

Record Number: 16470
Author, Monographic: Guay, J. F.//Rasmussen, P. F.//Slivitzky, M.//Bobée, B.
Author Role:
Title, Monographic: Les oscillations climatiques à moyenne fréquence : causes possibles, mécanismes et effets connus au Canada et au Québec
Translated Title:
Reprint Status:
Edition:
Author, Subsidiary:
Author Role:
Place of Publication: Québec
Publisher Name: INRS-Eau
Date of Publication: 1998
Original Publication Date: Décembre 1998
Volume Identification:
Extent of Work: viii, 80
Packaging Method: pages
Series Editor:
Series Editor Role:
Series Title: INRS-Eau, rapport de recherche
Series Volume ID: 538
Location/URL:
ISBN: 2-89146-313-7
Notes: Rapport annuel 1998-1999
Abstract: Chaire en hydrologie statistique Hydro-Québec / CRSNG
Call Number: R000538
Keywords: rapport/ ok/ dl

**LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES À
MOYENNE FRÉQUENCE:
Causes possibles, mécanismes et effets
connus au Canada et au Québec**

**LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES À MOYENNE FRÉQUENCE:
Causes possibles, mécanismes et effets connus au Canada et au Québec**

par

**Jean-François Guay
Peter F. Rasmussen
Michel Slivitzky
Bernard Bobée**

**Chaire industrielle Hydro-Québec / CRSNG en Hydrologie statistique
Institut national de la recherche scientifique, INRS-Eau
2800 rue Einstein, Case postale 7500, SAINTE-FOY (Québec) G1V 4C7**

Rapport de recherche No R-538

Décembre 1998

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	1
1. L'OSCILLATION AUSTRALE EL NIÑO OU ENSO	3
1.1 Description du phénomène.....	3
1.1.1 Introduction	3
1.1.2 Conditions d'apparition du phénomène.....	3
1.1.3 Origines du phénomène	4
1.1.4 Les phases d'un événement ENSO	6
1.2 Indice d'analyse du ENSO	7
1.3 Impacts de ENSO sur le climat global.....	10
1.3.1 Impacts de ENSO sur le climat canadien.....	11
1.4 Conclusion	17
2. L'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE (NAO)	19
2.1 Description du phénomène.....	19
2.2 Origines du phénomène.....	22
2.2.1 NAO couplé.....	22
2.2.2 NAO non-couplé	28
2.3 Indice d'analyse du NAO	31
2.4 Impacts du NAO sur le climat global.....	33
2.5 Conclusion	35

3. PACIFIC NORTH AMERICAN (PNA).....	37
4. BAFFIN ISLAND / WEST ATLANTIC (BWA).....	42
5. AUTRES TÉLÉCONNECTIONS NORD HÉMISPHÉRIQUES	44
5.1 EA (East Atlantic pattern)	44
5.2 POL (Polar/Eurasia pattern)	44
5.3 TNH (Tropical Northern Hemisphere pattern).....	47
5.4 EA/WR (East Atlantic/West Russia pattern)	48
5.5 EA-JET (East atlantic-jet pattern)	49
6. CAUSES ALTERNATIVES DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES : ACTIVITÉ SOLAIRE ET CO² ATMOSPHÉRIQUE	52
Conclusion	60
Bibliographie.....	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.2.1 : Coordonnées, couverture temporelle et mise à jour des indices de pression atmosphérique utilisés pour caractériser ENSO	8
Tableau 1.2.2 : Région de mesure, couverture temporelle et modalités de mise à jour des indices de TSM servant à l'analyse du ENSO	9
Tableau 1.3.1.1 : Impacts climatiques de la phase froide ENSO sur la température et les précipitations au Canada	15
Tableau 1.3.1.2 : Impacts climatiques de la phase chaude ENSO sur la température et les précipitations au Canada.	16
Tableau 6.1 Causes cumulatives du réchauffement climatique au 20^{ième} siècle	59

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1.2.1 : Configuration océanique et microclimatique au cours des phases El Niño et La Niña durant un événement ENSO.	5
Figure 1.2.1 : Série temporelle du MEI 1950-1996.	10
Figure 2.1.1 : Anomalies de hauteur de géopotential en mètres de la téléconnection NAO en phase positive.	21
Figure 2.2.1.1 : Principales masses d'eau de l'océan Atlantique Nord.	24
Figure 2.2.1.2 : Principales voies d'écoulement des LSW dans l'Atlantique Nord.	27
Figure 2.3.1 : Série temporelle Lisbonne/Stykkisholmur de l'indice NAO 1864-1996.	33
Figure 3.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection PNA en phase positive.	38
Figure 3.2 : Série temporelle du PNA 1950-1997.	39
Figure 5.1.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection EA en phase positive.	45
Figure 5.2.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection POL en phase positive.	46

Figure 5.3.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection TNH en phase positive. 48

Figure 5.4.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection EATL/WRUS en phase positive. 50

Figure 5.5.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection EA/JET phase positive. 51

Figure 6.1 : Analyse comparée des valeurs moyennes décennales d'insolation; des anomalies de température dans l'HN, de la concentration de CO² et de poussière atmosphérique pour la période de référence 1610/1995. 57

INTRODUCTION

La circulation atmosphérique démontre une variabilité spatiale et temporelle importante largement documentée (Dansgard et *al.* 1982, 1993; Bond et *al.* 1993; Allen et Smith 1994; Mann et Park 1994; Mann, Park et Bradley 1995; Mann, Lall et Saltzman 1995; Bradley et Jones 1993). Ce caractère fondamental se reflète, à divers niveaux d'échelle spatiale, par la mise place de phénomènes climatiques s'échelonnant sur des périodes journalières (passage d'un système frontal), hebdomadaires (réchauffement hivernal ou estival), mensuelles (hiver particulièrement froid/été particulièrement chaud) et pouvant aller jusqu'à plusieurs années (plusieurs hivers consécutifs anormalement chauds) voire plusieurs siècles (changements climatiques à long terme). À moyen terme, la variabilité naturelle du climat global s'exprime généralement en corollaire de la variabilité des téléconnexions. Ces entités constituent des structures géopotentielles de circulation troposphérique régionale, d'une durée de vie typique variant de plusieurs semaines à plusieurs mois et issues des répartitions des anomalies de température et de pressions en un endroit donné. Par définition, une téléconnexion comprend de deux à quatre centres d'anomalies de pression ou centres d'action, négativement corrélés et situés à une distance variant entre 2 500 et 6 000 km (Barnston et Livezey 1987). Plusieurs téléconnexions agissent à l'échelle des bassins océaniques et des continents. Ainsi, quelques-unes sont actives à l'échelle de tout le Pacifique nord (le *Pacific North American*), le Pacifique sud (le *El Niño Southern Oscillation*) alors que d'autres s'étendent depuis l'Est de l'Amérique du Nord jusqu'en Europe centrale (le *North Atlantic Oscillation*) ou encore couvrent presque toute l'Eurasie (le *Polar/Eurasia*). L'activation des centres d'action de ces téléconnexions entraîne d'importants changements climatiques dans certaines régions du globe. Ces changements touchent notamment la position et l'intensité du courant-jet ainsi que la zone de transition des systèmes frontaux et la distribution des champs de précipitations et de température (Groisman et Easterling 1994; Shabbar et Kandevar 1996; Dai, Fung et Del Genio 1997; Dai, Trenberth et Karl 1998; Ely, Enzel et Cayan; 1994). Les précipitations constituent une variable d'interface entre la circulation atmosphérique et l'hydraulicité des bassins versants. Leurs fluctuations, fortement liées aux oscillations climatiques, entraînent généralement des variations négatives et positives du niveau et du débit de cours d'eau et de plans d'eau qui possèdent une superfi-

