II -	La saisonnalité d	e l'apport en	particules	minérales	dans les	neiges récentes

44

II- LA SAISONNALITE DE L'APPORT EN PARTICULES MINERALES DANS LES
NEIGES RECENTES

I. LA RECONSTRUCTION D'UNE SERIE TEMPORELLE CONTINUE DE LA CONCENTRATION DU MATERIEL INSOLUBLE A PARTIR DES DEUX PUITS

L'étude des variations temporelles des particules archivées dans les neiges doit être conduite sur une période « climatologique » représentative. L'échantillonnage doit donc permettre de couvrir un nombre d'années suffisant. Nos prélèvement comprennent deux séries d'échantillons obtenues le long de deux puits (ATM 91 et ATM 92) distants de quelques kilomètres et couvrant chacun 3 années dont une année commune. Il est donc souhaitable pour améliorer la représentativité de ces données de constituer à partir de ces échantillons une série unique couvrant 5 années.

Pour ce faire, il est d'abord nécessaire de s'assurer que la composition d'une couche de neige fraîchement déposée est homogène sur les quelques kilomètres qui séparent les deux puits. Les facteurs influant sur la distribution spatiale diffèrent suivant l'échelle considérée. Ainsi, les études menées entre les trois principales régions du Groenland (nord, centre et sud) indiquent l'influence du taux d'accumulation (Osada and Langway, 1993), mais aussi celle des sources et des conditions de transport (Yang et al., 1996). En revanche, à l'intérieur d'une même région, ce dernier paramètre est exclu puisque le gradient de concentration relevé sur les 1000 km qui la couvrent se révèle uniquement corrélé au taux d'accumulation (Fisher and Wagenbach; 1996). Sur une échelle plus petite, la variabilité spatiale susceptible d'exister entre nos deux puits, distants de quelques km dépend a priori du taux d'accumulation. Pour l'ensemble des points de ce même site (150 km × 150 km), cette influence est confirmée par l'existence d'une corrélation entre la concentration en sulfate et en nitrate et le taux d'accumulation annuelle. Or lorsque le taux d'accumulation est supérieur à 18-22 g.cm⁻¹.a⁻¹ comme à Summit, la concentration devient indépendante du taux d'accumulation (Mayewski et al., 1990a). Par conséquent, la variabilité spatiale, qui se manifeste lors de taux d'accumulation faibles n'est pas significative entre nos deux puits.

Ainsi, la variation des concentrations élémentaires en fonction de la profondeur est identique pour les événements neigeux communs aux deux puits. Cette couche commune couvre une année de dépôt et correspond à environ 2 m de profondeur pour ATM 91 et ATM 92.

Pour effectuer ce raccordement, nous avons choisi comme élément indicateur l'aluminium insoluble (considéré comme traceur du matériel minéral). Le raccordement entre les deux séries de données consiste donc à ajuster la profondeur de l'un des puits de façon à superposer de manière la plus proche possible la concentration élémentaire en aluminium sur une année de dépôt en commun.

1.1. L'ajustement des concentrations élémentaires du puits ATM 92 avec le puits ATM 91

Pour l'année commune, l'ajustement des courbes de la concentration en aluminium insoluble entre ATM 91 et ATM 92 est indiqué sur la figure II.1. Cet ajustement consiste à superposer l'ensemble du pic qui se trouve à la fin du puits ATM 91 et au début du puits ATM 92. Comme nous devons prendre en compte l'ensemble des points de la courbe, cet ajustement s'effectue visuellement.

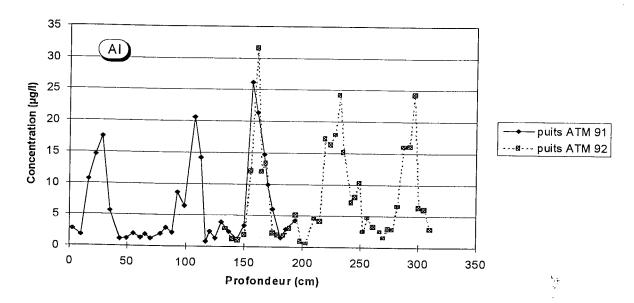


Figure II.1: Le raccordement des concentrations en aluminium pour les puits ATM 91 et ATM 92

L'accord entre les concentrations mesurées pour les deux puits s'avère satisfaisant compte tenu du pas de prélèvement utilisé pour chacun des puits. Ceci permet de reconstruire une série appelée ATM 9192.

Les profondeurs pour le puits ATM 91 étant ainsi ajustées pour l'aluminium, ces profondeurs sont vérifiées lors du raccordement effectué à partir de la concentration des autres

éléments présent dans la fraction insoluble (Si,Ti, Na, Mg, K). Les résultats satisfaisants ainsi obtenus valident l'ajustement déduit des concentrations en aluminium (annexe II.1). Les concentrations élémentaires obtenues pour la fraction soluble du puits ATM 9192 figurent en annexe II.2.

1.2. La détermination des concentrations élémentaires du puits ATM 9192.

La concentration élémentaire mesurée pour chacun des deux puits est conservée pour construire cette série ATM 9192. Pour l'année commune de dépôt, cette démarche est également appliquée, excepté lorsque la différence de profondeur d'un échantillon entre les deux puits est inférieure au pas de prélèvement qui est de 4 cm environ. Dans ce cas, la valeur retenue correspond à la moyenne des concentrations mesurées pour chaque puits. A titre d'exemple, on obtient le profil suivant pour l'aluminium (figure II.2) :

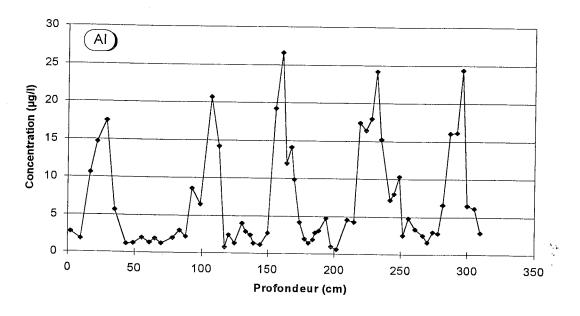


Figure II.2: La concentration en aluminium le long du puits ATM 9192

Ce profil correspond à l'archivage des précipitations neigeuses accumulées pendant 4 ans.

2. La datation de la serie temporelle reconstruite (ATM 9192)

2.1. La conservation de la saisonnalité des concentrations en aluminium insoluble.

Un des sites du Groenland étudié de façon privilégiée se trouve à Dye 3 (Sud du Groenland, altitude 2479 m) où une campagne d'étude couvrant une année entière a été menée (Special Issue Atmospheric Environnement, 27A, 17/18, 1993). La durée de cette mission a permis d'apprécier la saisonnalité de l'aérosol atmosphérique qui montre un pic de printemps pour Al et Fe (Mosher et al., 1993) et de vérifier la conservation de cette saisonnalité dans les neiges archivées (Davidson et al., 1993a). Par ailleurs, l'étude de la variabilité spatiale indique que les grandes variations de concentration archivées dans les neiges se retrouvent dans les différentes régions du Groenland (Yang et al., 1996) et sur l'ensemble du site de Summit (Mayewski et al., 1990a). Par conséquent le pic de printemps identifié pour l'aluminium dans les neiges de Dye 3 est également caractéristique de l'ensemble des sites du Groenland et de Summit en particulier.

