

Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement : rapport d'activité janvier 2002 - juin 2005

Laboratoire de Glaciologie Et Géophysique de L'Environnement (lgge)

▶ **To cite this version:**

Laboratoire de Glaciologie Et Géophysique de L'Environnement (lgge). Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement : rapport d'activité janvier 2002 - juin 2005. 2005. hal-01573114

HAL Id: hal-01573114

https://hal-lara.archives-ouvertes.fr/hal-01573114

Submitted on 8 Aug 2017

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.

16623



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Rapport d'activité

Janvier 2002 – Juin 2005

TOAE
A
M C

CNRS CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

INSU

Observatoire OSUG des Sciences de l'Univers de Grenoble

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER SCIENCES. TECHNOLOGIE. MEDECINE

INIST
3 5400 01150900 8

b 13381027
p 10588 4758

Sommaire

Volume A – Bilan scientifique

Chapitre 1 - Résumé exécutif ..... Pages 1 à 8

A – Bilan scientifique p.2
A-1. Recherche p.2
A-2. Services d'observations (S.O.) p.4
A-3. Publications, thèses p.5
A-4. Missions de terrain p.5
A-5. Equipements techniques p.5
B – Vie du laboratoire p.6
B-1. Ressources humaines p.6
B-2. Ressources financières p.6
B-3. Fonctionnement du laboratoire p.6
B-4. Services communs p.6
B-5. Enseignement p.7
B-6. Communication p.7
B-7. Formation permanente p.7
B-8. Hygiène et Sécurité p.8

Chapitre 2 - Thème Climat Moderne et Observations Glaciologiques ..... Pages 9 à 45

1. Régions polaires p.13
1.1. Climats Arctique et Antarctique au XX^{ème} siècle p.13
1.2. Météorologie et processus en région polaire p.23
1.3. Prévisions climatiques : régions polaires et boréales p.25
2. Régions de montagne p.29
2.1. Région Alpine p.29
2.2. Régions tropicales p.38

Chapitre 3 - Thème Chimie de l'Atmosphère et Interactions Air-Neige-Glace ..... Pages 46 à 73

1. Chimie troposphérique polaire p.50
1.1. Chimie de la troposphère Antarctique p.50
1.2. Chimie de la troposphère Arctique p.54
2. Physique et chimie des interactions air-neige p.57
2.1. Evolution de la surface spécifique de la neige : étude expérimentale et modélisation p.57
2.2. Transformations physiques et chimiques du manteau neigeux : 1 an de suivi en Alaska p.59
2.3. Interaction Air-Neige : Cas du Mercure en zone polaire et alpine p.61
2.4. Contribution à l'étude de la fonction de transfert air-neige en régions centrales antarctiques p.63
3. Etude de la troposphère moyenne européenne p.65
3.1. Reconstruction de la pollution au dessus de l'Europe à partir des carottes Alpines (projets Alpclim et Carbosol) p.66
3.2. Etude des concentrations atmosphériques actuelles en diacides en Europe p.67

4. Aérosols atmosphériques en milieux anthropisés : cas des Vallées Alpines p.69
4.1. Rappel du contexte et des objectifs p.69
4.2. Principaux résultats du groupe p.69

Chapitre 4 - Thème Paléoclimat, Paléo-Environnements ..... Pages 74 à 114

1.Variation du climat et des atmosphères passées p.80
1.1. Les grands cycles climatiques p.80
1.2. Dernière glaciation et Holocène en Antarctique p.83
1.3. Groenland : variations rapides et téléconnexion Nord-Sud p.86
1.4. Période récente : caractérisation de l'état naturel, mise en évidence de la perturbation anthropique p.88
1.5. Développements analytiques p.95
2. Datation des forages, évaluation des paléo-températures et accumulations..... p.100
2.1. Datation de la glace des forages p.100
2.2. Évaluation de la différence glace/gaz p.103
2.3. Reconstruction des paléo-températures p.104
3. Modélisation des interactions cryosphère-climat dans le passé p106
3.1. Les lacs proglaciaires en Russie au Weichselien supérieur (il y a 90.000 ans) : impact sur le climat régional p.106
3.2. Impact du dépôt de poussière sur l'albedo de la neige en Asie aux périodes glaciaires p.106
3.3. Couplage entre modèle de climat de complexité intermédiaire et modèle de calottes de glace du LGGE : déglaciation, englacement et évènements rapides p.107
4. Lacs sous-glaciaires et glaciologie p.109
4.1. Recherche de signatures biologiques dans la glace d'accrétion p.110
4.2. Contraintes isotopiques p.111
4.3. Caractérisation des impuretés contenues dans la glace d'accrétion p.111
4.4. Modélisation du fonctionnement du lac Vostok (énergie, masse) p.113

Chapitre 5 - Thème Matériau Glace, Glaciers, Calottes Polaires ..... Pages 115 à 143

1. Aspects fondamentaux des processus de déformation et fracturation du matériau glace p.119
1.1. Etude des hétérogénéités de déformation du grain de glace p.119
1.2. Modes de déformation du monocristal : essais mécaniques de torsion et simulation par la dynamique des dislocations p.122
1.3. Modes de déformation et microstructure des glaces antarctiques p.123
1.4. Modélisation du comportement mécanique: modèle viscoplastique *N*-sites basé sur une approche FFT p.124
1.5. Sismologie de la déformation plastique p.125
1.6. Loi de comportement de la glace monocristalline : modèle de fluage stationnaire p.126
1.7. Déclenchement d'avalanches de neige et invariance d'échelle p.127
2. Applications géophysiques p.129
2.1. Glaciers p.129
2.2. Calottes polaires p.130
2.3. Déformation et fracturation de la banquise arctique p.138
3. Applications technologiques et industrielles p.140
3.1. Comportement ductile de la neige p.140
3.2. Etude du frottement glace-polymère p.142

3.3. Interactions glace/structure off-shore : effet d'échelle sur les pressions d'indentation p.143

Chapitre 6 - ORE et Services d'Observations ..... Pages 144 à 151

1. ORE GLACIOCLIM : les GLACIers, un Observatoire du CLIMat p.145
   1.1. Objectifs p.145
   1.2. Paramètres mesurés p.146
   1.3. Sites d'observations p.146
   1.4. Historique des données p.147
   1.5. Mise à disposition des données p.147
   1.6. Appartenance à un réseau international d'observatoire p.147
   1.7. Financement de Glacioclim p.147
2. ORE CESOA : Etude du cycle atmosphérique du SOUFRE en relation avec le climat aux moyennes et hautes latitudes Sud p.149
   2.1. Objectifs p.149
   2.2. Paramètres mesurés p.150
   2.3. Sites d'observations p.151
   2.4. Historique des données p.151
   2.5. Mise à disposition des données p.151
   2.6. Appartenance à un réseau international d'observatoire p.151
   2.7. Financement de CESOA p.151

Chapitre 7 - Publications, thèses, HDR ..... Pages 152 à 176

1. Publications p.153
   1.1. Liste des publications p.153
   1.2. Impact Factor p.171
2. Liste des thèses p.172
3. Liste des HDR p.176

Chapitre 8 - Missions de terrain ..... Pages 177 à 182

1. Opérations polaires p.178
2. Missions alpines : Alpes, Andes, Himalaya p.181
3. Indemnités de terrain p.182

Chapitre 9 - Equipements techniques ..... Pages 183 à 187

1. Les grands outils p.184
   1.1. Chambres froides p.184
   1.2. Glaciaires du Fontanil p.184
   1.3. Salles blanches p.184
   1.4. Laboratoire de mesure de la radioactivité p.185
2. Les moyens analytiques p.186
3. Locaux annexes p.186
   3.1. Chalet du Clos de l'Ours à Chamonix p.187
   3.2. Observatoire Vallot (4360 m, Massif du Mont-Blanc) p.187
   3.3. Refuge des Cosmiques (Massif du Mont-Blanc, 3620m) p.187
   3.4. Cabane du Glacier de St Sorlin p.187

B – Vie du laboratoire

Chapitre 1 - Ressources humaines ..... Pages 188 à 198

1. Personnels permanents p.189
   1.1. Situation actuelle p.189
   1.2. Evolution du personnel permanent p.192
2. Personnel non permanent p.194
   2.1. Les thèses au LGGE p.194
   2.2. Stagiaires p.197

Chapitre 2 - Ressources financières ..... Pages 199 à 209

1. Les recettes du LGGE p.200
2. Les dépenses du LGGE p.202
3. Calcul du coût chercheur p.203
4. Liste des contrats de recherche, programmes et subventions p.204
5. Les équipements p.209

Chapitre 3 - Fonctionnement du laboratoire ..... Pages 210 à 216

1. Direction p.211
2. Conseil de laboratoire p.211
3. Thèmes scientifiques p.211
4. Services communs p.212
5. Commissions p.214
6. Implication dans autres structures p.214

Chapitre 4 - Services communs ..... Pages 217 à 235

I – Les Services Techniques p.218
1. Présentation des Services Techniques p.218
2. Activités des ateliers p.219
   2.1. Bureau d'études p.219
   2.2. Atelier électronique/électrotechnique p.220
   2.3. Atelier mécanique p.221
   2.4. Infrastructure p.222
3. Synthèse des principales réalisations et moyens humains p.223
4. Liste du matériel de terrain disponible p.223
5. Principales missions dans lesquelles le service technique a été impliqué depuis 2002 ..... p.224
   5.1. EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) 1999-2001 ..... p.224
   5.2. Berkner Island p.224
   5.3. Petits forages polaires p.225
   5.4. North GRIP p.225
   5.5. Forages haute altitude p.226

II – Le Service Informatique p.227
1. Les faits marquants 2002-2005 ..... p.227
2. Etat actuel du parc p.227
3. Ressources humaines p.227

III – Le Service Administratif p.229
1. Evolution du personnel p.229

2. Répartition du travail p.229
IV – Bibliothèque et Documentation p.231
1. La bibliothèque du LGGE p.231
2. Projet pour la bibliothèque du LGGE 2005-2006 ..... p.231
V – Bâtiment p.232
1. Contexte p.232
2. Extension 05 ..... p.233
3. Rénovation du bâtiment 73 ..... p.233
4. Sécurité du bâtiment p.234

Chapitre 5 - Enseignement et formation ..... Pages 236 à 240

1. Moyens en Personnel p.237
2. Enseignements réalisés p.238
3. Cours de recherche sur les Atmosphères (E.R C.A.) p.239

Chapitre 6 - Communication ..... Pages 241 à 248

1. Le site Web p.242
1.1. Extranet p.242
1.2. Intranet p.243
2. La communication extérieure p.243
2.1. Conférences p.243
2.2. Manifestations p.244
2.3. Scolaires p.246
2.4. Réalisation de documents p.246
2.5. Médias p.246
2.6. Articles de vulgarisation p.247
3. Lettre PIGB p.247

Chapitre 7 - Formation permanente ..... Pages 249 à 253

1. Contexte p.250
2. Bilan p.250
3. Points à développer p.250

Chapitre 8 - CHS ..... Pages 254 à 262

1. Accidents du travail p.255
2. Formation et prévention p.255
3. Livret de sécurité p.256
4. Comptes-rendus des réunions de la commission p.257



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Rapport d'activité

Janvier 2002 – Juin 2005

Volume A - Bilan Scientifique









CHAPITRE 1

RESUME EXECUTIF



Forage au sommet du Mont Blanc, printemps 2005. Crédit : E. Lefebvre, LGGE

Préliminaire :

Bien que l'actuel contrat quadriennal couvre la période 2003-2006, ce rapport couvre la période janvier 2002-juin 2005 afin d'assurer une continuité avec le précédent rapport qui couvrait la période juin 1999 – décembre 2001.

Fondé en 1958 par Louis Lliboutry, le Laboratoire de l'Aiguille du Midi, devenu en 1962 Laboratoire de Glaciologie Alpine, devient Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) en 1970 avec l'arrivée de l'équipe de Claude Lorius. Il entamera en 2006 sa 48ème année d'existence ! Cette Unité bien implantée dans le paysage national de la recherche est désormais une Unité Mixte de Recherche (UMR 5183 depuis le 1er janvier 2003) sous la double tutelle du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et de l'Université Joseph Fourier (UJF, Grenoble I).

Au CNRS, le LGGE dépend principalement du département des Sciences de l'Univers (INSU/SDU) mais également du département des Sciences pour l'Ingénieur (SPI) pour ce qui concerne ses travaux sur le matériau glace. A l'Université, le LGGE est rattaché à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG).

Il bénéficie largement du support technique de l'Institut Polaire Français Paul-Emile Victor (IPEV) pour les opérations dans les régions polaires. Par ailleurs, le LGGE accueille des chercheurs de l'Unité GreatIce de l'Institut de Recherche et Développement (IRD) qui travaillent principalement sur les glaciers tropicaux. La collaboration avec l'Unité GreatIce n'a cessé de croître depuis quelques années et s'avère très fructueuse.

L'ambition du LGGE est internationale. Les chercheurs du laboratoire collaborent avec plus d'une centaine d'institutions étrangères, ils participent à de nombreux contrats européens et nos travaux sont reconnus au-delà de nos frontières. La compétence des services techniques est reconnue et sollicitée internationalement en ce qui concerne les carottages. De nombreuses thèses sont menées en co-tutelle, et le LGGE soutient l'école européenne ERCA qui connaît un grand succès depuis 13 ans.

Le rayonnement des recherches du LGGE s'est vu souligné par l'attribution de la Médaille d'Or du CNRS à C. Lorius (LGGE) et J. Jouzel (LSCE) en décembre 2002. Cette médaille est la juste reconnaissance d'avancées remarquables dans le domaine de l'évolution du climat (liens température-gaz à effet de serre) grâce aux mesures effectuées sur les carottes de glace.

A – Bilan scientifique

A-1 Recherche

Le LGGE a bâti sa renommée scientifique sur l'étude du climat et de la composition de l'atmosphère. Ces études portent sur le présent mais aussi sur les évolutions passées au travers des archives que constituent la neige et la glace accumulées au cours du temps. Cependant, le LGGE possède d'autres savoirs-faire très compétitifs centrés sur la neige et la glace, comme l'étude physique et mécanique du matériau glace, les échanges chimiques air-neige ou encore l'acquisition de données sur le terrain et par satellite concernant les propriétés de surface ou le bilan de masse.

Les recherches menées allient des développements technologiques et analytiques à une approche de modélisation numérique touchant à des domaines variés, de l'atmosphère aux écoulements des masses de glace. Les régions polaires Antarctique et Arctique sont des terrains d'action privilégiés mais l'expérience du LGGE s'étend aussi aux zones de montagne : étude des glaciers alpins et andins, pollution des vallées alpines. Ces études contribuent à la compréhension d'importants problèmes scientifiques qui sont souvent des enjeux de société tels que l'effet de serre, la variabilité

du climat et de l'environnement, le bilan de masse de la cryosphère, la pollution à l'échelle globale et régionale ou encore les risques glaciaires.

Depuis 2003, et à la demande de la section 19 (ex Section 12) du comité national, le LGGE s'est structuré autour de quatre thèmes.

➢ Climat moderne et observations glaciologiques

(Potentiel recherche : 9.1 permanents ETP, 61 Publications, Thèses : 6 soutenues, 5 en cours)

L'objectif principal de ce thème est d'observer, de comprendre et de modéliser le climat sur une période de temps allant approximativement du début de la période industrielle jusqu'aux prévisions pour le siècle prochain. Les zones d'étude concernent principalement les zones polaires (Antarctique, Groenland, Hautes Latitudes Nord) et les zones de montagne (Alpes, Andes, Himalaya).

Quelques faits marquants au cours de ce contrat :

- développement important des activités centrées sur l'ORE Glacioclim dont un des objectifs est de comprendre les relations climat-glaciers : collaboration renforcée sur les Andes avec l'IRD-GreatIce, début des opérations de terrain en Antarctique, recrutement d'un MCF sur la dynamique des glaciers et d'une CNAP sur la partie alpine (SO POG),
- analyse de la variabilité climatique en Antarctique et régions boréales par observations de terrain (ITASE) et télédétection, analyses météorologiques (ERA40) et modélisation mésoéchelle (modèle MAR),
- amélioration des prévisions climatiques en régions polaires et boréales en collaboration avec l'IPSL (modèle LMDZ).

➢ Chimie atmosphérique et interactions air-neige

(Potentiel recherche : 7.3 permanents ETP, 77 Publications, Thèses : 9 soutenues, 5 en cours)

Comprendre la chimie atmosphérique dans les régions polaires et alpines, étudier la pollution et les interactions chimie-climat, étudier les interactions entre l'atmosphère et la neige sont les principaux axes de ce thème.

Quelques faits marquants au cours de ce contrat :

- développement des observations en Antarctique dans le cadre de l'ORE CESOA avec recrutement d'un CR1, et modélisation du cycle du soufre en relation avec ces observations,
- programmes en Arctique sur le cycle du mercure, ainsi que sur les processus d'oxydation des oxydes d'azote en régions polaires (achat et développement d'un spectromètre de masse, activité partagée avec le thème 3 sur la paléo-chimie isotopique),
- étude de la troposphère à l'échelle européenne (sites de haute altitude dans le massif du Mont-Blanc, programme CARBOSOL) et de la pollution à l'échelle des vallées alpines (programme POVA). Un MCF a été recruté sur la chimie alpine,
- évolution du manteau neigeux et son impact sur l'atmosphère avec en particulier un suivi continu pendant 1 an en Alaska.

➢ Paléoclimats et paléo-environnements

(Potentiel recherche : 8.6 permanents ETP, 134 Publications, Thèses : 7 soutenues et 3 en cours)

Les principaux objectifs de ce thème sont de reconstituer les climats et environnements du passé afin de mieux appréhender les mécanismes climatiques. Les archives glaciaires en sont la principale source d'informations. Les échelles de temps vont de plusieurs centaines de milliers d'années jusqu'à la période la plus récente sous l'influence de l'homme.

Quelques faits marquants au cours de ce contrat :

- succès du forage EPICA à Dôme C (Antarctique) permettant de retracer plus de 800 000 ans d'histoire climatique avec des modifications de fréquence et d'amplitude du signal climatique lors des dernières centaines de milliers d'années. Recrutement d'un CR2 CNRS qui a travaillé en particulier sur la datation d'EPICA,
- estimation du flux de matière extraterrestre à partir de la glace de Summit au Groenland et premières mesures de la variation des métaux lourds sur plusieurs cycles climatiques,
- mise en évidence des déplacements du vortex Antarctique et d'une possible influence du cycle solaire à 200 ans à partir du signal poussières,
- contrainte sur l'origine de l'évolution des gaz à effet de serre sur 200 ans à partir de leurs isotopes dans l'air du névé,
- influence des lacs pro-glaciaires sur l'évolution de la calotte Fennoscandienne lors de la dernière glaciation,
- métabolisme du lac Vostok et découverte de bactéries vivant dans des eaux chaudes.

➢ **Matériau glace et dynamique des glaciers et calottes polaires**

(Potentiel recherche : 6.2 permanents ETP, 40 Publications, Thèses : 1 soutenue, 4 en cours)

Une des principales spécificités de ce thème est de travailler à la frontière entre deux disciplines : géophysique et sciences des matériaux. C'est une grande richesse pour les deux communautés de valoriser cette interdisciplinarité. Une autre caractéristique est de travailler à des échelles extrêmement variables, de la structure cristalline aux grandes calottes de glace. Quelques faits marquants au cours de ce contrat :

- nouvelles approches expérimentales (topographie X, émission acoustique) et théoriques pour étudier la déformation des cristaux ou la dynamique des dislocations
- développement de modèles d'évolution des calottes polaires à plusieurs échelles (global ou local autour de Dome C) ou des glaciers tempérés
- émergence de l'étude de la banquise arctique et de la mécanique de la neige

Ce découpage en quatre thèmes, à but essentiellement fonctionnel, ne constitue pas un cloisonnement infranchissable. D'évidentes **interactions** entre eux se produisent et sont encouragées. On peut citer les liens forts chimie-climat (modélisation cycle du soufre et ORE CESOA), les modèles d'évolution des glaciers et calottes polaires (synergie paléoclimat-climat moderne-matériau glace), les nécessaires recoupements temporels (les études récentes permettent de comprendre les enregistrement glaciaires et l'analyse de la variabilité moderne du climat ou de l'environnement repose aussi sur des archives glaciaires), l'utilisation des mêmes modèles pour l'étude des climats anciens ou modernes.

A-2. Services d'observations (S.O.)

Le LGGE a une longue tradition d'observation et c'est tout naturellement qu'il a développé deux services d'observation dans le cadre d'une politique volontariste au niveau national (soutien aux ORE et aux Services d'Observation par l'INSU et le Ministère, création de la section Surfaces Continentales, Océan, Atmosphère pour les CNAP).

- ORE Glacioclim pour l'étude des relations climat-glaciers avec 3 composantes : Alpes (SO POG labellisé par l'INSU en 2004), Andes et Antarctique. L'ORE dans son ensemble a été soutenu par le Ministère, la partie alpine par l'OSUG, andine par l'IRD et antarctique par l'IPEV. Un poste CNAP a été obtenu pour le SO POG (Programme d'Observation des Glaciers)

- ORE CESOA centré sur l'étude du cycle du soufre en Antarctique. Cet ORE est soutenu par le Ministère, l'INSU et l'IPEV.

A-3. Publications, thèses

Le laboratoire totalise 288 articles publiés ou acceptés dans des revues internationales de rang A[1] entre janvier 2002 et juin 2005, soit une moyenne de 2,1 articles par an et par chercheur (basé sur l'effectif actuel). 156 des 288 articles ont un membre du LGGE comme premier auteur ; pour 40 autres articles, l'auteur principal LGGE est second auteur.

Pour le thème 1 le décompte de tous les articles s'élève à 61, 77 pour le thème 2, 134 pour le thème 3 et 40 pour le thème 4. Ces chiffres reflètent le rayonnement international de l'activité centrée sur les Paléoclimats et Paléo-Environnements au LGGE grâce en particulier à notre participation aux grands programmes de carottage en Arctique et en Antarctique mais aussi le fort potentiel de résultats scientifiques issus de ces précieux échantillons de glace. Environ 10% des publications apparaissent sur plusieurs thèmes.

De nombreuses publications apparaissent dans des revues à fort impact : 10 Nature, 4 Science, 35 JGR, 17 EPSL, 9 Climate Dynamics. Certaines d'entre elles sont déjà très bien placées en terme d'impact, reflété par le nombre de citations : 46 pour l'article de synthèse en chimie air-neige de Dominé et Shepson (Science, 2002), 30 pour l'article EPICA (Nature, 2004, record en Géosciences l'année dernière). Le record du laboratoire (753 citations pour Barnola et al., Nature 1987 et 744 citations pour Petit et al., Nature 1999) sur les résultats de Vostok reste toutefois à battre !

30 thèses ont été soutenues depuis 2002 et 30 sont en cours en comptant celles qui commencent en 2005, soit environ 8 thèses par an. Un fait remarquable est que sept thèses ont été effectuées en co-tutelle avec une université étrangère.

A-4. Missions de terrain

Nous avons estimé que 11% du temps total de l'ensemble des permanents a été dévolu aux missions de terrain. Ce chiffre reflète l'importance de cet aspect du laboratoire qui est une de nos richesses. De ces missions auxquelles contribuent chercheurs, ITA et étudiants proviennent des observations, mesures et échantillons uniques. Ces missions se déroulent souvent dans des conditions difficiles et de grandes disparités existent sur la reconnaissance de ces difficultés.

A-5. Equipements techniques

Le LGGE dispose d'infrastructures spécifiques : chambres froides et glaciaires pour le stockage, la préparation ou l'étude de la glace et de la neige, salles blanches, laboratoire semi-enterré de mesure de la radio-activité. De nombreux laboratoires (230 m^2) abritent les nécessaires équipements analytiques. La surface des laboratoires a été en forte augmentation ces dernières années suite au recrutement d'expérimentateurs. Par ailleurs, le LGGE dispose de locaux annexes dans les Alpes près des glaciers. Un soutien fort de nos tutelles (financier et humain) est indispensable pour le bon fonctionnement de ces équipements.

Parmi les équipements techniques, les carottiers développés au LGGE (notamment le carottier 200 m) peuvent être considérés comme des instruments nationaux car ils bénéficient à d'autres laboratoires et organismes.

[1] La liste totale des publications de rang A est donnée dans le chapitre 7, tous les articles référencés en gras dans le texte ont au moins un auteur du LGGE.

B – Vie du laboratoire

B-1. Ressources humaines

Actuellement, la population du LGGE se monte à 39 chercheurs et enseignants-chercheurs, 21 ITA, 20 doctorants, 5 post-docs ou CDD et une dizaine de stagiaires (Ecoles ou Universités). La grande variété des disciplines et des métiers est une marque de la pluridisciplinarité du laboratoire. La croissance a été forte au cours de ce contrat en ce qui concerne les chercheurs (+4 depuis 2002) et enseignants-chercheurs (+5 depuis 2002 dont 1 CNAP), en partie par anticipation de départs à la retraite prévus pour le prochain quadriennal.

La situation est plus préoccupante en ce qui concerne les ITA dont le nombre est en constante diminution depuis 20 ans. En 1986, il y avait 2 fois plus d'ITA que de Chercheurs+EC, en 2005 le rapport s'est inversé (20 ITA pour 39 C-EC). Un autre point est la baisse du nombre d'IATOS qui est passé de 4 à 1 alors que paradoxalement le LGGE est devenu une UMR.

Le nombre de doctorants se stabilise autour de 7 entrées-sorties par an. Il s'agit d'une composante importante du potentiel de recherche du laboratoire et un effort particulier est mis sur la sélection des sujets de thèse et le suivi des doctorants. La thèse est considérée comme une expérience professionnelle que l'étudiant doit pouvoir valoriser par la suite.

B-2. Ressources financières

Les recherches du LGGE sont soutenues par le CNRS, l'Université Joseph Fourier, le Ministère de la Recherche, l'Europe, l'Institut Polaire Français Paul-Emile Victor et d'autres organismes publics français ainsi que par des contrats avec des partenaires industriels. Les contrats européens sont en baisse depuis 2002 ; c'est un souci majeur car ils représentaient une ressource très importante.

La masse salariale représente 70% du budget consolidé. Hors salaires, le budget 2004 s'est élevé au total à 1 500 k€ dont 432 k€ de soutien de base (365 k€ du CNRS et 67 k€ de l'UJF dont 23 k€ ont été « remontés » depuis). Malgré l'augmentation du personnel, les dépenses liées à l'infrastructure et aux services communs (importantes compte-tenu des spécificités du laboratoire) sont restées constantes à environ 390 k€. Toujours en 2004, 40 k€ ont donc pu être réservés pour des opérations scientifiques : c'est peu pour définir une réelle politique scientifique (en moyenne 1 k€/chercheur).

B-3. Fonctionnement du laboratoire

La direction a été assurée de manière collégiale par M. Fily (directeur) et J. Chappellaz (directeur-adjoint). Pour prendre ses décisions, la direction s'est beaucoup appuyée sur le conseil de laboratoire (1 conseil/mois) et sur les responsables des 4 thèmes scientifiques.

La nouvelle structure en thème a bien fonctionné et beaucoup de décisions (notamment priorités budgétaires, priorités de thèses, priorités de postes) suivent le chemin suivant : discussion au sein du thème puis réunion des responsables de thème - direction. Le rôle d'animation scientifique des thèmes peut toutefois être encore développé.

Par ailleurs, plusieurs commissions permettent de résoudre des besoins plus spécifiques.

B-4. Services communs

Les services communs regroupent les services techniques (9 personnes, développement et mise en œuvre des moyens techniques utilisés en laboratoire et sur le terrain, infrastructures), le service informatique (3 personnes), le service administratif (4 personnes) dont la documentation et la bibliothèque. Parmi les faits marquants au cours de ce contrat :

- succès internationaux des carottages en Antarctique pour lesquels l'équipe technique du LGGE a joué un grand rôle : EPICA Dôme C (3270 m), Berkner Island (970 m). Cette

grande compétence s'est traduite par le Cristal du CNRS décerné à Laurent Augustin (IR CNRS) en Octobre 2002.

- fort renouvellement, avec succès grâce à l'investissement de chacune, du service administratif suite à 3 départs (2 retraites, 1 NOEMI) sur 4 personnes,
- Bâtiment : retard colossal mais au final bouclage du chantier de l'extension (salle de conférences et cafétéria) en 2005, projet de rénovation du bâtiment73 et renforcement de la sécurité du site. Ce retard a été et reste une gêne considérable pour le labo. En particulier, environ 400 k€ qui avait été attribués pour la rénovation du bâtiment 73 ont été « désattribués » à cause du retard du chantier, pénalisant donc doublement le LGGE. Ceci est extrêmement préjudiciable car une réflexion importante a été menée avec le personnel sur cette restructuration afin de gérer au mieux l'espace existant. Nous espérons que ce travail ne restera pas lettre morte et que la somme initialement allouée sera débloquée d'autant plus que des travaux liés à la sécurité sont en jeu
- Le renforcement de la sécurité a eu lieu après une série de cambriolages au LGGE.

B-5. Enseignement

Le LGGE participe à l'enseignement des géosciences au sein, entre autres, de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG). Cependant, des enseignants-chercheurs du laboratoire sont rattachés à d'autres UFR (Physique, Chimie, Mécanique, Polytech), à l' INPG et au CNAM, signe du caractère multidisciplinaire des recherches menées au sein de notre unité.
Le LGGE est, par ailleurs, fortement impliqué dans l'organisation de l'Ecole Européenne de Recherche sur les Atmosphères (ERCA) qui a fêté son 13ème anniversaire en 2005 et fait partie maintenant de réseaux intégrés européens.

B-6. Communication

Un effort important a été entrepris au cours de ce contrat pour mettre en service un site Web destiné à la communication en externe mais aussi en interne (Intranet). Ce site est opérationnel, vivant, et nous a valu un certain nombre de commentaires très positifs. Notons en particulier la publication en ligne de brèves scientifiques souvent relayées par les services de communication au niveau local ou national.

Par ailleurs, le LGGE est beaucoup sollicité pour intervenir à l'extérieur (20 à 30 Conférences/an, Salons, Fête de la Science) et recevoir des groupes au laboratoire (10 à 15 classes/an) sur les thèmes du climat et de l'Environnement. Nous essayons de répondre au mieux à cette demande. Citons, entre autres, la série de conférences sur le climat organisées par le LGGE en Mars 2003, qui a réuni plusieurs orateurs de qualité avec un public de plus de 600 personnes, ou encore la visite du Ministre de l'Ecologie et du Développement Durable, Serge Lepeltier, à Chamonix sur le Glacier des Bossons.

B-7. Formation permanente

La fonction de Correspondant de Formation au LGGE existe depuis juin 2000, date du premier PFU. Depuis cette date, nous nous sommes efforcés de clarifier les besoins en formation des personnels, à court et moyen terme, en lien avec les priorités technologiques du laboratoire, les mouvements de personnels et les aspirations individuelles. Nous avons porté une attention particulière à la définition précise des connaissances à acquérir et à la recherche de solutions. Le lien établi avec le Bureau de la Formation Permanente a notamment permis la mise en place progressive de formations plus diversifiées auxquelles ont assisté plusieurs personnels du LGGE :

- formations inter-laboratoires pour les métiers en appui direct de la recherche (ex : microscopie électronique à l'INPG)
- formations intra-laboratoires accessibles à tous les personnels (ex : création de posters).

Il nous a également permis de trouver des solutions a des besoins très spécifiques (ex : formation en automatisme par Schneider Formation).

Les personnels qui ont suivi des formations sont surtout les ITA : depuis 2000, ~50 à ~70% d'entre eux ont suivi une ou plusieurs formation(s) chaque année, à comparer avec quelques pourcents pour les chercheurs surtout intéressés par le management. Ce sont les ITA des services communs (mécanique, électronique, informatique) qui ont effectué le plus grand nombre de stages, mais un effort spécifique a également concerné la mise en adéquation avec leurs fonctions des nouveaux arrivants. Un fléchissement a été observé en 2004, comme pour l'ensemble de la délégation. Parmi les raisons possibles il y a certainement le manque de temps (nombreuses missions sur le terrain et peut-être la mise en place de l'ARTT).

B-8. Hygiène et Sécurité

Le LGGE est un laboratoire où les questions d'hygiène et de sécurité sont particulièrement importantes :

- missions sur le terrain en conditions difficiles (milieu polaire, montagne),
- travail au froid (chambres froides entre -10 et -25°C),
- existence d'un atelier comprenant des machines-outils et des machines à bois,
- travail en présence de produits chimiques,
- utilisation de gaz comprimés.

A cela s'est ajouté au cours du quadriennal un problème de sécurité des personnes et des biens en relation avec les cambriolages répétés dont le laboratoire a été victime (cf. chapitre « Bâtiment »).

L'ensemble des questions d'hygiène et de sécurité est traité par une commission *ad hoc* comprenant notamment la direction et Jean-Philippe Balestrieri, notre Agent Chargé de la Mise en œuvre des règles d'hygiène et de sécurité (ACMO).

Notons la réalisation d'un Livret Sécurité au cours du dernier quadriennal qui couvre l'ensemble des risques encourus au LGGE.

CHAPITRE 2

THEME « CLIMAT MODERNE ET OBSERVATIONS GLACIOLOGIQUES »



Station météo sur un glacier andin. Crédit : P. Wagnon, IRD

Principaux axes de recherche	
Climat récent, actuel et futur en régions boréales et Antarctique	**Glaciers**
• Météorologie, climat et bilan de masse des calottes polaires • Analyses météorologiques, modélisation et prévisions climatiques • Télédétection des calottes polaires et des régions boréales • Processus de surface et rétroactions en régions boréales • Modélisation chimie/climat atmosphérique	• Météorologie, bilans de masse et d'énergie des glaciers • Relations climat / glaciers, sensibilité climatique et modélisation • Télédétection • Risques naturels liés aux glaciers • Archives lacustres et radionucléides

Personnel (% du temps total par personne)			
Chercheurs CNRS		**Enseignants Chercheurs**	
Genthon C.	60	Le Meur E. (depuis 09/03)	40
Krinner G.	35	Vallon M.	20
Gallée H.	90	Picard G. (depuis 10/04)	50
Ritz C.	10	Benoist J-P.	10
		Fily M.	20
		Mélières M-A.	10
		Letreguilly A.	30
CNAP		**ITA**	
Six D. (depuis 01/2005)	70	Vincent C.	50
		Sacchettini M.	30
		Magand O.	70
		De Angelis M.	10
Chercheurs IRD (Great-Ice)		**ITA IRD (Great-Ice)**	
Arnaud Y.	95	Ginot P.	25
Wagnon P.	95		
Francou B.	70		
Doctorants		**Post-doctorants**	
Torinesi O. (1999-2002)	100	Six D.	3 mois
Castebrunet H. (2004-2007)	50	Khvorostyanov D.	3 ans
Schaefer M. (2004-2007)	100	Favier V.	16 mois
Mialon A. (2002-2005)	100		1 mois
Gerbaux M. (2002-2005)	100		
Jourdain N. (2004-2007)	100		
Gential L. (2003-2006)	100		
Poutou E. (2001-2004)	100		
Rabatel A. (2001-2005)	100		

Chercheurs et Professeurs invités

Roger Barry (Professeur à l'Université du Colorado, Directeur du National Snow and Ice Data Center de Boulder (Colorado, USA) venu 3 mois en 2004 pour discuter avec les chercheurs impliqués dans CLIC (Climate and Cryosphere).

Principales collaborations	
Nationales	**Internationales**
IRD (Montpellier + Paris) CEN CEMAGREF CNES (Toulouse) LEGOS (Toulouse) LOA (Lille) IPSL (Paris : LSCE, LMD, LODYC) CNRM (Toulouse et Grenoble) Service RTM Laboratoire 3S EDYTEM (Chambéry) LGIT (Grenoble)	U. Alberysmith (GB) U. Innsbruck (Autriche) U. Saaskatoon (Canada) U. UMSAa La Paz (Bolivie) Inhami (Equateur) Senahmi et INRENA (Pérou) U. Dehli (Inde) CARTEL (U. Sherbrooke, Québec) U. Washington (Seattle, USA) ENEA (Rome, Italie) CNR-ISAC (Italie) AMRC (USA) ECMWF (UK) VAW Zurich (Suisse) Société Météorologique de Turin (Italie) Scientific Computing Ltd (Finland) Univ. de Newcastle (Aus) Antarctic Cooperative Research Center (Aus) ETH (Zurich, Suisse)

Financements	
Programmes nationaux	**Programmes internationaux**
PNEDC (2002-2005) ACI-Climat programme C3 (2004-2006) ACI-Jeunes (2002-2005) ACI –Observation de la Terre (2001-2003) ORE GLACIOCLIM (Ministère de la Recherche, IPEV) SO POG (OSUG, contrats privés) ITASE (IPEV) PNRH 01-37 (2001-2003) PNRH (2005-2008) Eclipse (2002-2004 puis 2005-2006)	ENSEMBLES (Europe, 2005-2009) GLACIORISK (Europe, 2001-2003)

Axes de recherche et rappel des objectifs

L'objectif principal de ce thème est de mieux connaître et comprendre l'état récent et actuel du climat et de la cryosphère en régions polaires et de montagne, afin d'en mieux comprendre l'insertion dans le système climatique global et de mieux en prévoir l'évolution dans un contexte de réchauffement global. Dans cette optique, la cryosphère (glaciers, calottes, couverture neigeuse, gel de sol...) peut avoir une fonction passive d'indicateur et d'intégrateur du changement climatique. Elle a également un rôle actif vis à vis du climat (rétroaction) et d'impacts potentiels (niveau des mers, ressources en eau, risques, etc.). L'observation (de terrain et satellitale), qui inclut la reconstruction pour un passé récent, et la modélisation sont les approches permettant d'aborder ces différentes contributions de la cryosphère au climat et à l'environnement.

Les régions étudiées sont multiples et vont des régions polaires (Antarctique et régions continentales boréales) aux zones tropicales (Andes tropicales et Himalaya par le biais des chercheurs IRD en accueil au LGGE) en passant par les glaciers alpins étudiés pour certains depuis plus de 50 ans par le laboratoire. Pour toutes ces régions, une étape fondamentale consiste à observer la cryosphère et son environnement climatique. C'est en particulier dans l'optique de constituer une base de données glacio-météorologiques, indispensable pour d'une part comprendre les processus de surface et d'autre part modéliser les mécanismes qui participent à l'évolution du climat, que l'ORE GLACIOCLIM a été créé en 2002. Cet ORE regroupe des glaciers représentatifs des 3 zones climatiques étudiées par ce thème (tropical, tempéré, polaire). Il permet d'homogénéiser les mesures glacio-météorologiques réalisées sur les glaciers et il assure la pérennité de ces mesures, sans laquelle la recherche sur la relation climat/glacier ne pourrait se développer pleinement. En Antarctique de l'Est, l'accumulation nette est également documentée sur une large échelle par prélèvement et analyses (détermination d'horizons radioactifs datés) de carottes prélevées. En complément des mesures au sol, la télédétection, grâce à son potentiel pour le suivi temporel et la globalisation, est un outil de plus en plus utilisé: en Antarctique, aux hautes latitudes boréales (suivi de la neige et des zones humides), dans les Alpes et en Himalaya (surveillance des bilans de masse).

Les observations de terrain et par télédétection documentent le passé et l'actuel. Elles ont en particulier vocation à être confrontées à des modèles dont les qualités et limites pourront être ainsi évaluées, et qui en retour permettront d'étendre dans l'espace et dans le temps (y compris et en particulier vers le futur) des données observées très parcellaires en regard de l'ampleur et/où de la variété des régions concernées. Dans les régions alpines, la modélisation des écoulements glaciaires connaît un nouvel essor. Ces écoulements déterminent la réponse dynamique des glaciers aux fluctuations et changements climatiques, qui s'expriment à travers les changements du bilan de masse en surface. La modélisation de ces bilans, à des échelles spatiales et temporelles compatibles avec la nature des glaciers, est également en développement au LGGE. Plus généralement, c'est la sensibilité des glaciers aux divers aspects du changement climatique qui est examinée à la lumière des archives glaciologiques disponibles (observatoire) et en réponse aux prévisions des modèles globaux. En régions polaires, la modélisation numérique du climat est une activité traditionnelle du laboratoire. Cette activité tente, à la mesure de ses moyens, de se positionner comme une composante polaire des efforts nationaux de modélisation et de prévision climatique. L'évaluation et l'amélioration du modèle de climat de l'IPSL constituent à cet égard une branche d'activité substantielle. Une autre branche innovante de la modélisation au LGGE est le développement et la mise en oeuvre d'un modèle régional à fine échelle. En parallèle avec la mise en oeuvre du « zoom » du modèle de l'IPSL, la modélisation méso-échelle participe à l'objectif de régionalisation sur les régions (et en particulier les calottes) polaires des évolutions et prévisions climatiques plus couramment produites par des modèles globaux. Enfin, les modèles et les produits combinant modèles et observations (analyses météorologiques) sont des sources d'information, si ce n'est exactes, du moins beaucoup plus complètes que ce que nous offrent les observations. Entre autre, ces informations mettent en évidence les caractéristiques (types, régions, etc.) des observations encore manquantes et dont l'acquisition serait cruciale. La boucle est alors bouclée : ces modèles et les observations sont bien les 2 faces complémentaires de notre étude du climat et de la cryosphère « moderne ».

1. Régions polaires

Observations : Après une période de terrain intense (1998-2002), l'activité au cours des 3 dernières années dans le cadre du programme de traverses Antarctiques ITASE s'est concentrée sur l'analyse, au laboratoire, des échantillons recueillis et sur la valorisation des résultats de mesures. On s'achemine ainsi, progressivement, vers une meilleure connaissance du bilan de masse de surface de l'Antarctique et une meilleure compréhension des processus contribuant aux différents termes de ce bilan : précipitation, sublimation, érosion, etc.
C'est également l'objectif de la composante Antarctique de l'ORE GLACIOCLIM, site d'observation dont la mise en place n'est pas encore achevée mais dont les premiers résultats confirment les choix d'échantillonnage effectués. Du côté de la télédétection, c'est sur les régions continentales boréales que des développements récents appliqués au climat ont été réalisés. A nouveau, ce sont les longues séries micro-ondes qui sont mises à contribution, pour l'extraction de séries multidécennales à haute résolution spatiale et temporelle de l'évolution des zones inondées, gelées, enneigées et même de la température de surface, dans des régions où les observations de surface sont très insuffisantes. Alors que ces même séries avaient précédemment été utilisées en Antarctique (évolution des zones de fonte), l'activité récente sur la calotte Sud s'est concentrée sur la validation et la calibration des instruments satellitaux, la surface homogène du haut plateau Antarctique offrant à cet égard des propriétés exceptionnelles.

Modélisation : La modélisation numérique est, en régions polaires, une activité traditionnelle du LGGE. L'activité d'évaluation et d'amélioration du modèle de climat de l'IPSL s'est concrétisée, en particulier, par le développement de nouvelles paramétrisations pour la prise en compte de processus de surface continentaux aux hautes latitudes, dont le potentiel de rétroaction était précédemment ignoré : lacs et marécages, y compris gel d'eau douce, gel saisonnier du sol et pergélisols.
Une autre branche innovante de la modélisation au LGGE est le développement et la mise en oeuvre d'un modèle régional à fine échelle sur la région Antarctique pour l'étude et la prise en compte détaillée de processus spécifiques de cette région (couche limite stable, vents catabatiques, neige soufflée) encore peu documentés. En parallèle avec la mise en oeuvre du « zoom » du modèle de l'IPSL, la modélisation méso-échelle participe à l'objectif de régionalisation sur les régions (et en particulier les calottes) polaires des évolutions et prévisions climatiques plus couramment produites par des modèles globaux. Enfin, les modèles et les produits combinant modèles et observations (analyses météorologiques) sont, sur des échelles de temps pluriannuelles, des sources d'information complètes en temps et en espace, si ce n'est exactes, permettant d'appréhender les relations entre le climat Antarctique et celui du reste du monde (mode annulaire sud, propagation d'ENSO jusqu'en Antarctique, etc.).

Synergie : Au LGGE, la mise en œuvre conjointe, dans certains cas par les mêmes personnes, de différentes approches de l'observation (terrain, laboratoire, télédétection) et de la modélisation (locale, régionale et globale) focalisées sur des régions (continentales boréales, Antarctique) et des variables (atmosphère, surface et cryosphère en général, bilan de masse en particulier) communes est une caractéristique importante de notre activité récente.

1.1. Climats Arctique et Antarctique au XX^{ème} siècle

1.1.1. Constitution de bases de données glaciologiques et glacio-météorologiques

a) ITASE et dépôt atmosphérique de radioéléments
(O. Magand, M. Fily, C. Genthon, C. Vincent)

L'étude de l'accumulation nette de la neige constitue une des composantes principales de l'étude des bilans de masse des calottes polaires. Les taux d'accumulation sont obtenus par l'intermédiaire de nombreuses méthodes (études stratigraphiques des carottes de glace, mesures de balises, mesures satellitales…), mais en raison de nombreux « trous » dans la couverture d'observation du paramètre accumulation, les valeurs de bilan de masse de l'Antarctique actuellement citées restent entachées

de nombreuses incertitudes, tant sur la variabilité spatiale que temporelle de ce paramètre.

En vue d'approfondir nos connaissances actuelles sur la thématique de l'accumulation de neige et bilan de masse dans le secteur polaire Antarctique, l'Italie et la France ont réalisé plusieurs campagnes de terrain (cf figure 1 et table 1) en Terres de Wilkes et de Victoria (zone Nord) dans le cadre du programme ITASE (International TransAntarctic Scientific Expedition; Mayewski et Goodwin, 1999) et de la collaboration franco-italienne (station Concordia).

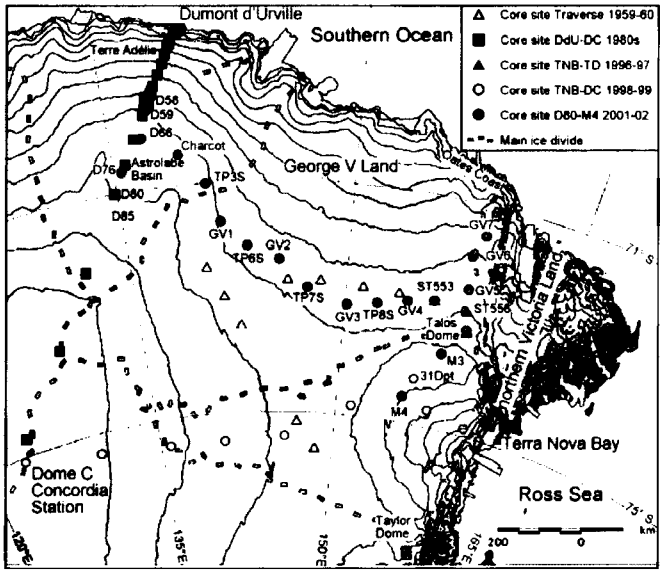


Fig.1 : Carte du bassin de drainage Nord et Est de Dôme C (Antarctique de l'Est – Terre de Wilkes), avec les contours topographiques, et visualisation des sites de carottages réalisés dans le secteur depuis 1959-1960 (d'après ***Magand et al., 2004****).*

Campagne	Logistique	Zone d'étude	Nbre échantillons pour analyses β et γ
ITASE 1998-99	Raid	Traverse TNB - DC	~ 400 (24 carottes)
DC 1999-00	/	Dôme Concordia	
ITASE 2000	Avion	Terra Nova Bay	~ 100 (7 carottes)
ITASE 2001-02	Raid	Traverse Ddu - DC	~ 800 (17 carottes)

Table 1: Résumé des campagnes de terrain réalisées par la France et l'Italie, dans le cadre du programme ITASE entre 1998 et 2002.

Un ou plusieurs scientifique(s) français du LGGE, a (ont) participé à chacune de ces différentes campagnes de terrain. L'implication du laboratoire s'est notamment traduite par l'étude de la mesure des taux d'accumulation de neige, via l'outil radiochimique, dans les différents sites étudiés (**Gay et al., 2002** ; **Pourchet et al., 2003** ; **Frezzotti et al., 2004 et 2005** ; **Magand et al., 2004**).

L'ensemble des carottes a été analysé en comptage Béta global et spectrométrie Gamma au LGGE, afin d'estimer les taux d'accumulation de neige. L'ensemble de ces analyses permet d'obtenir des profils d'évolution des retombées radioactives entre 1955 et 1980 et, via les horizons repères de retombées maximales (1955 et 1965), d'établir une cartographie de l'évolution de l'accumulation (variabilité spatiale et temporelle du bilan de masse en surface sur les 50 dernières années) dans les zones d'étude concernées. 30% des échantillons collectés lors de la traverse 01-02 sont encore en cours d'analyse (échéance prévue fin 2005), étant donné le temps imparti aux comptages, notamment en spectrométrie Gamma. L'intégration de données radars et satellites (morphologie de surface) aux données d'accumulation précédemment citées, nous permet d'évaluer la variabilité spatiale de l'accumulation de surface, et d'étudier les processus en partie responsables des variabilités observées (**Frezzotti et al., 2004**; **Magand et al., 2004**). Il ressort notamment l'impact

considérable du phénomène de sublimation induit par le vent sur les précipitations de neige, donc sur la distribution et la variabilité du bilan de masse de surface, dans un secteur ou 90% des surfaces apparaissent comme fortement ventées. Ces travaux montrent également l'intérêt grandissant de l'emploi et du couplage de nouvelles technologies (type radar à neige ou GPR) avec les études de forages afin de mieux appréhender les problèmes de représentativité spatiale des valeurs observées sur l'ensemble du territoire Antarctique.

Les principaux résultats de ces campagnes (**Frezzotti et Flora, 2002**; **Frezzotti et al., 2004** ; **Magand et al., 2004**) concernent :

- Une meilleure compréhension des gradients climatiques et environnementaux latitudinaux et longitudinaux rencontrés au cours des 200-1000 dernières années dans le bassin de drainage de Dôme C et des territoires Nord de Victoria,
- Une meilleure appréhension des processus résultant de l'interaction (redistribution par transport, sublimation, métamorphisme..) entre les couches de surface de l'atmosphère et la neige déposée, affectant ainsi la distribution de l'accumulation,
- L'établissement de cartes précises de distribution de l'accumulation (bilan de masse de surface) dans ce secteur de l'Antarctique (DDU – TNB – DC).

Les données radiochimiques obtenues permettent également d'évaluer les flux de retombées des radionucléides artificiels et naturels dans la région d'étude du secteur d'Antarctique de l'Est. Deux cartes de dépôt et de distribution du ^{137}Cs (période 1955-1980) pour l'ensemble de l'Antarctique, et pour notre secteur d'étude (90-180° Est), ont notamment été établies, en compilant les nouvelles données ITASE aux données existantes (**Pourchet et al., 2003**). En dépit d'une couverture faible d'observations dans notre secteur d'étude, le tri des données en plusieurs « classes de taux d'accumulation » montre clairement une forte corrélation entre les flux de dépôts des radioéléments artificiels et l'accumulation.

b) GLACIOCLIM-SAMBA

(C. Genthon, E. Le Meur, P. Wagnon, D. Six, O. Magand, M. Sacchettini)

L'observation du bilan de masse de surface de l'Antarctique est actuellement insuffisante pour évaluer sa variabilité et ses tendances éventuelles, et pour vérifier et valider la surveillance satellitale qui en est faite et les modèles climatiques utilisés pour la prédire (ISMASS 2004).
GLACIOCLIM-SAMBA (SurfAce Mass Balance of Antarctica, http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/glacioclim/samba) est la composante Antarctique de l'ORE GLACIOCLIM, dont l'objectif est la surveillance du bilan de masse des glaciers et l'étude des relations au climat. A la différence des autres composantes (Alpes et Andes), le volet SAMBA était inexistant lors de la création de l'ORE. A l'issue de la première saison de terrain (Janvier-Février 2004), un réseau de 47 balises a été installé sur une surface d'environ 1 km^2 en zone côtière d'ablation, dans la région dite de Cap Prudhomme; 60 balises ont été alignées en zone d'accumulation le long du début de la route du Raid Dumont d'Urville – Dôme C, sur une distance de 54 km depuis la côte; et un réseau cruciforme de 40 balises a été mis en place au Dôme C, près de la station Concordia. Au cours de la seconde saison (janvier-février 2005), ces balises ont été relevées, et pour certaines remplacées ; la ligne de balises a été allongée jusqu'à 104 km de la côte ; une station météorologique automatique a été installée au site de Cap Prudhomme; les stations météorologiques automatiques existantes de D10 et D47 (respectivement à 5 et 95 km de la côte) ont été remises en état; un système photographique automatique de suivi de l'albédo de surface en zone côtière d'ablation a été développé et mis en place; des mesures ponctuelles radiométriques de l'albédo ont été réalisées pour la calibration; et des essais préliminaires d'un instrument de mesure des précipitations par réflection et transmission infra-rouge ont été réalisés. Il est prévu qu'au cours de la troisième saison de terrain (Janvier-Février 2006), la ligne de balise d'accumulation soit étendue jusqu'à 150 km, et que 2 réseaux cruciformes supplémentaires soit installés au Dôme C. Le système d'observation de base de l'ORE GLACIOCLIM-SAMBA, tel qu'initialement envisagé (sauf pour les réseaux de balises de Dôme C, adaptés pour des raisons logistiques), sera alors complet.

La mesure début 2005 des accumulations annuelles de la ligne d'accumulation indique une variabilité spatiale importante (figure 2) dont une partie seulement peut être directement liée à la topographie moyenne. Le reste caractérise le « bruit » spatial limitant, pour une année donnée, les possibilités de comparaison directe de mesures ponctuelles de bilan de masse avec des observations satellitales ou des résultats de modèles climatiques (**Genthon et al., 2005**, **Genthon, 2005**). Ce résultat souligne la nécessité de systèmes d'observations à grande échelle, dont cette ligne de balises procède, et qui sont rares en Antarctique.

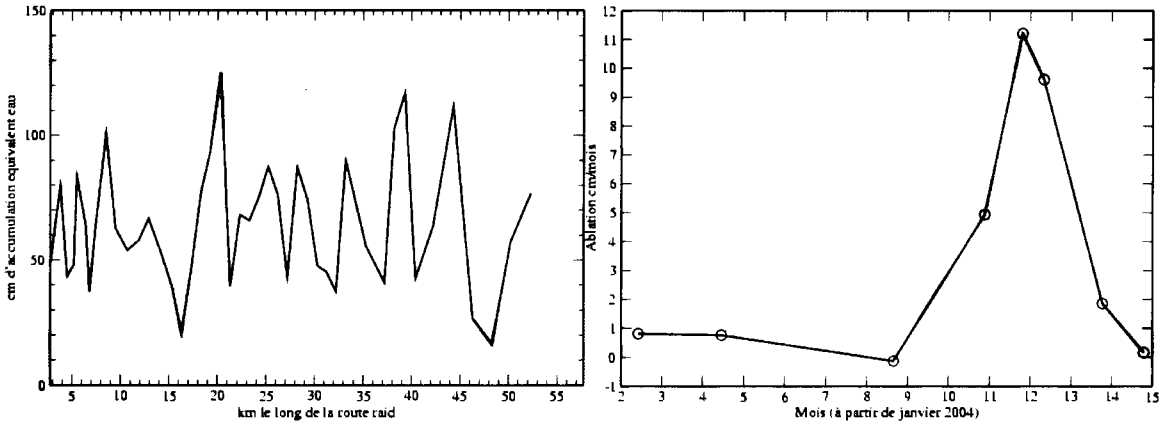


Fig.2 : A gauche, accumulation moyenne en 2004 en fonction de la distance à la côte le long de la route du raid vers Dôme C ; A droite, première estimation du cycle saisonnier de l'ablation en zone côtière de Cap Prudhomme.

Ponctuellement accessible en hiver, le réseau d'ablation de Cap Prudhomme a été relevé à plusieurs reprises par des hivernants de la station de Dumont d'Urville au cours de l'année 2004 (figure 2). Il ressort de l'analyse de ces données, d'une part que le cycle saisonnier est extrêmement marqué, d'autre part que cette région ne connaît pas, en moyenne, d'accumulation significative. L'essentiel de l'ablation se produit en été austral, un résultat cohérent avec une ablation par fonte (du ruissellement est observé sur le site) et (probablement surtout) par sublimation. Le fait que l'accumulation hivernale soit virtuellement nulle suggère que les précipitations, pourtant significatives, ne s'accumulent pas. Elles sont probablement balayées par le vent et entraînées vers l'océan. La ligne de balises et l'analyse du terrain montrent que l'accumulation devient rapidement positive lorsque l'on s'éloigne de la côte, indiquant que cet effet de balayage s'amenuise dès les premiers kilomètres vers l'intérieur. Il apparaît alors que le système d'observation mis en place (réseau d'ablation + ligne d'accumulation) permet, dans une certaine mesure, de caractériser séparément le rôle des précipitations et celui de l'évaporation dans le bilan de masse de surface. C'est un point particulièrement intéressant dans l'optique d'une confrontation à des modèles locaux des composantes du bilan de masse (cf. Document de prospectives; **Greuell et Genthon, 2004**).

Ces résultats sont encore très préliminaires et, dans un contexte d'observatoire, il est délicat de tirer des conclusions fermes sur la base d'une année d'observation seulement. Il reste que la partie Antarctique de l'ORE GLACIOCLIM, inexistante il y a 2 ans, est maintenant une réalité.

c) Glaciochimie et accumulation annuelle : Variabilité de l'accumulation en Antarctique de l'Est depuis 1930, relation avec la circulation atmosphérique circum-polaire (secteur 130°-170°E)

(M. De Angelis)

L'accumulation dans le secteur des Wilkes Land a été reconstruite en utilisant les proxies que sont les variations saisonnières de différentes espèces chimiques. Nous avons effectué l'analyse à haute résolution d'une carotte (GD09) prélevée en zone de divergence des vents catabatiques et qui complétait l'étude de l'accumulation le long du parallèle 69°S, à des altitudes comprises entre 1600 et 2300m. L'accumulation déduite de l'étude de cette carotte qui couvre la période 1928-1985, montre une forte variabilité inter-décadale et n'est pas en phase avec celles des autres sites pour

lesquels on observe un minimum d'accumulation de 1955 à 1965. Pour essayer de comprendre le schéma de variation de l'accumulation, nous avons utilisé le sodium comme indicateur des précipitations arrivant avec les incursions d'air marin et le nitrate comme indicateur des précipitations issues de la subsidence au dessus du plateau Antarctique, ou du transport de neige par le vent depuis des sites intérieurs. Les concentrations moyennes annuelles de nitrate à GD09 sont corrélées au gradient de pression entre l'Antarctique de l'Est et la région sub-antarctique (niveau de la mer) et aux données de vent zonal en Antarctique de l'Est. Les anomalies observées dans l'accumulation et les moyennes annuelles de nitrate seraient dues à des phénomènes de drainage par forts vents de surface lors de la formation de crêtes anticycloniques dans le secteur des Wilkes Land **(Goodwin et al., 2003)**.

1.1.2. Télédétection satellitale

a) Etalonnage de capteurs satellitaux dans le spectre solaire à Dôme C (Antarctique) (M. Fily, D. Six)

L'objectif principal de ce projet est d'utiliser un site en Antarctique comme cible d'étalonnage des capteurs satellitaux dans le spectre solaire. Dôme C est un site naturel intéressant car la surface est homogène et très plate, le vent et les précipitations sont faibles, le site est élevé (3200 m) et loin des côtes (atténuant les perturbations atmosphériques). Enfin, la réalisation de la station Concordia pérennise son accessibilité pour de nombreuses années. Les données satellitales sont un outil indispensable à l'étude et à la compréhension de notre environnement à de nombreuses échelles de temps et d'espace.

Leur interprétation nécessite un bon étalonnage des instruments :

- étalonnage absolu pour quantifier correctement l'énergie émise ou réfléchie par la surface,
- étalonnage relatif entre plusieurs détecteurs d'un même capteur ou entre plusieurs capteurs,
- étalonnage dans le temps pour détecter des variations temporelles.

Deux étapes ont été développées pour ce projet : l'analyse de données satellites pour l'étalonnage relatif et dans le temps, puis la caractérisation du site par des mesures de terrain pour l'étalonnage absolu.

➢ **Analyse de données**

C'est dans un contexte d'étalonnage de capteurs sur des cibles terrestres que nous avons analysé les images quotidiennes des deux instruments VEGETATION 1 et 2 (embarqués sur les satellites SPOT 4 et SPOT 5) sur 5 années d'acquisition de 1998 à 2003, sur une région du continent Antarctique centrée sur Dôme Concordia (taille des images 716*716 km^2). Les données de réflectance de chacune des images ont été analysées (après traitement des nuages et corrections atmosphériques adaptées), et leurs variations spatiales et temporelles nous ont permis de mieux définir la stabilité de la région de Dôme C dans le temps et dans l'espace, puis de détecter ou non les dérives des deux capteurs VEGETATION.

Cette étude montre que la variabilité spatiale est très faible sur 5 années d'un bord à l'autre de l'image, la variabilité de la réflectance étant très faible (inférieure à 2%). L'étude de la variabilité mensuelle montre que le mois de décembre semble plus adapté pour l'étalonnage car il présente des distributions toujours très stables quelle que soit l'année (à la différence de janvier). Les distributions inter-annuelles présentent une très bonne stabilité des réflectances, et des structures très proches d'année en année. L'évolution des réflectances est donc forcément faible et équivaut à 2% sur 5 ans. Le site de Dôme C a également permis de détecter des différences de réflectance de moins de 3% entre les deux capteurs VGTA et VGTB, prouvant ainsi l'homogénéité de sa surface **(Six et al., 2004)**.

➢ **Mesures de terrain**

Ces caractéristiques très stables ont ensuite été validées par deux campagnes de terrain à Dôme C en 2002-2003 et 2003-2004. Sur le terrain ont été déterminées les caractéristiques radiométriques très stables de la surface et de l'atmosphère :

- caractérisation de la fonction de réflectance bidirectionnelle, en fonction des angles

solaires et de visée, dans le spectre solaire de l'UV (0.3 μm) au MIR (2.2 μm). Les mesures ont été effectuées à partir d'une tour de 33 m afin d'avoir une tâche au sol suffisamment grande relativement à la dimension des sastrugi,

- détermination de la réflectance absolue intégrée sur l'hémisphère supérieur pour l'étalonnage absolu des instruments (mesure de l'albédo),
- caractérisation de l'atmosphère (épaisseurs optiques des aérosols, ozone, transmission des nuages) : cf. figure 3 **(Six et al., 2005)**.

Les données de réflectance de la neige sont en cours de traitement à l'U. Washington. Par contre, les données d'épaisseurs optiques ont été analyées au LGGE. Elles montrent une atmosphère très transparente (figure 3) avec une prédominance d'aérosols de petite taille (sulfates).
D'un point de vue scientifique et technologique, il est donc très intéressant de développer une activité d'étalonnage et de validation des données satellitales à Dôme C, qui pourrait devenir un site de référence international dans ce domaine. Ceci est vrai pour plusieurs types de capteurs (radiomètres dans le spectre solaire, l'infrarouge ou les micro-ondes, diffusiomètres, altimètres).

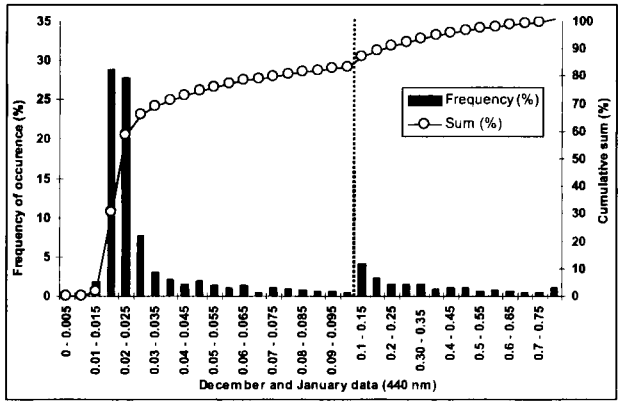


Fig.3 : Distribution des épaisseurs optiques des aérosols à Dôme C en Décembre 2003 et Janvier 2004 mesurées par photométrie solaire (instrument CIMEL), **Six et al., 2005.**

b) Télédétection appliquée à l'étude des hautes latitudes Nord
(M. Fily, A. Mialon)

Les scénarios actuels d'évolution du climat prédisent que le réchauffement climatique sera prépondérant aux hautes latitudes Nord. Les zones de pergélisol, qui occupent près de 25% des terres émergées, pourraient être parmi les plus affectées : une augmentation de la température entraînerait la fonte de grandes zones avec des implications importantes dans les domaines de l'hydrologie, des gaz à effet de serre, de l'écologie et des infrastructures économiques. La diminution des zones de pergélisol entraînerait par exemple une augmentation des zones humides de production de méthane. Une évolution du climat peut également avoir un impact important sur la couverture de neige et le gel des lacs qui, en retour, affectent la climatologie locale mais aussi les ressources en eau. Par exemple, les ressources énergétiques du Québec reposent presque exclusivement sur l'hydroélectricité. Le suivi de l'évolution des hautes latitudes Nord est doublement important en tant qu'indicateur des changements climatiques récents et en tant que composante indispensable à la prédiction de son évolution.

Les mesures in situ pour le suivi et l'évolution des zones de pergélisol ont une densité faible. Seule la télédétection permet de spatialiser correctement ces informations ponctuelles. Nous utilisons les observations spatiales pour mesurer, cartographier et suivre l'évolution du couvert nival et du bilan thermique de surface estival dans les zones de pergélisol couvertes par la toundra ou la forêt. Ce travail s'appuie principalement sur les longues séries de données (20 ou 30 ans) obtenues par les radiomètres micro-ondes (SMMR, SSMI). Ces données permettent d'avoir une information sur la température de surface et, en particulier, sur la détection et le suivi des zones humides, et sur la couverture de neige. L'avantage des données micro-ondes est multiple : longues séries de données (bientôt 30 ans), couverture globale tous les jours dans les hautes latitudes, faible dépendance aux conditions atmosphériques (nuages).

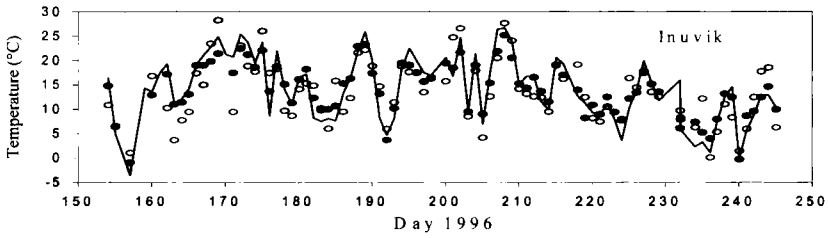


Fig.4 : Inuvik (Canada), été 1996 : température de l'air (ligne continue) et température de surface déduite des températures de brillance micro-onde à 19 GHz (cercles) et 37 GHz (points noirs).

La première étape a été la mise au point d'une méthode de détermination de la température de surface à partir des températures de brillance micro-onde (figure 4) avec une méthode basée sur une relation entre les émissivités en polarisations horizontale et verticale. Cette méthode (**Fily et al., 2003**) a été validée sur plusieurs sites au Canada.

- **Couverture neigeuse**

Comme cette première relation n'est valable que quand le sol est sans neige, une méthode, utilisant les mêmes capteurs a été utilisée pour détecter la neige. Elle est basée sur un seuillage adaptatif par pixel et par année d'un rapport de températures de brillance à 19 et 37 GHz. L'avantage de cette méthode par rapport aux bases de données existantes est d'avoir une meilleure résolution spatiale et temporelle car les capteurs optiques sont limités par la présence de nuages. Cette méthode a été validée avec les bases existantes et des données de station. Elle s'avère efficace aux très hautes latitudes mais est par contre déficiente en zones de forts reliefs. Ainsi nous disposons de la variation de la couverture de neige sur tout le Canada/Alaska et l'Eurasie du Nord depuis 1987 (**Mialon et al., 2005**).

- **Zones humides**

La température de brillance est très sensible à la présence d'eau libre en surface car l'émissivité de l'eau est faible par rapport à toutes les autres surfaces. La méthode que nous avons développée nous permet ainsi de cartographier également l'étendue des surfaces inondées (petits lacs, étendues d'eau peu profonde etc.) et d'étudier leur variation à l'échelle saisonnière et interannuelle. Les résultats montrent une étendue maximum des zones humides de Juillet à Septembre avec une durée plus grande que celles publiées jusqu'à présent. Cette conclusion est importante pour les études portant sur l'activité des zones humides en terme de production de méthane par exemple (figure 5).

Sur la période 1988-2001, l'accroissement des zones inondées en Alaska/Canada est principalement lié à une diminution de la couverture neigeuse. Sur le Bassin de l'Ob, l'augmentation de l'étendue des zones humides est liée à la diminution de la couverture neigeuse mais aussi à une augmentation du débit de l'Ob sur la même période (**Mialon et al., 2005b**).

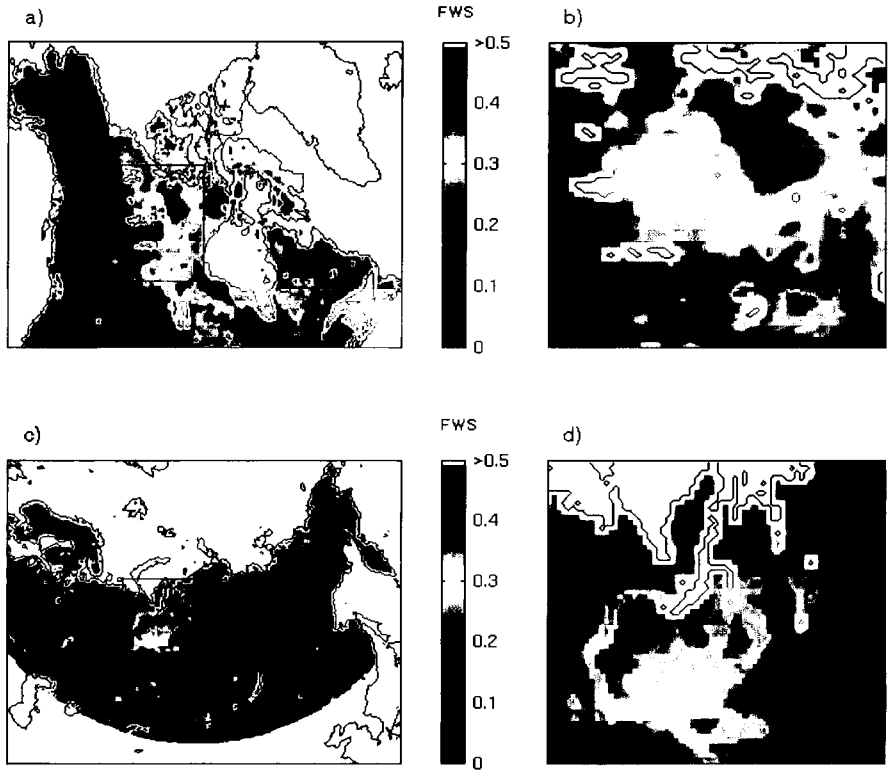


Fig.5 : Cartographie moyenne (1988-2001) de la fraction d'eau libre par pixel (%) sur le Canada/Alaska et le Nord de l'Eurasie avec un zoom sur chaque zone (bassin de l'Ob en Russie). Les zones en blanc sont masquées (océans, grands lacs, pixels mixtes, calottes polaires)

➢ **Température de surface**

L'inconvénient des mesures de la température de surface par satellite est leur faible résolution temporelle (2 mesures par jour maximum) à des heures qui varient en fonction du capteur, du pixel, de la dérive des orbites, etc. Pour pallier à cet inconvénient nous utilisons les données des réanalyses ERA40 pour forcer un cycle diurne des températures de surface. Ainsi, nous pouvons interpoler « physiquement » les températures prises à des heures différentes et obtenir des produits normalisés qui seuls permettent une étude des tendances et de la variabilité interannuelle. Ce travail, qui est en cours, est bien avancé dans le cadre de la thèse de A. Mialon.

1.1.3. Analyses météorologiques et modélisation climatique Antarctiques

a) Circulation atmosphérique, hydrologie et climat

(C. Genthon, G. Krinner, M. Sacchettini, E. Cosme)

Il était anticipé lors de l'exercice de prospectives précédent que les nouvelles ré-analyses météorologiques du CEPMMT sur la période 1958-2002, ERA-40, achevées et officiellement distribuées en 2003, créent un nouveau standard. En pratique, avec une résolution plus fine, une base d'observation plus complète et/ou un meilleur système numérique d'analyse et de prévisions, la base de données ERA-40 a effectivement été généralement jugée supérieure aux produits similaires précédemment disponibles, en particulier ERA-15 et NCEP/NCAR. Pour l'Antarctique, une comparaison d'ERA-15 et ERA-40 réalisée à la demande du CEPMMT en cours de production (**Genthon, 2003**), a en effet mis en évidence des progrès majeurs en ce qui concerne la température de surface, grâce en particulier à une formulation améliorée de la couche limite. Toutefois, les bilans d'accumulation restent entachés d'erreurs importantes dans les régions les plus sèches du plateau à cause, probablement, de problèmes d'initialisation de l'humidité pour les prévisions à court terme. D'autres erreurs d'assimilation ont été identifiées. Il reste qu'ERA-40 est globalement (mais pas forcément pour toutes les applications) le produit d'analyse le plus intéressant pour l'étude du climat Antarctique.

En terme de variabilité interannuelle, ERA-40 est également une source d'information cruciale. Toutefois, le contrôle par les observations est très limité en Antarctique avant l'avènement des satellites météorologiques. Sans contrôle, la variabilité est celle du modèle du CEPMMT qui, au moins chronologiquement, ne coïncide pas avec celle du monde réel. L'importance de ce contrôle est particulièrement difficile à établir en ce qui concerne l'hydrologie puisque l'observation des précipitations est quasiment inexistante en Antarctique à cause des difficultés techniques que cette mesure implique (cf. prospective GLACIOCLIM-SAMBA et site côtier d'observation et d'expérimentation). La contribution des Etats Unis au programme ITASE a permis d'obtenir un jeu de carottes en Antarctique de l'Ouest à partir desquelles il a été possible d'estimer l'accumulation annuelle et ses variations interannuelles sur des périodes coïncidant avec celle couverte par ERA-40 (**Kaspari et al., 2005**). La comparaison des observations et des analyses (en fait, des prévisions à court terme pour l'hydrologie) indique indiscutablement un changement de comportement des analyses à la fin des années 70 (figure 6), lorsque les satellites météorologiques performants ont été mis en oeuvre. Non seulement la variabilité interannuelle, mais aussi l'accumulation moyenne sont considérablement mieux reproduites à partir de cette époque (**Genthon et al., 2005**). Même pour la période récente, la corrélation est imparfaite, ce qui reflète en particulier l'incohérence spatiale de la comparaison d'un résultat de modèle (significatif à grande échelle) avec une observation ponctuelle (significative, au pire, de l'échelle spatiale d'une carotte, soit quelques centimètres!). La nécessité d'une surveillance par balises et d'une reconstruction par carottages, à des échelles spatiales compatibles avec celles des modèles numériques et des traces des instruments satellitaux, du bilan de masse de l'Antarctique préside d'ailleurs certains des aspects de la conception de l'observatoire GLACIOCLIM-SAMBA (voir plus haut).

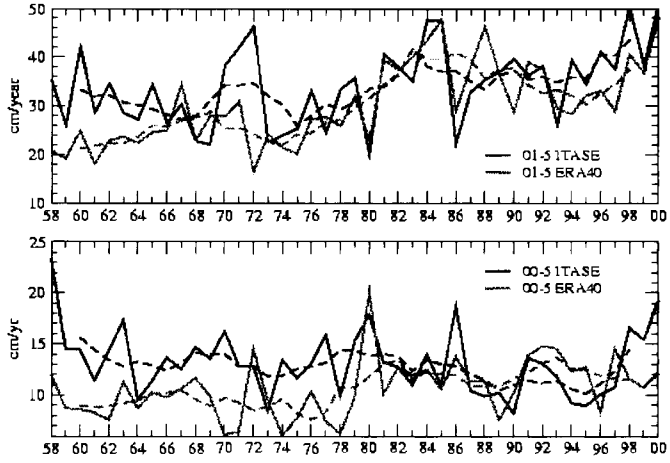


*Fig.6 : Accumulation annuelle mesurées dans 2 carottes ITASE (Noir) et résultat ERA-40 correspondant. Les lignes pointillées en sont les lissages sur 5 ans. (d'après **Genthon et al., 2005**).*

Au delà de la caractérisation et de l'amélioration de la signification spatiale des mesures de terrain, l'échelle de corrélation spatiale de la variabilité temporelle des précipitations antarctiques est un élément important de l'estimation de la tendance actuelle du bilan de masse de l'Antarctique par télédétection satellitale. La réponse de la dynamique de l'écoulement glaciaire à des fluctuations aléatoires du bilan de masse en surface peut obscurcir une tendance éventuelle dans une mesure dépendant des caractéristiques spatio-temporelles des fluctuations (Wingham 2000). Ces caractéristiques spatio-temporelles peuvent être estimées à partir des modèles climatiques et des analyses météorologiques (**Genthon, 2005**), du moins jusqu'aux échelles effectivement résolues par ces modèles. D'après ces modèles, en faisant donc abstraction du « bruit » de petite échelle, la variabilité interannuelle des précipitations est en moyenne corrélée jusqu'à des distances de 500 km en moyenne, mais avec des disparités spatiales importantes.

Une connaissance de la variabilité climatique Antarctique, cruciale en elle-même pour savoir distinguer dans les données une tendance extraordinaire (e.g. anthropique) d'une fluctuation naturelle, permet aussi d'évaluer le degré d'imbrication climatique de la région Antarctique avec le

reste du monde. La variabilité interannuelle du climat de l'Antarctique, à l'échelle de quelques décennies et probablement même quelques siècles, est dominée par le mode annulaire Sud (SAM, qui est le pendant de l'oscillation Arctique dans l'hémisphère Nord). Une analyse en composantes principales de la circulation troposphérique Antarctique le démontre, même lorsque cette analyse exclue les régions de moyennes latitudes où se situe l'autre pôle du mode annulaire (**Genthon et al., 2003**, figure 7). Plus étonnant, toujours en concentrant l'analyse exclusivement sur la région Antarctique, les régions tropicales s'invitent et contribuent au second mode de variabilité par ordre d'importance, clairement associé à l'ENSO (figure 7) (la signature du SAM, et probablement d'ENSO, a également été détectée dans les signaux de fonte par télédétection : **Torinesi et al., 2003)**. S'il a déjà été démontré que l'isolation géographique de la région Antarctique n'est pas représentative de son implication climatique globale à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, c'est également vrai des échelles interannuelles.

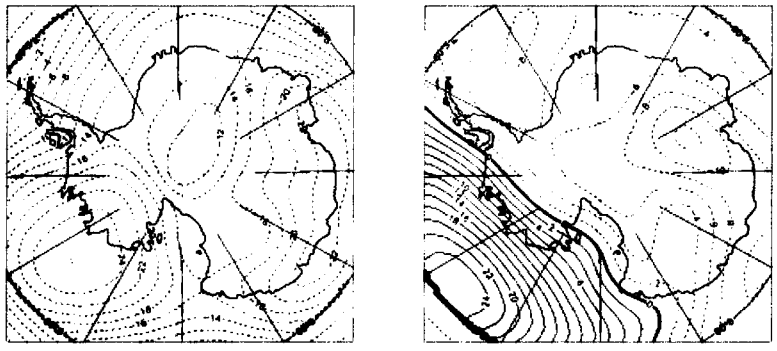


Fig.7 : Structure spatiale des 2 premiers modes de variabilité interannuelle de la circulation troposphérique Antarctique (géopotentiel 500 hPa, NCEP/NCAR 1958-2000). Le premier (à gauche), qui rend compte de 57% de la variabilité totale, est associé au SAM, le second (18%) à l'ENSO. (d'après ***Genthon et al., 2003****).*

La région du monde soumise à la plus grande variabilité climatique interannuelle (e.g. en terme de pression de surface) est l'Antarctique de l'Ouest, où se conjuguent en particulier l'influence du SAM et de la propagation du signal d'ENSO depuis le Pacifique tropical. C'est également dans cette région que des tendances climatiques et glaciaires marquées ont été observées au cours des années et décennies récentes (réchauffement péninsulaire, débâcle du shelf de Larsen, dynamique du glacier de Pine Island). Les analyses météorologiques et les modèles climatiques suggèrent qu'environ 25% de la variabilité naturelle des précipitations d'Antarctique de l'Ouest sont associées au SAM et à l'ENSO (**Genthon et al., 2003**). Cependant, si l'influence du SAM paraît plutôt stable, celle de l'ENSO paraît intermittente (**Genthon et Cosme, 2003**) comme si l'efficacité du pont atmosphérique permettant la propagation méridienne des perturbations de circulation associée à ENSO était modulée. La signature de cette modulation dans les carottes de glace est probablement présente mais difficile à isoler à cause de la faible signification spatiale de ce type d'observation (**Genthon et al., 2005**). Comprendre la nature de cette modulation, si elle est confirmée, est l'une des pièces du puzzle encore très incomplet décrivant la relation de l'Antarctique, et en particulier de ses précipitations et son bilan de masse de surface, avec le reste du monde.

b) Circulation atmosphérique et chimie du soufre antarctiques

(C. Genthon, H. Castebrunet, E. Cosme, avec P. Martinerie et M. Legrand, axe chimie)

Ce projet de modélisation, associé étroitement à l'ORE CESOA, est présenté par l'axe Chimie. Il est mentionné ici car il s'est construit et s'appuie fortement sur les compétences de modélisation atmosphérique, climatique et de traceurs disponibles dans l'axe Climat Moderne. Les 2 thèses successives sur le sujet (dont une en cours) sont co-encadrées par des chercheurs des 2 axes.

1.2. Météorologie et processus en région polaire *(H. Gallée)*

A la suite du mauvais comportement des modèles de prévision du temps et a fortiori des modèles climatiques en Antarctique, la communauté internationale a mis en oeuvre sur cette région du monde des modèles à aire limitée, plus à même de simuler des processus d'échelle spatiale fine comme c'est le cas près des côtes, et de se spécialiser dans la paramétrisation des processus atmosphériques particuliers à l'Antarctique. De plus, le programme antarctique américain a mis en oeuvre la campagne de mesure RIME (Antarctic Regional Interactions Meteorology Experiment), dont la phase intensive de mesures aura lieu durant l'API (Année Polaire Internationale, IPY – International Polar Year – 2007-2008). L'objectif est entre autre de mieux décrire des processus atmosphériques mal représentés dans les modèles et jouant un rôle fondamental sur la calotte glaciaire antarctique, comme la physique des nuages glacés et la couche limite très stable.

Le LGGE développe un modèle à aire limitée à vocation polaire (le MAR). Ce modèle avait d'abord été utilisé pour comprendre des circulations atmosphériques spécifiques à l'Antarctique : ressaut catabatique, activité mésocyclonique en Mer de Ross. Au cours des 4 dernières années, il a été transformé en modèle climatique régional polaire (**Naithani et al., 2002** ; **Lefebre et al., 2002a, b, 2005** ; **Marbaix et al., 2003** ; **Gallée et al., 2005**) et utilisé pour étudier l'influence des processus précités sur la longue échelle de temps.
L'étude des nuages glacés répondait au besoin de bien représenter le bilan énergétique en surface en région polaire mais il est apparu qu'un acteur du mauvais comportement de ce bilan sur le plateau antarctique était la sous-estimation de la contribution du continuum de la vapeur d'eau au flux infra-rouge émis par l'atmosphère. C'est pourquoi le schéma radiatif du MAR, également utilisé dans LMDZ, a été remplacé par le nouveau schéma radiatif ECMWF, en collaboration avec ce centre. Un autre point délicat était la représentation de la couche limite stable. Nous avons notamment mis en évidence la sensibilité de l'accumulation de la neige sur le plateau antarctique à la représentation de cette couche. Le processus responsable de cette sensibilité est l'entraînement dans la couche stable de l'air plus chaud et humide situé au-dessus. Il y a actuellement peu de mesures de la couche limite stable sur le plateau antarctique. Une observation contrôlée et intensive a commencé récemment, à l'occasion de la première ouverture durant la nuit polaire de la nouvelle base franco-italienne à Dôme C. Ces observations permettent une première évaluation des performances de la modélisation. En vue d'obtenir une validation indépendante de ces mesures, une paramétrisation des qualités optiques de l'atmosphère, observées par les astronomes à Pôle Sud et à Dôme C, a également été introduite dans le modèle.
Le transport de neige par le vent est un processus influençant significativement le bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique, spécialement là où les vents sont forts, c'est-à-dire depuis les côtes jusqu'à quelques centaines de kilomètres à l'intérieur (région côtière). Ce processus a été étudié en comparant les résultats du MAR à des observations par des perches à neige en Terre de Wilkes pour deux simulations de la période 1980-1987. Les résultats montrent une amélioration significative de la simulation du bilan de masse en région côtière lorsque ce processus est pris en compte (**Gallée et al., 2005**, figure 8).