cie favorisant leur réponse aux variations climatiques subcontinentales. C'est le cas notamment des Grands-Lacs canado-américains ainsi que de plusieurs rivières d'Amérique du Nord (Rodionov 1993, 1994 ; Piechota et *al.* 1997 ; Cayan et Webb 1992 ; Chew et *al.* 1998 ; Kahya et Dracup ; 1993 ; Dai, Fung et Del Genio 1997). Aussi, l'étude des téléconnections tire ici une partie importante de sa justification dans la compréhension des effets des oscillations climatiques sur les hydrosystèmes globaux, composantes du géosystème sur lesquels repose une importante mesure de l'intégrité économique de notre société.

Treize téléconnections sont connues pour les hémisphères nord et sud; huit ont été retenues ici pour leur incidence, reconnue ou probable, sur le climat québécois et canadien. Il s'agit du ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), du NAO (*North Atlantic Oscillation*), du PNA (*Pacific North American*), du EA (*East Atlantic*), du PE (*Polar Eurasia*), du TNH (*Tropical Northern Hemisphere*), du EA/WR (*East Atlantic West Russia*), ainsi que du EA-JET (*East atlantic-jet*). Un indice, le BWA (*Baffin Island West Atlantic*), a été également recensé. Cet indice, ne constituant pas une téléconnection à proprement parler, reflète la variabilité de la branche est du NAO par le biais du CPT (*Canadian Polar Trough*), un patron de circulation atmosphérique à large échelle se situant au-dessus de l'Est de l'Amérique du Nord. La plupart des téléconnections sont situées dans l'hémisphère nord; celle du ENSO, originant du Pacifique sud, a néanmoins été conservée malgré sa localisation, étant donné sa très forte magnitude et ses impacts planétaires. Les téléconnections ont été décrites notamment par les mécanismes physiques à l'origine de leurs modulations, par la distribution spatiale de leurs centres d'action et, pour les plus importantes, par leur variabilité temporelle évaluée à partir des séries standardisées existantes. Les effets des téléconnections sur le climat québécois et canadien ont été documentés à la lumière de leur présence dans la littérature. Une brève analyse des causes alternatives des fluctuations climatiques (CO_2 atmosphérique et variations de l'activité solaire) a été produite afin de dégager quelques voies d'explication et/ou de réflexion - autres que celles fournies par une hypothétique implication anthropique - sur les origines largement débattues et parfois controversées du phénomène.

1. L'OSCILLATION AUSTRALE *EL NIÑO* OU *ENSO*

1.1 Description du phénomène

1.1.1 Introduction

Le *El Niño* est un courant océanique chaud et oligotrophique¹ qui circule de part et d'autre de l'équateur, le long de la côte nord-ouest du Pérou. Ce courant remplace de façon périodique, le courant froid eutrophique de Humbolt qui assure normalement une circulation océanique nord le long de la côte péruvienne (Trenberth 1996a). L'apparition du *El Niño* est à l'origine du phénomène ENSO ou *El Niño Southern Oscillation*. Cette expression fait référence à l'oscillation méridionale du gradient de pression ouest-est du Pacifique Équatorial. Cette téléconnection est le mode de variabilité climatique interannuelle d'envergure planétaire le plus important et actuellement le plus étudié (Walker et Bliss 1932 ; Ropelewski 1995, Shabbar et Khandevar 1996, Stone, Hammer et Marcussen 1996). Le ENSO constitue avec le PNA l'un des deux principaux modes de variabilité climatique interdécennale de l'océan Pacifique Nord. Il se produit à peu près vers la fin du mois de décembre, apparaissant à intervalles de 3 à 5 ans et plus et dure de 12 à 18 mois (NOAA 1998). Le phénomène ENSO résulte des interactions à large échelle entre les processus de circulation atmosphérique et océanique en cours au sein de l'océan Pacifique. Il s'agit en ce sens d'un phénomène couplé atmosphère-océan (Fischer 1998).

1.1.2 Conditions d'apparition du phénomène

En conditions normales, lorsque les Alizés soufflent vers l'ouest, la couche superficielle d'eau chaude du Pacifique Est-Équatorial est redistribuée vers l'ouest du bassin océanique.

¹ Terme décrivant une masse d'eau pauvre en nutriments dissouts

Un gradient thermique de l'ordre de 8 à 10 degrés et un gradient dynamique apparaissent sous ces conditions, alors que la thermocline se positionne entre 30 et 50 mètres sous la surface dans le Pacifique-Est, (150-200 mètres dans le Pacifique Ouest). Durant ces périodes, le système atmosphère-océan est en équilibre dynamique et une configuration météorologique et climatique particulière peut être observée. (Fischer 1998).

Lorsque survient une inversion longitudinale du gradient thermique normal de l'océan Pacifique, le système devient instable. À ce moment, un relâchement des Alizés est observé, en raison de l'apparition d'anomalies positives de température dans le centre du Pacifique Équatorial. Ce phénomène permet la convergence toujours plus à l'est de l'eau chaude en provenance du Pacifique Ouest et une décroissance marquée de l'intensité des Alizés. Durant un épisode ENSO de forte magnitude, il sera possible de noter la disparition de la pente de la thermocline entre le Pacifique Ouest et le Pacifique-Est, une inversion totale du gradient thermique océanique méridional et la suppression et l'inversion totale des Alizés (Fig.1.1.2.1). Lorsque cela se produit, comme lors de l'épisode *El Niño* de 1982/1983 ou lors de celui de 1997/1998, l'énorme quantité d'eau chaude transférée vers le bassin du Pacifique-Est présente de multiples effets dont la hausse du niveau marin côtier de quelques dizaines de cm le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud; l'accroissement de la température de la surface océanique de l'ordre de 1 à 3°C dans cette région (Fischer 1998 ; Green et al. 1998 ; Chew et al. 1998) et, en raison du déplacement du centre des cellules de convection de la zone de convergence intertropicale et de la présence d'un réservoir d'anomalies thermiques océaniques, l'apparition de modifications hydroclimatiques globales très importantes.