2.2. La détermination des saisons le long du puits ATM 9192

Il existe différentes méthodes de datation des puits de neige dont le choix dépend de la précision souhaitée, du niveaux d'accumulation sur le site ou de la profondeur des échantillons (Legrand and Mayewski, 1996). Une des méthode de datation absolues s'appuie sur l'identification d'horizons repères, caractérisés par des événements volcaniques (Hammer et al., 1978, Robock and Free, 1995) ou radioactifs (Picciotto and Wilgain, 1963). Cependant, la résolution ainsi obtenue n'est généralement pas assez fine pour permettre de distinguer les saisons. Une autre méthode concerne la décroissance radioactive de certaines espèces mesurés dans les bulles de gaz (85Kr, 14C) ou dans les aérosols piégés au cours des précipitations (210 Pb, 32 Si, 10 Be, 36 Cl). Cependant, des incertitudes sur la datation peuvent découler d'un changement de la concentration initiale de ces différentes espèces dans l'atmosphère passée (Legrand and Mayewski, 1996).

D'autres méthodes comme les méthodes stratigraphiques reposent par exemple sur des changements saisonniers des propriétés physiques de la neige. Le plus souvent, la stratigraphie

le long d'un enregistrement de neige est mise en évidence par l'utilisation du rapport isotopique en oxygène (Dansgaard, 1954), indicateur de la température de l'atmosphère au moment de la précipitation. Il existe des phénomènes de diffusion des isotopes de l'oxygène qui conduisent à une diminution de l'amplitude saisonnière de ce rapport dans le cas ou l'accumulation neigeuse est inférieure à 200 kg.m⁻².an⁻¹ (Johnsen, 1977)). Cependant, bien que l'accumulation de neige sur le site où les puits ont été creusés soit supérieure à cette valeur, ce rapport isotopique n'a pas été mesuré sur l'ensemble du puits ATM 9192 et n'a pu être utilisé. Par conséquent, une autre méthode stratigraphique basée sur la mesure de traceurs saisonniers a été appliquée. Cette méthode nécessite d'abord que les espèces utilisées aient un cycle saisonnier dans l'atmosphère bien marqué.

Une saisonnalité du signal a pu être observée pour des espèces comme NH₄⁺ dont le profil indique un pic pendant l'été (Silvente and Legrand, 1993; Fuhrer et al., 1996). Ce pic est accompagné d'une concentration élevée en acides organiques provenant des feux de biomasse des hautes latitudes (Legrand and De Angelis, 1995; Legrand and De Angelis, 1996). Un signal saisonnier a également été mis en évidence pour plusieurs espèces chimiques comme SO₄²⁻, Na⁺ ou H₂O₂, que nous avons utilisé comme traceurs respectifs du printemps, de l'hiver et de l'été (Steffensen, 1988; Whitlow et al., 1992). Le profil chimique obtenu pour ces espèces n'est utilisable pour une datation que dans le cas où l'archivage ne modifie pas ce cycle, du moins pour les faibles profondeurs sur lesquelles on a travaillé.

Le profil des concentrations en sulfate semble se conserver au cours de l'archivage. En effet, une première étude sur le rapport NH₄⁺/SO₄²⁻ indique que celui ci reste similaire pour les échantillons d'aérosols atmosphériques et de neiges (Silvente and Legrand, 1993). En outre, le profil des concentrations en sulfate n'évolue pas entre les neiges fraiches et les neiges archivées (Jaffrezo et al., 1994).

A Dye 3, Davidson et al., (1993a) observent un pic de concentration du Na⁺ atmosphérique en hiver également présent dans les neiges archivées. A Summit, Whitlow et al. (1992) mettent en évidence des pics en Na⁺ plus fréquents au printemps qu'en hiver. Cette différence est due, selon ces auteurs, à une mauvaise préservation de la couche d'hiver ou à des précipitations en hiver trop faibles. Or, Jaffrezo et al (1994) indiquent que les vents

existant à Summit conduisent de façon quasi permanente sur l'ensemble de l'année à la formation d'une croûte pour la neige fraîchement déposée. Cette préservation explique la forte variabilité des concentrations constatée par ces auteurs entre les couches de neige successives. L'hypothèse d'une mauvaise préservation de ces couches en hiver, évoquée par Whitlow et al. (1992) peut donc être écartée. En revanche, les seules données existantes pour un site du Groenland central (Dye 3) indiquent un taux d'accumulation minimum en hiver (Jaffrezo et al., 1995) en accord avec un air froid et sec régnant pendant cette saison (Dibb, 1996). Cependant, même si le taux d'accumulation annuelle à Dye 3 est deux fois plus élevé comparativement à Summit (Ohmura and Reeh, 1991), la variabilité interannuelle de ce taux d'accumulation se conserve entre ces deux sites (Anklin and Stauffer, 1994). Pour une échelle de temps plus petite de l'ordre de la saison, on peut supposer que la variabilité saisonnière du taux d'accumulation se conserve aussi entre ses deux sites. Par conséquent, l'existence de faibles taux d'accumulation en hiver a Summit est envisageable et peut rendre délicate l'utilisation d'une espèce chimique comme traceur de la saison hivernale.

Les concentrations en H₂O₂ peuvent être modifiées lors de l'archivage puisqu'un lissage de son cycle saisonnier avec la profondeur a été mis en évidence (Sigg and Neftel, 1991). Neanmoins, ces résultats obtenus à Summit indiquent que ce lissage ne permet plus l'utilisation de cette espèce comme outil de datation qu'à partir de 20 mètres de profondeur. La profondeur de notre puits n'excédant pas 4 mètres, ce lissage ne devrait pas masquer les variations saisonnières.

2.2.1.Les couches d'été

Des espèces comme H₂O₂, dont l'étude dans les neiges reste relativement récente (Neftel et al., 1984) présentent un maxima de concentration en été (Whitlow et al., 1992). Ainsi, le rapport des concentrations entre l'été et l'hiver est typiquement de l'ordre de 5 (Legrand and Mayewski, 1996). Ce maximum est associé à des processus photochimiques. Les valeurs faibles observées en hiver résultent probablement de l'absence de lumière lors de la nuit polaire (Beer et al., 1991). Superposé aux profils en Al, indiquant les couches de printemps, on obtient la figure II.3 :

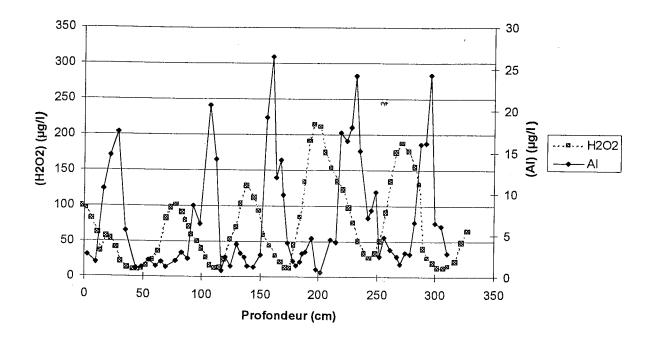


Figure II.3.: La concentration en aluminium (nos mesures) et en H2O2 (Bales, com.pers.) le long du puits ATM 9192

L'identification des couches d'été est « chronologiquement » compatible avec le profil en aluminium, dont les pics indiquent le printemps.