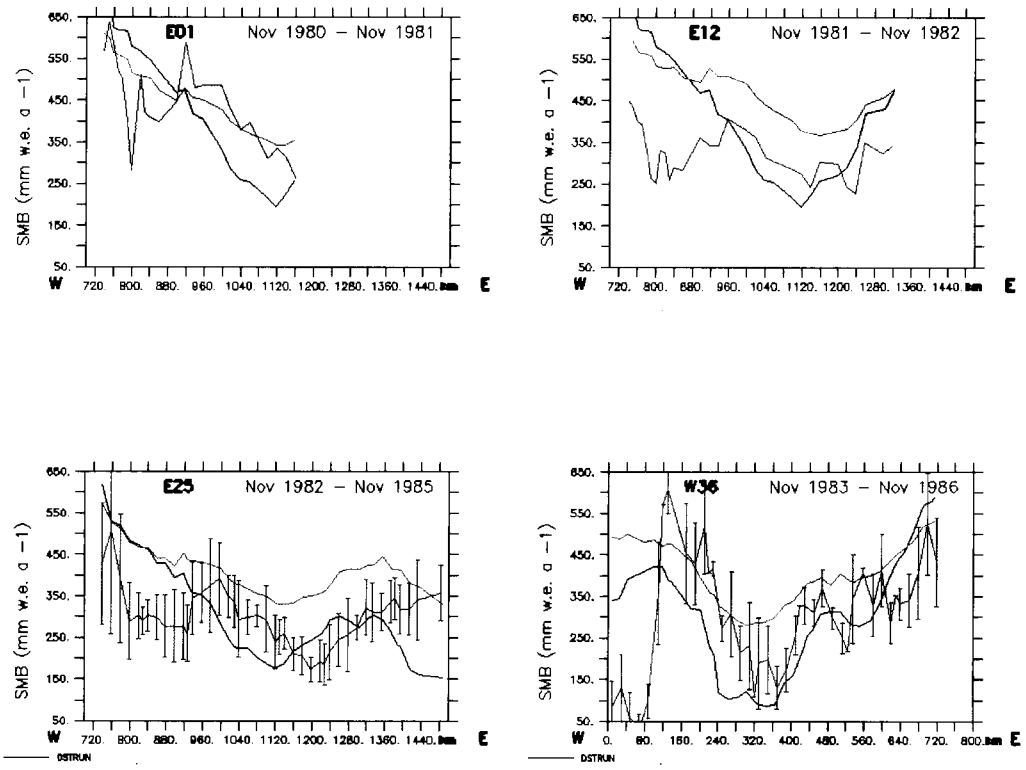


Fig.8 : Comparaison entre le bilan de masse en surface observé (ligne bleue) et deux simulations MAR avec (ligne noire) et sans transport de neige par le vent (ligne rouge) pour 4 périodes différentes dans les simulations, en fonction de la distance le long de traverses effectuées en Terre de Wilkes, parallèlement aux côtes, à 2000 m d'altitude environ.

Le modèle a également été validé sur la calotte glaciaire du Groenland en comparant la surface simulée en fonte avec des données SSM/I (**Fettweis et al., 2005**). Nous avons notamment mis en évidence l'effet non négligeable des systèmes précipitants sur la télédétection des zones de fonte et nous l'avons corrigé. Les résultats de MAR et les données SSM/I corrigées montrent que la surface du Groenland en fonte augmente en moyenne de 2.4% par an depuis une vingtaine d'années (figure 9). L'augmentation des précipitations sur la même période avait réduit cette tendance d'un facteur 2 dans les données SSM/I non corrigées. L'augmentation conjointe des précipitations et de la fonte sur la calotte glaciaire du Groenland est un indice du réchauffement climatique prévu par le GIEC.

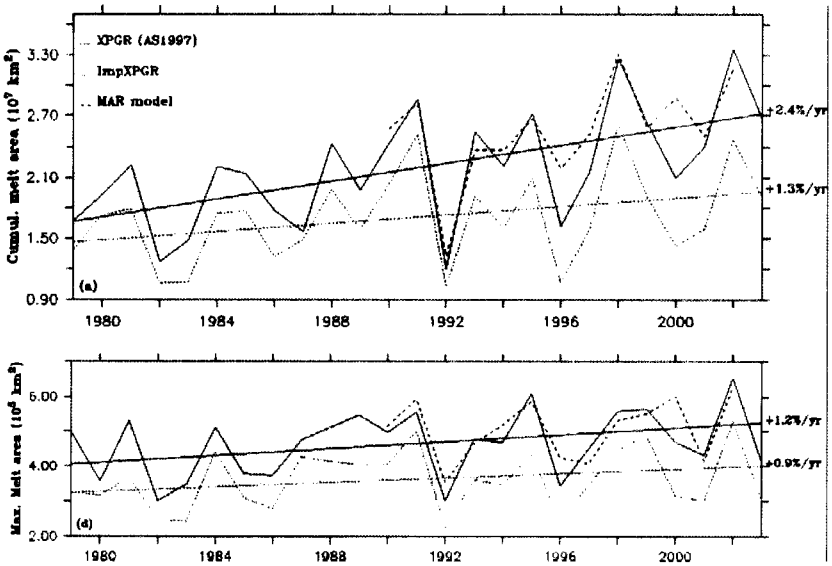


Fig.9 : Surface du Groenland subissant la fonte, année après année. Pointillé bleu : MAR. Pointillé vert brisé : télédétection satellitale non corrigée. Ligne rouge brisée : télédétection satellitale corrigée. Les lignes et pointillés non brisés traduisent les taux moyens annuels. En haut : surface cumulée sur tous les jours de fonte. En bas : surface maximale.

1.3. Prévisions climatiques : régions polaires et boréales *(G. Krinner, C. Genthon)*

1.3.1 Développement du modèle de climat IPSL-CM4

Le nouveau modèle intégré du climat de l'IPSL, appelé IPSL-CM4, a pour composante atmosphérique le modèle LMDZ, version 4. C'est ce modèle couplé qui a été, et est actuellement en train d'être, utilisé pour les simulations du changement climatique dans le cadre des activités de l'IPCC. Ces dernières années, de nombreux développements ont été effectués sur LMDZ4. Le LGGE a participé au travail de développement et de validation de ce modèle en ce qui concerne le climat polaire. Aujourd'hui, la climatologie produite par LMDZ4 – au niveau global et, en particulier, polaire est tout à fait satisfaisante et IPSL-CM4 est devenu un modèle concurrentiel au niveau international. La contribution du LGGE à ce travail se reflète dans la participation à un article présentant la nouvelle version de LMDZ4 (**Hourdin et al., soumis**), et dans la participation à la documentation du nouveau modèle couplé (sous forme de rapport technique, ("Note de l'IPSL" : **Marti et al., 2005**).
En plus, le travail de développement/assemblage du modèle dynamique de végétation ORCHIDEE, commencé par G. Krinner lors de son séjour post-doctoral au LSCE, a été mené à bien au LGGE en collaboration étroite avec le LSCE et le LMD (**Krinner et al., 2005**). Le modèle ORCHIDEE, qui fait partie intégrante du modèle de climat IPSL-CM4, simule, en fonction du climat imposé, la distribution de la végétation et les échanges d'eau, chaleur sensible et carbone à l'interface atmosphère-surface, et ceci à des échelles de temps allant de la minute (photosynthèse) au siècle et au-delà (accumulation de carbone dans le sol).

L'expertise acquise lors du développement d'ORCHIDEE a naturellement mené à des collaborations impliquant l'utilisation de ce modèle, surtout avec le LSCE, ce qui a donné lieu à la participation à plusieurs publications sur des sujets aussi divers que l'étude du bilan de carbone de la végétation européenne lors de la sécheresse 2003 (**Ciais et al., 2005**) ; une étude de l'impact de l'événement Heinrich 4 sur la végétation ibérique et son impact sur les populations Néandertaliennes (**Sepulchre et al., soumis**) ; une étude sur l'impact de l'événement Heinrich 1 sur le climat et la végétation en Europe (**Kageyama et al., sous presse**) ; et un article sur les émissions dans les composés organiques volatiles par la biosphère terrestre (**Lathière et al., soumis**).

1.3.2. Régionalisation des prévisions climatiques sur les régions polaires

Dans le cadre des programmes IACCCCA et ENSEMBLES, le LGGE a commencé à entreprendre des travaux de régionalisation polaire du changement climatique simulé par IPSL-CM4. Il s'agit de simulations du climat de l'Antarctique et du Groenland à haute résolution spatiale (60 km) avec LMDZ4. Dans un premier temps, des simulations de contrôle, donc du climat présent avec des conditions océaniques ont été effectuées. Grâce aux travaux de développement sur LMDZ4 mentionnés ci-dessus, ces simulations ont donné des résultats très satisfaisants. L'illustration ci-dessous montre le bilan de masse en surface moyen annuel simulé par LMDZ4. En moyenne sur la calotte de glace, le bilan de masse en surface est 15.7 cm/an, ce qui est en bon accord avec les diverses estimations de ce paramètre. La valeur simulée à Dôme C est de 2.8 cm/an et celle au Pôle Sud de 6.7 cm/an ; ces valeurs sont en bon accord avec les observations. Des simulations à la même résolution sur le Groenland ont été également donné des résultats très encourageants.

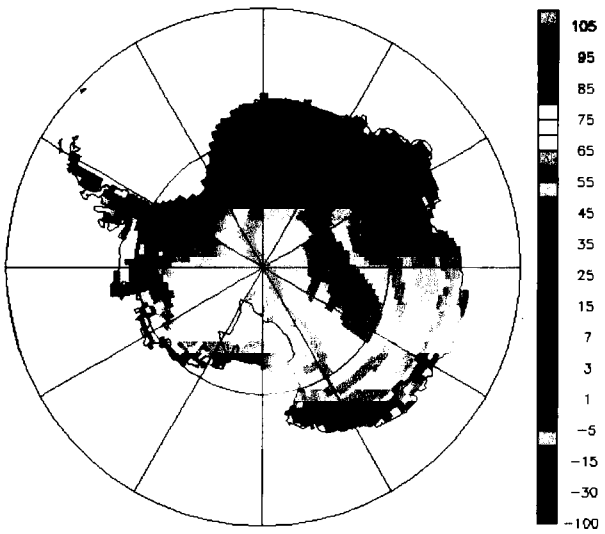


Fig.10 : Bilan de masse en surface de l'Antarctique au présent simulé par LMDZ4, à 60 km de résolution horizontale (unité : cm d'équivalent en eau par an).

1.3.3. Représentation des processus de surface dans les hautes latitudes continentales

a) Gel du sol

Un schéma simple du gel de sol a été introduit dans LMDZ3 afin d'étudier les effets potentiels de ce processus sur le changement climatique futur dans les régions boréales. Capacité et conductivité thermique du sol sont variables et dépendent de la température et du contenu en eau; les changements de phase sont pris en compte sous forme d'augmentation de la capacité thermique autour du point de fusion. L'impact de cette nouvelle formulation est évalué dans des simulations du climat présent et du climat futur (type $2xCO_2$). Les résultats montrent que bien que le gel du sol n'ait pas d'impact significatif sur le climat global, les impacts régionaux sur le climat et le changement climatique simulés sont importants. Dans des conditions actuelles, des effets hydrologiques dus au gel du sol mènent à un assèchement du sol en été. Dans un climat de type $2xCO_2$, les effets thermiques liés au cycle gel/dégel sont plus prononcés et contribuent à augmenter le réchauffement hivernal futur. L'impact du gel du sol sur la sensibilité du climat n'est pas uniforme : lorsque le gel du sol est pris en compte dans le modèle, l'augmentation future de la température moyenne annuelle est amplifiée en Amérique du Nord et en Sibérie Centrale et atténuée en Sibérie Orientale (par rapport à la version du modèle sans gel du sol). Dans toutes les régions boréales, le réchauffement futur d'été, tel qu'il est simulé par le modèle, est atténué lorsque le gel du sol est pris en compte. Cette étude fait partie de la thèse d'Estelle Poutou. Elle a donné lieu à une publication dans Climate Dynamics (**Poutou et al., 2004**).

b) Modèle thermique des lacs

Un modèle thermique de lacs, inclus dans LMDZ3, a été développé au LGGE. Ce modèle de lacs prend en compte les processus suivants :

- conduction thermique (mélange turbulent [causé par le vent] et conduction moléculaire),
- convection profonde (liée au profil vertical de densité),

- pénétration du rayonnement solaire,
- changements de phase : gel de l'eau, fonte de la glace et de la neige,
- formation de "glace grise" (enfoncement de l'ensemble glace/neige sous la ligne d'eau sous l'effet de son propre poids et transformation subséquente de la neige en glace),
- bilan de masse (eau, glace, neige) : évaporation, sublimation, précipitation, ruissellement (entrant et sortant).

Ce modèle résout l'équation de transfert de chaleur de manière implicite et a donc pu être couplé à LMDZ sans aucun problème (la diffusion verticale dans la couche limite atmosphérique et dans le sol dans LMDZ est calculée de façon implicite). Le modèle a été testé avec des données météorologiques en entrée. Puisque l'intérêt ici porte en particulier sur les lacs dans les hautes latitudes, le modèle a été validé en comparant la durée simulée de la saison d'englacement des lacs avec la durée observée disponible dans la base de données LIAG. En introduisant une relation heuristique entre le contenu en eau et la superficie de petits lacs, le modèle a pu être étendu pour simuler les variations saisonnières des étendues de zones humides. Le modèle de lacs a ensuite été introduit dans LMDZ3, afin d'évaluer l'impact des lacs et zones humides sur le climat des régions boréales. L'impact des lacs et des zones inondées sur le climat boréal dans LMDZ est très important (**Krinner, 2003**). La version de LMDZ utilisée ici avait un biais chaud dans les régions boréales en été. En incluant les surfaces d'eau libre, qui couvrent régionalement jusqu'à 30% de la surface continentale, ce biais chaud est grandement amélioré. Une analyse détaillée montre que ce sont surtout les zones inondées (marécages etc.), et pas tellement les lacs, qui humidifient et refroidissent le climat en été. Ceci est dû à plusieurs effets : premièrement, les zones inondées couvrent une surface plus importante que les lacs ; deuxièmement, les zones inondées sont moins profondes et donc plus chaudes que les lacs, ce qui se traduit en un taux d'évaporation nettement plus élevé, et donc en un impact climatique plus fort. Ce biais chaud dans LMDZ venait d'un problème de l'hydrologie du sol dans le cas d'un sol gelé. Ce problème a été corrigé depuis. Dans les dernières versions de LMDZ utilisées au LGGE, le biais chaud d'été est nettement moins fort, même sans prise en compte des zones d'eau libre. Par conséquent, l'impact des zones d'eau libre est moins fort dans ces nouvelles versions, même si la tendance générale est la même.

Le modèle de lacs dans LMDZ3 a été utilisé pour une étude sur l'impact de lacs proglaciaires en Russie au début de la dernière période glaciaire (**Krinner et al., 2004**). Actuellement, il est aussi utilisé en dehors des régions polaires, pour une étude menée par P. Sepulchre au LSCE sur l'impact du Lac Tchad sur le climat régional, dans le cadre d'une thèse sur le rôle du climat dans le développement des hominidés en Afrique de l'Ouest (**Sepulchre et al., soumis**).

1.3.4. Impact de changements climatiques sur le cycle de carbone aux hautes latitudes : Emissions de CH_4 par les zones marécageuses

Comme indiqué précédemment, le modèle de lacs dans LMDZ3 peut être utilisé pour estimer l'étendue des zones humides dans les régions boréales. Dans le cadre d'une ACI Jeunes Chercheurs (G. Krinner) et d'un programme ECLIPSE, des simulations du climat glaciaire, présent et futur, et de l'étendue des zones humides boréales, ont été utilisées pour une étude des variations des émissions de méthane dans ces régions. Ce calcul des émissions de méthane peut se faire en utilisant plusieurs paramétrisations existantes qui utilisent en entrée des paramètres climatiques fournies par LMDZ3 : sans entrer dans les détails, les paramétrisations de Fung et al. (1991), Cao et al. (1996), Christensen et al. (1996) et Walter et al. (2001) ont été testées. Les résultats sont très sensibles au modèle d'émissions de méthane utilisé, mais ils indiquent une augmentation des émissions futures de méthane par les zones inondées dans les hautes latitudes. Cette augmentation serait due au réchauffement du climat, ce qui induit une productivité primaire et des respirations hétérotrophes plus élevées et fait donc plus que compenser une légère réduction des surfaces inondées simulée par LMDZ3. Les résultats de ce travail font objet d'un article en cours de rédaction; en attendant, ce travail est décrit dans la thèse d'Estelle Poutou.

1.3.5. Impact de changements climatiques sur le cycle de carbone aux hautes latitudes : Stock de carbone dans le sol

Dans le cadre d'un séjour post-doctoral de D. Khvorostiyanov et en collaboration avec P. Ciais (LSCE) et S.A. Zimov (Académie des Sciences, Vladivostok), le schéma de gel du sol décrit ci-dessus a été modifié pour prendre en compte les effets de libération d'énergie par l'activité microbienne lors de la décomposition de matière organique. La motivation pour ceci est le fait que dans les sols sibériens, d'énormes stocks de carbone formés au Pleistocène existent encore aujourd'hui. Dans le cas d'un réchauffement climatique, ces stocks pourraient devenir instables. Sous certaines conditions, l'activité bactérienne, qui débute essentiellement lors du dégel du sol, peut créer elle-même suffisamment de chaleur pour accélérer ce processus de décomposition de matières organiques. La diffusion verticale des gaz (CO_2, O_2, CH_4) dans le sol a dû être prise en compte afin de permettre de simuler correctement les conditions de l'activité microbienne (aérobie ou anaérobie) dans le sol ainsi que les flux associés de CO_2 et CH_4 en surface. Un article sur le développement et la validation du modèle est actuellement en cours de préparation.

2. Régions de montagne

Dans les régions de montagne (Alpes et Andes), ces 4 dernières années ont été en grande partie consacrées à étudier la sensibilité des bilans de masse aux variations du climat à travers l'analyse des bilans de masse estivaux et hivernaux dans les Alpes, et à travers l'étude du bilan d'énergie dans les Andes (Bolivie et Equateur). Dans toutes ces régions, les études ont montré que la décrue glaciaire observée aujourd'hui est en grande partie provoquée par une augmentation de l'ablation (l'été dans les Alpes et toute l'année dans les Andes) liée à une augmentation de température mais avec une rétro-action forte de l'albédo qui joue un rôle clé. Ce paramètre est donc mesuré de façon systématique sur les glaciers de l'ORE GLACIOCLIM, à l'aide de photos terrestres qui donnent une estimation de la variabilité spatiale de l'albédo. A l'inverse, la phase d'avancée des glaciers entre 1760 et 1830 dans les Alpes (paroxysme du Petit Age de Glace (PAG)) a correspondu à une période où les précipitations hivernales étaient plus fortes que maintenant (>25%). Dans les Andes, cette dernière phase d'avancée des glaciers observée dans les Alpes et liée à une augmentation des précipitations, n'apparaît pas, alors que les fluctuations antérieures au cours du PAG sont le plus souvent synchrones avec l'Hémisphère Nord. Dans les Alpes, un modèle distribué du bilan de masse des glaciers a été développé sur la base physique du modèle CROCUS du CEN, afin d'affiner notre connaissance de la sensibilité du bilan de masse au climat. Ce modèle reproduit correctement les séries de bilan sur les dernières décennies et permet de proposer des scénarios d'évolution future des glaciers. Dans les Andes, un effort de régionalisation a été entrepris, et a permis de montrer que les glaciers tropicaux sont très sensibles à l'ENSO. En parallèle de ces études sur les bilans de masse, un modèle d'écoulement 2D des glaciers a été développé et un modèle 3D est en cours de développement. Enfin, que ce soit dans les Andes ou dans les Alpes, les chercheurs de ce thème ont mené des études ponctuelles sur les risques naturels d'origine glaciaire (lahars potentiels sur les volcans d'Equateur, chutes de séracs ou rupture de lac en France).

2.1. Région Alpine

2.1.1. Climats alpins : bilans de masse des glaciers, sédiments lacustres

a) Observations glaciologiques

(C. Vincent, J.P. Dedieu, E. Le Meur, D. Six).

Les glaciers de montagne sont des indicateurs essentiels pour la détection des changements climatiques (IPCC, 2001). Plus précisément, les bilans de masse glaciaires de surface dans les Alpes résultent directement du climat, à travers l'accumulation (accumulation hivernale d'octobre à mai) et l'ablation estivale (qui est le résultat des flux d'énergie en surface). D'un point de vue climatique, il est donc primordial de mesurer ces deux termes. Ils représentent les précipitations solides d'une part et les bilans d'énergie en surface d'autre part. Les services d'observation mis en place sur les glaciers visent à mesurer ces 2 termes (mais pas seulement) en priorité afin de comprendre les relations entre les fluctuations glaciaires et l'évolution climatique (cf. Chapitre 6 « service d'observation »).

Depuis plusieurs décennies, les observations de bilans de masse (variations de volume) et de fluctuations glaciaires ont été réalisées sur des glaciers des Alpes françaises en zone d'ablation (partie basse). Depuis 1994, ce réseau concerne des observations systématiques bi-annuelles sur l'ensemble de la surface de 4 glaciers entre 1600 m et 3600 m d'altitude. Sur chacun de ces glaciers, nous disposons de 30 à 50 sites d'observations (balises ou carottages). Ces observations visent à, 1°) déterminer les bilans de masse hivernaux et estivaux de 4 glaciers des Alpes françaises (Argentière, Mer de Glace, Gébroulaz et Saint Sorlin), 2°) déterminer les fluctuations glaciaires (variations de longueur, d'épaisseur et vitesses d'écoulement) de ces mêmes glaciers. Depuis 2000, ce service d'observation du LGGE est reconnu et financé en majeure partie par l'OSUG (Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble). Depuis 2002, ce réseau d'observations fait partie d'un ORE (Observatoire de Recherche en Environnement, appelé GLACIOCLIM) qui comprend des observations glaciaires et météorologiques dans les Alpes, dans les Andes et en

Antarctique. Depuis 2004, ce service d'observation alpin, nommé POG (Programme d'Observations des Glaciers alpins) est reconnu par l'INSU.
Au cours des dernières années, nous avons obtenu des résultats significatifs en ce qui concerne les relations entre les bilans de masse et les variations du climat.

b) Relations bilans de masse / climat

(C. Vincent, J.P. Dedieu, E. Le Meur, D. Six.

D'une façon générale, l'analyse des bilans hivernaux et des bilans estivaux observés dans les Alpes françaises (service d'observation POG) a montré que 1°) les bilans hivernaux sont bien reliés aux précipitations hivernales observées dans les stations météorologiques de vallée, même si ils peuvent atteindre des valeurs 2 ou 3 fois supérieures suivant les sites (redistribution de la neige par le vent), 2°) la fusion estivale qui donne une image directe des bilans d'énergie en surface est très bien corrélée aux températures estivales (**Vincent, 2002**). La sensibilité de la fusion à la température a été analysée en détail entre 1600 et 3600 m d'altitude (**Vincent, 2002**) et décroît fortement avec l'altitude. Cette analyse montre par exemple que, à 2800 m d'altitude, une augmentation de la température estivale de 1°C implique une augmentation de la fusion estivale de 0,8 m d'eau.

Cette étude a montré également que le XX^{ème} siècle pouvait être divisé grosso modo en 4 périodes : entre le début du XX^{ème} siècle et 1941, les glaciers alpins ont peu perdu de masse ; entre 1942 et 1953, les glaciers ont subi des déficits très importants à la fois à cause des faibles précipitations hivernales et à cause des fortes ablations estivales; entre 1954 et 1981, les bilans de masse sont en général positifs et provoquent une ré-avancée importante du front de certains glaciers (plusieurs centaines de mètres pour les glaciers de la Mer de Glace, d'Argentière et des Bossons dans le Massif du Mont Blanc); enfin, depuis 1982, les bilans de masse sont très déficitaires.

Une étude récente (**Vincent et al., 2004**), réalisée en collaboration avec nos collègues de Zurich (VAW), analyse les plus longues séries de bilans de masse observées dans les Alpes autrichiennes, suisses et françaises (service d'Observation POG). Ces séries ont une cinquantaine d'années, à l'exception de la série de Clariden (Suisse) qui est exceptionnelle puisqu'elle date de 1914. Bien que les observations sur ce glacier ne concernent que 2 sites (à 2700 m et 2900 m d'altitude), cette série est unique pour l'étude de l'accumulation hivernale et de la fusion estivale à l'échelle du siècle. L'analyse réalisée à partir de ces différentes séries révèle des fluctuations de bilans de masse très similaires à l'échelle des Alpes (de Sarennes, en France à Hintereisferner, en Autriche) pour les 50 dernières années. En outre, on a pu montrer que les fortes fluctuations décennales dépendent pour une très large part des bilans estivaux. La variabilité des bilans hivernaux est beaucoup plus faible. A partir de l'étude détaillée des 2 plus longues séries de bilans de masse hivernaux et estivaux dans les Alpes (Sarennes et Clariden), on a montré que la forte augmentation de la fusion estivale des 20 dernières années est très similaire pour ces 2 glaciers situés à 290 km l'un de l'autre et que, en conséquence, les variations du bilan d'énergie de surface qui affecte les glaciers au cours de la saison estivale sont similaires à l'échelle des Alpes : on observe en effet une augmentation de la fusion estivale (juin-août) journalière de 0,5 cm d'eau par jour à Sarennes entre 1954-81 et 1982-2002 très similaire à celle de Clariden (0,57 cm d'eau par jour). En zone d'ablation, en dessous de 2900 m d'altitude, cette augmentation a une incidence directe sur l'albedo de la surface, puisque le glacier est découvert de neige plus tôt dans la saison ; en conséquence, l'albedo a une rétroaction positive. Pour une analyse des bilans d'énergie, il est donc essentiel de distinguer la période d'ablation de neige de la période d'ablation de glace. L'ablation (cm d'eau / jour) peut être convertie directement en énergie (W.m^2) en utilisant la chaleur latente de la fusion (334 000 J kg^{-1}) et en supposant que l'ablation provient uniquement de la fusion, ce qui est raisonnable dans les Alpes (sublimation très faible). Ainsi, l'augmentation du taux de fusion journalier (environ 0,5 cm eau /jour) observée à la fois à Clariden et à Sarennes entre 1954-81 et 1982-2002 correspond à une élévation des flux d'énergie en surface de 20 W/m^2.

c) *Estimation des bilans de masse glaciaires à partir de la ligne de névé observée sur les images satellitaires et amélioration des mesures d'épaisseurs et vitesse par télédétection* *(J. P. Dedieu, Y. Arnaud, C. Vincent)*.

Les images satellitaires (Spot 1,2,4 ; Landsat 5,7 ; Aster) ont été exploitées afin de déterminer la position de la ligne de névé sur 3 glaciers des Alpes entre 1994 et 2002. Les altitudes de la ligne de névé, ainsi obtenues, ont dans un premier temps, été validées à l'aide des observations directes de terrain (Service d'observation POG). En fixant un gradient moyen du bilan en fonction de l'altitude (0,78 m/100 m), les variations d'altitude de la ligne de névé ont été converties en variations de bilans de masse. A nouveau, ces variations de bilans de masse ont été validées par les observations de terrain réalisées à proximité de la ligne d'équilibre. Enfin, ces bilans de masse ont été extrapolés sur l'ensemble du glacier et comparés aux observations. La méthode satellitaire donne de bons résultats (**Rabatel et al., soumis**) et permettra certainement d'être utilisée dans des régions dont les bilans de masse ne sont pas connus. Cette méthode nécessite néanmoins, dans l'état actuel, de déterminer le bilan de masse cumulé sur l'ensemble de la période à l'aide d'une méthode indépendante (photogrammétrie).

L'apparition des données SPOT5 à 2,5m de résolution et les MNT à haute résolution qui en résultent ont amélioré les possibilités d'observation des variations d'épaisseur des glaciers ainsi que la mesure de leurs vitesses en surface. En collaboration avec Etienne Berthier, en thèse au LEGOS, des tests fructueux ont été effectués dans les Alpes (**Berthier et al., 2004 ; 2005**), en accordant une importance particulière à la validation terrain fourni par le service d'observation POG. Ces méthodes s'avèrent très prometteuses et la technique des MNT différentiel SPOT5 est actuellement testée sur d'autres sites Andins et Himalayens.

d) *Petit Age de Glace : bilans de masse à la fin du PAG et enregistrements sédimentaires* *(C. Vincent, E. Le Meur, M. A. Mélières, O. Magand)*.

Une étude récente (**Vincent et al., 2005**) a permis de préciser les conditions climatiques dans les Alpes vers la fin du 18ème siècle et le début du 19ème siècle, à la fin du Petit Age de Glace. Au cours du « Petit Age de Glace » entre les années 1550 et 1850, les glaciers alpins ont connu une période de forte extension. La Mer de Glace s'étendait 1,8 km plus en aval dans la vallée de Chamonix ; le glacier d'Argentière, avec 1,4 km supplémentaires, venait mourir au pied du village d'Argentière. Le paroxysme de l'épisode de progression des glaciers alpins s'est produit entre les années 1760 et 1830. Or, cette dernière phase d'extension du Petit Age de Glace est en complète contradiction avec l'évolution des températures ; sur la même période, les températures d'été étaient supérieures à la moyenne de celles du XX^{ème} siècle, ce qui aurait dû conduire à un recul et une perte de volume des glaciers. A l'inverse, lorsque ces glaciers ont commencé à reculer dans les années 1830-1850, les températures d'été demeuraient stables et plus froides que durant les décennies précédentes.

Par l'analyse détaillée des bilans de masse de quelques glaciers français, suisses et autrichiens au cours des 2 derniers siècles, avec nos collègues de Zurich, nous avons tenté de résoudre ce paradoxe. Les bilans de masse de 2 glaciers alpins ont été reconstitués depuis 1830 à l'aide des observations directes de terrain (30 dernières années), des restitutions photogrammétriques (50 ans), des anciennes cartes (1905) et des résultats d'un modèle d'écoulement glaciaire (reconstitution du volume de 1830 à partir de la position des moraines) (**Le Meur et Vincent, 2003**).

Nous avons ainsi montré (**Vincent et al., 2005**) que l'avancée de 1760 à 1830 est en réalité produite par une augmentation des précipitations hivernales (supérieures d'au moins 25% par rapport à la moyenne du XX^{ème} siècle). Le phénomène inverse se produit ensuite : le recul des glaciers alpins à partir des années 1830-1850 résulte dans un premier temps, non pas d'un réchauffement, mais d'une diminution des précipitations hivernales d'au moins 25%. L'effet du réchauffement estival, lui, est visible seulement à partir du début du XX^{ème} siècle. En outre, au cours du XX^{ème} siècle, les fluctuations des glaciers alpins sont principalement liées à l'évolution des températures d'été dans les Alpes, qui retrouvent notamment depuis les années 80 des valeurs comparables à celles du début du XIX^{ème} siècle.

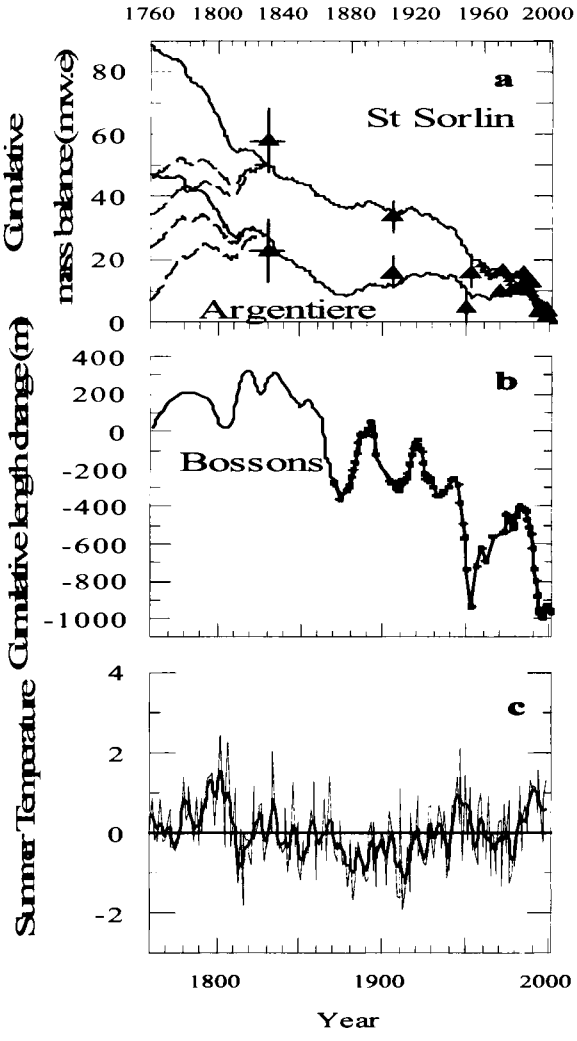


Fig.11 :

a) Bilans cumulés de 2 glaciers alpins (Argentière et St Sorlin) depuis 1760, à partir des observations photogrammétriques et des anciennes cartes (larges triangles), des observations directes de terrain du service d'observation POG (petits triangles) et d'un modèle degré-jour (courbes en trait plein). Entre 1760 et 1830, des tests ont montré qu'il fallait accroître les précipitations hivernales de 25 à 35% (courbes en pointillé) pour expliquer la crue glaciaire.

b) Fluctuations du front du glacier des Bossons, représentatif des fluctuations glaciaires dans les Alpes depuis 1760.

c) Températures estivales dans les Alpes (homogénéisées) par rapport à la moyenne du XX^{ème} siècle. Cette courbe montre que, entre 1760 et 1830, les températures sont relativement élevées (supérieures en moyenne à celles du XX^{ème} siècle) et opposées à la crue glaciaire de cette période.

Adapté de ***(Vincent et al., 2005)***

Les sédiments lacustres sont les principales archives qui permettent une reconstitution « multi-proxi » du climat Européen. De nombreuses études se focalisent sur la documentation précise du refroidissement important qui a lieu au Petit Age de Glace (PAG). La question scientifique sous-jacente est la suivante. Le PAG est le changement climatique le plus récent, atteignant de l'ordre de 1°C et il est admis à l'heure actuelle que son origine est liée à l'activité solaire. Une connaissance détaillée de la manifestation de ce refroidissement joint à une chronologie fine de son impact est une question clé pour bien comprendre les mécanismes de l'impact d'une variation de l'activité solaire. Ce point intervient directement dans la compréhension des causes de l'évolution du climat sur le XX^{ème} siècle, siècle au cours duquel, l'activité solaire a évolué ainsi que la charge de l'atmosphère suite à l'impact anthropique. Reconstituer l'impact des variations de l'activité solaire sur le climat est donc clé pour tester l'impact anthropique. L'enjeu recherché ici est de faire cette reconstitution quantitative, basée sur une chronologie solide, dans les archives n'ayant pas subi l'impact d'aménagement de territoires sur les derniers siècles, et n'ayant de ce fait enregistré que la variabilité naturelle. Peu d'archives continentales répondant à ces critères existent à l'heure actuelle.

Le potentiel des sédiments dans les lacs de haute montagne est grand tant en reconstitution climatique qu'en évolution de l'environnement, en particulier sur les derniers siècles où les radionucléides permettent une caractérisation de la sédimentation (perturbation ou non) et l'établissement de la chronologie. Encore peu utilisé dans la chaîne alpine, ce potentiel n'a quasiment pas été exploité dans les Alpes occidentales. Parmi ces lacs, ceux qui sont situés à l'aval des langues glaciaires sont particulièrement intéressants car, selon le climat, ils intègrent différemment l'impact des avancées/reculs des glaciers sur la charge sédimentaire et sur la nature de son dépôt. C'est dans cette optique qu'a été entreprise une prospection des différents lacs alpins français. Une collaboration entre quatre laboratoires : ETH, Zurich, (prospection sismique, carottage, susceptibilité magnétique - M. Chapron), le LGIT, Grenoble, (analyses ICPMS - L.

Charlet), l'EDITEM, Chambéry, (colorimétrie, M. Desmet), et le LGGE (analyses radioélements avec ^{210}Pb, ^{137}Cs et ^{241}Am principalement - O. Magand, M-A. Mélières) a conduit à la sélection d'un lac de haute altitude, 2543 m, dans le massif des Grandes Rousses (lac Blanc d'Huez). La carotte montre clairement la succession d'alternance de climats typiques du PAG (dépôt varvés) et de climats semblables à celui du XX^{ème} siècle (dépôts homogènes, riches en matière organique ≈ climat particulièrement chaud.) (travail en cours de publication – DEA de X. Fain, 2004).

2.1.2. Risques naturels d'origine glaciaire

(C. Vincent, E. Le Meur)

Les travaux menés par le LGGE sur les risques naturels d'origine glaciaire entre 2002 et 2005 ont été réalisés dans le cadre d'un programme européen GLACIORISK (2001-2003) et dans le cadre d'une étude d'urgence conduite en collaboration avec le RTM et la préfecture de Savoie, sur le glacier de Rochemelon.

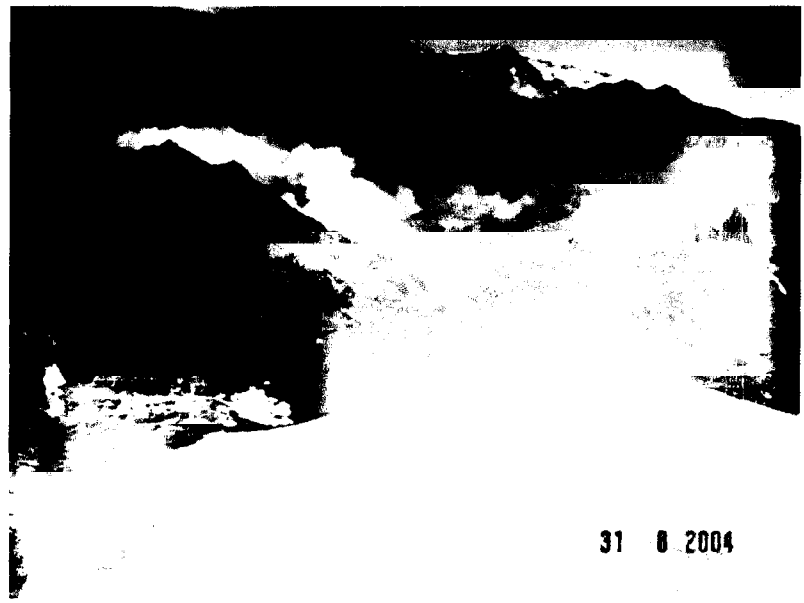
a) Etude de la chute de Taconnaz

Le LGGE a mené une étude de la chute de séracs de Taconnaz entre juin 2001 et décembre 2003 dans le cadre d'un programme de recherche européen GLACIORISK (programme sur les risques naturels d'origine glaciaire) ; ce programme a été complété en 2003 grâce au soutien du SIVOM de la Haute Vallée de l'Arve. La chute de séracs de Taconnaz se situe dans la vallée de Chamonix et a déjà provoqué plusieurs avalanches jusqu'en bas de la vallée (sans victime à ce jour). Des systèmes de protection (digues et dents déflectrices) ont été mis en place dans les années 90 pour protéger les habitations ; malgré tout, ces séracs restent une menace pour la vallée.
A partir d'un programme d'observations de terrain (mesures de bilans de masse dans la zone supérieure, mesures de vitesses d'écoulement du glacier à partir de l'implantation de pieux, mesures des fluctuations du front du sérac par intersections topographiques, mesures photogrammétriques à partir de clichés aériens), cette étude a permis d'obtenir les résultats suivants :

- Le calcul des flux a révélé les zones les plus actives de la chute de séracs.
- Les débits de glace à travers la chute de séracs, calculés par deux méthodes indépendantes, sont compris entre 1,3 et 1,7 millions de m^3 /an dans la partie la plus active de la chute (400 m de largeur) en rive gauche.
- Les vitesses d'écoulement à l'amont de la chute de séracs (3400 m) sont d'environ 80 m/an et augmentent jusqu'à plus de 120 m /an dans la zone de rupture.
- La mesure de fluctuations du front du sérac dans sa partie la plus active montre un pseudo-cycle : le risque de rupture de séracs très volumineux est d'autant plus élevé que le front est proche de la limite maximale. Ces limites sont désormais bien connues pour les courants de la rive gauche.
- Les observations topographiques et photogrammétriques ont permis de calculer ces limites des avancées minimales et maximales du sérac et d'estimer les volumes maximum de ruptures à attendre : 90 000 m^3 et 310 000 m^3 sur les courants de la rive gauche.
- Les mesures (topographiques et photogrammétriques) du bas de la falaise de glace indiquent des positions très similaires d'une date à l'autre et semblent montrer que le glacier est froid et est collé au lit rocheux.
- La rive droite semble beaucoup moins active ; néanmoins, même si les vitesses de croissance sont faibles, l'événement du mois de mars 2003 montre que des séracs très volumineux (90 000 m^3) peuvent se détacher et prouve que cette région mérite aussi d'être surveillée.

Ces résultats ont été publiés dans les rapports de GLACIORISK et les rapports envoyés au SIVOM de la haute Vallée de l'Arve. En outre, une publication scientifique est en cours (Le Meur et Vincent, à soumettre).

b) Etude du glacier et du lac de Rochemelon



Lac de Rochemelon, le 31 août 2004. Cliché de B Laili (vue d'avion)

Le glacier de Rochemelon (45°13' N, 7°4' E) situé dans le massif de la Vanoise (Savoie), en bordure de la frontière italienne, se développe entre 3300 m et 2950 m d'altitude sur une surface d'environ 1.6 km^2 et il a une exposition Nord Ouest. Un lac est apparu à la surface du glacier de Rochemelon au cours de ces 2 dernières décennies, à 3200 m d'altitude, entre la crête rocheuse (qui s'étend de la pointe de Novalèse et le Mont Tour) et le glacier de Rochemelon. Un exutoire (col rocheux) permet d'évacuer l'eau du lac du côté italien en versant sud-ouest au dessus du village de Novalesa. Ce seuil rocheux est situé à 3218 m d'altitude. Le lac est donc limité du côté sud-ouest (italien) par les rochers et du côté nord-est par le glacier.

Le lac et le glacier de Rochemelon avaient fait l'objet d'une étude dans le cadre du programme européen GLACIORISK (2001-2003), relatif aux risques naturels d'origine glaciaire. Ce programme coordonné par le Cemagref de Grenoble avait permis de mesurer l'extension du lac, la bathymétrie et l'épaisseur du glacier à proximité du barrage glaciaire. Malheureusement, à la fin du programme financé par l'Europe, les études ont été abandonnées (décembre 2003).

Face à l'évolution inquiétante du lac du glacier de Rochemelon, le LGGE, a décidé de faire une campagne d'observations (bathymétriques et topographiques) le 31 août 2004 afin de faire le point sur la situation du lac de Rochemelon. Ces observations ont montré que le volume du lac était supérieur à 600 000 m^3. En outre, la surface du glacier avait fortement baissé au cours de ces dernières années dans la région du lac (1,3 m/an en moyenne depuis septembre 2001) et l'altitude du col glaciaire qui forme le barrage était à 1,5 m seulement au dessus du niveau du lac.

Suite à cette campagne, le LGGE a averti les autorités publiques en septembre 2004 (rapports à la mairie de Bessans et à la préfecture de Savoie) des risques d'une vidange brutale du lac (et des conséquences pour les habitants des vallées en aval) et la nécessité de vidanger, au moins partiellement, le lac de toute urgence.

Les risques étaient de deux ordres :

- le premier était lié à un débordement du lac (au 17 septembre 2004, le col glaciaire était à 80 cm seulement au dessus du niveau du lac) : un débordement aurait créé un chenal à la surface du glacier qui se serait approfondi de plus en plus rapidement et aurait pu vidanger le lac en quelques heures.
- le deuxième risque était celui d'une rupture du barrage glaciaire : le lac atteignait une profondeur de 25 m environ à proximité du col glaciaire et était barré par un barrage glaciaire d'une épaisseur à peine supérieure. Ainsi, en cas d'infiltration de l'eau sous le

glacier, la pression de l'eau était suffisante pour soulever le glacier. Dans ce cas, la digue glaciaire aurait très probablement cédé. Plus de 600 000 m3 d'eau se seraient déversés dans la vallée du Ribon en quelques minutes.

Une réunion à la préfecture avec le sous préfet, la direction de la protection civile, le service du RTM, le Cemagref, le conseil Général et le LGGE (23 septembre 2004) a permis d'envisager différentes possibilités pour vidanger le lac. L'opposition des autorités italiennes sur l'éventualité d'une ouverture du seuil rocheux (versant italien) a conduit vers une solution du côté glaciaire (français). Ainsi, des opérations de siphonnage (conduites sous la responsabilité du RTM de Savoie) ont été effectuées entre octobre et novembre 2004 afin d'abaisser le niveau du lac. Le niveau a été baissé de 5,60 m et le siphon actuel ne permet pas d'aller au delà, à cause de la pression atmosphérique.

Il est aujourd'hui envisagé de vidanger le lac en totalité en creusant un chenal à travers la glace et en abaissant le niveau du lac progressivement par siphonnage (juillet 2005).

2.1.3. Modélisation numérique des bilans de masse et des écoulements

a) Modélisation distribuée du bilan de masse des glaciers Alpins, sensibilité des glaciers au changement climatique

(C. Genthon, J.P Dedieu, C. Vincent)

Ce projet a été réalisé dans le cadre de la thèse de M. Gerbaux, co-encadrée par le CEN (P. Etchevers). Les glaciers Alpins couvrent des surfaces de l'ordre de quelques km^2. Le bilan de masse à leur surface est inhomogène à des échelles encore plus petites, ne serait-ce qu'à cause des variations d'altitude et d'orientation des surfaces. Par ailleurs, le bilan de masse est déterminé par ses relations avec l'atmosphère à travers plusieurs composantes météorologiques : la précipitation bien sûr, mais aussi toutes les composantes du bilan d'énergie (flux turbulents, rayonnement) qui contribuent à l'évaporation et à la fonte estivale. Un nouveau modèle, à base physique pour prendre en compte toutes ces composantes, et spatialement distribué pour décrire l'hétérogénéité d'un glacier, a été développé et mis en oeuvre pour explorer l'évolution récente des glaciers alpins et leur sensibilité au climat. C'est à notre connaissance le premier modèle ayant toutes ces caractéristiques.

Le modèle a été développé sur la base du modèle de neige CROCUS. Ce modèle, initialement développé par Météo-France pour la prévision opérationnelle du risque d'avalanche, est directement utilisable pour la modélisation du manteau neigeux sur les glaciers. Il a par contre été adapté pour une meilleure simulation des surfaces en glace, qui sont les parties les plus sensibles des glaciers. L'évolution de 2 glaciers observés dans le cadre de l'ORE GLACIOCLIM/POG a été reproduite avec succès, en utilisant des données météorologiques issues du désagrégateur SAFRAN (également développé par Météo-France pour la prévision opérationnelle) sur la période 1981-2003 et une grille de simulation d'un pas de 200 m (figure 12).

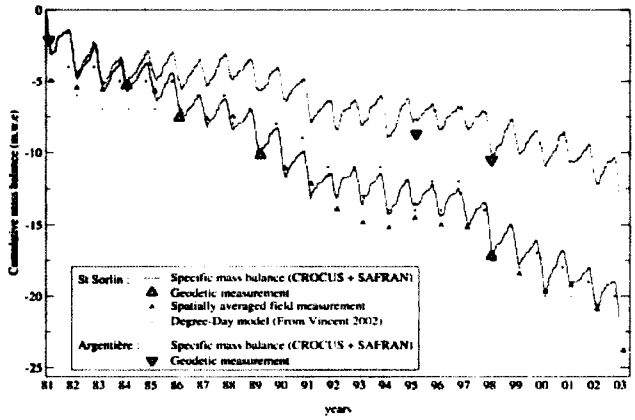


Fig.12 : Evolution cumulée et intégrée du bilan de masse de 2 glaciers des Alpes, comparée aux observations interpolées, à un modèle simplifié, et aux reconstructions photogrammétriques.

La ligne de neige d'un glacier évolue au cours de l'année et, pour une date donnée, varie d'une année sur l'autre en fonction des conditions climatiques de chaque année. La position de la ligne de neige est mesurable par photographie et par imagerie satellitale. Elle peut être utilisée pour vérifier certains aspects de la structure spatiale du bilan de masse issu du modèle. Par exemple, la figure 13 montre la corrélation de l'altitude moyenne de la ligne de neige observée (données satellitale) et simulée à différentes périodes entre 1985 à 2002. Sauf pour 1992, le modèle reproduit très bien les fluctuations saisonnières et interannuelles du bilan de masse du glacier tel que caractérisé par sa ligne de neige.

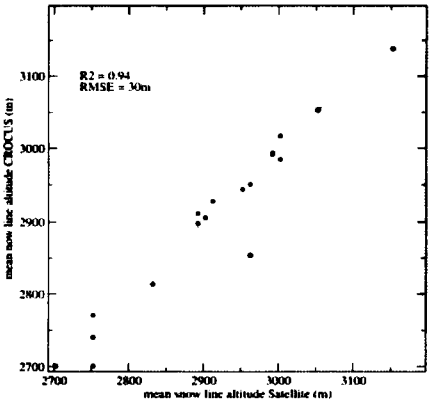


Fig.13 : Altitude de la ligne de neige pour les années 1985 à 2002, dans le modèle (ordonnée) et les observations satellitales (abscisse)

Comme le modèle répond explicitement et séparément à chacune des composantes météorologiques susceptibles d'affecter le bilan de masse d'un glacier, il est possible d'évaluer séparément la sensibilité d'un glacier à l'évolution de chacune de ces composantes. Il s'agit d'un progrès important par rapport aux approches couramment utilisées ailleurs, qui se concentrent sur la température et les précipitations et n'explicitent pas le rôle de l'humidité, du vent et des composantes de rayonnement solaire et thermique, variables également affectées par un changement climatique. La figure 14 ci-dessous montre que, d'après le modèle, une augmentation de la température de 1°C a le même effet (élever la ligne d'équilibre de 160 m) qu'une augmentation de 44% de l'humidité, de 22% du rayonnement solaire, ou une réduction de 28% des précipitations. Compte-tenu des prévisions du GIEC pour le XXI^{ème} siècle, si le changement de température aura le plus gros effet sur les glaciers, les autres termes du changement climatique ne seront pas des facteurs correctifs négligeables.

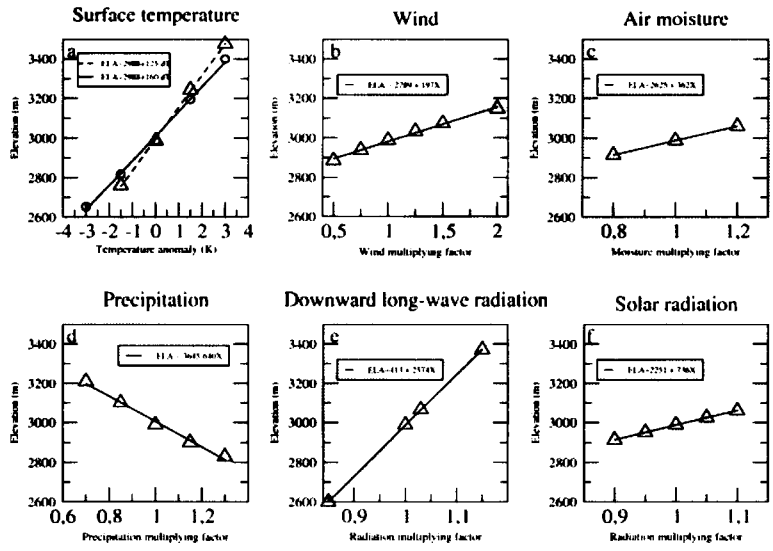


Fig.14 : Sensibilité d'un glacier moyen des Alpes du Nord à la variation de différents termes météorologiques en surface.

Ces résultats sont présentés dans un article actuellement en révision au Journal of Glaciology.

b) Dynamique glaciaire

(E. Le Meur, C. Vincent)

Autrement que par l'intermédiaire de leur bilan de masse, les glaciers, au travers de leurs fluctuations géométriques et/ou dynamiques (variation de longueur d'épaisseur, changement dans leurs vitesses en surface) sont de très bon indicateurs climatiques. Ainsi, avec les glaciers pour lesquels les séries de bilan de masse sont trop récentes voire inexistantes, il est possible à partir de données de variations glaciaires (comme les anciennes positions de fronts obtenues à partir de datations des moraines ou à partir de « témoignages anciens » -vieilles gravures, reports cadastraux) de remonter à l'histoire climatique correspondante.

Le gros désavantage des fluctuations glaciaires pour déduire une information climatique vient du fait que, contrairement aux bilans de masse qui contiennent un signal climatique directement exploitable, les variations glaciaires sont le résultat de nombreux autres processus, ce qui complique énormément la 'fonction de transfert' entre les variations climatiques et les variations glaciaires résultantes. Le seul moyen de correctement appréhender cette relation passe par un modèle physique déterministe d'écoulement glaciaire intégrant tous les processus régissant la dynamique glaciaire (rhéologie spécifique de la glace, interactions avec le substratum rocheux, forçage climatique). Enfin, savoir prédire l'évolution passée ou future d'un glacier présente des intérêts autres que climatiques. Il peut s'agir du calage de paramètres essentiels du modèle par comparaison de résultats de simulations à des séries de mesures existantes ou encore de la prédiction de l'évolution d'un glacier en tant que telle et ce à des fins de gestion des ressources afférentes (tourisme, ressources en eau, hydro-électricité...).

L'essentiel du travail conduit dans le domaine de la modélisation de l'écoulement des glaciers porte sur la période 2003-2005 (E. Le Meur au LGGE depuis fin 2002). Ce travail a consisté en le développement d'un modèle 2D d'écoulement glaciaire s'appuyant sur l'approximation dite de la couche mince à l'ordre 0.

Fort de cette validation, le modèle a aussi été utilisé à des fins de prédiction, notamment pour le futur du glacier en se basant sur l'extrapolation des conditions climatiques des 30 dernières années. Les résultats montrent un très net recul du glacier de plusieurs centaines de m d'ici seulement quelques décennies (figure 15).

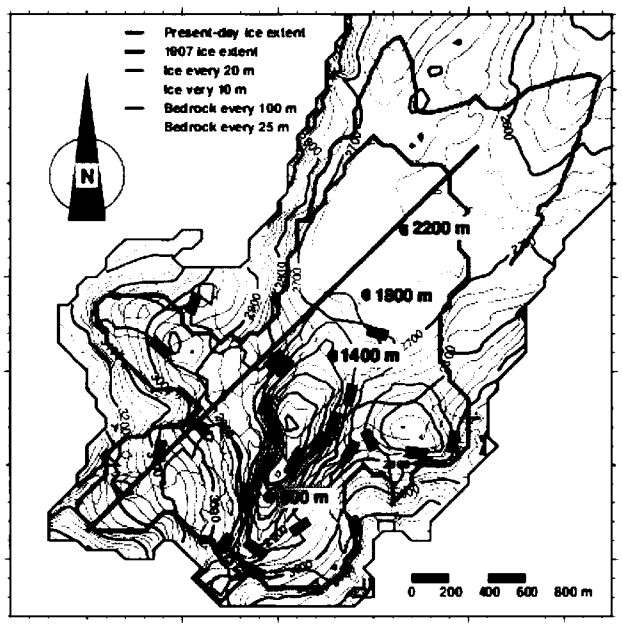


Fig.15 : Simulation de l'état stationnaire du glacier correspondant aux conditions climatiques des 30 dernières années. Le recul entre la position actuelle du glacier (vert) et la position simulée (rouge) est ici de 700 m. D'après Le Meur et Vincent, 2003.

Une autre application du modèle a consisté a utiliser la richesse des données de terrain disponibles sur Saint Sorlin pour, essayer de contraindre au mieux des paramètres essentiels du modèle. Cela a permis de préciser notamment la valeur d'une première constante caractérisant la rhéologie de la

glace et d'une seconde constante caractérisant l'intensité du glissement basal (**Le Meur et Vincent, 2003**).

Le modèle a aussi permis de reconstituer des volumes passés du glacier de Saint Sorlin, notamment pendant le Petit Age de Glace. Ces reconstitutions de volume ont entre autre servi à résoudre le « paradoxe du Petit Age de Glace » qui veut que l'avance des glaciers durant la période 1760-1830 est en contradiction avec les températures estivales et ne peut alors s'expliquer que par une augmentation significative des précipitations hivernales (**Vincent et al., 2005**).

Les conditions d'application de l'hypothèse de la couche mince au niveau des glaciers de montagne restent un problème. Une comparaison des résultats du modèle couche mince avec ceux d'un modèle aux éléments finis dans lequel tous les éléments du tenseur des contraintes sont pris en compte (à la différence de la couche mince) a permis de préciser sous quelles conditions il est raisonnable d'utiliser cette approximation, notamment en fonction de la géométrie du glacier et de la pente sur laquelle il repose (**Le Meur et al., 2004**).

2.2. Régions tropicales

2.2.1. Sensibilité des bilans de masse aux variations du climat dans les Andes
(B. Francou)

a) Etat récent de la glaciation dans les Andes : la disparition des petits glaciers

La déglaciation des Andes tropicales (Bolivie, Pérou, Equateur) se fait à un rythme accéléré depuis la fin des années 1970, c'est ce que suggèrent les changements de longueurs et de surfaces mesurés sur la dizaine de glaciers observés sur les trois pays (**Francou et al., 2005**) (figure 16).

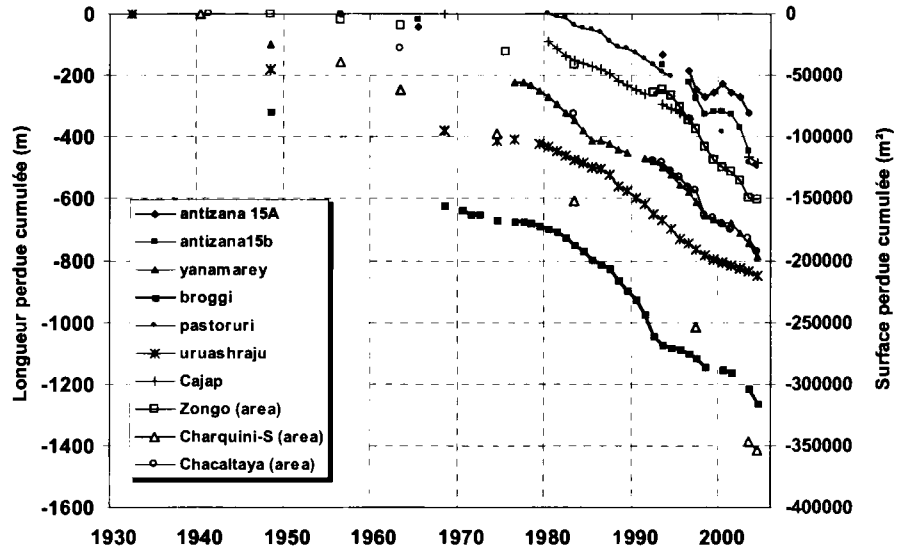


Fig.16 : Evolution des longueurs et surfaces (area) de glaciers surveillés en Cordillère Blanche (10°S) du Pérou (Y, B, P, U, C), en Cordillère orientale (0°) de l'Equateur (A15a et A15b) et en Cordillère Royale (16°S) de Bolivie (Chac. , Char. , Z). ***Francou et al., soumis.***

Ces changements traduisent un déficit de masse, qui a atteint en moyenne annuelle -0,4m à -1,3m par an au cours de la dernière décennie. Les petits glaciers (<0,5 km²) de basse altitude (<5400 m), très nombreux dans les Andes, sont ceux qui perdent le plus, avec des lignes d'équilibre qui se situent en moyenne depuis le début des années 1990 entre 5300 m et 5400m. Ces glaciers ne fonctionnent plus que comme des zones d'ablation, c'est le cas par exemple de Chacaltaya en Bolivie (figure 17) qui devrait disparaître d'ici la fin de la présente décennie (**Ramirez et al., 2001** ; **Francou et al., 2003**).

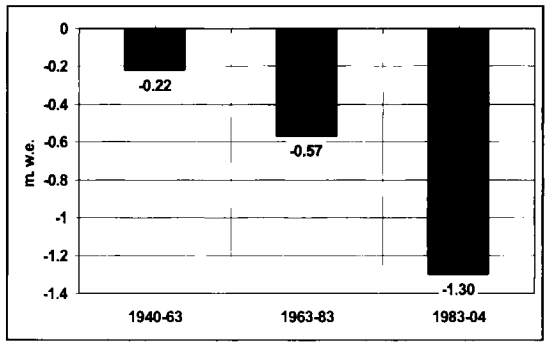


Fig.17 : Evolution du bilan de masse moyen de Chacaltaya (16°S, Bolivie) sur les six dernières décennies. D'après ***Ramirez et al., 2001****, réactualisé en 2005.*

Cette évolution est liée à d'importants changements intervenus dans la basse atmosphère tropicale, comme l'augmentation des températures au sol de 0,33°C par décennie depuis 30 ans mesurées dans les stations météorologiques andines.

b) Accélération du recul glaciaire dans les Andes Centrales comme conséquence du changement de phase du Pacifique équatorial depuis 1976

Cette question a été documentée à l'échelle régionale par **Francou et al. (2003)** en Bolivie et **Francou et al. (2004)** en Equateur, et étudiée en liaison avec les processus physiques à la surface des glaciers par **Wagnon et al. (2001)** et **Favier et al. (2004)** à partir de bilans d'énergie. L'augmentation de la température superficielle des eaux du Pacifique équatorial est liée à l'accroissement de la fréquence des phases chaudes de l'ENSO (*El Niño*) depuis le *Pacific Shift* de 1976. La fonte sur les glaciers est surtout contrôlée par les variations d'*albedo* de leur surface, sa dégradation en phase chaude étant due en Bolivie (16°S) à une baisse de fréquence des précipitations pendant l'été austral (octobre-avril), et en Equateur (0°28S) davantage par un changement de phase (montée de la limite pluie-neige le long du glacier). Les rares phases *La Niña*, plus froides et plus humides, ont contribué à freiner le recul des glaciers en y maintenant l'albedo à des valeurs élevées. Pour illustrer le rôle du Pacifique équatorial sur les glaciers des Andes Centrales, la figure 18 montre la corrélation existant entre le bilan de masse de Chacaltaya depuis 1940 et la température superficielle du Pacifique dans le secteur Niño1+2 (Pacifique est) et la figure 19 la corrélation entre l'anomalie du bilan de masse du Glacier Antizana 15alpha (Equateur, 0°28S) et celle des eaux superficielles dans les secteurs de Niño 4.

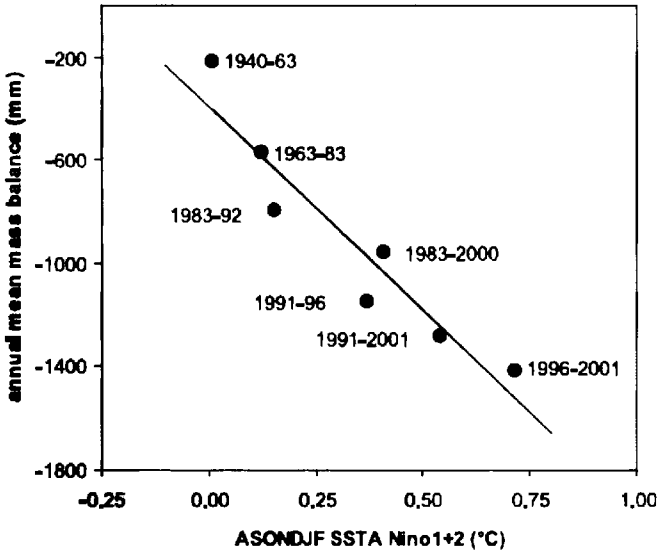


*Fig.18 : Corrélation linéaire entre les moyennes sub- et multidécennales du bilan de masse de Chacaltaya et l'anomalie de la température superficielle de la mer pendant la période ASONDJF dans la région Niño 1+2. Les anomalies de températures sont calculées par rapport à la moyenne 1951–80. Les bilans sont les moyennes du total octobre-septembre (****Francou et al., 2003****).*

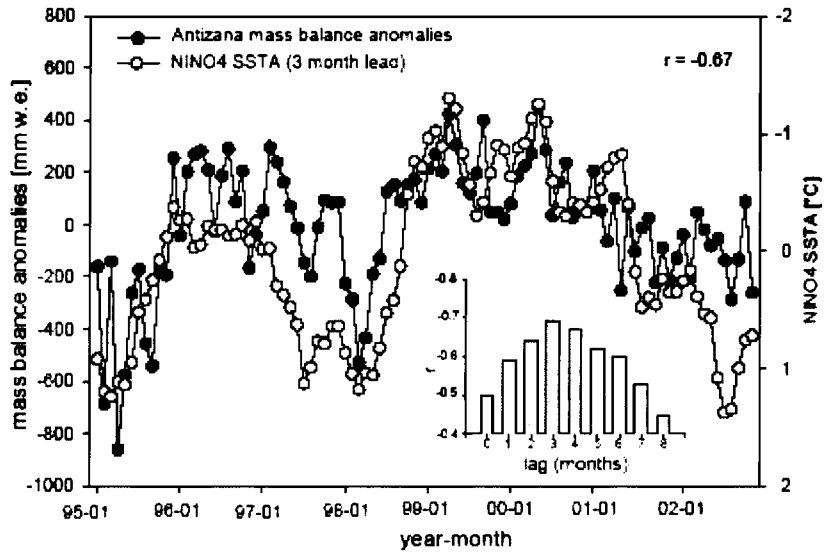


*Fig.19 : Anomalies du bilan de masse de la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana (en mm d'éq. eau, cercles noirs) et de la température superficielle du Pacifique dans le secteur Niño-4 (en degrés C, cercles blancs) entre janvier 1985 et décembre 2002. Les anomalies de la température du Pacifique précèdent de 3 mois celles du bilan de masse. Les valeurs sur l'axe y de droite sont inversées. Les coefficients de corrélation entre les 2 variables en fonction de leur décalage temporel (lag months) sont indiqués (**Francou et al., 2004**).*

Le mode oscillatoire de l'ENSO apparaît bien comme le principal facteur de variabilité des bilans de masse des glaciers des Andes Centrales. La recherche s'oriente à présent sur le passé pour voir quelle importance ont pu avoir les événements ENSO et leur fréquence sur l'évolution des glaciers au cours du Petit Age Glaciaire.

c) Caractérisation du Petit Âge Glaciaire dans les Andes tropicales

Les fluctuations d'une douzaine de glaciers ont été reconstruites dans la Cordillère Royale au cours du Petit Age Glaciaire (PAG) à partir des moraines observées sur les délaissées glaciaires. Ces moraines montrent une remarquable cohérence sur tous les massifs observés – les systèmes morainiques présentent les mêmes caractéristiques géométriques –, ouvrant la possibilité d'établir une chronostratigraphie de référence pour le PAG sous les tropiques. La lichénométrie sur *Rhizocarpon sp.* a permis la datation des variations majeures des glaciers au cours du PAG (**Rabatel et al., sous presse**) et donne un maximum d'extension des glaciers dans la deuxième moitié du XVII^{ème} siècle, concomitant du minimum d'insolation de Maunder. Suite à celui-ci, aux XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles, une décrue continue est intervenue, entrecoupée de 4 phases de réavancées mineures et de périodes de stabilisation des fronts. Les altitudes des lignes d'équilibre (ELA) ont été reconstituées pour chaque stade morainique, la figure 20 en montre un exemple pour les glaciers du Charquini. Les résultats de Bolivie sont comparés aux chronologies des fluctuations glaciaires obtenues pour le PAG dans l'hémisphère nord. Les glaciers ont souvent fluctué en phase sous les tropiques andins et sous les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Toutefois, la forte réavancée des glaciers dans la première moitié du XIX^{ème} siècle qui est généralement observée dans l'hémisphère nord, est absente en Bolivie. Cette particularité est attribuée à une baisse des précipitations au cours du XIX^{ème} siècle. Le recul des glaciers au cours du XX^{ème} est très marqué, surtout depuis les années 1980. Il est attribué surtout à une hausse des températures, en accord avec les données instrumentales.

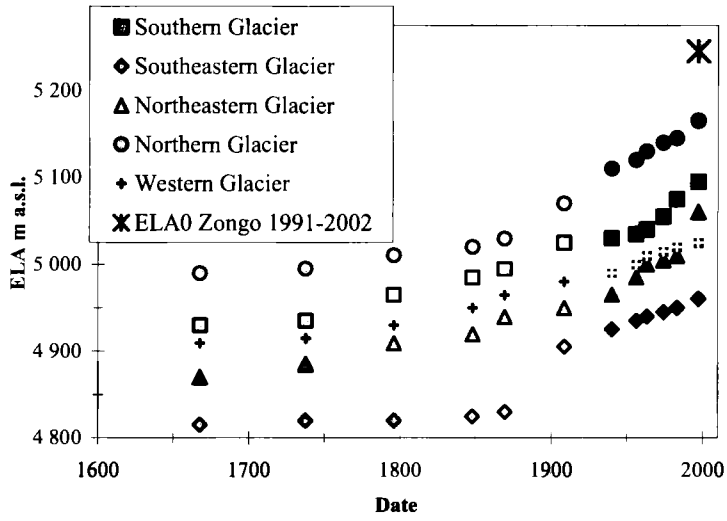


Fig.20 : Reconstruction des lignes d'équilibre pour les 5 glaciers du Charquini (16°S). Les ELA sont reconstruites par la méthode de l'Accumulation Area Ratio (AAR) avec un rapport égal à 2/3 à l'équilibre ***(Rabatel et al., sous presse)****.*

d) Glaciologie appliquée au développement

C'est la particularité de l'IRD de mener recherche et développement de concert en collaboration avec son partenariat du Sud. L'application de la glaciologie au développement s'opère dans divers domaines :

- Le climat et la ressource en eau : Tous les glaciers instrumentés par l'IRD (une dizaine entre 16°S et l'équateur, dont deux appartenant au réseau de l'ORE-GLACIOCLIM (Antizana et Zongo), sont équipés pour produire des bilans hydrologiques (**Sicart et al., 2003** ; **Sicart et al., sous presse**). L'étude récente la plus complète sur ce thème a été effectuée par **Pouyaud et al. (sous presse)** en Cordillère Blanche du Pérou. Elle montre l'augmentation de débits actuels dans les bassins comportant de forts taux d'englacement (70%) par suite du déstockage glaciaire lié aux bilans de masse négatifs. Par contre, les débits diminuent dans les bassins versants dont les glaciers sont déjà devenus résiduels (<30% d'englacement). Extrapolant les conditions actuelles dans le futur, cette étude montre que dans moins de 50 ans, les ressources en eau provenant des glaciers dans cette Cordillère Royale auront subi une baisse généralisée.
- Les risques glaciaires : Un travail a été entrepris par l'IRD et ses partenaires pour quantifier la calotte de glace du volcan Cotopaxi (0°40S) par photogrammétrie (pour les surfaces) et géoradar (pour les épaisseurs) (**Jordan et al., sous presse**). La calotte de glace, une des plus grandes d'Equateur (13 km^2), a perdu 30% de sa surface entre 1976 et 1997. Les épaisseurs mesurées sur une dizaine de lignes couvrant toute la hauteur de la calotte mais seulement les versants nord et sud suggèrent un bedrock plus irrégulier que prévu, ce qui rend nécessaires des campagnes de mesures complémentaires sur les différents côtés du volcan. Les résultats attendus de cette étude sont une estimation réaliste des volumes de glace pour servir de données d'entrée à des modèles de propagation de lahars en cas d'éruption majeure.

e) Evaluation des MNT pour les applications glaciologiques : Exemple du volcan Coropuna, Andes péruviennes

L'objectif est d'évaluer la pertinence des MNT ASTER et SRTM directement disponibles pour les applications glaciologiques. La zone d'étude est le volcan Coropuna (6426m) situé dans la cordillère d'Ampato au sud Pérou. La surface englacée représentait 82,6 km^2 en 1962 à partir des photographies aériennes. On a estimé que la surface du glacier en 2000 était de 60,8 km^2 à partir d'une scène ASTER. Un MNT à 30m de résolution spatiale qui servira de référence est fabriqué à partir des cartes topographiques péruviennes de 1955, elles même issues d'une restitution photogrammétrique de 1955.

Parmi les différentes méthodes d'interpolation examinées, l'algorithme TOPOGRID a été jugé le plus efficace et donne un MNT avec une précision verticale de ± 14,7m. L'erreur RMS du MNT SRTM par rapport à des données GPS prises sur des zones non englacées est de 23m. Le MNT ASTER a une erreur RMS de 61m par rapport aux points GPS et présente des décalages planimétriques allant jusqu'à 200 à 300m. La comparaison entre SRTM et ASTER avec le MNT de 1955 montre une ablation sur les langues des glaciers (entre -25 et -75m) avec un épaississement apparent sur les sommets. La différence moyenne en altitude sur la surface englacée (SRTM-DEM 1955) est de -5m sur la période 1955-2000 mais la précision du MNT ASTER ne nous permet pas de quantifier une variation moyenne d'altitude sur les glaciers.

2.2.2. Etude des bilans d'énergie sur les glaciers des Andes

(P. Wagnon)

a) Cycle annuel du bilan d'énergie des glaciers tropicaux

Pour mieux comprendre la relation glacier-climat sous les Tropiques, l'IRD possède un parc de stations météorologiques sur des glaciers boliviens et équatoriens, afin d'établir le cycle annuel du bilan d'énergie. De ces travaux sur les bilans d'énergie des glaciers tropicaux, il en ressort que les glaciers de la zone tropicale externe (Bolivie) et ceux de la zone tropicale interne (Equateur) ont un fonctionnement assez différent. Comme pour les glaciers alpins, leur fonte est principalement contrôlée par la radiation solaire plus ou moins absorbée par le glacier selon l'albédo de sa surface. L'albédo joue ainsi un rôle clé sur la santé du glacier, et les variations annuelles de ce paramètre dans la zone basse du glacier sont à l'origine des variations annuelles de la masse glaciaire. En Bolivie où les précipitations sont toujours solides à l'altitude des glaciers, les variations de l'albédo dépendent des quantités de neige qui tombent sur le glacier. Si une année comme les années El Niño, il existe un déficit de précipitation, la couverture neigeuse disparaît plus tôt laissant affleurer la glace d'albédo faible. L'absorption du rayonnement solaire est alors maximale, et il en résulte une perte de masse accrue (**Wagnon et al., 2001** ; **Sicart et al., 2005**). En revanche, en Equateur, il arrive qu'il pleuve sur le glacier, et l'albédo est cette fois contrôlé non plus par les quantités de précipitations mais par leur phase (pluie ou neige). Par exemple, en année El Niño, la température de l'air augmente, la limite pluie-neige se situe plus haut en altitude laissant la partie basse du glacier dépourvue de neige. L'albédo de cette partie est donc faible, l'absorption du rayonnement solaire est grande et le glacier fond de façon accélérée. En conclusion, malgré des processus différents, les années El Niño correspondent à des pertes importantes des volumes glaciaires à la fois dans la région tropicale interne et dans la région tropicale externe (**Favier et al., 2004a et 2004b**).

Un travail similaire est en cours sur un glacier péruvien, en collaboration avec G. Kaser (Université Innsbruck), afin de comprendre le comportement des glaciers de cette zone, en relation avec le climat. Une thèse sera soutenue sur ce sujet à Innsbruck fin 2005

b) Vers une meilleure connaissance des flux turbulents sur les glaciers

La particularité majeure du bilan d'énergie des glaciers tropicaux provient des flux turbulents et notamment du flux turbulent de chaleur latente, très fort comparé à celui des autres glaciers du monde (**Wagnon et al., 1999a** ; **Favier et al., 2004a**). Jusqu'à présent, nous avons calculé ces flux d'énergie à partir de gradients verticaux de température, humidité et vitesse de vent mais cette méthode ne nous permet pas de donner un intervalle d'erreur sur le résultat. Aussi, comme ces flux sont les plus importants après les flux radiatifs, nous avons décidé de fournir un effort pour estimer cet intervalle et améliorer la précision sur le résultat des flux turbulents.
Pour cela, nous avons mesuré sur l'Antizana (Equateur) des profils verticaux de vitesse de vent, température et humidité détaillés (utilisation d'un mât de 5 m possédant 8 niveaux de mesures de température, humidité et vitesse de vent). Ces études sont indispensables pour préciser les caractéristiques de la couche limite de surface au dessus d'un glacier, et notamment pour mieux appréhender les hauteurs de rugosité, paramètres essentiels dans le calcul des flux turbulents. Grâce à ce dispositif expérimental difficile d'utilisation sur glacier, nous avons pu séparer des régimes de

vent particuliers au glacier (vents advectifs et catabatiques), et surtout définir des situations pendant lesquelles la méthode classique de détermination des flux turbulents est inadaptée. Nous avons aussi mis en évidence une grande dispersion temporelle des mesures de hauteurs de rugosité ainsi qu'une relation entre ces hauteurs et la vitesse du vent. Enfin, cette étude détaillée a permis de montrer que notre méthode classique de détermination des flux turbulents donne une précision de ± 20%, ce qui est raisonnable dans les études de bilan d'énergie (**Favier et al., soumis**).

En plus de ces mesures, nous avons effectué en août 2004 en Bolivie (glacier Zongo) une campagne intensive de terrain pour comparer des méthodes d'estimations des flux turbulents, en collaboration avec. J. Pomeroy et R. Essery de l'Université Alberysmith en Angletere. Nous avons évalué les flux turbulents à l'aide d'anémomètres soniques par la méthode *eddy correlation.* Cette méthode qui n'a encore jamais été testée dans les conditions glaciaires tropicales, est considérée comme étant la référence pour estimer les flux turbulents. Dans le même temps, nous avons calculé les flux turbulents comme nous l'avons toujours fait, à partir des gradients verticaux de vitesse de vent, température et humidité. Nous avons aussi utilisé le mât de vent de l'Antizana pour compléter cette campagne de terrain. Les résultats (figure 21) montrent qu'il existe une bonne correspondance entre les diverses méthodes d'estimation des flux turbulents, avec une légère sous-estimation des flux par la méthode d'*eddy correlation* par rapport à la méthode des gradients. Ces résultats, nouveaux sur nos glaciers tropicaux, sont particulièrement encourageants.

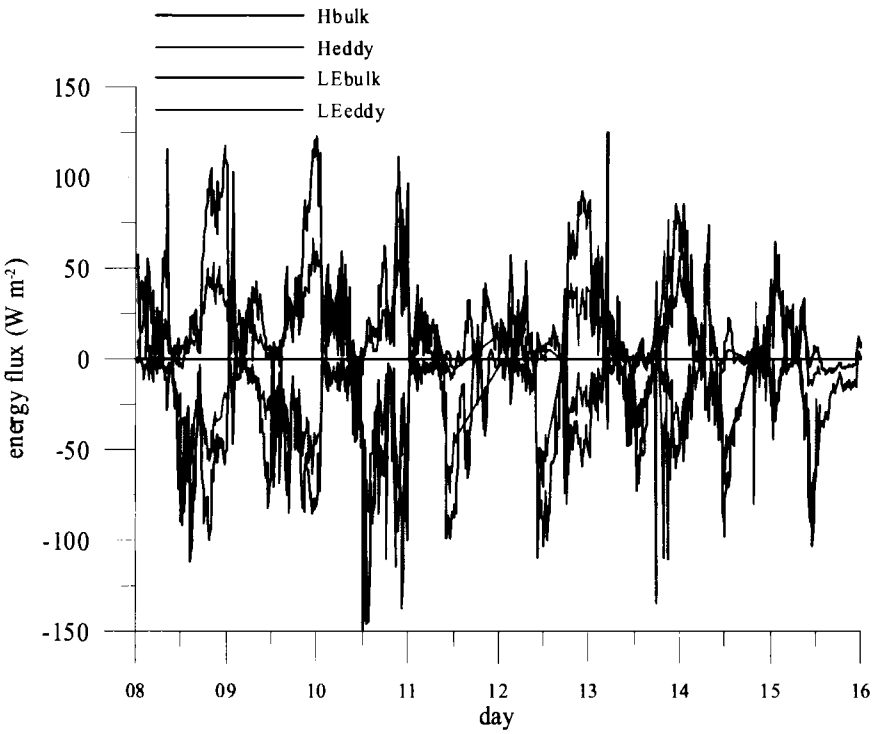


Fig.21 : flux turbulents de chaleur sensible (H) et latente (LE) (flux positifs quand orientés vers la surface) : bulk method (z=1,26 m) et eddy correlation (z=1,75 m). Moyennes toutes les 2h, 8-16 août, 2004.

c) Extrapolation spatiale de l'albédo

Nous avons adapté une méthode de spatialisation de l'albédo à partir de photos terrestres, méthode développée à l'origine par J. Corripio, visiteur scientifique au CEN en 2003. Cette méthode a été testée sur l'Antizana (Equateur) et a été à l'origine d'un modèle spatialisé de bilan d'énergie. Sur cette base, nous avons développé un modèle hydrologique qui a mis en évidence qu'une partie des écoulements en sortie du glacier de l'Antizana se perdait dans la moraine qui constitue un milieu poreux. Cette méthode de détermination de l'albédo est très prometteuse et le dispositif de prises de vues automatique devra maintenant être installé sur chaque glacier de l'ORE.

2.2.3. Météo et bilan d'énergie des sites de carottage (Illimani et Coropuna)

(P. Wagnon)

L'ACI Jeunes Chercheurs (2002-05) de P. Wagnon a visé à étudier spécifiquement les processus se produisant à l'interface air/neige en proposant simultanément une expérimentation météorologique de bilans d'énergie et des analyses chimiques et isotopiques des couches superficielles sur les sites de forages passés. Cette expérimentation simultanée permet de documenter et de modéliser les phénomènes de dépôt (vent, micro-topographie de surface) et de post-dépôt (sublimation, re-condensation de la vapeur dans le névé et formation de givre de profondeur) susceptibles d'altérer les enregistrements chimiques et isotopiques contenus dans les archives glaciaires. Des campagnes de mesures ont été menées sur le site de l'Illimani (**Wagnon et al., 2003**) et sur le site du Coropuna. Celles-ci ont montré que la sublimation influence peu le contenu chimique et isotopique des carottes de glace andines, dans le cas particulier des sites étudiés.

2.2.4. Etude des bilans de masse et du couvert nival en Himalaya – Inde

(Y. Arnaud, P. Wagnon)

a) Bilan de masse du Chhota Shigri (Inde) et variation volumique des grands glaciers d'Himalaya

En 2002, nous avons commencé un suivi du bilan de masse du glacier Chhota Shigri (Région du Spiti, Himalaya, Inde). Ce projet est mené en partenariat avec des collègues indiens et nous disposons actuellement de 2 années de mesure du bilan de masse de ce glacier (environ -1 m équivalent eau en 2002-03 et 2003-04).

La télédétection spatiale par le biais de la comparaison de MNT peut permettre d'estimer directement le bilan de masse d'un glacier. Sur le Chhota Shigri on compare un Modèle Numérique de Terrain SPOT5 de 2004 et un MNT SRTM de 2000 (Shuttle Radar Topography Mission) pour aboutir à une estimation du bilan volumétrique du glacier sur quatre ans. Cette méthode étant appliquée sur un glacier où des mesures classiques de bilan de masse sont réalisées depuis 2003, une comparaison peut être faite entre le bilan de masse déterminé de manière classique (bilan de masse glaciologique à partir de mesures de terrain) et celui déterminé par télédétection (bilan volumétrique). Par ailleurs, nous utilisons les images SPOT, ASTER et Landsat pour spatialiser le bilan de masse glaciologique. En effet, ce glacier a la particularité d'avoir des zones d'accumulation avec des orientations différentes et nous ne pouvons pas considérer que l'information des balises est représentative de toutes les parties du glacier pour une même tranche d'altitude. Nous prenons également en compte les effets de l'état de surface et des pentes pour la spatialisation des mesures de terrain.