1.1.3 Origines du phénomène

La théorie la plus en vogue sur les mécanismes d'apparition d'un événement ENSO est attribuable à Schopf et Suarez (1988) et à Battisti et Hirst (1989). Ces auteurs ont étudié le phénomène de l'inversion du gradient thermique et éolien de l'océan Pacifique Équatorial et ont proposé le modèle conceptuel du *Delayed Action Oscillator* afin d'expliquer l'apparition

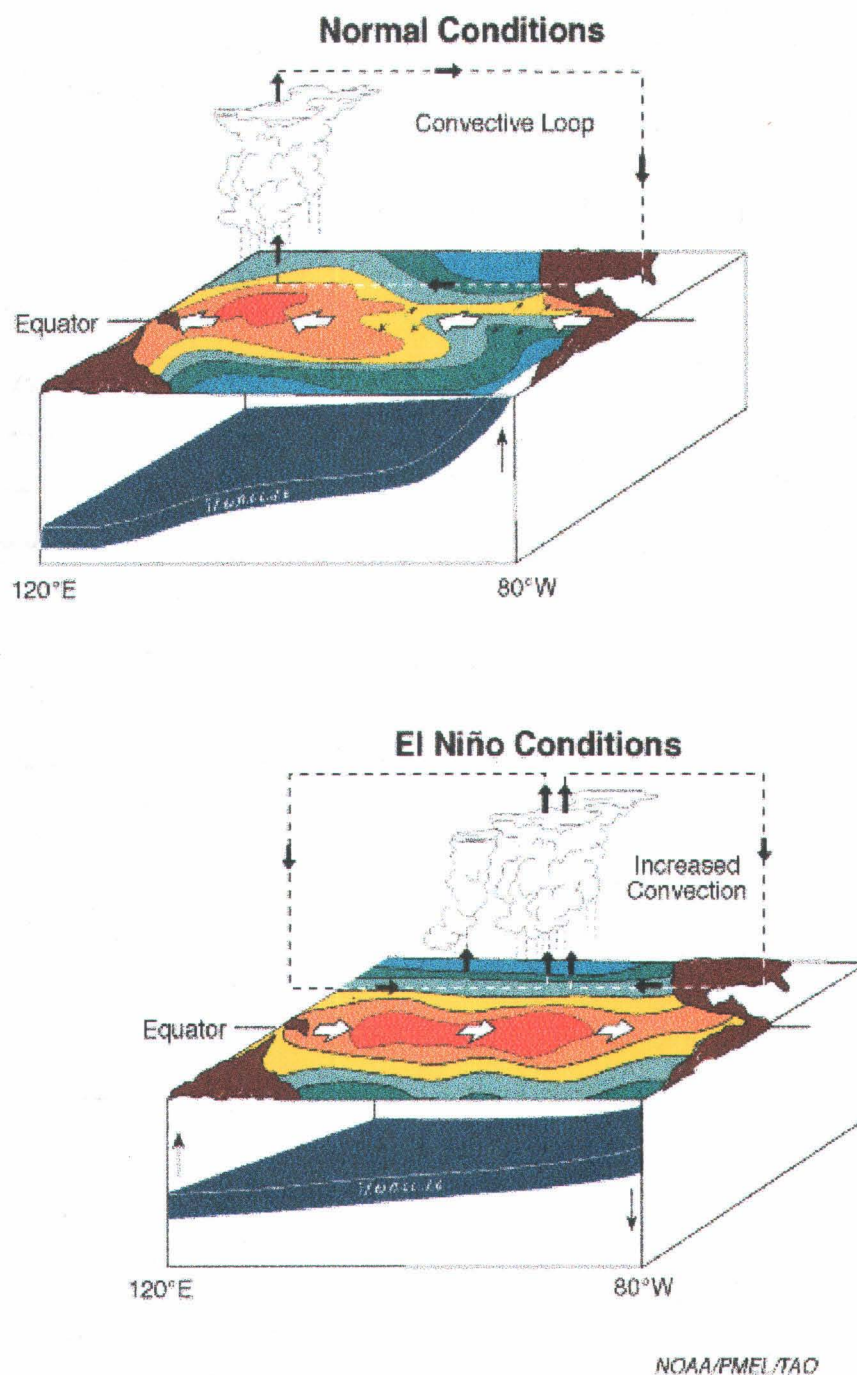


Figure 1.1.2.1 : Configuration océanique et microclimatique au cours des phases *El Niño* et *La Niña* durant un événement ENSO (Source : NOAA, 1998).

rition et la récurrence du phénomène ENSO. Selon les éléments de ce modèle, il existe dans le Pacifique, une circulation longitudinale d'ondes subsuperficielles de basses fréquences - les ondes de Rossby et les ondes Kelvin - dont la propagation détermine l'oscillation du gradient thermique océanique. En phase normale (ou phase froide du ENSO) - *La Niña* - les ondes Rossby progressent librement en direction du Pacifique Ouest. Elle voyagent à une vitesse variant entre 6 et 14 km/jour et traversent le pacifique en une période variant entre 9 mois et 4 ans. Ces ondes sont éventuellement réfléchies par les masses continentales situées dans le Pacifique Ouest. Les ondes de réflexion, appelées ondes de Kelvin, se propagent à l'interface de deux fluides de densité différente, dans le cas présent, la thermocline qui sépare la masse d'eau de surface plus chaude de la masse abyssale plus froide et plus dense. Dans le Pacifique Ouest où la thermocline est située à une forte profondeur sous la surface (150-200 m), les ondes Kelvin ne produisent pas de réchauffement notable de la surface de la mer. Cependant, en s'approchant des côtes du Pérou, la profondeur de la thermocline diminue (30-50m) et l'onde Kelvin favorise l'apparition d'un flux de chaleur sensible à l'interface atmosphère-océan. Les anomalies positives de la température déterminent alors un affaiblissement progressif et une inversion complète des Alizés et du gradient de pression. C'est la phase chaude du ENSO (*El Niño*). Ce nouvel état du système atmosphère-océan perturbe la configuration synoptique de la troposphère dans les deux hémisphères du globe (Boullanger et Menkes 1996 ; Green et al. 1998 ; Fischer 1998). En fin de cycle, l'onde Kelvin «chaude» sera réfléchi sur la masse continentale de l'Amérique du Sud et retournera sous forme d'ondes Rossby vers l'ouest du bassin pacifique induisant une reprise de la circulation océanique et atmosphérique normale.