2.2.2. Les couches de printemps

SO₄²⁻ est principalement sous forme d'acide sulfurique dans l'aérosol arctique (Cahill and Eldred, 1984; Sheridan, 1989). A l'exclusion des événements volcaniques sporadiques, le précurseur SO₂ a une origine anthropique et biogénique marine. En effet, ce gaz provient des sources de combustion des moyennes latitudes et également de l'oxydation du DMS, émis par le phytoplancton. Une source associée à l'émission de SO₂ par les volcans en dehors des périodes d'éruption a également été mise en évidence (Legrand et al., 1997). Pour la période pré-industrielle, ces auteurs estiment que cette contribution est équivalente à celle due aux émissions biogéniques marines. Pour la période actuelle, en se basant sur l'évolution de la concentration en sulfate archivée depuis la période pré-industrielle, la part du sulfate d'origine anthropique est estimée à 75 % par Laj et al. (1992). En tenant compte de la source marine et

volcanique des sulfates, cette fraction reste importante et est estimée à 50 % par Mayewski et al. (1990).

Le pic de printemps en sulfate a été largement étudié à Dye 3. Il est du à plusieurs facteurs incluant les sources, le transport et l'abattement (Jaffrezo et al., 1993). Ainsi, pendant le printemps et contrairement aux autres saisons, l'ensemble de ces facteurs est optimisé (Jaffrezo et al., 1994). En hiver, l'origine des masses d'air atteignant Dye 3 ou Summit est localisée au dessus du Canada, région dont les émissions anthropiques sont faibles (Davidson et al., 1993; Kahl et al., 1997). De plus, l'existence d'une forte couche d'inversion au dessus de la calotte (Putnins, 1970) limite les échanges verticaux entre l'atmosphère libre, réservoir d'espèces provenant d'un transport longue distance et la couche limite (Dibb and Jaffrezo, 1993). La combinaison de tous ces facteurs conduit à des concentrations atmosphériques en sulfate faibles de décembre à Mars (Jaffrezo et al., 1994; Wahlin, 1996).

En revanche au printemps, l'origine des masses d'air se déplace au Nord vers le bassin arctique (Davidson et al., 1993; Kahl et al., 1997) où les concentrations atmosphériques sont élevées (Barrie and Barrie, 1990). A cela s'ajoute une rupture de la couche d'inversion due au lever du soleil arctique, qui semble conduire à des échanges verticaux efficaces entre la troposphère libre et la couche limite (Dibb and Jaffrezo, 1993). Ainsi de fortes concentrations en sulfate sont observées pendant le printemps (Jaffrezo et al., 1994; Wahlin, 1996). En été, un nouveaux changement de la circulation atmosphérique conduit à des sources plus proches, localisées dans l'Atlantique Nord (Davidson et al., 1993; Kahl et al., 1997). Les masses d'air marines, associées à des précipitations abondantes pendant cette saison (Putnins, 1970) abattent une partie de l'aérosol dont les sulfates au cours du transport (Borys et al., 1993). Succédant au pic de printemps des concentrations faibles sont donc à nouveaux observées au dessus de la calotte en été (Jaffrezo et al., 1994; Wahlin, 1996). Pour le puits ATM 9192, les pics de printemps en sulfate sont indiqués sur la figure II.4.

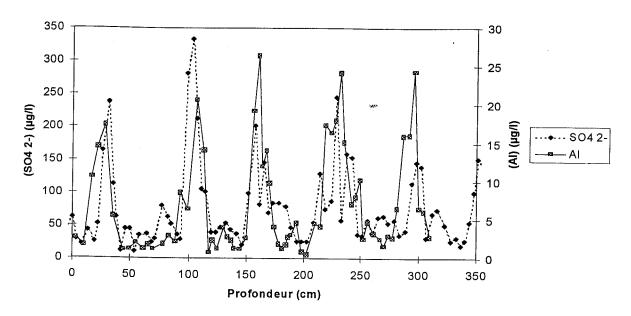


Figure II.4: La concentration en aluminium insoluble (nos mesures) et en $SO_4^{\ 2}$ (Jaffrezo, com. pers.) le long du puits ATM 9192

Ceci est cohérent avec le profil en aluminium, qui est également maximum au printemps. Cette coïncidence des pics d'aluminium et de sulfate a été précédemment observée pour la période pré-industrielle (Legrand et al., 1997). Ces auteurs suggèrent au cours de cette période soit une neutralisation du carbonate de calcium émis par les sols par les sulfates présents sous forme d'acide sulfurique soit une émission directe de gypse pendant cette saison.

2.2.3.Les couches d'hiver

Erickson et al. (1986), à partir de données climatologiques à l'échelle globale indiquent un maximum de concentration en sels marins de décembre à février au dessus de l'Atlantique Nord. De fortes tempêtes et de fréquentes cyclogenèses dans cette région génèrent des concentrations élevées en sels marins dans l'atmosphère. Ceux ci sont transportés à l'intérieur de la calotte jusqu'à des altitudes élevées en raison de la forte circulation atmosphérique autour d'un système dépressionnaire localisé sur la côte sud-est du Groenland (Mosher et al., 1993).

Le profil en Na⁺, considéré comme un traceur marin est indiqué sur la figure II.5. Les concentrations obtenues pour la fraction soluble sont indiquées en annexe II.3.

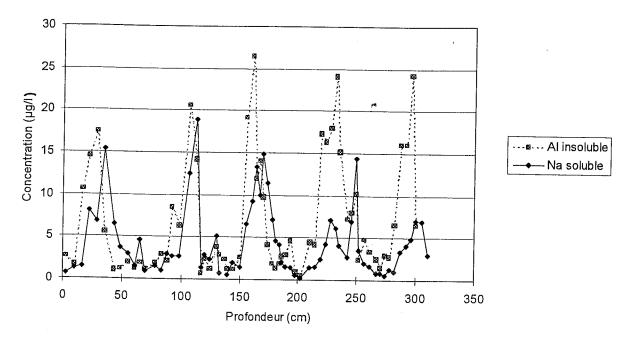


Figure II.5: La concentration en aluminium insoluble et en sodium soluble le long du puits ATM 9192

Le long de ce puits, on peut observer de façon systématique un pic en sodium soluble qui précède les couches de neiges associées au printemps. Ceci nous permet d'identifier l'hiver pour chaque année archivée dans le puits. On remarque en outre dans certains cas la présence d'un pic supplémentaire en sodium, inclus dans le pic de printemps tracé par l'aluminium insoluble. La coïncidence de ce pic supplémentaire avec des apports terrigènes maximums et des apports marins minimums semble indiquer que le sodium soluble peut avoir une contribution crustale non négligeable pendant le printemps. L'étude de cette contribution sera développée dans le chapitre IV. Cependant, cette contribution n'introduit pas d'erreur sur l'identification des couches d'hiver puisque le profil de l'aluminium insoluble est minimum pendant cette période.