La comparaison de l'altitude de la surface des glaciers issue de cartes topographiques de 1950 et d'un MNT SRTM de 2000, permet de suivre les variations d'épaisseur des plus grands glaciers d'Himalaya. La perte d'épaisseur de la zone d'ablation, en supposant que la zone d'accumulation a un bilan équilibré, est utilisée pour calculer le bilan de masse spécifique des glaciers de la région : -0,42m/an entre 1950 et 2000. **Meir et al. (1985)** avaient trouvé un bilan spécifique de -0,32m/an entre 1980 et 1985 à partir de mesures de terrain conduites sur des petits glaciers. Cette étude montre un bilan encore plus négatif qui tend à prouver que la fonte en Himalaya s'est accélérée après 1985.

b) Variations spatio-temporelles de l'évolution du couvert nival en Himalaya avec les données de SPOT VEGETATION et MODIS

La connaissance de l'étendue du couvert nival et de son évolution saisonnière est importante pour la gestion de la ressource en eau en Asie du sud car une grande part de l'alimentation en eau de cette région provient de la fonte des neiges et glaciers d'Himalaya. Les cartes du couvert nival sont produites à l'aide de données multi spectrales de SPOT VEGETATION à l'échelle du bassin et comparées au produit couverture de neige standard d'EOS (Earth Observatory System) obtenu à partir des données MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrophotometer). Dans l'ensemble,

les résultats sont en bon accord mais avec différents degrés de ressemblance en fonction des saisons, de la géomorphologie et du climat. Dans tous les cas, l'étendue du couvert nival est supérieure dans le produit MODIS.

Les variations spatio-temporelles du couvert nival sur différentes régions de l'Himalaya sont étudiées en détail avec le capteur SPOT VEGETATION (VGT). Les résultats montrent que pour l'Himalaya la période de fonte est plus longue que dans le reste de l'hémisphère nord. L'accumulation de la neige est ponctuée par plus de périodes de fonte dans la partie centrale de l'Himalaya que dans les parties est et ouest. Le taux de réduction du couvert nival varie d'est en ouest et, pour l'ouest, est en accord avec le débit des rivières alors que pour le centre et l'est les débits maxima sont contrôlés par l'activité de la mousson. La forme des courbes d'évolution du couvert nival dans divers bassins d'altitude montre une tendance homogène selon les régions (est, central, ouest).

CHAPITRE 3

THEME « CHIMIE ATMOSPHERIQUE ET INTERACTIONS AIR-NEIGE »



Expériences sur la neige en Arctique. Crédit : F. Delbart, IPEV

Principaux axes de recherche	
Chimie atmosphérique	**Etude des mécanismes de dépôt des impuretés atmosphériques à la surface des calottes polaires**
• Cycle du soufre aux hautes latitudes • Cycle du mercure • Cycle des halogènes en régions polaire • Pollution des vallées alpines • Chimie de la troposphère libre alpine • Reconstitution de la pollution en soufre azote et organique à l'échelle de l'Europe (glace alpine) • Aérosols organiques • Chimie isotopique du soufre, de l'azote et de l'oxygène • Modélisation chimie/climat atmosphérique	• Métamorphisme de la neige • Physique de la neige : surface spécifique, perméabilité, conductivité thermique, albédo. • Photochimie dans la neige • Transfert air-neige des polluants • La neige dans le système climatique

Personnel (% du temps total par personne)			
Chercheurs CNRS		**Enseignants-chercheurs**	
F. Dominé (DR), Animateur	90	C. Ferrari (PR)	40
J. Savarino (CR), Suppléant	50	S. Houdier (MC)	50
R. Delmas (DR)	10	D.Voisin (MC) depuis 2004	50
J.L. Jaffrezo (CR)	80		
M. Legrand (DR)	70	**ITA**	
P. Martinerie (CR)	80	M. De Angelis (IR)	20
S. Preunkert (CR) depuis 2003	100	O. Magand (IE)	30
C. Genthon (DR)	20	M. Sacchettini (IR)	10
Doctorants		**Post-docs**	
G. Aymoz, soutenu 2005	100	E. Balhmann	
M. Baroni, fin 2006	100		
A. Cabanes, soutenu 2002	100		
H. Castebrunet, fin 2007	50		
E. Cosme, soutenu 2002	50		
A. Dommergue, soutenu 2003	100		
I. Etchevers, fin 2006	100		
X. Fain , fin 2007	100		
P.A. Gauchard, soutenu 2005	100		
L. Legagneux, soutenu 2003	100		
A.S. Taillandier, fin 2005	100		
Chercheurs et Professeurs invités **Sourendra Bhattacharya** (Doyen, Physical research laboratory, India) venu 1 mois en mai 2005 sur un programme Indo-Français (CEFIPRA), recherche conduite sur le transfert d'anomalies isotopiques étudié en chambre de simulation.			

Principales collaborations	
Nationales	**Internationales**
Air APS (Chambéry)	University of Alaska Fairbanks
LEGI (Grenoble)	CRREL Alaska
GRECA (Grenoble)	CNR Rome
LCME (Chambéry)	RHUL, Londres
LCE (Marseille)	Georgia Tech (Atlanta)
LSCE (Gif)	INS (Gand)
LISA (Créteil)	Université de Göttingen
LACE (Lyon)L	Univesity of Calfornia , San Diego
LA (Toulouse),	MPI (Mainz)
LaMP (Clermont)	Université de Utrecht
PC2A(Lille)	PRL (Inde)
LSP (Grenoble)	Université de Heidelberg
LODYC (Paris)	Université de Aveiro
LOA (Lille)	
Météo-France (CNRM-GAME)	

Financements	
Programmes nationaux	**Programmes internationaux**
PNCA	
IPEV (FAMAS et OSMAR)	
Primequal 2	
Région Rhone alpes (POVA)	CARBOSOL (Europe)
METL	PACES (Université d'Alaska Fairbanks,
ADEME	IARC)
PICS	EUROclimate (ESF)
ORE CESOA	CEFIPRA (Collaboration Franco-indienne)
PNEDC	
PROOF	
ORE PAES	

L'étude de la chimie de la troposphère polaire est une des activités traditionnelles du LGGE, réalisée par l'équipe "Chimie atmosphérique et interactions air neige". Comprendre la chimie de l'atmosphère polaire, et comment cette chimie impacte la composition de la neige, est indispensable pour déchiffrer les carottes de glace. Ces activités sont appelées à se poursuivre et à se renforcer, notamment sur le cycle du soufre dans le cadre de CESOA (aspects mesure comme aspect modélisation), Récemment, nos problématiques ont sensiblement évolué. Ainsi, les interactions air-neige sont maintenant étudiées sous un angle totalement différent. Non seulement l'atmosphère influe sur la composition de la neige, mais des études assez récentes, auxquelles le LGGE a pris une part active, ont démontré qu'en retour, la neige pouvait modifier radicalement la composition de la troposphère polaire, comme par exemple multiplier par au moins un ordre de grandeur la concentration en radical OH, principal oxydant atmosphérique. Le LGGE a également eu un rôle moteur en contribuant à faire prendre conscience du rôle de la physique de la neige sur les interactions air-neige. Par exemple, la perméabilité de la neige va déterminer la facilité des échanges. La surface spécifique de la neige va quantifier sa capacité à adsorber des impuretés gazeuses et semi-volatiles, et à catalyser des réactions hétérogènes. La microphysique de la neige va aussi déterminer l'albédo et la pénétration de la lumière dans le manteau neigeux, limitant ainsi la vitesse des réactions hétérogènes. La quantification des propriétés physiques de la neige nécessite bien sur de les mesurer sur le terrain, mais aussi de comprendre les facteurs qui déterminent leur évolution, à l'aide d'expériences en chambres froides. Ce rapport a sélectionné quelques points des nombreuses études menées sur ces aspects récents : les études expérimentales de décroissance de la surface spécifique de la neige, le suivi couplé de l'évolution simultanée de la physique et de la chimie de la neige lors d'une année complète passée en Alaska centrale, les échanges de mercure entre l'atmosphère polaire, la neige, et les écosystèmes terrestres, et un dernier aspect qui maintient la continuité avec des thématiques bien établies : la remobilisation de HCl et de l'acide méthanesulfonique dans le névé antarctique.

D'autres développements récents ont trait à la chimie de l'atmosphère européenne, et plus exactement de la haute troposphère alpine. L'accent est mis sur les composés organiques, qui génèrent la majorité de l'aérosol troposphérique, et qui ont un impact mal connu sur le climat. Le programme européen CARBOSOL, coordonné au LGGE, a permis une étude poussée de ces aspects, et a aussi permis une meilleure interprétation des carottes de glace du Mont Blanc. Ceci autorise une étude détaillée de l'évolution de la haute troposphère alpine sur le siècle écoulé, établissant un lien avec nos études traditionnelles de l'évolution de la composition de l'atmosphère. Complétant ce nouvel axe d'étude des composés organiques dans les Alpes, le programme POVA (**PO**llution dans les **V**allées **A**lpines), coordonné au LGGE, aborde l'étude des sources de la pollution organique dans les vallées alpines, détermine les émissions de polluants et leurs transformations chimiques et physiques (gaz-particules). Une conclusion intéressante, qui recoupe les résultats de CARBOSOL, est que la pollution organique, bien qu'ayant une contribution importante du trafic routier, est également très fortement influencée par les émissions de biomasse, notamment les feux de cheminée.

Le rapport est donc structuré autour de 4 thèmes centraux :

- La chimie troposphérique polaire
- Physique et chimie des interactions air-neige
- Etude de la troposphère moyenne européenne
- Les aérosols atmosphériques en milieux anthropisés : cas des Vallées Alpines

1. Chimie troposphérique polaire

Deux grands objectifs motivent l'étude de la basse atmosphère en région Antarctique. Tout d'abord, une vaste partie de l'hémisphère Sud reste très mal documentée au delà du 40°S ce qui affaiblit fortement les possibilités de validation des modèles globaux. Ceci représente une lacune importante dans notre compréhension de la composante naturelle du cycle du soufre dominée dans ces régions par les émissions de DMS du phytoplancton marin. Un aspect important de ces émissions biogéniques tient à la possible réponse de la biosphère marine (modification de la productivité primaire, de la spéciation du phytoplancton, de la stratification des couches océaniques de surface,...) au changement climatique global. Le signe et l'ampleur de cette rétroaction restent à évaluer mais devrait au moins concerner la zone des 40°S (Bopp et al., 2001). La réponse des hautes latitudes (régions très sensibles au changement climatique global) reste plus difficile encore à appréhender du fait d'un couplage complexe entre productivité biologie marine, glace de mer, et climat. D'autre part, la caractérisation (intensité, saisonnalité, variabilité inter-annuelle) des émissions de DMS de l'océan polaire ainsi que de la capacité oxydante très spécifique de ces atmosphères de haute latitude (basses températures et humidité, cycle d'insolation très marqué) sont rigoureusement nécessaires pour évaluer l'impact de l'océan Austral sur les signaux " soufre " enregistrés dans les carottages comme EPICA ou Vostok.

Découverts à Alert, arctique canadien, dans les années 80, les épisodes de disparition de l'ozone et du mercure de la couche limite marine au lever de soleil constituent un aspect fondamental de la chimie troposphérique des régions polaires. Bien qu'il est généralement admis que les espèces actives telles que Br ou BrO jouent un rôle fondamental dans les processus de destruction de O_3, les mécanismes d'injection de tels composés dans l'atmosphère font l'objet d'intenses recherches visant à comprendre les moteurs de cette chimie particulière. Il apparaît de plus nécessaire d'étudier les conséquences de telles variations de l'ozone sur la chimie d'autres espèces comme le mercure ou toutes espèces qui ne suivent dès lors plus un schéma classique d'oxydation (COV, NOx, DMS ...). Ces réactions impliquent non seulement les interactions en phase gazeuse dans l'atmosphère, mais aussi le manteau neigeux et l'injection probable par l'océan au niveau des zones d'eau libre de quantités massives de composés halogénés.

1.1. Chimie de la troposphère Antarctique

Tant l'observation de l'évolution de l'atmosphère des régions de haute latitude Sud que l'existence d'archives de notre environnement passé dans la glace motivent l'étude de l'atmosphère (1) en régions côtières afin de caractériser la source d'impuretés que constitue l'océan Antarctique, (2) en régions centrales près des sites de forage profonds. A l'heure actuelle, l'essentiel des études se déroule en régions côtières.

La collecte des aérosols initiée en 1991 sur le site de Dumont d'Urville (DDU) a permis d'aborder l'étude de plusieurs grandes familles de composés chimiques d'intérêt atmosphérique, comme l'aérosol marin, les aérosols soufrés issus de l'oxydation du DMS (MSA, et sulfate), les composés issus des oxydes d'azote (nitrate) ainsi que le degré de neutralisation de l'aérosol par l'ammoniac. Ces études permirent d'identifier plusieurs aspects marquants de la chimie troposphérique de la région côtière Antarctique : (1) un fractionnement de l'aérosol marin, (2) l'importance des émissions biogéniques de l'océan sur le cycle du soufre, (3) des émissions d'ammoniac par les colonies de manchots, (4) le rôle prépondérant de la stratosphère sur le budget de l'acide nitrique.
Au cours de ces dernières années, nos efforts ont porté sur (1) l'étude du fractionnement de l'aérosol marin dont la connaissance est un pré requis pour quantifier le sulfate en excès, (2) l'étude globale du cycle du soufre par mesure des gaz précurseurs et aérosols sous produits et par une approche de modélisation. Nous nous sommes également intéressés à d'autres espèces d'intérêt atmosphérique comme le nitrate (climatologie du vortex polaire) et les acides carboxyliques (émissions biogéniques marines d'hydrocarbures).

1.1.1. Fractionnement de l'aérosol marin

(M. Legrand, B. Jourdain/LCE)

L'analyse des aérosols collectés sur filtres indique un rapport sulfate/sodium inférieur à celui de l'eau de mer. Nous avions pu attribuer ce déficit en sulfate à la formation de "frost flowers" sur la glace de mer par impaction d'embruns marins et formation de mirabillite (Na_2SO_4, $10H_2O$) à partir de -8°C puis d'une réémission sélective de la phase appauvrie en sulfate par le vent. L'appauvrissement en sulfate dans l'aérosol marin qui en résulte peut atteindre un facteur 4 et la prise en compte de ce fractionnement est ici essentielle pour l'évaluation des teneurs hivernales de sulfate en excès ($nssSO_4$). Les collectes régulières sur impacteur qui collecte sélectivement le sulfate issu de l'oxydation du DMS (particules ~ 0,3 µm) et le sulfate présent dans l'aérosol marin (particules ~ 8 µm) ont permis de quantifier ce phénomène : à DDU le fractionnement prend place de Mai à Octobre conduisant à la formation d'un aérosol marin dont le rapport sulfate sur sodium vaut 0,13 (**Jourdain and Legrand, 2002**) contre 0,25 dans l'eau de mer. Cette évaluation précise du degré de fractionnement de l'aérosol marin en hiver a permis d'évaluer correctement les teneurs de sulfate biogénique en hiver et d'en discuter leur origine (Figure 1).

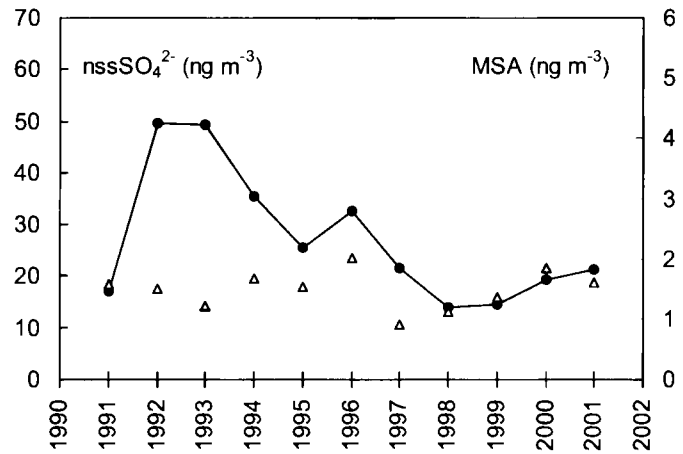


Figure 1 : Teneurs hivernales en MSA (triangles) et sulfate en excès (ronds) calculées avec un rapport sulfate sur sodium de 0,13. On notera les valeurs élevées de sulfate en excès de 1992 à 1994 dues à la perturbation volcanique du Pinatubo. ***Jourdain and Legrand (JGR, 2002).***

1.1.2. Etude in situ du cycle du soufre

(M. Legrand, S. Preunkert)

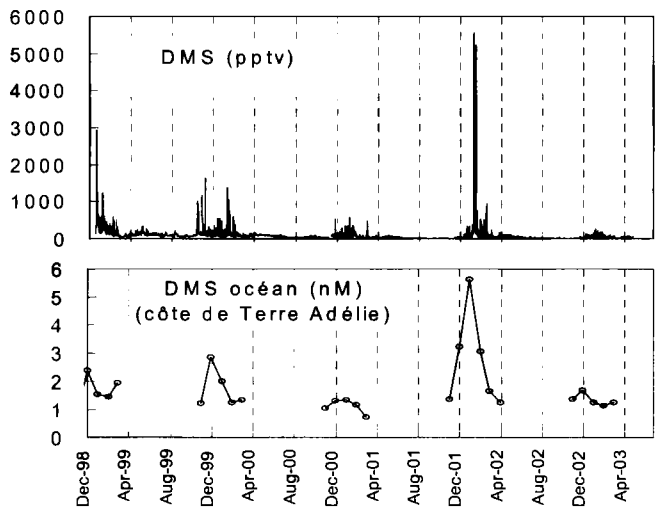


Figure 2 : Haut : DMS à DDU depuis Décembre 1998 (3500 mesures). Bas : Estimation des teneurs en DMS de l'océan dans la région de DDU (>66°S, 138-142°E) (Belviso et al., 2004). Adapté de ***Jourdain, Legrand, and Preunkert (EGS-AGU, Nice 2003).***

Le suivi des aérosols soufrés (14 ans) ainsi que des teneurs en DMS entrepris à DDU en 1998 permet d'examiner les causes possibles de la variabilité inter-annuelle. En été les teneurs en DMS se caractérisent par une grande variabilité interannuelle avec des valeurs particulièrement importantes en Janvier 2002 et faibles en Janvier 2001 et Janvier 2003 (Figure 2). Les travaux réalisés au LSCE sur la climatologie des teneurs en DMS de l'océan permettent un examen de la relation entre teneurs atmosphériques et teneurs océaniques de DMS. Sur la Figure 2, nous avons reporté la climatologie des teneurs en DMS de l'océan de surface situé dans la zone de DDU estimées par Belviso et al. (2004) à partir des données de chlorophylle déduites de la couleur de l'océan (Seawifs). Cette comparaison suggère que l'état de la biosphère marine est un facteur important pour les teneurs atmosphériques observées à DDU. Il faut cependant rester prudent car la fiabilité des données de chlorophylle obtenues par mesure satellitaire de la couleur de l'océan sur la zone de haute latitude peut être faible par manque de données lié à la présence de nuage. Un suivi systématique des teneurs en DMS de l'océan dans la région de DDU permettrait d'asseoir cette conclusion.

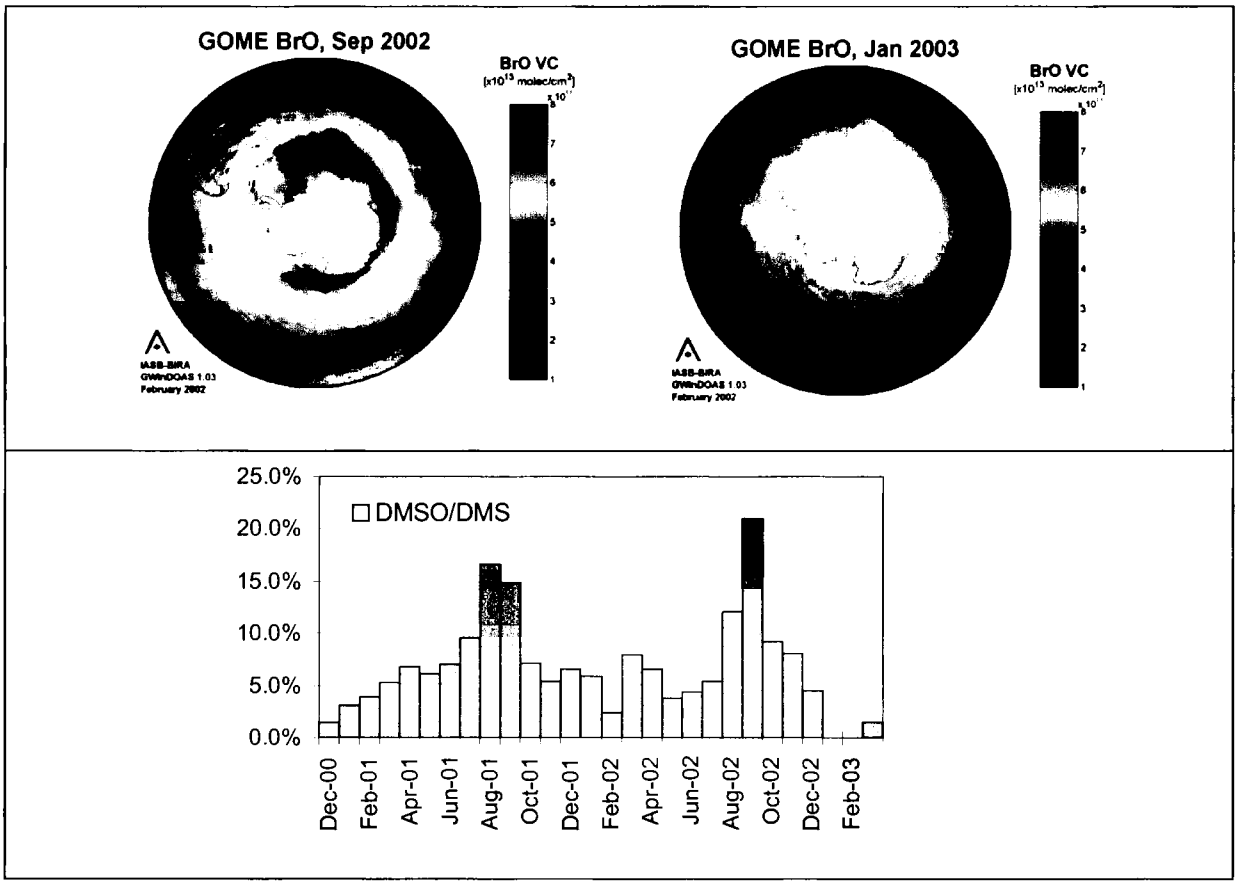


Figure 3 : En haut : Données de GOME montrant la présence accrue de BrO dans la troposphère en fin d'hiver. En bas : Variation saisonnière du rapport DMSO/DMS à DDU.

Les mesures de DMS et DMSO effectuées de manière intensive (parfois jusqu'à 8 prélèvements par jour) à DDU nous avaient permis de mettre en évidence une oxydation hétérogène rapide du DMSO en MSA en été dans cette région (**Legrand et al., 2001**). Une étude très récente en laboratoire (Bardouki et al., 2002) est venue confirmer l'existence de cette oxydation rapide de DMSO en MSA en phase liquide. Une étude de modélisation avec LMDZ (Boucher et al., 2002) a montré que d'autres oxydants que les radicaux OH, comme NO_3 et BrO ainsi que O_3, peuvent aussi être très importants pour la conversion du DMS en sulfate, DMSO et MSA dans ces régions en hiver. L'augmentation du rapport DMSO/DMS observé à DDU en Août-Septembre (Figure 3) semble accréditer le rôle de BrO dans ces régions car l'oxydation du DMS par BrO ne produit que du DMSO. En Février 2004 la mesure de l'ozone a été mise en place à DDU. Le jeu de données ainsi

disponible à DDU en hiver (qui n'a pas d'équivalent dans la littérature) permettra de contraindre ces différentes hypothèses.

Enfin, le DMS n'est pas le seul composé réactif émis dans l'atmosphère des hautes latitudes par le phytoplancton. L'examen des teneurs en acide formique et acétique à DDU suggère en effet que ces deux composés ont pour origine l'oxydation par l'ozone d'hydrocarbures non méthaniques (en particulier les alcènes comme éthène et propène) produits par photolyse du carbone dissous du phytoplancton marin. Ce travail montre de plus que ces deux composés sont en été les deux acides gazeux les plus importants (bien avant l'acide nitrique et le SO_2) de l'atmosphère de ces régions **(Legrand et al., 2004)**.

1.1.3. Etude du cycle du soufre avec LMDZ zoomé sur la région Antarctique

(C. Genthon, P. Martinerie, E. Cosme, H. Castebrunet)

Le travail réalisé avec le modèle LMDZ, initié au LGGE en collaboration avec le LOA et le SA vise à (1) améliorer et valider aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Sud les modèles couplés de la chimie du soufre et du climat développés dans la communauté ; (2) appliquer ces modèles à l'interprétation des séries de mesures disponibles, en particulier mais pas uniquement celles acquises à Dumont d'Urville et au Dôme C ; (3) évaluer l'impact des changements climatiques sur les composantes du cycle du soufre auxquels les mesures dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Sud donnent particulièrement accès.

Les processus d'oxydation du DMS, en particulier les coefficients de branchement des réactions qui conduisent à plusieurs produits, sont encore mal connus. La mesure du DMSO, intermédiaire réactionnel spécifique à la voie d'addition (majoritaire à basse température), constitue en particulier une contrainte importante dans l'étude de ces processus. Les observations réalisées à DDU permettent entre autre de tester l'importance des processus de conversion gaz-particules et de définir les types de calculs à mettre en oeuvre dans un modèle 3D (espèces chimiques transportées/à l'équilibre photochimique, etc.).

Le rôle important des processus de transport dans le cycle du DMS à l'échelle de quelques heures à quelques jours (transport depuis des zones sources plus ou moins éloignées selon la saison, échanges couche limite/troposphère libre, etc.) nécessite une approche couplée chimie/transport. Une chimie simplifiée du DMS a déjà été introduite dans le modèle de climat LMDZ3.3 de l'IPSL (Boucher et al., 2001). La partie climatique de ce modèle (le Modèle de Circulation Générale Atmosphérique, MCGA, LMDZ) fait par ailleurs l'objet d'études et d'applications à l'analyse du climat des hautes latitudes dans le cadre du PNEDC. Pour l'hémisphère Sud, un "zoom" polaire a été développé, qui permet d'atteindre des résolutions spatiales de l'ordre de 100 km (Krinner et Genthon 1998). Ces résolutions, ainsi que la modélisation aussi précise que possible des processus météorologiques Antarctiques (dépressions circumpolaires, couches limites stables, vents catabatiques...), sont des éléments importants pour l'interprétation et l'extrapolation des observations aux stations.

Le modèle climat/soufre a été évalué et ajusté pour les moyennes et hautes latitudes Sud par E. Cosme au cours de sa thèse (**Cosme et al., 2002** ; **Cosme, 2002**). Une application à l'identification des sources de soufre pour la région Antarctique, par utilisation de l'adjoint simplifié du modèle, a également été réalisée (**Cosme et al., 2005**). L'un des premiers objectifs dans le cadre de ce travail est une mise à jour du modèle sur la base de la plate-forme LMDZ4-INCA de l'IPSL. Cette mise à jour devrait avoir lieu dans les prochains mois, sous réserve de la disponibilité de la plate-forme. Elle impliquera probablement un substantiel travail d'ajustement et de validation, y compris dans l'intérieur de l'Antarctique grâce aux observations programmées à Concordia.

Aux échelles saisonnières et interannuelles, la prescription des sources de DMS et des distributions d'oxydants dans le modèle constituent des incertitudes qu'il convient d'évaluer par des études de sensibilité, puis dans la mesure du possible de limiter par l'implémentation de paramétrisations. L'étude des événements particuliers, quelles que soient leurs échelles de temps (horaires, saisonnières ou interannuelles) est facilitée par des méthodes de forçage, latéral ou non (**Genthon et**

al. ; 2002), de la circulation atmosphérique du modèle. Un travail sur la définition de ces sources sera réalisé en concertation avec les équipes du LSCE et du LODYC impliquées dans la télédétection et la modélisation biogéochimique de l'océan.

L'identification des processus dominant la variabilité du cycle du soufre dans le modèle permet une évaluation de la sensibilité de ce cycle à un changement climatique. Des simulations de l'impact d'un changement climatique sur le cycle du soufre à moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Sud seront réalisées en conditionnant aux limites la partie climatique du modèle couplé climat/chimie par les températures de surface d'océan et les couvertures de glace de mers issues de modélisations océan / atmosphère réalisées ailleurs (en particulier dans le cadre du PNEDC). Dans un changement climatique majeur, la condition aux limites principale pour la chimie, la source océanique de soufre, est une inconnue que seule la modélisation biogéochimique de l'océan peut permettre d'appréhender. Dans le cadre de ce travail, on suivra attentivement les travaux menés au LODYC et au LSCE (O. Aumont, L. Bopp, programme PROOF).

1.2. Chimie de la troposphère Arctique

1.2.1. Mécanismes d'oxydation des oxydes d'azote en Arctique

(J. Savarino, S. Morin)

Le nouvel outil que constitue l'analyse du fractionnement indépendant de la masse (FIM) laisse entrevoir des perspectives intéressantes quant à l'impact d'une quasi disparition de l'ozone de la couche limite sur la capacité oxydante de l'atmosphère. L'utilisation des caractéristiques isotopiques de l'oxygène du nitrate est en effet une technique qui permet d'obtenir des informations sur les mécanismes réactionnels aboutissant à sa formation. Ces caractéristiques sont principalement influencées par le FIM que la molécule d'ozone possède, et qu'elle transmet lors des réactions d'oxydation.

La comparaison simultanée des concentrations d'ozone, de mercure, d'espèces actives telles que BrO avec les signatures isotopiques d'échantillons d'aérosols collectés à l'aide d'un dispositif de haut volume lors d'évènements « zéro ozone » doit nous permettre une meilleure compréhension des étapes clefs de ce mécanisme de disparition. Ce besoin d'associer chimie isotopique et atmosphérique sur un même site nécessite de collaborer avec nos collègues canadiens et américains ; pays disposant de stations permanentes de mesures dans l'Arctique.

Deux campagnes ont été réalisées, au printemps 2004 à Alert et à Barrow au printemps 2005. Un collecteur haut volume a fonctionné pendant que nos collègues canadiens et américains suivaient les concentrations d'ozone au niveau du sol et de la colonne de BrO à l'aide d'un DOAS passif. L'analyse des collectes de filtre est en cours.

Afin d'identifier le travail des espèces oxydantes en milieu naturel, il est primordial de connaître le transfert de l'anomalie isotopique de O_3 aux précurseurs des produits de fin de chaîne d'oxydation, le but étant de quantifier le taux d'anomalie qui passe de O_3 aux précurseurs lors d'une et unique réaction d'oxydation, celle sous étude. Pour cela nous devons disposer d'un milieu confiné (contrôle et suivi des concentrations et des conditions de réaction) d'un grand volume pour à la fois satisfaire nos besoins en taille d'échantillon tout en maintenant un milieu dilué (éviter les réactions parasites).

Des travaux concernant l'étude cinétique d'échange isotopique entre NO_2/SO_2 et H_2O ont débuté au PC2A de Lille. L'échange isotopique d'oxygène NO_2/H_2O a été mesuré ($k < 2,7\ 10^{-23}$ cm^3 $molécules^{-1}s^{-1}$). Il n'existe pas d'échange isotopique, aux conditions atmosphériques, entre $NO_2/H_2O/O_2$. Comme par ailleurs nous savons qu'il n'en existe pas plus entre $O_3/H_2O/O_2$, le couplage isotopique NO_x/O_3 est donc un système fermé, sans apport extérieur. Ce résultat est important car il nous ouvre la possibilité d'étudier les transferts d'anomalie isotopique entre O_3 et NO sans interférence et de les appliquer à l'atmosphère. Une série de 10 simulations a par ailleurs été conduite en juin 2005 au LISA dans le but d'étudier le couplage isotopique entre NO_x et O_3. Ces échantillons sont en cours de traitement.

1.2.2. Chimie atmosphérique du Mercure

(C. Ferrari, P-A Gauchard, X. Fain, O.Magand, A. Dommergue)

Lors d'une première campagne à Ny-Alesund, au printemps 2003, cinq AMDEs (Atmospheric Mercury Depletion Event) ont été observés (Figure 4) et la richesse de nos données (du fait d'une collaboration internationale accrue lors de cette campagne) nous a permis d'étudier la nature locale (réactivité sur site) ou non locale (transport de masses d'air appauvries en mercure et ozone du fait d'une réactivité antérieure) de ces cinq AMDEs. Deux événements étaient dus au transport de masses d'air, les trois autres avaient une nature plus locale. Cet aspect local ou non des événements, primordial à étudier pour comprendre les mécanismes et estimer les impacts des dépôts d'espèces toxiques, nous a amené depuis à mettre en place la mesure des radionucléides dans les masses d'air étudiées afin d'estimer la provenance, la nature et « l'âge » de ces masses d'air. L'étude des événements plus locaux, au regard en particulier des évolutions de particules (corrélées avec les évolutions de GEM et d'ozone), nous a amené à discuter l'implication et la nature des surfaces atmosphériques pouvant enclencher les processus chimiques impliqués dans les AMDEs. La formation de nuages glacés, qui pourraient expliquer l'évolution des particules peut alors être évoquée. Peut être de surcroît évoquée l'importance que pourrait avoir la température sur les processus atmosphériques conduisant aux AMDEs. Les basses températures (-10/-20°C) seraient en effet susceptibles de jouer un rôle primordial en modifiant et « préparant » certaines surfaces actives, gouvernant ainsi l'existence ou non d'AMDEs. Durant la campagne à Ny-Alesund au printemps 2004, aucun événement aussi marqué que ceux mesurés l'année précédente n'a été observé. La constatation d'une grande différence entre les évolutions des concentrations en GEM et en ozone lors de nos campagnes de 2003 et 2004 ne peut se faire sans constater également des différences très importantes de température entre les deux années (autour de -10/-20°C en 2003, autour de 0°C en 2004).

Lors de la campagne sur le RV Polarstern en juillet-août 2004, le GEM et l'ozone ont été mesurés en continu durant quasiment six semaines.

Aucun AMDE n'a été observé, ce qui peut être mis en parallèle avec une température relativement clémente, souvent autour de 0°C lorsque le navire est dans les glaces. Sans en être la justification, cette température relativement élevée pourrait expliquer qu'aucun AMDE ne se soit produit, bien que tous les paramètres semblaient réunis pour la formation d'AMDEs. Nos résultats sur les campagnes de 2004 à Ny-Alesund et sur le Polarstern, loin de contredire l'hypothèse du rôle primordial de la température, confortent la plausibilité de cette présomption. Reste que si elle semble plausible elle reste à ce jour non prouvée et ouvre ainsi des perspectives d'études à venir sur les AMDEs.

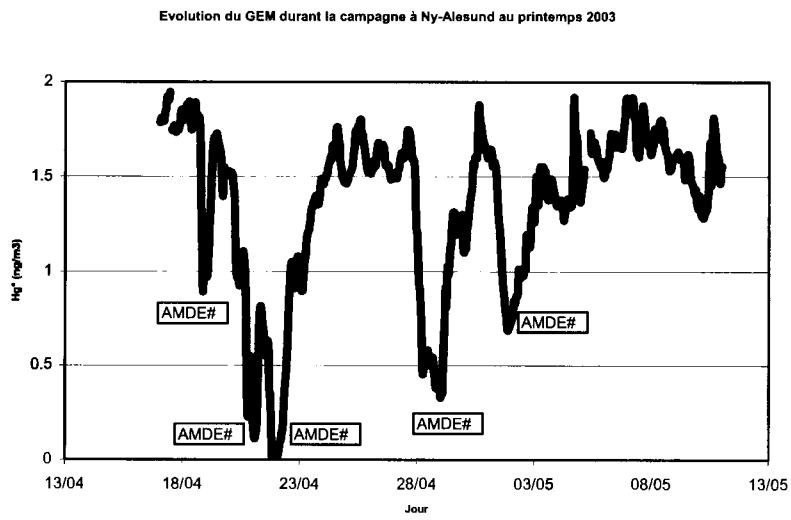


Figure 4 : Evolution GEM durant la campagne à Nye-Alesund au printemps 2003.

1.2.3. Spéciation du mercure dans le nuage

(C. Ferrari, A. Dommergue, P-A Gauchard, S. Grangeon)

Deux campagnes de mesure au Puy-de-Dôme (Auvergne) ont permis de mettre en évidence la spéciation du mercure dans le nuage, en permettant l'étude de ce métal lourd dans la phase aqueuse et dans la phase gazeuse (air interstitiel). Les mesures ont permis de mettre en évidence trois principales différences entre la composition en mercure de l'atmosphère entre période nuageuse et période de temps clair : ainsi, en temps clair, les concentrations en RGM (Reactive Gaseous Mercury) et PM (Particulate Mercury) se sont révélées beaucoup plus élevées qu'en temps nuageux. Les mesures ont également mis en évidence une baisse légère du mercure élémentaire (Hg°) lors de hautes valeurs de RGM et PM, ainsi qu'une absence de corrélation simple entre le couple RGM/PM et la concentration en polluants divers. Concernant la spéciation, les concentrations en RGM et PM se sont révélées très faibles dans les nuages. Pour l'eau liquide, une quantification en mercure a été entreprise, elle aboutit à des concentrations de RGM dans l'eau du nuage inférieure à 1pg/g, ainsi qu'une ségrégation du Hg° dans la phase aqueuse (~0.2ng/m^3 dans l'air interstitiel et ~0.8 ng/m^3 dans l'air total) qui n'est pas encore parfaitement expliquée.

1.2.4. Radionucléides et cycle du mercure

(M.A. Mélières, M. Pourchet, O. Magand)

Une étude en parallèle sur le cycle du mercure a eu lieu en Guyane. Elle est basée sur l'utilisation des radionucléides comme marqueur du dépôt d'aérosol atmosphérique sur la surface continentale, dans l'étude du cycle du mercure. Le transfert de ce dépôt dans le sédiment permet de disposer d'un marqueur chronologique et de transformer en flux les concentrations mesurées dans le sédiment. Une mesure en continu sur plusieurs années (moyennée par 15 jours) du dépôt de l'aérosol (^{210}Pb, ^{7}Be et ^{137}Cs) a été entreprise au site de Petit Saut en Guyane ainsi que celle de la concentration dans l'air. Les premières interprétations ont conduit au fait que la masse d'air arrivant était constamment réapprovisionnée en aérosol et donc que le flux de retombée de l'aérosol pouvait en première approximation être considéré comme proportionnel à la quantité de pluie annuelle tombée en un lieu. Ce résultat permet d'évaluer, à partir de la climatologie, le flux de retombée aux différents sites étudiés distants de plusieurs centaines de kilomètres.

Ces mesures nous ont permis d'estimer dans de nombreux sites à caractéristiques différentes les flux de dépôt du mercure dans le sédiment ainsi que les flux d'émission de mercure par le sédiment vers la phase aqueuse (relargage). Une autre conséquence importante est que la décroissance de la concentration en mercure à partir de la surface du sédiment ne peut être interprétée comme une augmentation du dépôt de mercure qu'avec de très fortes précautions. Cette décroissance provient en effet souvent du retour du mercure déposé dans le sédiment à la phase liquide, et non d'un apport supplémentaire de mercure à l'interface eau-sédiment.

2. Physique et chimie des interactions air-neige

L'étude de la couverture neigeuse est justifiée par son impact sur la chimie de l'atmosphère polaire, maintenant bien établie (**Dominé et Shepson, 2002**) et sur le climat, par son rôle dans le transfert de composés chimiquement et biologiquement actifs depuis la neige vers les écosystèmes terrestres et marins, et par le fait que la neige donne naissance aux archives détaillées de la composition atmosphérique que sont les carottes de glace. Ces dernières années, plusieurs groupes du LGGE ont participé à diverses campagnes polaires afin d'étudier les interactions air-neige et le transfert air-neige-écosystèmes d'un composé toxique : le mercure. Comme les interactions air-neige sont déterminées en partie par les propriétés physiques de la neige, l'étude de ces dernières s'est développée, non seulement sur le terrain, mais aussi en chambre froide au LGGE. D'importants efforts on été consacrés à une variable physique importante : la surface spécifique de la neige, qui est indispensable pour quantifier tous les phénomènes de surface et est également reliée à l'albédo. Enfin, une contribution à l'interprétation des archives glaciaires a été apportée par la remobilisation de HCl et de l'acide méthanesulfonique dans le névé polaire.

2.1. Evolution de la surface spécifique de la neige : étude expérimentale et modélisation

(F. Domine, L. Legagneux, A.S. Taillandier)

La surface spécifique (SS) de la neige est définie comme sa surface accessible aux gaz par unité de masse, exprimée en cm^2/g. Elle est donc égale au rapport $S/V.\rho$ où S est la surface, V le volume, et ρ la densité de la glace. Cette variable est essentielle pour prédire les transformations physiques et chimiques de la neige : elle permet de quantifier les molécules adsorbées, la vitesse des réactions hétérogènes, les flux de vapeur d'eau sublimant et condensant, et donc la vitesse du métamorphisme. Enfin, l'albédo de la neige étant relié à la taille des grains, et plus précisément au rapport S/V, il est clair que connaître la SS de la neige et son évolution nous renseignent sur ce paramètre physique et climatique essentiel.

Notre étude systématique de la SS de la neige naturelle nous a permis de publier une compilation de 176 valeurs reliant SS, type de neige et sa densité. Nous avons poursuivi ce travail en étudiant sa vitesse de décroissance lors d'expériences de métamorphisme contrôlé en chambre froide. Une première série d'expériences a été réalisée en conditions isothermes (thèse de L. Legagneux), puis une seconde sous un gradient de température de 30°C/m (thèse de AS Taillandier). Ces expériences ont été complétées par une modélisation et par une étude des transformations morphologiques en microscopie électronique (collaboration W. Kuhs, Göttingen).

Les expériences de métamorphisme isotherme ont montré que la décroissance de la SS (Figure 5) suivait une loi empirique de la forme : $SS = B\text{-}A\ Ln\ (t+t_0)$ (1)

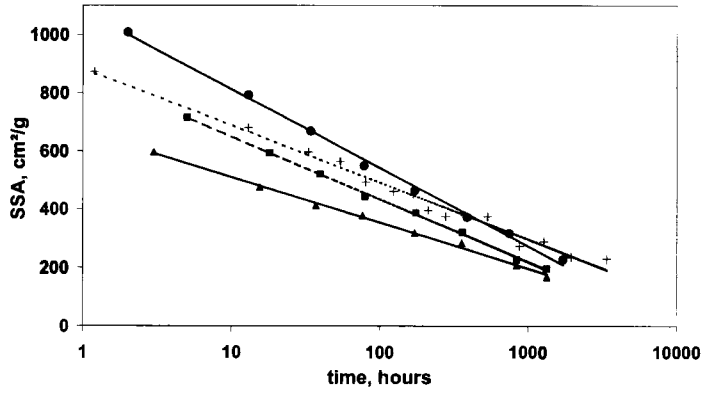


Figure 5 : Evolution de la surface spécifique de la neige en conditions isothermes, à – 15°C. Différents types de neiges fraîches ont été échantillonnées, et la SS de toutes montre une évolution logarithmique.

La signification physique des paramètres A, B et t_0 reste à préciser. Cependant, nous avons remarqué que B était très proche de la SS initiale de la neige, et A indique la vitesse de décroissance

de la SS. Un examen plus détaillé de nos résultats a montré que de surcroît, les termes A et B de cette équation étaient corrélés linéairement (Figure 6). Cette observation a un intérêt considérable. Si la vitesse de décroissance (reliée à A) peut être déterminée simplement par la connaissance de la SS initiale (reliée à B), notre travail de prédiction s'en trouvera considérablement simplifié.

La découverte de cette relation a motivé une étude théorique et une modélisation poussée. La neige est en fait un solide divisé, et de tels solides ont fait l'objet de nombreuses études. Dès 1901, Ostwald publie ses travaux sur le grossissement de la taille moyenne des particules sphériques composant un solide divisé. Ces descriptions, connues sous le vocable « mûrissement d'Ostwald », ont ultérieurement fait l'objet de développements quantitatifs appelés « Théorie LSW ». Nos travaux ont montré que bien que les cristaux de neige aient des formes bien plus complexes que les sphères traitées par la théorie LSW, le comportement de la SS de la neige suivait cette théorie, et l'équation (1) est en fait une approximation, dans certaines conditions, de l'équation LSW qui a la forme :

$$SS = SS_0 \left(\frac{\tau}{t + \tau} \right)^{\frac{1}{n}} \qquad (2)$$

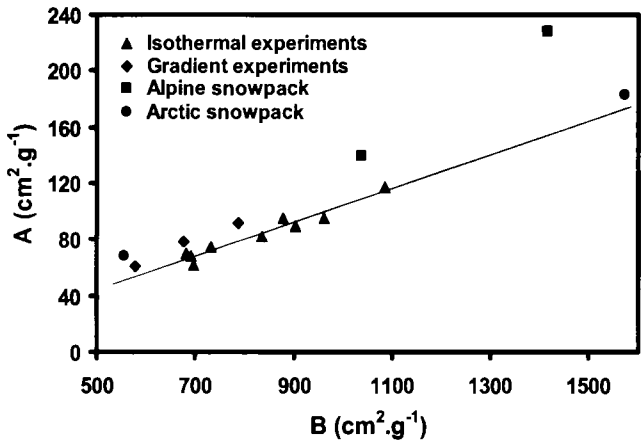


Figure 6 : Corrélation entre les paramètres A et B de l'équation 1. Une relation linéaire est vérifiée non seulement pour les conditions isothermes, mais aussi pour les expériences sous gradient thermique, et pour la plupart des suivis d'évolution en milieu naturel. Cette corrélation suggère qu'il est possible, dans de nombreux cas, de prédire la vitesse de décroissance de la surface spécifique de la neige en connaissant seulement sa valeur initiale.

où n et τ sont des constantes. La théorie LSW permet une prédiction simple et efficace de la décroissance de la SS. Malheureusement, ces cas simples ne sont valables que lorsque l'évolution de la distribution de taille des grains a atteint certaines caractéristiques, ce qui n'est jamais réalisé dans le cas du manteau neigeux saisonnier. Pour progresser, nous avons donc dû modéliser le métamorphisme de la neige en conditions isothermes avec une simplification : la neige est assimilée à une distribution de particules sphériques. La comparaison avec la neige réelle est réalisée en considérant la distribution de rayons de courbure de cette dernière. Pour cela, nous avons utilisé les résultats récents de nos collègues du Centre d'Etude de la Neige (CEN-Météo France) qui ont mesuré par tomographie X ce paramètre pour une neige soumise à un métamorphisme isotherme en chambre froide. La validation de notre modèle est encourageante, et montre que le modèle reproduit parfaitement l'évolution de la distribution de rayons de courbures d'une neige naturelle (Figure 7), malgré une hypothèse de départ *a priori* discutable.

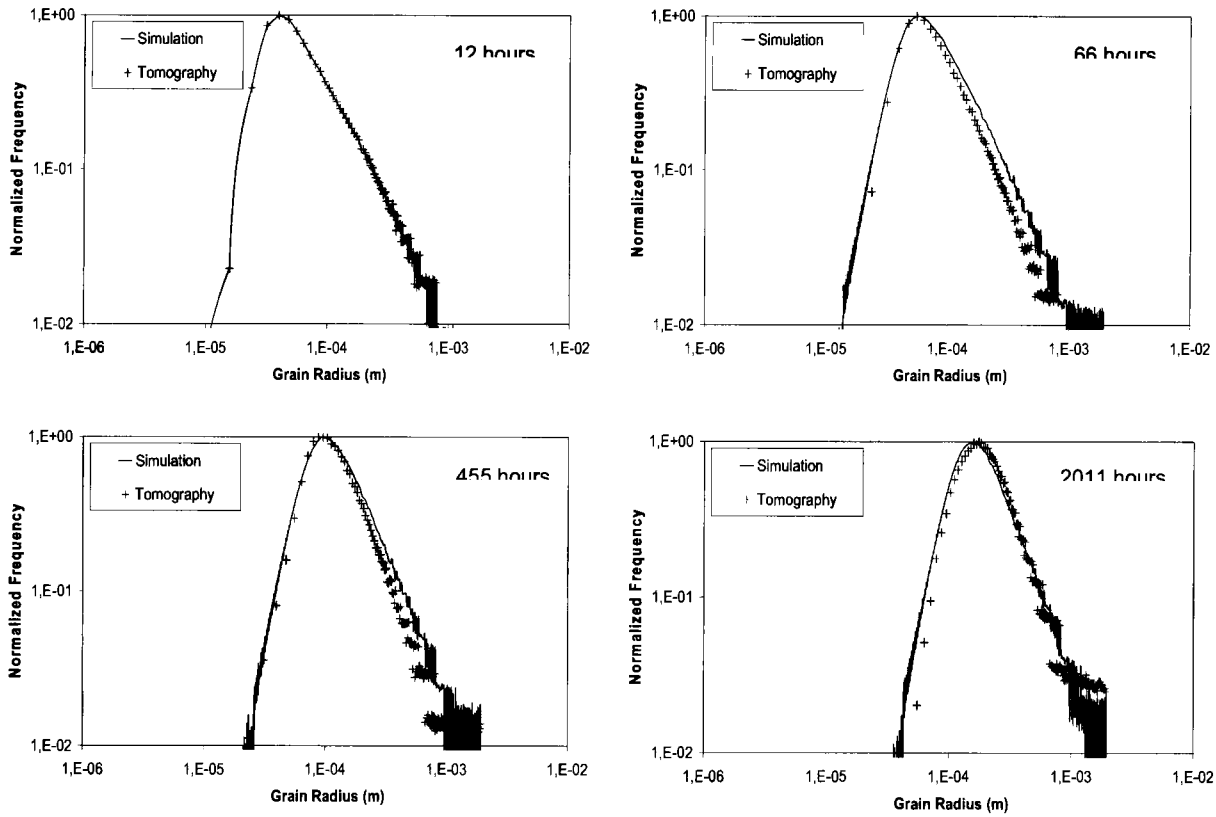


Figure 7 : Comparaison expérience-modèle de l'évolution de la distribution de courbure d'une neige soumise à un métamorphisme isotherme à –2°C. Le modèle reproduit parfaitement les résultats expérimentaux du CEN.

Le modèle, ainsi validé, a été utilisé pour prédire l'influence des paramètres température, densité, distribution initiale des rayons de courbure et structure de surface sur la vitesse de décroissance de la surface spécifique. Les résultats ont de multiples implications qui ne peuvent être détaillées ici faute de place. La comparaison modèle-expérience amène à une conclusion forte d'implications : la distribution de rayons de courbure de la neige naturelle n'est sans doute pas aléatoire. Cela impose des contraintes fortes sur la morphologie de la neige et sur la vitesse de décroissance de sa SS. De nombreux travaux sur la micromorphologie de la neige apparaissent nécessaires pour comprendre les causes de ce phénomène et en apprécier les conséquences.

Nos expériences d'évolution de la SS sous gradient de température ont montré que l'équation (1) était également respectée. La corrélation entre les paramètres A et B reste valable (Figure 6). Cependant, B semble moins bien corrélé à la SS initiale de la neige, ce qui rend plus délicate l'utilisation de (1) dans un modèle prédictif. Un travail de modélisation est en cours afin de mieux cerner les phénomènes physiques rentrant en compte dans la décroissance de la SS sous gradient de température.

2.2. Transformations physiques et chimiques du manteau neigeux : 1 an de suivi en Alaska

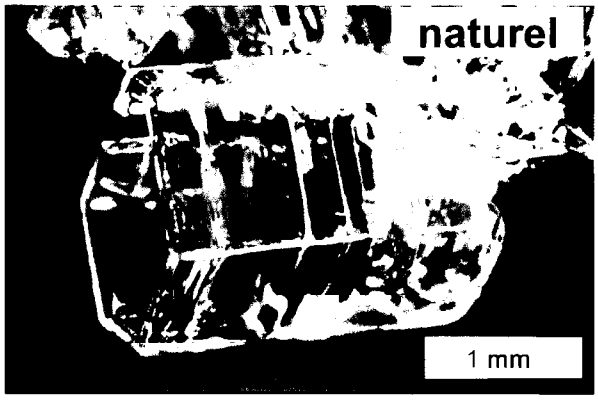
(F. Domine, A.S. Taillandier, S. Houdier)

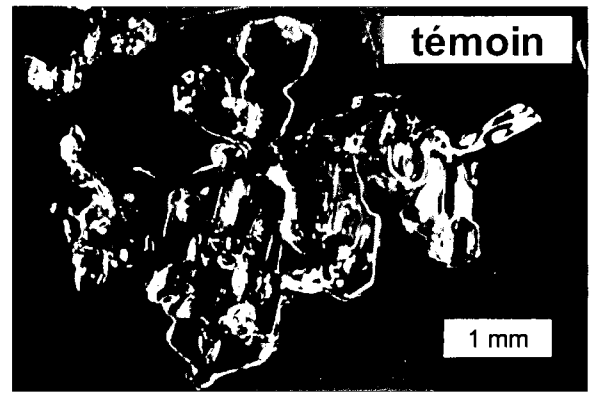
Le manteau neigeux subarctique, du type "neige de Taïga" est celui qui a la plus grande extension surfacique. Sa faible épaisseur, alliée aux grands froids, y génère un très fort gradient de température qui alimente un métamorphisme vigoureux. Tout le manteau neigeux se transforme en givre de profondeur, la remobilisation de la vapeur d'eau et des espèces chimiques est extrême, et les changements de propriétés physiques de la neige (surface spécifique, perméabilité, albédo, etc.) sont très importants. Une année complète passée en Alaska central par F. Domine et A-S.

Taillandier a permis d'effectuer le premier suivi de l'évolution physique et chimique de ce manteau neigeux. Un manteau neigeux "témoin", où le gradient thermique était minimisé, a permis de déterminer par comparaison l'impact d'un réchauffement global sur la physique et la chimie du manteau neigeux, et ses rétroactions climatiques.

La figure 8 illustre certains des changements observés. En l'absence de gradient thermique, les flux de vapeur d'eau sont faibles, et les cristaux restent reconnaissables après un mois, alors que dans le manteau naturel, ils sont complètement transformés en givre de profondeur. Ces transformations s'accompagnent d'un relargage des espèces chimiques volatiles comme HCHO, analysés lors d'une visite de S. Houdier. Le grossissement des cristaux dans le manteau neigeux naturel s'accompagne d'une forte augmentation de la perméabilité, jusqu'à 600.10^{-10} m^2, alors qu'une légère densification provoque au contraire une décroissance dans le manteau témoin, vers 40. 10^{-10} m^2. L'augmentation de la perméabilité accélère le relargage des espèces chimiques et le métamorphisme en général. Une autre manifestation de l'intensité de ces transformations est la décroissance plus rapide de la surface spécifique, jusqu'à 70 cm^2/g, alors que le manteau témoin reste vers 150 cm^2/g. L'albédo du manteau neigeux naturel décroît bien sûr également plus vite. Ce travail a fourni une très grande quantité de résultats, encore en cours d'exploitation. Il illustre non seulement le couplage entre les transformations physiques et les modifications de la composition chimique, mais également les rétroactions que le manteau neigeux exerce sur le climat, et qui méritent quelques développements.

La transformation intense du manteau neigeux subarctique provoque une réduction rapide de son albédo. Un réchauffement diminuera cette intensité et produira donc une augmentation d'albédo, avec une rétroaction négative sur ce réchauffement. Le givre de profondeur a une conductivité thermique très faible, qui limite le refroidissement du sol en hiver, favorisant la fonte au printemps et la reprise de l'activité microbienne, émettrice de CO_2 et CH_4. L'évolution climatique réduira la formation de givre de profondeur, le remplaçant par une neige plus conductrice de la chaleur. Le plus grand refroidissement du sol et la limitation des émissions microbiennes aura aussi une rétroaction négative. D'un point de vue chimique, le relargage des espèces chimiques par le manteau neigeux diminuera. Plus d'espèces seront donc transférées aux écosystèmes terrestres. L'effet sur le climat est difficile à prédire, car ces espèces comprennent à la fois des nutriments et des polluants. L'impact d'autres processus est difficile à cerner. Ainsi, la plus forte surface spécifique d'un manteau neigeux "réchauffé" augmentera son potentiel à catalyser des réactions hétérogènes. Par contre, le plus fort albédo et la plus faible pénétration de la lumière y diminueront l'activité photochimique. L'effet du réchauffement climatique sur les échanges air-neige est donc pour l'instant incertain. Quoiqu'il en soit, nos résultats montrent que l'effet du réchauffement sur la couverture neigeuse ne se limite pas à la réduction de son extension, mais que de nombreuses rétroactions neige-climat doivent être intégrées dans nos prévisions d'évolution climatique.





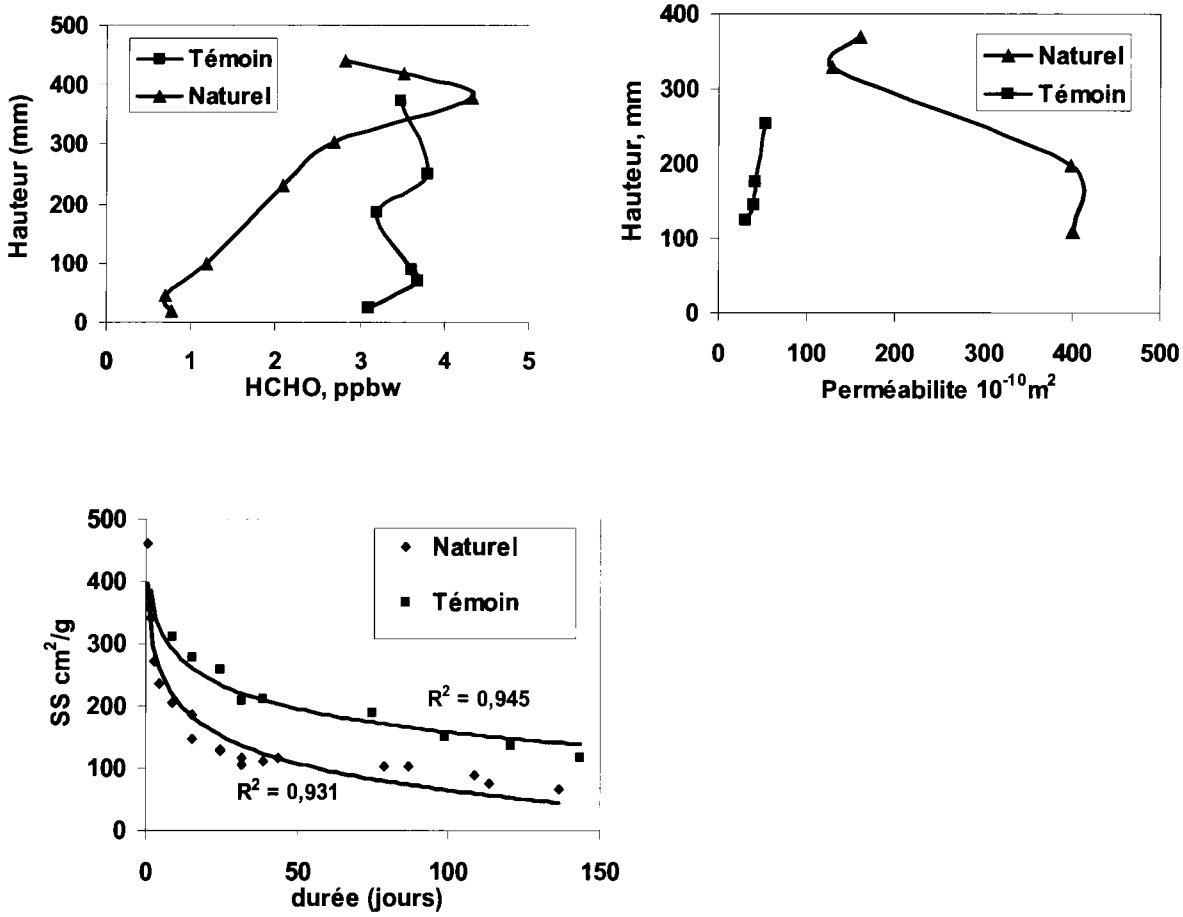


Figure 8 : Comparaison de l'évolution chimique et physique du manteau neigeux subarctique (naturel) avec un manteau neigeux au gradient thermique réduit (témoin). Les photos montrent qu'après un mois, les cristaux du manteau témoin ont très peu évolué, alors que la remobilisation de la vapeur d'eau est totale dans le manteau naturel, transformé en givre de profondeur. Cette remobilisation s'accompagne d'un fort relargage d'espèces chimiques, comme HCHO, d'une décroissance rapide de la surface spécifique et d'une augmentation très forte de la perméabilité suite à la croissance des cristaux.

2.3. Interaction Air-Neige : Cas du Mercure en zone polaire et alpine

(C. Ferrari, A. Dommergue, P-A Gauchard, X. Fain, O.Magand, S. Grangeon, R. Hennebelle)

Etude en Zone Polaire-Le mercure atmosphérique interagit avec tous les compartiments de notre environnement dans lesquels il subit des conversions physiques et chimiques multiples. Ses processus d'échanges et sa réactivité à certaines interfaces en relation étroite avec l'atmosphère – les manteaux neigeux par exemple – sont particulièrement mal connus. Pourtant, la neige et plus globalement la cryosphère sont des réservoirs tampons du mercure atmosphérique émis par les activités humaines ou naturelles et déposé sur leurs surfaces. Les expériences réalisées en prélevant l'air interstitiel dans différents manteaux neigeux ont conduit aux résultats suivants :

1) Le manteau neigeux arctique agit comme puits de mercure atmosphérique, il accumule du mercure divalent par l'oxydation de sa forme atmosphérique élémentaire. Cette consommation est illustrée par un profil décroissant de la concentration en mercure élémentaire gazeux avec la profondeur de neige et conduit à des flux d'incorporation de l'ordre de plusieurs $pg/m^2/h$. Malgré la faible réactivité atmosphérique du mercure élémentaire gazeux, seules des réactions chimiques expliquent ces observations surprenantes. Ce mécanisme impliquerait la présence d'espèces halogénées oxydantes comme les radicaux $Br^{\cdot}$ et $BrO^{\cdot}$.

2) Le manteau neigeux est aussi une source de mercure atmosphérique en transférant le mercure contenu dans la neige vers l'atmosphère. Au Canada par exemple, les concentrations en mercure gazeux mesurées à 40 cm de profondeur dans l'air de la neige en milieu de journée sont 2 à 3 fois supérieures aux niveaux atmosphériques (Figure 9). Les flux issus de cette production sont de plusieurs ng/m^2/h. Cette production résulte de la photoréduction des espèces divalentes du mercure contenues dans la neige de surface. En effet, des expériences de laboratoire (utilisation d'une chambre à flux) ont montré que la photoréduction est favorisée pour des longueurs d'ondes ultraviolettes très énergétiques et pour des intensités radiatives plus fortes. En outre, ce mécanisme dépend sensiblement de la composition chimique et des propriétés microphysiques du manteau neigeux. Par ailleurs, les espèces divalentes du mercure ne seront pas uniquement photodissociées, mais elles seront aussi réduites par des composés produits photochimiquement. Nos investigations nous ont conduit à envisager les radicaux $HO_2^{\cdot}$ à l'origine de ces réductions photo-initiées.

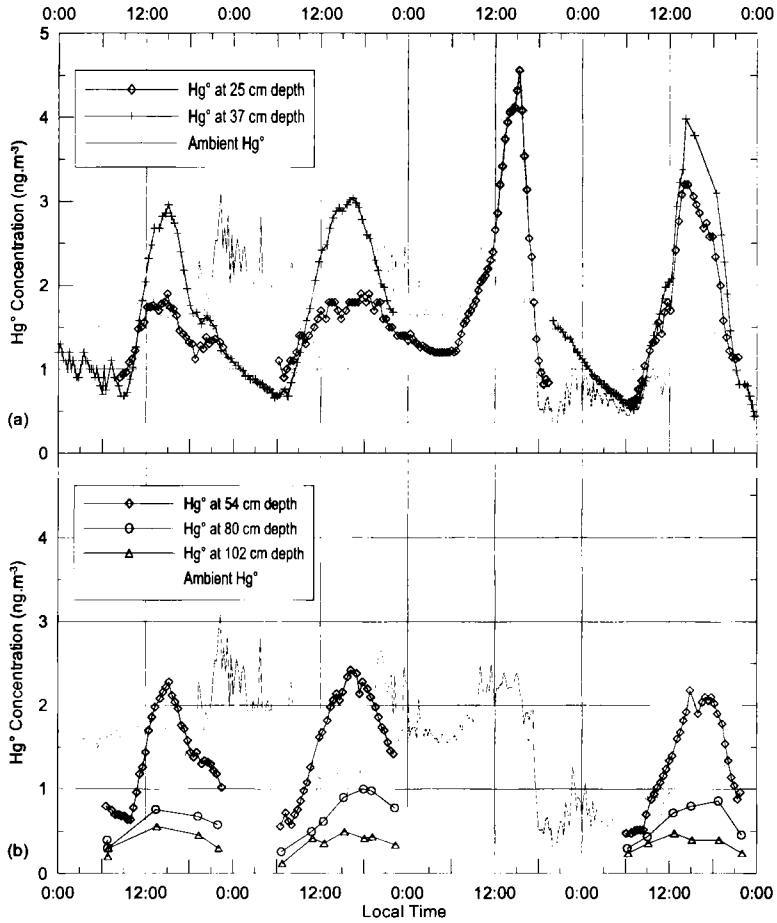


Figure 9 : Profils de mercure élémentaire gazeux enregistrés à différentes profondeurs dans la neige à Kuujjuarapik, Québec en avril 2002 illustrant les phénomènes d'alternance de production et de consommation de mercure dans l'air de la neige.

3) Enfin, le début de la fonte du manteau neigeux arctique est un moment crucial dans le transfert du mercure vers les autres réservoirs. D'une part, les phénomènes de production de Hg° dans la neige sont fortement amplifiés aux premiers instants de fonte. D'autre part, le contenu en mercure de la neige se trouve soudainement diminué avec le début de la fonte des neiges. Les 10 premiers centimètres du manteau perdent en une journée entre 70 et 90% du mercure divalent qu'ils contenaient. Cette perte est estimée entre 50 et 70% dans les 40 premiers centimètres de neige sur une période de 8 jours.

Il en découle que lors des épisodes de fonte, 15% au mieux du mercure présent dans le réservoir neigeux seront réémis vers l'atmosphère. Le reste sera rejeté dans les eaux de fonte. Le mercure présent dans ces eaux sera sous une forme divalente facilement assimilable par les organismes vivants, et pourra par conséquent s'intégrer rapidement aux écosystèmes. Ainsi, la fonte saisonnière des neiges pourrait initier un afflux massif de mercure dans les écosystèmes.

- **Etude en zone Alpine**

Le même type d'étude a été initié sur un manteau neigeux alpin. Un cycle journalier caractérisé par une évacuation diurne du manteau neigeux (flux ~ 2 $ng/m^2/h$) et une incorporation nocturne de celui-ci (flux de l'ordre de 0.5 $ng/m^2/h$). Enfin, des phénomènes de réduction ont été observés en journée dans les 50 premiers centimètres de la couverture neigeuse : des pics de concentration à 8 ng/m^3 ont été mesurés. Cette activité chimique diurne est probablement à relier avec des phénomènes photochimiques. Notons qu'aucun mécanisme d'oxydation, caractéristique des zones polaires et conduisant à une consommation du mercure gazeux dans le manteau neigeux, n'a été relevé. Les concentrations dans le manteau neigeux alpin sont toujours supérieures ou égales aux concentrations atmosphériques. Ceci pourrait indirectement valider le rôle des halogènes comme agent oxydant dans l'air de la neige.

- **Impact de la biologie sur le cycle du mercure**

Les émissions atmosphériques de mercure issues de l'industrie ont nettement diminué ces trente dernières années. Malgré tout, on constate depuis une décennie une augmentation des concentrations en mercure et en méthyl-mercure dans les écosystèmes polaires. Si des phénomènes chimiques semblent exister dans la neige à la fois comme source ou comme puits de mercure, le rôle de la biologie et notamment des bactéries reste à découvrir. Dans d'autres écosystèmes, les populations bactériennes sont au cœur des mécanismes de transfert du mercure dans les chaînes alimentaires. Nous avons isolé 10 souches bactériennes dans des neiges du Svalbard et cultivé ces dernières dans des milieux adaptés. Leur identification est en cours ainsi que la détermination de leur potentialité génétique à la transformation du mercure. Des expositions au mercure sont testées avec la volonté de mesurer les vitesses de transformation et de connaître la capacité qu'ont ces bactéries à intégrer le mercure en le transformant ou non.

2.4. Contribution à l'étude de la fonction de transfert air-neige en régions centrales antarctiques.

(R.Delmas, en collaboration avec JR Petit, M. Pourchet et P. Wagnon)

En régions centrales antarctiques, l'élément chlore est déposé sous forme d'aérosol (NaCl) ou sous forme de gaz (HCl). C'est surtout ce dernier qui pose problème car les travaux antérieurs ont montré qu'une grande partie du HCl déposé peut repartir vers l'atmosphère. Pour étudier la mobilité de HCl au sein du névé, l'isotope ^{36}Cl (période 300000 ans) a été utilisé comme traceur. Il se trouve qu'une énorme quantité de ^{36}Cl (plus de 100 fois le niveau naturel) a été injectée dans l'atmosphère par certains tests nucléaires des années 1950-60. Des prélèvements de neige réalisés à Vostok tous les 10 cm entre 0 et 4 m de profondeur et mesurés en ^{36}Cl en Suisse par AMS montrent que le pic très marqué de ^{36}Cl lié aux tests nucléaires a migré de plusieurs dizaines de centimètres à la fois vers le haut et vers le bas (élargissement du pic, Figure 10). Ce phénomène démontre la mobilité du HCl dans les couches superficielles de neige où ce gaz se trouve vraisemblablement à l'état adsorbé. De telles observations sur l'instabilité des dépôts de chlore dans la neige incitent à être très prudent quant à l'utilisation de la méthode du ^{36}Cl pour dater la glace à des sites de très faible accumulation comme Vostok.

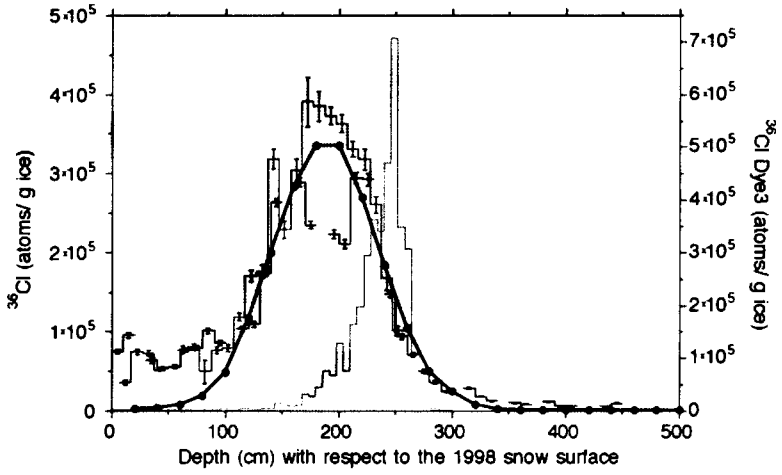


Figure 10 : Mesures de ^{36}Cl dans le névé de Vostok (pics expérimentaux en escalier et pic modélisé « en cloche » centrés autour de 1,8-2,0 m de profondeur et). Le pic attendu, tel qu'observé à Dye3, Groenland, est celui centré à 2,4-2,5 m. ***(Delmas et al., 2004)***

Le comportement du MSA (acide méthanesulfonique, a priori un aérosol, pas un gaz), dans la neige antarctique a été abordé différemment de celui du HCl : nous avons comparé les résultats obtenus à Pôle Sud, Vostok, Byrd, et Dôme F (données japonaises) sur les 200 premiers mètres depuis la surface. L'étude montre que le MSA se comporte apparemment comme un gaz, quitte les cristaux de neige pour la phase gazeuse interstitielle et se trouverait ensuite re-piégé par les bulles lorsque le névé se transforme en glace. Ce comportement particulier, semble-t-il spécifique au MSA, ne concerne que les conditions climatiques actuelles. En périodes glaciaires interviennent d'autres processus comme son piégeage par l'aérosol primaire (sel de mer et poussières continentales) pendant son transport.

3. Etude de la troposphère moyenne européenne

Deux des plus importantes questions liées à notre environnement restent actuellement (1) la pollution et son impact sur la santé, (2) le changement climatique. Pour ces deux problèmes, une des questions clé concerne le rôle de l'aérosol atmosphérique. Jusqu'ici, les études du rôle des aérosols sur le climat ont surtout porté sur les sulfates pour lesquels les émissions naturelles et les inventaires passés d'émissions de SO_2 anthropique sont relativement fiables. L'estimation du forçage radiatif des sulfates se base donc sur des distributions d'aérosol simulées par les modèles à partir de scenarii d'évolution des sources. Si les distributions simulées en surface peuvent être confrontées aux mesures réalisées depuis 20 ans dans différents sites (réseau EMEP pour l'Europe par exemple), il existe encore un manque important de données en altitude permettant de mieux contraindre la colonne totale de sulfate, un paramètre clé pour l'évaluation du forçage radiatif. Les études atmosphériques montrent par ailleurs qu'en zone continentale anthropisée l'aérosol organique représente aujourd'hui une fraction au moins aussi importante que la fraction inorganique. Cette fraction demeure néanmoins mal documentée en terme de distribution géographique, de propriétés (santé, climat), et de budget (sources naturelles et anthropiques).

Le projet Carbosol (Present and retrospective state of organic versus inorganic aerosol over Europe : Implication for climate, 2002-2005, coordinateur M. Legrand) se propose d'établir le budget présent et passé de l'aérosol organique en Europe. Il combine l'étude de la composition actuelle de l'aérosol dans 6 sites européens (Azores, Aveiro au Portugal, Puy de Dôme, Schauinsland en forêt Noire, Sonnblick en Autriche, et K-Puzta en Hongrie) avec une étude de la glace du Mont Blanc associée à une étude de la relation "air-neige" à l'Observatoire Vallot. La contribution des différentes sources d'aérosols organiques (naturelle/anthropique, primaire/secondaire) est examinée par l'étude de ^{14}C (combustion de biomasse/fuel fossiles), cellulose (débris végétaux), levoglucosan (combustion du bois), HULIS (acids humic like substances), diacides C_2 à C_5, et d'une spéciation organique par GC-MS. Associée aux simulations du modèle EMEP, cette étude permettra de proposer un inventaire des émissions d'aérosols organiques sur l'Europe depuis 1850.

Sur la période 2002-2005, notre activité s'est concentrée sur la fin de la valorisation des résultats obtenus dans le cadre du projet Alpclim (reconstruction de l'histoire de la pollution inorganique à partir des carottes Alpines) et sur la réalisation du projet Carbosol. Nous étions ici en charge de (1) l'étude des espèces inorganiques majeures (sulfate, ammonium, etc) et des acides carboxyliques dans l'aérosol collectés durant 2 ans dans les 6 stations Carbosol, (2) l'étude de ces mêmes espèces dans la glace du Mont Blanc et dans l'air à l'Observatoire Vallot. Par ailleurs, nos études menées sur les dicarboxylates à l'Observatoire Vallot dans le cadre de Carbosol ont été comparées à celles effectuées au Pic du midi dans les Pyrénées (collaboration avec le LA dans le cadre des activités du SO PAES). Enfin les résultats obtenus sur le ^{210}Pb et le sulfate dans les sites Carbosol font l'objet de travaux de modélisation (Mocage, thèse FCPLR de I. Etchevers sous la direction de V.H. Peuch et M. Legrand).

Les résultats obtenus dans le cadre de Carbosol sont en cours d'évaluation et une issue spéciale (JGR ou ACP) est planifiée pour fin 2005. Avant de détailler les résultats obtenus pour les axes à charge du LGGE, on peut à ce stade énumérer les points généraux suivants :

- Le ^{14}C de l'aérosol montre que OC est majoritairement biogénique (non lié aux combustions fossiles),
- En hiver une fraction majeure de OC est due aux combustions de bois qui produisent des quantités importantes de HULIS (très solubles dans l'eau et fortement absorbant),
- En été la production secondaire de OC devient très importante en particulier pour certains composés comme les HULIS et les diacides organiques,
- Les simulations utilisant les inventaires actuels de OC sous-estiment fortement les concentrations observées en Europe en hiver ; à l'inverse les simulations de la production de OC secondaire surestiment fortement les concentrations observées en Europe en été (schéma chimique ou inventaire de terpènes à revoir).

- Tandis que les teneurs en sulfate dans la glace ont augmenté d'un facteur 10 entre 1925 et 1980, les teneurs en composés organiques (BC, WinOC, DOC et diacides organiques) n'ont augmenté que d'un facteur 2 à 3.

3.1. Reconstruction de la pollution au dessus de l'Europe à partir des carottes Alpines (projets Alpclim et Carbosol)

(M. Legrand, S. Preunkert)

Le site du Col du Dôme permet l'examen de la chimie de la précipitation à 4000 m d'altitude au moins sur les 75 dernières années (**Preunkert, et al., 2000**) et ce avec une résolution saisonnière. Cet examen saisonnier est important car en hiver la pollution reste confinée dans les basses couches et seule une faible fraction des émissions de tout le continent européen gagne la troposphère libre, tandis qu'en été sous l'effet de la convection le site du Mont Blanc devient beaucoup plus sensible à la pollution des pays limitrophes de l'arc alpin. Ainsi les teneurs estivales en sulfate de la neige au Mt Blanc augmentent d'un facteur 10 entre 1925 et 1980 puis décroissent très nettement au cours des 2 dernières décennies. Cette évolution suit assez fidèlement la croissance des émissions passées de SO_2 si l'on considère les pays limitrophes de l'arc alpin (700-1000 km autour des Alpes) (**Preunkert et al., 2001**). Ce type d'étude a été étendu à d'autres espèces dont le budget atmosphérique est moins bien connu.

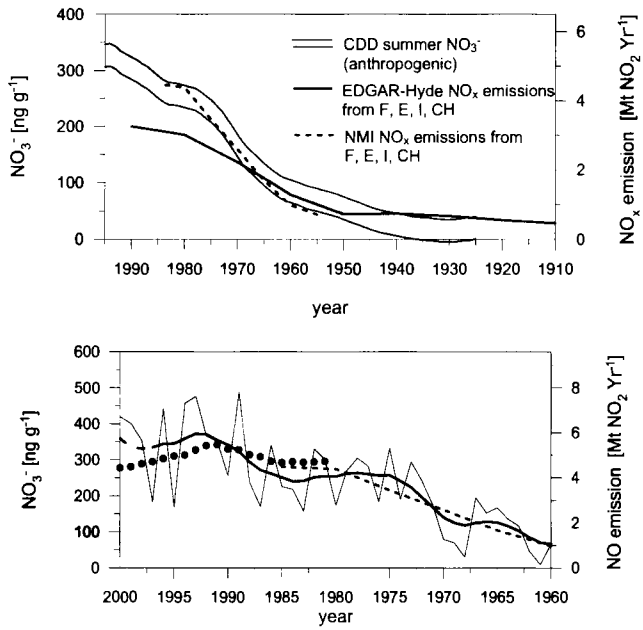


Figure 11 : (haut) Evolution du nitrate anthropique de la neige d'été au Mt Blanc (en grisé) comparée aux inventaires d'émission anthropique de NO entre 1925 et 1980 (EDGAR et NMI-EMEP). (bas) Comparaison des teneurs en été de nitrate (trait plein) avec les inventaires d'émission (points) au cours des 4 dernières décades. Adapté de ***Preunkert et al. (JGR, 2003)****.*

Pour comprendre le budget et l'évolution d'O_3 dans la couche limite et dans la moyenne troposphère, il faut connaître les émissions de NO le plus précisément possible. Au contraire du SO_2 pour lequel les émissions peuvent être contraintes en les comparant aux nombreuses mesures des stations d'observation, les mesures de NOy restent beaucoup plus rares. De plus, si en Europe les sources naturelles de SO_2 sont très faibles par rapport aux sources anthropiques, la contribution des sources naturelles (sols, éclairs, feux de biomasse) de NO_x reste, elle, mal quantifiée. Ceci a motivé l'étude de l'évolution passée des tendances en nitrate dans la glace. La très forte accumulation de neige au site du Mont Blanc a fortement minimisé les phénomènes post-dépôt, difficultés inhérentes à l'archivage par les couches de neige de cette espèce volatile (**Preunkert et al., 2003**). L'examen des teneurs estivales de nitrate indique une augmentation des teneurs qui restait faible entre 1925 et

1960 puis devient plus marquée de 1960 à 1980. Contrairement au sulfate, bien que plus faible après 1980, l'augmentation perdure jusqu'au milieu des années 90. Cette évolution est en assez bon accord avec l'évolution des émissions de NO_x en provenance des pays limitrophes de l'arc alpin. On notera cependant que la tendance dans la neige des Alpes est en meilleur accord avec les inventaires EMEP qu'avec les données EDGAR (Figure 11). La valeur préindustrielle de nitrate de la neige des Alpes suggère par ailleurs que les sources naturelles représentent près de 20% du budget actuel de cette espèce à l'échelle de l'Europe occidentale.

Les acides formique et acétique peuvent, à côté de HNO_3 et H_2SO_4, contribuer à l'acidité des précipitations. Leur présence dans l'atmosphère est liée à des émissions directes comme à des productions secondaires à partir de différents hydrocarbures. Si l'existence de plusieurs de ces mécanismes a pu être mise en évidence soit par des études mécanistiques et cinétiques en laboratoire, soit par des observations sur le terrain, il reste jusqu'ici difficile d'avoir une vision globale du budget de ces 2 espèces et ce malgré leur importance pour la chimie de l'atmosphère. Leur étude dans la glace du Col du Dôme indique un changement relativement faible des teneurs au cours du temps. Les teneurs de formiate augmentent d'un facteur 2 entre 1950 et 1975, celles de l'acétate d'un facteur 3. Les concentrations redécroissent ensuite pour atteindre en 1994 des valeurs proches de celles de 1925. Ces résultats soulignent le rôle important joué par les sources naturelles comme la végétation (Table 1). Les apports anthropiques, qui n'apparaissent significatifs qu'entre 1960 et 1980, sont probablement liés aux émissions d'alcènes par les véhicules. L'amélioration des moteurs semble ici avoir été un élément déterminant dans les deux dernières décennies.

Sources	HCOOH, in tons per day	CH_3COOH, in tons per day
Car exhaust (Alkenes-O_3)	9.6	4
Car exhaust (Direct Emissions)	10	20
Isoprene-O_3 (forest)	85	0
Alkenes-O_3 (forest)	5	1
α-pinene-O_3/OH (forest)	44	0
Direct emissions from forest	58	22
Direct emissions (vegetation)	100	51
Total	312	98

Table 1 : Estimations des émissions et productions de HCOOH et CH_3COOH dans l'atmosphère en France en 2000 qui soulignent la faible contribution anthropique et confirment les tendances observées dans la glace. Adapté de ***Legrand et al. (JGR, 2003)****.*

Nous avons également étudié les tendances en diacides (glutarate, succinate, malate, malonate, et oxalate). La teneur totale en diacides augmente d'un facteur 3 entre 1925 et 1980. L'augmentation varie cependant fortement d'une espèce à l'autre. Ces résultats sont discutés en terme de changement de sources (précurseurs naturels et anthropiques) et de capacité oxydante de l'atmosphère (**Legrand et al., en préparation** pour la spéciale issue).

3.2. Etude des concentrations atmosphériques actuelles en diacides en Europe.

(M. Legrand, S. Preunkert)

Le suivi des teneurs atmosphériques en diacides (C_2 à C_5) effectué sur deux ans dans les sites de surface (milieu marin aux Azores, continental à K-Puzta, mixte à Aveiro) et d'altitude (Puy de Dôme, Schauinsland, Sonnblick, Pic du Midi, et Observatoire Vallot) nous permettent de discuter le bugdet mal connu de ces espèces.