1.1.4 Les phases d'un événement ENSO

Rasmusson et Carpenter (1982) ont décomposé six événements ENSO postérieurs à 1945 et ont construit les 5 phases de formation du cycle ENSO. La *phase de préconditionnement* est caractérisée par une température de surface marine (TSM) plus faible que la normale

dans l'Est du Pacifique et par une intense circulation est-ouest des Alizés. L'eau chaude s'accumule dans le Pacifique Ouest et le niveau de la mer est plus élevé dans cette région. La *phase initiale* ENSO est caractérisée par l'apparition d'anomalies de température le long des côtes sud-américaines, avec diminution des Alizés à partir des mois de septembre-octobre et la progression du front thermique vers l'est. Dans la *phase maximum*, en avril, mai ou juin, les anomalies de température atteignent 2 à 3°C et la masse d'eau chaude a atteint son point de longitude le plus oriental. Le niveau marin s'élève de plusieurs dizaines de cm le long de la côte sud-américaine et la thermocline présente une subsidence importante. La *phase de transition* d'août à octobre, se caractérise par une disparition progressive des anomalies côtière de SST et par la transgression de la masse d'eau chaude vers le bassin Pacifique Ouest qui s'étend maintenant sur tout le Pacifique. Les Alizés soufflent toujours avec intensité vers l'est et les précipitations sont maximales dans le centre-ouest de l'océan. La *phase de maturité* de décembre à février, est marqué par une extension spatiale maximale des anomalies de température sur le tout le Pacifique avec toutefois une normalisation des anomalies de température à l'ouest du 180^{ième} méridien par rapport aux valeurs normales pour cette région, pour cette période. Les Alizés soufflent toujours vers l'est du Pacifique, mais peu à peu, la reprise de leur circulation normale s'effectue. C'est la phase de *La Niña*.

1.2 Indice d'analyse du ENSO

L'oscillation australe ou *southern oscillation* (SO) est un des signaux de variabilité annuelle du climat parmi les plus remarquables qui puissent être observés (Kahya et Dracup, 1993; Rasmusson 1987). La pression atmosphérique (*Sea-level pressure*), la température superficielle de la mer (*Sea-surface temperature*), l'intensité et la direction des vents ainsi que les précipitations sont des indicateurs fréquemment utilisés pour l'analyse de la magnitude de l'oscillation australe et de ses répercussions sur les climats continentaux (Rossel 1997). Parmi ceux-ci, nous en retenons deux :

Le *Sea-level pressure* (SLP), calculé à partir des séries de pression atmosphérique au niveau de la mer. Parmi les huit indices du SLP les plus utilisés actuellement (Tableau 1.2.1), le *southern oscillation index* ou SOI (Trenberth 1984) semble le plus largement diffusé. Cet indice permet de quantifier les anomalies² des valeurs des pressions au niveau de la mer entre l'île de la Société dans l'archipel de Tahiti et Darwin en Australie (Trenberth et Hoar 1997 ; Stone et al. 1996 ; Moss et al. 1994 ; Cayan et Webb 1992 ; Ropelewski et Jones, 1987). Ces deux centres d'action positifs du Pacifique sont fortement impliqués dans l'apparition d'un état *El Niño*. Le renforcement d'un de ces centres par rapport à l'autre détermine des conditions particulières de température et de pression au niveau de la mer qui conditionnent l'apparition de conditions *El Niño* selon les mécanismes que nous avons évoqués plus haut. Des valeurs négatives du SOI indiquent cet état dans le Pacifique-Est alors qu'à l'opposé, des valeurs positive du SOI exprime un état *La*

Indice	Coordonnées	Couverture temporelle	Mise à jour
Darwin	12° S, 131° E	1951-1998	Mensuelle
Tahiti	17° 30' S, 150° W	1951-1998	Mensuelle
Rapa	28° S, 144° W	1951-1997	Mensuelle
Pâques	27° S, 109° W	1951-1996	Mensuelle
Pâques/Rapa	-	1951-1997	Mensuelle
Rapa/Tahiti	-	1951-1997	Mensuelle
SOI (Tahiti-Darwin)	-	1882-1998	Mensuelle
Darwin/Tahiti	-	1851-1984	Trimestrielle

Tableau 1.2.1 Coordonnées, couverture temporelle et mise à jour des indices de pression atmosphérique utilisés pour caractériser ENSO (Adapté de Rossel, F. 1997 et NOAA 1998)

Niña ou phase froide ENSO (Nicholls, 1987 ; Vogel, 1989 ; Cayan et Webb 1992).

² Une anomalie représente la différence entre les valeurs d'une variable (température, pression etc...) à un point donné, et les valeurs moyennes à long terme de cette variable en ce point. Dans une série temporelle normalisée, les valeurs

Le SST (*sea surface temperature*) ou valeurs de température de surface du Pacifique tropical, constitue un autre indicateur largement utilisé pour la l'analyse de l'oscillation australe (NCEP 1998 ; Piechota 1997 ; Chew et *al.* 1998). Cet indicateur comporte 10 indices dont l'appellation varie selon le positionnement des points d'échantillonnage au-dessus de l'océan (Tableau 1.2.2). Citons parmi ceux-ci, le Niño1+2, le Niño 3 et le Niño 4 (Wright 1989 ; Simpson et *al.* 1993a). Ces indices sont aujourd'hui les plus utilisés pour l'analyse et la prévision de l'ENSO. Selon Rossel (1997) c'est pour l'indice Niño 3 que les prévisions réalisées par les modèles couplés océan-atmosphère sont les plus performantes.

Indice	Région de mesure	Couverture temporelle	Mise à jour
Wright	180°- 90°W, 10°S - 2°N	1893-1983	Mensuelle
Niño 1+2	010° S, 90-80° W	1856-1998	Mensuelle
Niño 3	5° N5° S, 150-90° W	1856-1998	Mensuelle
Niño 4	5° N 5° S, 150° W 160°E	1950-1998	Mensuelle
Ship 1	Côte ouest de l'Amérique	1921/38 et 1949-1997	Mensuelle
Ship 6	Hawaï-Fidji	1921/38 et 1949-1997	Mensuelle
CEOS	Blocs de 1° x 1°	1945-1989	Mensuelle
Da Silva	Blocs de 1° x 1°	1945-1989	Mensuelle
INOCAR	5 ports équatoriens	1975-1996	Mensuelle

Tableau 1.2.2 : Région de mesure, couverture temporelle et modalités de mise à jour des indices de TSM servant à l'analyse du ENSO (Adapté de Rossel, 1997 ; NOAA 1998).

Le *Multivariate ENSO Index* (MEI) constitue un indice composite d'analyse d'ENSO qui permet d'assumer son caractère couplé océan-atmosphère (Fig. 1.2.1). Le calcul de cet indice est effectué par l'intégration de six variables océaniques et atmosphériques prises dans le Pacifique, selon une grille d'échantillonnage de 2°x 2°. Ces variables, la pression au niveau de la mer, la température de surface marine, la température de surface de l'air,

moyennes sont arbitrairement mises à zéro et la variance est égale à 1.

les composantes zonale et méridionale des vents de surface et la fraction totale du couvert nuageux, proviennent des observations effectuées par le COADS au cours de la période 1950-1979. La mise à jour mensuelle de l'indice est assurée par des observations effectuées en temps réel par des vaisseaux et bouées. Les détails du calcul de l'indice sont donnés dans Wolter et Timlin (1993 ; 1998).