2.2.4. La datation du puits ATM 9192

Les couches d'été, de printemps et d'hiver ont pu être clairement identifiées le long du puits ATM 9192. Sachant que le puits ATM 91 a commencé à être creusé pendant l'été 1991. On obtient la datation suivante (figure II.6) :

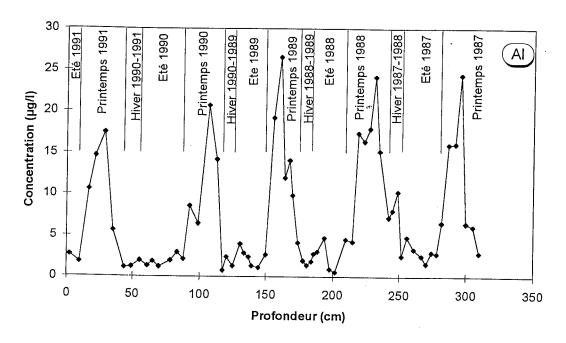


Figure II.6: Les couches saisonnières le long du puits ATM 9192

La concentration élémentaire au printemps est plus élevée d'environ un facteur 10 par rapport aux concentrations archivées pendant les autres saisons pour l'aluminium. Plus précisément, la contribution des concentrations dues aux apports de printemps par rapport à l'ensemble de l'année peut être calculée. On utilisera l'aluminium, représentatif des apports minéraux. Le pas de prélèvement est assez petit pour nous permettre d'appliquer en première approximation la méthode des rectangles au profil de la concentration élémentaire totale due à l'ensemble des événements précipitants pendant cette saison. Ainsi, on peut estimer un facteur (C_p) proportionnel à la masse des concentrations cumulées au printemps sur une année :

$$C_p = \sum_{h=0}^{hp} \left[C_h \cdot (x_h - x_{h-1}) \right] \tag{6}$$

h0 : début de la couche de printemps

 $hp: fin\ de\ la\ couche\ de\ printemps$

 C_h : Concentration élémentaire à une profondeur x_h

De la même façon, on détermine ce facteur sur l'ensemble de l'année (C_a) en considérant que celle-ci débute au printemps. Par conséquent, le rapport C_p/C_{la} permet d'accéder à la contribution relative des apports printaniers aux apports annuels. Les résultats exprimés en pourcentage pour chaque année sont indiqués dans le tableau II.1 :

	Cp/Ca		
Printemps 1991	80%		
Printemps 1990	74%		
Printemps 1989	74%		
Printemps 1988	84%		

Tableau II.1: La contribution relative des apports printaniers en aluminium aux apports annuels

Il apparaît sur une échelle annuelle que la concentration élémentaire observée représente 80% de la concentration associée aux couches de printemps. Par conséquent, il est nécessaire de comprendre l'origine de ce pic au printemps. De plus, on peut s'interroger sur la représentativité temporelle des signaux archivés dans les neiges profondes lorsque le lissage du signal ne permet plus de distinguer les saisons.

3. LES FACTEURS INFLUANT SUR LA SAISONNALITE DES CONCENTRATIONS ELEMENTAIRES ARCHIVEES DANS LES NEIGES RECENTES

Pour mieux comprendre la saisonnalité archivée dans les neiges de Summit, il est utile de connaître l'évolution des concentrations de l'aérosol minéral dans l'atmosphère. A Summit, une seule collecte d'aérosol a pu être effectuée sur une période de 1 an de juin 1993 à juin 1994 (Wahlin, 1996). Ces échantillons analysés par PIXE montrent un pic de printemps pour l'aluminium. Ce profil est identique à celui obtenu lors de la campagne de prélèvement d'aérosols d'août 1988 à août 1989 à Dye 3 (Mosher et al., 1993; Colin et al., 1997). Cette saisonnalité effectivement observée dans l'atmosphère du Groenland est mise en évidence dans les neiges sur plusieurs sites de la calotte groenlandaise (Steffensen, 1988; Davidson et al., 1993a; Laj et al., 1992). L'existence d'une saisonnalité dans l'air et dans les neiges ne permet d'exclure aucun facteur et conduit à envisager l'influence des sources, du transport et du dépôt. L'impact de ces facteurs sur une saisonnalité est illustré par plusieurs exemples tirés de la littérature.

3.1. Les sources et le transport

Les mesures effectuées dans le nord du Pacifique dans le cadre du programme Sea/Air Exchange (SEAREX) (Prospero et al., 1989) traduisent une saisonnalité avec un maximum de

concentration en poussières au printemps et un minimum de concentration pendant l'été. Ceci est particulièrement bien illustré sur le site de Midway, où les mesures couvrent une longue période (1981-1993) (Prospero, 1996). Ce maximum mis en évidence dans cette zone est associé à la saisonnalité des tempêtes de poussières observée en Asie (Duce et al., 1980). Ainsi, l'augmentation des concentrations dans l'atmosphère au printemps peut être due à l'existence d'une source dont l'intensité d'émission est plus importante pendant cette saison.

L'existence d'une saisonnalité peut être également associée à une différence de transport. Celle-ci liée à un changement saisonnier des mouvements atmosphériques à grande échelle conduit à un changement de type et/ou de localisation des sources. Ceci est illustré par l'augmentation des concentrations de l'aérosol terrigène observé aux Antilles pendant l'été (Savoie et al., 1989). Les mesures effectuées à la Barbade au cours de la campagne Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (BOMEX) ont nettement associé la source Saharienne à ce maximum de concentration de l'aérosol. Or, il a été montré que les émissions sahariennes sont transportées à de hautes altitudes (3 à 7 km) pendant l'été (Prospero and Carlson, 1972). A l'inverse, pendant l'hiver les émissions sahariennes sont transportées à des altitudes inférieures à 3 km et les teneurs observées deviennent minimales. En revanche, à proximité des côtes africaines, des apports maximums à Sal (îles du cap vert) pendant cette saison sont observés (Chiapello. 1996).

L'efficacité du transport vertical au dessus du site récepteur est également un facteur d'influence sur la saisonnalité. En effet, l'existence d'une couche d'inversion de température entraîne un isolement entre la haute et la basse troposphère pouvant se traduire par des concentrations différentes de part et d'autre de la couche d'inversion. Ainsi, au cours de la campagne Western Atlantic Ocean Experiment (WATOX) aux Bermudes de février à mai 1985, la présence de couches (1 et 3 km) de concentrations plus élevées au dessus de la couche d'inversion a été clairement identifiée. Associées à cette structure thermique de l'atmosphère, Pueschel et al (1988) distinguent effectivement suivant l'altitude trois zones de concentration en aérosol : 2 µg.m⁻³ (inférieur à 1 km), 2-5 µg.m⁻³ (entre 1 et 3 km) et 10-20 µg.m⁻³ (supérieur à 3 km).

Ces exemples montrent que la variabilité de l'intensité d'une source ou du transport est en mesure de conditionner une saisonnalité. En outre, l'existence de conditions météorologiques locales particulières comme l'existence d'une couche d'inversion est susceptible d'induire le même effet, à la condition qu'elle puisse s'établir sur une saison complète.