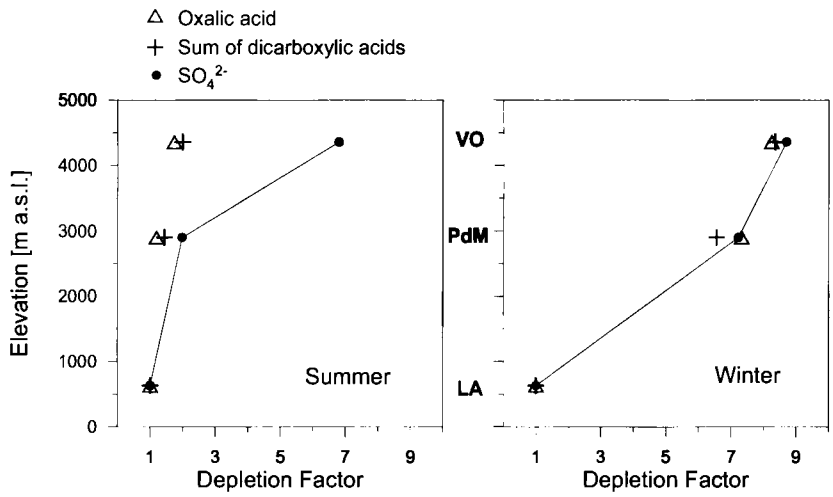


Figure 12 : Changement de la teneur en acide oxalique, total des diacides, et sulfate au Pic du Midi (PdM) et à Vallot (VO) par rapport à celles du CRA de Lannemezan (LA), en été à gauche et en hiver à droite. Adapté de ***Legrand et al. (JGR, 2005)***.

Comme le montre la Figure 12, la diminution des diacides avec l'altitude en été est plus faible que celle du sulfate. Ceci indique une production secondaire importante de ces espèces jusqu'à 4000 m d'altitude, cette production semblant plus lente que la conversion de SO_2 en sulfate. Ce comportement des diacides en fonction de l'altitude ainsi que les corrélations fortes observées entre acides en C_2-C_5 est en accord avec les travaux récents de modélisation sur la production de diacides dans l'eau nuageuse à partir de composés comme l'acide glutarique (C_5) lui même issu de l'oxydation d'hydrocarbures de type terpénoïdes (Ervans et al., 2004). Vu le caractère très hygroscopique des diacides organiques, leur production jusque dans la troposphère libre est une conclusion importante pour l'étude de la relation chimie-climat. Enfin, cette étude menée sur les années 2002 et 2003 nous a permis d'examiner la réponse de ces espèces aux conditions exceptionnelles de l'été 2003 caractérisé par des fortes chaleurs (intensité des émissions de précurseurs) et des épisodes de pollution photochimie à répétition (conversion des précurseurs en diacides).

L'importance d'autres sources potentielles de diacides comme les émissions véhiculaires, la combustion du bois, et la dégradation des acides gras insaturés naturels et anthropiques est en cours d'examen (spéciale issue Carbosol).

4. Aérosols atmosphériques en milieux anthropisés : cas des Vallées Alpines

(J.L. Jaffrezo, G. Aymoz)

4.1. Rappel du contexte et des objectifs

Les aérosols atmosphériques ont beau être étudiés depuis des décennies, il reste de très nombreuses interrogations sur l'ensemble des processus impliqués dans leur formation et leurs transformations autant physiques que chimiques. Les évolutions de ces propriétés ont des répercussions importantes sur plusieurs grandes questions environnementales, depuis des aspects sanitaires jusqu'à des questions de climat global en passant par des problématiques de qualité de l'air. Dans tous ces domaines, la fraction organique des particules joue un rôle très important mais encore très mal cerné.

Les vallées alpines représentent un cadre particulier et très intéressant pour les études de chimie de l'atmosphère, compte tenu de la concentration spatiale des émissions de précurseurs en vallées encaissées, et des conditions dynamiques et chimiques spécifiques (activité convective, brises de vallée et forçage orographique, rayonnement solaire intense lié à l'altitude, couverture neigeuse, amplitudes thermiques etc...). Ces conditions permettent l'étude plus aisée qu'ailleurs de certains processus d'évolution de caractéristiques atmosphériques. S'y ajoutent des spécificités majeures pour la problématique générale de la qualité de l'air en Rhône Alpes, comme l'incendie du tunnel du Mont-Blanc (Mars 99) qui a stoppé net le transit international dans la vallée de Chamonix pendant 4 ans, le reportant sur la vallée de la Maurienne, ou bien encore des objectifs de qualité de l'air, pour ces zones préservées, subjectivement très éloignés des normes nationales ou européennes établies pour de grands centres urbains.

Ce contexte a conduit à proposer un projet de recherche (POVA : POllution des Vallées Alpines) en Avril 2000, dont l'un des objectifs finaux est de développer un outil opérationnel de modélisation de la dispersion de la pollution atmosphérique appliqué au cas des 2 vallées alpines (Chamonix et Maurienne), qui permette de réaliser des études de scénario. La stratégie mise en place pour atteindre ces objectifs est basée sur un calendrier de réalisation de 5 ans (été 2000-automne 2005) et sur le couplage étroit entre observations et modélisation. Le volet d'études de terrain est maintenant terminé, avec des campagnes de mesures intensives d'une semaine par vallée conduites en été 00 et 03 et en hiver 00/01 et 02/03, complétées par des suivis continus sur une période de 28 mois d'un nombre plus restreint d'espèces chimiques.

L'activité scientifique du groupe porte essentiellement sur ces aspects de terrain concernant les aérosols, mais J-L. Jaffrezo est coordinateur de l'ensemble du programme (on rappellera ici que POVA présente un budget de l'ordre de 900 kEuros (hors salaires) sur une période de 5 ans et inclut 10 partenaires).
Deux directions coexistent parmi les objectifs spécifiques de recherche du groupe, avec d'une part des aspects relativement généraux et/ou méthodologiques (établissement de bilan de masse, détermination de la fraction secondaire, étude aux basses températures, relation avec la phase gazeuse, ...) et d'autre part des aspects plus liés au contexte local (détermination des sources d'émission, impact de facteurs météorologiques, ...) qui permettent cependant d'évaluer des méthodologies d'ordre général. Pour ces différents objectifs, un accent particulier est donc mis sur la phase organique, qui représente un des grands enjeux actuels de ce domaine de recherche.

4.2. Principaux résultats du groupe

L'ensemble des analyses des échantillons collectés lors de toutes ces campagnes n'est pas encore terminé, la finalisation étant de l'ordre de 70%. Ces résultats ont été acquis lors des différents stages (14 DUT ou M1 et 4 DEA depuis 2002), et particulièrement dans le cadre de la thèse de G Aymoz (soutenance le 11/03/05). Les résultats ci-dessous ne sont donc encore que relativement partiels.

4.2.1. Evolutions saisonnières des concentrations et des caractéristiques chimiques

L'observation des évolutions à moyen terme nous apporte des renseignements à la fois sur les sources, et sur les processus conduisant à la formation des aérosols. La figure 13 nous montre les bilans de masse moyens des différentes espèces chimiques mesurées au sein des PM10, pour les deux sites. Ces répartitions sont assez spécifiques et différentes de celles observées sur de nombreux autres types de sites. On voit que la matière organique OM représente la fraction très dominante de la masse des PM10, avec une composante en carbone élémentaire EC elle aussi très forte. Les sulfates ne constituent qu'environ de 10 à 20 % maximum de la masse, avec une proportion de nitrates très faible. On note des changements entre les deux saisons, liés aux sources et aux processus d'oxydation **(Jaffrezo et al., 2005a).**

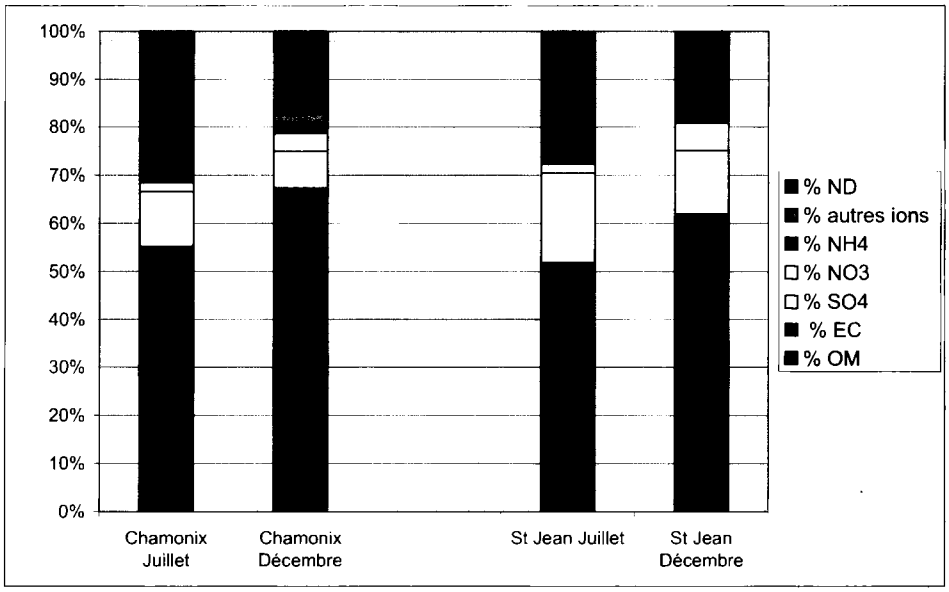


Figure 13 : % moyens mensuels de la masse des PM10 pris par les différentes composantes mesurées, pour les mois de Juillet et Décembre 2001, à Chamonix et en Maurienne. EC : Elemental Carbon. OM Organic Matter ; ND : not determined.

Une très brève synthèse des résultats disponibles sur les sources indique que les deux sites de mesure sont très influencés par les émissions anthropiques, avec une contribution des émissions naturelles faible. Pour la majorité des espèces (et surtout pour les espèces primaires), les sources sont très probablement localisées dans les vallées elles-mêmes, avec un impact a priori faible du transport régional, bien que plus élevé en été. La fraction carbonée (aussi bien EC que OC) est très clairement reliée pour toutes les saisons et pour les deux sites avec des marqueurs de combustion (NO et NO2) **(Aymoz et al., 2005)**. Particulièrement pour Saint Jean de Maurienne, on peut relier ces sources avec des cycles hebdomadaires du trafic véhiculaire. L'impact du trafic PL est visible dans la vallée de la Maurienne et demande à être confirmé dans la situation de tunnel fermé dans la vallée de Chamonix. La plus grande proportion de EC et OC au bilan de masse des PM10 en hiver, une plus grande proportion d'espèces organiques traceur de feux de bois ou certaines évolutions du rapport K/EC à cette saison soulignent l'impact fort de sources complémentaires en hiver, entre autre liées au chauffage au bois. De nombreuses autres observations ont été faites en relation avec les sources et conditions locales et/ou régionales**(Aymoz et al., 2004 ; Marchand et al., 2005 ; Jaffrezo et al., 2005b)**.

Si la majorité de ces conclusions relève de situations locales, elles soulignent une des spécificités des vallées, avec une très grosse dominance des sources de proximité et un fonctionnement parfois proche d'un système quasi fermé. De telles caractéristiques fournissent un cadre très spécifique qui permet de mettre en avant des propriétés et des processus de façon plus évidente qu'ailleurs. On retiendra ainsi par exemple que les travaux reliant EC, OC, NO, NOx et les comptages routiers sont

quasi uniques dans la littérature, surtout pour une période de cette durée. Elles présentent de ce fait un certain intérêt méthodologique, ainsi qu'un contexte favorable à l'étude de la fraction carbonée. Ainsi, on peut tenter d'évaluer les parties primaires (directement issues des sources d'émission) et secondaires (produites par des réactions d'oxydation de produits primaires gazeux dans l'atmosphère) de cette fraction carbonée. La distinction de ces deux fractions est actuellement un enjeu majeur, en vue de la modélisation du cycle atmosphérique des espèces carbonées et de la validation des schémas d'émission par les données de terrain. Il n'existe pas, bien sûr, de méthode analytique permettant de déterminer la fraction secondaire du carbone organique. Seules des méthodes de calcul permettent d'approcher cette différenciation. En utilisant une méthode, courante dans la littérature (qui considère le rapport OC/EC), on peut montrer que les hypothèses qui sous tendent le calcul sont trop fortes (et généralement non validées dans la majorité des études) et que les résultats obtenus sont très probablement erronés. De nombreuses observations intéressantes et originales sur la fraction secondaire et son évolution sont cependant obtenues avec des espèces comme les acides organiques ou le sulfate.

La mise au point de mesures de la fraction soluble de OC a permis (pour la première fois) des observations sur des cycles annuels **(Jaffrezo et al., 2005c)**. La figure 14 indique des différences très marquées de cette solubilité en fonction de la température, à relier à des aspects d'oxydation. On note la marque de phénomènes limitants inattendus aux plus fortes et plus faibles températures conduisant à une amplitude entre les valeurs extrêmes finalement peu étendue. La nature de ces limitations reste à déterminer, particulièrement pour les basses températures qui sont comparables à celles rencontrées dans les zones de formation nuageuse pour lesquelles la solubilité joue un rôle fondamental dans les processus d'activation des noyaux de condensation.

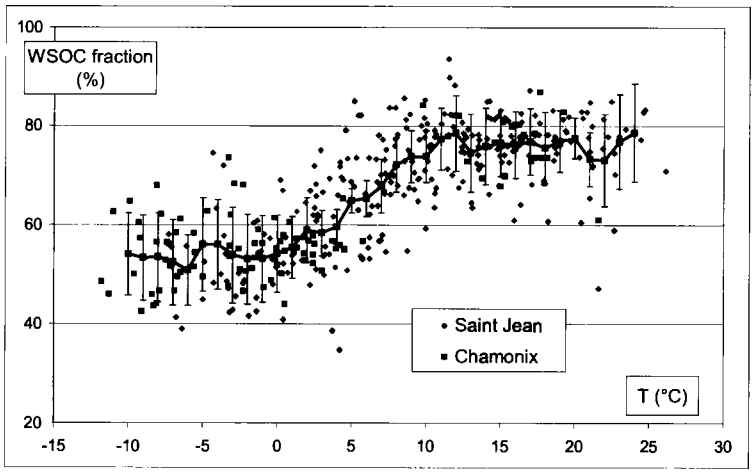


Figure 14 : Fraction soluble de OC en fonction de la température, pour les deux sites.

Cet aperçu des travaux en cours à partir de la base de données (encore en cours de constitution) sur le suivi continu du programme montre quelques unes des directions qui seront suivies dans les interprétations futures. Ainsi, au-delà d'aspects relevant purement des conditions locales (mais qui sont indispensables pour atteindre les objectifs opérationnels intéressant les organismes financeurs de POVA), nous nous attacherons à dégager des points plus fondamentaux en tirant parti des caractères particuliers des sites.

4.2.2. Evolutions à court terme

Comme indiqué précédemment, les campagnes de terrain intensives ont vu la mise en place d'études plus complètes et plus détaillées que celles entreprises lors du suivi continu, permettant l'observation des évolutions à court terme et de propriétés plus nombreuses. De plus, nos mesures sont à mettre en parallèle avec de nombreux autres prélèvements entrepris par les autres groupes. L'ensemble des analyses (et particulièrement celles des échantillons des campagnes d'hiver et d'été 2003) n'est pas finalisé et nous ne pouvons pas actuellement proposer de vision synthétique de l'évolution des propriétés physico-chimiques des aérosols à partir de ces campagnes. On peut

cependant dès maintenant donner quelques exemples de résultats marquants qui constitueront autant de directions d'exploitation, parmi d'autres. Ainsi, on retient :

- la très grande hétérogénéité spatiale, sur des distances très courtes, des concentrations ou des propriétés,
- des variations diurnes marquées, à relier aux sources ou aux variations météorologiques,
- des mesures de la phase gazeuse indiquent des co-variations marquées entre espèces, à relier à des processus liés aux sources, à des équilibres G/P, ou à la dynamique atmosphérique,
- des distributions en taille des principales espèces constitutives des aérosols, qui permettent de mettre en évidence des processus de formation et de transformation. Ainsi, la figure 15 montre des changements importants dans la distribution en taille de OC entre l'été et l'hiver, indiquant en été des processus de formation dans les modes de nucléation et d'Aitken (<100 nm), et des processus de transfert gaz / particules dans le mode supermicronique **(Jaffrezo et al., 2005b)**.

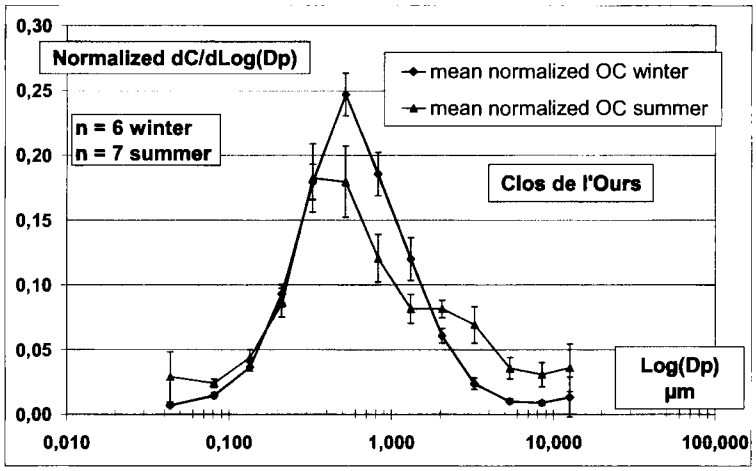


Figure 15 : Distributions en taille normalisées de OC en été et en hiver sur un site suburbain à Chamonix.

Rappelons encore une fois que ces exemples ne constituent que quelques résultats préliminaires. Une interprétation globale des résultats nécessite la finalisation de la base de données pour les prélèvements réalisés par le groupe, ainsi que sa mise en synergie avec les résultats des autres groupes de POVA.

4.2.3 Actions générales sur les phases organiques atmosphériques

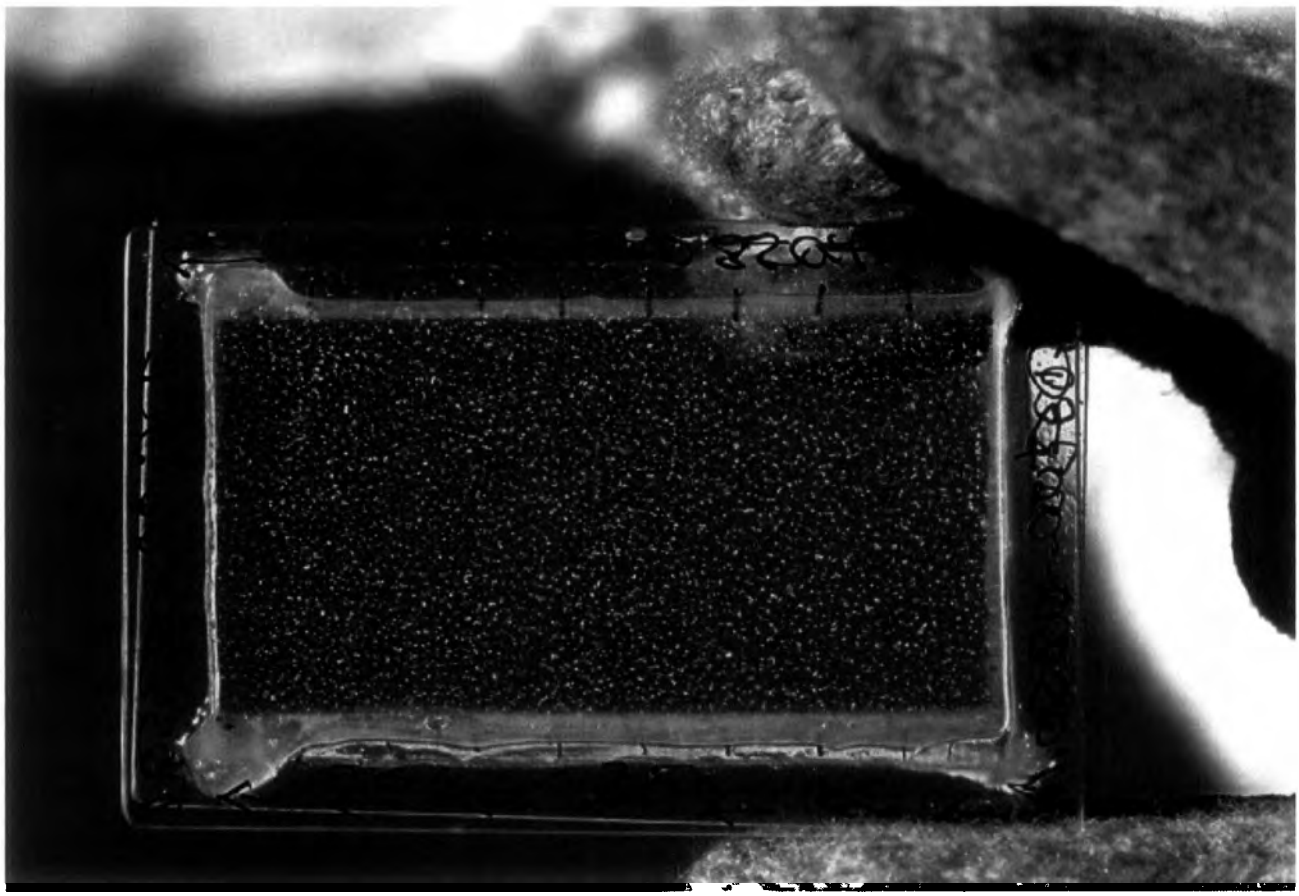
Sur l'ensemble de cette période (2002-2005), nous avons conduit en parallèle des développements méthodologiques, particulièrement centrés sur la phase organique atmosphérique, la plupart d'entre eux dans un cadre PNCA :

- Equipement d'un analyseur de carbone particulaire selon une méthode thermo-optique (co financements Mi Lourds, LGGE fonds propres, et contrats POVA),
- Comparaison et amélioration des techniques d'analyse de EC et OC, en partenariat avec le LSCE (Gif) et le LA (Toulouse),
- Développement des techniques de prélèvement des aérosols organiques, particulièrement les techniques par dénudeur, permettant de mieux contrôler les artéfacts positifs (adsorption de composés semi-volatils) et négatifs (désorption depuis le filtre de collecte),
- Mise au point de la mesure de OC soluble, cette fraction soluble étant de la plus haute importance pour tout ce qui concerne l'hygroscopicité des aérosols,
- Détermination des groupements fonctionnels de la matière organique par FTIR, comme une méthode alternative / complémentaire à la spéciation de la matière organique. Cet aspect a été initié avec le laboratoire GRECA (Grenoble), mais est pour l'instant en stand by.
- Modélisation des aérosols organiques. Cet aspect a été entrepris en collaboration avec C Liousse (LA, Toulouse) et visait à l'application du modèle d'évolution des aérosols organiques développé au LA au cas des vallées alpines en tirant parti des conditions

spécifiques de ces vallées. Il a été réalisé dans le cadre d'un stage de DEA co-encadré (02-03), mais a été discontinué, un financement de thèse n'ayant pas été trouvé.

CHAPITRE 4

THEME «PALEOCLIMAT ET PALEO-ENVIRONNEMENTS»



Bulles d'air dans une lame mince de la carotte EDC. Crédit : L. Simion

Principaux axes de recherche	
Variations du climat et des atmosphères passées	**Datation des forages, reconstitution des paléo-températures et -accumulations**
Reconstruction du climat et des cycles bio-géochimiques à différentes échelles de temps • Grands cycles climatiques • Dernière glaciation et Holocène • Période récente : caractérisation de l'état naturel, mise en évidence de la perturbation anthropique • Relation entre hautes et basses latitudes	• Modélisation de l'écoulement des calottes • Modélisation des phénomènes locaux (dômes) • Représentativité des chronologies • Modélisation de la densification du névé (age air – age glace)
Modélisation de l'interaction cryosphère – climat dans le passé	**Lac Vostok et glace d'accrétion**
• Interaction calotte – lacs pro-glaciaires • Rétroaction du transport éolien lié à l'aridification des sols sur la cryosphère en Asie (période glaciaire) • Rôle de la cryosphère dans le système climatique	• Reconstitution de l'environnement sous-glaciaire : approche biologique et physico-chimique • Dynamique du lac • Mécanismes à l'interface lac – glacier

Personnel (% du temps total par personne)			
Chercheurs CNRS		**Enseignants chercheurs**	
Barnola J.-M., Animateur	65	Boutron C.	40
Chappellaz J.	50	Ferrari C.	10
Delmas R.	20	Gagliardini O.	10
Krinner G.	40	Morel-Forcade M.C.	50
Martinerie P.	30	**Chercheur IRD (Great-Ice)**	
Parrenin F.	70	Wagnon P.	10
Petit J.-R.	70		
Raynaud D.	55		
Ritz C.	35		
Savarino J.	50		
ITA (CNRS)		**ITA (UJF)**	
De Angelis M., suppléante	50	Sacchettini M.	40
Teste G.	75		
Doctorants		**CDD**	
Aballain O. (1999-2002)	100	Goujon C.	70 (2001-2002)
Baroni M. (2003-2006)	70	Nourtier-Mazauric E.	100 (2004-2005)
Bernard S. (2002-2005)	100		
Bellier B. (2001-2004)	100	**Autres**	
Bonnaveira H. (2001-2004)	100	Alekhina I.	Invités réguliers
Delmonte B. (2000-2003)	100	Bulat S.	dans le cadre du
Durand G. (2001-2004)	30	Lipenkov V.	GRD Vostok
Gabrielli P. (2002-2005)	100		
Loulergue L. (2004-2007)	100		
Peyaud V. (2003-2006)	100		
Sturm C. (2002-2005)	100		

Chercheurs et Professeurs invités

John MAK (Docteur, Université de Stony Brook, NY, USA),venu 11 mois de février 2002 à février 2003 : mise au point d'une méthode d'analyse des isotopes stables du monoxyde de carbone, dans le cadre du projet européen Cryostat.

Shugui HOU (Académie des Sciences Chinoise à Lanzhou, Chine) venu 6 mois de janvier à juin 2003 et un mois en juillet 2005 : analyse des gaz d'un forage sur le Mont Everest et sur celui du Col du Dôme.

Carlo BARBANTE (Professeur a l' Universite Ca'Foscari de Venise) venu 1 mois en 2005 pour la rédaction commune de plusieurs articles. Ce séjour a aussi permis de nombreuses réunions de travail, consacrées notamment aux thèses en co-tutelle d'Alexandrine Marteel et Antonella de Boni .

Bill STURGES (Docteur, UEA - Norwich) venu 1 mois en 2003 : tests d'une méthode d'extraction et de piégeage des gaz dans la glace pour l'analyse de composés organiques volatils et de composés organo-halogénés + Travail sur la diffusion des gaz dans le névé. Cadre : projet européen CRYOSTAT (Bill Sturges en est le coordinateur).

Nicolas VASSILIEV (Docteur, Institut des Mines de Saint Petersbourg) venu 3 semaines en 2002 pour travailler sur le carottier 1000m avec les services techniques.

Takeo HONDOH (Professeur, Université de Sapporo) venu 1 semaine en juin 2005, collaboration sur les propriétés physique du névé et de la glace .

Principales collaborations	
Nationales	**Internationales**
LSCE-climat Institut Européen de la mer, Brest Université Claude Bernard, Lyon UR Great Ice de l'IRD	Université Libre de Bruxelles (B) Université de Berne (CH) Université Venise (I) Université de Florence (I) Université de Copenhague (DK) Université d'East Anglia (UK) British Antarctic Survey, Cambridge (UK) Godwin Laboratory, Cambridge (UK) Alfred Wegner Institut, Bremerhaven (G) Institut Max-Planck de Heidelberg (G) MPI für Meteorologie, Hamburg (G) Université de Stockholm (S) Institut de Physique Nucléaire, Gatchina (Russie) Arctic and Antarctic Research Institut, St Petersourg (Russie) Antarctic CRC de Hobart (AU) Université de Vancouver (WA, USA) Université PennState (USA) Académie des Sciences Chinoise (CN) China Meteorological Organization (CN) Universidad Mayor de San Andrés - La Paz (Bolivie) Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas – Porto Allegre (Brésil) Instituto National de Pesquisas Espaciais - Cachoeira Paulista (Brésil)

Principales collaborations	
Programmes nationaux	**Programmes internationaux**
ECLIPSE PNEDC ACI « Jeunes chercheurs »	CRYOSTAT (contrat européen) EPICA (contrat européen) POP (contrat européen) EPICA-MIS (contrat européen) Euroclimate (ESF) PICS « CLEAH » franco-chinois Projets bilatéraux EGIDE GDRE franco-russe
Autre financement	
Prix de la Fondation BALZAN (C. Lorius)	

Au cours des quatre dernières années, les efforts du thème PALEO se sont articulés autour de la reconstruction des climats et atmosphères passés et sur l'interaction existant entre les deux, en lien avec un effort important de modélisation destiné à établir, affiner et caler les chronologies, ainsi qu'à représenter les différentes composantes du système cryosphère - climat. Cette activité s'est inscrite non seulement dans les grands programmes européens GRIP et EPICA et dans celui de North-GRIP qui en a directement découlé, mais aussi dans des programmes résultant de collaborations bipartites comme Berkner, les forages andins initiés par l'IRD, ou les forages himalayens. Deux développements novateurs ont été l'étude biologique et physico-chimique des environnements sous-glaciaires (Lac Vostok) et l'analyse isotopique des retombées volcaniques (traçage de l'importance des éruptions).

Nous avons étudié **les variations du climat et de la composition atmosphérique passés (point 1)** à partir de carottes de glace, en établissant et en discutant les profils de proxies représentatifs des principaux cycles et réservoirs à plusieurs échelles de temps. La première échelle correspond aux **grands cycles climatiques** *(1.1.)*, abordée grâce à la carotte de Vostok mais aussi et surtout grâce aux nouvelles carottes du programme EPICA, et en particulier celle de Dôme C (740 000 ans) dont l'exploitation ne fait que commencer. **La seconde échelle couvre la période récente allant de la dernière glaciation jusqu'à la perturbation anthropique** (inclue). Elle se distingue par des informations plus détaillées donnant la possibilité de régionaliser les signaux *(1.2.)* et d'étudier finement la télé-connexion Nord-Sud *(1.3.)*. L'incorporation de la perturbation anthropique dans ce type d'études *(1.4.)* se justifie par l'utilisation des mêmes proxies qu'aux grandes échelles de temps et par la nécessité de caractériser finement le bruit de fond naturel et ses fluctuations pour évaluer l'impact de l'activité humaine et ses conséquences potentielles. **Notre travail s'est focalisé sur les régions polaires, mais une part significative a également porté sur les glaciers froids des régions de plus basses latitudes** dont on sait qu'elles jouent un rôle clé, tant au niveau des flux d'émission ou de dépôt que dans la dynamique atmosphérique elle-même. La collaboration en cours avec l'équipe de l'UR Great Ice de l'IRD en accueil au LGGE nous a en particulier permis de travailler sur la partie tropicale de l'Amérique du Sud dont l'influence s'étend au moins jusqu'en péninsule Antarctique. Ce premier axe de recherche repose sur un volet analytique très important et a requis le développement d'outils analytiques spécifiques *(1.5.)*.

L'obtention de données très proches provenant de différents forages (ex : ECM, isotopes de la glace de Vostok, Dôme C et Dôme Fuji) a motivé le **développement de méthodes de datation originales (point 2)**. D'une part, les corrélations stratigraphiques ont permis de tester la validité des échelles de temps relatives de Vostok et Dôme C sur les derniers 45 000 ans (*2.1.1.*). D'autre part, l'utilisation de modèles d'écoulement a permis d'extraire des informations glaciologiques telles que la fusion basale ou la fonction d'amincissement, sur la base de la similitude des signaux (*2.1.2.*), et de calculer les vitesses en surface autour du forage de Dôme C (*2.1.3.*). De même, le développement et l'utilisation d'un modèle de densification du névé (*2.2.1.*) et sa confrontation aux différentes mesures de gaz ont permis de contraindre les datations de Vostok et Byrd (*2.2.2.*). La question de la validité et de la **calibration du thermomètre isotopique** (*2.2.*) au Groenland a été abordée à la fois par l'utilisation d'un modèle de circulation générale (*2.3.1.*) et par la confrontation des prédiction du modèle de densification du névé aux mesures des isotopes stables de l'azote et de l'argon de l'air réalisées au LSCE (*2.3.2.*).

La **modélisation des interactions entre la cryosphère et le climat (point 3)** s'est traduite d'une part en utilisant le modèle LMDz pour tester l'influence des lacs sibériens *(3.1.)* sur le devenir des calottes sibériennes. D'autre part, le même modèle a été utilisé pour étudier l'influence des changements d'albédo de la neige, induits par les retombées de lœss, sur la formation d'une calotte de glace (*3.2.*). Le couplage entre le modèle de calotte du LGGE avec le modèle de climat CLIMBER (*3.3.*) a permis d'étudier les questions de couplage entre dynamique glaciaire et circulation thermohaline.

L'accès à la glace basale de Vostok formée par accrétion de glace provenant du regel de l'eau du lac Vostok a ouvert un nouveau domaine de recherche en glaciologie : la **Glaciobiologie**

(point 4). Les efforts ont porté sur la recherche de signatures biologiques (*4.1.*) et sur la caractérisation physico-chimique de cette glace. En particulier, l'interprétation de la composition isotopique de cette glace a permis de localiser son origine (*4.2.*), tandis que des mesures par différentes techniques ont été mises en œuvre pour préciser la composition et les modes de formation des inclusions présentes dans cette glace (*4.3.*). Ces efforts analytiques ont été complétés par un travail de modélisation du fonctionnement thermodynamique du lac (*4.4.*).

1. Variation du climat et des atmosphères passées

1.1. Les grands cycles climatiques

(J.-M. Barnola, J. Chappellaz, F. Parrenin, J.-R. Petit, C. Ritz)

Le 21 décembre 2004, le forage EPICA à Dôme C (EDC) a atteint la profondeur de 3270 m. Une grande première dans l'étude de la dynamique du climat à long terme. Les premiers résultats publiés l'année dernière portent sur la durée des périodes chaudes et le rythme des glaciations *(EPICA Project Members, 2004)*. Bien d'autres sont à venir, mais l'établissement d'enregistrements à haute résolution temporelle de l'ensemble des proxies d'intérêt requiert une quantité très importante de mesures. Une part de celles-ci a été réalisée durant ce quadriennal mais n'a pas encore été valorisée dans des publications. Cette moisson scientifique constituera donc une pierre angulaire du prochain rapport d'activité.

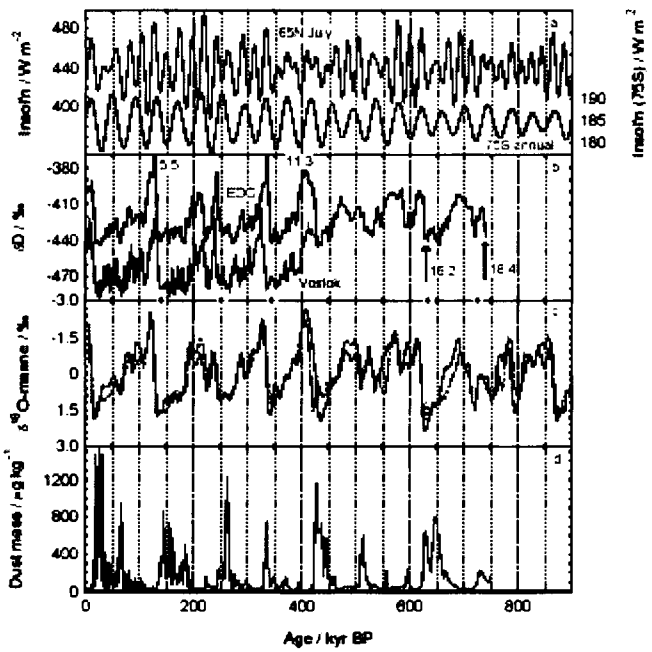


Figure 1. *Enregistrements isotopique et des poussières sur 740.000 ans à partir du forage EDC, comparés à l'insolation et aux proxies de volume de glace.*

Notre contribution au travail collectif a notamment été de dater cet enregistrement par différentes méthodes, en nous appuyant sur le profil en deutérium de la glace (utilisé comme indicateur du climat antarctique) et celui des poussières (Fig. 1). En l'absence d'anomalies de l'écoulement de la glace, l'âge attendu au fond du forage est de l'ordre de 900 000 ans (estimation du modèle de F. Parrenin). **Les 3140 m de glace présentés dans Nature représentent 740.000 ans de l'histoire climatique de la planète.** Nous avons également réalisé les premières mesures des gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) sur la transition climatique V (~440.000 ans), révélant son caractère singulier, notamment un retard du méthane non observé sur les transitions plus récentes.

1.1.1. L'interglaciaire MIS 11

(D. Raynaud, J.-M. Barnola, J.-R. Petit, P. Duval, C. Ritz)

a) MIS 11, un interglaciaire vieux de 400,000 ans : un analogue de l'Holocène ?

Le stade isotopique marin 11 (MIS 11) est réputé avoir duré longtemps (30-40 000 ans), avoir connu un cycle du carbone océanique particulier et les données de certaines terrasses marines suggèrent que le niveau marin a pu dépasser de 20 mètres le niveau actuel. De plus, il présente une configuration orbitale semblable à celles de l'époque présente et des dizaines de milliers d'années à venir.

Nous avons reconstitué l'évolution du CO_2 atmosphérique durant MIS 11 en reconsidérant la stratigraphie de Vostok. L'observation de la relation poussières-isotope et excès en deutérium / deutérium suggère un retournement des couches de glace correspondant à la transition 12-11 et au début du stade 11. Ceci correspondrait à un phénomène bien connu en géologie, à savoir le plissement de couches successives et l'élimination de certaines par étirement ou boudinage **(Raynaud et al., 2005)**. En inversant l'ordre stratigraphique en profondeur de ces couches, on obtient un enregistrement climatique comparable à celui de la carotte EDC et un excellent accord

des enregistrements en CO_2 et en CH_4 entre Vostok et EDC pour la transition 12-11 **(EPICA Project members, 2004)**.

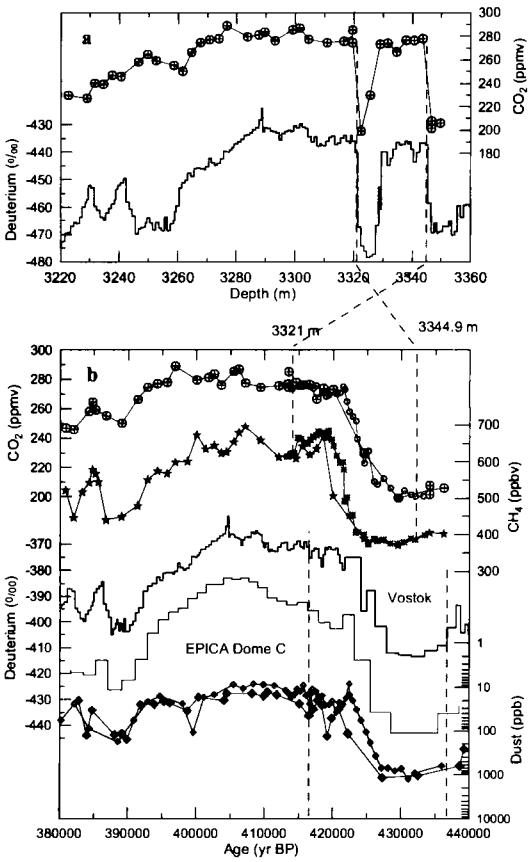


Figure 2. *Reconstitution de l'évolution du CO_2 atmosphérique durant MIS 11 et la transition 12-11 à partir de Vostok et EDC.*

Nous proposons ainsi **la première reconstruction des variations du CO_2 atmosphérique sur la totalité de la durée de MIS 11 (Raynaud et al., 2005)**. Ces concentrations en CO_2 ne sont pas particulièrement élevées pour un interglaciaire et sont équivalentes, en moyenne, au niveau pré-industriel (280 ppmv) sur l'ensemble de la durée du stade 11 (Fig. 2). Le fait que le système carbonate océanique ait été particulier à cette époque n'est pas reflété dans l'enregistrement du CO_2 atmosphérique. Comme pour le stade 5 (un autre interglaciaire plus récent, il y a environ 120.000 ans), le niveau interglaciaire du CO_2 perdure pendant quelques milliers d'années alors que le climat Antarctique a déjà amorcé sa transition vers un régime glaciaire. Enfin, MIS 11 n'a pas un pic précoce de CO_2, comme c'est le cas pour les interglaciaires suivants.

Nous avons évalué, à partir du modèle 3D de calotte, la possibilité d'avoir au cours de MIS 11 un niveau marin plus élevé de 20 mètres. Pour cela, il faut, par rapport aux calottes actuelles, non seulement faire fondre le Groenland et l'Antarctique de l'Ouest dans leur totalité mais aussi une couche de l'Antarctique de l'Est représentant l'équivalent de 8 mètres de niveau marin. Pour vérifier cela, le modèle dynamique 3D de l'Antarctique a été forcé par le signal climatique de Vostok ; la conclusion essentielle est qu'il faudrait inverser la relation température-accumulation ou avoir en Antarctique de l'Est des fleuves de glace conduisant à des phénomènes de foirage (*surge* en anglais) à grande échelle, deux hypothèses fort peu réalistes **(Raynaud et al., 2003)**. Ainsi, **la modélisation de la calotte Antarctique ne supporte pas une élévation du niveau marin de l'ordre de 20m par rapport au niveau actuel.**

b) Durée de l'interglaciaire MIS 11

Avec Marie-France Loutre (Louvain-la-Neuve), nous avons montré qu'une combinaison temporelle appropriée du forçage orbital et de celui dû au CO_2 conduit à un interglaciaire long **(Raynaud et al., 2003)**. L'enregistrement basse résolution de la carotte EDC indique que MIS 11 a été une période chaude exceptionnellement longue, d'une durée d'environ 28.000 ans, à comparer aux 12.000 ans déjà écoulés de notre période chaude actuelle. Cela suggère que **le climat actuel dans son régime naturel n'est pas près de rentrer en régime glaciaire *(EPICA Project Members, 2004)***.

1.1.2. Cycles biogéochimiques : variations naturelles des espèces ioniques, minérales et organiques, à partir des carottes d'EPICA

(M. de Angelis)

Les analyses chimiques ont porté sur les deux carottes EPICA (EDC et Dronning Maud Land, EDML, site d'accumulation plus élevée, plus proche de l'océan et vraisemblablement d'avantage influencé par des apports en provenance de la façade Atlantique), selon deux axes majeurs :

a) Mesures en continu des ions minéraux (haute résolution)

Cinq laboratoires européens (UK, DK, S, I, F) sont en charge de l'analyse en continu sur les carottes d'EPICA des anions et cations minéraux (F^-, Cl^-, NO_3^-, HSO_3^-, SO_4^{--}, Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{++}, Ca^{++}), considérés comme **traceurs potentiels de différents apports de matières (sols érodés, émissions volcaniques, production marine primaire, production de la biomasse continentale ou marine, échanges avec la stratosphère)** en Antarctique et ce, avec une résolution en profondeur de l'ordre de quelques centimètres, c'est à dire de l'ordre de 1 à 2 ans. Leur étude détaillée doit permettre de mieux comprendre la relation entre leurs cycles et le climat, à différentes échelles de temps. Un tel programme impliquait pour l'ensemble des cinq laboratoires la mesure de **plusieurs dizaines de milliers d'échantillons**, et donc de développer et de comparer des techniques d'échantillonnage de la carotte, de décontamination et d'analyse de semi-routine, en laboratoire et sur le terrain qui soient toutefois adaptées aux faibles teneurs rencontrées en Antarctique **(Littot et al., 2002)**. Le retard important initialement pris par le LGGE a été comblé grâce à l'achat d'un passeur automatique en 2003 (ACI P. Wagnon). Depuis novembre 2003, 6000 échantillons ont été analysés, essentiellement sur la carotte EDC et il reste encore de l'ordre de 1500 échantillons à analyser sur la carotte EDML.

L'ensemble des données haute résolution sur la carotte EDC est en cours de validation et d'interprétation. Une première discussion de l'influence de l'apport continental comme paramètre limitant les interactions potentielles entre l'aérosol marin primaire et l'acide nitrique atmosphérique a été publiée **(Röthlisberger et al., 2003)** à partir des résultats provenant d'une séquence d'échantillons couvrant le dernier maximum glaciaire, la transition, et l'Holocène à Dôme C. Les processus conduisant à la décomposition de l'aérosol marin primaire au dessus de l'Antarctique sont en effet encore mal compris. Il en est de même pour la re-émission préférentielle par le névé de gaz actifs importants pour la chimie troposphérique comme HCl ou HNO_3. L'aérosol continental carbonaté, dont les concentrations augmentent fortement en période glaciaire, ferait fonction de piège pour certains gaz acides susceptibles d'interagir avec l'aérosol marin, comme l'acide nitrique. Ces gaz seraient vraisemblablement fixés sur les poussières carbonatées par réaction hétérogène intervenant dans l'atmosphère ou le névé.

b) Mesures en discontinu des acides carboxyliques

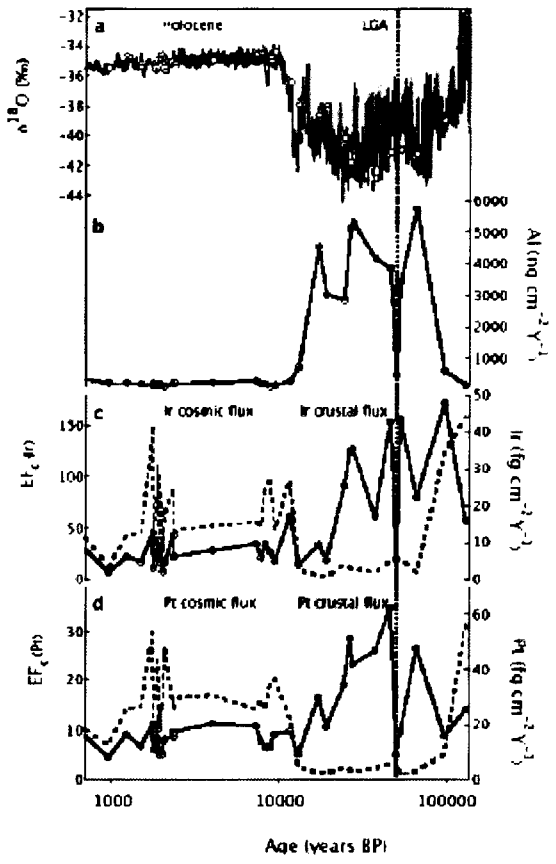
Le LGGE est meneur dans ce programme qui porte sur la mesure en discontinu des acides carboxyliques légers (acétique, formique et oxalique). Le cycle naturel de ces acides ubiquitaires et jouant un rôle important dans l'acidité atmosphérique reste mal connu car il est dans la période actuelle très perturbé par l'activité anthropique. Dominé par l'influence de la biomasse continentale en régions boréales, leur cycle en Antarctique devrait plutôt être empreint par d'autres contributions naturelles, notamment océanique (biomasse marine) ou plus globale (lien avec le cycle du méthane). Les teneurs extrêmement basses attendues dans les carottes EPICA (inférieures d'au moins un ordre de grandeur à celles du Groenland, soit le $ng.g^{-1}$ ou moins) nous ont contraint à mettre en œuvre une décontamination longue et délicate par redécoupage puis rinçages successifs (cf § 3A-5-5). Nous avons pu analyser 600 échantillons de EDC et EDML et les premiers profils d'acides carboxyliques pour l'Antarctique vont être disponibles. Un examen préliminaire montre des **tendances opposées pour l'acétate (augmentation en périodes froides) et le formate (augmentation pendant les interglaciaires)**. L'interprétation se fera lorsque l'ensemble des résultats sera disponible, de façon à exploiter les potentialités offertes par les périodes de temps couvertes et les caractéristiques géographiques différentes des deux sites.

1.1.3. Compréhension des bruits de fond naturels : métaux lourds

(C. Boutron, C. Ferrari, P. Gabrielli)

a) Groenland : Estimation du flux de matière extraterrestre

De nombreux nouveaux éléments chimiques ont été mesurés le long de la carotte de GRIP.
Parmi les résultats les plus intéressants figurent ceux obtenus pour l'iridium (Ir) et le platine (Pt),



qui sont de très bons traceurs de la matière extraterrestre (Fig. 3).

Les résultats obtenus montrent que, pendant l'Holocène, l'iridium et le platine provenaient essentiellement des retombées des suies météoritiques produites dans la haute atmosphère (mésosphère), avec des rapports de concentrations proches des rapports météoritiques. Une extrapolation à l'ensemble de la Terre donne un flux **de retombée de matière extraterrestre de l'ordre de 15000 tonnes/an**. C'est l'une des estimations les plus précises jamais obtenues **(Gabrielli et al., 2005)**.

Figure 3. Variations des facteurs d'enrichissement et des flux de retombées de l'iridium et du platine au cours des derniers 100.000 ans à Summit (Groenland).

b) Antarctique : variations naturelles des métaux lourds au cours des derniers cycles climatiques

Nous avons obtenu les premiers profils de variations de nombreux métaux lourds et éléments traces au cours des cycles climatiques successifs grâce à l'analyse de nombreuses sections de la carotte de Vostok (derniers 420 000 ans) et des premiers 2200 m de la carotte EDC (derniers 220 000 ans). Toutes ces mesures montrent des concentrations beaucoup plus grandes au cours des périodes les plus froides, dues aux importantes modifications des cycles naturels de ces éléments au cours des cycles climatiques successifs **(Gabrielli et al., 2005)**.

c) Un cas particulier : le mercure

Le mercure est un métal à fort intérêt environnemental de par sa toxicité et sa capacité à être transporté sur de longues distances. Grâce au développement de nouveaux outils analytiques, nous avons étudié l'évolution du mercure et sa spéciation dans la carotte EDC. Nous observons une évolution similaire des concentrations en mercure total et en poussières dans la glace. La fraction crustale du mercure calculée par différentes méthodes reste faible tout au long de la carotte montrant que cette corrélation n'est pas qu'une question de source.

1.2. Dernière glaciation et Holocène en Antarctique

Les périodes de la déglaciation et de l'Holocène ont été documentées au travers des différents indicateurs contenus dans les carottes de glace de l'Antarctique L'acquisition des résultats et leur interprétation sont plus avancées en ce qui concerne les particules insolubles (poussières) d'origine continentale et les gaz à effet de serre.

1.2.1. Les poussières indicatrices de la circulation atmosphérique autour de l'Antarctique

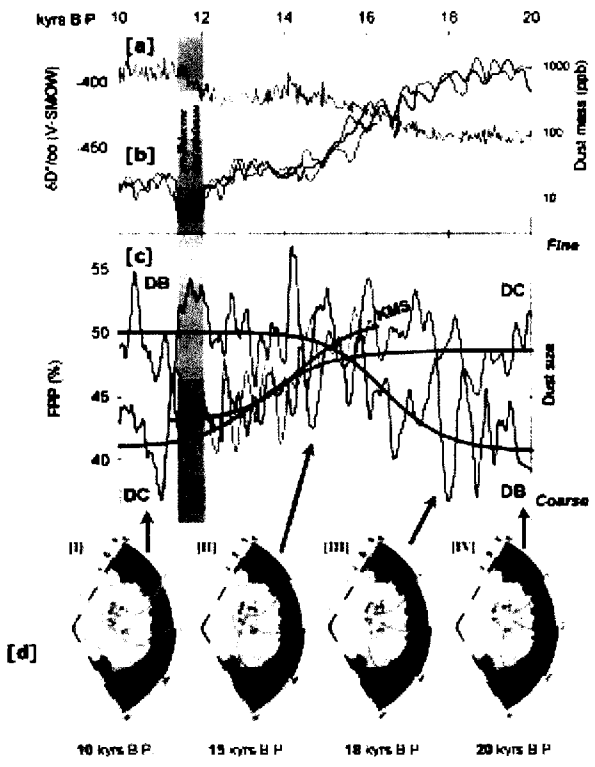
(J.-R. Petit, B. Delmonte)

En respectant un protocole très strict de décontamination de la glace et de mesure avec un appareil Coulter Multisizer II, il a été possible de mettre en évidence et d'interpréter pour la première fois des différence fines dans l'évolution des distributions en taille des poussières.

Cette nouvelle interprétation associe la granulométrie à l'altitude des trajectoires des masses d'air, permettant dès lors de retracer les influences atmosphériques. De plus, l'analyse à haute résolution et la synchronisation précise des carottes EDC et Vostok sur l'Holocène ont permis de mettre en évidence des oscillations dans la circulation atmosphérique autour de ces deux sites.

a) La déglaciation

L'analyse de la taille des poussières continentales dans plusieurs carottes de glace de l'Antarctique de l'Est met en évidence pour la première fois l'évolution des grandes structures de la circulation atmosphérique au-dessus de ce continent **(Delmonte et al., 2004)**. Ainsi, entre la glaciation (il y a 20.000 ans) et le début de la période chaude actuelle (vers 10.000 ans), la taille des poussières dans différents forages (Dôme B, Komsomolskaya, Vostok et EDC) révèle des évolutions contraires. En période de glaciation, Komsomolskaya et EDC contiennent une proportion élevée de poussières fines alors que Dôme B et Vostok présentent une proportion dominante de poussières plus grosses. Mais on observe exactement l'opposé au début de la période chaude actuelle (Fig. 4).
Les poussières contenues dans la glace de l'Antarctique de l'Est sont issues principalement de l'Amérique du Sud. Leur taille moyenne est voisine de 2 microns. Au cours du transport entre les lieux d'émission et de dépôt (plusieurs jours), les grosses poussières sédimentent plus rapidement que les petites. Ainsi, une proportion importante de grosses poussières (CPP-*coarse particles proportion*) traduira un trajet rapide intervenant vraisemblablement dans les basses couches de l'atmosphère, alors que celle de poussières plus fines (FPP-*Fine particles proportion*) sera associée à un transport de plus longue durée à haute altitude. Ce deuxième mode de transport est relié au phénomène atmosphérique de "subsidence", où l'air de haute altitude descend au cœur du vortex polaire.



Nous concluons qu'en période glaciaire, la zone de subsidence influençait les régions d'EDC et Komsomolskaya, et le vortex était alors décalé par rapport au Pôle Sud géographique. Au même moment, les sites de Vostok et Dôme B subissaient l'influence d'arrivées d'air des basses couches, hors vortex polaire. Au cours du réchauffement conduisant à la période chaude actuelle, le vortex s'est déplacé vers une position plus proche du Pôle sud, inversant ainsi l'influence de la subsidence et de l'air des basses couches de l'atmosphère sur ces différentes régions antarctiques.

Figure 4. *Evolution du climat et des poussières au cours de la déglaciation en Antarctique de l'Est*
a) Profil en deutérium (profil de Dôme B)
b) Concentration en poussières (ppb) pour EDC (rouge) Komsomolskaya (bleu) Dome B (noir)
c) Proportion de poussières fines (FPP en %) pour les trois sites
d) Schéma d'interprétation montrant l'évolution progressive de la position du centre du vortex (zone de subsidence) vers une position plus proche du pôle sud géographique.

b) L'Holocène

Le contenu en poussières insolubles des carottes de Vostok et EDC a été étudié en détail pour la période de l'Holocène couvrant 9.000 - 2.500 BP ***(Delmonte et al, 2005)***. Grâce aux empreintes d'une quarantaine d'éruptions volcaniques détectées par la conductivité électrique, la chronologie relative des deux séries a été établie avec une précision de l'ordre de 30 ans.

Sur les 6.500 ans de la période commune aux deux sites, la variabilité des paramètres « poussières » (CPP, FTT, mode) présente des fluctuations bien marquées. Les enregistrements aux deux sites semblent plutôt asynchrones. L'analyse spectrale des paramètres de la distribution révèle une composante importante dans la bande sub-millénaire (150 à 600 ans) avec une bande de variabilité significative et commune vers 200 ans. La bande millénaire n'est pas significative. Une fois filtrés dans la bande à 200 ans, les signaux CPP et FTT des deux sites apparaissent clairement en opposition de phase, cela sur plus de 5500 ans.

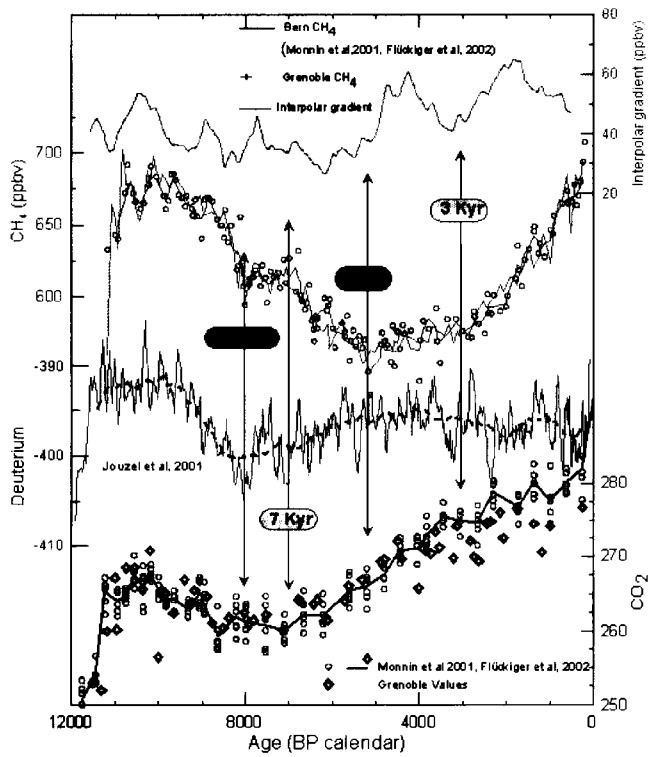
La différence (Δ) des signaux FTT ou CPP aux deux sites révèle les importances respectives de la subsidence ou de l'advection d'air à basse altitude, situation associée à l'influence du vortex polaire. Si notre interprétation était confirmée, la position du vortex oscillerait de telle sorte que les régions de Vostok et de Dôme C se trouveraient alternativement sous l'influence de la subsidence puis sous celle de l'advection, mais de façon opposée. **Ces oscillations présenteraient une périodicité significative de 200 ans sans doute forcée par l'activité solaire (cycle de De Vries à 208 ans) via un lien qui reste a élucider**.

Le paramètre Σ, somme des signaux CPP ou FTT pourrait être associé à l'oscillation antarctique (AAO) qui gouverne les échanges des masses d'air entre les régions internes de l'Antarctique et les basses latitudes. L'énergie que présente son spectre de variabilité dans la bande 150-600 ans pourrait être représentative de la dynamique du système climatique austral (océan–atmosphère - glace de mer-continent).

1.2.2. Variabilité de la composition atmosphérique (gaz à effet de serre)

(J.-M. Barnola, J. Chappellaz, G. Teste, B. Bellier)

Dans le cadre de la thèse de Blandine Bellier, l'effort a porté sur la finalisation des mesures détaillées en CO_2 et CH_4 sur l'Holocène à partir de carottes EDC (CO_2 et CH_4) et GRIP (CH_4).



Ces résultats confirment et précisent les résultats de CO_2 antérieurs, à savoir : un maximum relatif des teneurs en CO_2 de l'ordre de 265 ppmv vers 10.000 BP, suivi par une décroissance lente avec un minimum de 260 ppmv vers 8.000 BP. A partir de 7.000 BP les teneurs en CO_2 augmentent à nouveau pour atteindre 275 ppmv vers 3.000 BP et 280 ppmv juste avant la perturbation anthropique.

Figure 5. *Enregistrements détaillés du CO_2 et du CH_4 au cours de l'Holocène dans la carotte EDC.*
De haut en bas : gradient interpolaire de CH_4, CH_4, Rapport D/H de la glace, CO_2

En collaboration avec nos collègues Suisses de Berne **(Monnin et al., 2004)**, ce profil a été comparé à celui de la carotte antarctique de Taylor Dome publié par Indermuhle et al. (1999). Les profils sont extrêmement similaires, néanmoins des différences temporelles existent, suggérant que la chronologie de Taylor Dome doit être modifiée entre 2.000 et 6.000 BP (accumulation sous estimée durant cette période).

Les nouvelles mesures de CH_4 effectuées sur les carottes EDC et GRIP (Groenland) permettent de détailler l'évolution de ce gaz au cours de l'Holocène et surtout de déterminer l'évolution du gradient interpolaire. Celui-ci suggère notamment que les sources boréales de méthane ont été responsables de la diminution du rapport de mélange durant la 1ère moitié de l'Holocène. On notera que si cette décroissance reproduit l'évolution du CH_4 au cours des trois interglaciaires précédents, l'augmentation ultérieure et son accélération depuis 3.000 ans (combinée à un renforcement des sources tropicales d'après le gradient) sont inhabituelles et pourraient marquer le début de «l'Anthropocène».

1.3. Groenland : variations rapides et téléconnexion Nord-Sud

(J.-M. Barnola, J. Chappellaz, M. Delmotte, C. Goujon, F. Parrenin, D. Raynaud)

1.3.1. L'Eémien et l'entrée en glaciation

Les deux signaux atmosphériques CH_4 et $d^{18}O_2$ ne varient pas conjointement dans le temps ; en les combinant dans un espace de phase, nous avons ainsi pu dater approximativement les différentes couches de glace analysées dans la section perturbée du forage groenlandais GRIP et ainsi proposer une reconstitution du dernier interglaciaire et de l'entrée en glaciation au Groenland. La portion la plus chaude de l'Eémien apparaît manquante dans la stratigraphie de GRIP. Le réarrangement stratigraphique couvrant l'entrée en glaciation révèle un retard de plusieurs milliers d'années du refroidissement groenlandais relativement à celui du plateau antarctique **(Landais et al., 2003).**

Les premières analyses du méthane dans la portion profonde du nouveau forage groenlandais North GRIP ont confirmé que l'enregistrement était non perturbé stratigraphiquement, contrairement à celui de GRIP ***(NorthGRIP Project Members, 2004)***. L'extension de ces mesures dans un futur proche nous permettra de reconstruire dans le détail la séquence d'entrée en glaciation au Groenland et sa relation de phase avec l'Antarctique (par comparaison avec Vostok, EDC et EDML).

En collaboration avec le LSCE, l'observation d'une anomalie dans les rapports isotopiques $d^{15}N_2$ et $d^{40}Ar$ couvrant la transition climatique 5d-5c à Vostok nous a permis de contraindre la relation de phase Groenland/Antarctique lors du premier réchauffement faisant suite à l'entrée en glaciation. Le signal méthane sert là encore de proxy du climat groenlandais. Le réchauffement antarctique apparaît précéder celui du Groenland de ~2000 ans, une relation de phase similaire à celle observée pour les événements Dansgaard/Oeschger majeurs de la fin de la glaciation **(Caillon et al., 2003)**.

1.3.2. Dernière déglaciation

En utilisant le méthane comme marqueur stratigraphique entre les forages groenlandais et antarctiques, nous avions montré en 1997 que l'épisode « Antarctic Cold Reversal » qui interrompait la déglaciation en Antarctique était synchrone avec le Bölling/Alleröd au Groenland. Peu de temps après la publication de nos résultats, une équipe américaine remettait en question cette relation de phase en se basant sur le même outil stratigraphique appliqué au forage côtier antarctique Taylor Dome situé en bordure du shelf de Ross. En collaboration avec les glaciologues australiens, nous avons donc étudié en détail un autre forage côtier antarctique situé en Terre de Wilkes (DSS sur le Law Dome), couvrant la dernière déglaciation avec une excellente résolution temporelle. De manière surprenante, cet enregistrement aboutit à un nouveau scénario dans lequel **l'« Antarctic Cold Reversal » précèderait de plusieurs centaines d'années le réchauffement au Groenland (Morgan et al., 2002)**, rendant ainsi encore plus complexe l'effet régional antarctique de la balance climatique bipolaire.

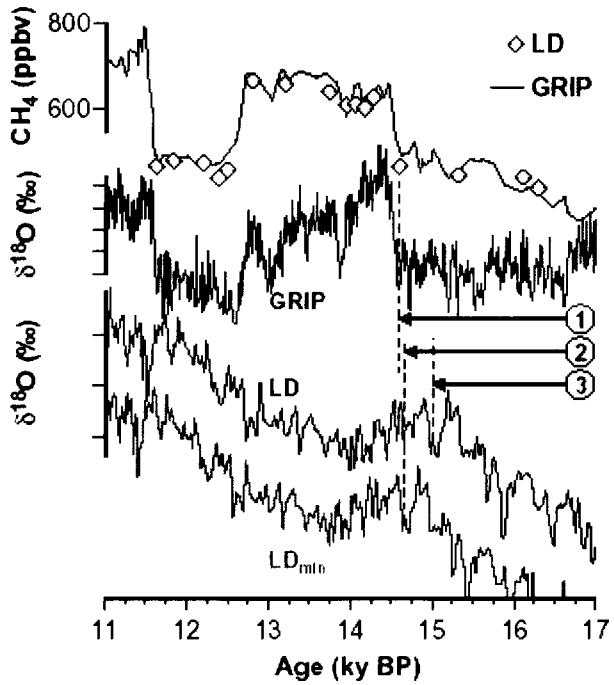


Figure 6. *Relation de phase durant la dernière déglaciation entre le Groenland (GRIP) et un site côtier antarctique (Law Dome, LD), déduite des mesures de méthane (courbe du haut).*
Les chiffres 1, 2 et 3 correspondent à des marqueurs particuliers. LD et LD_{min} correspondent à deux scénarios d'amplitude de changement de température et d'accumulation à Law Dome.

1.3.3. Extension aux quatre cycles précédents : périodicités et relation Nord/Sud

La carotte de GRIP a mis en évidence durant les stades isotopiques marins 2, 3, 4 et 5 (dernière glaciation) l'existence de variations rapides du climat au Groenland. Au cours de ces événements, le CH_4 atmosphérique réagit en phase, comme cela a été démontré par l'analyse conjointe des isotopes des gaz permanents dans les mêmes bulles d'air. Nous avions donc proposé d'utiliser le signal méthane dans le forage de Vostok comme traceur de la dynamique climatique dans l'hémisphère nord au-delà de la dernière glaciation. Pouvaient ainsi être abordées (1) la fréquence et l'amplitude des événements climatiques abrupts au cours des derniers 400.000 ans, (2) la relation de phase entre hautes latitudes Sud et Nord liée à ces événements. Ce projet participait aussi aux avancées au sein du sous-thème 3B "Datation des forages".

Les mesures haute résolution du CH_4 menées en collaboration avec Ed Brook (U. Vancouver, USA) ont permis de mettre en évidence des événements à l'échelle milléniale durant les stades isotopiques marins 6, 7 et 8 (Fig. 7). Les périodicités associées se situent entre 2000 et 5000 ans, comparables à celles observées durant la dernière glaciation **(Delmotte et al., 2004)**. Cette observation indépendante des enregistrements marins indique que la variabilité climatique rapide est une caractéristique des glaciations récentes.

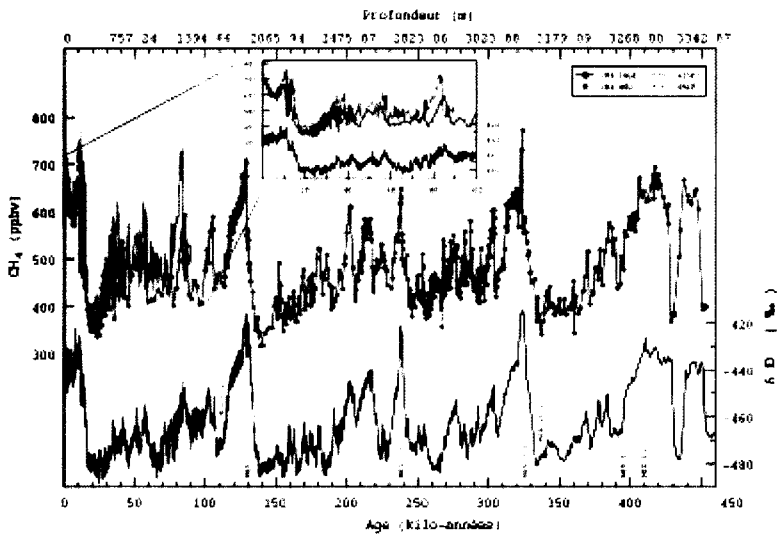


Figure 7. *Profil à haute résolution temporelle du méthane atmosphérique sur la carotte de Vostok, en regard des variations du rapport isotopique dD de la glace.*

Plusieurs datations possibles de la glace de Vostok ainsi que différents scénarios d'entrée des modèles de densification ont permis d'estimer la relation de phase CH_4-température antarctique, en considérant plusieurs largeurs de fenêtres temporelles. Le méthane atmosphérique (et donc a priori la température au Groenland) est en moyenne « en retard » sur la température antarctique de **1100 ± 200 ans** pour des fenêtres temporelles allant de 50.000 à 400.000 ans. Ce déphasage est comparable à celui observé durant la dernière glaciation et traduit en réalité la bascule bi-polaire caractéristique des événements milléniaux majeurs **(Delmotte et al., 2004)**.

1.4. Période récente : caractérisation de l'état naturel, mise en évidence de la perturbation anthropique

1.4.1. Régions polaires

a) Métaux lourds au cours des derniers siècles (effets anthropiques)

(C. Boutron, C. Ferrari, P. Gabrielli)

Au centre du Groenland (Summit), nous avons obtenu les premiers profils de variation des isotopes du plomb et du strontium au cours des deux derniers siècles. En Antarctique, les derniers siècles ont été étudiés en 3 sites : le Law Dome (en collaboration avec l'Australian Antarctic Division), la Terre de Coats (en collaboration avec le British Antarctic Survey), et la Terre de la Reine Victoria. A titre d'exemple, la Fig.8 montre les variations du rapport isotopique $^{206}Pb/^{207}Pb$ pour chacun des 3 sites, avec de très faibles valeurs de ce rapport dès la fin du 19^{e} siècle, caractéristiques d'une pollution de l'Antarctique par le plomb dès cette époque **(Van de Velde et al., 2005)**.

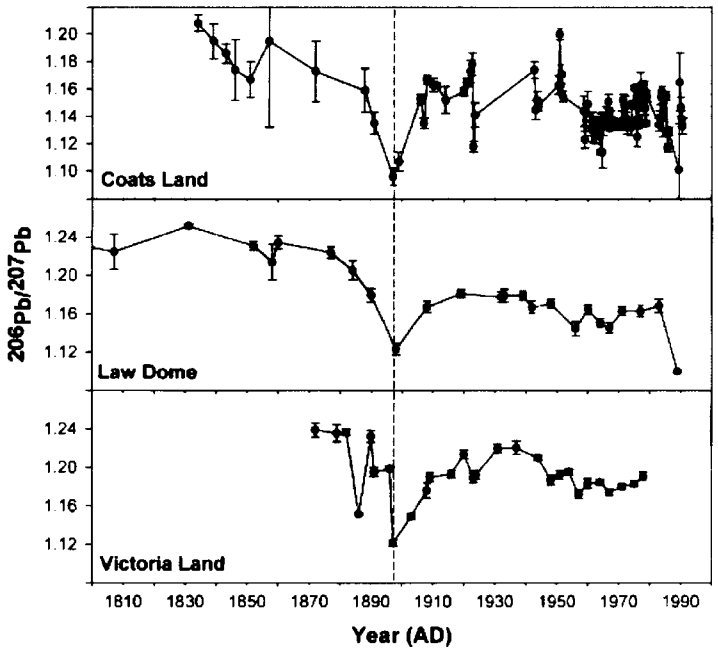


Figure 8. *Variations du rapport isotopique $^{206}Pb/^{207}Pb$ dans les neiges de l'Antarctique au cours des derniers siècles en 3 sites différents.*

b) Evolution récente des gaz-traces (effet anthropique)

(J.-M. Barnola, S. Bernard, J. Chappellaz, P. Martinerie, E. Nourtier-Mazauric, G. Teste)

Le projet européen CRYOSTAT, faisant suite au projet FIRETRACC-100, a permis de compléter nos travaux sur l'évolution de la composition atmosphérique en gaz-traces sous l'influence anthropique au cours des deux derniers siècles. Les actions majeures côté LGGE ont porté sur l'analyse des isotopes du méthane et de l'hémioxyde d'azote dans le névé et la glace polaire, et sur l'étude de composés organo-halogénés par une double approche de modélisation : modèle photochimique atmosphérique bidimensionnel et modèle de diffusion des gaz dans le névé.

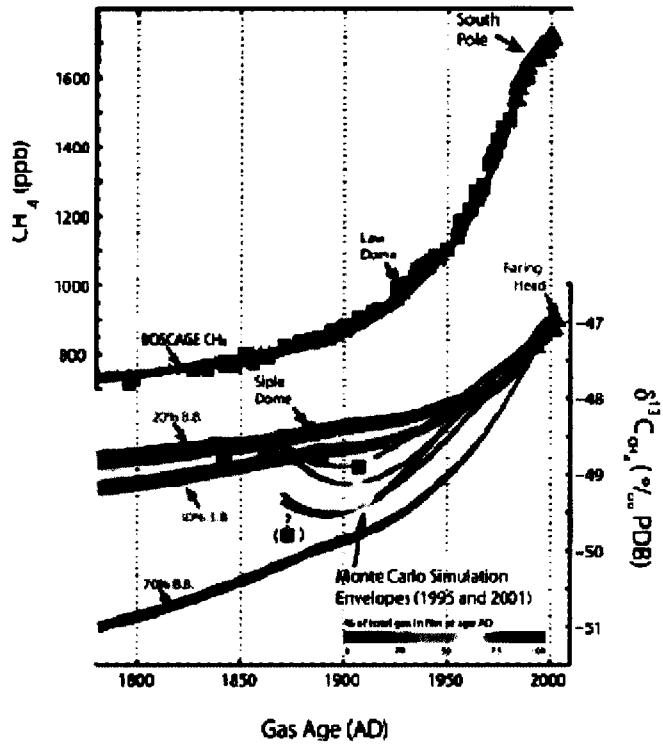


Figure 9. *Evolution comparée du rapport de mélange (en haut) et du rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ (en bas) du méthane au cours des derniers 200 ans.*
Les courbes en dégradé arc-en-ciel correspondent à l'enveloppe des scénarios compatibles avec les mesures dans le névé de Pôle Sud sur les prélèvements de 1995 et de 2001.
Les courbes noire, verte et rouge correspondent au rapport isotopique calculé par le modèle BOSCAGE-8 selon les scénarios où la source anthropique de feux de biomasse représente respectivement 20%, 30% ou 70% du total de cette source aujourd'hui.

Concernant les isotopes du méthane, nous avons analysé le rapport $^{13}C/^{12}C$ sur une nouvelle série d'échantillons d'air prélevés dans le névé de Pôle Sud en 2001 (ce site donne accès à l'air le plus ancien prélevé dans ce milieu, environ un siècle), fournie par T. Sowers de l'Université PennState (USA). Par comparaison avec nos mesures antérieurement réalisées sur un prélèvement au même site en 1995, nous avons pu établir une tendance sur cette période de +0,06 ± 0,02 ‰ par an **(Sowers et al., 2005)**. Conjuguées aux mesures dans la glace pré-industrielle et testées avec le modèle en boîte de l'atmosphère BOSCAGE-8, les mesures dans le névé permettent pour la première fois de quantifier **l'évolution du rapport $^{13}C/^{12}C$ du CH_4 depuis 1820 : +1,8 ± 0,2 ‰** (Fig. 8), et de montrer que cette évolution est compatible avec une **augmentation de la source « feux de biomasse » de 16 Tg/an (Sowers et al., 2005)**.

Nous avons conduit une première investigation des isotopes stables du N_2O ($^{15}N/^{14}N$ et $^{18}O/^{16}O$, isotopologues intramoléculaires ^{15}N-^{14}N-O et ^{14}N-^{15}N-O) en collaboration avec T. Röckmann et J. Kaiser (Institut Max-Planck de Heidelberg) sur l'air du névé de Berkner Island et de North GRIP ainsi que sur la glace préindustrielle antarctique **(Bernard et al., sous presse)**. La mise au point d'une nouvelle technique d'extraction des gaz sur des échantillons de ~1kg de glace, par fusion et cryopompage, s'est avérée fructueuse pour ces isotopologues. Les tendances observées sont toutes négatives, avec une évolution de -2.8 ‰, -2.4 ‰, -3.2 ‰ et –1.6‰ entre 1700 et aujourd'hui, respectivement pour le $d^{15}N_2O$, le $d^{15}N$-^{14}N-O, le ^{14}N-$d^{15}N$-O et le $dN_2{}^{18}O$. Ces tendances sont quantitativement explicables par **la part croissante de l'agriculture (usage des fertilisants) dans le bilan du N_2O**.

Un modèle bidimensionnel de chimie troposphérique et stratosphérique a été contraint par des données historiques d'émissions (1908-2003) pour simuler les concentrations de 18 hydrocarbures halogénés. Les résultats ont été validés par comparaison avec des données de surface (AGAGE, CMDL), et récemment avec des données de colonne totale et de tendance stratosphérique de CFC-12 (post-doctorat E Nourtier-Mazauric, 2004-2005). Les résultats sont très satisfaisants et montrent que pour la plupart des espèces, les tendances modélisées sont cohérentes avec les observations dans la limite des incertitudes sur les émissions et concentrations atmosphériques.

Ces tendances validées ont été utilisées en entrée du modèle de diffusion des gaz traces au LGGE, pour être comparées aux données des 5 sites de prélèvement FIRETRACC et CRYOSTAT. Les

résultats sont également globalement cohérents. Ils permettent donc de prolonger dans le passé les estimations de tendances historiques pour ces gaz et confirment l'absence de sources naturelles significatives. Les champs atmosphériques de composés halogénés modélisés pour l'ensemble du XX^{ème} siècle ont été transmis à l'Université de Reading, pour estimation de leur impact radiatif.

Des changements temporels significatifs de la durée de vie des composés détruits dans la stratosphère ont été obtenus (Fig. 10). Ils reflètent le délai nécessaire au transport de ces composés de leur zone d'émission (au niveau du sol) à leur zone de destruction (la stratosphère). Ceci induit un biais significatif dans le bilan de ces espèces calculé avec des modèles troposphériques, qui n'évaluent pas explicitement leur perte chimique.

La fin du post-doctorat d'E. Nourtier-Mazauric est actuellement consacrée à la rédaction d'une première publication sur les CFCs, CCl_4 et SF_6.

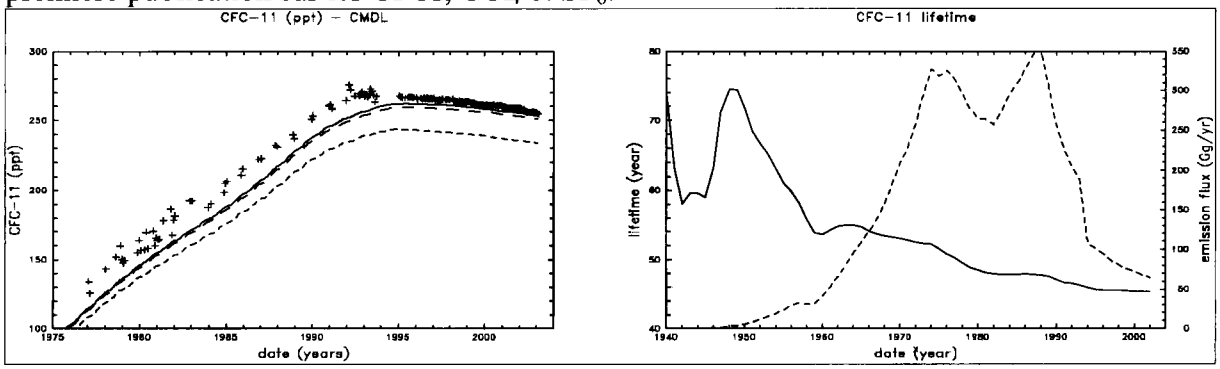


Figure 10. *A gauche : tendance atmosphérique du CFC-11 à Pôle Sud (croix : mesures du CMDL, trait continu : concentrations modélisées, pointillés courts : test de l'effet d'une durée de vie fixe et homogène, pointillés longs : test de l'effet d'une durée de vie fixe en moyenne globale mais en conservant la structure spatiale calculée de la perte chimique). La durée de vie imposée pour les tests correspond à un champ de concentration à l'équilibre.*
A droite : flux d'émission (pointillé) et durée de vie moyenne globale du CFC-11. A noter qu'au début des émissions du CFC-11 (1937), sa durée de vie est infinie car il n'a pas encore atteint sa zone de destruction.

c) Etude des fractionnements isotopiques indépendant de la masse et la relation chimie-climat

(J. Savarino, M. Baroni)

L'étude des fractionnements isotopiques indépendants de la masse pour l'oxygène ouvre un champ d'applications particulièrement vaste. Ceci tient au fait que cette anomalie isotopique est intimement liée à la chimie de l'ozone et est marquée sur des molécules stables de fin de chaîne d'oxydation. Ces anomalies isotopiques indépendantes de la masse pour le soufre nous informent sur la nature et l'importance des éruptions volcaniques enregistrées dans les carottes de glace. Elle nous permet pour la première fois de nous affranchir des conditions de lessivage et de dépôt.

➢ Les éruptions volcaniques

L'analyse des compositions isotopiques en oxygène du sulfate mesurées sur des horizons volcaniques collectés dans la neige de Pôle Sud montre que l'éruption stratosphérique du Pinatubo possède une anomalie (~5 ‰) alors qu'elle est quasi inexistante pour la plus grande éruption stratosphérique du dernier millénaire, l'événement inconnu de 1259 AD (~0.7 ‰). Selon le cadre classique des théories d'oxydation de SO_2, ce résultat n'a pas d'explication. Les quantités de soufre injectées par ces deux éruptions diffèrent d'un facteur 20. Nous avons donc émis l'hypothèse que la quantité de soufre injectée par l'éruption de 1259 était telle que l'oxydation de SO_2 s'en trouvait complètement modifiée **(Savarino et al., 2003).**

Les éruptions du Pinatubo et de 1259 AD ont été simulées dans un modèle 2D de chimie/transport en injectant respectivement 15 et 320 MT de SO_2 dans la stratosphère. Une réaction d'oxydation de SO_2 supplémentaire est alors nécessaire pour concilier les mesures isotopiques. Par les interactions

entre la chimie du soufre et celles de l'ozone et de OH, cette réaction domine l'oxydation de SO_2 durant les 6 premiers mois dans le cas de l'éruption de 1259 AD alors qu'elle est négligeable dans le cas de l'éruption du Pinatubo. Il nous reste cependant à évaluer précisément les conséquences sur le temps de vie de SO_2 dans la stratosphère lorsqu'une telle chimie se développe.

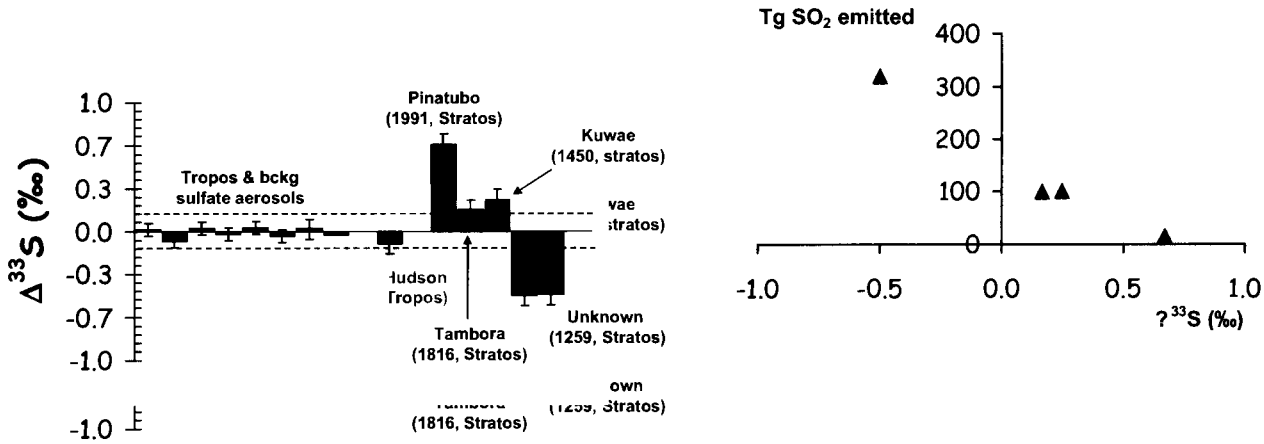


Figure 11. *A gauche : anomalie en soufre 33 de différentes éruptions volcaniques enregistrées dans la glace. A droite : corrélation entre quantité de SO_2 émise et anomalie en soufre 33.*

Concernant les isotopes du soufre pour ces mêmes événements volcaniques et d'autres sources de soufre, les résultats sont particulièrement spectaculaires et prometteurs : **seules les éruptions stratosphériques présentent une anomalie en soufre 33. Cette anomalie semble corrélée avec les quantités de soufre émises dans la stratosphère** (Fig 11) **(Savarino et al., 2003).** Ces premiers résultats suggèrent donc qu'il est possible de déterminer à partir des isotopes du soufre tout aussi bien la nature stratosphérique ou troposphérique que l'importance d'une éruption volcanique.