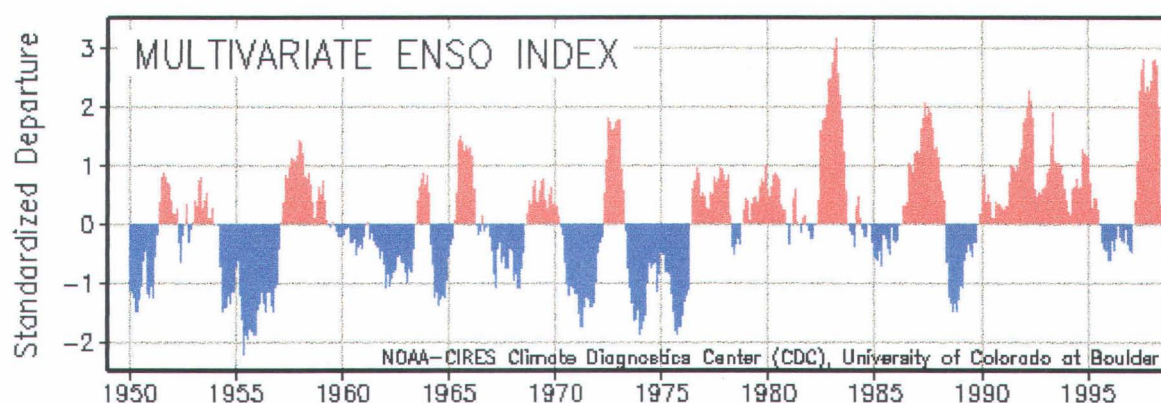


Figure 1.2.1 : Série temporelle du MEI 1950-1996 (Source NOAA-CIRES 1998)

1.3 Impacts de ENSO sur le climat global

Les différentes phases du ENSO produisent plusieurs effets sur le climat global. Aux États-Unis, au cours de la phase mature du phénomène, des augmentations des débits des cours d'eau et du contenu en eau de la neige ont été observées dans le sud-ouest alors que des diminutions de ces facteurs ont été observées dans le nord-est. À l'inverse, durant la phase froide, ces effets ont été diamétralement opposés, avec diminution de débit dans le sud-ouest et augmentation dans le nord-est (Cayan et Webb 1992). Ces observations sont renforcées par les travaux de Kahya et Dracup (1993), Piechota (1997), Piechota, Dracup et Fovell (1997) qui ont également noté l'apparition de fortes anomalies positives de débit dans le sud-ouest des États-Unis ainsi que de fortes anomalies négatives dans le nord-est, consécutives à un événement ENSO. Dans la même optique, l'analyse de Chew et *al.*

(1998) démontre que les conditions sèches en Australie tendent à être associées avec ENSO.

Dans une contribution remarquable sur la question, Dai, Fung et DelGenio (1997) confirment la présence d'un signal ENSO dans les patrons de distribution des précipitations globales. Aux basses latitudes entre 30°S-30°N, le ENSO constitue un facteur significatif de variations du régime pluviométrique. Ailleurs, entre 40°N et 75°N (Europe de l'Ouest, Europe Centrale, centre de l'Eurasie), le phénomène est impliqué dans ces fluctuations, sans constituer toutefois le facteur principal de la variabilité. Les auteurs ont également identifié un lien majeur entre le ENSO et les événements climatiques extrêmes du globe au cours des dernières décennies. Aux États-Unis, les zones ayant subies de précipitations extrêmes au cours des 30 dernières années ont doublé, passant de 12% à 24% depuis les années 70. À l'opposé, les zones ayant subies des événements de sécheresses extrêmes ont diminué dans une proportion similaire.

1.3.1 Impacts de ENSO sur le climat canadien

De façon très générale, le Canada présente des anomalies négatives de températures durant la phase froide d'ENSO et des anomalies positives durant la phase chaude (Green et al. 1996 ; Shabbar et Khandevar 1996 ; Dai et al. 1997, 1998 ; Yarnal et Diaz 1986) (Tableau 1.3.1.1 et 1.3.1.2). Les anomalies positives de la température de surface (+3°C) associées au ENSO se propagent de la côte ouest du pays vers l'Est jusqu'aux côtes du Labrador, tard à l'automne et tôt au printemps (de novembre à mai) durant la phase chaude d'ENSO. En contrepartie, des anomalies négatives de température apparaissent lors d'un retour à la normale (phase froide d'ENSO ou *La Niña*) et s'étendent du Yukon vers le sud du pays en passant par la haute région des grands lacs (Shabbar et Khandevar 1996). Durant un cycle ENSO, au cours des deux phases *El Niño* et *La Niña*, les anomalies positives (négatives) les plus fortes se retrouvent à l'intérieur de deux régions distinctes, soit celle du Yukon et la seconde un peu à l'ouest de la Baie d'Hudson.

La distribution des anomalies de température dans l'ouest et dans l'est du pays durant les événements ENSO est déterminée par l'interaction de deux téléconnexions importantes sous nos latitudes, la PNA (*Pacific North American*) et la TNH (*Tropical Northern Hemisphere*). La téléconnexion PNA ou *Pacific North American* est un des modes de variabilité les plus importants de l'hémisphère nord extratropical. Elle est active durant toute l'année sauf aux mois de juin et de juillet. Durant l'hiver, cette téléconnexion implique l'interaction de quatre centres d'action positifs et négatifs. Un premier, oscillant d'ouest en est est situé au sud des Aléoutiennes, un second est situé près de la frontière canado-américaine entre l'océan Pacifique et les Rocheuses, un troisième pivote entre Cuba et la côte moyenne atlantique des É.-U. et un dernier est situé près des Îles Hawaii. (Fig. 3.1). Durant l'hiver il existe également au-dessus du pays, une autre téléconnexion appelée TNH ou *tropical northern hemisphere*. Cette téléconnexion possède également quatre centres d'action, l'un situé au large des côtes du Pacifique nord-est, un second situé juste au nord des Grands Lacs, un troisième est situé à l'est de Cuba et un quatrième qui apparaît en Asie de l'est durant trois mois en hiver (Fig. 5.3.1). L'interactivité entre ces deux téléconnexions, le déplacement, le renforcement ou l'affaiblissement saisonnier de leurs centres d'actions respectifs déterminent la circulation atmosphérique au-dessus du Canada, la distribution des précipitations, la position du courant-jet et la zone de transition des dépressions hivernales. Au cours de la phase chaude d'ENSO, l'indice d'oscillation australe étant négatif, le centre d'action des Aléoutiennes de la téléconnexion PNA se creuse davantage tandis que le centre d'action de l'ouest canadien s'affaiblit par rapport au creux. Cette combinaison favorise l'apparition d'un puissant courant d'air du sud-ouest le long de la côte ouest-canadienne qui produit un apport d'air chaud responsable des anomalies positives de température dans ces régions et dans les régions du centre du pays. Ces anomalies, qui se propagent vers l'est pour atteindre la Baie d'Hudson, déterminent alors le renforcement et le déplacement encore plus loin vers le nord du centre d'action des Grands Lacs de la téléconnexion TNH. À l'opposé, durant la phase froide d'ENSO, l'indice d'oscillation australe est positif, le creux des Aléoutiennes de la téléconnexion PNA se renforce, tandis que le centre d'action du Pacifique Nord-Ouest de la

téléconnection TNH se renforce et que le centre d'action des Rocheuses canadiennes de cette même téléconnection s'affaiblit. Cette configuration favorise alors l'advection d'air froid en provenance du nord-est, vers l'ouest du pays et l'apparition d'anomalies de température négatives, dans cette région ainsi que dans le nord-est du Québec.