3.2. Le dépôt

Les processus de dépôts peuvent conditionner une saisonnalité de l'aérosol comme cela a été observé pour l'aérosol collecté en Corse (Bergametti et al., 1989). Au cours de prélèvements effectués d'avril 1985 à avril 1986, ces auteurs observent une saisonnalité pour les éléments terrigènes et anthropiques avec un maximum de concentration en été. Ce profil s'est révélé inversement corrélé à la fréquence et à la quantité de précipitations et désigne le dépôt par les précipitations comme un des facteurs gouvernant cette saisonnalité. Dans ce cas, l'abattement contribue à diminuer les concentrations de l'aérosol dans la neige en diminuant le taux de précipitation. Dans le cas du Groenland, comme nous l'avons vu précédemment, les seules données concernant le taux d'accumulation neigeuse au Groenland indiquent que les taux les plus faibles ont lieu en hiver. Par conséquent, la variabilité saisonnière de ce facteur n'est pas compatible avec la saisonnalité observée dans les neiges. En revanche, les processus impliqués lors du dépôt peuvent également intervenir en lessivant une plus grande quantité de matière pour une quantité d'eau précipitante identique. En effet, les échantillons de pluies collectés en Autriche par Kalina and Puxbaum (1994) indiquent une variation saisonnière de la concentration en sulfate maximale pendant le printemps. Ce comportement est corrélé à un caractère saisonnier des processus de croissance du cristal de glace favorisant le lessivage des sulfates dans le nuage.

4. LA STRATEGIE D'ETUDE DE LA SAISONNALITE DE L'AEROSOL MINERAL ARCHIVE DANS LA SERIE TEMPORELLE RECONSTRUITE

L'hypothèse généralement admise pour expliquer la saisonnalité de l'aérosol minéral archivé dans les neiges souligne la prédominance du transport et plus particulièrement des grands mouvements de circulation atmosphérique (Steffensen, 1988; Whitlow, 1992).

Néanmoins, le facteur source ainsi que l'influence de l'abattement au dessus de la calotte n'a pas été autant documenté. Une détermination de la localisation géographique des sources a donc d'abord été menée. Ceci nous a permis de suivre une évolution éventuelle du transport au cours du temps et également l'évolution de l'intensité de ses émissions. L'étude de l'abattement de l'aérosol minéral à Summit nous a permis en outre de fournir des résultats préliminaires sur l'influence de ce facteur.

4.1. Les sources et le transport de l'aérosol au Groenland

La saisonnalité observée dans les neiges à Summit et pour l'ensemble de la calotte est légèrement différente de celle décrite sur les autres sites de l'arctique. Ces sites ont déjà été largement étudiés. Le premier suivi en aérosol total effectué à Barrow en Alaska a montré pour la basse troposphère arctique (0-2 km) (Barrie, 1986; Bridgman, 1994), que les concentrations en particules durant l'hiver et au début du printemps sont 10 à 20 fois supérieures à celles observées en été (Rahn and Mc Caffrey, 1980). Ce phénomène saisonnier de « brume arctique » (appelé « Arctic Haze ») (figure II.7) affecte l'ensemble des sites de faible altitude de l'arctique, y compris les sites côtiers du Groenland (figure II.8).

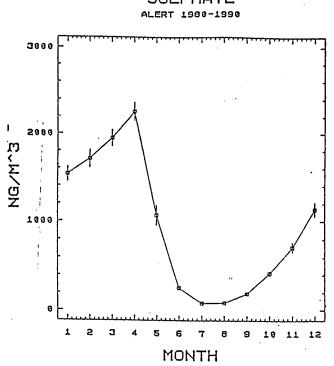


Figure II.7 (Barrie, 1995) : Les variations saisonnières en sulfate constatées à Alert (Canada Arctique) sur la base d'observations hebdomadaires de 1980 à 1990.

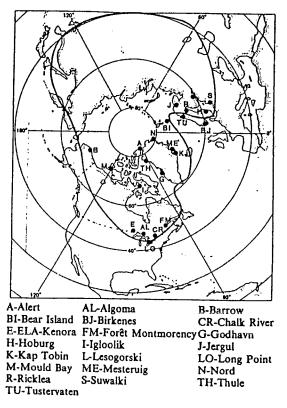


Figure II.8 (Barrie, 1986): La position du front arctique en hiver (en gras) et la localisation des principales stations de collecte de l'aérosol dans le cadre de l'étude de l'Arctic Haze.

Cette modification des concentrations va de pair avec une augmentation dans l'atmosphère arctique du carbone suie et des sulfates qui dominent la masse de cet aérosol d'origine essentiellement anthropique (Hillamo et al., 1993; Staebler et al., 1994). Les sources anthropiques sont relativement bien connues. Elles sont déduites de considérations météorologiques (Iversen and Joranger, 1985; Raatz and Shaw, 1984; Barrie et al., 1989), de l'étude de la composition élémentaire de l'aérosol (Heidam, 1984; Lowenthal and Rahn, 1985; Barrie and Barrie, 1990), ou encore de mesures isotopiques (Sturges and Barrie, 1989; Nriagu et al., 1991). Ces résultats indiquent la prédominance du transport à longue distance, à partir de sources industrielles de moyenne latitude situées en Eurasie. Des transports parfois directs en provenance d'Europe (Bridgman et al., 1989) ou de la côte Est Américaine (Barrie et al., 1981; Rahn, 1981) ont également été décrits. Pendant l'hiver, des apports de moyenne latitude vers le bassin arctique sont favorisés par la migration du front polaire vers le sud (Heidam, 1984) (figure II.9).

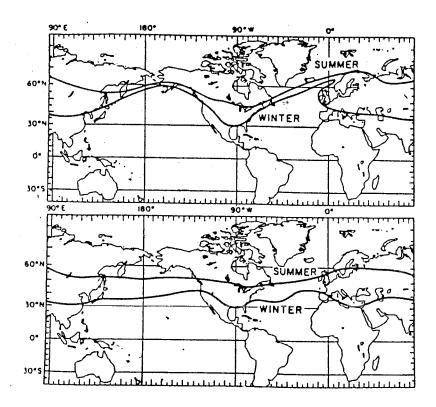


Figure II.9 : La position du front polaire en été et en hiver

En haut : au niveau de la surface terrestre

En bas : à 500 mb

En dehors des apports anthropiques, les autres constituants de l'aérosol arctique ont des origines terrigènes (Barrie and Barrie, 1990; Barrie, 1995). L'étude de ces sources est rendue parfois plus complexe en raison d'influences locales observées sur certains sites comme Alert (au Nord des Iles Ellesmere dans l'arctique canadien) (Barrie, 1995), ou comme Nord, station côtière au nord du Groenland (Wahlin, 1996). Pour les autres sites, l'absence de sources terrigènes locales a permis la détermination de zones émettrices lointaines en s'appuyant principalement sur des arguments météorologiques. Ainsi, l'influence d'une source asiatique pendant l'Arctic Haze, a été identifiée en Alaska (Rahn et al., 1977) et au Canada central arctique (Welch et al., 1991). Cette influence est également constatée pour les sites situés dans l'arctique norvégien (Pacyna and Ottar, 1989). Selon ces derniers, des apports Sahariens ne sont pas exclus, puisque les masses d'air d'origine africaine peuvent atteindre l'Europe ou l'Atlantique Nord (Prospero and Carlson, 1972; File, 1986).