L'étude systématique des enregistrements volcaniques dans la glace via leurs signatures isotopiques nous permettra de quantifier le forçage radiatif de ces éruptions dans le passé, de manière beaucoup plus précise qu'auparavant.

- **Les feux de biomasse**

Notre étude menée sur la glace du Groenland a mis en évidence une perturbation importante de la capacité oxydante de l'atmosphère arctique au début du XX^{ème} siècle, probablement due aux importants feux de la forêt boréale à cette période. Le changement synchrone de composition isotopique en oxygène des nitrates et des sulfates indique un changement brutal des modes d'oxydation de ces deux espèces **(Alexander et al., 2004)**, sans pour autant que les concentrations de ces espèces mesurées dans la glace ne montrent un quelconque changement.

- **Formation du sulfate en milieu océanique**

L'utilisation du modèle 3D de chimie-transport de l'Université de Harvard (GEOS-CHEM), appliqué aux données isotopiques du sulfate océanique prélevé durant la campagne INDOEX, indique une voie non négligeable de formation de sulfate sur l'aérosol marin **(Alexander et al ., 2005)**. Bien que limitée aux régions où sévissent tempêtes et mers formées, cette voie de formation des sulfates par oxydation de S par O_3 sur de l'aérosol alcalin pourrait jouer un rôle de première importance pour les enregistrements glaciologiques de l'Antarctique.

1.4.2. Glaciers andins

La partie tropicale de l'Amérique du Sud joue un rôle important dans la circulation atmosphérique générale en raison de la forte activité convective qui y est observée et des phénomènes atmosphériques à grande échelle qui y prennent place (existence et déplacements de la zone de convergence intertropicale et des cellules de Hadley, ENSO - El Niño dans l'océan Pacifique). C'est de plus une région sensible où interagissent plusieurs réservoirs (systèmes nuageux et précipitants,

forêt tropicale humide, sols érodables, volcanisme éruptif ou quiescent, océan) et dont l'influence semble s'étendre au moins jusqu'à la péninsule Antarctique. Des modifications importantes de ce système ont commencé à se produire depuis quelques décennies et vont s'intensifier en liaison avec les développements industriels et agricoles, touchant non seulement le cycle de l'azote et du soufre, mais aussi ceux d'autres composés minéraux et organiques. Une bonne connaissance de l'état de bruit de fond de la région (hors influence anthropique) est indispensable pour comprendre l'effet de l'anthropisation sur les échanges de matière entre les différents réservoirs.

Dans ce contexte, l'étude exhaustive de carottes de glace andines est susceptible de fournir un ensemble complet de proxies climatiques et environnementaux. Les études antérieures disponibles étaient limitées à la composition isotopique de la glace ($d^{18}O$ et dD) (changements de régime des précipitations et variabilité climatique), et la masse des poussières insolubles (outil de datation par repérage des alternances saisons sèches - saison humide).

a) Modélisation régionale du cycle des isotopes de l'eau : le cas andin
(K. Sturm, G. Krinner, G.Hoffmann/LSCE)

L'interprétation des isotopes de l'eau dans les forages andins est plus compliquée que pour les forages polaires : il n'y a pas de relation évidente entre composition isotopique et température du site, et les sites eux-mêmes sont des sommets de montagnes, et donc pas forcément représentatifs de la circulation à grande échelle.

Pour progresser dans cette interprétation, nous avons introduit le schéma d'isotopes de l'eau du modèle global ECHAM dans le modèle régional atmosphérique REMO. Ce modèle régional, avec sa résolution de l'ordre de 50 km, est mieux à même de représenter la barrière Andine (qui culmine à ~5000m dans REMO contre ~2000m dans ECHAM, seul modèle doté d'un schéma pronostique des isotopes de l'eau). Le cycle des isotopes simulé par REMO a d'abord été validé pour l'Europe **(Sturm et al., sous presse)**. Ensuite, il a été appliqué à et revalidé pour l'Amérique du Sud **(Sturm et al., J. Geophys. Res., soumis)**. Ces deux études ont démontré l'applicabilité générale du $REMO_{iso}$ pour des études du cycle des isotopes de l'eau pour des climats assez différents. Ensuite, $REMO_{iso}$ a été appliqué pour une étude d'impact de la variabilité du système de mousson sud-américaine (SAMS) sur les isotopes de l'eau dans les précipitations en Amérique du Sud, en particulier dans la région andine **(Sturm et al, J. Climate, soumis).** Cette étude a permis de montrer que les signaux ressemblant à ENSO détectés dans les carottes andines sont probablement fortement influencés par une variabilité associée du SAMS dans le secteur atlantique, ce qui rend l'interprétation du signal délicate.

b) Caractérisation du bruit de fond naturel : acidité atmosphérique et influence du volcanisme
(M. de Angelis, H. Bonnaveira, R. Delmas, P. Wagnon)

La première caractérisation du bruit de fond atmosphérique et de son évolution est en cours à partir d'une carotte de glace de 137 m extraite de la zone sommitale de l'Illimani en Bolivie (6430m, 16°39'S, 67°47'W) en 1999, grâce à une collaboration antre l'UR Great Ice de l'IRD et le Paul Scherrer Institut de Berne. Des calculs de rétro-trajectoires montrent que l'humidité arrive actuellement sur ce site essentiellement de l'Océan Atlantique à travers le bassin amazonien (F. Vimeux, communication personnelle). La localisation du maximum d'activité du tritium (tests thermonucléaires de 1963), le profil de conductivité électrique et un modèle glaciologique de densification et d'écoulement ont permis de proposer que le fond de la carotte remonte à la fin de la dernière période glaciaire **(Knüsel et al., 2002)**.

L'étude en continu et sur les mêmes aliquotes des cinquante premiers mètres de la carotte a été effectuée en parallèle par chromatographie ionique au LGGE et par spectrométrie de masse au LMTG (Thèse d'A. Correia). Des mesures de la masse de particules insolubles ont également été réalisées. Au dessous de 50 m, seules des analyses par chromatographie ionique sont disponibles à ce jour.

Datation : Reconstitution du signal saisonnier dans la carotte de glace

L'accumulation moyenne mesurée en surface sur le site de l'Illimani est de 140 cm d'eau ; dans la partie supérieure où l'amincissement est faible, nous avons obtenu une très haute résolution temporelle de l'ordre de l'intra-mensuel (650 échantillons pour 50 m). Deux datations établies indépendamment en utilisant l'alternance de minima et de maxima observée sur les profils obtenus par IC d'une part et ICPMS (essentiellement l'aluminium) d'autre part ont abouti à une chronologie détaillée qui montre que les 50 premiers mètres de la carotte couvrent la période 1919 – 1998, avec une incertitude meilleure qu'un an de 1963 à 1998.

➢ Validation du signal

Nous avons réalisé de 2001 à 2003 au voisinage du site de forage une série de campagnes de prélèvements et de mesures in-situ destinées à caractériser les phénomènes post-dépôt liés à la sublimation, au dépôt sec et à la percolation et à évaluer leur incidence sur les enregistrements des traceurs chimiques et isotopiques conservés dans les couches de neige. Nous avons montré qu'environ 30% des précipitations se produisaient pendant la saison sèche et que **ni la sublimation ni le dépôt sec ne pouvaient quantitativement expliquer les pics observés qui correspondent effectivement à la déposition de neiges plus chargées** (thèse de H. Bonnaveira). Ce résultat est cohérent avec les études satellitaires qui montrent que les panaches éoliens ont un maximum d'activité en fin de saison sèche.

➢ Acidité et enregistrement du volcanisme tropical

Nous avons caractérisé l'origine de l'acidité de la neige et évalué l'influence du volcanisme régional et global sur la composition atmosphérique du dernier siècle **(de Angelis et al., 2003)**.

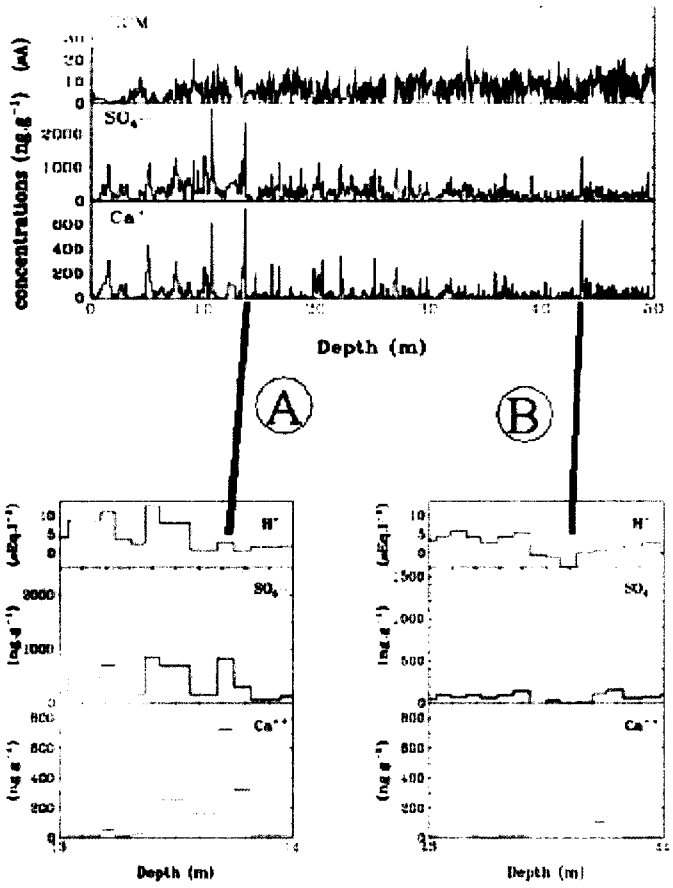


Figure 12. *Pics de sulfate correspondant aux deux maxima absolus de calcium du profil. L'un contient une proportion significative d'acide sulfurique (A, éruption volcanique), dans l'autre la totalité du sulfate est sous forme de gypse et on observe un excès de carbonate (B, dépôt de loess). H^+ = ([Σanions] - [Σcations])*

En régions polaires et sous les conditions climatiques actuelles, le sulfate est présent en large majorité sous forme d'acide sulfurique d'origine marine (oxydation du DMS) auquel se superposent

des pics d'acide sulfurique d'origine volcanique. Les pics sont très facilement localisables par des mesures non destructives de conductivité électrique, permettant une première datation in situ des carottes. Comme le montre la Fig. 12, il n'existe pas de relation triviale entre les profils d'ECM et de sulfate à l'Illimani. Une première raison est que le signal d'ECM est considérablement affaibli dans les couches de cendre et de poussière, comme le montrent les très faibles valeurs observées dans les pics de calcium. D'autre part, et contrairement à ce qu'on observe dans les régions polaires **le sulfate n'est pas présent uniquement sous forme d'acide sulfurique. Il est en partie constitué de sulfate de calcium primaire (gypse) ou formé durant le transport par la réaction des aérosols carbonatés avec l'acide sulfurique atmosphérique**. En faisant l'hypothèse que cette réaction est complète, c'est à dire que tout le calcium est sous forme de sulfate de calcium, nous avons calculé la fraction de sulfate non neutralisée, ou sulfate acide ($[SO_4^{2-}exc] = [SO_4^{2-}] - [Ca^{2+}]$). Les pics de sulfate correspondant aux pics de calcium les plus élevés du profil sont présentés dans la partie inférieure de la Fig.12. Le sulfate total est tracé en traits clairs ; la fraction non neutralisée par le calcium ($SO_4^{2-}{}_{exc}$), tracée en traits plus foncés, est significative dans le cas du pic A (pic volcanique, formation de gypse secondaire par neutralisation partielle de H_2SO_4 à la surface d'aérosols carbonatés), mais nulle dans celui du pic B (pic d'origine détritique formé de gypse primaire). **Sur l'ensemble du profil, la fraction de sulfate non neutralisée représente ~ 90% de l'acidité de la neige.**

Nous avons confirmé l'arrivée des nuages volcaniques émis lors des éruptions du Pinatubo (VEI 6) en 1991, de l'Agung (VEI 4) en 1963 et du Tambora (VEI 7) en 1815, mais en modifiant l'interprétation du profil d'ECM via l'étude détaillée des arrivées successives de poussières et de gaz provenant de ces trois éruptions majeures : nous montrons qu'elles ont perturbé la composition atmosphérique de la région pendant deux à trois ans. Les trois maxima d'ECM correspondent effectivement à des pics d'acidité et de sulfate acide, mais ils sont précédés de pics de sulfate acide plus élevés combinés à une acidité libre significative. Pour les 3 éruptions, ce premier pic de sulfate acide est associé à d'importantes retombées de calcium, expliquant l'effondrement du signal d'ECM, ainsi que de fortes teneurs en halogènes (Pinatubo et Tambora). Dans le cas du Pinatubo (meilleure résolution temporelle), on constate une première arrivée purement acide, immédiatement suivie d'une arrivée mixte (calcium, sulfate acide). Nous attribuons ce premier ensemble de pics à l'arrivée du nuage troposphérique contenant à la fois des gaz acides et des cendres (on peut observer un second passage la même année pour le Pinatubo et l'Agung). Cette signature troposphérique est suivie, pendant un (Agung) à deux ans (Pinatubo, Tambora) par des retombées d'acide sulfurique, ne contenant que peu ou pas de poussières ou d'halogènes, attribuables à des apports stratosphériques. La durée et l'amplitude de la perturbation stratosphérique semblent directement liées à la force de l'éruption.

Cette étude a permis, pour la première fois, de suivre en détail en région tropicale l'influence d'événements volcaniques majeurs et a fourni des éléments utiles à la compréhension de échanges stratosphère-troposphère. Elle a également permis de mettre en évidence l'influence de l'acidification atmosphérique sur les flux de retombées et en particulier sur la mise en solution partielle de l'apport continental. Plus généralement, elle démontre la qualité et l'utilité de carottes telles que celle de l'Illimani pour la reconstruction des atmosphères passées en région tropicale.

c) Effet anthropique : le cas des métaux lourds

(C. Boutron)

Des données préliminaires sur l'évolution de nombreux métaux et des isotopes du plomb et du strontium au cours des derniers siècles dans la région andine ont été obtenues grâce à l'analyse d'une carotte prélevée au sommet du Sajama (altitude 6542 m) en Bolivie dans le cadre d'une collaboration avec l'Université de l'Ohio **(Hong et al., 2004)**. Les variations observées sur la Fig. 13 ont pu être reliées aux émissions anthropiques des métaux en Amérique du Sud, notamment celles dues aux activités d'extraction et de production de métaux comme le cuivre, le zinc, l'argent, le plomb et le cadmium au Pérou, au Chili et en Bolivie.

Les facteurs d'augmentation observés sont à comparer à ce que nous avons mesurés dans les Alpes : grâce à une collaboration avec l'Institut Paul Scherrer de Villigen, l'analyse très détaillée de 2 carottes de neige/glace prélevées au Col Gnifetti, à une altitude de 4450 m dans le Massif du Mont Rose nous a permis d'obtenir les premiers profils de variation de nombreux métaux et des isotopes du plomb des années 1650 à nos jours. Les augmentations sont très variables : négligeables pour l'or ou l'uranium, mais pouvant atteindre un facteur d'augmentation de 35 pour le Cadmium **(Barbante et al., 2004).** Dans la partie la plus récente, ces augmentations ont pu être reliées quantitativement aux flux d'émissions des pays de l'Europe de l'Ouest.

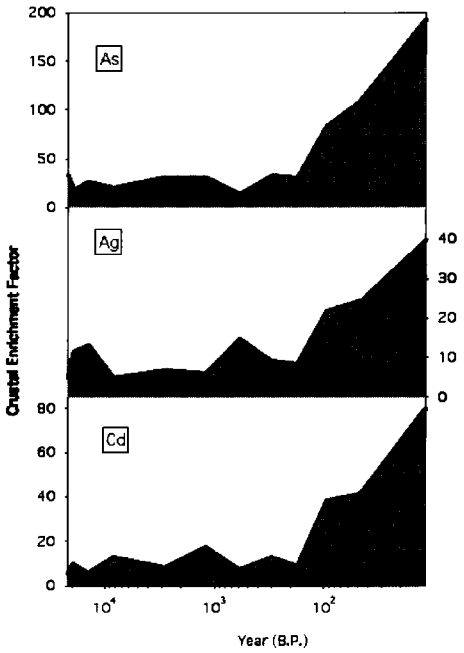


Figure 3b

Figure 13. *Sajama (Bolivie) : variations des facteurs d'enrichissement crustaux de l'arsenic, de l'argent et du cadmium d'il y a 20000 ans à nos jours*

1.4.3. Himalaya : Evolution récente de la température estivale en Himalaya

(J. Chappellaz, S. Hou, D. Raynaud)

Les relations privilégiées que nous maintenons avec les glaciologues chinois se sont traduites récemment par l'accueil longue durée au LGGE et au LSCE de Hou Shugui, chercheur au laboratoire de glaciologie de Lanzhou (Chine). Ce séjour a permis d'effectuer des mesures détaillées des teneurs en méthane et de la teneur en gaz de deux forages obtenus sur un col nord du Mont Everest, à 6500 m d'altitude.

Les mesures de méthane, susceptibles d'aider à mieux contraindre la distribution spatiale de ce gaz au cours du temps et donc son bilan, ne sont encore qu'en cours d'interprétation, du fait d'artefacts importants modifiant la composition atmosphérique initiale. En revanche, nous avons pu exploiter le signal de teneur en gaz d'une manière singulière : celui-ci au premier ordre apparaît être sensible à l'intensité des épisodes de fonte estivale à la surface du glacier. Elle nous permet de tracer la tendance de ces épisodes sur les derniers 1000 ans. Le 20ème siècle ressort nettement comme celui le plus affecté par les épisodes de fonte estivale, et donc le plus chaud. En revanche, nous n'observons pas de tendance claire associée au Petit Age de Glace ou à l'Optimum Médiéval **(Hou et al., Clim. Of the Past, soumis)**.

1.5. Développements analytiques

1.5.1. Isotopie de l'oxygène et du soufre

(J. Savarino, M. Baroni, S. Morin)

L'isotopie complète de l'oxygène et du soufre (incluant l'analyse de ^{17}O en sus de ^{16}O et ^{18}O, et de ^{33}S et ^{36}S en sus de ^{34}S et ^{32}S) nécessite d'importants développements analytiques car l'analyse sur

une molécule comme O_2 est extrêmement sensible à la contamination et celle sur SF_6 est compliquée par l'utilisation de produits fluorés hautement toxiques. Un 2ème laboratoire des isotopes stables a été construit, comprenant un nouveau spectromètre de masse Finnigan Mat253 et de nombreux périphériques associés (flux continu, chromatographies liquide et gazeuse, ligne à vide). Le lourd montage financier (Prix Balzan, Europe, mi-lourds, ACI) ayant nécessité du temps après l'embauche de J. Savarino (octobre 2001), le laboratoire n'est pas encore opérationnel à 100%. L'analyse des isotopes du soufre s'effectue donc encore en collaboration (PICS, financement région) avec l'UCSD de San Diego, la préparation des échantillons se déroulant au LGGE. L'analyse des isotopes de l'oxygène est en revanche bien avancée ; les premières mesures ayant été obtenues lors du stage M2R de S. Morin. Le spectromètre de masse a été intercalibré (standard UCSD et Heidelberg), et ses performances évaluées pour nos conditions d'utilisation. L'introduction « offline » par Dual Inlet atteint des reproductibilités de l'ordre de 0.1‰ sur $d^{18}O$ et 0.05 ‰ sur $d^{17}O$, pour des quantités d'O_2 de l'ordre de quelques micromoles (soit plusieurs litres de neige et glace pour l'analyse sur les sulfates et les nitrates). Pour des quantités plus faibles, nous utilisons une interface « Gasbench » sous flux continu d'hélium, largement modifiée pour réduire les « blancs » au plus bas. D'après les premiers tests, il serait possible de descendre au-dessous de 50 nmol tout en conservant une bonne précision, réduisant ainsi la taille des échantillons d'un facteur 20 au minimum.

1.5.2. Isotopie du monoxyde de carbone

(J. Chappellaz, S. Bernard, J. Mak)

En collaboration avec J. Mak (Université de Stony Brook, USA) qui a effectué plusieurs séjours comme chercheur invité au LGGE, les moyens analytiques nécessaires pour étudier les isotopes stables de CO ($^{13}C/^{12}C$ et $^{18}O/^{16}O$) ont été développés au LGGE. Il s'agit d'un système de pré-concentration en flux continu, autonome par rapport au système existant pour les isotopes du méthane, et qui permet de travailler sur 400 ml d'air à 50 ppbv de CO, avec une précision de l'ordre de 0,2‰.

En parallèle, un nouveau système d'extraction des gaz de la glace sur de gros échantillons a été développé et testé avec succès pour les isotopes de CO ***(Thèse de S. Bernard)***. Le principe repose sur la fusion contrôlée dans une cellule en verre, fermée par un joint en indium, les gaz extraits étant redirigés par cryopompage en continu vers un piège en inox électropoli de 14 cm^3 maintenu à la température de l'hélium liquide. Ce système a également été utilisé avec succès pour les isotopes stables de l'hémioxyde d'azote **(Bernard et al., sous presse).**

1.5.3. Cartographie des impuretés solubles et insolubles dans le matériau glace par micro-fluorescence X

(MC Morel-Fourcade, JM Barnola, M de Angelis, P Duval, P Possenti, R Pieritz, G Durand)

La localisation des impuretés solubles et insolubles, aux joints de grains ou à l'intérieur des cristaux de glace, est un intérêt rémanent des différentes thématiques du laboratoire. C'est dans ce but qu'a débuté en septembre 2002 un projet de localisation et de cartographie élémentaire par fluorescence X des impuretés dans la glace utilisant la ligne ID21 de l'ESRF.

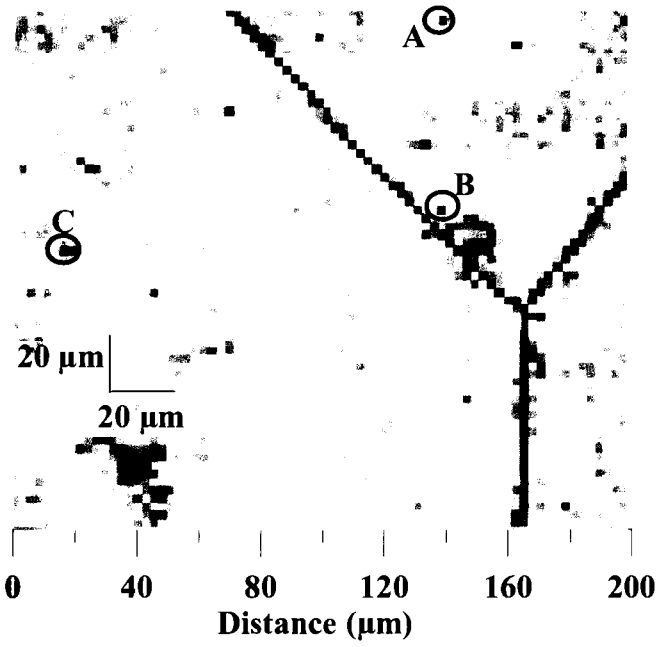
En collaboration étroite avec l'atelier et les techniciens de l'ESRF, nous avons conçu un système de refroidissement du porte-échantillon, le challenge étant de maintenir un échantillon de glace (∅ 11 mm, épaisseur 5 mm) à une température inférieure à –100°C dans une enceinte sous vide (10^{-5} mbar) elle-même à température ambiante. Le fond du porte-échantillon est donc relié à une tresse en cuivre, fixée par son autre extrémité au socle en cuivre d'un dewar rempli d'azote liquide. Le fond du porte-échantillon est ainsi maintenu à –140 °C par conductivité thermique. Il est rendu étanche avec un film d'Ultralene®. Des essais effectués sur de la glace synthétique ont montré qu'il n'y avait ni contamination ni sublimation notable de l'échantillon, même après 30h d'analyse.

Cette méthode permet de faire des cartographies élémentaires de la partie supérieure (50 µ) durant plusieurs heures sans modification apparente de l'état de surface des échantillons. Suivant l'énergie du faisceau de rayons X incident, il est possible d'accéder aux éléments de masses inférieures ou

égales à celle du calcium (faisceau de photons incidents réglé à 4.5 keV, permettant une fluorescence maximum pour le calcium) ou à celle du soufre (faisceau réglé à 2.5 keV). Dans ce dernier cas et en faisant légèrement varier l'énergie du faisceau autour de 2.5 keV, il est possible d'accéder à l'environnement moléculaire du soufre et d'établir une distinction claire entre la présence de sulfure (S^{II-}, 2.470 keV), sulfite (S^{IV}, 2.478 keV), ou sulfate (S^{VI}, 2.482 keV) **(Morel Fourcade et al., 2005)**.

Deux temps de faisceau de 6 jours nous ont été attribués pour effectuer la mise au point de la technique et les premières expériences. Celles-ci ont été réalisées sur des échantillons provenant de Dôme C et de la glace d'accrétion de Vostok (cf. sous-thème 3D).

L'énergie de l'appareil a été fixée à 4.5keV, correspondant à la raie d'excitation du calcium, permettant ainsi une cartographie du Ca, K, S, Si, Al. L'image par microscopie optique a permis de choisir une zone incluant un joint triple. Un scan de 200µm par 200µm avec une résolution de 2.6 µm x 2.6 µm (profondeur de pénétration du faisceau : 0.5µm) a été effectué dans cette zone. La Fig. 14 représente la répartition du potassium dans cette surface d'étude. Les zones foncées correspondent aux concentrations élevées en K.



On peut noter une forte concentration du potassium dans le joint de grain et/ou associée avec des particules insolubles (Points A, B,C). Le calcium se retrouve également spécifiquement aux points A, B, C. Excepté pour le point A où le soufre se trouve en forte concentration, cet élément est réparti de manière homogène dans la matrice (probablement sous forme de H_2SO_4 et au point A sous la forme de $CaSO_4$). A noter que l'on détecte au point A et B du silicium et de l'aluminium. Ces éléments étant nettement moins sensibles que le calcium dans ces conditions opératoires, leur détection indique qu'ils sont très concentrés dans ces points.

Figure 14. *Image du Potassium dans un joint de grain de la glace de Dôme C (566m de profondeur), obtenue par fluorescence X à l'ESRF.*

1.5.4. Développements spécifiques à l'étude des particules insolubles d'origine continentale : isotopie du Strontium et du Néodyme dans les poussières

(Jean-Robert Petit, B. Delmonte)

Le groupe isotopique Sr / Nd permet de définir, pour les poussières éoliennes, un domaine de signature caractéristique des continents dont elles sont issues. Des travaux initiés sur cette base par Grousset et al. (1992) et Basile et al. (1997) avaient suggéré une contribution majeure de l'Amérique du sud (Patagonie) et du plateau continental argentin aux poussières éoliennes retrouvées dans les carottes de glace de l'Antarctique de l'Est. Le travail de thèse de B Delmonte a fait suite à ces premiers travaux et en ont précisé et confirmé les conclusions **(Delmonte et al., 2004)**.

Deux types de mesure ont été développés :

- signature des sources potentielles des poussières antarctiques (PSA) par l'étude du couplage isotopique Sr / Nd dans des échantillons prélevés sur les différents continents de l'hémisphère sud (Amérique du sud, Afrique, Australie, Nouvelle Zélande).

- nouveaux échantillons de glace provenant des différentes carottages profonds disponibles provenant de la dernière période glaciaire (EDC, Komsomolskaya, Dôme B), dans les périodes glaciaires précédentes des stades 6 , 8, 10 (EDC et Vostok) ainsi que dans les périodes interglaciaires (Holocène et stade 5, EDC et Vostok).

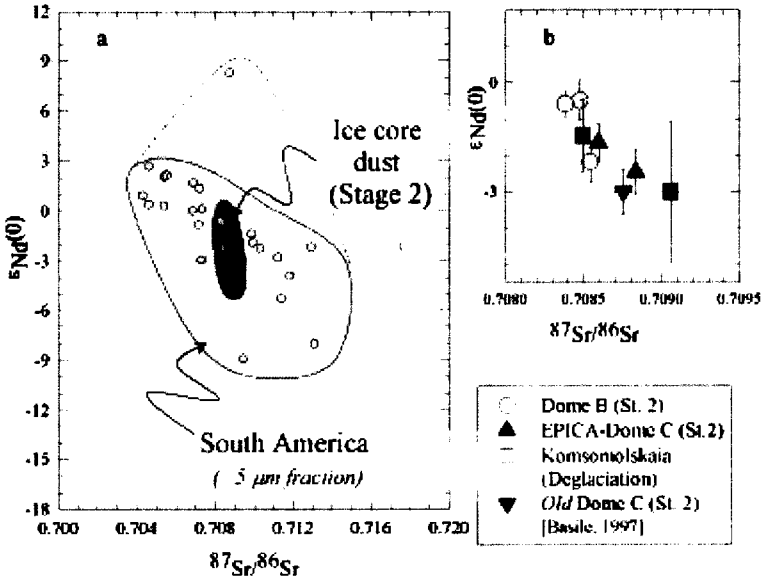


Figure 15. *Valeurs isotopiques de la source sud américaine (Patagonie) et des poussières dans la glace de la dernière période glaciaire en différents sites antarctiques.*

A cette fin, deux procédures expérimentales ont été mises en œuvre :

- Dans les échantillons de poussières collectés au niveau des sources, la fraction fine des poussières (< 5 microns) susceptible d'être transportée sur de grande distance a été séparée de l'échantillon brut par sédimentation en voie humide. La chimie et la spectrométrie de masse Sr et Nd ont été réalisée en collaboration avec le CEREGE par B Delmonte.

Dans les échantillons de glace, les concentrations en poussières sont très faibles et nécessitent une concentration. Nous avons procédé par centrifugations successives, la contribution du Strontium marin soluble pouvant devenir significative si l'on utilise une méthode de préconcentration basée sur l'évaporation lente. En partant de 100 g et 1000 g de glace respectivement des périodes glaciaires et interglaciaires, il a été possible de rassembler les quelques 20 microgrammes de matière nécessaires aux mesures de Sr et Nd dans un laboratoire dédié. La partie chimie d'extraction et mesure isotopique a été réalisée au cours de séjours effectués par B. Delmonte dans le laboratoire du Dr E. Yagoutz au Max Plank Institut de Mayence.

1.5.5. Techniques de décontamination et d'analyse adaptées aux échantillons antarctiques : acides carboxyliques et études à haute résolution

(M. de Angelis)

Dans le cadre du programme GRIP (Groenland, Legrand et de Angelis, 1995, 1996), le LGGE avait développé des techniques de décontamination mécaniques au scalpel et de mesure des acides carboxyliques légers (CH_3COOH et HCOOH) adaptées aux teneurs rencontrées dans les glaces du Groenland (entre quelques $ng.g^{-1}$ et quelques dizaines de $ng.g^{-1}$). Dans le cadre d'EPICA (Antarctique de l'Est), nous avons mis au point, testé et validé des méthodes adaptées à un environnement où la source continentale, prédominante au Groenland, devient négligeable face à la source marine. Une contrainte du programme EPICA tient à l'établissement par chromatographie ionique de profils à haute résolution (~5cm) sur des carottes longues de plusieurs milliers de m. Il faut donc mettre en œuvre des techniques de routine, tant pour la décontamination - *échantillons décontaminés par rabot (décontamination mécanique en chambre froide de lamelles de glace prélevées sur la partie externe de la carotte) ou prélevés sur la ligne de CFA dédiée aux mesures en continu (échantillons prélevés sur le terrain à l'aide d'une sonde chauffante au centre de lamelles*

provenant d'une partie plus centrale de la carotte)- que pour l'analyse - *usage de passeurs automatiques*-.

Nous avons comparé les résultats obtenus sur des échantillons préparés par ces méthodes dites « de routine » avec ceux tirés d'échantillons rincés dans trois bains successifs d'eau ultra-pure après avoir été préalablement recoupés sur toutes leurs faces avec une scie propre (technique développée au LGGE pour les traces minérales) et analysés sans passeur. Les résultats obtenus pour les ions acétate (Fig. 16, à droite) et formate (Fig. 16, à gauche), montrent que les concentrations mesurées dans les échantillons rincés et provenant de la partie Holocène de la carotte EDC (100 – 450 m) sont tout à fait comparables aux valeurs mesurées au fond d'un puits au même site (période antérieure à 1980, c'est à dire antérieure à une activité logistique significative sur ce site), **les échantillons étudiés via d'autres techniques étant contaminés**.

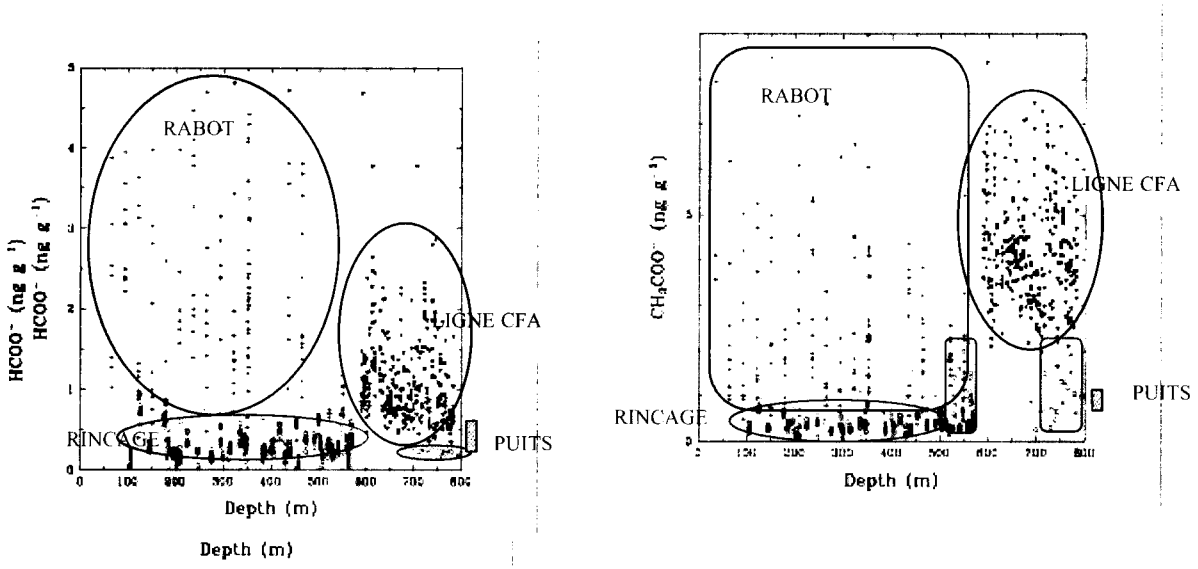


Figure 16. *Concentrations de formiate (à gauche) et acétate (à droite) mesurées au LGGE dans des échantillons décontaminés mécaniquement (RABOT, croix), prélevés par fusion (LIGNE CFA, triangles) ou rincés (RINCAGE, cercles) après grattage. Les valeurs de références sont celles de fond de puits (PUITS, fourchette de concentrations hachurée en orange).*

Pour les deux ions, les teneurs réelles sont de 1 à 2 ordres de grandeurs inférieures à ce qui était observé au Groenland, c'est à dire inférieures au ng.g^{-1} pour $HCOO^-$ et de quelques dixièmes de ng g^{-1} à quelques ng g^{-1} pour CH_3COO^-. En comparant les valeurs moyennes, les valeurs médianes et les dispersions obtenues sur des séquences continues d'une dizaine d'échantillons provenant de différentes parties de la carotte, nous avons montré que cette contamination pouvait être rédhibitoire en ce qui concernait certains des autres éléments mesurés « en routine » par chromatographie ionique. **Nous avons donc fourni des valeurs de référence utiles à la communauté européenne travaillant sur ce sujet**. En effet, les contaminations sporadiques et/ou systématiques observées dans les séries décontaminées par rabot ou prélevées sur la ligne de CFA sont parfois très importantes et couvrent, pour certains éléments les importantes variations consécutives à la transition glaciaire-interglaciaire. A partir de ce type de travail, il a été possible de préciser les **réserves à avoir sur l'exploitation générale des profils haute résolution** en particulier pour les périodes interglaciaires. La décontamination par rabot a été abandonnée au profit des prélèvements via la ligne de CFA qui s'étaient avérés plus fiable et plus faciles de mise en oeuvre. Pour les espèces les plus sensibles à la contamination comme les ions carboxylates, l'ammonium ou le potassium, il est clair que seule la décontamination par rinçage a fourni des résultats fiables.

2. Datation des forages, évaluation des paléo températures et accumulations

2.1. Datation de la glace des forages

2.1.1. Comparaison des chronologies de différents forages

(J-R Petit, B. Delmonte)

A partir des enregistrements glaciaires, il est possible de mettre en relation les profondeurs de deux forages. On peut donc déterminer l'épaisseur relative des couches annuelles dans les deux forages et en déduire une information sur l'accumulation initiale ou sur l'amincissement. C'est donc un test des modèles de datation. Ceci a été fait entre Vostok et EDC grâce aux enregistrements en deutérium, ce qui confirme la nouvelle fonction d'amincissement de Vostok (il y a en effet moins d'incertitude dans l'amincissement à Dôme C).

Un raffinement de la corrélation Vostok / EDC a également été effectué sur les 45.000 dernières années grâce aux profils chimiques et électriques repérant les horizons volcaniques **(Udisti et al., 2004 ; Delmonte et al., 2005).** En effet, la conductivité électrique de la glace est sensible à la composition chimique, permettant en outre de détecter les niveaux élevés d'acide sulfurique résultant des éruptions volcaniques. La comparaison des deux enregistrements n'est cependant pas évidente car pour un événement donné, les intensités des pics souvent différentes d'un site à l'autre, conduisent rapidement à des corrélations douteuses.

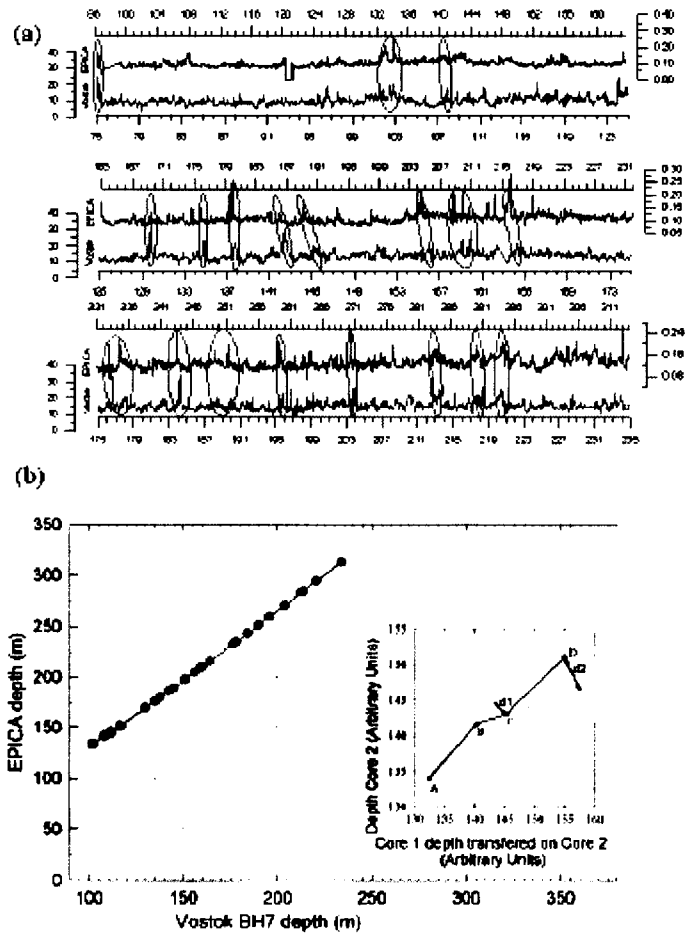


Figure 17. *Corrélations stratigraphiques entre les carottes d'EDC et Vostok pour les derniers 10.000 ans.*
En haut : Profil électriques d'EDC (haut) et Vostok BH7 (bas) avec la correspondances des événements.
En bas : Correspondance entre profondeur EDC et profondeur Vostok, avec à droite le modèle conceptuel permettant d'évaluer l'erreur à partir du changement de la pente.

Ces différences sont significatives et sont observées tant sur les profils électriques que chimiques. On les attribue à la variabilité du mode d'enregistrement par la neige (variation locale de l'accumulation de la neige, absence de couches due au vent,...) et à la dissémination non homogène des aérosols. Il faut donc s'aider de repères moins discutables (couches de cendre comparables en composition, événement isotopique, événement ^{10}Be, ou poussières).

Udisti et al. (2005) trouvent ainsi que la diminution d'accumulation durant la dernière période glaciaire était significativement plus marquée à Dôme C. Cependant, la ré-évaluation de la fonction d'amincissement de Vostok **(Parrenin et al., 2004)** relativise cette affirmation et suggère un effet d'origine spatiale important. En effet, une variation d'accumulation observée dans la carotte de Vostok peut être interprétée de manière temporelle ou de manière spatiale, la glace du forage provenant de régions situées en amont.

2.1.2. Utilisation des modèles à géométrie imposée

(F. Parrenin, C. Ritz)

Pour la datation des forages, des modèles de datation ont été développés. Ils comprennent :

- un modèle d'accumulation : on suppose que l'accumulation est reliée à la température locale, qui est déduite de la composition isotopique de la glace ;
- un modèle simplifié d'écoulement : la géométrie de la calotte est supposée stationnaire, le profil vertical de vitesse d'écoulement et la fusion basale sont imposés.

Ces modèles seuls ne sont pas suffisants pour l'obtention d'une chronologie fiable, car certains paramètres méconnus (comme la fusion basale) induisent des dérives importantes dans l'âge absolu. C'est pourquoi ils doivent être combinés avec des informations issues de marqueurs d'âge le long de la carotte, par méthode inverse. Nous avons utilisé ici une méthode de Monte Carlo. La méthode a été pour la première fois appliquée à Vostok **(Parrenin, 2001).**

Nous avons montré que la fonction d'amincissement de Vostok (situé le long d'une ligne d'écoulement et non à un dôme) était fortement influencée par la géométrie du socle sous-glaciaire et les conditions basales (fusion et glissement) en amont du forage, et que l'origine de la glace dépendait notamment de la divergence horizontale de l'écoulement **(Parrenin et al., 2004)**. La prise en compte de ces paramètres, via la topographie de surface mesurée par satellite et la topographie du socle mesurée par radar basses fréquences aéroporté, a permis d'obtenir une datation glaciologique en accord avec les méthodes de calage orbital **(Parrenin et al., 2004),** en modifiant significativement la fonction d'amincissement. Par ailleurs, une ré-évaluation à la baisse de l'accumulation durant les périodes glaciaires a permis d'obtenir une chronologie significativement plus vieille durant le stade isotopique marin 3, en meilleur accord avec les datations par comptage des couches du Groenland ou avec d'autres enregistrements paléoclimatiques.

Cette méthode a également été appliquée à Dôme C pour la construction de la datation officielle du forage ***(EPICA Project Members, 2004).*** Nous avons également confirmé par cette méthode que l'accumulation calculée à partir de la pression de vapeur saturante est sous-estimée durant les périodes glaciaires. Nous avons évalué précisément le taux de fusion basal à Dôme C (0.75±0.1 mm/an). Nous avons également évalué le profil de vitesse à Dôme C ; celui semble plus non-linéaire que ce que montrent habituellement les modèles thermo-mécaniques.

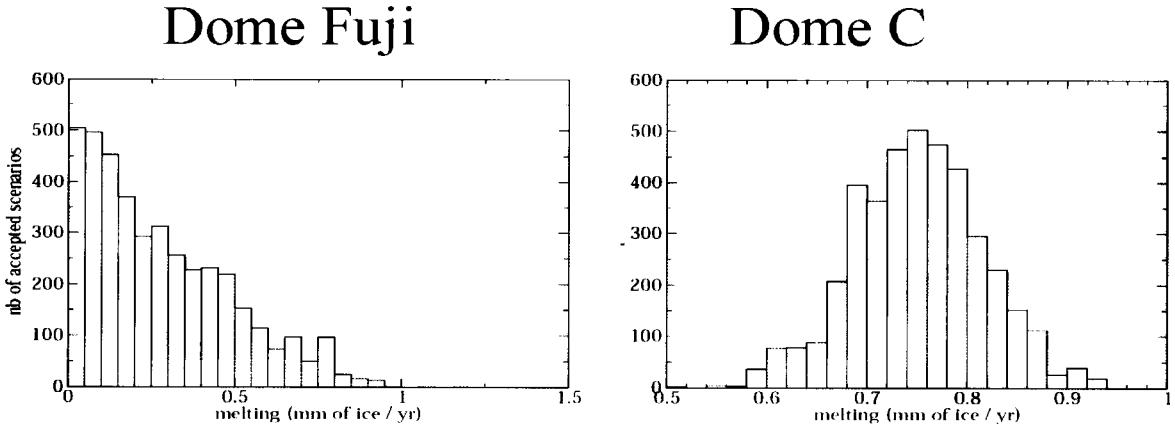


Figure 18. *Densités de probabilité pour la fusion basale à Dôme C et Dôme Fuji. Celle-ci est significativement plus importante à Dôme C, ce qui suggère une glace basale plus vieille à Dôme Fuji (si l'enregistrement n'est pas perturbé).*

Enfin, cette méthode a été appliquée à Dôme Fuji pour la constitution de la datation officielle **(Watanabe et al., 2003).** Là-aussi, nous trouvons que l'accumulation des périodes glaciaires était jusqu'à maintenant sur-estimée. Nous avons également déterminé une densité de probabilité pour la fusion basale (Fig. 18). Celle-ci semble plus faible qu'à Dôme C, ce qui implique un âge plus vieux pour la glace basale. Comme à Dôme C, nous trouvons un profil de vitesse très non linéaire. Concernant le stade 5.5, nous trouvons une durée plus courte à Dôme Fuji (~13 kyr) qu'à Dôme C (~16 kyr). L'incertitude sur l'amincissement étant faible à ces profondeurs, **il semble donc que la relation entre accumulation et deutérium ne fonctionne pas à au moins un de ces deux sites**.

2.1.3. Utilisation d'un modèle « full Stokes » anisotrope

(O. Gagliardini, F. Gillet-Cholet)

Le modèle d'écoulement utilisé pour constituer les datations des forages est basé sur l'hypothèse grossière d'un profil de vitesse analytique, avec un paramètre de forme à déterminer. Cette hypothèse doit être testée avec des modèles d'écoulement plus élaborés, et c'est ce travail qui a débuté avec le modèle local anisotrope basé sur le code aux éléments finis 3D Elmer. Ce modèle résout les équations complètes de l'écoulement, en supposant que la glace à un comportement viscoplastique anisotrope linéaire. Ce modèle permet aussi de calculer l'évolution de la fabrique de la glace en tout point du domaine. Sa formulation et les nouveaux développements du modèle sont présentés par le thème « Matériau glace ». Nous ne développons ici que la partie application liée au forage de Dôme C.

Dans le cadre du projet EPICA, nous sommes en charge de la modélisation locale de l'écoulement au voisinage de ce forage. Une zone de 300 kilomètres de côté centrée sur le forage EDC a été modélisée. Actuellement, le modèle global de C. Ritz ne reproduit pas le dôme à sa place réelle et nous ne pouvons donc pas l'utiliser comme conditions aux limites. La solution adoptée consiste alors à imposer les vitesses à la périphérie en fonction de la pente de surface mesurée comme nous l'avions fait sur des tests 2D **(Gagliardini et Meyssonnier, 2002 ; Gillet-Chaulet et al., soumis Journal of Non-Newtonian Mechanics)**. Des premiers tests de sensibilité indiquent que malgré l'étendue de la zone, ces conditions aux limites appliquées à la périphérie influencent fortement l'écoulement sur l'ensemble du domaine, contrairement à ce que nous avions observé en 2D (Fig. 19). Une meilleure connaissance de la topographie du socle devrait permettre d'améliorer la position du dôme obtenue avec le modèle global et par conséquent les conditions aux limites appliquées au modèle local.

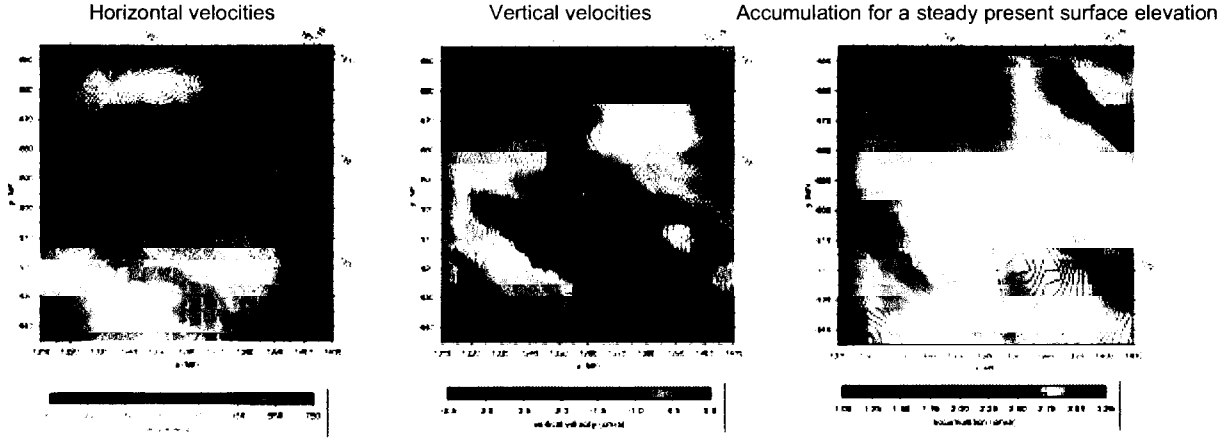


Figure 19. *Vitesses horizontale et verticale en surface et accumulation calculées pour une simulation 3D de l'écoulement au voisinage de Dôme C.*

2.2. Évaluation de la différence glace/gaz

2.2.1. Utilisation d'un modèle de densification

(J.-M. Barnola, C. Goujon)

La partie supérieure des calottes polaires est constituée de neige se transformant lentement en glace, et la porosité de ce milieu induit une différence d'âge dans les carottes de glace entre les enregistrements mesurés dans la glace et les enregistrements mesurés dans les bulles de gaz (Delta-âge). On peut également parler d'une différence de profondeur entre glace et gaz qui ont le même âge.

Pour évaluer cette différence glace/gaz, on doit évaluer la profondeur d'isolement des bulles de gaz à l'aide d'un modèle de densification du névé. Ce modèle reproduit l'évolution de la neige en glace sous l'effet de son propre poids, en prenant en compte l'histoire de la température et de l'accumulation de neige en surface (voir thème « matériau glace »). Il permet alors d'évaluer la profondeur du close-off ainsi que la différence d'âge entre le gaz et la glace. Ce modèle prend désormais en compte la diffusion de la chaleur dans le névé ; il permet ainsi de calculer les fractionnement isotopiques de l'azote et de l'oxygène attendus au cours du passé et de confronter ces prédictions aux mesures.

2.2.2. Test grâce à la corrélation de deux forages

(F. Parrenin, J.-M. Barnola, J. Chappellaz)

On peut mettre en relation les profondeurs des enregistrements d'un forage, à la fois dans le gaz et dans la glace. Cette comparaison donne alors des informations sur la différence glace / gaz (en âge ou en profondeur). En particulier, il est intéressant de mettre en relation un site à faible accumulation (où la différence glace/gaz est importante et mal contrainte) avec un site à forte accumulation (où cette différence est plus petite et mieux évaluée).

C'est ce qui a été fait entre les forages Vostok (faible accumulation) et Byrd (forte accumulation) (Fig. 20). Cette comparaison confirme les résultats issus du modèle de densification, et rejette l'utilisation de l'azote 15 comme traceur du delta-âge **(Bender et al., J. Geophys. Res., soumis)**.

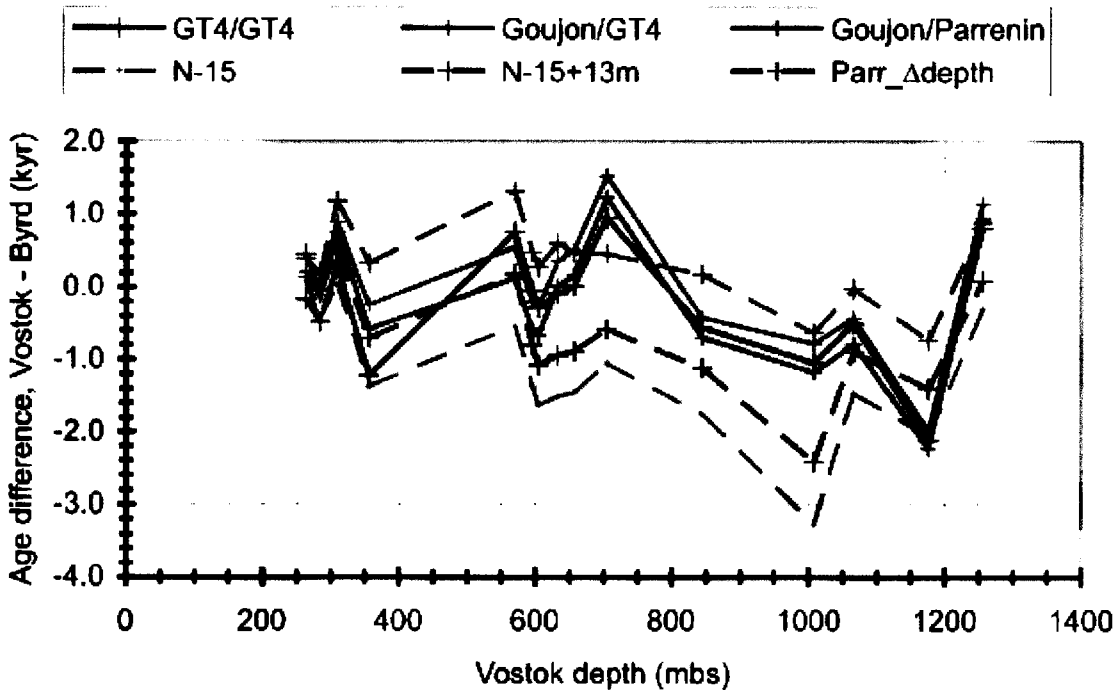


Figure 20. *Age des bulles de gaz à Vostok obtenu par corrélation avec le forage Byrd, et comparé avec différentes méthodes d'évaluation de la profondeur de fermeture des pores. La méthode basée sur l'azote-15 sous-estime systématiquement cette profondeur pour la dernière période glaciaire. Les meilleurs résultats sont obtenus avec le modèle de densification du névé.*

2.3. Reconstruction des paléo-températures

Un problème majeur lors de l'interprétation des enregistrements isotopiques dans la glace polaire en terme de températures passées est le fait qu'elle repose sur l'hypothèse que la corrélation actuelle observée entre composition isotopique et température moyenne annuelle reste valable pour le passé. Or, il est devenu évident que cette hypothèse n'est pas toujours valable. En particulier, la reconstruction des températures au centre du Groenland pendant le dernier maximum glaciaire est affectée d'un biais chaud. Une explication possible du biais, confortée par des simulations numériques, est l'éventualité d'un fort changement du cycle annuel des précipitations au-dessus du Groenland au dernier maximum glaciaire. Plus précisément : si, pendant le glaciaire, la neige est tombée presque exclusivement en été, les isotopes auraient seulement enregistré un signal d'été, donc chaud.

2.3.1. Utilisation des GCMA

(G. Krinner)

En collaboration avec M. Werner (MPI für Biogeochemie, Jena), la plausibilité de cette hypothèse d'un changement marqué du cycle saisonnier de la précipitation au Groenland a été réexaminée à l'aide de résultats d'une vingtaine de modèles de climat dans le cadre du Paleoclimate Model Intercomparison Project (PMIP). Ce travail a montré que les différents modèles examinés ne donnent pas une réponse cohérente. Certains modèles suggèrent même des effets opposés à ceux observés dans les études précédentes. En plus, des versions successives de plusieurs MCGA (LMDZ2/3, ECHAM ¾) ne donnent pas des résultats identiques. Néanmoins, certaines tendances semblent être communes à la plupart des modèles analysés **(Krinner et Werner, 2003)** :

- Le cycle annuel des précipitations au centre du Groenland apparaît sujet à de fortes variations lors des changements climatiques, sans qu'il soit pour l'instant possible, à l'aide de GCM, de conclure avec certitude dans quel sens vont ces variations. Aussi bien pour le moyen Holocène que pour le DMG, les biais ainsi introduits dans le signal isotopique peuvent être aussi importants que le signal de changement climatique lui-même.
- Pour le plateau de l'Antarctique de l'Est, les changements de cycle annuel de la précipitation ont un impact moins fort sur le signal isotopique. Les paléotempératures déduites à partir du signal isotopique ne semblent pas être faussées par des variations du cycle annuel des précipitations.

2.3.2. Utilisation des isotopes stables de l'air

(C. Goujon, J.-M. Barnola, A. Landais/LSCE)

La composition en isotopes stables de l'air (azote-15 et argon-40) dans les bulles d'air piégées dépend de la profondeur de fermeture (effet gravitationnel) et du gradient de température présent dans le névé (effet thermique), ce qui permet de contraindre ces deux paramètres.

Nous avons montré **(Goujon et al., 2003)** que la relation entre composition isotopique de la glace et température de surface avait varié au Groenland lors de la dernière déglaciation, durant le Younger Dryas et le Bølling-Alleröd. En collaboration avec A. Landais du LSCE pour les mesures isotopiques, nous avons déduit des changements de température respectifs de 12±2.5°C, 11°C, 16°C et 11°C lors des événements Dansgaard/Oeschger n° 12 (~45 ka), 18 (~66 ka), 19 (~74 ka) et 20 (~78 ka) **(Landais et al., EPSL 2004 ; Landais et al., GRL 2004).** Ceci confirme que les isotopes de l'eau sous-estiment largement le changement de température au Groenland. De plus, nous avons montré que la relation isotope-température peut varier à l'intérieur même d'un événement de type D/O **(Landais et al., GRL, 2004).**

2.3.3. Utilisation des corrélations entre forages

(J.-M. barnola, J. Chappellaz, F. Parrenin)

On peut également utiliser le modèle de densification du névé décrit plus haut pour tester différents scénarios de paléotempérature. En effet, la profondeur de fermeture des bulles dépend de la température du site. Grâce à une évaluation indépendante de la différence glace/gaz par la corrélation de deux forages comme Vostok et Byrd, on peut en déduire une information sur ce

scénario de températures (à condition de supposer que le modèle ne contient pas d'autres sources d'incertitudes !). Nous avons ainsi déduit **(Blunier et al., 2004)** un changement glaciaire interglaciaire de température à Vostok conforme avec ce qui est classiquement déduit de l'isotope de la glace, et bien plus faible que la reconstruction de A. Salamatin à partir des mesures de température dans le trou de forage. Ceci confirme les résultats issus d'autres approches **(Jouzel et al., 2003).**

3. Modélisation des interactions cryosphère-climat dans le passé

3.1. Les lacs proglaciaires en Russie au Weichselien supérieur (il y a 90.000 ans) : impact sur le climat régional

(G.Krinner, C. Ritz)

Il y a 90.000 ans, une calotte de glace sur les mers de Barents et de Kara (au Nord de la Russie) bloquait les rivières russes qui s'écoulent vers le Nord. D'énormes lacs proglaciaires se sont ainsi formés (Fig. 21). En collaboration avec des collègues de l'Université de Bergen, de l'Université du New Hampshire et de l'Université de Louvain-La-Neuve, nous avons utilisé le modèle de climat LMDz dans sa version avec le module de lacs **(Krinner, 2003)** pour étudier l'impact de ces lacs sur le climat régional de l'époque.

Notre étude montre que, dû à leur grand inertie thermique en comparaison avec celle du sol continental, ces lacs proglaciaires jouaient le rôle d'un réservoir de froid en été. Ils refroidissaient le bord de la calotte de glace voisine pendant cette saison, ce qui réduisait très fortement la fonte de la calotte de glace. Ces lacs proglaciaires ont donc joué un rôle important dans la dynamique du climat glaciaire en favorisant et prolongeant l'existence des calottes de glace **(Krinner et al., 2004; Mangerud et al., 2004).**

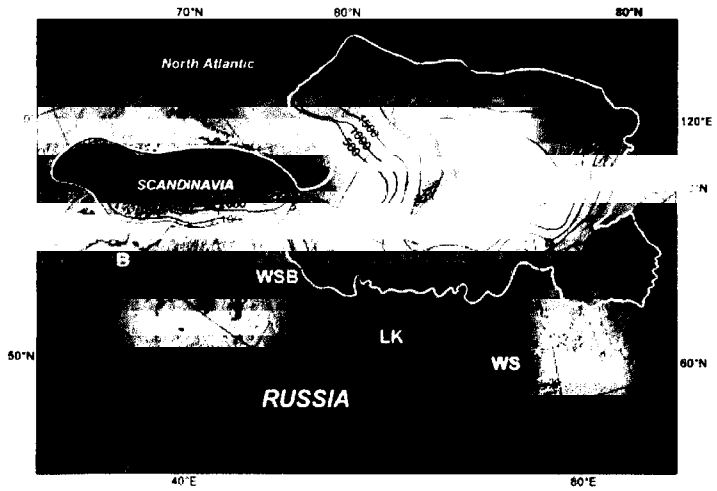


Figure 21. *Les lacs proglaciaires russes et la calotte de glace sur les mers de Barents et Kara.*

3.2. Impact du dépôt de poussière sur l'albedo de la neige en Asie aux périodes glaciaires

(G. Krinner)

Pendant la dernière période glaciaire, de grandes calottes de glace couvraient l'Europe, l'Amérique du Nord, ainsi que le Groenland, mais pas l'Asie. Même au Tibet, malgré son altitude, et au Nord de la Sibérie, malgré la latitude élevée, aucune grande calotte de glace ne s'est formée pendant cette période, ni *a fortiori* au dernier maximum glaciaire, il y a 21.000 ans. Or, pendant les périodes glaciaires, les conditions sèches en Asie Centrale ont favorisé la déflation d'énormes quantités de poussières, comme celles enregistrées dans les carottes de glace du Groenland, et particulièrement dans les dépôts de Loess en Chine et en Sibérie. En collaboration avec O. Boucher (LOA Lille, maintenant UKMO) et Y. Balkansky (LSCE), le modèle LMDz4 a été utilisé pour tester si le dépôt de poussières sur le manteau neigeux au printemps a pu induire une fonte accélérée de celui-ci, et donc empêcher la formation de calottes de glace en Asie du Nord et/ou au Tibet. Les résultats sont très clairs : en effet, si les poussières sont prises en compte dans le modèle, celui-ci ne simule quasiment pas de neige pérenne en Asie. Par contre, dans des simulations sans dépôt de poussières sur la neige, de grandes régions restent couvertes de neige en été (Fig. 22). Un article à ce sujet est en cours de rédaction.

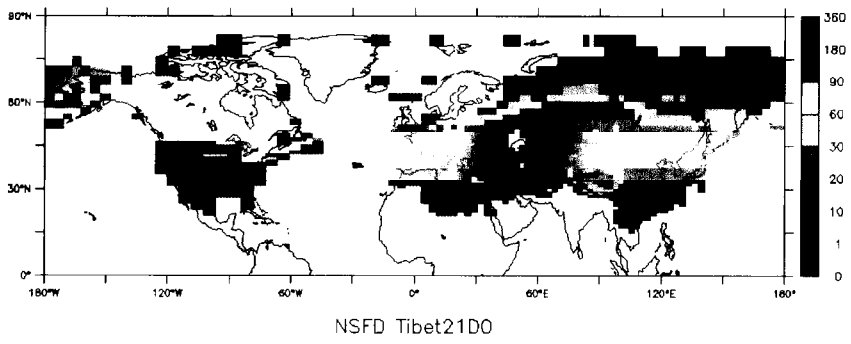
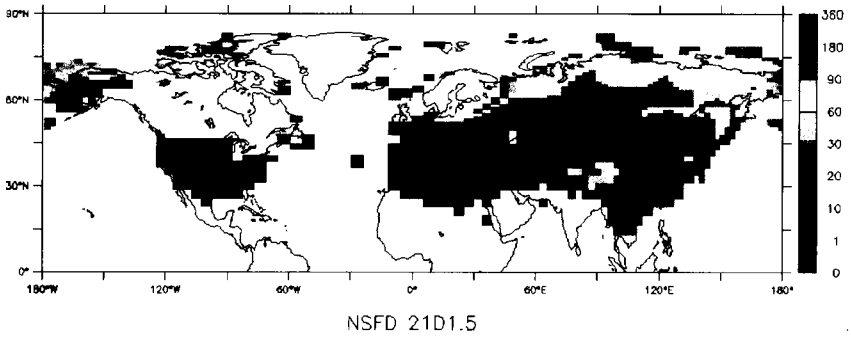


Figure 22. *Nombre de jours sans neige simulé par le modèle LMDz4. En haut : sans prise en compte des poussières; en bas : avec prise en compte des poussières.*



3.3. Couplage entre modèle de climat de complexité intermédiaire et modèle de calottes de glace du LGGE : déglaciation, englacement et évènements rapides

(C. Ritz, V. Peyaud, C. Dumas, équipe "modélisation du climat" du LSCE)

L'objectif est d'évaluer le rôle des calottes dans le système climatique par une approche de modélisation. Pour cela nous disposons de deux versions du modèle d'évolution de calottes glaciaires. La version GREMLINS (développée précédemment) se limite à la glace reposant sur le socle. Nous avons continué l'approche consistant à forcer GREMLINS avec des sorties d'AGCMs (modèles de circulation générale de l'atmosphère) afin d'évaluer la sensibilité des diverses calottes lors de la déglaciation **(Charbit et al., 2002)**, en fonction des températures de surface de la mer tropicale **(Rodgers et al., 2004)**, ou même pour tester les implications glaciologiques de l'hypothèse de la "Snow Ball Earth" au Néoprotérozoïque **(Donnadieu et al., 2003)**. Ce type d'approche reste valable tant qu'il s'agit de tester la compatibilité entre GCMs et données glaciaires mais pour comprendre les rétroactions, il faut passer à un vrai couplage avec un modèle de climat.

Pour modéliser l'évolution climatique sur des échelles de temps supérieures au millier d'années, le LSCE dispose depuis l'an 2000 du modèle atmosphère-océan-végétation CLIMBER2.3 développé au PIK (Postdam Institute for Climate Impact Research). Ce modèle de climat, dit de complexité intermédiaire, permet d'effectuer des simulations de plusieurs dizaines de milliers d'années. Au cours des trois dernières années, le LSCE a effectué plusieurs développements majeurs à partir de ce modèle et nous avons participé au couplage entre CLIMBER et GREMLINS (surtout en ce qui concerne la définition des méthodes de « downscaling »).

Les premiers résultats obtenus avec le modèle couplé CLIMBER-GREMLINS portent sur les grandes transitions climatiques, c'est-à-dire sur l'entrée dans la dernière glaciation **(Kageyama et al. 2004)** et sur la dernière déglaciation **(Charbit et al., sous presse).** Pour chacune de ces transitions, nous avons pu évaluer l'influence de chaque forçage (insolation, CO_2), ainsi que celle des

rétroactions à l'intérieur du système climatique. A titre d'exemple, pendant la dernière déglaciation, nous avons examiné l'influence relative de chacun des processus physiques responsables de la disparition des calottes polaires. En particulier, les mécanismes à l'origine d'une différence de comportement entre les différentes calottes de l'hémisphère Nord ont pu être mis en évidence, ainsi que les liens entre la dynamique du processus de déglaciation et les variations de la circulation thermohaline.

Parallèlement, les limitations de GREMLINS nous avaient amené à développer un modèle de calotte appelé GRISLI, incluant la partie flottante (« ice-shelves ») afin de traiter le cas de l'Antarctique (**Ritz et al. 2001**). Pour obtenir une description plus complète du système climatique, GRISLI a également été couplé à CLIMBER par l'équipe du LSCE. En ce qui concerne la glace posée, la méthode de couplage utilisée est la même que celle développée pour l'hémisphère Nord. Pour la partie glace flottante, les interactions avec l'océan sont inspirées de la paramétrisation de la fusion basale sous les « ice shelves » que Christophe Dumas avait développé pendant sa thèse au LGGE. Une première étude a porté sur la contribution de la calotte Antarctique à la hausse du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire, qui a été évaluée à une quinzaine de mètres, ce qui est en accord avec différentes sources d'évaluation (données/modèles).

GRISLI continue de faire l'objet d'améliorations dans sa partie dynamique, en particulier dans le cadre de la thèse de Vincent Peyaud. Parmi les améliorations les plus notables, V. Peyaud a ajouté une prise en compte de l'hydrologie sous-glaciaire et de son interaction avec le glissement, ce qui permet une meilleure représentation des écoulements de glace rapides (fleuves de glace). Il a également développé une méthode de coupure basée sur le suivi lagrangien du front de l' « ice shelf » afin de simuler le vélage des icebergs. Enfin, il a tiré parti de cette nouvelle définition des fronts pour rendre plus efficace le modèle d'« ice shelf » en imposant les conditions aux limites sur les fronts ainsi définis. Ce sont ces améliorations qui ont permis le portage de GRISLI sur le domaine de l'hémisphère nord. A notre connaissance, c'est le premier modèle de ce type qui existe sur ce domaine géographique et nous espérons qu'il permettra de tester diverses hypothèses paleoclimatiques, en particulier au sujet des événements de Heinrich.

Les premières applications ont montré que les « ice shelves » jouent un rôle important dans la construction de la calotte fennoscandienne, gouvernant la vitesse à laquelle la glace flottante se pose sur le plateau continental de la mer de Barents pour devenir une calotte posée.

4. Lacs sous-glaciaires et glaciologie

Le lac sous-glaciaire de Vostok et les 145 autres lacs sous-glaciaires découverts en Antarctique sont isolés de notre environnement par la carapace de glace atteignant 4000 m d'épaisseur et plus. Ce sont des milieux extrêmes car privés de lumière, sous pression, à la température de fusion de la glace. Alimentés par la fusion du glacier, ils devraient être très pauvres en matière organique, biomasse et aussi en éléments minéraux. Celui de Vostok est localisé sous la station russe qui lui a donné son nom. Il est grand comme la Corse et profond de plus de 1200m. Sans doute existait-il déjà dans le rift profond (plus de 1000 m en dessous du niveau de la mer) avant son confinement par la glaciation de l'Antarctique commencée il y a 35 millions d'années environ.

L'approfondissement du forage de Vostok jusqu'à 3623m, a permis la découverte de glace de regel du lac sous-glaciaire (glace d'accrétion). Cette glace est reconnaissable par la taille de ses cristaux, de 10 à 100 cm au lieu de quelques centimètres de celle de glacier (Fig 23), et aussi par sa composition isotopique et chimique, ses propriétés électriques et l'absence d'air inclus. Elle s'est révélée être une matière première très riche en informations et un témoin indirect et privilégié de l'environnement sous-glaciaire. Au cours des quatre années passées, nous nous sommes attachés à caractériser les propriétés physiques, chimiques et le contenu biologique de ces échantillons de glace. Cette recherche qui se poursuit, vise à documenter, comprendre le fonctionnement physico-chimique du lac ainsi que déceler et identifier les signatures biologiques et en valider leur vraisemblance. Cette problématique a permis de développer une nouvelle thématique « glacio-biologie » en suscitant de nouvelles collaborations internes et externes, en particulier avec des biologistes. Cette interdisciplinarité a été fédérée autour d'un projet « Geomex » du CNRS.

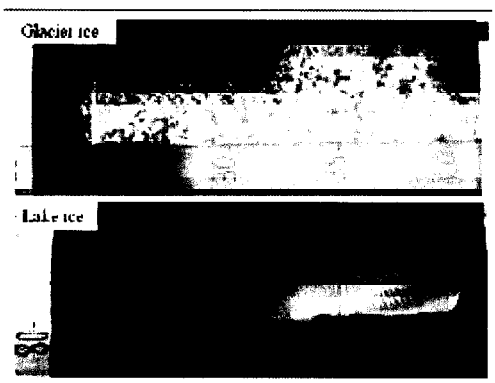


Figure 23. *Forage de Vostok :*
En haut : Lame mince de glace de glacier (météoritique) (profondeur 1000m)
En bas : lame mince de glace du lac sous-glaciaire (profondeur 3553m).

Elle a fourni des **résultats novateurs** portant en particulier sur

- Le temps de renouvellement des eaux du lac, la localisation des zones de fusion et d'accrétion, et la salinité du lac **(Souchez et al, 2004 ; Petit et al, 2003 ; Petit et al., 2005 ; de Angelis et al., 2004)**
- La datation de sédiments contenus dans la glace d'accrétion **(Delmonte et al, 2005)**
- La mise en évidence des signatures ADN de bactéries thermophiles dans la glace d'accrétion **(Bulat et al, 2004)**
- La composition chimique de la glace d'accrétion, la localisation et la composition des impuretés **(de Angelis et al., 2004, de Angelis et al., 2005).**

Ces résultats ont permis d'aboutir à un certain nombre d'hypothèse convergentes et de mieux contraindre les modèles de fonctionnement du lac. Il nous permettent en particulier de proposer que la glace d'accrétion se forme dès que le glacier entre dans le lac, une glace très chargée en impuretés et contenant des inclusions visibles à l'œil nu se formant dans une baie peu profonde en amont du site de Vostok, et une glace très pure au-dessus de la partie profonde du lac. Il existe sous le lac un réservoir sédimentaire profond qui serait mis sporadiquement en connexion avec la baie où se forme la glace chargée à travers un système de failles profondes du socle rocheux (Fig. 24). Des bactéries thermophiles se développant dans des niches localisées dans les failles seraient injectées

en même temps que des débris sédimentaires et des fluides salins dans la baie et la glace d'accrétion, la circulation géothermale étant activée lors de séismes se produisant au voisinage du lac.

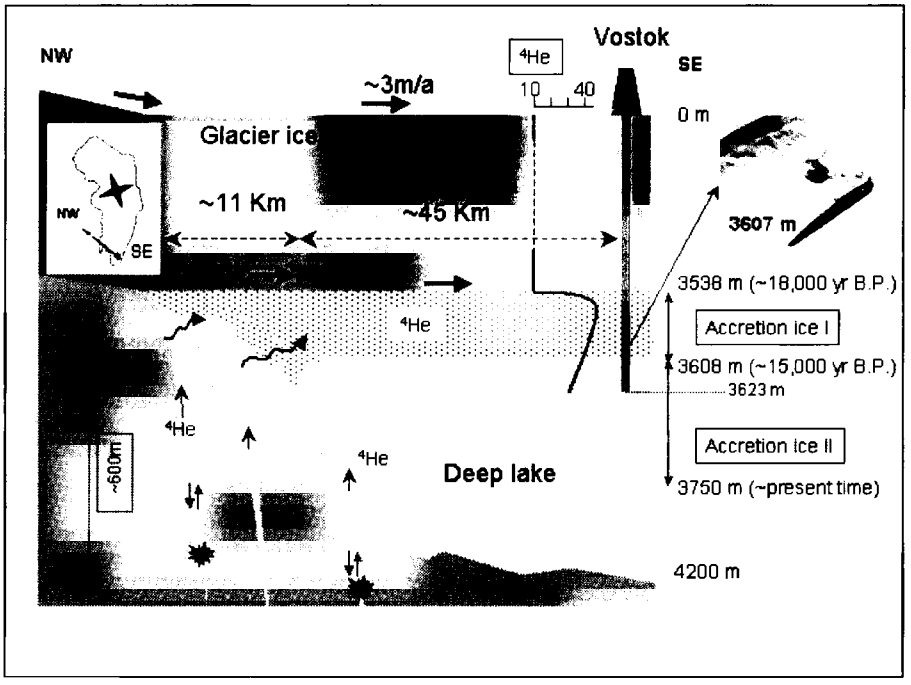


Figure 24. *Coupe schématique le long de la ligne d'écoulement de la glace passant par Vostok*

4.1. Recherche de signatures biologiques dans la glace d'accrétion

(J.-R. Petit, S. Bulat, I. Alekhina)

La recherche de signatures biologiques par détection et identification de l'ADN (gène ribosomal 16s), a été initiée par M Blot (Université J Fourier). Elle s'est poursuivie en collaboration avec des biologistes moléculaires Russes. **Plus de deux années de travaux ont été nécessaires pour mettre au point une méthodologie de décontamination de la glace** et dresser un inventaire des sources de contaminations directe des carottes de glace : telles les opérations de forage, le fluide de forage, les manipulations en laboratoire, l'eau de lavage, etc. Cet inventaire de contaminants potentiels est essentiel car il permet de discuter et valider les résultats obtenus pour les échantillons de glace. A ce jour, nos résultats suggèrent que **la glace du lac Vostok contient très peu d'ADN**, et la plupart des signatures que nous détectons sont associées à de la contamination directe.

A partir d'un échantillon contenant une inclusion de sédiment, il a été possible d'identifier avec confiance une dizaine de signatures ne faisant pas partie de la table des contaminants. Ces signatures sont celles d'une **bactérie thermophile** (*Hydrogenophylus thermoluteolus*) très proche de celle connue dans les geysers de Yellowstone et dans des sources chaudes au Japon **(Bulat et al, 2004)**. Grâce aux données géochimiques complémentaires, nous avons suggéré la présence de vie dans des failles profondes du socle rocheux où la température peut atteindre 30-50°C, et sans doute une circulation hydrothermale permettrait leur survie.

Cette conclusion est très différente de celles publiées en 1999 par des équipes américaines, au demeurant non confirmées à ce jour. Ces premières études ne semblent pas avoir tenu compte des problèmes de contamination directe. Les analyses chimiques publiées auparavant avaient pourtant soulevé ce problème. On s'attendait en fait à trouver des micro-organismes "psychrophylles" vivant dans les milieux froids, car l'eau du lac est au point de fusion (-2.5°C sous la pression de 4000 m de glace). Nous avons donc proposé que les niches de vie se trouvaient dans les failles profondes du socle rocheux. Leur intégration dans la glace pourrait être le fait de séismes conduisant à leur

expulsion des failles avec des sédiments et leur injection dans la glace d'accrétion dans une partie peu profonde du lac **(Bulat et al, 2004).**

4.2. Contraintes isotopiques

(J.-R. Petit)

La composition isotopique de la glace d'accrétion a permis de préciser l'origine géographique de la zone de fusion du glacier et de suggérer la possibilité d'une contribution hydrothermale au lac Vostok **(Souchez et al, 2003 ; Petit et al, 2005).** En considérant le lac comme un système en équilibre, la glace d'accrétion exportée hors du lac par le mouvement du glacier devrait être remplacée par une quantité équivalente de glace de glacier alimentant le lac. L'équilibre conduit à l'équivalence entre la composition isotopique de la glace d'accrétion (soit –442.5 ‰.) et celle qui alimente le lac. Ceci exclut la région de Vostok, car la composition moyenne de la glace de glacier le long du forage est de –460.9 ‰. Comme il existe un gradient spatial de la composition isotopique de la neige et de la glace, il est donc probable que la région localisée à 200 km au nord de Vostok, en aval du site de Dôme B, ait une composition isotopique moyenne correspondant à celle de la zone de fusion.

4.3. Caractérisation des impuretés contenues dans la glace d'accrétion

(M. de Angelis, M.-C. Morel-Fourcade, J. Savarino)

On distingue essentiellement 2 types de glace d'accrétion : dans la partie supérieure, la glace contient de nombreuses inclusions d'origine et de composition inconnues, principalement localisées entre 3540 et 3608 m (glace d'accrétion 1). Au-dessous de 3608 m la glace d'accrétion ne contient apparemment plus d'inclusions (glace d'accrétion 2). Nous nous sommes attachés à comprendre à la fois l'origine des impuretés présentes et les mécanismes responsables de leur incorporation dans la glace.

a) Composition chimique de la glace d'accrétion

Une première étude par chromatographie ionique **(de Angelis et al., 2004)** a montré que la glace météoritique et la glace d'accrétion avaient de compositions très différentes (Fig. 25 à gauche). Dans la glace de type 1, les concentrations de certaines espèces, et notamment celles de chlore ou de sulfate, sont plus d'un ordre de grandeur supérieures à ce qu'on observe immédiatement au dessus dans le glacier. Par contre, les concentrations de MSA et de nitrate s'effondrent alors que celles d'ammonium et d'acides organiques varient peu. Les concentrations mesurées dans la glace de type 2 sont très faibles, de 1 à 2 ordres de grandeur inférieures à celles de la glace de glacier. On observe dans la glace d'accrétion des associations ioniques spécifiques différentes de celles de la glace météoritique : le chlore et le sodium sont présents sous forme de halite (NaCl) et plus de 80% du sulfate sous forme de sulfate de calcium et de magnésium. L'absence de MSA et la composition isotopique de l'oxygène (Fig. 25 à droite) dans le sulfate confirment que, à la différence de ce qui a été démontré pour la glace météoritique, le sulfate dans la glace d'accrétion ne provient pas d'une des voies d'oxydation atmosphérique du DMS mais possède une origine continentale.

La présence de halite et de gypse et la composition isotopique du soufre dans le sulfate suggèrent donc qu'il existe **des strates d'évaporites sous le lac**. Par ailleurs, et en nous fondant sur les teneurs en NaCl de la glace-2 qui se forment au-dessus de la partie profonde du lac, nous avons proposé une fourchette de salinité pour l'eau du lac principal comprise entre 0,05 et 0,3 ‰.

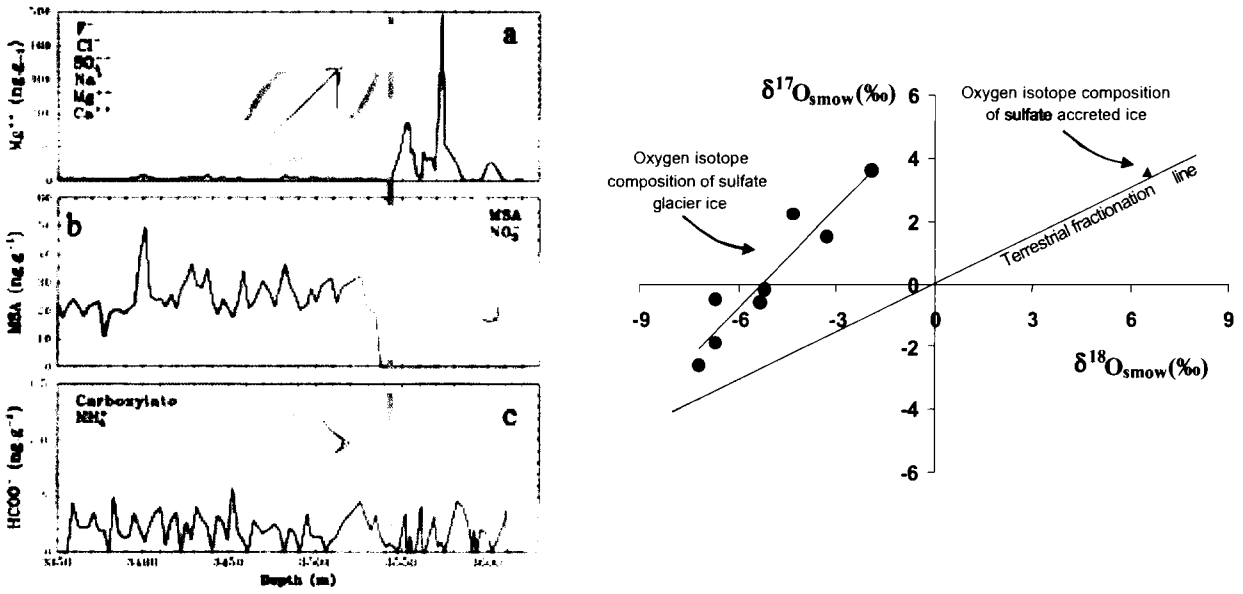


Figure 25. *A gauche : la glace d'accrétion est très enrichie (a) ou très appauvrie en certains ions (b), l'ammonium et les ions organiques variant peu. A droite : composition isotopique de l'oxygène du sulfate dans la glace d'accrétion.*

b) Localisation et cartographie élémentaires des impuretés

La localisation et la nature des impuretés de la glace d'accrétion **(de Angelis et al., 2005)** ont été déterminées par micro-fluorescence X à l'ESRF (cf § 3A-5-3). Nous avons mis en évidence dans la glace de type 1 deux catégories très différentes d'objets, localisés en très large majorité à l'intérieur des cristaux de glace.