Probablement pour ces raisons, l'Est intérieur du Canada, qui comprend l'Est de l'Ontario et le Sud du Québec, n'enregistre que de faibles anomalies de température associées à ENSO (Green et *al.* 1998). Néanmoins, durant la phase froide du phénomène, des anomalies de températures négatives apparaissent au cours du printemps dans ces régions de même que dans l'Est du Québec. Dans le secteur nord-est du Saint-Laurent, les régions de Natashquan et de Sept-Iles sont significativement plus froide au cours de cette période. Durant la phase chaude d'ENSO, la région de l'Est intérieur du pays enregistre des températures anormalement froides au cours de l'automne (octobre-novembre-décembre) avec des anomalies positives maximales durant les mois d'hiver de janvier, février et mars. La ville de Québec notamment, exhibe un patron d'anomalies de température typique de cette région en phase ENSO chaude. La région est de l'Arctique canadien, qui comprend le Labrador et le nord du Québec, est très sensible pour sa part à la phase froide du cycle ENSO. Des anomalies négatives importantes de températures ont été observées au cours de la période de référence de 1947-1986 dans cette région durant presque tous les mois des années ENSO. De fait, toutes les stations de l'ouest canadien et de l'Alaska ont eu des hivers plus froids durant cette phase du ENSO. À l'opposé, la phase chaude du cycle est moins significative que la phase froide en terme d'anomalies de température. Ces observations semblent concorder partiellement avec celles effectuées par Shabbar et al. (1996).

Le régime de précipitation du pays est également assujéti à cette configuration troposphérique durant un événement ENSO (Shabbar et al. 1997 ; NOAA 1998 ; Barston et Livezey 1987). Durant les deux phases d'un cycle ENSO, les fluctuations pluviométriques varient selon les régions et les saisons au Canada. Généralement, les changements les plus importants surviennent en bordure des régions côtières (Green et *al.* 1998). Cependant, dans la région de l'Est intérieur du pays, la phase froide du ENSO détermine des hivers

plus humides et un été légèrement plus secs. Les villes de Mont-Joli et de Québec, situées sur les rives du fleuve Saint-Laurent, constituent cependant les deux exceptions à cette règle. Elles présentent toutes deux des hivers et des étés plus secs durant cette phase. La phase chaude du ENSO est associée également à des hivers plus secs près des Grands Lacs et à des hivers légèrement plus humides dans la portion nord de cette région. Dans la région de l'Est de l'Arctique, la phase chaude du ENSO détermine des hivers légèrement plus humides et des étés légèrement plus secs que durant la phase froide. Seule la région de Kuujuaq présente des saisons plus humides durant la phase chaude du cycle que durant la phase froide. C'est sur les côtes du Labrador en été, que la différence d'humidité entre les phases est la plus importante. Cette variation correspond à des fluctuations négatives de 20 mm au cours des mois de mai, juin et juillet. Sur une période de référence de près de 90 années (1911-1994) Shabbar et al. (1997) ont reconstitué la réponse des précipitations au-dessus du Canada associée aux deux phases ENSO. Les auteurs en viennent à la conclusion que les précipitations dans le sud du Canada, de la Colombie-Britannique aux Prairies et jusqu'aux Grands Lacs, sont significativement influencées par le phénomène ENSO. Deux patrons distincts d'anomalies positives et négatives sont observés dans ces régions durant le premier hiver ENSO. Deux autres régions présentent également des anomalies positives significatives de précipitation. Il s'agit d'une part d'une région située au-dessus du Nord des Prairies et du sud-est des Territoires du Nord-ouest qui durant l'hiver qui enregistre ces anomalies durant l'hiver et d'autre part, d'une région située au-dessus de la Colombie-Britannique et de l'ouest de l'Alberta qui enregistre ces anomalies au cours du second printemps suivant l'apparition des conditions ENSO.

Bien que le phénomène ENSO ne semble pas constituer un mode important de variabilité à long terme des précipitations au Canada, Dai et al. (1997) et Groiman et Easterling (1994) reconnaissent que les précipitations au pays peuvent être modérément affectées par ENSO sur une plus longue période. Ainsi au cours du dernier siècle, la quantité de précipitation annuelle dans le sud du Canada (au sud du 55^{ième} parallèle) a augmentée de 13%. Dans

Phase froide ENSO (La Niña)		
Cette phase présente des effets significatifs au Labrador et dans le Québec nordique en ce qui concerne températures. Ces effets sont notamment des hivers significativement plus froids. Les effets sont plus faibles sur les régions de l'Est de l'Ontario et du Sud du Québec. Au point de vue des précipitations, cette phase apporte des hivers plus humides et des étés légèrement plus secs que la normale dans l'Est de l'Ontario et le Sud du Québec et, de manière moins évidente, dans le Québec nordique. D'importantes anomalies (+) de précipitation sont observées l'hiver dans le Sud de la Colombie-Britannique, le Nord et le Sud des Prairies, le Sud-est des TNO et la région des Grands Lacs.		
Période de l'année	Précipitations	Températures
Jan-Fev-Mar	Anomalies (+) dans le sud de la Colombie-Britannique, le Nord et le Sud des Prairies et la région des Grands Lacs, Est de l'Ontario, Sud-ouest du Québec. Anomalies (-) dans le Québec nordique	Anomalies (-) Yukon vers le sud-est, région supérieure des Grands Lacs, Est de l'Ontario, Sud-ouest et extrême-Est du Québec régions de Natashquan et de septales, Québec nordique (Kuujjuaq)
Avr-Ma-Jun	Anomalies (-) dans le Québec nordique	Anomalies (-) Yukon vers le sud-est, région supérieure des Grands Lacs., Est de l'Ontario, Sud-ouest et Extrême est du Québec, régions de Natashquan et de Sept-Iles, Québec nordique (Kuujjuaq)
Jui-Aou-Sept	Anomalies (-) dans l'Est de l'Ontario et le sud-ouest du Québec et le Québec nordique	Anomalies (-) significatives dans le Québec nordique (Kuujjuaq)
Oct-Nov-Dec	Anomalies (-) dans le Québec nordique	Anomalies (-) Yukon, sud-est, région supérieure des Grands Lacs. Est de l'Ontario, Sud-ouest, extrême-Est du Québec. Faibles anomalies (+) Québec nordique (Kuujjuaq)