Ź,

Or, le transport du matériel particulaire vers les sites de la calotte groenlandaise diffère des autres sites de l'Arctique du fait de l'altitude (environ 3000 m), qui limite le transport des basses couches de l'atmosphère vers le plateau central de la calotte. D'autre part, des processus de météorologie locale influent sur le mélange vertical des masses d'air au-dessus du site. Par conséquent, on ignore dans quelle mesure les masses d'air transportant l'aérosol minéral jusqu'aux sites en altitude, comme Summit, sont couplées avec celles des sites côtiers. Les études relatives aux origines des différentes espèces de l'Arctic Haze, menées sur les autres sites de l'Arctique sont donc insuffisantes pour localiser la source de l'aérosol minéral archivé à Summit, au centre de la calotte.

Cette différence entre les sites arctiques traduit une circulation atmosphérique et par conséquent des zones sources de nature différente pour les sites en altitude comme Summit. Par conséquent, l'interprétation de la saisonnalité pour les sites en altitude nécessite une étude spécifique en dépit de l'abondance des résultats relatifs à l'étude de l'Arctic Haze.

4.2. Les processus de dépôt au Groenland

Pour étudier le dépôt qui regroupe les précipitations neigeuses, le dépôt sec et le dépôt par le brouillard, il est nécessaire de connaître les mécanismes qui les génèrent. Or, ceux ci sont fortement influencés par les conditions météorologiques locales sur le site de la calotte qui conduisent à de grandes tendances en terme de dépôt et d'abattement des espèces de l'aérosol minéral.

4.2.1. Les différents type de dépôts au Groenland

4.2.1.1.Le dépôt sec

Le dépôt sec regroupe l'ensemble des mécanismes, qui transportent les espèces atmosphériques à la surface même du sol en l'absence d'événement précipitant ou de brouillard. La modélisation de ce transport sur les quelques centimètres au dessus de la surface suggère pour les particules larges (>1 μ m) une vitesse de dépôt rapide associée à une forte influence de la sédimentation (Davidson and Wu, 1990 ; Davidson et al., 1996). Ce modèle ne

tient pas compte des apports supplémentaires dus au wind pumping. Cependant, ce phénomène apparaît comme effectivement négligeable à Summit (Cunningham and Waddington, 1993). En revanche, les phénomènes de saltation de la neige ou de neige soufflée ne sont pas pris en compte. Cette action due au vent peut remettre en suspension le matériel déposé. D'un autre coté, la sublimation de la neige ainsi générée par les déplacements de la neige contribue à augmenter les concentrations pour les précipitations fraîchement déposées (Pomeroy and Jones, 1996). On ignore la résultante de ces deux effets contraires. En accord avec les données de terrain, l'estimation du dépôt sec pour les particules d'origine terrigène peut être importante. Cette contribution au flux annuel oscille entre 35 % pour les sites à faible taux d'accumulation et 10% pour les sites à fort taux d'accumulation de neige (Davidson, 1985). A l'échelle annuelle Summit se situe dans ce dernier cas. Cependant, les faibles taux d'accumulation saisonnier rencontrés en hiver peuvent conduire à augmenter la contribution du dépôt sec. Or, sur notre puits ATM 9192 nous avons précédemment identifié la couche de neige associée à l'hiver suggérant ainsi un taux d'accumulation significatif. On peut donc en première approximation supposer que le taux d'accumulation est également suffisant pour ne pas augmenter la contribution du dépôt sec en hiver, qui reste faible.

4.2.1.2.Le brouillard

L'apparition de brouillards, principalement de type radiatif est un phénomène fréquemment rencontré en été au dessus de la calotte. La condensation de la vapeur d'eau sur une particule conduit à des gouttelettes de brouillard de 10 à 30 µm de diamètre (Borys et al., 1992). La majorité de ces gouttelettes se dépose à la surface du sol et seule une petite fraction retourne dans l'atmosphère lors de l'évaporation de l'eau (Davidson et al., 1996). Ainsi, la contribution d'un brouillard n'est pas négligeable et d'autant plus que les concentrations, qui y sont rencontrées peuvent être supérieures à celles obtenues dans les neiges (Borys et al., 1988; Kalina and Puxbaum, 1994). Cependant à Summit, Bergin et al. (1995) ont estimé que les flux en SO₄²⁻ dus au brouillard pouvaient représenter 1/3 du flux total déposé alors que pour les espèces provenant de l'aérosol terrigène ou marin, le flux dû au brouillard ne dépasse pas 1/5 du flux total.

4.2.1.3. Le dépôt humide

Ce type de dépôt en région froide diffère de celui rencontré dans des régions plus chaudes par la coexistence dans le nuage précipitant de plusieurs phases. Le nuage en zone froide contient des gouttelettes d'eau surfondue qui par coalescence vont former des gouttes suffisamment lourdes pour précipiter. Il contient également des cristaux de glace, qui vont également s'agréger pour former des flocons neigeux, qui du fait de leur poids vont tomber à la surface du sol (Pruppacher and Klett, 1980). Cependant, ces auteurs indiquent qu'un flocon n'est formé que par une centaine de cristaux alors que la formation de la goutte d'eau nécessite plusieurs milliers de gouttelettes. Par conséquent, les précipitations en région froide contiendront essentiellement des flocons même si le contenu en eau surfondue dans le nuage reste important.

Les précipitations humides lessivent les gaz et les particules présents dans le nuage lors de collisions dues au déplacement des différentes espèces sous l'action du vent (« In Cloud Scavenging»). De la même façon, un lessivage des espèces atmosphériques se produit sous la colonne d'air entre le sol et le nuage (« Below Cloud Scavenging »).

Pour les sites de la calotte, le dépôt des particules terrigènes peut se réduire au dépôt humide et au dépôt sec. Ce dernier dépendant du taux d'accumulation, on peut estimer que cette contribution n'est pas significative pour les événements neigeux archivés dans notre puits. Ceci est confirmé pour l'été, où une campagne effectuée à Summit indique pour les espèces associées à l'aérosol terrigène ou marin que la contribution du dépôt humide est prépondérante comprise entre 63% et 71% (Davidson et al., 1996).

4.2.2.Les différent types de processus impliqués lors du dépôt humide au Groenland

4.2.2.1. La contribution relative de la nucléation au processus d'abattement

Dans le nuage qui prend naissance au dessus de l'océan, la nucléation de la gouttelette d'eau se produit par un mécanisme hétérogène de nucléation sur un noyau de condensation (« Cloud Condensation Nuclei »). La croissance des gouttelettes d'eau s'effectue par

condensation de la vapeur d'eau pour aboutir à des gouttes de diamètre compris entre 20 et 30 µm. Ces masses d'air qui atteignent le Groenland épousent le relief de la calotte et subissent une diminution de la température en fonction de l'altitude (Davidson et al., 1996). Au dessus de -40°, l'initiation de la phase glace se produit par nucléation hétérogène à partir de CCN ou de noyaux glacogènes (IN) (Barrie, 1991). Au dessus de la calotte, le nuage contient donc plusieurs phases. La croissance des cristaux peut alors s'effectuer selon deux processus. Celle ci peut s'effectuer d'une part par un transfert de vapeur d'eau des gouttelettes en surfusion vers le cristal de glace. L'évaporation des gouttelettes du nuage va ainsi conduire à la libération de matériel gazeux et particulaire dans le nuage aux cours de la croissance des cristaux de glace. D'autre part, la coexistence de la phase eau surfondue et glace implique un autre type de croissance des cristaux appelé « rimming » par lequel les cristaux peuvent collecter les gouttelettes d'eau ainsi que l'aérosol interstitiel (Pruppacher and Klett, 1980).