Agrégats : nous avons observé d'une part des agrégats complexes et relativement peu nombreux qui correspondent à ce que nous avions appelé 'inclusions'. Leur taille est comprise entre une vingtaine et plusieurs centaines de microns. Un exemple de très gros agrégat est présenté Fig. 26 à gauche. Ces agrégats sont un mélange hétérogène de gaz et de particules beaucoup plus fines de formes et de compositions variées, incluant des carbonates, des alumino-silicates et d'autres formes de silice (quartz ou silice amorphe). Ils contiennent du phosphore et de grandes quantités de soufre, associés dans le cas de la Fig. 26 à droite à du magnésium. Nous n'observons pas de sulfites dans ces agrégats, mais plutôt des sulfures et des sulfates avec des répartitions très voisines pour un agrégat donné. Nous n'avons pas non plus observé de chlore alors que les concentrations mesurées par chromatographie ionique dans les échantillons voisins sont très élevées.

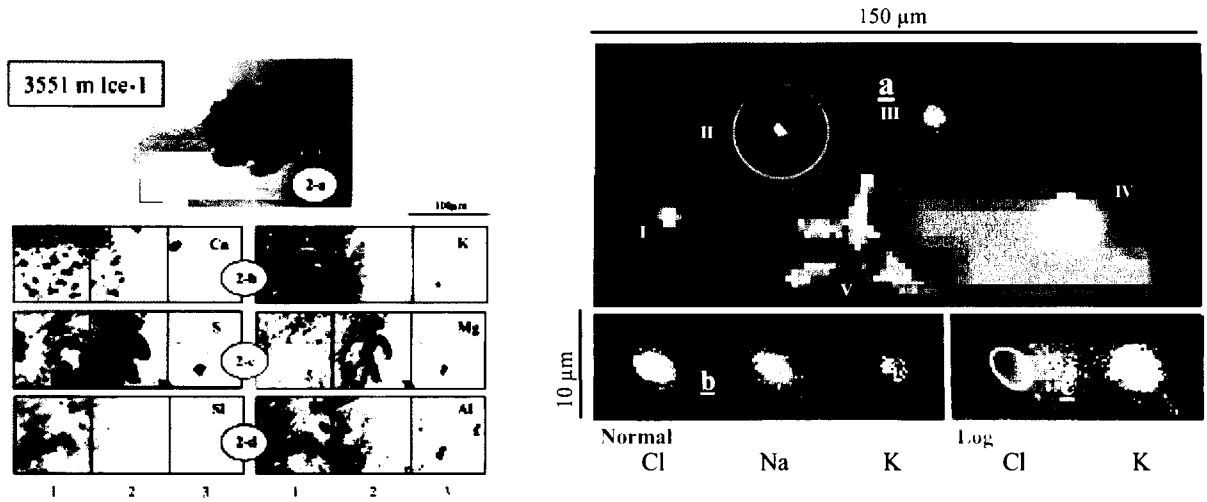


Figure 26. *A gauche : Cartographie d'une grosse inclusion solide.*
A droite : Micro-gouttes de saumure à 3551 m. L'objet n° V a explosé par surchauffe sous le faisceau ; les sels sont restés à la surface de la glace. Les parties b et c correspondent à un zoom de l'objet II.

Micro-gouttes : la deuxième catégorie est formée d'objets arrondis, plus petits, répartis de façon homogène (Fig. 26 à droite), et qui ont tous la même composition dominée par le chlore, avec des concentrations significatives de sodium et des traces de potassium. Tous présentent un gradient de concentration de l'extérieur et une extension dans la même direction. Ce sont très vraisemblablement des gouttelettes de saumure emprisonnées dans le réseau. Un calcul grossier basé sur leur distribution et sur les teneurs en chlore de l'échantillon correspondant nous a permis d'estimer leur salinité à 1,5 ‰. Ce chiffre, très supérieur à ce que nous avions estimé pour l'eau du lac, montre l'existence d'une source saline dans la région où se forme la glace de type 1.

Compte tenu de la pression et de la température in-situ (30 MPa, -3 °C), ces gouttelettes sont à l'état liquide une fois la glace formée. Lorsque les grains croissent, elles ne sont pas entraînées par les joints de grains en mouvement (interaction eau-glace). Par contre, les débris solides le sont (minimisation de l'énergie libre) et forment progressivement des agrégats. La pression d'épinglage exercée par les agrégats sur les joints de grains décroît progressivement avec leur taille, et lorsqu'ils sont assez gros ils restent dans le cristal. Les micro-gouttes de saumure gèlent lors de l'extraction de la carotte avec l'abaissement brutal de la température et de la pression, ce qui explique à la fois les extensions observées (fractures initiées suivant les plans des cristaux) et les gradients de concentrations, les sels étant repoussés par le front de regel.

Ce travail permet de conclure que **des débris solides (soufre réduit, sulfates, aluminosilicates etc..) et des sels mis en solution (halite) sont entraînés depuis un ancien bassin sédimentaire contenant en particulier des strates d'évaporites, jusqu'à l'intérieur du frazil** (mélange d'eau du lac et de gouttelettes d'eau de fonte du glacier après rupture de la surfusion) pendant sa consolidation. Ce mécanisme requiert l'existence de phénomènes rapides (circulation hydrothermale activée par des séismes) permettant des transferts de matière via les failles. Ces conclusions sont tout à fait compatibles avec l'activité tectonique et hydrothermale que suggéraient l'excès d'hélium et l'enrichissement en ^{18}O de la glace d'accrétion **(Souchez et al, 2004)** ainsi qu'avec la présence de bactéries thermophiles **(Bulat et al., 2004).**

4.4. Modélisation du fonctionnement du lac Vostok (énergie, masse)

(J.-R. Petit)

Nous avons proposé un modèle simple du bilan de masse et d'énergie ainsi qu'un schéma du fonctionnement du lac Vostok (Fig. 27). Le profil de température dans le forage, l'épaisseur de glace d'accrétion et la vitesse du glacier en surface dans la région de Vostok, la surface du lac où se forme l'accrétion représentent les seules contraintes du modèle, ce qui est certes insuffisant pour cet ensemble mais permet une ébauche **(Petit et al, 2003 ; Petit et al., 2005)**.

Le flux géothermique au travers de la glace dans la zone d'accrétion (45mW/m2) ne représenterait qu'une partie de la chaleur latente libérée par le gel de l'eau. Une partie de l'énergie liée à la formation de frasil pourrait être libérée dans le lac et recyclée en zone de fusion par la circulation de l'eau, de type thermohaline. L'anomalie de salinité des eaux lors de la fusion de la glace ou du gel de l'eau donnerait une variation de densité de même ordre de grandeur que l'anomalie due à la différence de température.

On a estimé que les eaux du lac se renouvellent au bout de 80.000 ans environ, par la fusion de la glace dans la région Nord où la glace est plus épaisse (4200 m) et le regel de l'eau avec exportation de la glace d'accrétion par le mouvement du glacier en région sud. Zones de fusion et d'accrétion se partageraient la surface du lac. 50% de la glace se formeraient à partir du frasil et la vitesse d'accrétion serait de l'ordre de 10 mm/an. Au nord, la vitesse moyenne de fusion de la glace serait du même ordre de grandeur. La mesure du flux de chaleur en zone nord permettrait d'apporter une contrainte au bilan d'énergie du lac, et par conséquent au flux géothermique de la zone du lac.

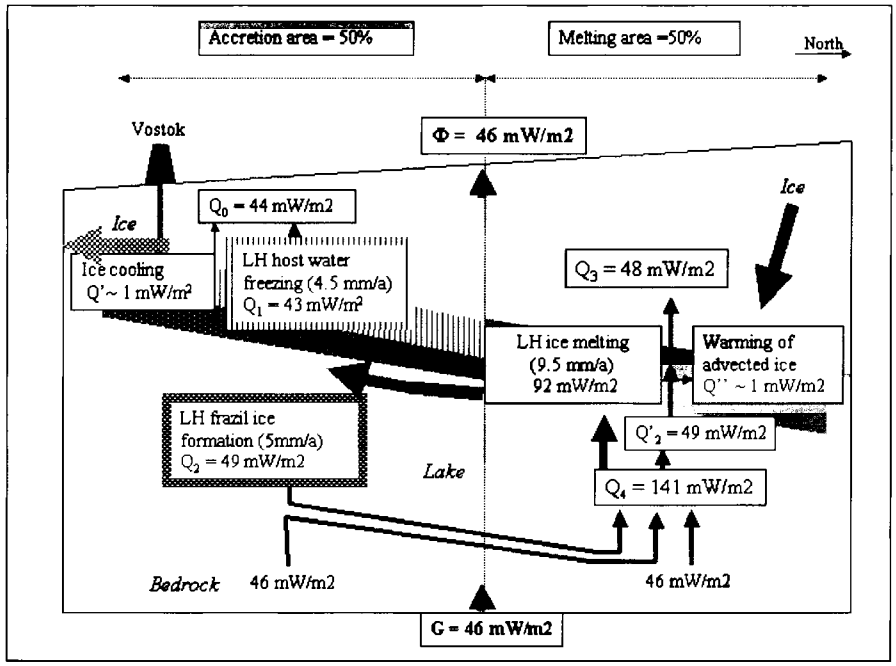
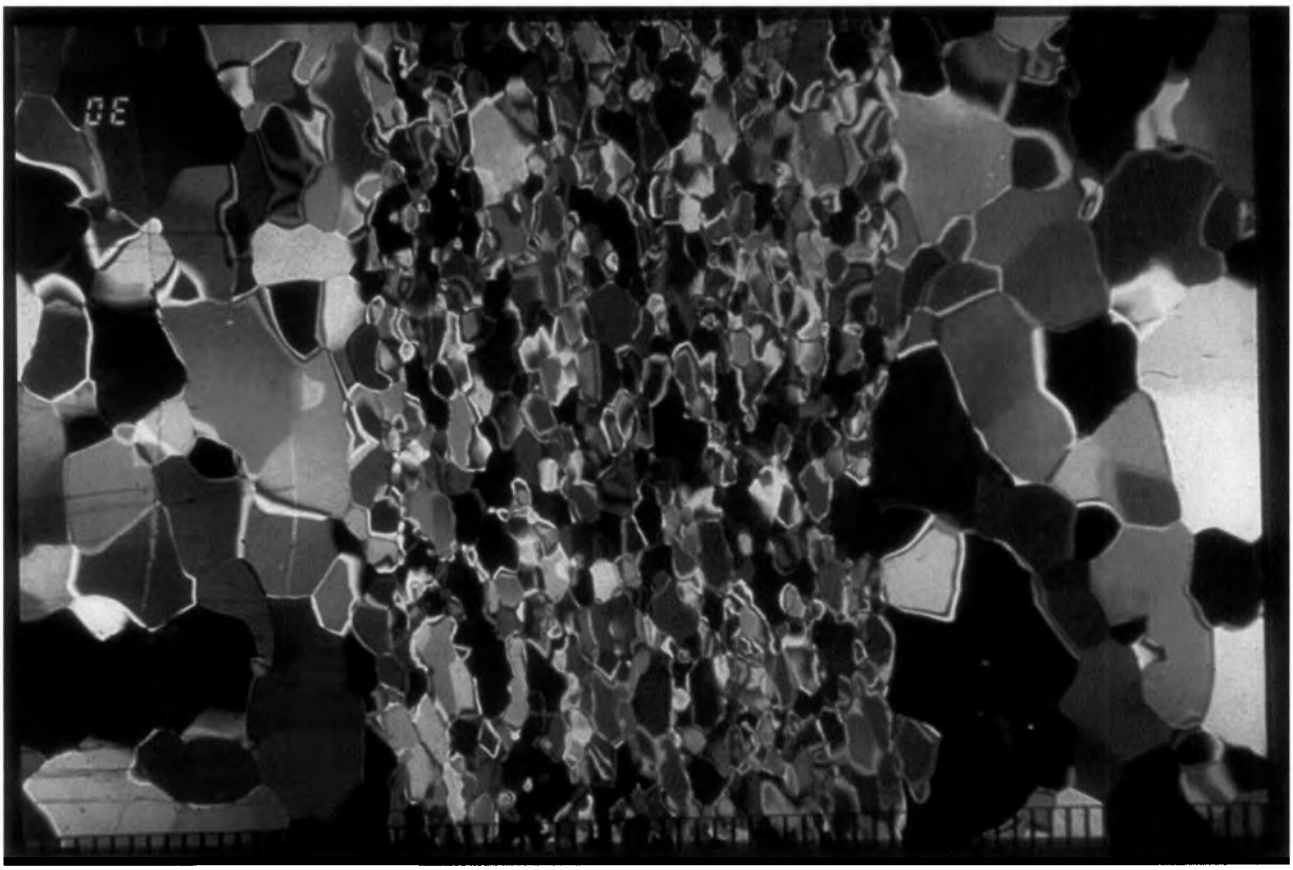


Figure 27. *Modèle de bilan d'énergie du lac Vostok*

CHAPITRE 5

THEME « MATERIAU GLACE ET DYNAMIQUE DES GLACIERS ET CALOTTES POLAIRES »



Carotte de glace vue en lumière polarisée. Crédit : V. Lipenkov, LGGE

Principaux axes de recherche	
Aspects fondamentaux des processus de déformation et fracturation du matériau glace	**Applications technologiques et industrielles**
• Déformation plastique : du monocristal au polycristal • Complexité de la déformation plastique • Modélisation du comportement : éléments finis, approche FFT	• Interactions glace/structures • Frottement glace/polymère • Ecoulement de la neige sous chargement quasi-statique
Applications géophysiques	
• Microstructure et évolution du névé et des glaces polaire • Modélisation de l'écoulement des glaciers tempérés • Modélisation de l'écoulement des calottes polaires • Déformation et fracturation de la banquise	

Personnel (% du temps total par personne)			
Chercheurs CNRS		**Enseignants-chercheurs**	
J.M. Barnola	15	O. Gagliardini	
P. Duval	80	E. Le Meur	35
J. Meyssonnier	85	F. Louchet (depuis le 01/09/04)	10
M. Montagnat	100	A. Philip	50
F. Parrenin	30		50
C. Ritz	30		
J. Weiss	80		
Doctorants		**Post-docs**	
L. Capolo	100	S. Borel	
G. Durand	100	C. Goujon	
F. Gillet-Chaulet	100	R. Pieritz	
N. Lhomme	100		
V. Peyaud	100		
T. Richeton	100		
M. Schaefer	100		

Chercheurs et Professeurs invités

Ian Jordaan (University Research Professor, Faculty of Engineering and Applied Science, Memorial University of Newfoundland, Canada) venu 3 mois en 2003 : écriture d'un article sur la recristallisation de la glace aux fortes contraintes.

Ryszard Staroszczyk (Chercheur associé School of Mathematics, University of East Anglia, Norwich, England) venu 1 mois en juillet 2002 : travail sur la modélisation de l'anisotropie de la glace polaire.

Leslie Morland (Professeur, School of Mathematics, University of East Anglia, Norwich, England) venue 1 mois en juillet 2002 : travail sur la modélisation de l'anisotropie de la glace polaire.

Takeo Hondoh (Professeur, Université de Sapporo) venu 1 semaine en juin 2005 : collaboration sur les propriétés physique du névé et de la glace.

Principales collaborations	
Nationales	**Internationales**
	CSC, Finlande
LPMTM, Villetaneuse	AWI, Allemagne
LSP, St Martin d'Hères	Los Alamos National Laboratory, Etats-Unis
GPM2, St Martin d'Hères	Université de Navarre, San Sebastian, Espagne
LGIT, Université de Savoie, Chambéry	Université de Barcelone, Espagne
LSP, St Martin d'Hères	Université de Prague, Rép. Tchèque
LGIT, St Martin d'Hères	Applied Physics Lab., University of Washington
ESRF	Seattle, USA
LSCE	AARI, Russie

Financements	
Nationaux	**Internationaux**
Collaboration CNRS-NSF : 2002-2005	Programme européen STRICE : 2000-2003
Projet IPEV « Banquise » : depuis 2005	Programme européen EPICA II : 2000-2003
ACI C3	Programme européen EPICA-MIS : depuis 2005
PNEDC	
Contrat Michelin	Programme EGIDE Barrande (Rep. Tchèque) : depuis 2005
Contrat PRANE - RGC&U : 2002-2005	
	Programme EGIDE Picasso (Espagne) : depuis 2005

Comme suggéré par son intitulé, le thème « Matériau glace, glaciers, calottes polaires » est caractérisé à la fois par un fort caractère interdisciplinaire à l'interface entre mécanique, science des matériaux, et géophysique, ainsi que par une très large gamme d'échelles étudiées. Le caractère interdisciplinaire de nos travaux s'exprime en particulier par notre double rattachement, au SPI (section 9) d'une part, et au SDU d'autre part.

La problématique des changements d'échelle est un problème récurrent et important en science des matériaux. Il est dans notre cas encore plus crucial, les échelles explorées allant des défauts du réseau cristallin (dislocations) aux échelles géophysiques (calottes, banquise). Les approches développées par notre thème pour effectuer ces changements d'échelle ont d'ailleurs un intérêt qui dépasse le champ strict de la glaciologie, le matériau glace, de part l'anisotropie extrême du cristal, pouvant être considéré dans bien des cas comme un matériau modèle en science des matériaux, alors qu'un objet comme la banquise arctique peut être considéré sous certains aspects comme un modèle de la croûte terrestre.

La présentation du thème a été divisée en trois sous-thématiques. La première s'intéresse aux aspects fondamentaux des processus de déformation du matériau glace. Ceci constitue un domaine d'expertise ancien du LGGE, mais s'est vu renforcé ces dernières années par l'émergence de nouvelles approches expérimentales comme la topographie X pour étudier la déformation des cristaux, ou l'émission acoustique pour caractériser la dynamique collective des dislocations, et théoriques comme la simulation de la dynamique des dislocations.

Le second sous-thème concerne les applications géophysiques, c'est à dire l'étude du comportement mécanique d'objets comme les glaciers tempérés, les calottes polaires, ou la banquise. Bien entendu, dans une approche multi-échelle intégrée, ces travaux s'effectuent en continuité des études plus fondamentales du sous-thème précédent. Si l'étude des glaciers tempérés et des calottes polaires est un domaine d'expertise ancien et internationalement reconnu du LGGE, l'étude de la banquise arctique constitue une thématique émergente.

Enfin, le troisième sous-thème concerne les applications technologiques et industrielles. Notre équipe a pendant de nombreuses années contribué à l'étude des interactions entre les glaces dérivantes et les structures off-shores, en particulier au cours de programmes européens sur ce sujet. Cette activité a en grande partie cessé depuis 2002-2003, mais d'autres activités originales ont été développées depuis, comme l'étude du frottement glace/gomme, ou la modélisation de l'écoulement de la neige pour les filets paravalanche.

1. Aspects fondamentaux des processus de déformation et fracturation du matériau glace

Depuis bientôt 30 ans, le LGGE, et plus particulièrement notre équipe, est reconnu pour ses travaux sur la physique de la déformation et la fracturation du matériau glace. Ces efforts se sont poursuivis au cours de ces dernières années avec à la fois le développement de nouvelles méthodes de caractérisation expérimentale (topographie X , émission acoustique) ou de modélisation (approche FFT N-sites, éléments finis), ainsi que la prise en compte de l'important problème des changements d'échelle. Ces travaux ont clairement mis en évidence la complexité de la déformation plastique, et en particulier son caractère hétérogène, que l'on retrouve à l'échelle du cristal (et en dessous), comme à l'échelle du polycristal, voire même au delà comme cela apparaîtra dans le sous-thème 2. Cette complexité est un défi pour les approches micro-macro et les changements d'échelle.
Si les applications de ces travaux pour l'étude et la modélisation de l'écoulement des calottes polaires constituent un objectif primordial pour le LGGE (voir sous-thème 2), leur intérêt est bien plus général en ce qui concerne la science des matériaux. En effet, la glace peut être considérée à plusieurs points de vue comme un matériau modèle, que ce soit du point de vue expérimental (fabrication de monocristaux, essais mécaniques sur multi-cristaux, émission acoustique), ou du fait de certaines caractéristiques « extrêmes » comme son anisotropie plastique. Ceci explique les nombreuses collaborations menées avec d'autres laboratoires de physique ou de science des matériaux. L'impact de ces travaux sur l'hétérogénéité et la complexité de la déformation plastique, ou sur la mise au point de nouvelles méthodes de modélisation, a largement dépassé la communauté glaciologique.

1.1. Etude des hétérogénéités de déformation du grain de glace

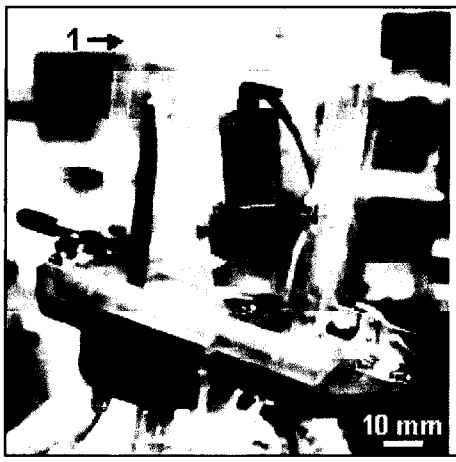
(A. Philip, J. Meyssonnier et L. Capolo)

➢ But de l'étude

L'étude de la déformation à l'échelle du grain a pour objet d'étudier les incompatibilités de déformation intergranulaire d'origine cristallographique ou géométrique et la localisation de la déformation intragranulaire, afin de comprendre comment se fait l'accommodation de la déformation du grain et d'améliorer la description de l'évolution de la microstructure de la glace.

➢ Expérimentation

Lors de la thèse de Philippe Mansuy, un dispositif avait été conçu pour effectuer des essais de fluage sur des lames épaisses de glace (8 mm), le chargement étant effectué dans le plan de la lame. Des inclusions mono et multicristallines enchâssées dans une matrice de glace à grains plus ou moins fins avaient été testées. Ce type d'étude a été poursuivi en se focalisant sur l'étude d'un point triple (jonction de trois grains) et en effectuant les observations d'une part au laboratoire, d'autre part sous rayonnement X. Ceci a nécessité l'emploi d'un nouveau dispositif utilisable au laboratoire et à l'ESRF (topographie X), ainsi qu'à l'Institut Laue-Langevin (ILL).
La glace est fabriquée au laboratoire à partir d'eau ultra pure, en contrôlant le gradient de température pour assurer une croissance lente, inférieure à 10mm par jour. Le polycristal obtenu a des grains en forme de colonnes. Après sélection des grains de bonne qualité optique, les cristaux sont usinés par fraisage en des lames de faible épaisseur, en faisant en sorte que l'axe c de symétrie hexagonale soit contenu dans le plan de la lame pour approcher au mieux une déformation plane lors des essais de compression. Les éprouvettes obtenues ont pour dimensions 21x17x1 mm^3. Plusieurs éprouvettes de même microstructure (même configuration géométrique et cristallographique des grains) sont réalisées dans les mêmes blocs, afin de pouvoir compléter les observations faites sous rayonnement X in situ par celles faites en lumière polarisée au laboratoire.



La presse miniature permet d'effectuer des essais de compression aussi bien en chambre froide que sous rayonnement X.

Elle a été conçue pour prendre place dans une cellule réfrigérée (1) utilisée lors des essais de topographie in situ à l'ESRF (ligne ID19).

La lame de glace (2) est comprimée par l'intermédiaire d'un couteau, lui même poussé par un piston à air comprimé (3) dont la pression peut être réglée en cours d'essai.

Figure a1. Appareillage utilisé pour les essais en laboratoire et sous rayonnement X

Les éprouvettes sont placées dans une presse miniature (Figure a1), entre deux lames de Makrolon pour limiter la sublimation de la glace en cours d'essai et éviter le flambement. La contrainte de compression est appliquée sur deux tranches opposées de la lame de glace, et les deux autres tranches sont libres.

Au laboratoire, la presse est placée entre deux polariseurs croisés afin de suivre l'évolution de la microstructure en cours d'essai, par photographies prises à intervalles réguliers. Ces photographies permettent de mettre en évidence le glissement basal concentré dans des bandes de glissement, et différentes formes de localisation telles que bandes en genou (kink bands), bandes de flexion, polygonisation, et la recristallisation dynamique. L'influence des orientations relatives des grains entre eux et par rapport à la direction de compression est aussi visible.

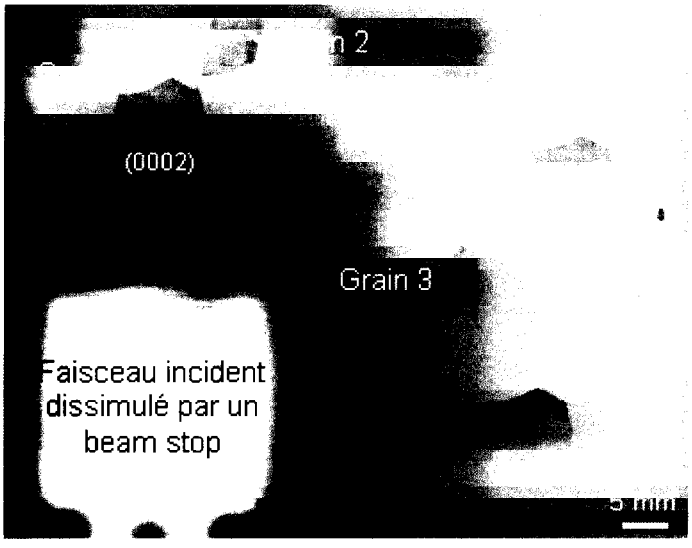


Figure a2. Cliché de diffraction d'un tricristal en lumière polychromatique.

Les topogrammes obtenus par diffraction X sur les plans cristallographiques donnent une image des défauts dans l'épaisseur du cristal. L'utilisation de lumière polychromatique permet d'obtenir simultanément des réflexions sur différents plans d'un même cristal (identification des défauts dans un même grain en cours de déformation), et de plus, pour un multicristal (Figure a2), sur des plans appartenant à des grains différents (influence des joints de grains). La lumière monochromatique, qui permet des mesures de désorientation cristallographique très précises, n'a été utilisée que dans quelques essais. Plusieurs orientations de la presse par rapport au faisceau incident sont analysées afin d'augmenter le nombre de topogrammes pour un même échantillon. Lorsque la densité de dislocations est faible (~ 10^6 m^{-2}), il est possible d'observer les dislocations individuellement. En revanche, lorsque elle est forte, on ne peut plus isoler les dislocations :

l'analyse porte alors sur leur comportement collectif, par l'intermédiaire des distorsions de réseau qu'elles engendrent.

➢ Résultats expérimentaux

Les essais de compression in situ ont été réalisés sur des échantillons monocristallins et sur des tricristaux. Avant déformation, les topogrammes présentent des contrastes qui révèlent un réseau de lignes de glissement basal assez régulièrement espacées. En lumière polarisée, les premières lignes de glissement basal ne deviennent visibles à l'oeil nu que pour une déformation de l'ordre de 1%.

Dès la mise sous charge, on observe des lignes qui se surimposent aux bandes de glissement basal et qui sont perpendiculaires à la direction de compression. Le fait que ce réseau de lignes n'est pas, ou n'est que partiellement visible sur certains topogrammes, incline à penser qu'il résulte d'un arrangement particulier de dislocations qui reste encore à élucider.
L'hétérogénéité de la déformation est mise en évidence par la répartition non homogène de lignes de glissement basal plus ou moins intenses. De plus, des structures en forme de ruban sont également observées. Ces "rubans", de forme irrégulière, sont limités par les bords libres ou par les joints de grains (tricristal) et se déplacent au cours de l'essai. Une hypothèse, à confirmer, est qu'ils sont l'image d'une désorientation (inférieure à 0,1°) qui devrait conduire à la naissance d'un sous-joint. Leur vitesse est de l'ordre de 0,5 μms^{-1} pour une charge appliquée de 0,5MPa, à -10°C. En raison de la forte hétérogénéité du champ de contrainte dans l'éprouvette, même dans le cas d'un monocristal, il est difficile de relier cette vitesse de déplacement à la scission résolue locale sur les plans de base. Cependant cet ordre de grandeur est en accord avec les valeurs de mobilité des dislocations données dans la littérature.
La diffraction des rayons X permet de déterminer les désorientations cristallographiques locales. A partir de la courbure de réseau mesurée, il est possible d'évaluer une densité de dislocations locales correspondant aux dislocations géométriquement nécessaires (ou "excédentaires"). Nos observations montrent qu'il y a une augmentation non homogène des densités de dislocations au cours des essais, à la fois pour les monocristaux et les multicristaux étudiés. Dans les tricristaux, un sous-joint se forme dans le plus gros grain à partir du point triple. Ce sous-joint partage le grain en deux zones dans lesquelles les densités de dislocations estimées dépendent des intensités du glissement observées dans le sous-grain et dans le grain adjacent. Des différences d'un facteur 3 ont été trouvées pour 7% de déformation macroscopique ($4x10^8m^{-2}$ pour le sous-grain adjacent au grain se déformant peu, $13x10^8m^{-2}$ pour celui adjacent au grain se déformant le plus). Pour les monocristaux, on a observé également la formation d'un sous-joint normal au plan de base, pour une déformation macroscopique de 2%, avec des densités de dislocations du même ordre ($4x10^8m^{-2}$) de part et d'autre du sous-joint.

➢ Modélisation

Les essais réalisés conduisent à des champs de déformation hétérogènes. Une estimation du champ des contraintes dans l'échantillon, nécessaire pour interpréter les observations, est obtenue par simulation numérique. Chaque grain (monocristal ou grain d'un tricristal) est considéré comme un milieu continu orthotrope de révolution dont le plan d'isotropie est son plan de base. Cette loi de comportement est implémentée dans un code aux éléments finis. Chaque grain est décomposé en plusieurs éléments triangulaires à 6 noeuds. La compression est simulée en imposant une vitesse constante sur la tranche de l'échantillon.
Les simulations, réalisées en respectant les orientations cristallographiques et la géométrie des échantillons testés, reproduisent le caractère hétérogène du champ des contraintes. Elles mettent bien en évidence que les joints de grains sont le lieu de fortes perturbations locales du champ de contraintes (Figure a3).
La comparaison des simulations avec les observations montre un bon accord pour la répartition des zones peu ou fortement sollicitées : la simulation numérique permet d'obtenir une image des

hétérogénéités du champ de contrainte. Cependant il n'est encore pas possible de reproduire l'évolution fine de la déformation hétérogène, comme par exemple les désorientations cristallographiques.

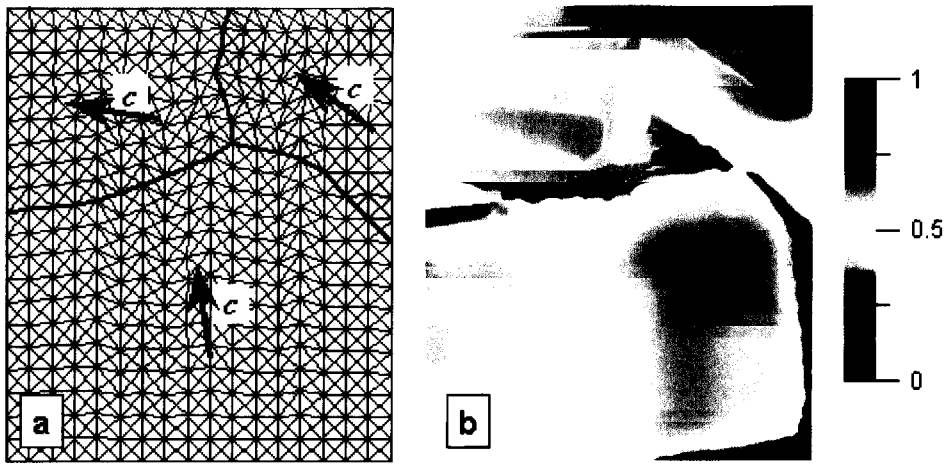


Figure a3. a) Maillage et orientation des axes c du tricristal; b) Cission résolue sur les plans de base des grains (unité adimensionnelle).

1.2. Modes de déformation du monocristal : essais mécaniques de torsion et simulation par la dynamique des dislocations

(M. Montagnat, J. Chevy, P. Duval)

Nous avons réalisé des essais de torsion sur des monocristaux de différents diamètres en plaçant l'axe c selon l'axe de la torsion. Les distorsions du réseau résultantes ont été caractérisées par diffraction X à l'ILL. Comme attendu, la torsion est totalement accommodée par des dislocations basales vis, géométriquement nécessaires, lesquelles représentent la quasi totalité des dislocations. Un effet de taille relatif à la variation de la densité de ces dislocations avec le diamètre des cylindres a été observé (**Montagnat et al., 2003**; Martinez-Esnaola et al., 2003).

Une analyse plus fine de la répartition des dislocations a été obtenue par topographie X à l'ESRF sur des échantillons faiblement déformés en torsion. La répartition de la densité de dislocations le long de l'échantillon (figure b3) est directement reliée aux variations de niveaux de gris sur le topographe. Une analyse en transformées de Fourier de profils pris le long des topographes a mis en évidence le caractère invariant d'échelle de la répartition des dislocations, et donc l'importance des interactions à longue distance. Ces résultats sont en accord avec les observations de mouvement collectif des dislocations (avalanches) effectuées par des mesures d'émission acoustique au cours de la déformation par Thiebaud Richeton et Jérôme Weiss.

Des essais de torsion directe ont été suivis de torsion inverse jusqu'à une déformation macroscopique nulle. Les courbes de déformation mettent en évidence un ralentissement qui doit être lié à l'interaction entre dislocations vis de signes opposés. L'analyse des distorsions du réseau résultantes par diffraction des rayons X durs a montré que, dans la plupart des cas, la distorsion était complètement annulée par la torsion inverse. Cependant, une analyse des intensités diffractées par autocorrélation a montré que les interactions à longue distance persistent sur les échantillons déformés en aller-retour. Il apparaît donc que les interactions entre dislocations de signes opposés ont lieu à une échelle que ne distingue pas la technique de diffraction des rayons X durs (résolution spatiale de 0,35 mm).

Pour tester les hypothèses émises concernant la nature des dislocations et leurs interactions, nous utilisons un modèle de Dynamique des Dislocations Discrètes (DDD) adapté au matériau glace et à l'essai de torsion. Ce modèle, initialement mis au point par Marc Fivel (GPM2) et Marc Verdier (LTPCM) a été adapté à la glace au cours du stage de M2R de Juliette Chevy. Il a permis de représenter les mécanismes de glissement dévié (Figure b4) qui permettraient

d'expliquer l'élargissement des lignes de glissement au cours de la déformation, et plus particulièrement les mécanismes de durcissement lors de la torsion inverse. Ce travail se prolongera dans le cadre de la thèse de Juliette Chevy (BDI co-financée par les départements SPI et SDU du CNRS), co-dirigée par Paul Duval, Marc Fivel et Maurine Montagnat.

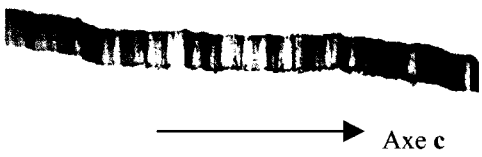


Figure b3. Topographe ESRF d'une section d'un échantillon déformé en torsion

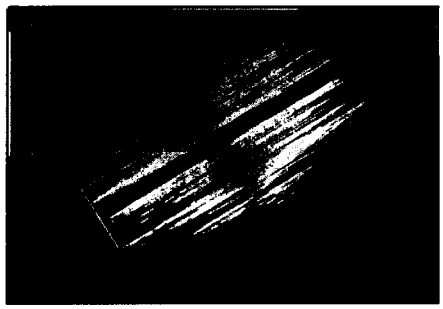


Figure b4. Simulation DDD du glissement sur les plans de base (bleu clair) et du glissement dévié (bleu foncé)

1.3. Modes de déformation et microstructure des glaces antarctiques

(M. Montagnat et P. Duval)

Des informations essentielles sur les modes de déformation de la glace aux faibles contraintes ont pu être obtenues grâce à l'étude des textures et de la microstructure des glaces extraites en Antarctique jusqu'à plus de 3000m de profondeur. Malgré les faibles vitesses de déformation ($\leq 10^{-10}$ s^{-1}), la déformation est produite par le glissement intracristallin. Nous sommes sur ce point en désaccord avec plusieurs auteurs, qui, du fait de la faible valeur du paramètre de sensibilité à la contrainte (<2), admettent un comportement type "superplastique" avec un glissement aux joints prépondérant (**Duval et Montagnat, 2002**). Notre argumentation s'appuie, en particulier, sur l'analyse du développement des textures et de la structure des grains. La migration des joints de grains associée au grossissement normal des grains et à la recristallisation continue ainsi que les gradients de déformation dans les grains doivent contribuer à accommoder le glissement basal (**Montagnat et al., 2003**).

A l'échelle du grain issue de la matrice polycristalline, la technique de diffraction des rayons X durs (ILL) nous a permis de caractériser les microstructures de déformation dans les glaces naturelles, et de mettre en évidence l'importance des gradients d'orientation.
L'exceptionnelle anisotropie plastique du cristal de glace est à l'origine d'un écrouissage dit "cinématique" directement lié à l'incompatibilité de déformation entre les grains. De forts gradients de déformation sont observés et les dislocations présentes dans les grains sont surtout des dislocations « géométriquement nécessaires ». Les mesures de diffraction X faites à l'Institut Laue Langevin ont permis de caractériser la distorsion des cristaux des glaces de la carotte de 3623m de Vostok (Antarctique). Des distorsions continues du réseau cristallin ont été observées (Figure b1). Il s'agit d'une part d'une rotation autour de l'axe c par des dislocations vis et, d'autre part, d'une flexion des plans de base par des dislocations coin (**Montagnat et al., 2003**). La glace se particularise ainsi par l'importance des dislocations géométriquement nécessaires par rapport aux dislocations statistiquement réparties dont la densité reste toujours faible.

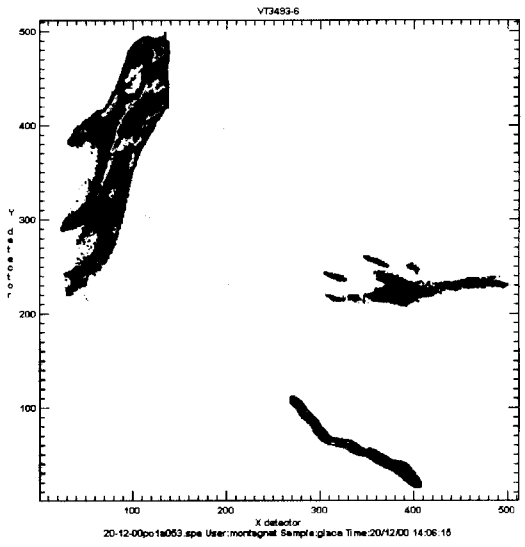


Figure b1. Cliché de diffraction aux rayons X durs obtenu sur un échantillon issu de la carotte de Vostok à 3493 m de profondeur (voir texte).

1.4. Modélisation du comportement mécanique: modèle viscoplastique *N*-sites basé sur une approche FFT

(M. Montagnat et P. Duval)

Le modèle *N*-sites basé sur une formulation Fast Fourier Transform (FFT) de Lebensohn (Acta mater., 2001) a été utilisé pour simuler le comportement mécanique d'une glace 2D columnaire isotrope. Cette formulation utilise la notion de Volume Elémentaire Représentatif (VER) qui permet de rendre le problème périodique et d'utiliser un algorithme FFT pour résoudre le problème mécanique. Le VER et chaque grain sont discrétisés en un grand nombre de points de Fourier tout en gardant des temps de calcul raisonnables. Ce modèle permet une avancée importante en intégrant les hétérogénéités intragranulaires de déformation et de contrainte. Le comportement mécanique de ces glaces 2D est bien reproduit avec une activité des systèmes de glissement basal supérieure à 90%, ce qui est satisfaisant par rapport à d'autres modèles qui donnent une activité de l'ordre de 70%.

Un résultat nouveau et fondamental concerne les variations des contraintes et vitesses de déformation équivalentes ainsi que les seconds moments sur chaque point de Fourier en fonction de son orientation. Les plus fortes contraintes, les plus faibles vitesses de déformation et seconds moments correspondants sont trouvés sur les grains mal orientés pour le glissement basal (grains durs). L'inverse est trouvé pour les grains « mous ». De grosses variations de ces variables sont aussi trouvées pour une même orientation, ce qui montre l'effet du voisinage et l'importance d'une modélisation *N*-sites (Figure b2).

Des cartographies des hétérogénéités (contraintes, vitesses de déformation et activité du système de glissement basal) sont obtenues, qui sont une base pour l'analyse du comportement intra-granulaire et localement inter-granulaire. Ces résultats sont discutés dans le contexte de la modélisation de la recristallisation dynamique des glaces des calottes polaires (Lebensohn et al. Acta mater., soumis).

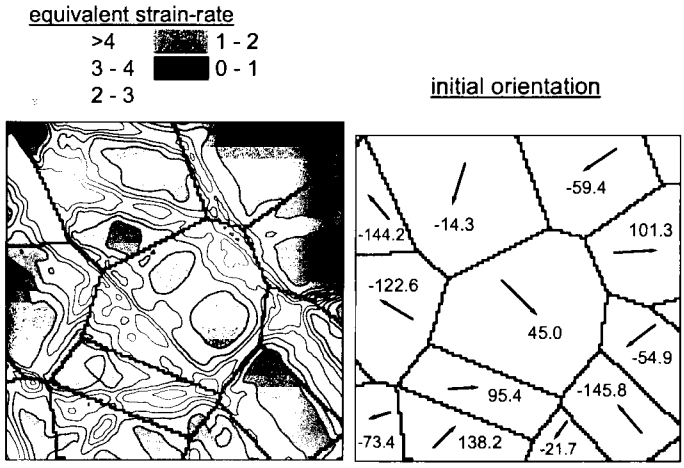


Figure b2. Cartographie des vitesses de déformation équivalentes obtenues par le modèle FFT 2D dans des grains dont l'orientation initiale est représentée

1.5. Sismologie de la déformation plastique

(T. Richeton, J.Weiss, F. Louchet)

Dans l'approche classique de l'écoulement viscoplastique par mobilité des dislocations (p.ex. relation d'Orowan), cette mobilité est supposée homogène à la fois dans l'espace et dans le temps, ce qui a d'importantes conséquences en terme de passage micro-macro qui peut s'effectuer par des méthodes d'homogénéisation.

Toutefois, cette vision classique de la plasticité des matériaux cristallins est remise en question depuis quelques années, en particulier grâce aux travaux expérimentaux menés au LGGE au cours de ces dernières années, basés sur une analyse originale de la dynamique collective des dislocations au cours de la déformation plastique à partir de l'émission acoustique. A l'image de la sismologie permettant l'étude de la déformation de la croûte terrestre, l'émission acoustique est un moyen unique d'étude des mouvements collectifs de dislocations, à la fois en terme de temps, d'espace et d'énergie. Ce type d'études indique que la dynamique collective des dislocations au cours de l'écoulement viscoplastique peut présenter un caractère intermittent, non-linéaire, proche d'un état critique. Des statistiques en loi de puissance des amplitudes des microséismes générés par des mouvements collectifs de dislocations (avalanches, ou instabilités plastiques) ont été systématiquement observées. Un tel comportement sans échelle caractéristique révèle une très forte hétérogénéité de la déformation plastique et suggère fortement que la dynamique collective des dislocations soit un système proche d'un état critique (Miguel et al., 2001).

D'autres travaux, en localisant pour la première fois la source des microséismes, ont permis de mettre en évidence une hétérogénéité spatiale invariante d'échelle (fractale) de la déformation (Figure c1) ainsi que de complexes couplages spatio-temporels entre avalanches : une avalanche augmente de façon significative la probabilité de déclenchement d'autres avalanches à proximité (**Weiss et Marsan, 2003** ; **Weiss et Miguel, 2004**).

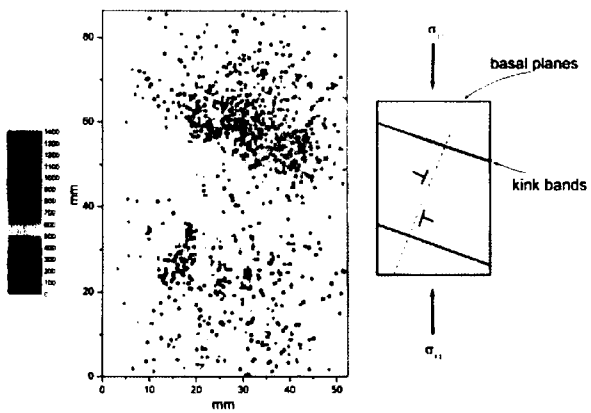


Figure c1. Localisation des avalanches de dislocations au cours de la déformation plastique d'un monocristal de glace. Les codes de couleur correspondent à l'ordre d'arrivée des évènements. Une analyse statistique révèle une structure fractale des hypocentres ainsi que de complexes couplages spatio-temporels.

Dans une telle situation, les instabilités plastiques sont imprévisibles à la fois en terme de temps, d'énergie ou de localisation spatiale, et l'énergie dissipée par le système (en d'autres termes, la déformation plastique) l'est en grande partie au cours de fortes instabilités. Les procédures d'homogénéisation sont dans ce cas inopérantes pour décrire et modéliser l'écoulement plastique. Un modèle numérique 2D de dynamique des dislocations a permis de reproduire de façon satisfaisante les principales caractéristiques observationelles, ce qui implique que cette dynamique complexe n'est pas spécifique au matériau glace (Miguel et al., 2001).

Les travaux les plus récents ont porté sur les matériaux polycristallins. En effet, tous les travaux précédemment évoqués (expériences ou modélisations) faisaient référence à des milieux monocristallins « parfaits » où la dynamique complexe émergeait uniquement à partir des interactions collectives entre dislocations. Des essais sur polycristaux de glace avec différentes tailles de grain ont montré que les joints de grains empêchent les avalanches de se propager dynamiquement au delà du volume d'un grain (Figure c2). Toutefois, cet effet n'est pas un simple effet de taille finie. En effet, en se bloquant, les avalanches de grande taille génèrent des contraintes internes au niveau des joints qui peuvent faire sortir temporairement le système dynamique de son état critique auto-organisé et induire d'autres instabilités dans les grains voisins (**Richeton et al., 2005a et 2005b**). Si l'on pouvait intuitivement penser que l'effet de taille (de grain) finie validerait les procédures d'homogénéisation classiquement utilisées pour la modélisation de la déformation plastique (pour des volumes d'homogénéisation comportant de nombreux grains), le mécanisme décrit ici, en propageant les instabilités de grain en grain, complique ce schéma.

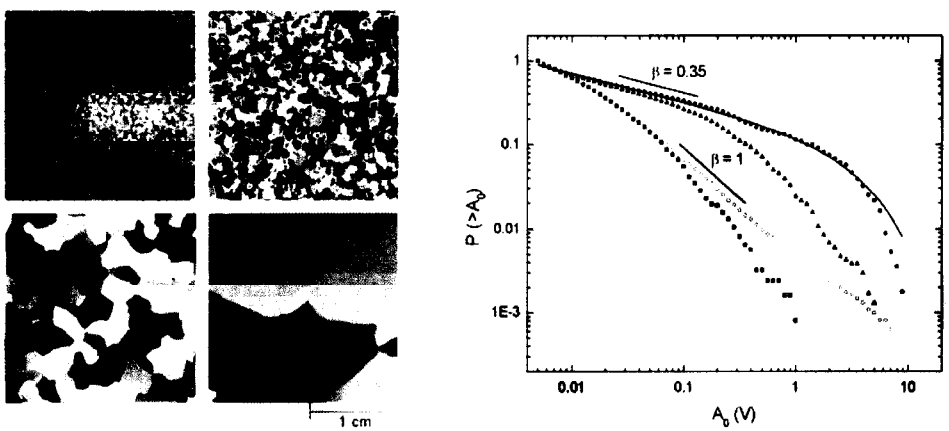


Figure c2. Avalanches de dislocations dans les polycristaux. (a) Microstructures de glaces polycristallines avec différentes tailles de grain. (b) Distributions (cumulées) des amplitudes des avalanches. Par rapport au cas d'un monocristal (ronds blancs), on observe (i) une brisure de l'invariance d'échelle aux fortes amplitudes, d'autant plus marquée que la taille de grain est faible, et (ii) un changement de l'exposant de la loi de puissance.

1.6. Loi de comportement de la glace monocristalline : modèle de fluage stationnaire

(F. Louchet)

La loi de comportement de la glace monocristalline entre –20°C et –3°C s'exprime sous la forme d'une dépendance en contrainte en loi puissance, avec un exposant proche de 2, et d'une dépendance en température en loi d'Arrhenius, avec une énergie d'activation E proche de l'énergie d'autodiffusion, typiquement entre 0,6 et 0,7 eV.

D'autre part, la glace Ih monocristalline se déforme essentiellement par glissement basal. Des mesures de mobilité des dislocations basales ont montré que les dépendances en contrainte et température des vitesses de dislocations sont données par une loi du même type, mais avec une

dépendance linéaire en contrainte, et une énergie d'activation Q (autour de 0,9 eV) sensiblement supérieure à E.

Une comparaison brutale de ces deux équations par l'intermédiaire de la relation d'Orowan semble suggérer que la densité de dislocations mobiles varie linéairement avec la contrainte, mais cela ne permet pas d'expliquer la différence entre les énergies d'activation mentionnées ci-dessus.

Un modèle a été développé qui montre que la valeur de l'exposant de contrainte et de l'énergie d'activation a une origine plus subtile. Il s'appuie sur les différents mécanismes possibles de multiplication, propagation et élimination de dislocations dans la glace, mentionnés dans la littérature, et observés par topographie synchrotron. Il est basé sur le calcul des taux d'évolution des densités de dislocations basales (assurant la plus grande part de la déformation) et non-basales (dont la montée contrôle la multiplication des basales). L'hypothèse de stationnarité des densités basales et non-basales permet alors d'obtenir la vitesse de déformation plastique totale. On obtient alors une équation en accord avec les données expérimentales, avec effectivement un exposant égal à 2, et une énergie d'activation qui est celle du mécanisme contrôlant la multiplication, c'est à dire celle de l'autodiffusion (**Louchet, 2004**).

1.7. Déclenchement d'avalanches de neige et invariance d'échelle

(F. Louchet, J. Faillettaz (3S, France), J-R. Grasso (LGIT, France))

Nous avons abordé le déclenchement naturel des avalanches par une approche de type phénomènes critiques. Nous avions montré (**Louchet et al., 2002**) que la statistique des tailles d'avalanches provenant des données de terrain suit une loi puissance (invariante d'échelle). Les exposants de cette loi puissance ne dépendent ni du couloir ni du massif, ni même de l'hiver au cours duquel sont faites les mesures (Figure d1).

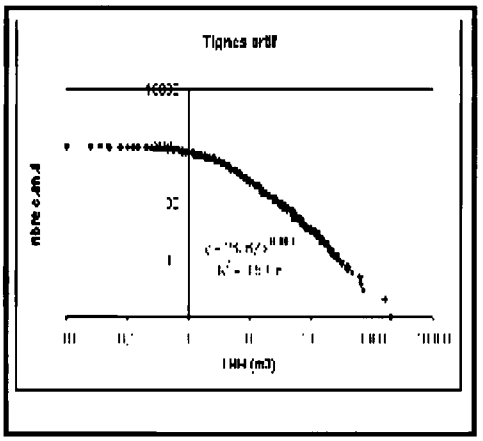


Figure d1. Distribution des tailles de volumes d'avalanches d'après les données de terrain (Tignes)

Afin de relier la valeur de ces exposants à la physique du déclenchement, nous avons mis au point un automate cellulaire original ne comportant qu'un seul paramètre ajustable, qui représente physiquement le rapport des seuils de rupture en traction et en cisaillement. Cet automate nous a fourni des statistiques de taille d'avalanches effectivement invariantes d'échelle (Figure d2). L'ajustement du paramètre dans une plage étroite autour de 1 permet de retrouver les exposants caractérisant les avalanches de plaque (Figure d3), mais aussi ceux d'autres phénomènes géophysiques (coulées de boue, éboulements de roches, rupture de glaciers, etc.), leur point commun étant qu'il s'agit de ruptures gravitaires, pilotées en contrainte et non en déformation. Ce modèle (Failletaz et al., 2004) donne un cadre théorique général aux phénomènes de rupture gravitaire, sans effet de mémoire. Il peut être considéré comme une

alternative à la criticalité auto-organisée de Bak, qui, elle, s'applique plutôt à des phénomènes pilotés en déformation, comme les séismes.

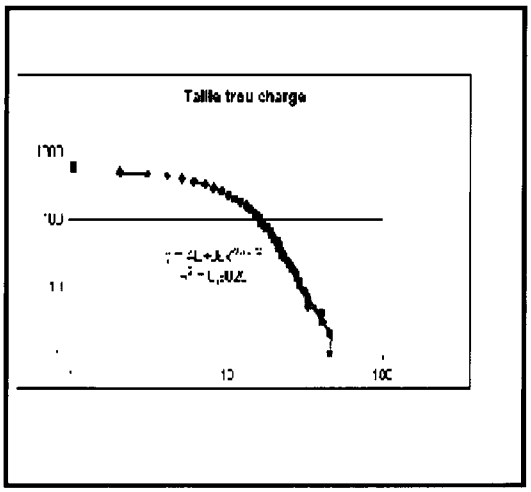


Figure d2. Distribution des tailles (surface) de la zone de départ, obtenue par automate cellulaire

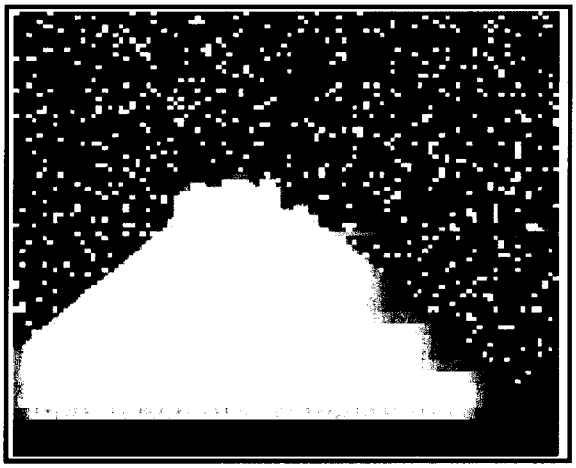


Figure d3. Exemple d'avalanche déclenchée par un skieur (trace horizontale) obtenue par automate cellulaire

2. Applications géophysiques

Les applications géophysiques développées au LGGE font l'interface entre les aspects fondamentaux du comportement de la glace (sous-thème 1) et les problématiques liées au Climat. Ainsi, que ce soit la modélisation de l'écoulement des glaciers alpins et des calottes polaires, ou encore la modélisation de la déformation de la banquise, la finalité est une meilleure compréhension de l'interaction de ces objets avec le Climat.

Néanmoins, sous de nombreux aspects, les modèles de comportement utilisés dans ces applications sont directement issus de résultats récents obtenus à l'échelle du polycristal dans le sous-thème 1. Cette volonté d'intégrer une description de l'échelle inférieure conduit souvent à des modèles couplant plusieurs phénomènes physiques agissant aux différentes échelles. Ici encore, la glace apparaît comme un matériau modèle. Par exemple, les méthodes utilisées pour modéliser l'anisotropie induite par la déformation de la glace polaire sont très similaires de ce qui se fait en science des matériaux sur les composites polymères renforcés par des fibres.

La dimension des applications ne cesse de croître. Le modèle global d'Antarctique utilise maintenant une maille de 20km. Les premières applications tri-dimensionnelles et sans simplification des équations de Stokes ont été réalisées pour modéliser l'écoulement d'un glacier synthétique. Des tests préliminaires ont montré la faisabilité d'une application 3D du modèle local anisotrope au voisinage du forage de Dôme C (Antarctique).

Enfin, l'étude du comportement mécanique de la banquise et des lois d'échelle associées, nouvelle thématique développée au LGGE sur un domaine jusqu'à présent largement ignoré en France, profite de l'expertise acquise par l'équipe tant sur les modes de fracturation de la glace que sur le traitement des problèmes d'invariances d'échelle.

2.1. Glaciers

2.1.1. Applicabilité de l'approximation de la couche mince aux glaciers.

(E. Le Meur et O. Gagliardini)

De nombreuses approches, plus ou moins complexes, sont envisageables pour modéliser l'écoulement des glaciers et des calottes polaires. Parmi ces méthodes, l'approximation de la couche mince (Shallow Ice Approximation, SIA) semble être la plus utilisée, notamment pour sa grande simplicité. La SIA, essentiellement utilisée pour modéliser l'écoulement des calottes polaires, repose sur le faible rapport d'aspect caractéristique de ces objets glaciaires.

Pour des objets plus petits, comme les glaciers Alpins, la question de l'applicabilité de la SIA se pose puisque sa validé diminue lorsque le rapport d'aspect augmente. Avec comme objectif de définir le domaine de validité de cette méthode, les résultats de la SIA ont été comparés à ceux obtenus en résolvant complètement les équations de Stokes à l'aide du code aux éléments finis Elmer.

A partir de tests bidimensionnels, on a montré que la solution donnée par la SIA est plus détériorée lorsque la pente du socle augmente que lorsque l'accumulation augmente, même si une augmentation de l'accumulation conduit à une augmentation du rapport d'aspect. Par conséquent, lorsque la pente du socle devient importante, c'est elle qui doit être considérée, et non plus le rapport d'aspect, indiquant que la pente est donc le plus sévère des critères de validité de la SIA pour les applications glaciaires. Des simulations tridimensionnelles (Figure e1) ont montré que la non prise en compte des contraintes de cisaillement longitudinal dans la SIA contribue significativement à la différence avec la solution complète de Stokes (**Le Meur et al., 2004**).

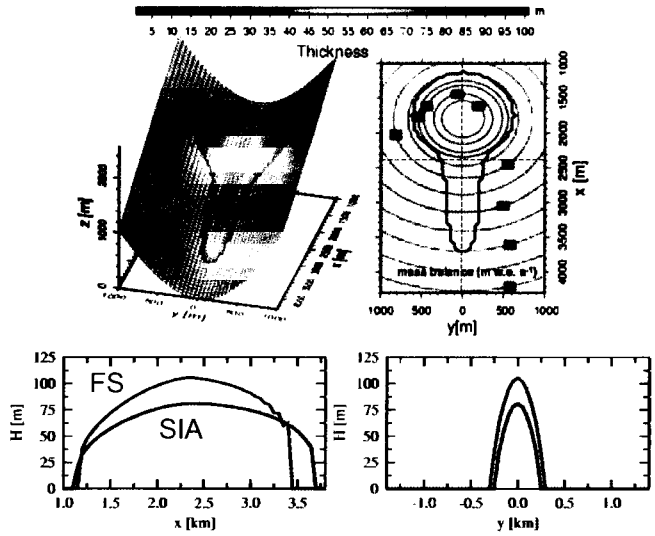


Figure e1. Comparaison des solutions obtenues avec la SIA et la résolution des équations de Stokes complètes sur un test synthétique 3D de glacier reposant sur un lit rocheux en forme de gouttière.

2.1.2. Propagation sous-critique des crevasses

(J. Weiss)

L'initiation et la propagation des crevasses au sein d'un glacier est un phénomène encore mal compris. Dans certaines circonstances (chutes de séracs, rupture d'un barrage glaciaire naturel), ceci peut devenir un enjeu en terme de risques naturels. Si les premières tentatives de modélisation de ce phénomène étaient assez phénoménologiques, des approches plus récentes se sont appuyées sur les théories classiques de la mécanique de la rupture élastique. Ces approches se sont confrontées au problème suivant : les contraintes de traction présentes à la surface des glaciers sont bien trop faibles pour expliquer la propagation instable de crevasses à partir d'un critère de rupture élastique classique et de précurseurs de taille « raisonnable ». On a donc proposé une approche alternative, basée sur la propagation sous-critique, lente et « stable », des crevasses. Ce mécanisme permet d'expliquer l'initiation de crevasses à partir de défauts de l'ordre de grandeur de la taille des grains, et il prédit de façon naturelle une accélération progressive de la vitesse de propagation, en accord avec des mesures de terrain effectuées sur des chutes de séracs (**Weiss, 2004**).

2.2. Calottes polaires

2.2.1 Microstructure des glaces du Dôme C : effet des impuretés sur la taille de grain et hétérogénéité de la déformation

(G. Durand, J. Weiss)

Dans le cadre du programme européen EPICA, une étude détaillée de l'évolution avec la profondeur (et donc l'âge) de la microstructure de la glace (taille, forme, et orientation des grains) le long du forage au Dôme Concordia a été entreprise afin de comprendre les processus de grossissement des grains, de recristallisation et de déformation, puis de relier ceux-ci à certains paramètres climatiques ou à l'écoulement de la calotte. Cette « métallurgie » des glaces est basée sur des analyses d'images de lames minces permettant de déterminer automatiquement de nombreux paramètres structuraux et topologiques 2D.

Les premiers travaux ont porté sur le profil de taille de grain avec la profondeur (**Weiss et al., 2003**). En effet, en raison d'une certaine synchronisation entre des modifications brutales de

la taille de grain avec la profondeur et les transitions climatiques glaciaire-interglaciaire, il avait été proposé dans le passé que la taille de grain moyenne puisse être un véritable paléothermomètre. Cette étude a permis de montrer que l'évolution de la microstructure lors de changements climatiques est en fait liée à une inhibition de la croissance normale résultant de l'épinglage des joints de grains par des poussières dont la quantité contenue dans la glace augmente fortement à la fin des périodes glaciaires.

Un modèle numérique a permis de reproduire avec une acuité surprenante le profil de taille de grain (Figure f1). Ce modèle prend en compte la croissance normale des grains, les effets d'épinglage des joints de grains par les poussières ainsi que par les bulles, ou encore l'évolution de la température avec le climat comme avec la profondeur de la couche de glace (la croissance des grains étant un processus thermiquement activé). Ce modèle permet de discuter le rôle (négligeable) des variations de température de surface sur les variations de taille de grains associées aux transitions climatiques, ou le rôle des bulles sur la cinétique de croissance de grains dans la zone supérieure de la carotte (**Durand et al., soumis**).

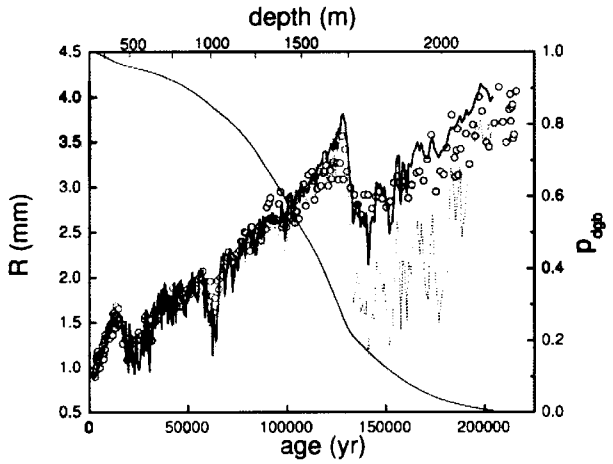


Figure f1. Evolution de la taille de grains moyenne <R> avec la profondeur pour la carotte de glace EPICA au Dôme Concorde (cercles). Surimposées à une lente augmentation de <R> avec la profondeur résultant de la croissance normale, des zones à petits grains (vers 500, 1000 et 1800 m) sont associées à des transitions climatiques : fins de périodes glaciaires caractérisées par de fortes teneurs en poussières. La courbe en trait gras représente la sortie du modèle.

Une deuxième partie de ce travail a porté sur la déformation de ces glaces enregistrée par la microstructure (**Durand et al., 2004** ; **Weiss et al., 2005**). Une méthode inédite a permis de reconstituer par analyse d'images les composantes du tenseur de déformation local. Cette étude indique une localisation précoce de la déformation dans certaines couches (Figure f2). Cette hétérogénéité de la déformation augmente avec la profondeur, de telle sorte que l'écoulement latéral de la glace s'effectue en grande partie dans certaines couches de cisaillement. En conséquence, ceci remet en cause les modèles classiques de datation (relation âge-profondeur) basés sur des variations régulières de l'amincissement des couches, et donc l'interprétation climatologique des forages profonds. Ce problème devient de plus en plus crucial avec la demande de précision croissante des analyses paléoclimatiques.

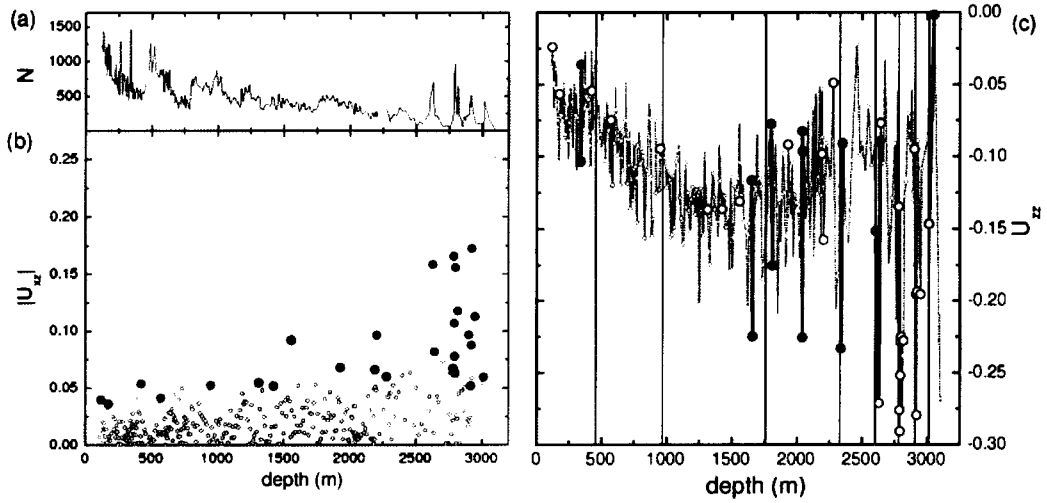


Figure f2. Déformation des couches de glace le long du carottage de Dôme Concordia, mesurée à partir de la déformation des grains. (b) Composante de cisaillement horizontale, U_{xz}. Certaines couches anormalement cisaillées sont indiquées en points noirs. (c) composante de compression verticale, U_{zz}. Les hétérogénéités de déformation (variations brutales de l'amincissement) sont indiquées en noir.

2.2.2. Modélisation de la densification des névés polaires

(J.-M. Barnola et C. Goujon)

Sur la base du modèle semi-empirique de densification établi il y a une dizaine d'années (**Barnola et al., 1991**), nous avons développé un modèle physique de densification du névé basé sur la déformation de sphères de glace (**Arnaud et al, 1998**).

Dans le cadre du projet européen Pole-Ocean-Pole, Céline Goujon, contractuelle post-doctorale, a modifié ce modèle en y introduisant les phénomènes de diffusion de la chaleur entre la surface et le fond du névé. Pour une profondeur donnée, la vitesse de densification est donc calculée en tenant compte de la température locale du névé et non plus de la température moyenne annuelle du site immédiatement propagée en profondeur. Ce nouveau modèle (**Goujon et al., 2003**) permet de reproduire, avec une bonne précision, les profils de température actuels de sites ayant des caractéristiques (température, accumulation) très différentes, tels que Vostok (Figure f3) en Antarctique ou GRIP et GISP2 au Groenland.

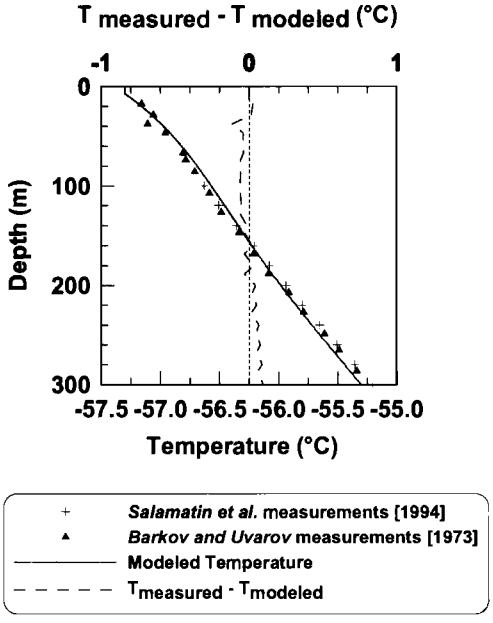


Figure f3. Température mesurée et modélisée dans le névé et le haut du forage de Vostok.

La prise en compte de la diffusion de la chaleur dans la densification du névé polaire permet alors d'estimer avec plus de précision la valeur du delta-âge entre la glace et le gaz (Figure f4). Si, en périodes interglaciaires, les valeurs calculées sont comparables à celles obtenues avec l'ancien modèle, le modèle avec diffusion de la chaleur donne un âge du gaz qui peut atteindre jusqu'à 500 ans de plus en périodes glaciaires

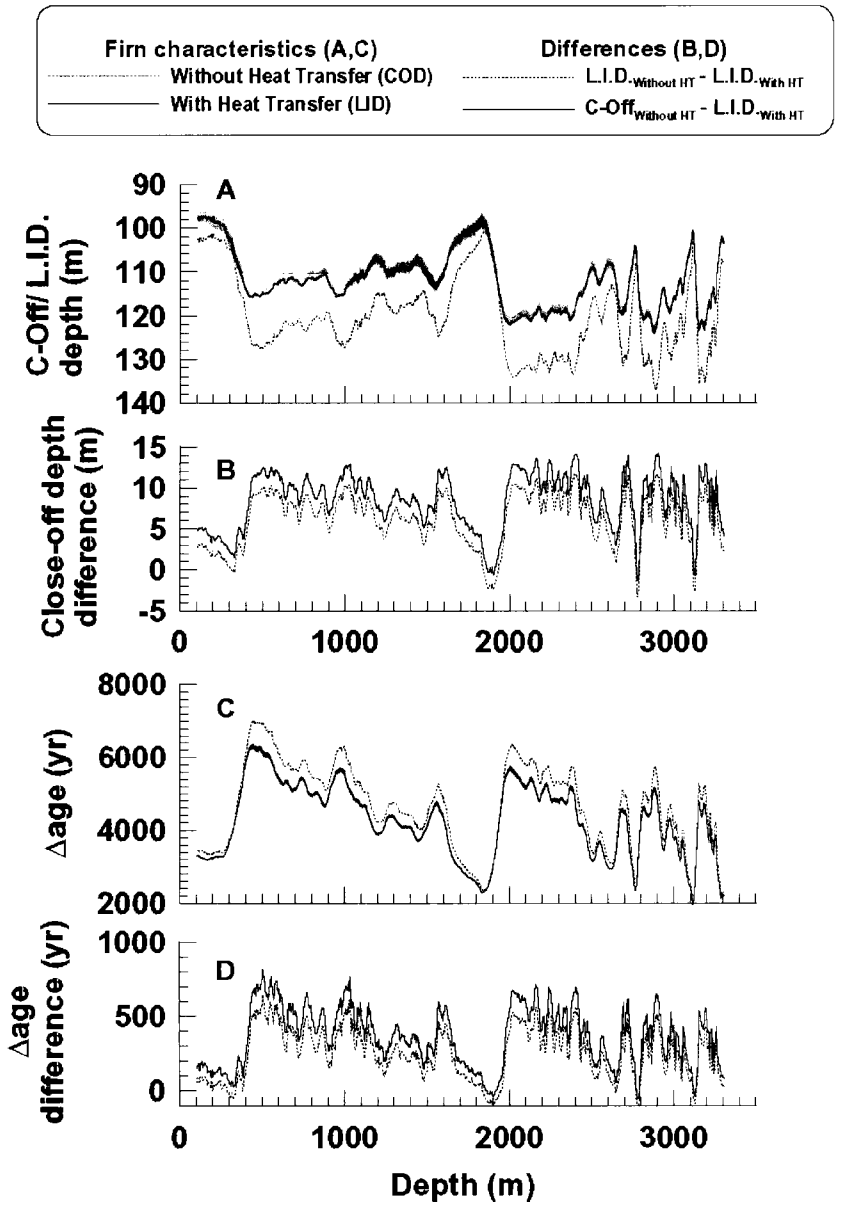


Figure f4. Caractéristiques (profondeur et âge de la zone non diffusive LID, et du Close-Off) du névé de Vostok au cours des derniers 400.000 ans prédites par le modèle de densification avec ou sans diffusion de la chaleur, Goujon et al (2003).

Ce nouveau modèle détermine également l'évolution au cours du temps des gradients thermiques dans le névé. Il constitue donc un moyen de modéliser les fractionnements gravitationnels et thermiques des gaz occlus. Si pour les gaz tels que le CO_2 l'effet est faible, 1-3 ppmv, comparé aux grandes fluctuations observées, ce n'est pas le cas pour les isotopes des gaz dont les teneurs ne varient pas dans l'atmosphère aux échelles de temps considérées tels que l'azote ou l'argon. Dans ce cas, la comparaison des résultats du modèle aux mesures obtenues dans d'autres laboratoires tels que le LSCE (collaboration avec N. Caillon, A. Landais et J. Jouzel), permet de valider le modèle et de tester différents scénarii de température et d'accumulation. Cette application est décrite dans la partie synchronisation des
forages du thème Paléo.

2.2.3. Evolution de la structure du névé

(J.-M. Barnola et R. Pieritz)

Les études de la structure du névé initiées par des prises d'images 2D à Vostok puis par des reconstitutions 3D de névé par tomographie X (ESRF ligne ID21) ont été poursuivies par l'acquisition et l'exploitation de 30 échantillons reconstitués de Vostok (entre 15 et 120 m de profondeur). La caractérisation en parallèle de la structure cristalline de la glace n'a hélas pas pu être obtenue, néanmoins la méthode a pu être validée par la comparaison avec les résultats (densité, surface spécifique) obtenus à partir des images 2D prises sur le terrain. En revanche, cette méthode nous a permis de visualiser de très petites bulles (quelques dizaines de µm de diamètre) formées bien avant la zone supposée de fermeture des pores (à partir de la densité 0,78) et pour la première fois de quantifier l'influence de ces bulles sur la composition de l'air piégé.
On montre que 3 à 4% de l'air pourrait être piégé très près de la surface. Si cela ne change pas l'interprétation des mesures de gaz à effet de serre, cela correspond à sous estimer la profondeur du close off de 3 à 4 m lorsque celle ci est estimée à partir du fractionnement gravitationnel sur les isotopes de l'azote ou de l'argon.

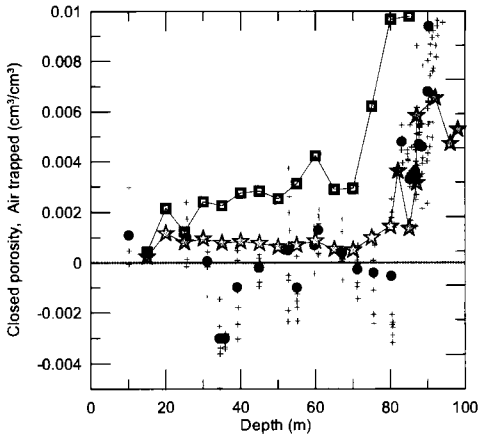


Figure f5. Porosité fermée du névé de Vostok mesuré par pycnométrie (ronds noirs) et par tomographie (étoiles) et volume d'air piégé (carrés).

2.2.4. Développement et améliorations du modèle grande échelle de calottes polaires.

(C. Ritz, C. Dumas, V. Peyaud, N. Lhomme, F. Parrenin)

La modélisation des calottes polaires a d'importantes applications à la fois pour la compréhension du rôle des calottes dans le système climatique et pour l'interprétation des forages glaciaires. Le rapport sur ces applications se trouve dans la thématique « paléo ». Nous présentons ici l'activité sur le développement des modèles eux-mêmes car ils relèvent pour une bonne partie de la mécanique de la glace.

Pour modéliser l'évolution de la géométrie d'une calotte polaire à l'échelle du cycle glaciaire-interglaciaire, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble de la calotte car l'évolution des bords affecte la partie centrale. C'est pourquoi nous avons développé un modèle qui traite

l'ensemble d'une calotte ; il est plus particulièrement appliqué à l'Antarctique. Ce modèle est 3D, avec couplage thermo-mécanique et surtout il tient compte de trois types d'écoulement de la glace : la glace posée et relativement lente du centre; les ice-streams, fleuves de glace qui drainent l'essentiel de la glace; les ice-shelves, partie flottant sur la mer (d'où le nom du modèle, GRISLI, pour Grenoble Ice Shelves and Land Ice model).

Les premières expériences avec ce modèle (**Ritz et al., 2001**) ont montré que l'évolution de l'Antarctique était très dépendante de la façon de traiter les ice streams et ice shelves. C'est pourquoi depuis 2002, notre effort a surtout porté sur ces régions avec les améliorations suivantes :

- Modification de la loi de frottement sous les ice streams
- Développement d'un modèle d'hydrologie sous-glaciaire car on suppose que les ice streams sont liés à la saturation du sédiment sous-glaciaire. Ce travail est encore en cours mais les résultats préliminaires montrent que l'on obtient une répartition des ice streams plus conforme aux observations.
- Etude de sensibilité du modèle à la fusion basale sous les ice shelves et mise en évidence des processus actifs dans le recul de la ligne d'échouage.
- Développement d'une méthode pour couper les ice-shelves (par suivi Lagrangien du front) et nouvelle définition des conditions aux limites sur les fronts.
- Couplage thermomécanique dans les ice shelves

Nous voulons utiliser le modèle grande échelle comme cadre pour définir la géométrie (variable au cours du temps) dans laquelle sera imbriqué le modèle local. La première application envisagée est le Dôme C mais nous sommes pour l'instant gênés par le fait que le modèle ne simule pas le dôme à la bonne place (à 300 km près). Des études de sensibilité indiquent que la mauvaise connaissance du socle par endroit pourrait être à l'origine de ce désaccord modèle-données (présentation EGU, 2005).

Portage du modèle sur le domaine Hémisphère Nord. Une bonne partie des modifications mentionnées avaient pour but de rendre possible ce portage.

Implémentation du modèle de traceurs semi-lagrangiens développé au Canada par G. Clarke, avec application au calcul de la composition isotopique de la glace en tous points de la calotte et à toutes époques. Ceci permet d'une part de comparer avec les carottages profonds, d'autre part d'évaluer la relation volume de glace-composition isotopique (**Lhomme et al., soumis**).

2.2.5. Modèle de calotte polaire intégrant l'anisotropie de la glace

(F. Gillet-Chaulet, O. Gagliardini, J. Meyssonnier)

L'objectif de ce travail est de développer un modèle d'écoulement local 3D incluant une bonne description du comportement de la glace polaire. En particulier, on s'intéresse à modéliser la réponse fortement anisotrope de la glace polycristalline. Cette anisotropie viscoplastique résulte de la très forte anisotropie du monocristal et des fabriques induites par la déformation subie depuis le dépôt de la glace en surface jusqu'à sa position actuelle dans la calotte.
La prise en compte de l'anisotropie nécessite de résoudre deux problèmes couplés :

- Formuler une loi de comportement qui décrive le comportement anisotrope de la glace polycristalline en fonction de la fabrique,
- Etre capable de décrire l'évolution de la fabrique en fonction de l'histoire des déformations subies.

L'objectif étant d'implémenter cette loi de comportement et les équations d'évolution de la fabrique associées dans un code aux éléments finis, les temps de calcul et les variables à stocker ont été optimisés (voir les deux points suivants).

➢ Une loi simple pour décrire le comportement de la glace polaire anisotrope

La loi proposée repose sur l'hypothèse que la glace polaire se comporte comme un matériau visqueux linéaire orthotrope (**Gillet-Chaulet et al., 2004**). Elle répond à deux critères primordiaux fixés a priori, sachant qu'elle doit pouvoir être utilisée dans un code aux éléments finis 3D avec un

nombre d'éléments conséquent : les temps de calculs des termes de la matrice de viscosité pour une fabrique donnée doivent être très courts et le nombre de variables nécessaires à la description de la fabrique doit être très petit. La méthode mise en place permet d'atteindre ces deux objectifs.

La fabrique est décrite à l'aide du tenseur d'orientation d'ordre deux associé à une fonction de fermeture reliant les tenseurs d'orientation d'ordre deux et quatre. Cette fonction de fermeture est basée sur la formulation « Invariant Based Optimal Fitting » (IBOF) de Chung and Kwon (2002) calée sur une solution analytique obtenue dans l'hypothèse du modèle à contraintes homogènes (Gagliardini et Meyssonnier, 1999). Avec comme restriction que la fabrique est orthotrope (et non pas anisotrope quelconque), cette méthode ne nécessite que 5 variables pour décrire la fabrique, à comparer aux 200, voir 400, grains nécessaires pour décrire une texture de façon discrète.
Ensuite, dans l'espace des fabriques possibles, c'est-à-dire dans le plan des deux premières valeurs propres du tenseur d'orientation d'ordre deux, les 6 viscosités de la loi sont calculées sur une grille régulière à l'aide d'un modèle micro-macro. Pour des paramètres de grain et un modèle micro-macro donnés, la table des viscosités est calculée une fois pour toute et stockée dans un fichier. Pour l'utilisation de la loi dans le code aux éléments finis, les viscosités sont alors simplement interpolées à partir des valeurs tabulées sur la grille. Dans sa phase d'utilisation, cette méthode conduit à un temps de calcul de la matrice des viscosités très court et identique quelque soit la fabrique.
Les modèles micro-macro utilisés sont les modèles de Taylor (déformations homogènes), Statique (Contraintes homogènes) et viscoplastique autocohérent (VPSC). La formulation de ce dernier modèle étant forcément discrète, il nous a fallu mettre au point une méthode permettant de créer une fabrique discrète pour un tenseur d'orientation d'ordre deux donné (**Gillet-Chaulet et al., 2004**).

- **Des équations macroscopiques pour décrire l'évolution de la fabrique**

La fabrique ne peut être une donnée du problème que pour quelques applications bien particulières. Dans la majorité des autres applications, elle doit être calculée en fonction des conditions d'écoulement. La fabrique étant décrite par le tenseur d'orientation d'ordre deux, il est intéressant de regarder l'évolution de la fabrique en terme d'évolution de ce tenseur. Dans sa formulation actuelle, seule la rotation des grains due à la déformation entraîne une évolution de la fabrique, mais on peut imaginer intégrer à cette équation d'évolution du tenseur d'orientation des termes qui prennent en compte les effets de la recristallisation dynamique par exemple.
Pour les deux bornes Taylor et Statique, il est possible de dériver une solution analytique pour l'équation d'évolution du tenseur d'ordre deux. Pour le modèle VPSC, intermédiaire entre les deux bornes, nous avons montré qu'une solution intermédiaire construite sur ces deux solutions analytiques pondérées par un seul paramètre permet de reproduire parfaitement l'évolution de la fabrique pour un comportement de grain donné et ce quelque soit l'histoire de la sollicitation (**Gillet-Chaulet et al., soumis**; voir Figure g1).
Finalement, traiter de l'évolution de la fabrique consiste à résoudre 5 équations avec comme inconnues les 5 termes indépendants du tenseur d'orientation d'ordre deux (pour un écoulement 2D, 3 équations sont suffisantes).

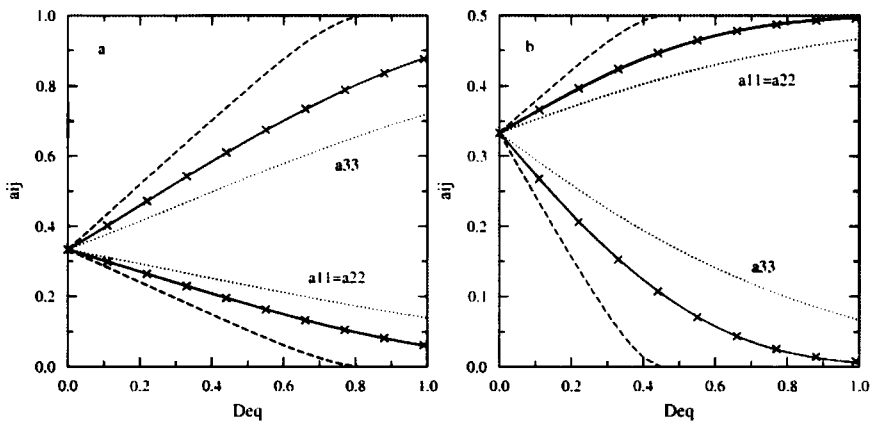


Figure g1. Evolution en fonction de la déformation équivalente des valeurs propres du tenseur d'orientation d'ordre deux pour a) une compression uniaxiale et b) une traction uniaxiale dans la direction 3, pour les modèles Statique (tirets), Taylor (pointillés), auto-cohérent (continue) et le modèle intermédiaire macroscopique (croix).