Tableau 1.3.1.1 Impacts climatiques de la phase froide ENSO sur la température et les précipitations au Canada. (Tiré de Shabbar et Khandevar 1996; Shabbar et Khandevar, 1997; Green et al. 1998 ; Dai et al. 1997)

Phase chaude ENSO (El Niño)		
Cette phase présente des effets moins importants sur les températures dans les régions nordiques et des effets importants durant l'automne dans les régions de l'Est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec. Elle génère des anomalies de température importantes dans l'Ouest du pays, qui se propagent vers les côtes du Labrador. Les hivers sont plus secs dans la région des Grands Lacs et légèrement plus humides dans le secteur nord de l'Est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec. D'importantes anomalies (-) de précipitation sont observées l'hiver dans le sud de la Colombie-Britannique, le Nord et le Sud des Prairies, le Sud-est des TNO et la région des Grands Lacs. Des anomalies (-) de précipitations sont également observées dans l'ouest de l'Alberta au cours du second printemps suivant le début du cycle ENSO.		
Période de l'année	Précipitations	Températures
Jan-Fev-Mar	Anomalies (+) Québec nordiques, anomalies (-) dans le Sud du Canada (C.B., Prairies, Sud-est des TNO et région des Grands Lacs	Anomalie (+) de la côte ouest de la C.B. vers la côte est du Labrador, Est de l'Ontario, Sud du Québec, région de Québec, Québec nordique.
Avr-Ma-Jun	Anomalies (+) Québec nordique	Anomalie (+) de la côte ouest de la C.B., côte est du Labrador, région de Québec, Québec nordique
Jui-Aou-Sept	Anomalies (+) Québec nordique	Anomalies (-) Québec nordique
Oct-Nov-Dec	Anomalies (+) Québec nordique	Anomalie (+) de la côte ouest de la C.B. vers la côte est du Labrador. Fortes anomalies (-) Est de l'Ontario, Sud du Québec. Anomalies (-) Québec nordique.

Tableau 1.3.1.2 : Impacts climatiques de la phase froide ENSO sur la température et les précipitations au Canada (Tiré de Shabbar et Khandevar 1996; Shabbar et Khandevar, 1997; Green et *al.* 1998 ; Dai et *al.* 1997)

le Nord du pays au-delà du 55^{ième} parallèle, cette augmentation se chiffre à 20% et se serait concentrée au cours des 4 dernières décennies. Cet accroissement du régime pluviométrique serait lié à des événements ENSO (caractérisés par des anomalies négatives du SOI).

La tendance à la hausse des températures de surface au Canada depuis 1880, observée par Shabbar et Khandevar (1996), et la hausse des précipitations globales observée durant la même période par Dai et *al.* (1997), sont des indices en faveur d'un réchauffement planétaire au cours du dernier siècle. Selon cet optique, la possibilité d'événements ENSO plus nombreux et probablement plus forts depuis quelques décennies (Rajagopalan et *al.* 1997 ; Trenberth et Hoar 1997), pourrait prendre son sens. Cette hypothèse est appuyée par les résultats des simulations obtenus par augmentation du CO₂ atmosphérique dans des modélisations GCM (Dai, Fung et DelGenio 1997 ; Dai, Trenberth et Karl 1998). Les auteurs invitent toutefois à interpréter leurs conclusions avec prudence. Les problèmes rencontrés pour l'intégration d'ENSO dans les simulations GCM et l'absence d'une série temporelle des événements ENSO suffisamment longue pour accroître l'horizon prédictif de ces modèles, interdisent toute généralisation hâtive.

1.4 Conclusion

Le ENSO est un phénomène climatique couplé référant à l'apparition périodique d'anomalies de la SST et à une réponse de l'atmosphère à l'apparition de ces anomalies se traduisant par le renforcement/affaiblissement des deux centres d'action positifs de la télé-connection, Darwin et Tahiti. Cette oscillation du gradient de pression du Pacifique Équatorial constitue l'oscillation australe ou *southern oscillation*. Elle détermine un des effets climatiques globaux par perturbation des téléconnections adjacentes. Il s'agit d'un des modes de variabilité à moyenne fréquence du climat les plus important en terme d'impact sur les fluctuations climatiques globales. Les effets du phénomène sur les variables hydroclimatiques (précipitations, sécheresse, débit de cours d'eau) sont observables presque partout dans l'hémisphère sud, en Australie, en Amérique du Sud et en Indonésie ainsi que dans l'hémisphère nord spécialement dans le sud, le nord-ouest et le nord-est des États-Unis ainsi qu'au Canada. Plusieurs indices sont utilisés pour l'observation du phénomène. Le SOI ou *southern oscillation index* se traduit par le gradient de pression normalisé existant entre Tahiti et Darwin dans le Pacifique Équatorial

ainsi que le SST ou *sea-surface temperature* sont les principaux. Ces indices sont utilisés dans la prévision des événements ENSO ainsi que dans la prévision de ses effets sur les précipitations, les débits des cours d'eau et sur les sécheresses. Ces prévisions seront faites avec un succès relatif, dans la mesure où le signal ENSO enregistré dans les régions à l'étude sera fort et consistant tout au long de l'année (Latif et al. 1994, 1997).

2. L'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE (NAO)

2.1 Description du phénomène

Décrite à l'origine dans le journal du missionnaire H.E. Saabye (1942) comme une oscillation de la température entre le Groenland et le Danemark, l'oscillation Nord-atlantique ou NAO est désigné aujourd'hui par l'apparition d'anomalies de pression (SLP) de signe opposé entre la région de l'Islande et la région des Açores dans l'océan Atlantique tropical. Cette téléconnection se révèle être le mode dominant de variabilité interannuelle et interdécennale de l'océan Atlantique (Walker 1924, Walker et Bliss, 1932 ; Van Loon et Rogers 1978 ; Hurrell, 1995a ; Hurrell et Van Loon, 1997). Les centres d'action les plus puissants de cette téléconnection se retrouvent tout juste à l'ouest du Groenland et au-dessus de l'Atlantique subtropical. Il s'agit respectivement de la dépression de l'Islande et de la haute pression des Açores (Barnston et Livezey 1987). La dépression ou minimum d'Islande représente le plus constant et le plus important des centres d'action qui régissent le climat de l'Atlantique Nord. C'est une dépression dynamique³ renforcée par un effet thermique attribuable à la proximité de la dérive nord-atlantique. Cette dépression existe en toute saison sauf durant quelque temps durant l'année où elle est remplacée par l'anticyclone nord-atlantique à la suite d'un afflux massif d'air froid en provenance de l'arctique. Elle est particulièrement intense durant l'hiver alors que des masses d'air froid provenant du front polaire se voient coupées de leur source et plongées dans un bassin d'air océanique chaud (Pédelaborde, 1982). L'anticyclone ou maximum des Açores résulte

³ Les dépressions dynamiques résultent d'une ascendance d'air d'origine mécanique, par exemple du passage répété de coins d'air froid soulevant l'air chaud. Elles sont alors formées d'air froid.