L'importance du rimming au dessus des sites de la calotte est encore mal connue. Ce mécanisme conduit à un lessivage particulièrement efficace de certaines espèces comme les sulfates (Mitchell and Lamb, 1989; Collett et al., 1991). En se basant sur un coefficient d'abattement élevé pour cette espèce, Davidson et al (1987) suggèrent que le rimming peut être important en été à Dye 3. Ces processus de rimming nécessitent un contenu en eau suffisant dans le nuage (Borys et al., 1983). Si ce type de situation peut se rencontrer en été, en revanche, il est peu fréquent pendant les saisons froides caractérisées par un air plus sec. De même qu'à Dye 3, Borys et al. (1992) ont également montré à Summit l'existence de ce processus pendant les saisons chaudes.

En zones arctiques, la nucléation est le processus d'abattement dominant pour le dépôt humide (Junge, 1977; Shaw, 1980). Par conséquent, l'influence des propriétés nucléatives des particules apparaît comme déterminante et est en mesure d'influer sur la saisonnalité de l'aérosol archivé dans les neiges.

4.2.2.2. L'influence des caractéristiques des particules sur l'efficacité de la nucléation

Au Groenland, contrairement à la saison froide, où le gel immédiat des gouttelettes en surfusion transfère la totalité des CCN en IN, les autres saisons sont caractérisées par la

coexistence de ces deux phases (Borys et al., 1993). On ignore actuellement la contribution relative de l'abattement par les IN ou les CCN. On sait que les IN sont présents en petit nombre dans le nuage puisque les CCN sont habituellement 10⁴ à 10⁶ fois plus nombreux (Pruppacher and Klett, 1980). Cependant, à Summit le rimming est un processus minoritaire (Borys et al., 1992). Dans ce cas, la croissance du cristal s'effectue principalement par transfert de la vapeur d'eau contribuant ainsi à la diminution des CCN, qui deviennent des particules de l'aérosol interstitiel. En outre, les hydrométéores générés par les IN ont des diamètres 10 fois plus grands que ceux générés par les CCN (Pruppacher and Klett, 1980). Ceci conduit à priori à un abattement préférentiel des IN au cours de l'événement précipitant alors que la présence des CCN est plutôt maintenue dans le nuage (Borys et al., 1992). Par conséquent, on peut supposer que la nucléation hétérogène à partir des IN est le processus d'abattement dominant des particules de l'aérosol comparativement à la nucléation à partir des CCN.

Les IN sont généralement des particules insolubles, de grand diamètre (>1 μm) et possédant des caractéristiques cristallographiques similaires à celles de la glace (Pruppacher and Klett, 1980). Ainsi, l'influence de la taille est mise en évidence par la corrélation entre les IN et le nombre de particules larges qui n'existe pas entre les IN et les particules submicroniques (Pruppacher and Klett, 1980). L'origine terrigène de ces particules est soulignée par l'observation des particules au centre des flocons de neiges. Ainsi Isono (1955) constate que les argiles sont les espèces prédominantes dans les flocons collectés au Japon. Au Groenland (Kumai and Francis, 1962) identifient parmi ces argiles, principalement de l'illite, de la montmorillonite et également de la kaolinite. Cette dernière apparaît effectivement d'après les simulations effectuées par Mason and Maybank (1958) comme IN le plus efficace.

Comme l'efficacité de la nucléation des CCN dépend des propriétés hygroscopiques de la particule associées à son état de surface, les minéraux silicatés sont à priori de mauvais CNN contrairement aux chlorure de sodium et au composés sulfatés. Plus généralement, des campagnes de terrain suggèrent que les espèces solubles servent préférentiellement de CCN (Marten and Harriss, 1973; Jaffrezo and Colin, 1988). Cependant, les particules crustales peuvent devenir actives après un long temps de séjour dans l'atmosphère, où la probabilité de mélange avec d'autres sels augmente. En effet, compte tenu du fait qu'une particule expérimente en moyenne une dizaine de cycles évaporation /condensation, celle ci est à même

de subir des processus de coalescence dans les nuages susceptibles de conduire à des mélanges internes. Ces mélanges peuvent avoir lieu avec des sels marins qui se déposent en surface après évaporation de la gouttelette de nuage. Cependant, bien que des mélanges internes de particules crustales et de sels de mer aient été observés-dans des aérosols collectés au dessus de l'Atlantique (Andreae et al., 1986; Parungo et al., 1986) ou au dessus du Pacifique nord (Okada et al., 1990; Fan et al., 1996), ces mélanges n'ont pas été mis en évidence pour l'aérosol arctique au dessus du Groenland (Ishizaka et al, 1989; Parungo et al., 1993). Un autre type de mélange impliquant l'absorption de gaz dans la gouttelette de nuage comme SO₂ suivie d'une oxydation rapide (Dentener et al., 1996) peut conduire à un coating en sulfate à la surface des particules. Cependant la distribution granulométrique du soufre présent dans l'aérosol à Dye 3 (Hillamo et al., 1993) et à Summit (Maenhaut et al., 1996; Maenhaut, 1997) est différente de celle des éléments crustaux. Ceci implique l'absence de ce type de mélange pour les particules terrigènes atteignant Summit.

Compte tenu de l'état actuel des connaissances, on peut considérer que les IN sont préférentiellement abattus et que les particules terrigènes sont principalement des IN. Par conséquent, on peut admettre que l'efficacité de l'abattement des particules terrigène est associée à l'efficacité de nucléation de ces particules comme IN. Ceci est compatible avec les interprétations relatives au coefficients d'abattement pour les éléments terrigènes (Rahn and McCaffrey, 1979; Davidson et al., 1985; Colin et al., 1997).

En accord avec les prévisions théoriques (Pruppacher and Klett, 1980; Hobbs, 1993), la distinction entre les IN et les CCN apparaît donc dans un premier temps directement liée à la solubilité des espèces. Par conséquent, un changement de la nature de la surface des particules terrigène au même titre qu'un changement de taille conditionne son efficacité comme IN, et par conséquent l'efficacité de son lessivage. Afin d'estimer les modifications saisonnières liées aux processus lors de la précipitation, il est donc nécessaire d'une part de suivre l'évolution de la taille des particules et d'autre part d'identifier la nature de la phase à la surface des particules nuclées.

4.2.3. Etude d'un fractionnement élémentaire au cours du lessivage

Afin de mettre en évidence un fractionnement éventuel, nous avons utilisé une grandeur sans dimension, le coefficient d'abattement (W) qui relie de manière empirique la concentration de l'aérosol dans l'atmosphère à celle de la neige fraîche collectée immédiatement après l'événement précipitant à un instant donné et sur un site donné :

$$W = \frac{C_s \cdot \rho_a}{C_a} \tag{7}$$

W: Coefficient d'abattement

 C_s : Concentration élémentaire dans la fraction insoluble des neiges (ng.g $^{-1}$)

 C_a : Concentration élémentaire dans l'air (ng. m^{-3})

 ρ_a : Densité de l'air (1200 g. m^{-3})

Pour chaque élément, un coefficient d'abattement peut être calculé. Pour des contraintes matérielles, la fraction soluble élémentaire des neiges n'a pu être déterminée. Ainsi les éléments (Mg, Ca, K) susceptibles d'avoir une contribution soluble significative en raison de leur origine mixte, marine et crustale ont été exclus de ce calcul.