➢ **Implémentation dans le code aux éléments finis Elmer**

Nous possédons au laboratoire un code aux éléments finis 2D développé par J. Meyssonnier. La nécessité de passer à des applications 3D nous a conduit à mettre en place une collaboration avec le Center for Scientific Computing (CSC) à Helsinki, qui développe le code aux éléments finis Elmer. La loi de comportement de la glace orthotrope a été implémentée dans le code Elmer, ainsi que les équations d'évolution du tenseur d'orientation d'ordre deux.
Ces dernières équations sont hyperboliques d'ordre un et elles ont donc nécessité la mise en place de méthodes adaptées (méthode de Galerkin discontinue, Brezzi et al., 2004). Des problèmes de diffusion numérique subsistent et nous continuons à travailler avec le CSC sur l'amélioration de la résolution de ces équations.

➢ **Applications**

Les applications concernant la modélisation de l'écoulement au voisinage du forage de Dôme C se trouvent dans le thème 3. On présente ici les applications conduites sur des tests synthétiques et qui permettent de quantifier les effets de l'anisotropie sur l'écoulement des glaces polaires.
Dans **Gagliardini et Meyssonnier (2002)**, nous avons testé différentes conditions aux limites appliquées à la frontière d'une calotte bidimensionnelle symétrique. Il en ressort que lorsque l'anisotropie est prise en compte dans les équations résolues à l'intérieur du domaine, les profils de vitesses appliqués comme conditions aux limites aux frontières doivent eux aussi être calculés avec une loi anisotrope. L'utilisation d'une solution isotrope pour déterminer ces profils conduit à des perturbations sur les champs de vitesses qui influencent la solution sur une bonne partie du domaine.
Dans **Gillet-Chaulet et al. (soumis)**, nous avons étudié l'écoulement d'une calotte synthétique 2D avec un lit sinusoïdal. Les équations de Stokes, de l'évolution de la fabrique et de la surface libre sont résolues de façon couplée pour le problème stationnaire. Un calcul pour lequel la fabrique n'évolue pas est comparé au calcul couplant à la fois l'écoulement, l'évolution de la surface libre et de la fabrique (Figure g2). Il apparaît que les bosses du lit rocheux conduisent à de fortes variations de la fabrique en fonction de l'abscisse. Ce résultat montre que la fabrique ne peut pas être une donnée a priori, mais qu'elle doit être calculée de façon couplée avec l'écoulement.

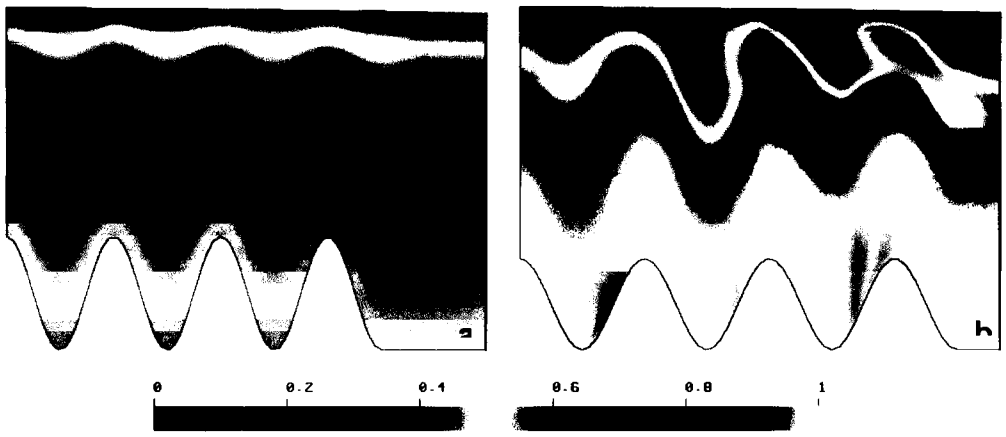


*Figure g2. Composante a_{33} du tenseur d'orientation (permettant de décrire la fabrique) pour **a)** la solution initiale pour laquelle la fabrique n'évolue pas et **b)** la solution stationnaire incluant le calcul d'évolution de la fabrique. Les deux solutions conduisent à des surfaces libres différentes (non visibles à cette échelle).*

2.2.6. Étude des couches isochrones dans les calottes polaires

(F. Parrenin)

La géométrie des couches isochrones (couches d'un âge donné) dans les calottes polaires dépend de l'accumulation de neige en surface et des conditions d'écoulement (profils de vitesse, fusion et glissement à la base du glacier, ...). Une étude analytique (**Parrenin et al., soumis**) quantifie l'influence de ces différents paramètres sur la forme des isochrones. En particulier, nous mettons en évidence que la forme de ces couches dépend de toute l'histoire mécanique des particules de glace. Par exemple, un changement de topographie du socle sous-glaciaire peut avoir un effet sur la géométrie des couches situées très en aval, ce qui complique leur interprétation.

Ces couches isochrones peuvent être mesurées par radar basses fréquences aéroporté, ce qui devrait permettre à l'inverse de déduire des informations sur l'accumulation de surface ou l'amincissement. Nous avons débuté une étude permettant de reconstruire l'accumulation de surface à partir des couches isochrones, en prenant en compte l'advection horizontale et l'amincissement des couches.

2.3. Déformation et fracturation de la banquise arctique

(J. Weiss)

La banquise arctique est une composante essentielle de la machine climatique terrestre. En isolant l'océan de l'atmosphère, sa présence modifie de manière drastique les flux d'énergie, l'albédo, et donc l'absorption micro-ondes. Or, lors d'une grande partie de l'année, la concentration d'eau libre au sein de la banquise ou la distribution des épaisseurs sont essentiellement dictées par les processus de déformation et de fracturation. Si le rôle de la banquise dans le climat est étudié par quelques équipes françaises, le point de vue mécanique/fracturation a été jusqu'à présent particulièrement absent. Ceci constitue donc un thème de recherche émergeant pour le LGGE.

Ce travail s'est effectué avec des collègues physiciens et géophysiciens du LGIT de Chambéry, ainsi qu'avec des collègues américains du Polar Research Center de Seattle (collaboration CNRS-NSF). L'étude de la banquise permet également, de manière plus générale, d'aborder l'aspect dynamique du problème de la fracturation des objets géophysiques, ceci grâce à une base de données exceptionnelle issue de l'imagerie satellitaire et permettant de reconstituer le champ de déformation 2D sur tout le bassin arctique, avec une résolution de 5 à 10 km (Figure h1).

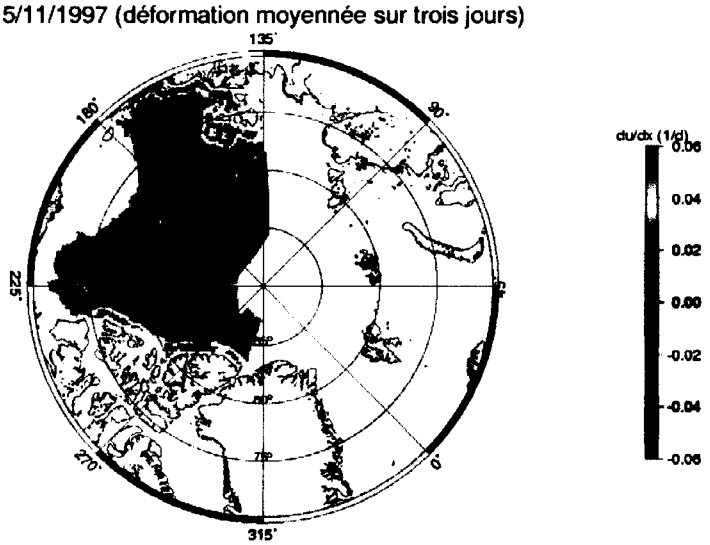


Figure h1. Champ de déformation de la banquise arctique obtenu à partir de corrélations d'images satellite SAR. Valeur de la composante du/dx, montrant l'hétérogénéité spatiale de la déformation.

On considère généralement que la banquise se déforme et se fracture essentiellement sous l'effet des vents et des conditions aux limites (confinement au niveau des côtes), l'océan jouant le rôle d'amortisseur des mouvements. Nos premiers travaux se sont concentrés sur l'analyse d'un champ de déformation à un « instant » t. Cette analyse révèle une très forte hétérogénéité spatiale du champ de déformation, et cette hétérogénéité augmente lorsque l'on regarde vers les petites échelles : le champ de déformation (ou des vitesses de déformation) est multifractal, et des analogies assez fortes peuvent être établies avec la turbulence des fluides. En d'autres termes, la vitesse de déformation moyenne de la banquise est dépendante de l'échelle d'observation (elle croît vers les petites échelles) et l'hétérogénéité du champ croît également vers les petites échelles (**Marsan et al., 2004**). Ceci amène à repenser des notions aussi « naturelles » qu'une loi de comportement. En effet, en extrapolant nos lois d'échelle à l'échelle de l'épaisseur de la banquise (m), on montre que l'essentiel de la déformation s'effectue à des vitesses où le comportement du matériau est fragile. Ceci remet en cause les modélisations de la dynamique de la banquise proposées jusqu'à présent, basées sur des approches en milieu continu et des rhéologies viscoplastiques, et incapables de reproduire la complexité et l'hétérogénéité des champs de déformation.

On s'est intéressé également aux caractéristiques temporelles des processus, et en particulier à leur intermittence. Nous avons pour cela utilisé une base de données américaine (mesures de la campagne de terrain SHEBA) sur l'évolution temporelle des contraintes en un point, au sein de la banquise. Les contraintes enregistrées sont fortement intermittentes (figure h2). Une analyse multifractale révèle l'invariance d'échelle temporelle de la dynamique de la banquise, sur la gamme d'échelle d'1 heure à plusieurs mois, et démontre que cette dynamique est d'autant plus intermittente (hétérogène dans le temps) que l'on regarde vers les petites échelles de temps (**Weiss and Marsan, 2004**).

Cette hétérogénéité spatiale et cette intermittence des processus de déformation/fracturation de la banquise posent d'importants problèmes en terme de modélisation climatique. En effet, ceci implique que les moyennes, tant spatiales que temporelles (déformation moyenne, densité moyenne de fractures, ...) contiennent très peu d'information et caractérisent de façon très incomplète les processus. Or les gros modèles climatiques sont basés sur une homogénéisation des paramètres à l'échelle de résolution de la grille, soit au mieux la centaine de km. La plupart des processus thermodynamiques et climatiques impliquant la glace de mer (p. ex. les flux d'énergie) ont un caractère fortement non linéaire. Dès lors, négliger la variabilité (en particulier spatiale) des processus existant en dessous de l'échelle de résolution de la grille peut entraîner des erreurs importantes qu'il s'agirait de quantifier.

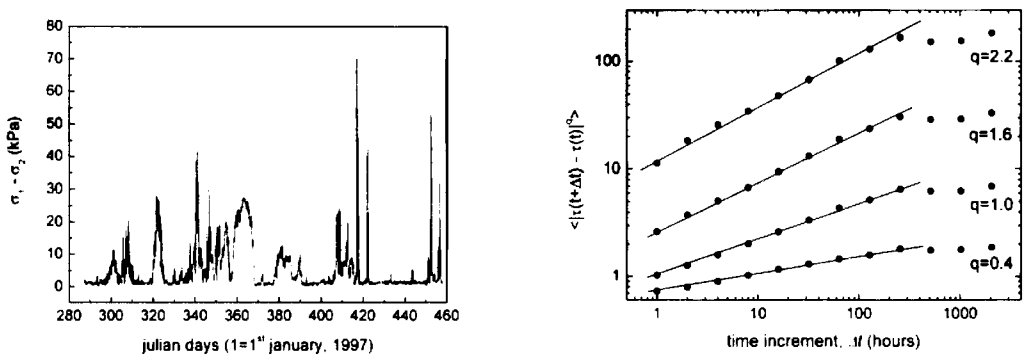


Figure h2. (a) Evolution de la composante de cisaillement du tenseur des contraintes au sein de la banquise, en un point situé près du camp SHEBA (résolution temporelle : 1h), montrant la forte intermittence de la dynamique. (b) Analyse multifractale des incréments de contrainte révélant l'invariance d'échelle temporelle du processus.

3. Applications technologiques et industrielles

Ces 4 dernières années, une partie conséquente de l'activité de recherche de l'équipe avait une finalité technologique ou industrielle appliquée. Pour l'ensemble de ces études, nous intervenons en temps qu'experts du matériau glace ou neige sur des problèmes concrets posés par l'industrie ou la collectivité.
La collaboration engagée de 1999 à 2003 avec la société Michelin a permis de préciser les mécanismes prépondérants du frottement d'un échantillon de gomme de pneu sur de la glace.
Dans le domaine de la gestion des risques liées aux avalanches, la construction d'une machine d'essai de compression de la neige a été financé par le projet PRANE soutenu par le RGCU. Cette machine devrait permettre d'améliorer les modèles de reptation (quasi-statique) de la neige, avec comme finalité une meilleure description de son action sur les filets paravalanches.
Enfin, notre participation aux deux programmes européens LOLEIF et STRICE, sur les actions induites par la glace de mer dérivante sur les structures off-shores, a permis de mettre en évidence l'effet d'échelle sur les pressions d'indentation.

3.1. Comportement ductile de la neige

(J. Meyssonnier, O. Gagliardini)

➢ Objectifs

Cette étude vise à améliorer la description du comportement mécanique de la neige se déformant à faibles vitesses de déformation. Dans un premier temps, on se propose d'estimer la validité d'un modèle de comportement de la neige en fluage multiaxial, de type viscoplastique non linéaire, reliant la vitesse de déformation et la contrainte en fonction de la densité relative du milieu. Pour ce faire, des essais mécaniques seront réalisés en laboratoire froid afin de contrôler d'une part la température (limitation du métamorphisme) et la microstructure de la neige. L'interprétation des résultats sera faite en simulant les expériences par éléments-finis.
Sur le plan fondamental, l'étude expérimentale de la loi de comportement de la neige permettra d'accroître notre connaissance sur le matériau et d'étayer le modèle rhéologique proposé. A ce jour, seules des validations indirectes ont été obtenues par comparaison de données de terrain avec des simulations numériques d'écoulements géophysiques (glaciers) dont les conditions aux limites sont mal connues.

➢ Etat du projet

Le financement de l'appareillage a été acquis avec le projet PRANE (ouvrages de PRotection soumis à l'Action de la Neige, 2002-2005) soutenu par le RGC&U (Réseau Génie Civil et Urbain, Ministère de la Recherche). Dans le cadre de ce projet on proposait de construire l'appareillage, et, en parallèle, d'appliquer le modèle de comportement de la neige existant au problème de l'interaction du manteau neigeux avec un ouvrage paravalanche de type filet déformable, afin de déterminer les efforts d'ancrage.
La mise au point de l'appareillage (conception et réalisation LGGE) a été terminée en Janvier 2004. Le protocole expérimental a été mis au point pendant les mois suivants.
L'application à la retenue par filet paravalanche, qui ne sera pas détaillée ici, a été le sujet de la thèse de Benoît Boutillier (Cifre Cemagref – EI-Montagne), co-dirigée par F. Nicot (Cemagref) et F. Darve (L3S). Notre participation dans ce travail a été effective et soutenue (mise à disposition du code éléments finis, suivi du travail de simulation, et publications : Nicot et al., 2003 et 2004).

➢ Appareillage

Le dispositif expérimental consiste en un canal convergent dans lequel la neige est poussée à vitesse imposée (Figure i1). La réalisation d'un canal en verre permet d'observer la déformation de la neige au cours de sa compression. Le convergent disposé en extrémité du canal permet de créer un état de contrainte multiaxial. L'ensemble est installé en chambre froide à –10°C.

Le laboratoire ne disposant pas de facilités pour permettre la fabrication de neige artificielle, de la neige naturelle est prélevée en montagne pendant l'hiver. Compte tenu du remaniement dû au prélèvement et au transport, et aux changements de température, il est clair qu'on ne peut pas prétendre travailler sur un manteau neigeux naturel.

➢ Premiers résultats

Les premières expériences effectuées ont servi de support au développement d'un logiciel spécifique de traitement des images prises au cours des essais, dont le but essentiel est d'obtenir des instantanés du champ des vitesses dans la neige. Pour visualiser l'écoulement, on a utilisé des marqueurs de couleur, ce qui simplifie le traitement (avec la neige, l'emploi de la technique de corrélation d'images demanderait une fréquence de prise de vues beaucoup trop élevée). L'illustration graphique des champs de vitesses mesurés montre que l'on obtient des résultats tout à fait satisfaisants (Figure i2).

Les bases de la simulation numérique des essais par éléments finis ont été établies. Cependant la mise en évidence d'un frottement relativement important entre la neige et les parois du canal (coefficient de frottement compris entre 0.01 et 0.02) a fait apparaître la nécessité d'une étude supplémentaire pour estimer si une modélisation 2D est suffisante.

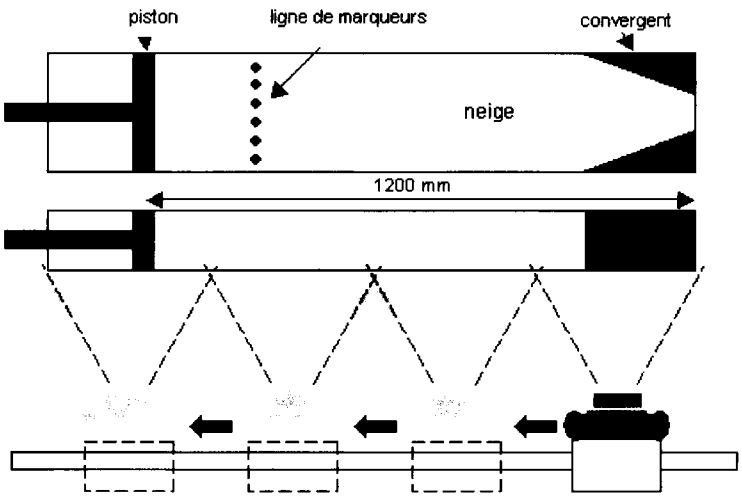


Figure i1. Schémas du dispositif en coupe horizontale (haut) et du dispositif de prise de vues.

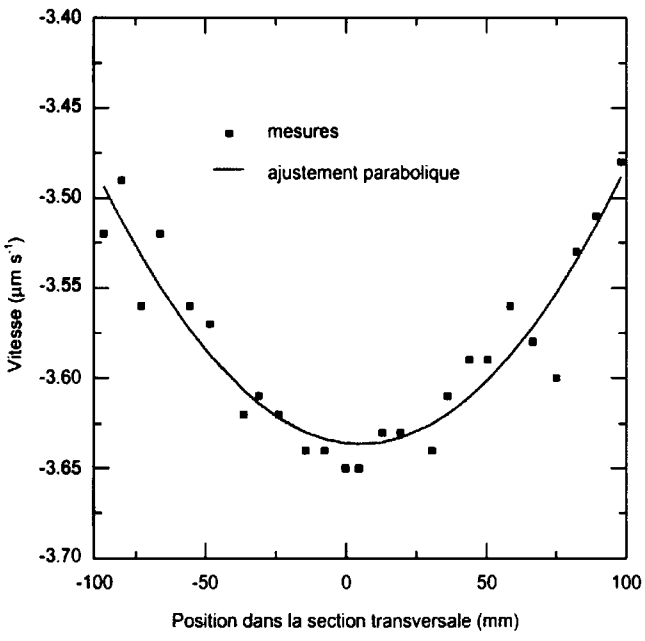


Figure i2. Profil transversal des vitesses mesuré dans le cas d'une expérience effectuée sans convergent. En l'absence de frottements, la vitesse de la neige devrait être purement longitudinale, et n'aurait aucune dépendance en Y par raison de symétrie. Le profil présenté, quoique bruité, est tout à fait exploitable. Vu le nombre de points mesurés (25 points sur une rangée transversale de marqueurs), on peut faire un ajustement parabolique qui présente une flèche d'environ 0.15 m/s, soit un écart relatif de 5% sur la vitesse dans le sens transversal. L'exploitation des profils de vitesse transversaux sera développée plus avant pour mieux caractériser les frottements.

3.2. Etude du frottement glace-polymère

(J. Meyssonnier et S. Borel)

Une collaboration formelle a été engagée de 1999 à 2003 avec la Société Michelin pour étudier les mécanismes du frottement glace/polymère. Cette collaboration a eu lieu sous la forme de la thèse CIFRE de Valérie Déloye, soutenue en 2001, puis dans le cadre du stage post-doctoral de 18 mois de Stéphanie Borel (de Novembre 2001 à Mars 2003). C'est cette dernière partie qui est rapportée ici.

Un appareillage spécifique (système « pion - disque ») a été conçu et réalisé par Michelin pour la thèse de Valérie Déloye. Il a dû être modifié dès sa livraison et mis au point au laboratoire. Le principe est celui d'une piste de glace tournant à vitesse constante (entre 2 et 11 m/s) sur laquelle on fait frotter un patin de gomme (contrainte normale nominale entre 1 et 4 bars). Les essais étaient faits à température fixée entre -5 et -20°C. La génération d'un flux de chaleur à l'interface, due au frottement, est un paramètre prépondérant dans ces conditions. Le travail de thèse de Valérie Déloye, qui concernait les « grandes » vitesses de glissement (qq. m/s) a mis en évidence de très forts effets transitoires en début de tests, avec un coefficient de frottement transitoire qui peut être trois fois supérieur au coefficient de frottement stabilisé, à une vitesse donnée. Ces effets transitoires sont d'autant plus marqués que la vitesse de glissement est faible.

L'objectif du travail de Stéphanie Borel était donc de préciser, expérimentalement et par la modélisation, les mécanismes prépondérants du frottement, notamment en ce qui concerne la transition entre coefficients de frottement statiques et dynamiques entre -5 et -20°C. La gamme de vitesses de glissement a été réduite (qq. mm/s) afin d'augmenter les niveaux de coefficient de frottement observés et d'amplifier les effets transitoires, et ceci a nécessité de modifier une nouvelle fois le dispositif expérimental. L'évolution du coefficient de frottement dynamique présente une allure de courbe en cloche en fonction de la vitesse au dessus de -20°C. La part des différents mécanismes mis en jeu (fluage de la glace, adhésion, cisaillement de la couche quasi-liquide, réponse en fréquence des matériaux, stick-slip) reste à élucider. A cet effet, une modélisation des échanges thermiques à l'interface gomme - glace a été faite, ainsi que des essais de mesure de température en entrée et sortie du patin (Figure j1). On a aussi abordé l'étude du collage (adhésion) de la gomme sur la glace et du coefficient de frottement statique.

La Société Michelin ayant comme objectif de regrouper à terme son potentiel de recherche sur la glace au Japon, notre collaboration s'est terminée au printemps 2003 à la fin du Post-Doc de Stéphanie Borel (la machine tournante a été expédiée au Japon).

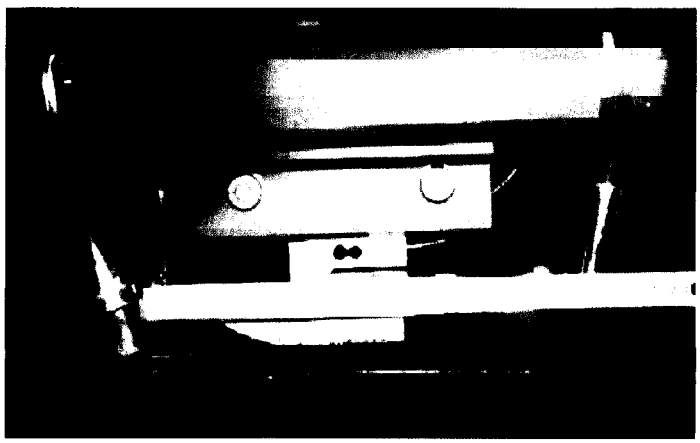


Figure j1. Mesure de température de la surface de glace en entrée et sortie du patin.

3.3. Interactions glace/structure off-shore : effet d'échelle sur les pressions d'indentation

(J. Weiss)

La contrainte essentielle pour le dimensionnement des structures off-shores (plate-formes, piles de ponts, phares,..) situées dans des eaux infestées de glace de mer est liée aux efforts générés lors de la fracturation des glaces dérivantes sur la structure. Depuis plus de 20 ans, le problème majeur qui se pose est celui d'un possible effet d'échelle sur les pressions d'indentation qui seraient d'autant plus faibles que la surface (apparente) de contact entre la glace et la structure est importante. Ce problème a justifié la mise en place de deux programmes européens successifs (LOLEIF (1996-2000) et STRICE (2000-2003)). Etrangement, le lien entre l'hétérogénéité spatiale et l'intermittence des efforts d'une part, et cet effet d'échelle d'autre part, n'a été mis en évidence que très récemment : en analysant des données de terrain obtenues au cours de ces programmes européens sur un phare instrumenté en mer Baltique, on a mis en évidence la relation entre l'hétérogénéité spatiale des efforts, leurs corrélation (ou décorrélation) spatiale, et un effet d'échelle induit (apparent) sur les pressions d'indentation maximales (**Weiss et Mery, *Workshop on Ice and Compliant Structures*, Dalian, China, 2002**), Figure k1.

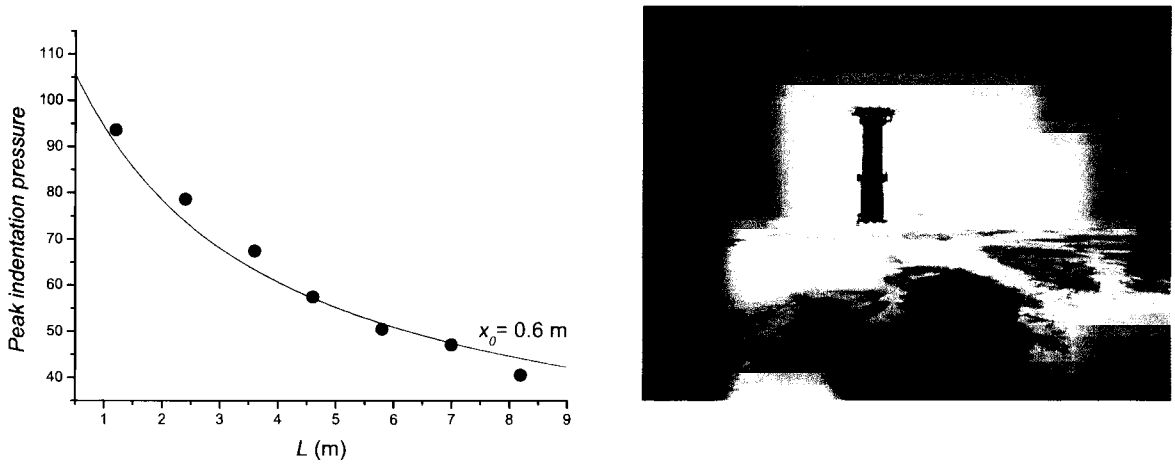


Figure k1. Effet d'échelle sur la pression d'indentation maximale sur une structure offshore. Cercles noirs : analyse de données expérimentales recueillies grâce à l'instrumentation d'un phare en mer Baltique (photo de droite). Ligne rouge : modélisation

CHAPITRE 6

ORE ET SERVICES D'OBSERVATION



Station Dumont d'Urville, terrain commun des deux observatoires du LGGE. Crédit : Equipe DDU 2004

Le LGGE a une longue tradition d'observation dans les régions polaires et montagneuses. C'est donc avec logique que deux observatoires ont été récemment reconnus par l'INSU et le Ministère :

- ORE GLACIOCLIM : les **GLACI**ers, un **O**bservatoire du **CLIM**at qui concerne les Alpes (*Service d' Observation POG,* Programme d'Observation des Glaciers alpins), les Andes et l'Antarctique.
  Le SO POG a bénéficié d'un recrutement en 2005.
- ORE CESOA : Etude du Cycle atmosphérique du Soufre en relation avec le climat aux moyennes et hautes latitudes Sud.

1. ORE GLACIOCLIM : les GLACIers, un Observatoire du CLIMat

Responsables : C. Vincent (CNRS-LGGE) et P. Wagnon (IRD-Great Ice).

Depuis 2002, l'ORE GLACIOCLIM inclut des observations glaciologiques et météorologiques dans les Andes, en Antarctique et dans les Alpes. Le Service d'Observations POG a été labellisé par l'INSU en 2004.

➢ ***Moyens humains mobilisés :***

IRD-Great Ice
P.Wagnon, CR2 (50%) LGGE Grenoble
B. Francou, DR2 (50%) LGGE Grenoble
J. P. Chazarin, TCS (50%) INAMHI, Equateur
E. Ramirez , chercheur (50%) IHH (Bolivie)
J.Mendoza (50%) chercheur IHH (Bolivie)
B. Caceres (50%) ingénieur INAMHI (Equateur)
P. Ginot, (70%) IR2, LGGE Grenoble

CNRS- LGGE
C. Vincent, IR2 (70%)
C. Genthon, DR2 (50%)
D. Six, Physicien adjoint (70%)
E. LeMeur, MdConf (40%)
A.Letreguilly, MdConf (10%)

➢ ***Programmes scientifiques concernés (nationaux, internationaux) :***

WCRP/CLIC (World Climate Research Program/CLImate and Cryosphere), WCRP/CLIVAR (CLImate VARiability), SCAR/ISMASS (Scientific Commitee for Antarctic Research/Ice Sheet MASS balance), SCAR/ITASE (International Trans-Antarctic Scientific Traverse), SCAR/AGCS (Antarctica and the Global Climate Change), PNEDC (Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat), ACI Observatoire de la Terre intitulée « Potentiels et limites de la télédétection pour le suivi des glaciers de montagne », ACI Climat C3 (Changement Climatique et Cryosphère).

➢ ***Partenaires :***

Français : IRD, IPEV, OSUG, CNRS/INSU, CEMAGREF, LEGOS, RTM, EMOSSON, EDF…
Européens : VAW Zurich, CNR-ISAC (It.), ENEA (It.)
Sud-Américains: IHH en Bolivie et INAMHI en Equateur

➢ ***Publications :***

Depuis 2002, 17 publications ont été basées sur les mesures acquises dans le cadre de GLACIOCLIM.

1.1. Objectifs

GLACIOCLIM a pour but de constituer une base de données glacio-météorologiques sur le long terme afin de :

1) Etudier la **relation Climat-Glacier** c'est-à-dire comprendre les relations entre les variations climatiques et les bilans de masse glaciaires (analyse des flux de masse et d'énergie entre le glacier et l'atmosphère).
Les glaciers sont aujourd'hui largement reconnus comme des indicateurs primordiaux des changements climatiques [IPCC 2001].

2) Prévoir l'**évolution future des glaciers** en terme de ressources en eau, de contribution à l'élévation future du niveau des mers, et autres impacts liés à la nature des glaciers
3) Comprendre la réponse **dynamique des glaciers** (variations d'épaisseur, de longueur, de vitesse d'écoulement) aux fluctuations des bilans de masse et étudier les risques naturels d'origine glaciaire.

Les mécanismes d'écoulement des glaciers restent encore méconnus pour une large part.

1.2. Paramètres mesurés

Dans la mesure du possible, les protocoles expérimentaux seront identiques d'un glacier à l'autre et homogènes avec les standards internationaux (World Glacier Monitoring Service, WGMS) de façon à constituer un réseau de mesures homogènes. Cependant, certaines particularités liées au site géographique étudié ou au climat local peuvent occasionner quelques variations dans ces protocoles.

1.2.1. Mesures glaciologiques *(de 1 à 4 fois par an selon le site)*

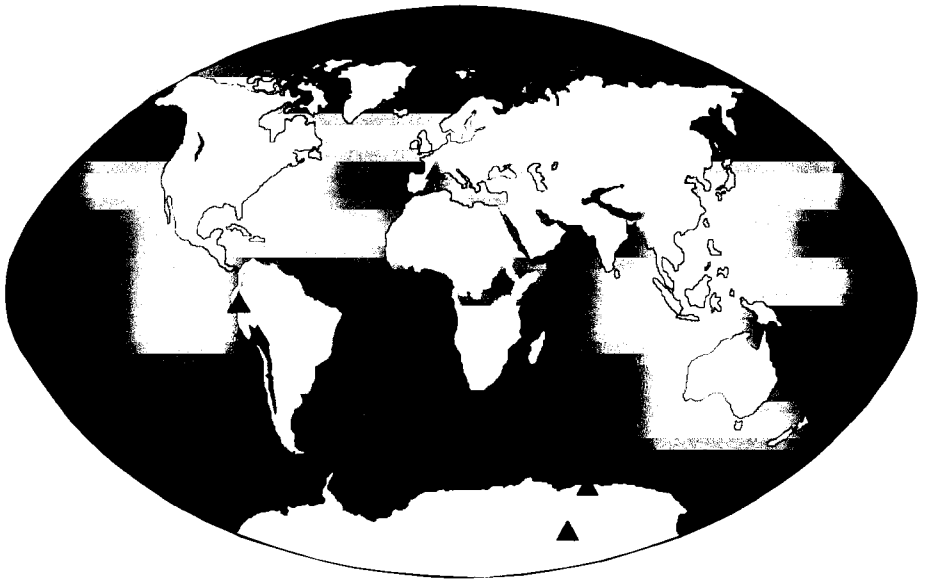
- Bilans de masse estival, hivernal et annuel (forages, balises et carottages),
- Bilans de masse volumétriques (photogrammétrie),
- Vitesse d'écoulement de surface (GPS),
- Variations d'épaisseur (GPS),
- Cartographie du front (GPS).

1.2.2. Mesures météorologiques

- Direction et vitesse du vent, radiations solaires incidentes et réfléchies, radiations thermiques atmosphériques et émises par la surface, température et humidité de l'air ventilées, précipitations (Station météo automatique sur une moraine voisine),
- Albédo journalier (Photos terrestres),
- Campagnes intensives sur quelques semaines (mesures météo) sur les glaciers.

1.3. Sites d'observations

Il sont représentatifs de zones climatiques variées (climats tropical, tempéré, polaire).



▲ Alpes (LGGE-OSUG)
Saint Sorlin, Argentière, Gébroulaz, Mer de Glace, Sarennes (45 °à 46°N)
Resp : C Vincent (vincent@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)
http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/equipes/glaciers/ServiceObs

▲ Andes (IRD et partenaires) :
Antizana (Equateur, 0°), Zongo (Bolivie, 16°S)
Resp : P Wagnon (wagnon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

▲ Antarctique (LGGE-IPEV) :
Cap Prud'Homme (67°S), Dôme C (75°S)
Resp : C Genthon (genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)
http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/glacioclim/samba

1.4. Historique des données

1.4.1. Alpes : SO POG (Programme d'Observation des Glaciers alpins)

Le service d'observation POG (Programme d'Observations des Glaciers) actuel sur les bilans de masse et les fluctuations glaciaires poursuit et complète des longues séries d'observations qui avaient débuté vers 1905 pour ce qui concerne les variations de longueurs, d'épaisseur et de vitesses (famille Vallot, Eaux et Forêts) et vers 1950 pour ce qui concerne les bilans de masse annuels. Bien que ces séries ne soient pas parfaitement continues dans le temps et ne recouvrent pas, en général, l'ensemble de la surface de ces glaciers, elles constituent une banque de données sur les fluctuations glaciaires quasiment unique au monde. En 1993, le LGGE a étendu le réseau d'observation des bilans de masse à l'ensemble de la surface de 4 glaciers (Argentière, Mer de Glace, Saint Sorlin et Gébroulaz –sur toute la plage d'altitude disponible–) et augmenté le nombre d'observations dans le temps (mesures bi-annuelles au moins, pour la mesure des bilans hivernaux et estivaux).
Les observations pérennes dans le cadre du Service d'Observation sont donc :

- les observations bi-annuelles des bilans de masse de 4 glaciers des Alpes françaises entre 1600 et 3600 m d'altitude, à savoir les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, de Gébroulaz et de Saint Sorlin, sur l'ensemble de la surface de ces glaciers.
- les observations annuelles des fluctuations glaciaires (variations de longueur, d'épaisseur et vitesses d'écoulement) de ces mêmes glaciers.
  En outre, le CEMAGREF assure les observations de bilans de masse bi-annuels sur le glacier de Sarennes (suite des observations des Eaux et Forêts, débutées en 1949).

1.4.2. Andes

Les bilans de masse du glacier du Zongo sont mesurés depuis 1991 par l'IRD ; ceux de l'Antizana en Equateur depuis 1995.
Le glacier du Zongo a fait l'objet de mesures de bilans d'énergie depuis 1994.

1.4.3. Antarctique

A Cap Prud'homme et Dôme C, la mise en place des réseaux de balises a été initié en Janvier 2004 et se poursuivra jusqu'en 2006. Les premières données de bilan de masse, sur la partie du réseau installée en 2004, ont été obtenues en Janvier 2005. Les observations météorologiques à Cap Prudhomme ont débuté en janvier 2005, le partenaire italien assurant depuis 2002 des observations météorologiques à Dôme C.
On dispose de peu de données historiques fiables du bilan de masse inter-annuel de ces régions. En revanche, les stations météorologiques automatiques de D10, D47 (à 5 et 100 km de Cap Prudhomme, respectivement) et Dôme C sont parmi les plus anciennes en Antarctique. Les données de ces stations sont librement distribuées par l'Antarctic Meteorology Research Center. Ces stations sont actuellement maintenues avec l'aide de l'IPEV dans le contexte de l'ORE GLACIOCLIM.

1.5. Mise à disposition des données

Les données relatives aux bilans de masse et à l'écoulement des glaciers des Alpes françaises sont déjà à la disposition de la communauté scientifique nationale et internationale sur le site web du

LGGE (service d'observation de l'OSUG) à l'adresse http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr sous la responsabilité de C. Vincent. Ce site a été restructuré et remis à jour en mai 2005.
Une partie de ces données est déjà publiée dans la banque de données internationale « Fluctuations of Glaciers », publications quinquennales du « World Glacier Monitoring System » (WGMS) de la « International Commission for Snow and Ice » (ICSI) de l'UGGI dont C. Vincent est le correspondant national.

Les données des observations réalisées à Cap prud'homme sont provisoirement distribuées sur le site : *http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/glacioclim/ samba*
La distribution définitive sera réalisée sur le site GLACIOCLIM en cours de définition.

1.6. Appartenance à un réseau international d'observatoire

Une partie des observations de Glacioclim (POG, Programme d'Observation des Glaciers, Alpes et partie andine de Glacioclim) est diffusée à un réseau international d'observatoires des glaciers (WGMS, World Glacier Monitoring Service). POG constitue l'antenne française du WGMS, dont C. Vincent est le correspondant national . Les données de POG servent aussi à GLIMS (Global Land Ice Monitoring from Space).

Ainsi, les glaciers de Saint Sorlin, de Sarennes, du Zongo et de l'Antizana sont déjà recensés dans le WGMS pour les mesures de bilan de masse. Argentière et Gébroulaz le seront prochainement.

1.7. Financement de Glacioclim

- ***Partie alpine (POG) :***

Fonctionnement moyen annuel (2001-2004) : 43 k€
(crédits provenant de l'OSUG : 23 k€, et des contrats régionaux : 20 k€)

- ***Partie antarctique (SAMBA) :***

Fonctionnement annuel : ~5 k€ /an (IPEV+programmes recherche), sans compter la logistique non chiffrée fournie par l'Institut Polaire (transport, séjour…)

- ***Partie andine :***

Fonctionnement annuel (2002-2004) : 45 k€ (crédits provenant de l'IRD : 25 k€ et de l'ORE : 20 k€)

2. ORE CESOA : Etude du cycle atmosphérique du SOUFRE en relation avec le climat aux moyennes et hautes latitudes Sud

Responsable : M. Legrand (CNRS-LGGE).

Depuis 2002, l'ORE CESOA inclut des observations atmosphériques dans les Terres Australes et Antarctiques Françaises : Dumont d'Urville en Antarctique (secteur Pacifique), Amsterdam et Crozet aux moyennes latitudes dans l'océan Indien. Le Service d'Observations CESOA a été labellisé par l'INSU en 2002.

- ***Moyens humains mobilisés :***

M. Legrand (DR1, CNRS, LGGE) pour DDU : 40%
S. Preunkert (CR1, CNRS, LGGE) pour DDU : 60%
J. Sciare (CR1, LSCE) pour AMSTERDAM et CROZET : 20%
C. Moulin (CEA, LSCE) pour les données océaniques satellitaires : 10%

- ***Programmes scientifiques concernés (nationaux, internationaux) :***

Pour le site d'Amsterdam les données sont mises à disposition du WMO. Pour tous les sites l'assimilation des données dans le modèle communautaire LMDZ est soutenu par le Programme National de Chimie Atmosphérique (PNCA, INSU).

- ***Partenaires :***

Français : IPEV, Ministère, CNRS (INSU), OSUG

- ***Publications :***

Depuis 2002, 13 publications internationales et trois thèses ont été basées sur les mesures acquises dans le cadre de CESOA. 17 publications depuis 1998 portent sur les études à DDU et 19 publications depuis 1990 portent sur les études aux moyennes latitudes de l'océan austral.

2.1. Objectifs

Une vaste partie de l'hémisphère Sud reste très mal documentée en particulier au delà du 40°S (stations d'Amsterdam et de Cape Grim) ce qui affaiblit fortement les possibilités de validation des modèles globaux sur la problématique "chimie-climat". Ceci représente par exemple une lacune importante dans notre compréhension de la composante naturelle du cycle du soufre, largement dominée dans ces régions par les émissions de sulfure de diméthyle (DMS) du phytoplancton marin. Un aspect important de ces émissions biogéniques de soufre tient à leur possible rétroaction sur le climat futur (Charlson et al., 1987) et à l'inverse, la possible réponse de la biosphère marine (modification de la productivité primaire, de la spéciation du phytoplancton, de la stratification des couches océaniques de surface, du régime des vents...) en réponse au changement climatique global. Le signe et l'ampleur de cette rétroaction restent à évaluer mais devraient particulièrement concerner la zone des 40°S (Bopp et al., 2001). La réponse des hautes latitudes reste plus difficile encore à appréhender du fait de couplage complexe entre productivité biologie marine, glace de mer, et climat.

Les régions polaires possèdent un avantage unique : l'étude de la glace qui s'y dépose représente le moyen unique pour remonter à la composition chimique de l'atmosphère de ces régions d'avant la période industrielle. L'étude de ces archives pose le problème de la représentativité spatiale des signaux observés qui concernent les aérosols, espèces dont le temps de vie atmosphérique varie de quelques jours à quelques semaines. Ces études nécessitent donc une bonne connaissance de la répartition géographique des différentes sources d'impuretés et des modes de transport atmosphérique vers le site étudié, en particulier l'océan Antarctique. La caractérisation (intensité, saisonnalité, variabilité inter annuelle) des émissions de DMS de l'océan polaire, de la capacité oxydante très spécifique de ces atmosphères de haute latitude (très basses températures et humidité, cycle d'insolation très marqué) ainsi que des modes d'incorporation des aérosols soufrés dans la

glace sont rigoureusement nécessaires pour évaluer l'impact de l'océan austral sur les signaux " soufre " enregistrés dans les carottages comme EPICA ou Vostok.
CESOA vise à étudier le cycle atmosphérique du Soufre aux hautes et moyennes latitudes Sud afin de comprendre les causes de sa variabilité interannuelle en liaison avec les émissions biogéniques marines de DMS (glace de mer, anomalies de température de surface de l'océan, vitesse du vent, teneur en chlorophylle de l'océan, variabilité climatique liée à l'ENSO) et d'appréhender la réponse future au changement climatique global. Il s'appuie sur un suivi atmosphérique (gaz, aérosols et pluies) des composés soufrés à Dumont d'Urville (66°40'S, 140°01'E, secteur Pacifique, Antarctique), Amsterdam (37°41'S, 77°31'E, secteur Indien) et Crozet (46°25'S, 51°51'E, secteur Indien). Il propose un suivi des teneurs en DMSP de l'eau de mer collectée lors des rotations de bateaux dans les districts et met en place une étude ciblée d'oxydants (H_2O_2, OH, HCHO et O_3) à DDU puis à Amsterdam. Les séries d'observation obtenues dans le cadre de CESOA sont utilisées pour la validation et l'amélioration aux moyennes et hautes latitudes Sud d'un modèle couplé de la circulation et de la chimie atmosphérique globale développé par et pour la communauté. Il s'agit actuellement du modèle de la circulation atmosphérique/traceurs LMDZ3.3 couplé à un schéma de chimie de soufre.

2.2. Paramètres mesurés

CESOA s'appuie sur un suivi atmosphérique (gaz, aérosols et pluies) des composés soufrés à Dumont d'Urville (66°40'S, 140°01'E, secteur Pacifique, Antarctique), Amsterdam (37°41'S, 77°31'E, secteur Indien) et Crozet (46°25'S, 51°51'E, secteur Indien). Les composés soufrés mesurés incluent les gaz comme DMS, DMSO et SO_2, et les aérosols comme sulfate et MSA. CESOA propose un suivi des teneurs en DMSP de l'eau de mer collectée lors des rotations de bateaux dans les districts et met en place une étude ciblée d'oxydants (H_2O_2, OH, HCHO et O_3) à DDU puis à Amsterdam. Les séries d'observation obtenues dans le cadre de CESOA sont utilisées pour la validation et l'amélioration aux moyennes et hautes latitudes Sud d'un modèle couplé de la circulation et de la chimie atmosphérique globale développé par et pour la communauté. Il s'agit actuellement du modèle de la circulation atmosphérique/traceurs LMDZ3.3 couplé à un schéma de chimie de soufre.

Le détail des mesures et leur fréquence sur les différents sites est le suivant :

- Collecte journalière sur filtres des aérosols à **DDU** et analyse sur site ou après retour des échantillons en Métropole.
- Collecte journalière (un par jour en hiver, 2 à 3 par jour en été) et analyse sur site du DMS et du DMSO à **DDU**.
- Collecte périodique (plusieurs fois par mois) du SO_2 à **DDU** et analyse sur site ou après retour des échantillons en Métropole.
- Collecte (hebdomadaire à mensuelle) d'eau de mer et mesure à **DDU** du DMS, du DMSO, et de la DMSP. Ces collectes devraient être étendues aux rotations de l'**Astrolabe** entre Hobart et DDU pour analyse de la DMSP.
- Mesure à **DDU** en continu de l'ozone et en été de HCHO puis dans un futur proche de H_2O_2.
- Collecte journalière (un par jour) et analyse sur site du DMS à **Amsterdam**.
- Collecte tous les deux jours des aérosols à **Amsterdam** puis analyse au retour des échantillons en Métropole.
- Collecte du SO_2 tous les deux jours à **Amsterdam** puis analyse au retour des échantillons en Métropole.
- Collecte des aérosols tous les deux jours à **Crozet** puis analyse au retour des échantillons en Métropole.
- Collecte des pluies à **Crozet** et à **Amsterdam** puis analyse au retour des échantillons en Métropole.

- Collecte d'eau de mer et mesure à Amsterdam de la DMSP à la rotation de Décembre du **Marion-Dufresne**.

2.3. Sites d'observations

Il sont représentatifs des zones océaniques de moyenne et hautes latitudes Sud de l'océan Austral.

Dumont d'Urville (LGGE)
(66°40'S, 140°01'E, secteur Pacifique, Antarctique)
Contact : M. Legrand and S. Preunkert (ps@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

Amsterdam (LSCE) et Crozet (LSCE)
(37°41'S, 77°31'E, et 46°25'S, 51°51'E, secteur Indien)
Contact : J. Sciare (sciare@lsce.saclay.cea.fr)

2.4. Historique des données

La liste des données actuellement validées et disponibles comprend :

- Ile Amsterdam : DMS : 1987-2004, SO_2 : 2000-2003, Aérosols : 1998-2002,
- Archipel de Crozet : Aérosols : 2000-2002, Pluies : 2000-2002,
- Dumont d'Urville : Aérosols : 1991 à 2003, DMS : 1999 à 2002, O_3 : Avril 2004- Janvier 2005.

2.5. Mise à disposition des données

Pour les données aérosols, pluies, et SO_2 un laps de temps de deux ans est souvent nécessaire entre la collecte et la disponibilité de la donnée (retour des échantillons en Métropole pour analyse, évaluation des analyses). Pour les données DMS, un délai de 12 mois est nécessaire pour validation. Pour l'ozone un délai de 2 mois après la collecte est nécessaire.
Suite à nos discussions récentes avec MEDIAS France (H. Le Grand) visant à mettre en place le portail de CESOA, il a été conclu que MEDIAS réalise la base de données de CESOA pour Juin 2006. En attendant la mise en place de la base de données, et comme indiqué sur le portail de CESOA, les données validées et répertoriées au paragraphe 4 sont accessibles à la communauté scientifique par contact avec le LGGE (en accord avec J. Sciare au LSCE pour les données d'Amsterdam et Crozet) auprès de S. Preunkert.

2.6. Appartenance à un réseau international d'observatoire

Pour le site d'Amsterdam les données sont mises à disposition du WMO. Dans un futur proche (après la mise en place de la base de données de CESOA par MEDIAS France) il est envisagé de mettre les données de Crozet et DDU sur WMO régional.

2.7. Financement de CESOA

Le financement actuel du SO ORE CESOA est le suivant :

- **Equipement.** La demande était de 122 k€.
  Le Ministère a débloqué 66.889 k€ HT (20.67 en 2003, 20.67 en 2004, 20.67 en 2005, et 6.67 en 2006). Le SO ne pouvant fonctionner avec cette somme, les mi-lourds INSU ont débloqué 40 k€ en 2004. La somme globale a permis l'achat du moniteur d'ozone et des analyseurs HCHO et H_2O_2. Le reste sera utilisé pour la base de données (MEDIAS France).
- **Fonctionnement.** La somme demandée (IPEV) était de 36 k€. L'IPEV a débloqué 23 k€ en 2003 et 2004 et 28.5 k€ en 2005.
- **Personnel en hivernage.** Le financement du personnel en hivernage (2 volontaires civils par an sur DDU et 0,5 par an pour les districts sub-antarctiques) est financé par l'IPEV.

CHAPITRE 7

PUBLICATIONS, THESES, HDR



2004-05 : cru exceptionnel pour le LGGE avec quatre couvertures de Nature. Crédit : Nature Publishing Group

1. Publications

1.1. Liste des publications

Nous indiquons le cas échéant le nombre de citations de l'article, en fin de référence. Le chiffre provient de la base de données "ISI-Web of Knowledge" (Science Citation Index) de la société Thomson Scientific, au 1er juillet 2005. Il est indiqué lorsque l'article a obtenu 10 citations et plus. La limite à 10 citations depuis 2002 correspond aux 10% des publications les plus citées dans le domaine des géosciences. Cette limite est à 27 citations pour les 1% les plus citées.
A noter que pour les publications antérieures du LGGE, l'article de Petit et al. publié en 1999 dans Nature (4 cycles climatiques à Vostok) a atteint 744 citations, ce qui en fait le sixième article le plus cité en géosciences sur les derniers 10 ans et **l'article le plus cité des derniers 10 ans avec un premier auteur français**, toujours dans le domaine des géosciences. Le suivi des publications du LGGE antérieures à 2002 montre par ailleurs que 32 articles ont été cités plus de 100 fois, 95 plus de 50 fois et 186 plus de 30 fois.

Thème 1 : Climat moderne
Thème 2 : Chimie atmosphérique
Thème 3 : Paléoclimat
Thème 4 : Matériau glace

Année	Articles	Thèmes				Nb de citations
		1	2	3	4	
2002	Alexander, B., **J. Savarino**, N. I. Barkov, **R. J. Delmas** and M. H. Thiemens, Climate driven changes in the oxydation pathways of atmospheric sulfur. Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2002GL014879), 29, (14) 30 -1->30 - 4, 2002.		1	1		
2002	Aristarain, A. J. and **R. J. Delmas**, Snow chemistry measurements on James Ross Island (Antarctic Peninsula) showing sea-salt aerosol modifications. Atmospheric Environment, 36, (4) 765-772, 2002.		1	1		
2002	Barbante, C., **C. F. Boutron**, A.-L. Moreau, **C. Ferrari**, **K. Van de Velde**, G. Cozzi, C. Turetta and P. Cescon, Seasonal variations in nickel and vanadium in Mont Blanc snow and ice dated from the 1960s and 1990s. J. Env. Monit., 4, 960-966, 2002.		1	1		
2002	Beine, H. J., R. E. Honrath, **F. Dominé**, W. R. Simpson and J. D. Fuentes, NOx during background and ozone depletion periods at Alert : fluxes above the snow surface. J. Geophys. Res., 104, (D21) 2002.		1			
2002	Beine, H. J., R. E. Honrath, **F. Dominé**, X. Zhou and W. R. Simpson, Snow-pile and chamber experiments during the polar sunrise experiment "ALERT 2000" : exploration of nitrogen chemistry. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2707-2719, 2002.		1			13
2002	Boudries, H., J. W. Bottenheim, C. Guimbaud, A. M. Grannas, P. B. Shepson, **S. Houdier**, **S. Perrier** and **F. Dominé**, Distribution and trends of oxygenated hydrocarbons in the high Arctic derived from measurements in the atmospheric boundary layer and interstitial snow air during the ALERT 2000 field campaign. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2573-2583, 2002.		1			19
2002	Burton, G. R., V. I. Morgan, **C. F. Boutron** and K. J. R. Rosman, High-sensitivity measurements of strontium isotopes in polar ice. Anal. Chim. Acta, 469, 225-233, 2002.			1		
2002	**Cabanes, A.**, **L. Legagneux** and **F. Dominé**, Evolution of the specific surface area and of crystal morphology of Arctic fresh snow during the ALERT 2000 campaign. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2767-2777, 2002.		1			19
2002	Charbit, S., **C. Ritz** and G. Ramstein, Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat : sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation. Quaternary Science Reviews, 21, (1/3) 243-265, 2002.			1	1	13

2002	**Chazallon, B**; Itoh, H; Koza, M; Kuhs, WF; Schober, H. Anharmonicity and guest-host coupling in clathrate hydrates. Physical Chemistry Chemical Physics, 4 (19): 4809-4816 2002				1	
2002	**Cosme, E., C. Genthon, P. Martinerie**, O. Boucher and M. Pham, The sulfur cycle at high-southern latitudes in the LMD-ZT General Circulation Model. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2002JD002149), 107, (D23) ACH 7-1->7 -19, 2002.	1	1			
2002	**de la Chapelle, S.** and **P. Duval**, Recrystallization in a hot deformed Al-Mg-Si alloy : the effect of fine precipitates. Textures and Microstructures, 35, (2) 55-70, 2002.				1	
2002	de Noblet-Ducoudré, N., **E. Poutou, J. Chappellaz**, M. Coe and **G. Krinner,** Indirect relationship between surface water budget and wetland extent. Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2001GL013929), 29, (4) 5 -1->5 -4, 2002.			1		
2002	**Delmonte, B., J.-R. Petit** and W. Maggi, LGM-Holocene changes and Holocene millennial-scale oscillations of dust particles in the EPICA Dome C ice core, East Antarctica. An. Glaciol., 35, 306-312, 2002.			1		20
2002	**Delmonte, B**; Basile-Doelsch, I; Michard, A; **Petit, JR**; Maggi, V; Gemmiti, B; Revel-Rolland, M. Sr-Nd signature of potential source areas for dust in East Antarctica: Preliminary results. Geochimica et Cosmochimica Acta,66 (15A): A175-A175 Suppl. 1 aug 2002			1		
2002	**Dominé, F.** and L. Rey-Hanot, Adsorption isotherms of acetone on ice between 193 and 213 K. Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2002GL015078), 29, (18) 20 -1->20 -4, 2002.		1			
2002	**Dominé, F.** and P. B. Shepson, Air-Snow Interactions and Atmospheric Chemistry. Science, 297, (5586) 1506-1510, 2002.		1			46
2002	**Dominé, F., A. Cabanes and L. Legagneux**, Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near ALERT 2000 campaign. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2753-2765, 2002.		1			23
2002	**Dominé, F.**, T. Lauzier, **A. Cabanes, L. Legagneux**, W. Kuhs, F., K. Techmer and T. Heinrichs, Snow metamorphism as revealed by scanning electron microscopy. Microscopy Research and Technique, 62, 33-48, 2003.		1			
2002	**Dommergue, A., C. Ferrari, F. Planchon** and **C. F. Boutron**, Influence of anthropogenic sources on total gaseous mercury variability in grenoble suburban air (France). The Science of the Total Environment, oui), 297, 203-213, 2002.		1			
2002	**Dommergue, A., C. Ferrari, P. A. Gauchard,** L. Poissant and **C. F. Boutron,** Diurnal cycles of interstitial gaseous mercury inside a sub-arctic snow-pack prior to and during snowmelt events. Journal de Physique IV, 107, 389-392, 2002.		1			
2002	Drab, E., A. Gaudichet, **J.-L. Jaffrezo** and J. L. Colin, Mineral particles content in recent snow at Summit (Greenland). Atmospheric Environment, 36, (34) 5365-5384, 2002.		1			
2002	**Duval, P.** and **M. Montagnat**, Comments on "Superplasticity deformation of ice : experimental observations by D.L. Goldby and D.L.Kohlstedt. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2001JB000946), 107, (B4) ECV 4 -1->4 -3, 2002.				1	
2002	**Ekaykin, A. A.**, V. Y. Lipenkov, N. I. Barkov, **J.-R. Petit** and V. Masson-Delmotte, Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica : implications for ice-core record interpretation. An. Glaciol., 35, 181-186, 2002.			1		
2002	**Ferrari, C.**, **A. Dommergue**, A. Veysseyre, **F. Planchon** and **C. F. Boutron,** Mercury speciation in the French seasonal snow cover. The Science of the Total Environment, 287, 61-69, 2002.		1			11
2002	**Fiorio, B; Meyssonnier, J**; Boulon, M. Experimental study of the friction of ice over concrete under simplified ice-structure interaction conditions. Canadian Journal of Civil Engineering, 29 (3): 347-359 jun 2002				1	

2002	Flückiger, J., E. Monnin, B. Stauffer, J. Schwander, T. Stocker, **J. Chappellaz, D. Raynaud** and **J.-M. Barnola**, High-resolution Holocene N2O ice core record and its relationship with CH4 and CO2. Global Biogeochemical Cycles, 16, (1) 10.29/2001GB001417, 2002.			1		
2002	Fritzsche, D., F. Wilhelms, L. M. Savatyugin, **J.-F. Pinglot,** H. Meyer, H. W. Hubberten and H. Miller, A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic : first results. An. Glaciol., 35, 25-28, 2002.			1		
2002	**Gagliardini, O.** and **J. Meyssonnier**, Lateral boundary conditions for a local anisotropic ice-flow model. An. Glaciol., 35, 503-509, 2002.				1	
2002	**Gay, M., M. Fily, C. Genthon**, M. Frezzotti, H. Oerter and J. G. Winther, Snow grain-size measurements in Antarctica. J. Glaciol., 48, (163) 527-535, 2002.	1				
2002	**Genthon, C., G. Krinner** and **E. Cosme**, Free and Laterally Nudged Antarctic Climate of an Atmospheric General Circulation Model. Mon. Wea. Rev., 130, (6) 1601-1616, 2002.	1				
2002	Girard, JP; Flehoc, C; Gaucher, E; Prinzhofer, A; **Chappellaz, J**. Isotopic study of CO(2)and CH4 out-gassed from argillites investigated for radioactive waste repository. Geochimica et Cosmochimica Acta,66 (15A): A274-A274 Suppl. 1 aug 2002			1		
2002	Grannas, A. M., P. B. Shepson, C. Guimbaud, M. Albert, W. Simpson, **F. Dominé**, H. Boudries, J. W. Bottenheim, H. J. Beine, R. Honrath and X. Zhou, A Study of Carbonyl Compounds and Photochemistry in the Arctic Atmospheric Boundary Layer. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2733-2742, 2002.		1			27
2002	Guimbaud, C., A. M. Grannas, P. B. Shepson, J. D. Fuentes, H. Boudries, J. W. Bottenheim, **F. Dominé, S. Houdier, S. Perrier**, T. B. Biesenthal and B. G. Splawn, Snowpack in processing acetaldehyde and acetone in the Arctic atmospheric boundary layer. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2743-2752, 2002.		1			14
2002	**Houdier, S., S. Perrier, F. Dominé, A. Cabanes, L. Legagneux**, A. M. Grannas, C. Guimbaud, P. B. Shepson, H. Boudries and J. W. Bottenheim, Acetaldehyde and acetone in the Arctic snowpack during the ALERT2000 filed campaign. Snowpack composition, incorporation processes and atmospheric impact. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2609-2618, 2002.		1			11
2002	**Jourdain, B**. and **M. Legrand**, Year-round records of bulk and size-segregated aerosol composition and HCL and HNO3 levels in the Dumont d'Urville (coastal Antarctica) atmosphere : Implications for sea-salt aerosol fractionation in the winter and summer. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2002JD002471), 107, (D22) ACH 20 -1->20 -13, 2002.		1			
2002	Jouzel, J., G. Hoffmann, **F. Parrenin** and C. Waelbroeck, Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes, *Quat. Sci. Rev.*, 21(13), 307-314, 2002			1		
2002	Knusel, S., **P. Ginot,** U. Schotterer, M. Schwikowski, H. W. Gäggeler, **B. Francou, J.-R. Petit,** J. C. Simoes and J. D. Taupin, Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. J. Geophys. Res., 10.1029/2001JD002028), 107, ACH X - 1->X - 11, 2002.			1		
2002	Lee, C. C. W., **J. Savarino**, H. Cachier and M. H. Thiemens, Sulfur (32S, 33S, 34S, 36S) and oxygen (16O, 17O, 18O) isotopic ratios of primary sulfate produced from combustion processes. Tellus, 54B, 193-200, 2002.		1			
2002	**Legagneux, L., A. Cabanes** and **F. Dominé**, Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77K. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2001JD001016), 107, (D17) ACH 5 -1->5 -15, 2002.		1			11
2002	**Legrand, M., S. Preunkert**, D. Wagenbach and H. Fischer, Seasonally resolved Alpine and Greenland ice core records of anthropogenic HCl emissions over the 20th century. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2001JD001165), 107, (D12) ACH 4 -1->4 -14, 2002.		1			
2002	Littot, G. C., R. Mulvaney, R. Röthlisberger, R. Udisti, E. W. Wolff, E. Castellano, **M. de Angelis**, E. Hansson, S. Sommer and J. P. Steffensen, Comparison of analytical methods used for measuring major ions in the EPICA Dome C (Antarctica) ice core. An. Glaciol., 35, 299-305, 2002.			1		

2002	**Lliboutry, L.** Velocities, strain rates, stresses, crevassing and faulting on Glacier de Saint-Sorlin, French Alps, 1957-76. Journal of Glaciologie, 48 (160): 125-141 2002	1				
2002	Mangold N., Allemand P., **Duval P.**, Geraud Y. and Thomas P. Experimental and theoretical deformation of ice-rock mixtures: implications on rheology and ice content of Martian permafrost. *Planetary and Space Science*, 50, p. 385-401.2002.				1	
2002	**Mansuy, P., J. Meyssonnier** and **A. Philip**, Localization of deformation in polycrystalline ice : experiments and numerical simulations with a simple grain model. Computational Material Science, 25, 142-150, 2002.				1	
2002	Martinez-Esnaola, J. M., **M. Montagnat, P. Duval** and J. G. Sevilano, Geometrically necessary dislocations in a c-axis oriented cylindrical bar of basal-slipping hexagonal crystals deformed in torsion. Scripta Materialia, 50 p.273-278				1	
2002	Michalski, G., **J. Savarino**, J. K. Böhlke and M. Thiemens, Determination of the total oxygen isotopic composition of nitrate and the calibration of a Delat17 nitrate reference material. Anal. Chem., 24, 4989-4993, 2002.		1			
2002	Morgan, V. I., **M. Delmotte**, T. v. Ommen, **J. Jouzel, J. Chappellaz**, S. Woon, V. Masson-Delmotte and **D. Raynaud**, Relative Timing of Deglacial Climate Events in Antarctica and Greenland. Science, 297, (5588) 1862-1864, 2002.			1		20
2002	Pälli, A., J. Kohler, E. Isaksson, J. C. Moore, **J.-F. Pinglot**, V. A. Pohjola and H. Samuelsson, Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground-penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier. J. Glaciol., 48, (162) 417-424, 2002.			1		10
2002	Patris, N., **R. J. Delmas, M. Legrand, M. de Angelis**, F. A. Ferron, M. Stiévenard and J. Jouzel, First sulfur isotope measurements in central Greenland ice cores along the preindustrial and industrial periods. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2001JD000672), 107, (D11) ACH 6 -1->6-13, 2002.			1		
2002	**Perrier, S., S. Houdier, F. Dominé, A. Cabanes, L. Legagneux,** A. L. Sumner and P. B. Shepson, Formaldehyde in Arctic Snow. Incorporation into Ice Particles and Evolution in the Snowpack. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2695-2705, 2002.		1			14
2002	**Planchon, F., C. F. Boutron**, C. Barbante, G. Cozzi, V. Gaspari, E. W. Wolff, **C. Ferrari** and P. Cescon, Changes in heavy metals in Antarctic snow from Coats Land since the mid-19th to the late-20th century. Earth Planet. Sci. Lett., 200, 207-222, 2002.			1		12
2002	**Planchon, F., C. F. Boutron**, C. Barbante, G. Cozzi, V. Gaspari, E. W. Wolff, **C. Ferrari** and P. Cescon, Short-term variations in the occurrence of heavy metals in Antarctic snow from Coats Land since the 1920s. The Science of the Total Environment, 300, 129-142, 2002.			1		
2002	Poissant, L., **A. Dommergue** and **C. Ferrari**, Mercury as a global pollutant. Journal de Physique IV, 12, 143-160, 2002.		1			
2002	**Preunkert, S.,** D. Wagenbach and **M. Legrand**, Improvement and characterization of an automatic aerosol sampler for remote (glacier) sites. Atmospheric Environment, 36, (7) 1221-1232, 2002.		1			
2002	**Raynaud, D.,** T. Blunier, Y. Ono and **R. J. Delmas**, The late quaternary history of atmospheric trace gases and aerosols : interactions between climate and biogeochemical cycles. in Paleoclimate, Global Change and the Future, (Alverson, K. D.et al., 13-35, 2002.			1		
2002	**Ricard, V., J.-L. Jaffrezo,** V. M. Kerminen, R. Hillamo, K. Teinilä and W. Maenhaut, Size distributions and modal parameters of aerosol constituents in northern Finland during the European Arctic Aerosol Study. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2001JD001130), 107, (D14) AAC 4-1->4 -17, 2002.		1			
2002	**Ricard, V., J.-L. Jaffrezo**, V. M. Kerminen, R. Hillamo, S. Sillanpaa, S. Ruellan, C. Liousse and H. Cachier, Two years of continuous aerosol measurements in northern Finland. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2001JD000952), 107, (D11) ACH 10 -1->10 -17, 2002.		1			

2002	**Sellegri, K.**, P. Laj, R. Dupuy, **M. Legrand, S. Preunkert** and J. P. Putaud, Size-dependent scavenging efficiencies of multicomponent atmosoheric aerosols in clouds. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2002JD002749), 108, (D11) AAC 3 - 1->3 - 15, 2002.		1			
2002	Simoes, J. C., **J.-R. Petit**, R. Souchez, V. Y. Lipenkov, **M. de Angelis**, L. Liu, J. Jouzel and **P. Duval**, Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core. An. Glaciol., 35, 340-346, 2002.			1	1	
2002	Souchez, R., **J.-R. Petit,** J. Jouzel, J. C. Simoes**, M. de Angelis,** N. I. Barkov, M. Stievenard, F. Vimeux, S. Sleewaegen and R. Lorrain, Highly deformed basal ice in the Vostok core, Antarctica. Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2001GL014192), 29, (7) 40 -1->40 -4, 2002.			1		
2002	Souchez, R., P. Jean-Baptiste, **J.-R. Petit**, V. Y. Lipenkov and **J. Jouzel**, What is the deepest part of the Vostok ice core telling us ? Earth Science Reviews, 60, 131-146, 2002.			1		
2002	Stauffer, B., J. Flückiger, E. Monnin, J. Schwander, J**.-M. Barnola** and **J. Chappellaz**, Atmospheric CO2, CH4 and N2O records over the past 60 000 years based on the comparison of different polar ice cores. An. Glaciol., 35, 202-208, 2002.			1		
2002	Sumner, A. L., P. B. Shepson, A. M. Grannas, J. W. Bottenheim, K. G. Anlauf, D. Worthy, W. H. Schreder, **F. Dominé, S. Houdier** and **S. Perrier**, Atmospheric chemistry of formaldehyde in the arctic troposphere at polar sunrise and influence of the snowpack. Atmospheric Environment, 36, (S1) 2553-2562, 2002.		1			32
2002	**Torinesi, O., A. Letreguilly** and F. Valla, A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps. J. Glaciol., 48, (160) 142-148, 2002.	1				
2002	Vallelonga, P., K. Van de Velde, J.-P. Candelone, C. Ly, K. J. R. Rosman, **C. F. Boutron**, V. I. Morgan and D. J. Mackey, Recent advances in measurement of Pb isotopes in polar ice and snow at sub-picogram per gram concentrations using thermal ionisation mass spectrometry. Anal. Chim. Acta, 453, 1-12, 2002.			1		19
2002	Vallelonga, P., K. Van de Velde, J.-P. Candelone, V. I. Morgan, **C. F. Boutron** and K. J. R. Rosman, The lead pollution history of Law Dome, Antarctica, from isotopic measurements on ice cores : 1500 AD to 1989 AD. Earth Planet. Sci. Lett., 204, (1-2) 291-306, 2002.			1		15
2002	van de Wal, R. S. W., R. Mulvaney, E. Isaksson, J. C. Moore, **J.-F. Pinglot**, V. A. Pohjola and M. P. A. Thomassen, Reconstruction of the historical temperature trend from measurements in a medium-length borehole on the Lomonosovfonna plateau, Svalbard. An. Glaciol., 35, 371-378, 2002.			1		
2002	**Vincent, C**., Influence of climate change over the 20th century on four french glacier mass balances. J. Geophys. Res., doi: 10.1029/2001JD000832), 107, (D19) ACL 4 -1->4 -12, 2002.	1				
2002	Wan, Z., Zhang, Y., Li, Z.-l., Wang, R., Salomonson, V., **Arnaud, Y.,** Bosseno, R. et Hanocq, J. F. Preliminate estimate of calibration of the moderate resolution imaging spectroradiometer thermal infrared data using Lake Titicaca. Remote sensing of Environment, 80: 497-515, 2002.	1				
2002	**Weiss, J**., J. Vidot, M. Gay, **P. Duval** and **J.-R. Petit,** Dome concordia ice microstructure impurities effect on grain growth. An. Glaciol., 35, 552-558, 2002.			1	1	
2003	Alexander, B., M. H. Thiemens, J. Farquhar, A. J. Kaufman, **J. Savarino** and **R. J. Delmas,** East Antarctic ice core sulfur isotope measurements over a complete glacial-interglacial cycle. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD003513), 108, (D24) 2003.			1		
2003	Barbante, C., **C. F. Boutron**, C. Morel, **C. Ferrari, J.-L. Jaffrezo**, G. Cozzi, V. Gaspari and P. Cescon, Seasonal variations of heavy metals in central Greenland snow deposited from 1991 to 1995. J. Env. Monit., 5, 328-335, 2003.		1	1		
2003	Beine, H. J., **F. Dominé**, A. Ianniello, M. Nardino, I. Allegrini, K. Teinila and R. Hillamo, Fluxes of nitrates between snow surfaces and the atmosphere in the European high Arctic. Atmos. Chem. Phys., 3, 335-346, 2003.		1			

2003	Bernier, M; Fortin, JP; Gauthier, Y; Corbane, C; Somma, J; **Dedieu, JP**. Integration of remotely sensed data with hydrological modelling of Mount Liban (Lebanon). Hydrological Science Journal.Journal des Sciences Hydrologies,, 48 (6): 999-1012 dec 2003	1				
2003	Boucher O, Moulin C, Belviso S, Aumont O, Bopp L, **Cosme E**, von Kuhlmann R, Lawrence MG, Pham M, Reddy MS, Sciare J, Venkataraman C. DMS atmospheric concentrations and sulphate aerosol indirect radiative forcing: a sensitivity study to the DMS source representation and oxidation.Atmospheric Chemistry and Physics , 49-65, janv 28 2003	1	1			12
2003	Burton, GR; **Boutron, CF**; Hong, S; Candelone, JP; Rosman, KJR. Strontium isotope measurements in Greenland ice from the last glacial maximum to the early Holocene. Journal de physique IV, 107: 241-244 Part 1 may 2003			1		
2003	**Cabanes, A., L. Legagneux** and **F. Dominé**, Rate of Evolution of the Specific Area of Surface Snow Layers. Environ. Sci. Technol., 34, (4) 661-666, 2003.		1			
2003	Caillon, N., J. Jouzel, J. P. Severinghaus, **J. Chappellaz** and T. Blunier, A novel method to study the phase relationship between Antarctic and Greenland climate. Geophys. Res. Lett., doi: 10.1029/2003GL017838), 30, (17) CLM 4 - 1->4 - 4, 2003.			1		13
2003	Caillon, N., J. P. Severinghaus, J. Jouzel, **J.-M. Barnola**, J. Kang and V. Y. Lipenkov, Timing of Atmospheric CO2 and Antarctic Temperature Changes across Termination III. Science, 299, (5613) 1728-1731, 2003.			1		
2003	Correia, A., R. Freydier, **R. J. Delmas**, J. C. Simoes, J. D. Taupin, B. Dupré and P. Artaxo, Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350 m asl). Atmos. Chem. Phys., 3, 1337-1352, 2003.			1		
2003	**De Angelis**, M. A., **J. C. Simoes, H. Bonnaveira**, J. D. Taupin and **R. J. Delmas**, Volcanic eruptions recorded in the Illimani icce core (Bolivia) : 1918-98 and Tambora periods. Atmos. Chem. Phys., 3, 1725-1741, 2003.			1		
2003	**Delmas, R. J., M. de Angelis**, et al. (2003). "Linking Antarctic glaciochemical records to past climate conditions." Memoirs of National Institute of Polar Research Special issue(57): 105-120.		1	1		
2003	**Delmas, R. J.**, **P. Wagnon**, K. Goto-Azuma, K. Kamiyama and O. Watanabe, Evidence for the loss of snow-deposited MSA to the interstitial gaseous phase in central Antarctic firn. Tellus B, 55, 71-79, 2003.		1			
2003	**Delmonte, B**; Basile-Doelsch, I; **Petit, JR**; Michard, A; Revel-Rolland, M; Maggi, V; Gemmiti, B. Refining the isotopic (Sr-Nd) signature of potential source areas for glacial dust in East Antarctica Journal de physique IV, 107: 365-368 Part 1 may 2003			1		
2003	**Dominé F**, T. Lauzier, **Cabanes A**, Legagneux L, Kuhs W,Techmer K. Heinrichs T. "Snow metamorphism as revealed by scanning electron microscopy." Microscopy Research and Technique 62: 33-48.		1			
2003	**Dommergue, A., C. Ferrari** and **C. F. Boutron**, First investigation of an original device dedicated to the determination of gaseous mercury in interstitial air in snow. Anal. Bioanal. Chem., 375, 106-111, 2003.		1			
2003	**Dommergue, A.**, **C. Ferrari**, L. Poissant, **P.-A. Gauchard** and **C. F. Boutron**, Diurnal cycles of gaseous mercury within the snowpack at Kuujjuarapik/whapmagoostui, Québec, Canada. Environ. Sci. Technol., 37, 3289-3297, 2003.		1			
2003	**Dommergue, A., C. Ferrari, P.-A. Gauchard, C. F. Boutron**, L. Poissant, M. Pilote, P. Jitaru and F. C. Adams, The fate of mercury species in a sub-arctic snowpack during snowmelt. Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2003GL017308), 30, (12) 23 -1->23 - 4, 2003.		1			
2003	Donnadieu.Y., F. Fluteau, G.Ramstein, **C. Ritz** and J. Besse, 2003. Is there a conflict between the Neoproterozoic glacial deposits and the snowball Earth interpretation: an improved understanding with numerical modelling. Earth and Planet. Science Let. 208, pp 101-112			1		10
2003	**Ekaykin, A. A.**, V. Y. Lipenkov, N. I. Barkov and **J.-R. Petit**, Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station : implications for ice core record interpretation. An. Glaciol., 35, 2003.			1		

2003	**Ferrari, C**; **Dommergue, A; Boutron, C.** Gaseous mercury distribution in interstitial air of snow pack in Station Nord, Greenland. Evidence of permanent mercury depletion event in the air of snow during polar sunris. Journal de physique IV, 107: 459-462 Part 1 may 2003		1			
2003	**Fily, M.,** A. Royer, K. Goïta and C. Prigent, A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. Remote Sens. Environ., 85, 328-338, 2003.	1				
2003	**Francou, B.,** M. Vuille, **P. Wagnon**, J. Mendoza and J.-E. Sicart, Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century : Chacaltaya, Bolivia, 16°S. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2002JD002959), 108, (D5) ACL 1 - 1->1 - 12, 2003.	1				
2003	**Frédéric Parrenin** and Didier Paillard. Amplitude and phase modulation of glacial cycles from a conceptual model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214(1-2), pp. 243-250, 2003.			1		
2003	**Gabrielli, P**; Barbante, C; **Planchon, FAM; Ferrari, C**; **Delmonte, B**; **Boutron, C.** Changes in the occurrence of heavy metals in polar ice during the last climatic cycles, with special emphasis on the possible link between cosmic dust accretion rate and the 100 kyr cycle. Journal de physique IV, 107: 499-503 Part 1 may 2003			1		
2003	**Gauchard, PA**; Dommergue, A; **Ferrari, C**; Laj, P; **Boutron, C .** Mercury speciation into tropospheric clouds. Journal de physique IV, 107: 525-528 Part 1 may 2003		1			
2003	**Gauchard, PA**; **Ferrari, C**; **Dommergue, A**; Poissant, L; **Boutron, C.** In field kinetic experiments to better understand chemical mechanisms involved during mercury depletion events (MDE): Preliminary results. Journal de physique IV, 107: 529-532 Part 1 may 2003		1			
2003	**Gauchard, PA**; Guehenneux, G; **Ferrari, C**; Poissant, L; **Dommergue, A; Boutron, C**; **Fourcade, MC**; Baussand, P. Evidences of modifications in the size distribution of particles during a mercury depletion event at Kuujjuarapik/Whapmagoostui, Quebec (Canada) Journal de physique IV, 107: 521-524 Part 1 may 2003		1			
2003	**Genthon, C**. and **E. Cosme,** Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2003GL018280), 30, (21) CLM 1 - 1->1 - 4, 2003.	1				
2003	**Genthon, C., G. Krinner** and **M. Sacchettini**, Interannual Antarctic tropospheric circulation and precipitation variability. Clim. Dyn., 2003.	1				
2003	Goodwin, I., **M. de Angelis**, M. Pook and N. W. Young, Snow accumulation variability in Wilkes Land, East Antarctica, and the relationship to atmospheric ridging in the 130°-170°E region since 1930. J. Geophys. Res., 10.1029/2002JD002995), 108, (D21) ACL 6 - 1->6 -16, 2003.	1				
2003	**Goujon, C., J.-M. Barnola** and **C. Ritz**, Modeling the densification of polar firn including heat diffusion : application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. J. Geophys. Res., 10.1029/2002JD003319), 108, (D24) ACL 10 -1->10 - 18, 2003.			1	1	
2003	Hagen, JO; Melvold, K; **Pinglot, F**; Dowdeswell, JA. On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic. Arctic Antartic and Alpine Research, 35 (2): 264-270 may 2003			1		
2003	Hoffmann, G. E., E. Ramirez, J. D. Taupin, **B. Francou,** P. Ribstein, **R. J. Delmas**, Y. Duclos, H. Dürr, R. Gallaire, J. C. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard and M. Werner, Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2002GL014870), 30, (4) 28 - 1-> 28 - 4, 2003.			1		
2003	Hong, S., Y. Kim, **C. F. Boutron, C. Ferrari, J.-R. Petit**, C. Barbante, K. J. R. Rosman and V. Y. Lipenkov, Climate-related variations in lead concentrations and sources in Vostok Antarctic ice from 65,000 to 240,000 years BP. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2003GL018411), 30, (22) ASC 3 - 1->3 - 5, 2003.			1		

2003	Hong, S; Park, JK; **Boutron, C; Ferrari, C; Petit, JR**; Lipenkov, VY. Changes in the natural lead, cadmium, zinc, and copper concentrations in the Vostok Antarctic ice over the last two glacialinterglacial cycles (240,000 years). Journal de physique IV, 107: 629-632 Part 1 may 2003			1		
2003	Hong, S; Park, JK; Thompson, LG; **Boutron, C; Ferrari, C; Francou, B**; Maurice-Bourgoin, L. Changes in the occurrence of heavy metals in the tropical atmosphere during the past 22,000 years as ed in Bolivian ice core. Journal de physique IV, 107: 633-636 Part 1 may 2003			1		
2003	Jitaru, P; Infante, HG; **Ferrari, CP; Dommergue, A; Boutron, C**; Adams, FC. Present century of mercury species pollution in high altitude alpine snow and ice. Journal de physique IV, 107: 683-686 Part 1 may 2003			1		
2003	Jouzel. J, F. Vimeux, N. Caillon, G. Delaygue, G. Hoffmann, V. Masson, and **F. Parrenin**. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.*, 108(D12), 4361. ACL6:1-10, 2003.			1		
2003	Knüsel, S., **P. Ginot**, U. Schotterer, M. Schwikowski, H. W. Gäggeler, **B. Francou, J.-R. Petit**, J. C. Simoes and J. D. Taupin, Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2001JD002028), 108, (D6) ACH 3 - 1->3 - 11, 2003.			1		
2003	**Krinner, G.** and **C. Genthon**, Tropospheric transport of continental tracers towards Antarctica under varying climatic conditions. Tellus, 55 B, 54-70, 2003.	1				
2003	**Krinner, G.** and M. Werner, Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores : A multi-model analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 10.10.1016/S0012-821X(03)00550-8), 216, (4) 525-538, 2003.			1		
2003	**Krinner, G.**, Impact of lakes and wetlands on boreal climate. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2002JD002597), 108, (D16) ACL 10 - 1->10 - 18, 2003.			1		
2003	Lamparelli,R.A.C., F. J. Ponzoni, J. Z. Junior, G. Q. Pellegrino, **Y. Arnaud** . Characterization of the "Salar de Uyuni" (Bolívia) for in-orbit satellite calibration, IEEE Transactions in Geoscience and Remote Sensing. Volume 41,N° 6, 1461 1468, 2003	1				
2003	Landais, A., **J. Chappellaz, M. Delmotte, J. Jouzel**, T. Blunier, C. Bourg, N. Caillon, S. Cherrier, B. Malaizé, V. Masson-Delmotte, **D. Raynaud**, J. Schwander and J. P. Steffensen, A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core. J. Geophys. Res., doi:101029/2002JD003147), 108, (D18) ACL 2 - 1->2 -10, 2003.			1		
2003	**Le Meur, E.** and **C. Vincent**, A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France. J. Glaciol., 49, (167) 527-538, 2003.	1			1	
2003	Lefebre, F., **H. Gallée**, J.-P. van Ypersele and W. Greuell, Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland) : A study of surface albedo. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2001JD001160), 108, (D8) ACL 1 -1->1 -16, 2003.	1				
2003	**Legagneux, L.**, T. Lauzier, **F. Dominé**, W. F. Kuhs, T. Heinrichs and K. Techmer, Rate of decay of specific surface area of snow during isothermal experiments and morphological changes studied by scanning electron microscopy. Can. J. Phys., 81, 459-468, 2003.		1			
2003	**Legrand, M.**, **S. Preunkert**, D. Wagenbach, H. Cachier and H. Puxbaum, A historical record of formate and acetate froma high-elevation Alpine glacier : implications for their natural versus antropogenic budgets at the European scale. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD003594), 108, (D24) ACH 20 - 1->20 - 15, 2003.		1			
2003	**Lorius, C.**, Effet de serre : les lacunes du savoir et de la perception. C.R. Geoscience, 335, 545-549, 2003.			1		
2003	**Mélières, M.-A., M. Pourchet** and S. Richard, Surface air concentration and deposition of lead-210 in French Guiana : two years of continuous monitoring. J. of Environ. Radioactivity, 22, (3) 261-269, 2003.	1				
2003	**Mélières, M.-A., M. Pourchet**, L. Spadini and L. Charlet, The large impact of gold-mining in total-Hg content in sedimentof the dam lake of Petit Saut (French Guiana). J. Phys. IV France, 107, 863-865, 2003.	1				

2003	**Mélières, M.-A.**, **M. Pourchet**, P. Charles-Dominique and P. Gaucher, Mercury in canopy leaves of French Guiana in remote areas. The Science of the Total Environment, 311, 261-267, 2003.	1				
2003	**Melieres, MA; Pourchet, M;** Cossa, D; Charles-Dominique, P; Gaucher, P. Total-Hg and Pb-210 measurements in canopy and lake sediments at the pic Matecho, a pristine site in the tropical rainforest of French Guiana (South America). Journal de physique IV, 107: 859-862 Part 2 may 2003			1		
2003	**Montagnat M**. and Schulson E.M. . *On friction and surface cracking during sliding of ice on ice.* J. Glaciol, 49 (166) 391-396.2003.				1	
2003	**Montagnat, M.**, **P. Duval**, P. Bastie and B. Hamelin, Strain gradients and geometrically necessary dislocations in deformed ice single crystals. Scripta Materialia, 49, 411-415, 2003.			1	1	
2003	**Montagnat, M., P. Duval**, P. Bastie, B. Hamelin and V. Y. Lipenkov, Lattice distortion in ice crystals from the Vostok core (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction ; implication in the deformation of ice at low stresses. Earth Planet. Sci. Lett., 214, 369-378, 2003.			1	1	
2003	Nicot, F; **Gagliardini, O**; Boutillier, B. Modelling of a snowpack in interaction with a flexible structure using a coupled Lagrangian-discrete approach. Journal for Nnumerical and Analytical Methods in geomechanics,27 (4): 259-274 apr 10 2003				1	
2003	**Perrier, S., P. Sassin** and **F. Dominé**, Diffusion and solubility of HCHO in ice : preliminary results. Can. J. Phys., 81, 319-324, 2003.		1			
2003	**Pinglot, J.-F**., R. Vaikmae, K. Kamiyama, M. Igarashi, D. Fritzsche, F. Wilhelms, R. Koerner, L. Henderson, E. Isaksson, J.-G. Winther, R. S. W. van de Wal, M. Fournier, P. Bouisset and H. A. J. Meijer, Ice cores from Arctic sub-polar glaciers : chronology and post-depositional processes deduced from radioactivity measurement. J. Glaciol., 49, (164) 149-158, 2003.			1		
2003	**Planchon, F.**, **K. Van de Velde**, K. J. R. Rosman, E. W. Wolff, **C. Ferrari** and **C. F. Boutron**, One-hundred fifty-year record of lead isotopes in Antarctic snow from Coats Land. Geochim. Cosmochim. Acta, 67, (4) 693-708, 2003.			1		11
2003	**Planchon, FAM**; Barbante, C; **Boutron, CF**; Bulat, S; Cescon, P; Cozzi, G; **Dommergue, A; Ferrari, CP**; Gabrielli, P; **Petit, JR**. Trace elements in accreted ice from the Vostok sub-glacial lake, Antarctica: Initial results. Journal de physique IV, 107: 1067-1070 Part 2 may 2003			1		
2003	**Pourchet, M.**, **O. Magand**, M. Frezzotti, **A. A. Ekaykin** and J.-G. Winther, Radionuclides deposition over Antarctica. J. of Environ. Radioactivity, 68, (2) 137-158, 2003.	1				
2003	**Preunkert, S.,** D. Wagenbach and **M. Legrand**, A seasonally resolved alpine ice core record of nitrate : comparison with anthropogenic inventories and estimation of preindustrial emissions of NO in Europe. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD003475), 108, (D21) ACH 9 - 1->9 - 10, 2003.		1			
2003	Ramirez, E., G. E. Hoffmann, J. D. Taupin, **B. Francou,** P. Ribstein, N. Caillon, F. A. Ferron, A. Landais, **J.-R. Petit**, B. Pouyaud, U. Schotterer, J. C. Simoes and M. Stievenard, A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m) Bolivia. Earth Planet. Sci. Lett., 212, 337-350, 2003.			1		
2003	**Raynaud, D.,** M. F. Loutre, **C. Ritz, J. Chappellaz, J.-M. Barnola,** J. Jouzel, V. Y. Lipenkov, **J.-R. Petit** and F. Vimeux, Marine Isotope Stage (MIS) 11 in the Vostok Ice Core : CO2 Forcing and Stability of East Antarctica. Earth's Climate and Orbital Eccentricity, (Droxler, A. W.et al., 27-40, 2003.			1		
2003	Rosman, KJR; Hong, S; Burton, G; Burn, L; **Boutron, CF; Ferrari, CP**; Thompson, LG; Maurice-Bourgoin, L; **Francou, B.** Pb and Sr isotopes from an ice-core provides evidence for changing atmospheric conditions at the Sajama icecap, South America. Journal de physique IV, 107: 1157-1160 Part 2 may 2003			1		

2003	Rothlisberger, R; Mulvaney, R; Wolff, EW; Hutterli, MA; Bigler, M; **de Angelis, M**; Hansson, ME; Steffensen, JP; Udisti,R. Limited dechlorination of sea-salt aerosols during the last glacial period: Evidence from the European Project for Ice Coring inAntarctica (EPICA) Dome C ice core. Journal of Geophysical Research-Atmosphères, 108 (D16): Art. No. 4526 aug 30 2003			1		
2003	**Savarino, J.**, A. Romero, J. Cole-Dai, S. Bekki and M. H. Thiemens, UV induced mass-independent sulfur isotope fractionation in stratospheric volcanic sulfate. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2003GL018134), 30, (21) ASC 11 - 1->11 - 4, 2003.		1			
2003	**Savarino, J.**, S. Bekki, J. Cole-Dai and M. H. Thiemens, Evidence from sulfate mass independent oxygen isotopic compositions of dramatic changes in atmospheric oxidation following massive volcanic eruptions. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD003737), 108, (D21) ACH 7 - 1->7 - 6, 2003.		1	1		
2003	Schotterer, U., O. Grosjean, W. Stichler, **P. Ginot**, C. Kull, **H. Bonnaveira, B. Francou**, H. W. Gäggeler, R. Gallaire, G. E. Hoffmann, B. Pouyaud, E. Ramirez, M. Schwikowski and J. D. Taupin, Glaciers and Climate in the Andes between the Aquator and 30°S : what is recorded under extreme environmental conditions ? Climatic Change, 59, 157-175, 2003.	1				
2003	**Sellegri, K.**, P. Laj, F. Peron, R. Dupuy, **M. Legrand, S. Preunkert**, J. P. Putaud, H. Cachier and G. Ghermandi, Mass balance of free troposheric aerosol at the Puy de Dôme (France) in winter. J. Geophys. Res., 10.1029/2002JD002747), 108, (D11) AAC 2 - 1->2 -17, 2003.		1			
2003	**Sellegri, K**; Laj, P; Marinoni, A; Dupuy, R; **Legrand, M; Preunkert, S.** Contribution of gaseous and particulate species to droplet solute composition at the Puy de Dome, France. Atmospheric Chemistry and physics,3: 1509-1522 sep 26 2003		1			
2003	Sicart, JE; Ribstein, P; **Francou, B**; Gallaire, R. Precipitation and melting on a tropical glacier: the Zongo Glacier, Bolivia, 16 degrees S. Hydrological Science Journal.Journal des Sciences Hydrologies,, 48 (5): 799-808 oct 2003	1				
2003	Souchez, R., **J.-R. Petit**, J. Jouzel, **M. de Angelis** and J.-L. Tison, Reassessing Lake Vostok's behaviour from existing and new ice core data. Earth Planet. Sci. Lett., 217, 163-170, 2003.			1		
2003	Spahni, R., J. Schwander, J. Flückiger, B. Stauffer, **J. Chappellaz** and **D. Raynaud**, The attenuation of fast atmospheric CH4 variations recorded in polar ice cores. Geophys. Res. Lett., doi : 10.1029/2003GL017093), 30, (11) 25 - 1->25 - 4, 2003.			1		
2003	**Torinesi, O., M. Fily** and **C. Genthon**, Variability abd Trends of the Summer Melt Period of Antarctic Ice Margins since 1980 from Microwave Sensors. J. Climate, 16, (7) 1047-1060, 2003.	1				
2003	Vittuari, L., **C. Vincent**, M. Frezzotti, S. Gandolfi, F. Mancini and A. Capra, Space geodesy as a tool for ice surface deformation at Dome C (East Antartica). 2003.	1				
2003	**Wagnon, P.**, J.-E. Sicart, E. Berthier and J.-P. Chazarin, Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea-level. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2002JD002088), 108, (D6) ACL 4 -1-> 4 -14, 2003.	1				
2003	Watanabe O., J. Jouzel, S. Johnsen, **F. Parrenin**, H. Shoji, and N. Yoshida. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. Nature, 422, 509-512, 2003.			1		18
2003	**Weiss, J.** and D. Marsan, Clustering and space/time coupling of dislocation avalanches. in Dislocations, Plasticity and Metal Forming, (Khan, A. S., 301-306, 2003.				1	
2003	**Weiss, J.** and D. Marsan, Three-Dimensional Mapping of Dislocation Avalanches : Clustering and Space/Time Coupling. Science, 299, (5604) 89-92, 2003.				1	
2003	**Weiss, J.**, Scaling of fracture and faulting in ice on Earth, *Surveys in Geophysics*, 24, (2), 185-227, 2003				1	

2003	**Xueref, I.** and **F. Dominé**, FTIR spectroscopic studies of the simultaneous condensation of HCL and H2O at 190 K - Atmospheric applications. Atmos. Chem. Phys., 3, 1779-1789, 2003.		1			
2004	Andersen KK, Azuma N, **Barnola JM**, Bigler M, Biscaye P, Caillon N, **Chappellaz J,** Clausen HB, DahlJensen D, Fischer H, Fluckiger J, Fritzsche D, Fujii Y, Goto-Azuma K, Gronvold K, Gundestrup NS, Hansson M, Huber C, Hvidberg CS, Johnsen SJ, Jonsell U, Jouzel J, Kipfstuhl S, Landais A, Leuenberger M, Lorrain R, Masson-Delmotte V, Miller H, Motoyama H, Narita H, Popp T, Rasmussen SO, **Raynaud D**, Rothlisberger R, Ruth U, Samyn D, Schwander J, Shoji H, Siggard-Andersen ML, Steffensen JP, Stocker T, Sveinbjornsdottir AE, Svensson A, Takata M, Tison JL, Thorsteinsson T, Watanabe O, Wilhelms F, White JWC Members, N.-G. C. P., High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431, 147-153, 2004.			1		10
2004	Aristarain, A. J., **R. J. Delmas** and M. Stievenard, Ice-core study of the link between sea-salt aerosol, sea-ice cover and climate in the Antarctic Peninsula area. Climatic Change, 67, 63-86, 2004.			1		
2004	**Aymoz G, Jaffrezo JL**, Jacob V, Colomb A, and George Ch , Evolution of organic and inorganic components of aerosol during a Saharan dust episode observed in the French Alps. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 3875-3909,2004.		1			
2004	Barbante, C., M. Schwikowski, T. Döring, H. W. Gäggeler, U. Schotterer, L. Tobler, **K. Van de Velde, C. Ferrari**, G. Cozzi, A. Turetta, K. J. R. Rosman, M. Bolshov, G. Capodaglio, P. Cescon and **C. F. Boutron**, Historical Record of European Emissions of Heavy Metals to the Atmosphere since the 1650s from Alpine Snow/Ice Cores Drilled near Monte Rosa. Environ. Sci. Technol., 38, (15) 4085-4090, 2004.		1	1		
2004	Berthier, E., **Y. Arnaud**, D. Baratoux, **C. Vincent** and F. Rémy, Recent rapid thining of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2004GL020706), 31, (17) L17401 1->4, 2004.	1				
2004	Blunier, T., J. Schwander, **J. Chappellaz, F. Parrenin** and **J.-M. Barnola**, What was the surface temperature in central Antarctica during the last glacial maximum ? Earth Planet. Sci. Lett., 10.1016/S0012-821X), 218, 379-388, 2004.			1		
2004	**Boutron, C. F.,** K. J. R. Rosman, C. Barbante, M. A. Bolshov, F. C. Adams, S. Hong and **C. Ferrari**, L'archivage des activités humaines par les neiges et glaces polaires : le cas du plomb. C.R. Geoscience, 336, 847-867, 2004.			1		10
2004	Brissaud, O., **B. Schmitt**, N. Bonnefoy, S. Douté, P. Rabou, W. Grundy, and **M. Fily**. Spectrogonio radiometer for the study of the bidirectional reflectance and polarization functions of planetary surfaces: 1. Design and tests. *Appl. Optics*, **43** (9), 1926-1937, 2004..	1				
2004	**Bulat, S., I. A. Alekhina**, M. B lot, **J.-R. Petit, M. de Angelis**, D. Wagenbach, V. Y. Lipenkov, L. Vasilyeva, D. Wloch, **D. Raynaud** and V. V. Lukin, DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok : implications for searching life in extreme icy environments. J. of Astrobiology, 3, (1) 1-12, 2004.			1		
2004	Butterworth, A. L., **O. Aballain, J. Chappellaz** and M. A. Sephton, Combined element (H and C) stable isotope ratios of methane in carbonaceous chondrites. Mont. Not. R. Astron. Soc., 347, 807-812, 2004.			1		
2004	Charlou, JL; Donval, JP; Fouquet, Y; Ondreas, H; Knoery, J; Cochonat, P; Levache, D; Poirier, Y; Jean-Baptiste, P; Fourre, E; **Chazallon, B.**Group : ZAIROV Leg 2 Sci Party. Physical and chemical characterization of gas hydrates and associated methane plumes in the Congo-Angola Basin. Chemical Geology, 205 (3-4): 405-425 may 14 2004			1		
2004	**de Angelis, M., J.-R. Petit, J. Savarino**, R. Souchez and M. H. Thiemens, Contributions of an ancient evaporitic-type reservoir to subglacial Lake Vostok chemistry. Earth Planet. Sci. Lett., 222, 751-765, 2004.			1		
2004	**Delmas, R. J.,** J. Beer, H. A. Synal, R. Muschler, **J.-R. Petit** and **M. Pourchet**, Bomb-test 36Cl measurement in Vostok snow (Antarctica) and the use of 36Cl as a dating tool for deep ice cores. Tellus B, 56, (5) 492-498, 2004.			1		

2004	**Delmonte, B.**, 1. Basile-Doelsch, **J.-R. Petit**, W. Maggi, M. Revel-Rolland, A. Michard, E. Jagoutz and F. E. Grousset, Comparing the Epica and Vostok dust records duriing the last 220,000 years : stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. Earth Science Reviews, 66, 63-87, 2004.			1		
2004	**Delmonte, B., J.-R. Petit** and W. Maggi, Glacial to Holocene implications of the new 27,000 year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core. Clim. Dyn., 18, 647-660, 2002.			1		
2004	**Delmonte, B., J.-R. Petit**, I. Basile-Doelsch, V. Y. Lipenkov and W. Maggi, First characterization and dating of East Antarctic bedrock inclusions from subglacial Lake Vostok accreted ice. Environmental Chemistry, 10.1071/EN04029), 1, 1-5, 2004.			1		
2004	**Delmonte, B., J.-R. Petit**, K. K. Andersen, 1. Basile-Doelsch, W. Maggi and V. Y. Lipenkov, Dust size evidence for opposite regional atmospheric circulation changes over east Antarctica during the last climatic transition. Clim. Dyn., 23, 427-438, 2004.			1		
2004	**Delmotte, M., J. Chappellaz**, E. Brook, P. Yiou, **J.-M. Barnola, C. Goujon, D. Raynaud** and V. Y. Lipenkov, Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles : Rapid changes and their link with Antarctic temperature. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004417), 109, (D12104) 1 -> 13, 2004.			1		
2004	**Dominé, F.** and C. Rauzy, Influence of the ice growth rate on the incorporation of gaseous HCl. Atmos. Chem. Phys., 4, 2513-2519, 2004.		1			
2004	**Dominé, F.**, R. Sparapani, A. Ianniello and H. J. Beine, The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions. Atmos. Chem. Phys., 4, 2259-2271, 2004.		1			
2004	**Durand, G.**, F. Granner and **J. Weiss**, Deformation of grain boundaries in polar ice. Europhysics Letters, 10.1029/epl/i2004-10139-0), 67, (6) 1038-1044, 2004.			1	1	
2004	**EPICA Community Members:** Eight Glacial cycles from an Antarctic ice core: *Nature*, 429, 623-628, 2004.			1		30
2004	Favier, V., **P. Wagnon** and P. Ribstein, Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2004GL020654), 31, (16) L16403 1->5, 2004.	1				
2004	Favier, V., **P. Wagnon**, J.-P. Chazarin, L. Maisincho and A. Coudrain, One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004359), 109, (D18) 1->15, 2004.	1				
2004	**Ferrari, C., A. Dommergue, C. F. Boutron**, H. Skov, M. Goodsite and B. Jensen, Nightime production of elemental gaseous mercury in interstitial air of snow at Station Nord, Greenland. Atmospheric Environment, 38, 2727-2735, 2004.		1			
2004	**Ferrari, C., A. Dommergue, C. F. Boutron**, P. Jitaru and F. C. Adams, Profiles of mercury in the snow pack at Station Nord, Greenland shortly after polar sunrise. Geophys. Res. Lett., 10.1029//2003GL018961), 31, 1->4L03401, 2004.		1			
2004	Flückiger, J., T. Blunier, B. Stauffer, **J. Chappellaz**, R. Spahni, K. Kawamura, J. Schwander, T. Stocker and D. Dahl-Jensen, N2O and CH4 variations during the last glacial epoch : insight into gloabal processes. Global Biogeochemical Cycles, 10.1029/2003GB002122), 18, GB1020 1 à 14, 2004.			1		
2004	**Francou, B.**, M. Vuille, V. Favier and B. Caceres, New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004484), 109, (D18) 1->17, 2004.	1				
2004	Frezzotti M., **M. Pourchet**, O. Flora, S. Gandolfi, **M. Gay**, S. Urbini, **C.Vincent**, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, **M. Fily** New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Climate Dynamics*, **23**, 803-813, 2004.	1				

2004	**Gabrielli, P.**, A. Varga, C. Barbante, **C. F. Boutron**, G. Cozzi, V. Gaspari, **F. Planchon,** W. Cairns, S. Hong, **C. Ferrari** and G. Capodaglio, Determination of Ir and Pt down to the sub-femtogram per gram level in polar ice by ICP-SFMS using preconcentration and a desolvation system. J. Anal. At. Spectrom., 19, 831-837, 2004.			1		
2004	**Gabrielli, P.**, C. Barbante, J. M. C. Plane, A. Varga, S. Hong, G. Cozzi, V. Gaspari, **F. Planchon,** W. Cairns, **C. Ferrari**, P. J. Crutzen, P. Cescon and **C. F. Boutron**, Meteoric smoke fallout over the Holocene epoch revealed by iridium and platinum in Greenland ice. Nature, 432, (7020) 1011-1014, 2004.			1		
2004	**Gagliardini, O.**, **G. Durand** and Y. Wang, Grain area as a statistical weight for polycrystal constituents. J. Glaciol., 50, (168) 87-95, 2004.				1	
2004	**Gallée, H.**, W. Moufouma-Okia, P. Bechtold, O. Brasseur, I. Dupays, P. Marbaix, C. Messager, R. Ramel and T. Lebel, A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004020), 109, D05108 1 of 13, 2004.	1				
2004	Hamelin B., Bastie P., **Duval P.**, Chévy J. and **Montagnat M.** *Lattice distortion and basal slip bands in deformed ice crystals revealed by hard X-ray diffraction.* J. Phys. IV France 118, 27-33.2004.				1	
2004	Hastenrath, S; Polzin, D; **Francou, B.** Circulation variability reflected in ice core and lake s of the southern tropical Andes.Climate Change, 64 (3): 361-375 jun 2004	1				
2004	Hong, S., C. Barbante, **C. F. Boutron**, **P. Gabrielli**, V. Gaspari, P. Cescon, L. G. Thompson, **C. Ferrari**, **B. Francou** and L. Maurice-Bourgoin, Atmospheric heavy metals in tropical Sourh America during the past 22 000 years recorded in a high altitude ice core from Sajama, Bolivia. J Environ. Monit., 6, 322-326, 2004.			1		
2004	Hong, S., **C. F. Boutron**, **P. Gabrielli,** C. Barbante, **C. Ferrari, J.-R. Petit**, G. Lee and V. Y. Lipenkov, Past natural changes in Cu, Zn and Cd in Vostok Antarctic ice dated back to the penultimate interglacial period. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2004GL021075), 31, (L20111) 1-4, 2004.			1		
2004	**Hou, SG**; Qin, DH; Jouzel, J; Masson-Delmotte, V; Von Grafenstein, U; Landais, A; Caillon, N; **Chappellaz, J**. Age of Himalayan bottom ice cores. Journal of Glaciologie, 50 (170): 467-468 2004			1		
2004	**Krinner, G.**, J. Mangerud, M. Jakobsson, M. Crucifix, **C. Ritz** and J. I. Svendsen, Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes. Nature, (427) 429-432, 2004.			1		
2004	Landais A., N. Caillon, **C. Goujon**, A.M. Grachev, **J.M. Barnola, J. Chappellaz, J. Jouzel,** V. Masson-Delmotte and M. Leuenberger (2004).Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements. *Earth and Planetary Sciences letters, 225, 221-232.*			1		
2004	Landais, A., N. Caillon, J. Severinghaus, **J.-M. Barnola, C. Goujon**, J. Jouzel and V. Masson-Delmotte, Analyse isotopique de l'air piégé dans la glace pour quantifier les variations de température. C.R. Geoscience, 336, 963-970, 2004.			1		
2004	Landais, A; **Barnola, JM**; Masson-Delmotte, V; Jouzel, J; **Chappellaz, J;** Caillon, N; Huber, C; Leuenberger, M; Johnsen,SJ. A continuous of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP) Geophysical Research Letters, 31 (22): Art. No. L22211 nov 27 2004			1		
2004	**Le Meur, E., O. Gagliardini**, T. Zwinger and J. Ruokolainen, Glacier flow modelling : a comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Physique, Tome 5, (7) 709-722, 2004.	1			1	
2004	**Legagneux, L., A.-S. Taillandier** and **F. Dominé**, Grain growth theories and the isothermal evolution of the specific surface area of snow. Journal of Applied Physics, 95, (11) 6175-6184, 2004.		1			

2004	**Legrand, M., S. Preunkert, B. Jourdain** and B. Aumont, Year-round records of gas and particulate formic and acetic acids in the boundary layer at Dumont d'Urville, coastal Antarctica. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD003786), 109, (D06313) 1-11, 2004.		1		
2004	L'Hote, Y; Chevallier, P; Etchevers, P; Lejeune, Y; **Wagnon, P.** Rainfall or snowfall? Device for measuring the precipitation phase in the Bolivian Andes and analysis of the records. Hydrological Science Journal.Journal des Sciences Hydrologies,, 49 (2): 273-281 apr 2004	1			
2004	**Louchet, F**. A model for steady state plasticity of ice single crystals. Philosophical Magazine Letters, 84 (12): 797-802 dec 2004				1
2004	**Louchet, F.,** Dislocation and plasticity in ice. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Physique, Tome 5, (7) 687-698, 2004.				1
2004	M. Kageyama, S. Charbit, **C. Ritz**, M. Khodri, and G. Ramstein, 2004. Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. Geophysical Research Letters, VOL. 31, L24203, doi:10.1029/2004GL021339, 2004			1	
2004	Mangerud, J., V. Astakhov, M. Henriksen, C. Hjort, M. Jakobsson, J. P. Lunkka, H. Alexanderson, G. Clark, **G. Krinner**, P. Möller, A. Murray, O. Nikolskaya, M. Saarnisto and J. I. Svendsen, Ice-dammed lakes and the rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last 120000 years. Quaternary Science Reviews, 23, 1313-1332, 2004.			1	
2004	Marchal, O; **Chappellaz, J.** On pre-industrial variations of atmospheric CO2 and CH4. **Géoscience (C.R.A.S.)**, 336 (7-8): 691-699 jun 2004			1	
2004	Marchand N, Besombes JL, Chevron N, Masclet P, **Aymoz G**, and **Jaffrezo JL** , Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the atmospheres of two French alpine valleys: sources and temporal patterns. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 1167-1181, 2004.		1		
2004	Marsan, D., H. Stern, R. Lindsay and **J. Weiss**, Scale dependence and localization of the deformation of Arctic sea ice, *Phys. Rev. Lett.*, **93** (17), 178501, 2004				1
2004	Messager, C; **Gallee, H**; Brasseur, O. Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. Climate Dynamics,22 (2-3): 249-266 mar 2004	1			
2004	Monnin, Eric J. Steig, Urs Siegenthaler, Kenji Kawamura, Jakob Schwander, Bernhard Stauffer, Thomas F. Stocker, David L. Morse, **Jean-Marc Barnola,** Blandine Bellier.Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO_2 in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores *Earth and Planetary Science Letters, **224**, Issues 1-2, Pages 45-54,2004.*			1	
2004	**Montagnat M.** and **P. Duval** (2004) Dislocations in ice and deformation mechanisms: from single crystals to polar ice. In Defects and diffusion Forum; Scitec Publications, 229, p. 43-54.				1
2004	**Montagnat, M**. and **P. Duval,** The viscoplastic behaviour of ice sheets : experimental results and modelling. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Physique, Tome 5, (7) 699-708, 2004.			1	1
2004	**North-Greenland Ice Core Project members**, High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature, **431**, 147-153.2004.*			1	
2004	Paillard Didier and **Frédéric Parrenin**. The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations. Earth and Planetary Science Letters, vol. 227(3-4), pp. 263-271, 2004.			1	
2004	**Parrenin, F**., F. Rémy, **C. Ritz**, M. J. Siegert and J. Jouzel, New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core. J. Geophys. Res., 10.1029/2004JD004561), 109, (D20102) 1->14, 2004.			1	
2004	**Petit J.R.** Geophysical, geochemical, glaciological and energy balance model constraints to the Lake Vostok : *Mater. Glyatsiol. Issled.*, 97, 91-100, 2004.			1	

2004	**Planchon, F., P. Gabrielli, P. A. Gauchard, A. Dommergue**, C. Barbante, W. R. L. Cairns, G. Cozzi, S. A. Nagorski, **C. Ferrari, C. F. Boutron**, G. Capodaglio, P. Cescon, A. Varga and E. W. Wolff, Direct determination of mercury at the sub-picogram per gram level in polar snow and ice by ICP-SFMS. J. Anal. At. Spectrom., 19, 823-830, 2004.			1	
2004	Ponzoni J. F., Zullo J., Lamparelli R. Pelligrino G.R. and **Y Arnaud**. In-flight absolute calibration of the Landsat-5 TM on the test site salar de Uyuni, IEEE Transaction on Geoscience and remote Sensing, Vol 42, N° 12, 2761 2766, 2004.	1			
2004	**Poutou, E., G. Krinner, G. Genthon** and N. de Noblet-Ducoudré, Role of soil freezing in future boreal climate change. Clim. Dyn., 10.1007/s00382-004-0459-0), Volume 23, 621 - 639, 2004.	1			
2004	**Raynaud, D.** and **C. Lorius,** Climat et atmosphère : la mémoire des glaces. Géoscience (C.R.A.S.), 336, 647-656, 2004.			1	
2004	Rodgers, K. B., S. Charbit, M. Kageyama, G. Philippon, G. Ramstein, **C. Ritz**, J. H. Yin, G. Lohmann, S. J. Lorenz and M. Khodri, Sensitivity of Northern Hemispheric continental ice sheets to tropical SST during deglaciation. Geophys. Res. Lett., 10.1029/2003GL018375), 31, (2) L0206 1 - 4, 2004			1	
2004	Schwikowski, M., C. Barbante, T. Doering, H. W. Gaeggeler, **C. F. Boutron**, U. Schotterer, L. Tobler, K. Van de Velde, **C. Ferrari**, G. Cozzi, K. J. R. Rosman and P. Cescon, Post-17thCentury Changes of European Lead Emissions Recorded in High-Altitude Alpine Snow and Ice. Environ. Sci. Technol., 38, (4) 957-963, 2004.			1	
2004	Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Tzu-Chien, L., and **Parrenin, F.**, Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for Δ14C. Quat. Sci. Rev., vol. 23, pp. 1513-1522, 2004			1	
2004	**Six D., M. Fily,** S. Alvain, P. Henry, J.P. Benoist, Surface characterisation of the Dome Concordia area (Antarctica) as a potential satellite calibration site, using SPOT4/Vegetation instrument, *Remote Sensing of Environment*, **89**, 83-94, 2004.	1			
2004	**Six, D., M. Fily,** S. Alvain, P. Henry and **J.-P. Benoist**, Surface characterisation of the Dome Concordia area (Antarctica) as a potential satellite calibration site, using Spot 4/Vegetation instrument. Remote Sens. Environ., 89, 83-94, 2004.	1			
2004	The ISMASS Committee including **C. Genthon, Fily.M., Ritz,C.** Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic ice sheet mass balance data, Global and Planetary Change, 42, 1-15.2004.	1			
2004	Udisti, R., S. Becagli, E. Castellano, **B. Delmonte**, J. Jouzel, **J.-R. Petit**, J. Schwander, B. Stenni and E. W. Wolff, Stratigraphic correlations between the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C and Vostok ice cores showing the relative variations of snow accumulation over the past 45 kyr. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004180), 109, (D8) D08101 1->10, 2004.			1	
2004	**Vincent, C.,** G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and **E. Le Meur,** Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20 th century. J. Geophys. Res., 10:1029/2003DJ003857), 109, (D10) 1-9, 2004.	1			
2004	**Weiss, J.** and D. Marsan, Scale properties of sea ice deformation and fracturing. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Physique, Tome 5, (7) 735-752, 2004.				1
2004	**Weiss, J.** and M. C. Miguel, Dislocation avalanche correlations. Materials Science and Engineering : A, 292-296, 2004.				1
2004	**Weiss, J.,** Foreword. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Physique, 5, (xx) 683-685, 2004.				1
2004	**Weiss, J.,** Subcritical crack propagation as a mechanism of crevasse formation and iceberg calving. J. Glaciol., 50, (168) 109-115, 2004.				1
2004	Xu, J., M. H. Bergin, R. Greenwald, J. J. Schauer, M. M. Shafer, **J.-L. Jaffrezo** and **G. Aymoz**, Aerosol chemical, physical, and radiative characteristics near a desert source region of northwest China during ACE-Asia. J. Geophys. Res., 10.1029/2003JD004239), 109, (D19) 1->14, 2004.		1		

2005	**Bernard S.**, Röckmann T., Kaiser J., **Barnola J.M.**, Fischer H., Blunier T. and **Chappellaz J.** Constraints on N_2O budget changes since pre-industrial time from new firn air and ice core isotope measurements .Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2005.			1	
2005	Berthier E, H. Vadon, D. Baratoux, **Y. Arnaud, C. Vincent,** K.L. Feigl, F. Rémy and B. Legrésy Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery Remote Sensing of Environment, Volume 95, N° 1, 14-28 , 2005.	1			
2005	Castellano, E; Becagli, S; Hansson, M; Hutterli, M; **Petit, JR**; Rampino, MR; Severi, M; Steffensen, JP; Traversi, R;Udisti, R. Holocene volcanic history as ed in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C(EDC96) ice core. Journal of Geophysical Research-Atmosphères, 110 (D6): Art. No. D06114 march 25 2005			1	
2005	Clarke, GKC; **Lhomme, N;** Marshall, SJ. Tracer transport in the Greenland ice sheet: three-dimensional isotopic stratigraphy. Quaternary Science reviews,24 (1-2): 155-171 jan 2005			1	
2005	**Cosme E.**, F. Hourdin, **C. Genthon, et P. Martinerie**, The origin of dimethylsulfide (DMS), non-sea-salt sulfate, and methanesulfonic acid (MSA) in Eastern Antarctica, J. Geophys. Res., doi:10.1029/2004JD004881.2005	1	1		
2005	Fettweis, X; **Gallee, H**; Lefebre, F; van Ypersele, JP. Greenland surface mass balance simulated by a regional climate model and comparison with satellite-derived data in 1990-1991. Climate Dynamics,24 (6): 623-640 may 2005	1			
2005	**Gauchard, P. A.**, **C. Ferrari**, **A. Dommergue,** L. Poissant, M. Pilote, G. Guehenneux, **C. F. Boutron** and P. Baussand, Atmospheric particle evolution during a nightime atmospheric mercury depletion event in sub-Arctic at Kuujjuarapik/Whapmagoostui, Québec, Canada. *Science of the Total Environment,* **336**, 215-224, 2005.		1		
2005	**Genthon C.**, S. Kaspari, et P. A. Mayewski, 2005. Interannual variability of the surface mass balance of West Antarctica from ITASE cores and ERA40 reanalyses, Climate Dyn., DOI: 10.1007/s00382-005-0019-2.		1		
2005	**Gillet-Chaulet F., Gagliardini O., Meyssonnier J., Montagnat M.** and Castelnau O. A user-friendly anisotropic flow law for ice-sheet modelling. J. of Glaciology .2005.				1
2005	**Krinner, G.,** N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch and 1. C. Prentice, A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles,* 10.1029/2003GB002199), **19**, (GB1015) 1-33, 2005.	1			
2005	**Legrand, M., S. Preunkert**, C. Galy_Lacaux, C. Liousse, and D. Wagenbach, Atmospheric year-round records of dicarboxylic acids and sulfate at three French sites located between 630 and 4360 m elevation, J. Geophys. Res., 110, doi:10.1029/2004JD005515, 2005		1		
2005	**Lhomme, N**; Clarke, GKC; Marshall, SJ. Tracer transport in the Greenland Ice Sheet: constraints on ice cores and glacial history. Quaternary Science reviews,24 (1-2): 173-194 jan 2005			1	
2005	**Mialon,** .Royer, A. and **Fily, M.**Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data. *Journal. Geophys. Res.*, 2005, accepted.	1			
2005	**Morin, S**; Honninger, GH; Staebler, RM; Bottenheim, JW. A high time resolution study of boundary layer ozone chemistry and dynamics over the Arctic Ocean near Alert, Nunavut. Geophysical Research Letters, 32 (8): Art. No. L08809 apr 26 2005		1		
2005	**Raynaud D., Barnola J.M.**, Souchez R., Lorrain R., **Petit J.R., Duval P.**, Lipenkov V. Palaeoclimatology - the record for marine isotopic stage 111. Nature 436, 2005			1	1
2005	**Richeton, T., Weiss, J. and Louchet, F.,** Breakdown of avalanche critical behaviour in polycrystalline plasticity, *Nature Materials*, **4**, 465-469, 2005				1

2005	Sicart, JE; **Wagnon, P;** Ribstein, P. Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16 degrees S, Bolivia). Journal of Geophysical Research-Atmosphères, 110 (D12): Art. No. D12106 jun 21 2005	1			
2005	Siegenthaler, U., E. Monnin, K. Kawamura, R. Spahni, J. Schwander, B. Stauffer, T. Stocker, **J.-M. Barnola** and H. Fischer, Supporting evidence from the EPICA dronning maud Land ice core for atmospheric CO^2 changes during the past millenium. *Tellus B,* **57**, (1) 51-57, 2005.			1	
2005	Simpson, W. R., L. Alvarez-Aviles, T. A. Douglas, **M. Sturm** and **F. Dominé**, Halogens in the coastal snow pack near Barrow, Alaska: Evidence for active bromine air-snow chemistry during springtime. *Geophys. Res. Lett.*, 10.1029/2004GL021748), **32**, (L04811) 1->4, 2005.		1		
2005	**Six, D., M. Fily,** L. Blarel and Ph. Goloub, 2005, First Aerosol Optical Thickness measurements at Dome C (East Antarctica), summer season 2003-2004, *Atmospheric Environment*,2005,	1			
2005	Sowers, T; **Bernard, S**; **Aballain, O**; **Chappellaz, J; Barnola, JM;** Marik, T. Records of the delta C-13 of atmospheric CH4 over the last 2 centuries as ed in Antarctic snow and ice. Global Biochemical Cycles, 19 (2): Art. No. GB2002 apr 2 2005			1	
2005	Vallelonga, P., P. Gabrielli, K. J. R. Rosman, C. Barbante and **C. F. Boutron**, A 220 kyr record of Pb isotopes at Dome C, Antartica from analyses of EPICA ice core. Geophys. Res. Lett.,32(1).2005.		1		
2005	Vallelonga, P; Gabrielli, P; Rosman, KJR; Barbante, C; **Boutron, CF.** A 220 kyr of Pb isotopes at Dome C Antarctica from analyses of the EPICA ice core. Geophysical Research Letters, 32 (1): Art. No. L01706 jan 13 2005			1	
2005	Van de Velde, K., P. Vallelonga, J.-P. Candelone, K. Rosman, V. Gaspari, G. Cozzi, C. Barbante, R. Udisti, P. Cescon and **C. F. Boutron**, Pb isotope record over one century in snow from Victoria Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **232**, 95-108, 2005.			1	
2005	**Vincent, C., E. Le Meur, D. Six,** M. Funk. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys. Res. Lett.,32,* LXXXXX, doi:10.1029/2005GL022552, 13 May 2005	1			
2005	**Vincent, C.**, P. Ribstein, V. Favier, **P. Wagnon, B. Francou, E. Le Meur, D. Six**, Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. C.R. Geoscience. Vol. 337, 1-2, pp. 97-106, 2005.	1			
accepted	Beine,H.J. A. Amoroso, G. Esposito, R. Sparapani, A. Ianniello, T. Georgiadis, M. Nardino, P. Bonasoni, P. Cristofanelli, **F. Dominé** Deposition of Atmospheric Nitrous Acid on Alkaline Snow Surfaces. *Geophys. Res. Lett.*, in press.		1		
accepted	**Bernard S.**, Röckmann T., Kaiser J., **Barnola J.M.**, Fischer H., Blunier T. and **Chappellaz J.** ,Constraints on N_2O budget changes since pre-industrial time from new firn air and ice core isotope measurements. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, sous presse, 2005.			1	
accepted	Charbit Sylvie, Masa Kageyama, Didier Roche, **C.Ritz,** Gilles Ramstein. Investigating the mechanisms leading to the deglaciation of past continental northern hemisphere ice sheets with the climber gremlins coupled model.Global and Planetary Change (in press)			1	
accepted	Ciais, P., M. Reichstein, N. Viovy, A. Granier, J. Ogée, V. Allard, N. Buchmann, M. Aubinet, C. Bernhofer, A. Carrara, F. Chevallier, N. de Noblet, A. Friend, P. Friedlingstein, T. Grünwald, B. Heinesch, P. Keronen, A. Knohl, **G. Krinner,** D. Loustau, G. Manca, G. Matteucci, F. Miglietta, J.M. Ourcival, K. Pilegaard, S. Rambal, G. Seufert, J.-F. Soussana, M.-J. Sanz, E.D. Schulze, T. Vesala, and R. Valentini. European-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. Nature.accepted	1			
accepted	**de Angelis Martine**, **Marie-Christine Morel-Fourcade, J.-M. Barnola,** J. Susini, **P. Duval** Brine micro-droplets and solid inclusions in accreted ice from Lake Vostok (East-Antarctica). Geophysical Research Letters (sous presse).			1	1

accepted	**Delmonte, B., J.-R. Petit, G. Krinner**, W. Maggi, J. Jouzel and R. Udisti, Ice core evidence for secular variability and 200-year dipolar oscillations in atmospheric circulation over East Antarctica during the Holocene. Clim. Dyn., 10.1007/s00382-005-0012-9), sous presse.			1	
accepted	**Dominé.F, A.-S. Taillandier**, W.R. Simpson and K. Severin. Specific surface area , density and microstructure of frost flowers. Geophys. Res. Lett., in press.		1		
accepted	**Duval P.** and **M. Montagnat** (in press) Physical deformation modes of ice in glaciers and ice sheets. In "Glaciology and Earth's Changing Environment", Blackwell Publishing..				1
accepted	**Ekaykin, A. A.**, V. Y. Lipenkov, I. N. Kuzmina, **J.-R. Petit**, V. Masson-Delmotte and S. J. Johnsen, The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years. An. Glaciol., sous presse.			1	
accepted	Frezzotti M., **M. Pourchet**, O. Flora, S. Gandolfi, **M. Gay**, S. Urbini, **C.Vincent**, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, **M. Fily,** 2004, Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data, J. of Glaciology, Accepted.	1			
accepted	Frezzotti, M., **M. Pourchet**, O. Flora, S. Gandolfi, **M. Gay**, S. Urbini, **C. Vincent**, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti and **M. Fily**, Wind-driven sublimation impact on surface mass balance and ice core interpretation in East Antarctica. J. Geophys. Res., sous presse.	1			
accepted	**Gabrielli, P.**, **F. A. M. Planchon,** S. Hong, K. H. Lee, S. D. Hur, C. Barbante, **C. P. Ferrari, J.-R. Petit**, V. Y. Lipenkov, P. Cescon and **C. F. Boutron**, Trace elements in Vostok Antartic ice during the last four climatic cycles. Earth Planet. Sci. Lett., 234, 249-259, sous presse.			1	
accepted	**Genthon C.,** Space-time Antarctic surface mass balance variability from climate models, Ann. Glaciol., 39, sous presse.	1			
accepted	**Jaffrezo JL**, **Aymoz G**, and **Cozic J** (2005b) Size distribution of EC and OC in Alpine valleys during summer and winter. *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, **5**, accepted.		1		
accepted	**Jaffrezo JL**, **Aymoz G**, Delaval C, and **Cozic J** (2005a) Seasonal evolution of the soluble fraction of particulate organic carbon in Alpine Valleys. *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, **5**, accepted.		1		
accepted	Kageyama, M., N. Combourieu Nebout, P. Sepulchre, O. Peyron, **G. Krinner,** G. Ramstein, and J.-P. Cazet. The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea: a preliminary model-data comparison, Comptes Rendus Acad. Sci., sous presse.			1	
accepted	Landais, A., **J.M. Barnola,** K. Kawamura, N. Caillon, **M. Delmotte**, T. Van Ommen, G. Dreyfus, **J. Jouzel,** V. Masson-Delmotte, B. Minster, J. Freitag, M. Leuenberger, J. Schwander, C. Huber, D. Etheridge and V. Morgan . Firn-air $\delta^{15}N$ in modern polar sites and glacial-interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica? *Quaternary Science Review* (Sous presse).			1	
accepted	**Legagneux,L.** and **F. Dominé.** A mean-field model of the isothermal metamorphism of dry snow, *Journal of Geophysical Research,* in press.		1		
accepted	**Magand O.**, M. Frezzotti, **M. Pourchet**, B. Stenni, L. Genoni, **M. Fily,** Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East antarctica, *Annals of Glaciology*, **39**, 2004, in press	1			
accepted	Marino, F., W. Maggi, **B. Delmonte,** G. Ghermandi and **J.-R. Petit**, Atmospheric dust elemental composition (Si, Fe, Ti) of the last 220 kyrs from the EPICA ice core (Dome C, Antarctica). An. Glaciol., sous presse.			1	
accepted	**Morel Fourcade M.C., Barnola J.M.**, Susini J., Baker R., Durand G., **de Angelis M., Duval P.** Application of micro X-ray fluorescence to chemical mapping of polar ice. *Journal of Glaciology* (sous presse).			1	1
accepted	**Petit J.R.** The 420,000 years climate record from the Vostok ice core, *in "Glaciology and Earth's Changing Environment"*, P. Knight ed, Blackwell pub, *in press.*			1	

accepted	**Rabatel, A.**, A. Machaca, **B. Francou** et V. Jomelli. Glacier recession on Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). Accepté pour publication dans *Journal of Glaciology*.	1			
accepted	**Rabatel, A., J.P. Dedieu et C. Vincent.** The use of Remote Sensing data to determine Equilibrium Line Altitude and Mass Balance time series, validation on three French glaciers for the 1994-2002 period.*Journal of Glaciology*. Accepté pour publication	1			
accepted	**Rabatel, A.**, V. Jomelli, P. Naveau, **B. Francou** et D. Grancher. Dating fluctuations of glacier during the Little Ice Age in the tropical Andes: Charquini glaciers (Bolivia, 16°S). Accepté pour publication dans *C.R. Géosciences de l'Académie des Sciences*.Accepted	1			
accepted	**Raynaud, D.**, M. F. Loutre, **C. Ritz, J. Chappellaz, J.-M. Barnola**, J. Jouzel, V. Y. Lipenkov, **J.-R. Petit** and F. Vimeux, The Vostok record in the context of Marine Isotope Stage (MIS) 11, CO2 forcing and stability of East Antarctica. AGU Monograph, sous presse.			1	
accepted	**Richeton, T., Weiss, J**. and **Louchet, F.**, Dislocations avalanches: role of temperature, grain size and strain hardening, *Acta Materiala*, sous presse			1	
accepted	Salamatin, A. N., E. A. Tsiganova, V. Y. Lipenkov and **J.-R. Petit**, Vostok (Antarctica) ice core time scale from datings of different origins. An. Glaciol., sous presse.			1	
accepted	**Sturm K.**, G. Hoffmann, Langmann B, Stichler W. "Simulation of d18O in precipitation by the regional circulation model REMOiso ." Hydrological Processes.			1	
accepted	Vallelonga, P., C. Barbante, G. Cozzi, V. Gaspari, J. P. Candelone, K. Van de velde, V. L. Morgan, K. J. R. Rosman, **C. F. Boutron** and P. Cescon, Elemental indicators of natural and anthropogenic aerosol inputs to Law Dome, Antartica. Annales de Glaciologie., accepted		1		
accepted	**Weiss, J.**, Graner, F. and Durand, G., Comment on "Deformation of grain boundaries in polar ice": Reply, *Europhys. Lett.*, sous presse				1
	TOTAL	61	77	134	40

1.2. Impact Factor

Revues	Rang	Impact factor	Nombre d'articles du laboratoire	Nombre 1er auteur
Acta Materiala	A	3,49	1	1
Analytical and Bioanalytical Chemistry	A	2.098	1	1
Analytical Chemistry.	A	5,25	1	0
Analytica Chimica Acta	A	2,21	3	0
Annals of Glaciology	A	1,036	17	12
Applied Optics	A	1,534	1	1
Arctic, Antarctic and Alpine Research	A	1.089	1	0
Atmospheric Chemistry and Physics	A	2,317	13	9
Atmospheric Environment	A	2,338	13	8
Chemical Geology	A	3.174	1	1
Climate Dynamics	A	3,437	9	4
Climatic Change	A	2,326	3	2
Comptes Rendus Académie des Sciences	A	0,741	11	6
Computational Material Science	A	1.424	1	1

Earth and Planetary Science Letters	A	3,528	17	11
Earth Science Reviews	A	4,014	2	2
Environement Science Technologie	A	3,592	3	1
Europhysics Letters	A	2,075	1	1
Geochimica Cosmochimica Acta	A	3,465	3	2
Geophysical Research Letters	A	2,422	26	10
Global and Planetary Change	A	1,993	2	0
Global Biogeochemical Cycles	A	3,383	5	2
Hydrological Processes	A	1.457	1	1
Hydrological Science Journal	A	1.326	3	1
IEEE Transaction on Geoscience and remote Sensing,	A	1,867	2	0
Journal of Analytical Atomic Spectrometry	A	3.926	2	2
Journal of Astrobiology	A	2.366	1	1
Journal of Environmental Monitoring	A	1,867	3	0
Journal of Environmental Radioactivity	A	1.188	2	2
Journal de Physique (European Physical Journal)	A	1,612	19	12
Journal Geophysical Research	A	2,992	35	23
Journal of Applied Physics	A	2,171	1	1
Journal of climate	A	3,617	1	1
Journal of Glaciology	A	1,819	15	10
Material Science and Engineering	A	1,445	1	1
Microscopy Research and Technique	A	2.609	1	1
Monthly Notice of the Royal Astronomical Society	A	5.238	1	0
Monthly Weather Review	A	2,179	1	1
Nature	A	30,979	10	6
Nature Materials	A	13,531	1	1
Philosophical Magazine Letters	A	1.626	1	1
Physical Chemistry Chemical Physics	A	2.076	1	1
Physical Review Letters	A	7,035	2	1
Planetary and Space Science	A	1,375	1	0
Quaternary Science Review	A	3,181	6	1
Remote Sensing of Environment	A	2,641	6	3
Science	A	29,162	4	2
Science of the Total Environment	A	1,455	5	5
Scripta materials	A	2,112	2	1
Surveys in Geophysics	A	1.405	1	1
Tellus B	A	2,586	5	3

2. Liste des thèses

➢ Thèses 2002

Aballain, O., Reconstruction de l'évolution passée du rapport isotopique 13C/12C du méthane atmosphérique, à partir de l'analyse de l'air extrait du névé polaire.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 05/07/2002, 172 p., 2002.
Direction : J. Chappellaz

Cabanes, A., Microphysique du manteau neigeux. Evolution de la surface spécifique de la neige dans les Alpes et l'Arctique. Impact sur la chimie atmosphérique.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 25/01/2002, 179 p., 2002.
Direction : F. Dominé

Cosme, E., Cycle du soufre des moyennes et hautes latitudes Sud dans un modèle de circulation générale atmosphérique.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 05/11/02, 195 p., 2002.
Direction : C. Genthon, P. Martinerie

Dumas, C., Modélisation de l'évolution de l'Antarctique depuis le dernier cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au futur : importance relative des différents processus physiques et rôle des données d'entrée.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 19/12/2002, 174 p., 2002.
Direction : C. Ritz

Parrenin, F., Datation glaciologique des forages profonds en Antarctique et modélisation conceptuelle des paléoclimats : implications pour la théorie astronomique des paléoclimats.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 17/10/2002, 230 p, 2002.
Direction : D. Raynaud et J. Jouzel (LSCE)

Perrier, S., Aldéhydes et cétones dans l'environnement : de la phase gaz à la phase condensée.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 19/11/2002, 146 p., 2002.
Direction : F. Dominé

Sellegri, K., Etude du processus d'activation des gouttelettes de nuage : implications en chimie multiphases.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1 et de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, soutenue le12/09/02, 295 p., 2002.
Direction : M. Legrand et P. Laj (LMP, Clermont-Ferrrand)

➢ Thèses 2003

Torinesi, O., Contribution à l'étude du climat antarctique : variabilité de la fonte du surface par télédétection micro-onde entre 1979 et 1999. Et parametrisation de la couche limite atmosphérique stable.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 26/06/02, 157 p., 2002.
Direction : M. Fily et C. Genthon

Delmonte, B., Quaternary variations and origin of continental dust in east Antarctica.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 16/12/2003 à Sienne (Italie), 274 p., 2003.
Direction : J.R. Petit et V. Maggi (U. Milano), co-tutelle

Dommergue, A., Dynamique du mercure dans les neiges de hautes et moyennes latitudes : études in situ et en conditions simulées des mécanismes de réactivité chimique et d'échanges.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 02/10/2003, 254 p., 2003.
Direction : C. Ferrari et C. Boutron

Ekaykin, A., Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, et Saint-Petersbourg State University (Russie), soutenue le 23/10/2003, 122 p., 2003.
Direction : J.R. Petit

Legagneux, L., Evolution de la microphysique du manteau neigeux. Surface spécifique et métamorphisme.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 10/10/2003, 263 p., 2003.
Direction : F. Dominé

Poutou, E., Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 28/10/2003, 318 p., 2003.
Direction : G. Krinner et C. Genthon

- **Thèses 2004**

Bellier, B., Etude des variations du cycle du carbone au cours de l'Holocène à partir de l'analyse couplée CO_2 -CH_4 piégés dans les glaces polaires.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 22/06/2004, 205 p., 2004.
Direction : D. Raynaud et J.M. Barnola

Bernard, S., Evolution temporelle du méthane et du protoxyde d'azote dans l'atmosphère : contrainte par l'analyse de leurs isotopes stables dans le névé et la glace polaires.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenu le 10/12/2004, 325 p., 2004.
Direction : J. Chappellaz

Bonnaveira, H., Etude des phénomènes de dépôt et post-dépôt de la neige andine sur un site tropical d'altitude, Illimani, Bolivie, 6340 m, en vue de l'interprétation d'une carotte de glace.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 05/11/2004, 198 p., 2004.
Direction : R. Delmas

Durand, G., Microstructure, recristallisation et déformation des glaces polaires de la carotte EPICA, Dome Concordia, Antarctique.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 27/10/2004, 180 p., 2004.
Direction : J. Weiss

Ferron, F. A., Isotopie du Soufre ($^{34}S/^{32}$) dans l'aérosol d'Australie et les Neiges et Glaces des Andes et d'Antarctique - Contribution à la Compréhension du Cycle du Soufre dans l'Hémisphère Sud.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, soutenue le 30/03/2004, 357 p., 2004.
Direction : R. Delmas

Lhomme, N., Modelling water isotopes in polar ice sheets.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1 et de l'Université de British Columbia, soutenue le 30/11/2004, 172 p., 2004.
Direction : C. Ritz

- **Thèses 2005**

Aymoz, G., Etude le fraction carbonée de l'aérosol atmosphérique à Chamonix et St Jean de Maurienne : évolutions saisonnières, sources et caractéristiques chimiques.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, Spécialité STU, soutenue le 11/03/2005, 290 p., 2005.
Direction : J.L. Jaffrezo et M. Legrand

Gauchard P.-A., Etude d'un processus singulier d'oxydation du mercure en zone polaire : les « Atmospheric Mercury Depletion Events ».
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, Spécialité TUE, soutenue le 01/07/2005, 210 p., 2005.
Direction : C. Ferrari et C. Boutron

Messager, C., Couplage des composantes continentale et atmosphérique du cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique. Application à la Mousson Ouest Africaine.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Spécialité TUE, soutenue le 27/07/2005, 244 p., 2005.
Direction : H. Gallée et M. Vauclin (LSCE)

Sturm K., Modélisation régionale du cycle des isotopes de l'eau au-dessus des Andes Tropicales-comparaison aux enregistrements glaciaires.
Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, Spécialité TUE , soutenue le 13/06/2005, 172 p., 2005.
Direction : R. Delmas, G. Krinner

- **Thèses en cours**

Baroni Mélanie, Etude de la propagation de l'anomalie isotopique de l'ozone dans les cycles biogéochimiques de l'azote et du soufre.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2006
Direction : J. Savarino et R. Delmas

Capolo Laura, Etude et modélisation de la déformation viscoplastique d'un multicristal de glace.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2007
Direction : J. Meyssonnier et A. Philip

Castebrunet Héléne, Modélisation des interactions climat-aérosols-chimie du soufre atmosphérique aux hautes latitudes Sud.
Dates de début et de fin : octobre 2004 - octobre 2006
Direction : C. Genthon et P. Martinerie

Dombrowski-Etchevers Ingrid, Aérosols minéraux et organiques dans la carotte du Mont Blanc.
Dates de début et de fin : octobre 2002 – octobre 2006 (congé maternité)
Direction : M. Legrand et V.H. Peuch (Météo-France)

Fain Xavier, Etude des processus de transfert du mercure entre la basse atmosphère, la neige, le névé et les glaces des derniers 150 000 ans à Summit, Groenland Central.
Dates de début et de fin : octobre 2004 - octobre 2007
Direction : C. Ferrari

Gential Luc, Modélisation du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2006
Direction : H. Gallée

Gerbaux Martin, Régionalisation alpine du climat, impact sur la cryosphère.
Dates de début et de fin : octobre 2002 - octobre 2005
Direction : C. Genthon et P. Etchevers (CEN, Grenoble)

Gillet-Chaulet Fabien, Modélisation de l'écoulement au voisinage des forages profonds de Dôme C et Dronning Maud Land (Antarctique) avec prise en compte de l'anisotropie évolutive de la glace.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2006
Direction : O. Gagliardini et J. Meyssonnier

Jourdain Nicolas, Couplage Atmosphère-Glace de Mer-Océan dans un modèle climatique régional. Application à l'Antarctique.
Dates de début et de fin : octobre 2004 - octobre 2007
Direction : H. Gallée

Loulergue Laetitia, Variabilité climatique des régions polaires au cours des derniers cycles glaciaire-interglaciaire : vers une chronologie absolue des évènements.
Dates de début et de fin : octobre 2004 - octobre 2007
Direction : J. Chappellaz

Marteel Alexandrine, Evolution naturelle des terres rares, de l'iridium, du plomb, du mercure et d'autres éléments dans les glaces de l'Antarctique de 220 000 à 800 000 ans avant nos jours.
Dates de début et de fin : novembre 2004 - novembre 2007
Direction : C. Boutron et C. Barbante (U. Venise), co-tutelle

Mialon Arnaud, Etude de la variabilité climatique dans les hautes latitudes nord. Exploitation de séries temporelles satellitales sur 25 ans et modélisation climatique.
Dates de début et de fin : octobre 2002 - octobre 2005
Direction : M. Fily et A. Royer (CARTEL, U. Sherbrooke), co-tutelle

Peyaud Vincent, Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des cycles glaciaire-interglaciaire.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2006
Direction : C. Ritz

Rabatel Antoine, Le Petit Age de Glace dans les Andes de Bolivie.
Dates de début et de fin : octobre 2002 - septembre 2005
Direction : B. Francou

Richeton Thiebaud, Dynamique et complexité de la déformation plastique : étude par émission acoustique.
Dates de début et de fin : octobre 2003 - octobre 2006
Direction : J. Weiss et F. Louchet

Schaefer Martina, Modélisation numérique de la dynamique des glaciers tempérés.
Dates de début et de fin : novembre 2004 - novembre2007
Direction : E. LeMeur et C. Ritz

Taillandier Anne-Sophie, Microphysique de la neige et chimie atmosphérique polaire.
Dates de début et de fin : novembre 2002 - novembre 2005
Direction : F. Dominé

3. Liste des HDR

Chappellaz Jérôme, « Méthane et climat : contraintes par les archives glaciaires », soutenue le 18 septembre 2002

Ferrari Christophe, « Étude du cycle biogéochimique des métaux lourds en zone polaire et alpine. Application au Mercure. », soutenue le 18 décembre 2003

Krinner Gerhard, « Modélisation du climat des hautes latitudes », soutenue le 15 mai 2004.

CHAPITRE 8

MISSIONS DE TERRAIN



Equipe de forage franco-britannique au site de Berkner Island (Antarctique). Crédit : O. Alemany, LGGE

Les campagnes sur le terrain en régions polaires ou montagneuses sont une des pierres angulaires du LGGE. Notre expertise dans ce domaine est grande et constitue une de nos spécificités. Ces campagnes nous permettent de recueillir, dans des conditions souvent difficiles, des données et des échantillons de neige ou de glace qui sont à la base de nombreuses avancées scientifiques indispensables pour la compréhension de notre environnement. Dans le cas des opérations de forage en régions polaires, notre apport au travail de terrain, qu'il soit technique ou scientifique, s'avère souvent central pour le succès des opérations. Il bénéficie également directement, au-delà du LGGE, aux réalisations scientifiques d'autres laboratoires nationaux (LSCE, CSNSM, bientôt CEREGE et EPOC) et européens (projets EPICA, NorthGRIP, Berkner Island, Talos Dome). Ainsi notre expertise technique de terrain constitue une sorte de monnaie d'échange garantissant aux laboratoires français une part importante de la moisson scientifique des opérations, menées dans un cadre de collaboration internationale parfois très complexe.

Pour résumer, le temps consacré aux missions de terrain effectuées par des membres du LGGE est environ de :

- Antarctique : 1901 hommes.jour en 4 ans sans compter les 2 volontaires qui hivernent à DDU
- Arctique : 455 hommes.jour en 4 ans
- Alpes : 1948 hommes.jour en 4 ans
- Andes et Himalaya : 800 hommes.jour en 4 ans

Soit un total d'environ 1280 hommes.jour/an, ce qui représente à peu près 11 % des effectifs permanents du LGGE.

1. Opérations polaires

Les opérations polaires bénéficient du soutien indispensable de l'IPEV tant pour la logistique que pour le financement de ces campagnes. Pour l'Antarctique, elles concernent les campagnes pendant l'été austral mais aussi les hivernages à Dumont d'Urville (programme CESOA).

En **Antarctique**, les grandes opérations qui ont marqué les dernières années sont :

- la fin du carottage EPICA à DC à une profondeur de 3270 m et une glace de 900 000 ans ; la responsabilité technique était du ressort du LGGE
- le succès du carottage à Berkner (970 m), en collaboration avec le BAS, qui a démontré la bonne marche du carottier 1000 m développé au LGGE en collaboration avec le ST de l'INSU
- la mise en place d'un réseau d'observation dans le cadre de l'ORE Glacioclim
- une collaboration avec le CNES sur l'étalonnage des satellites à Dôme C
- des campagnes pour l'étude de la composition isotopique du soufre et sur les interactions air-neige (coopération CNRS-NSF)
- la continuation des mesures dans le cadre de l'observatoire CESOA avec des campagnes d'été et des hivernages à Dumont d'Urville qui permettent d'obtenir des séries continues de données sur le cycle du soufre.

En **Arctique** les opérations ont surtout porté sur la chimie : cycle du mercure, aérosols soufrés, interactions air-neige. Il faut également noter notre participation technique au forage NGRIP à la demande expresse des Danois (mise au point du forage dans la glace « chaude ») et l'initiation de mesures de déformation sur la banquise arctique.

ANTARCTIQUE			
Années	**Programme**	**Responsable mission**	**Nbre personnes Total : homme.jours**
Saison 01-02	Forage EPICA	L. Augustin	3 personnes Total: 237 hj
Saison 02-03	Forage EPICA	L. Augustin	4 personnes Total : 291 hj
	Forage BERKNER + CRYOSTAT	O. Alemany	2 personnes Total : 110 hj
	Calibration satellite	D. Six	1 personne, 58 j
Saison 03-04	Forage EPICA	L. Augustin	2 personnes Total 42 hj
	Forage BERKNER	O. Alemany	3 personnes Total : 198 hj
	ORE CESOA	M. Legrand	2 personnes Total : 42 h
	Observatoire Glacioclim-SAMBA	C. Genthon	2 personnes Total : 98 hj
	Puits pour eau Concordia	A. Manouvrier	2 personnes Total 120 hj
	Chimie Air-Neige	F. Dominé	1 personne, 20 j
	Chimie atmosphère	J. Savarino	1 personne, 120 j
	Calibration satellite	D. Six	1 personne, 81 j
Saison 04-05	Forage EPICA	L. Augustin	1 personne, 44 j
	Forage BERKNER	O. Alemany	2 personnes Total : 130 hj
	ORE CESOA	M. Legrand	2 personnes Total 140 hj
	Observatoire Glacioclim-SAMBA	C. Genthon	2 personnes Total : 110 hj
	Carottage Talos Dome	A. Manouvrier	1 personne, 30 j
	Puits pour eau Concordia	A. Manouvrier	1 personne, 30 j
Hivernages DDU	Service d'observation CESOA	M. Legrand	2 VAT en 02, 03, 05 1 VAT en 05

ARCTIQUE			
Années	**Programme**	**Responsable mission**	**Nbre personnes Total : homme.jours**
2003	Chimerpol	C. Ferrari	5 personnes Total : 150 hj
	Forage NGRIP	L. Augustin	1 personne, 39 j
2004	Chimerpol	C. Ferrari	3 personnes Total : 75 hj
	Forage NRIP	L. Augustin	1 personne, 21 j
2005	Chimerpol	C. Ferrari	4 personnes Total : 116 hj

2005 (suite)	Déformation et fracturation de la banquise.	J. Weiss	1 personne, 10 jours
	Chimie atmosphère (Barrow)	J. Savarino	1 personne, 30 j
	Chimie glace de mer	F. Dominé	1 personne, 14 j

2. Missions alpines : Alpes, Andes, Himalaya

L'étude des glaciers et de leurs interactions avec le climat est un point majeur du LGGE. Les données acquises au sein du Service d'Observation POG (Programme d'Observation des Glaciers) sont parmi les séries les plus longues et les plus riches au monde. Cela représente un investissement très lourd sur le terrain (400 HJ/an) mais absolument nécessaire pour ce programme.

Les mesures de chimie se sont faites dans le cadre d'un programme européen Carbosol et nous espérons que les mesures faites en haute altitude à l'Observatoire Vallot (4400 m), uniques à ce jour, pourront être pérennisées au sein de l'observatoire PAES.
Les missions dans les Andes et en Himalaya sont le fruit de notre collaboration avec l'IRD dans le cadre de l'ORE Glacioclim et de l'interprétation des forages glaciaires andins qui fournissent des informations uniques aux basses latitudes. Il s'agit donc, en grande partie, de missions effectuées par les chercheurs IRD en accueil au LGGE.

ALPES			
Tous les ans	Service d'observation POG	C. Vincent	400 hommes.jours/an
2002-2004	Chimie Observatoire Vallot	S. Preunkert	10 hj/an
2002-2003	POVA : Pollution des vallées alpines	J.L. Jaffrezo	Total sur 2 ans : 248 hj
2004	Chimie atmosphérique Carbosol	M. Legrand	30 hj
Sept. 2004	Forage Col du Dome	M. Legrand	90 hj

ANDES			
Tous les ans	Observatoire Glacioclim (Bolivie, Pérou, Equateur)	P. Wagnon	100 hj/an
2002	Mesures post-dépôt sur un site de carottage en Bolivie	P. Wagnon	140 hj
2003	Carottage au Pérou	B. Francou	140 hj
2005	Pré-carottage Chili	P. Ginot	20 hj

HIMALAYA			
2003	Bilan glaciers	P. Wagnon	20 hj
2004	Bilan glaciers	Y. Arnaud	2 personnes Total : 40 hj
2005	Bilan glaciers	P. Wagnon	2 personnes Total : 40 hj

3. Indemnités de terrain

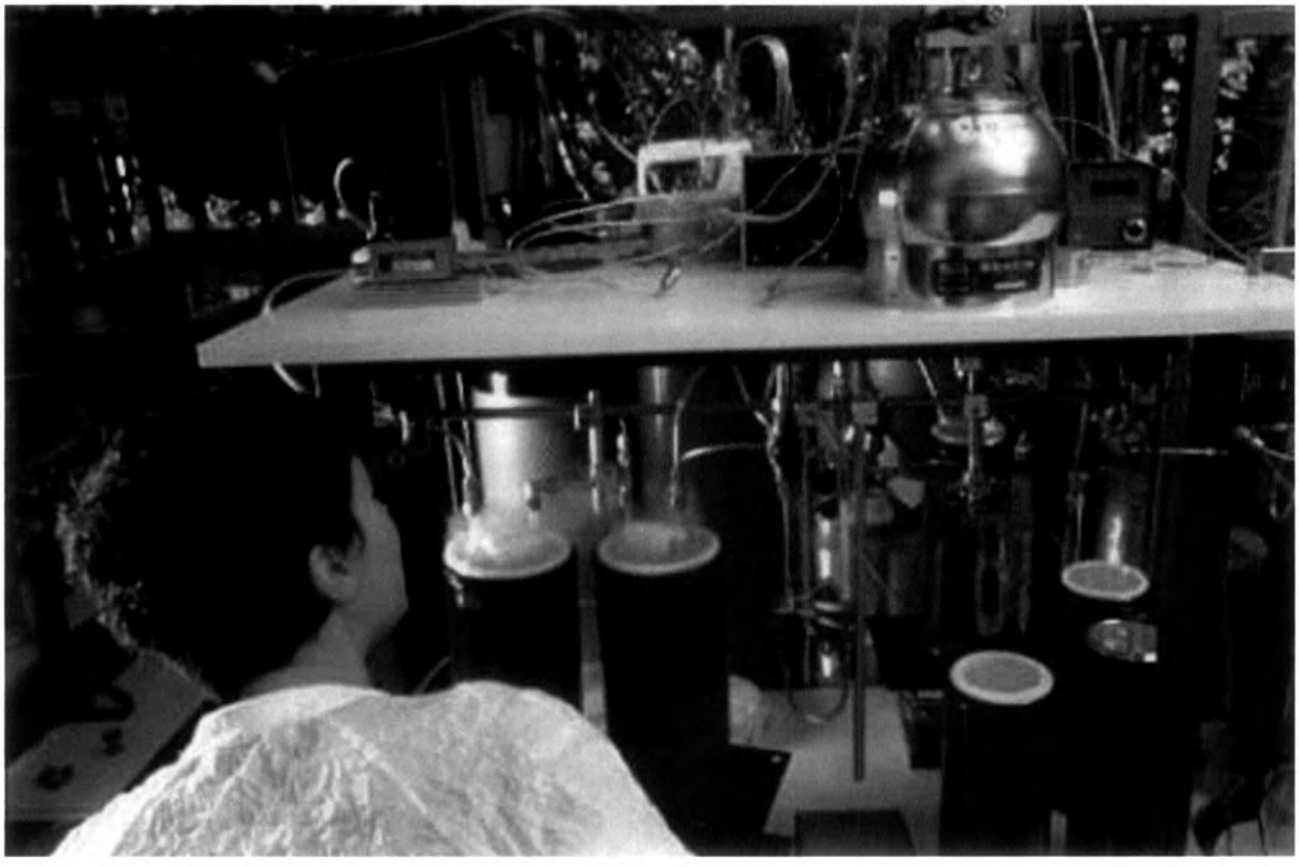
Ces missions sont difficiles : éloignement, longue durée, absence aux moments des fêtes de Noël et du Nouvel An pour l'Antarctique, conditions climatiques (froid, neige, vent, parfois altitude extrême), charge de travail et stress importants sur le terrain. A cause de ces conditions particulièrement pénibles notamment en région polaire, le principe d'une indemnité pour les personnels en mission est en général reconnu. L'IPEV (et avant lui les Expéditions Polaires Françaises ou les TAAF) a longtemps pris en charge ces indemnités, se substituant ainsi à l'employeur. Il ne le fait plus sauf pour ses agents.
Le souci du laboratoire a toujours été que ses agents soient indemnisés dans les mêmes conditions que le personnel de l'IPEV et les directions successives se sont battues pour cela.
Depuis 2003, le CNRS applique à son personnel les textes relatifs à l'indemnisation des agents en mission dans les TAAF (texte pris en compte aussi par les Universités depuis janvier 2005). Il a aussi prévu, dans une circulaire relative aux sujétions et astreintes, le cas des ITA envoyés en mission en zones polaires. Mais ce texte ne résout pas tous les problèmes : les agents ne sont indemnisés qu'à partir du 16ème jour et seulement pendant 60 jours sur une année glissante avec un maximum dépendant de la PPRS. Ce sont pratiquement toujours les mêmes agents qui partent : les 60 jours sont dépassés, même par une seule mission, et pour les agents ayant un indice peu élevé le maximum de la PPRS est vite atteint.
Cependant il apparaît que :

- les indemnités sont plus faibles que par le passé et atteignent un seuil au dessous duquel les personnels qualifiés nécessaires ne partiront plus,
- les disparités sont extrêmes entre catégories de personnel et secteurs géographiques (TAAF ou pas). Ce manque d'équité est préjudiciable au bon fonctionnement du laboratoire en terme de ressources humaines. Le LGGE serait par exemple d'accord, afin de réduire les disparités, que les indemnités TAAF soient plafonnées comme c'est le cas pour l'IPEV.

En 2003 et 2004, **le département SDU** a bien voulu nous aider à prendre en charge les frais de mission des personnels CNRS (essentiellement ITA) en campagnes polaires en Arctique ou en Antarctique (hors TAAF). Il nous faut maintenant chercher une solution pérenne pour que les missions polaires, indispensables aux recherches du LGGE mais aussi d'autres laboratoires nationaux, puissent être effectuées dans de bonnes conditions et par du personnel qualifié, avec pour objectif une indemnisation similaire pour tous les personnels permanents.

CHAPITRE 9

EQUIPEMENTS TECHNIQUES



Ligne de préconcentration des gaz-traces pour l'analyse isotopique. Crédit : L. Médard (photothèque CNRS)

La forte composante expérimentale du LGGE ainsi que ses activités en montagne ou pour l'étude de la glace l'amènent à disposer de moyens spécifiques : chambres froides, salles blanches et bâtiments annexes dans les Alpes. Par ailleurs le LGGE dispose d'un laboratoire semi-enterré de mesure de la radioactivité aux caractéristiques exceptionnelles.

1. Les grands outils

1.1. Chambres froides

Le laboratoire dispose de 9 chambres froides dont les températures sont régulées très précisément entre 0° C et -50° C (volume total 800m^3). Elles permettent la manipulation d'échantillons de glace et de neige pour des études structurales, mécaniques et physiques. Elles sont aussi dédiées à la décontamination d'échantillons naturels sous hotte à flux laminaire.
Par ailleurs un ensemble d'instrumentation est disponible dans les chambres froides :

- scies à ruban, rabot et tour pour « usiner » les carottes de glace,
- ensembles pour la croissance de monocristaux,
- microtome pour la réalisation de lames minces,
- appareil de compression de la neige (1 µm/s à 1 mm/s) avec système d'acquisition automatique d'images,
- une presse hydraulique et trois machines de fluage,
- banc pour mesure de la conductivité électrique de la glace, avec son électronique de mesure et enregistrement digital associés,
- microscopes et binoculaires.

Les chambres froides et le circuit de distribution d'huile datent de 1984, les centrales de production de froid datent quant à elles de 1996. Il devient de plus en plus difficile de les maintenir en service du fait de leur « vétusté ». Il est maintenant quasiment impossible de trouver des pièces détachées pour effectuer des réparations. A une échelle de 5 à 10 ans, il faudra sérieusement envisager un renouvellement de ces installations.

1.2. Glaciaires du Fontanil

Les échantillons de glace naturelle sont stockés dans des entrepôts frigorifiques privés de l'agglomération grenobloise (Fontanil) pour des raisons de volume et d'assurance de froid 100% du temps. Nous disposons d'environ 1200 m^3 (location de 55 k€/an) avec des moyens de découpe et d'emballage des échantillons. Une des plus belles « carothèque » du monde (plusieurs kms de glace) y est entreposée. La glace EPICA y est conservée avant d'être acheminée vers les laboratoires d'analyse européens. C'est un outil unique et indispensable.

1.3. Salles blanches

Deux groupes de salles sans poussière de classe 10 000 (spécifiée) et d'une superficie totale de 150 m^2 sont disponibles pour la manipulation et le conditionnement d'échantillons. Ces deux blocs ont des circuit de ventilation et de climatisation complètement indépendants. En effet, bien qu'ils servent tous les deux à l'analyse d'éléments traces, les acides utilisés dans celui des deux qui est dédié à l'analyse des métaux lourds sont incompatibles avec les mesures effectuées dans l'autre bloc, en particulier en ce qui concerne les acides atmosphériques. Chaque pièce comprend une à deux hottes à flux laminaire de classe 100. Outre leur fonction première, ces hottes permettent, par recyclage de l'air, de considérablement améliorer la qualité de nos salles blanches, les teneurs en poussière effectivement mesurées les rendant beaucoup plus proches d'une classe 2000 que d'une classe 10 000. Cette amélioration est importante car elle permet d'absorber au moins partiellement l'augmentation de nos programmes analytiques, une partie des traitements et/ou conditionnements d'échantillons pouvant être réalisée hors enceintes. Faute de place, nous avons cependant dû

restreindre l'utilisation des salles blanches et délocaliser une partie des programmes dans des laboratoires banalisés.
Chaque pièce est équipée de systèmes de production d'eau ultra pure adaptés aux différentes espèces chimiques analysées. Ces systèmes utilisent une eau primaire distribuée à partir d'une installation déjà ancienne située dans le local technique des salles blanches.

L'ensemble technique, qui date de 1993, vieillit de façon très préoccupante.
Les groupes servant à la production d'air (filtration, assèchement, régulation en humidité et température) sont victimes de pannes de plus en plus fréquentes et coûteuses en raison de leur degré d'usure important.
Le système de production d'eau primaire est maintenant obsolète : depuis le 1er janvier 2005, le fabriquant n'assure plus la maintenance ni de l'adoucisseur, ni de l'osmoseur, ni des pompes. Il est pour nous fondamental de rénover très rapidement et complètement ce dispositif qui est indispensable à l'ensemble de nos programmes d'analyse chimique, toute panne signifiant purement et simplement l'arrêt des analyses. De plus, des problèmes de contamination liés à un vice de conception initial et au choix du matériau de la cuve de stockage font que l'installation est impropre à la production d'eau primaire pour les mesures d'aldéhydes et de carbone dissout que nous avons développées au LGGE depuis 1993. Le dispositif prévu dans le cadre de la rénovation intégrera les spécifications liées à ces programmes.

1.4. Laboratoire de mesure de la radioactivité

Le LGGE dispose d'un laboratoire semi-enterré de mesures de la radioactivité dont les principales applications concernent la datation des sédiments ou de la neige, la mesure des flux de dépôt, et la caractérisation de la circulation atmosphérique. La plupart des mesures se font dans le cadre de programmes au sein desquels le LGGE est impliqué mais une activité de service est également maintenue car ce type d'équipement est unique au CNRS.
Compte-tenu de la faible radioactivité des échantillons, et des rayonnements parasites pouvant interférer avec les mesures réalisées, il s'est avéré nécessaire de mettre en place des dispositifs de mesure à bas bruit de fond dans un local de mesure à bas-niveau. La fonction principale du laboratoire semi-enterré dans lequel se déroulent les comptages radioactifs, consiste à atténuer le rayonnement cosmique secondaire. De nombreux travaux de jouvence ont été effectués ces dernières années et vont se poursuivre pour maintenir les systèmes de mesures au meilleur niveau.



(Photo 2003, Laboratoire semi-enterré de mesures de radioactivité)

Le laboratoire est équipé de dispositifs de mesures à très haute sensibilité, utilisés pour la détection des rayonnements alpha, béta et gamma. La spectrométrie alpha (5 détecteurs) est utilisée dans l'étude de la radioactivité environnementale dans la neige (isotopes du plutonium, dont ^{241}Pu), les sédiments et les sols (^{210}Po pour la détermination du ^{210}Pb, outil de datation). La spectrométrie gamma (2 spectromètres) concerne l'étude de la radioactivité environnementale dans l'atmosphère (traceurs ^{210}Pb et ^{7}Be), la neige (^{137}Cs, ^{210}Pb, ^{214}Pb, ^{241}Am principalement), les sédiments et les sols. Les chambres de comptage Béta-global permettent l'étude de la radioactivité environnementale dans

la neige principalement (béta-global donc l'ensemble des produits de fission issus des essais thermonucléaires ainsi que des accidents type Chernobyl). L'ensemble du système (4 compteurs avec passeurs automatiques d'échantillons) a été conçu au laboratoire à l'aide du CENG - Leti MCTE / NU. 60% du temps analytique est dédié à des mesures sur la neige (programmes ITASE, CHIMERPOL II), 20% du temps aux échantillons atmosphériques et 20% aux études sédimentaires.

Le vieillissement accéléré de l'ensemble technique comprenant le système de détection Alpha et comptage Béta global (construit à la fin des années 70) nécessite le remplacement progressif des appareillages et des installations électriques et électroniques. Entre 2002 et 2005, le système de climatisation de l'ensemble des salles composant la casemate a été totalement rénové (coût total ≈ 15 K€), et une remise aux normes des panneaux d'alimentation a également été réalisée (coût total ≈ 10 K€). Un nouveau système de protection de l'ensemble des appareillages électriques et électroniques a également été récemment installé (coût total ≈ 15 K€), et fonctionne actuellement avec succès. L'ensemble de ces restructurations de bâtiment est désormais suivi d'une nouvelle tranche de rénovation qui concerne les systèmes de détection. En effet, le système analytique de spectrométrie Alpha est actuellement en cours de modifications (nouveau logiciel, nouvelle interface d'acquisition) et devrait être totalement opérationnel à la fin de l'année 2005 (coût total ≈ 15 K€). Le système analytique de comptage Béta-global doit également être modifié à court terme, et des travaux sont envisagés dès l'année 2005. Le système de détection Gamma ne nécessite pas actuellement de modifications et remplit totalement ses fonctions.

2. Les moyens analytiques

Le laboratoire dispose de nombreux outils d'analyse chimique et physique de très haute sensibilité. Les outils d'analyse chimique sont optimisés pour des espèces à très faibles concentrations que l'on rencontre dans l'atmosphère, les neiges et les glaces polaires. Ces instruments sont généralement bien adaptés aux matrices peu complexes (une seule phase : l'air ou la glace) permettant ainsi d'atteindre les niveaux de sensibilité requis. Ils sont localisés en salles blanches ou dans une des 8 pièces dédiées aux mesures :

- labo dédié à la radiochimie (29 m^2),
- 2 labos dédiés à la mesure des gaz (36 m^2 + 33 m^2): CO_2, CH_4 et leurs isotopes,
- labo dédié aux mesures des organiques (26 m^2),
- labo dédié aux mesures atmosphériques (26 m^2): aérosols,
- labo dédié à la spectrométrie de masse des isotopes de H, O, N, S (26 m^2),
- labo dédié aux interactions air-neige-glace (30 m^2),
- labo dédié à la microbiologie (13 m^2).

Espèces chimiques et propriétés physico-chimiques couvertes par l'instrumentation

- espèces organiques (aldéhydes, cétones, acides carboxyliques, TOC, DOC, EC/OC),
- espèces inorganiques (composés soufrés, azotés, halogénés, fraction soluble des aérosols primaires marins et continentaux, poussières insolubles, métaux lourds),
- gazeuses majeures (méthane, protoxyde d'azote, dioxyde et monoxyde de carbone, ozone),
- radioactives (désintégration alpha, béta, émissions gamma),
- isotopiques (isotopes de l'hydrogène, du carbone, de l'azote, de l'oxygène et du soufre),
- insolubles (poussières).

Une description de tous les matériels est disponible sur le site Web du LGGE.

3. Locaux annexes

Le LGGE dispose de plusieurs locaux annexes qui permettent d'installer du matériel d'observation et d'héberger du personnel lors des missions alpines.

3.1. Chalet du Clos de l'Ours à Chamonix

Ce chalet peut héberger une dizaine de personnes. Il est équipé d'une chambre froide. Il sert de base aux missions liées au service d'observation des glaciers alpins dans le massif du Mont-Blanc et a été beaucoup utilisé lors des campagnes intensives de mesures atmosphériques dans le cadre du programme POVA (POllution des Vallées Alpines). Il peut être (et a été) mis à disposition d'autres équipes scientifiques.
Des travaux de rénovation et d'entretien sont régulièrement effectués.

3.2. Observatoire Vallot (4360 m, Massif du Mont-Blanc)

L'altitude de cet observatoire en fait un site exceptionnel et unique en Europe pour des mesures atmosphériques en continu depuis 2000 et a été exploité comme tel. Un système de mesure automatique de prélèvement d'air a été installé qui fonctionne sur panneaux solaires. Cet observatoire permet aussi d'héberger du personnel (une dizaine de personnes) pour les missions au Dôme du Goûter et au Mont-Blanc (carottages, chimie atmosphérique).
Une convention a été établie avec une association de médecins (ARPE) qui l'utilisent pour des expériences de médecine en haute altitude.

3.3. Refuge des Cosmiques (Massif du Mont-Blanc, 3620m)

Le LGGE dispose de 2 pièces dans ce refuge. C'est le complément idéal de l'Observatoire Vallot car l'énergie n'y est pas limitée. Un système automatique de mesures de composés atmosphériques est en cours d'installation (cf. Thème chimie atmosphérique).

3.4. Cabane du Glacier de St Sorlin

Cette cabane est utilisée dans le cadre du Service d'Observation des Glaciers Alpins (POG) qui comporte le suivi du glacier de St Sorlin depuis 1957. Il permet d'héberger les personnes en mission, de stocker du matériel et, depuis peu, un ensemble de mesures météorologiques a été installé à proximité. La cabane est en très mauvais état et doit être refaite totalement.