Une des limites majeures de ce type d'étude est liée aux conditions de prélèvement. Or, tous les prélèvements ont été effectués près du sol et non pas au niveau du nuage. Ceci revient à considérer les mesures au sol comme représentatives de la concentration de l'aérosol capté par le nuage et entraîné au sol par la précipitation. Cette hypothèse implique que l'atmosphère entre le sol et la surface de la neige est homogène verticalement sur toute la colonne d'air. Localement, cette hypothèse peut être assumée puisque l'altitude de Summit est propice à des déplacements ascensionnels de masses d'air favorisant la formation de nuages de basse altitude. Cependant, Dibb et al (1992) ont mis en évidence l'existence d'une couche d'inversion isolant la couche limite de celle associée à l'atmosphère libre et conduisant à des différences de concentration importantes le long de la colonne d'air. L'intensité de cette couche d'inversion varie suivant les saisons et diminue au printemps (Putnins, 1970). Par ailleurs, la diminution de cette couche au printemps est associée à une augmentation des échanges verticaux entre la troposphère libre et la couche limite (Dibb et al., 1993). Ainsi, sur la campagne du début de

l'été à partir de laquelle nous avons tiré nos mesures, on peut estimer que la composition dans la colonne est relativement homogène sur toute sa hauteur.

La campagne de terrain qui a été menée afin de récolter simultanément les précipitations neigeuses et l'aérosol atmosphérique associé couvre les mois de mai et de juin 1995. Les concentrations élémentaires pour l'aérosol atmosphérique et pour les neiges fraîches figurent respectivement en annexe II.4 et II.5. Parmi les 6 neiges qui ont pu être collectées immédiatement après leur précipitation, seulement 3 d'entre elles ont pu être associées à un prélèvement d'aérosol. Cette sélection a été effectuée en fonction de la coïncidence des temps d'échantillonnage de chacun des deux types de prélèvements (Tableau II.2).

Tableau II.2: L'association des échantillons d'aérosols et de neiges fraîches collectés à Summit de mai à juillet 1995

Neige fraîche (ATM 95)			Aérosol associé (ATM 95)	
N° Couple	Date de la collecte Durée de la précipitation	Type de prélèvement	Date et durée de la collecte	
1	11 mai 95 6H15-18H00	Entonnoir	11 mai: 08H15-22H00 12 mai: 08H10-12H00/18H10-19H20	
2	14 mai 95 <i>11H00-6H10</i>	Entonnoir	13 mai: 8H45-23H00 14 mai: 8H45-20H00	
3	28 juin 95 (10:00) <i>26-27 juin</i>	Sol	25 juin: 8H55-23H30 26 juin: 9H40-23H00 27 juin: 9H00-21H50	

On remarque que l'échantillon de neige fraîche 3 qui a été prélevé au sol provient de l'accumulation de deux jours de tempête précédent la date de collecte. Ce prélèvement intègre donc une variabilité plus grande que celle relevée pour les deux autres échantillons. Les coefficients d'abattement de ces échantillons sont indiqués tableau II.3.

Tableau II.3: Les coefficients d'abattement déterminés pour chacune des précipitations de mai à juillet 1995 à Summit.

W (Coefficient d'abattement)	11 Mai (Couple 1) 95	14 Mai (Couple 2) 95	26 Juin (Couple 3) 95
Si	188	₄ . 1165	3465
Al	185	1112	3475
Fe	205	1181	1728
Ti	432	1411	1026

L'intervalle de valeur obtenu pour les coefficients d'abattement est large d'un événement à l'autre. Cependant, cette amplitude est également constatée pour d'autres études menées à Dye 3 (Tableau II.4).

Tableau II.4: Les coefficients d'abattement obtenus à Dye 3 (Colin et al., 1997 ; Davidson et al., 1985).

Date	W Al	W Fe	W Mg	référence
avril 83/mai 83	910 - 2 900	1 400- 3 400	2 000- 2 500	Davidson et al.
septembre 88/juin 89	235- 3 716	245- 4 028	-	(1985) Colin et al.(1997)

Ceci résulte sans doute de la difficulté de distinguer les masses d'air au cours des différents événements neigeux ainsi que des limites de ce type d'étude reposant sur des prélèvements couplés d'aérosols et de neiges. Ceci est certainement amplifié pour la neige 3, qui diffère assez largement des deux autres échantillons, puisqu'elle a été prélevée au sol après deux jours d'accumulation.

En outre, les valeurs des coefficients d'abattement sont relativement variables d'un élément à l'autre. Cependant à Dye 3, Davidson et al. (1985) distinguent deux types de comportements : pour les éléments terrigènes des valeurs similaires supérieures à 1200 et pour les éléments comme Pb et S qui sont plutôt associés à l'aérosol submicronique, des valeurs inférieures à 200. Par ailleurs, en dépit de la variabilité des valeurs, Colin et al., (1997) montrent une corrélation entre les coefficients de Al et de Fe et ceci pour toute l'année.

A Summit, le nombre d'échantillons est beaucoup plus restreint puisque seuls 3 couples d'aérosol associé à des neiges fraîches ont pu être étudiés. Nous avons toutefois comparés les coefficients d'abattements obtenus à Summit avec ceux de Dye 3 (figure II.10).

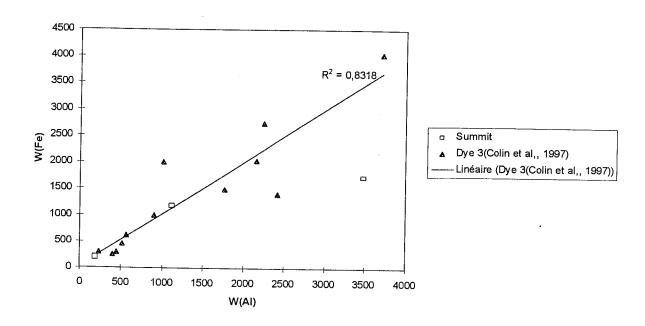


Figure II.10 : La corrélation entre le coefficient d'abattement de l'aluminium et du fer à Dye 3 (Colin et al., 1997) et à Summit (nos mesures).

Compte tenu de la forte variabilité systématiquement observée sur la détermination de ce coefficient, on peut considérer que le comportement de Al et de Fe au cours de l'abattement à Summit ne semble pas s'écarter notablement de celui observé à Dye 3. Ceci implique d'une part que l'ensemble des processus précipitants sont similaires pour les sites de la calotte et d'autre part l'absence d'un fractionnement élémentaire entre Al et Fe. Ceci est compatible avec la présence de ces éléments dans les particules terrigènes. Ces dernières étant également riches en Si, Mg,Na,K, on peut supposer que les coefficients d'abattement de ces éléments calculés pour la fraction insoluble des neiges sont aussi corrélés à ceux de l'aluminium. Par conséquent, le dépôt ne semble pas introduire de fractionnement au moins pour ces éléments.