également d'un effet dynamique et d'un effet thermique⁴. Cet anticyclone fait partie de la ceinture des hautes pressions subtropicales (Pédélaborde, 1982)

Le centre d'action de l'Islande se situe en hiver, près du 70^{ième} parallèle nord, entre les 40^{ième} et 60^{ième} méridien de longitude ouest ; le centre positif des Açores se maintient entre 30° et 35°N. Un centre positif, de plus faible intensité, se retrouve également au-dessus de l'est de l'Asie entre 40°-50°N, 120°-140°E durant cette période. Au cours de l'été, la dépression de l'Islande se positionne entre 70°-75°N alors que la haute pression des Açores migre vers le nord jusqu'à une latitude de 40°-50°. Parmi les 13 modes de variabilité du climat de l'hémisphère nord, le NAO est la seule téléconnection qui est présente durant toute l'année. (Barnston and Livezey 1987).

La phase positive du NAO se traduit par l'existence d'anomalies négatives de pression au sein des hautes latitudes de l'Atlantique Nord et d'anomalies positives de pression au-dessus du centre de l'Atlantique Nord, des États-Unis et de l'Europe de l'ouest (Fig. 2.1.1). Durant ces périodes, les *westerlies* soufflant vers l'Europe possèdent une vitesse supérieure de 8m/s aux valeurs enregistrées durant les phases négatives de l'oscillation. Un important flux d'air de surface, orienté du sud/nord se développe au-dessus de l'est des États-Unis, alors qu'une circulation anormale nordique se met en place au-dessus de l'ouest du Groenland, de l'Arctique canadien et de la Méditerranée. En phase négative, le phénomène se traduit par un patron tout à fait opposé.

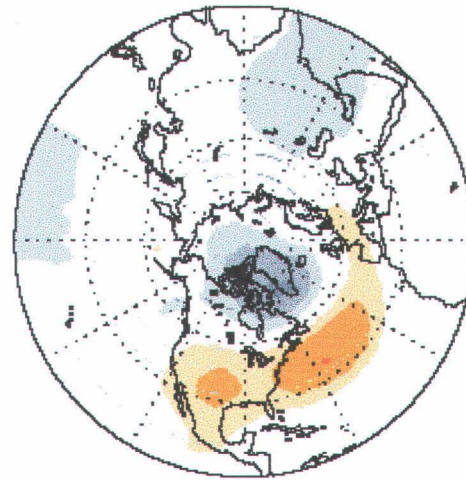
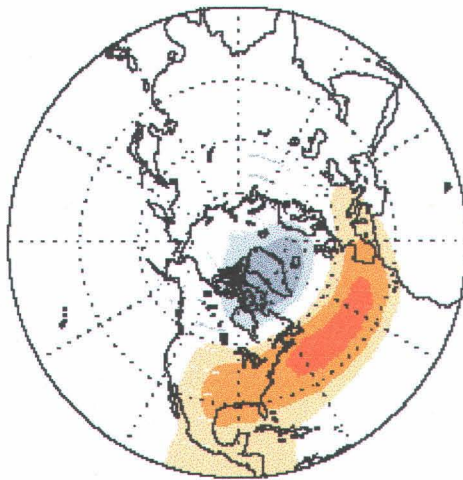
Les deux phases du NAO sont associées à des fluctuations de l'intensité/localisation du courant-jet nord-atlantique ; des zones de transition des dépressions tempérées, ainsi qu'à des modifications des patrons normaux de distribution zonaux et méridionaux des flux de chaleur et d'humidité (Hurrell 1995a). Ces phénomènes se traduisent par des fluctuations spatiales et temporelles des valeurs de températures et de précipitations au-dessus de l'est

⁴ Les anticyclones dynamiques résultent de la compression réalisée par un mouvement de subsidence de l'atmosphère.

NORTH ATLANTIC OSCILLATION (NAO)

January

April



July

October

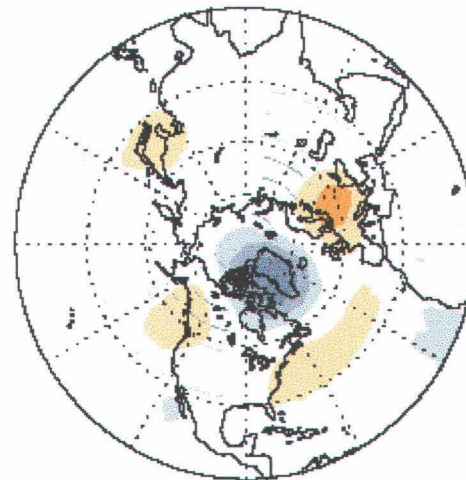
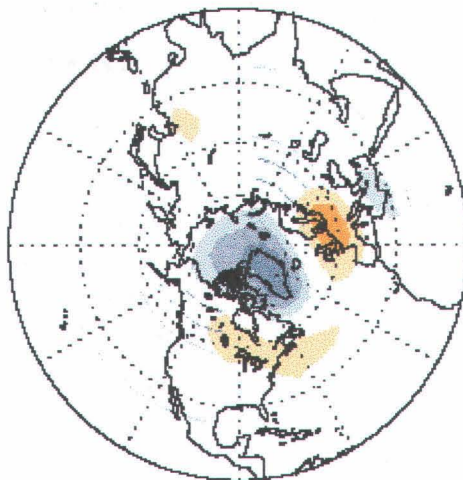


Fig. 2.1.1 : Anomalies de hauteur de géopotentiel de la téléconnection NAO en phase positive. (La hauteur du géopotentiel constitue une approximation de la hauteur actuelle d'un champ de pression au-dessus du niveau moyen de la mer. Une observation de géopotentiel représente la hauteur de la pression à l'intérieur duquel l'observation a été prise. Les hauteurs de géopotentiel sont utilisées pour localiser les creux et les crêtes de pression atmosphérique. Sur cette figure, il est possible d'observer les principaux centre d'action de la téléconnection NAO (Source : NOAA 1998 ; NASA, 1998)

de l'Amérique du Nord, du nord, de l'ouest et du centre de l'Europe (Walker et Bliss 1932 ; van Loon et Rogers 1978 ; Rogers et van Loon 1979).

2.2 Origines du phénomène

Il existe beaucoup d'hypothèses servant à expliquer la variabilité du NAO. De fait, c'est la variabilité décennale du phénomène qui intéresse ici puisque celui-ci est présent toute l'année ou presque dans l'océan Atlantique. Ces hypothèses, le NAO phénomène couplé atmosphère-océan (atmosphère actif/océan actif; McCartney et al. 1997 ; Dickson, 1997 ; Latif et Barnett, 1996 ; Grötzner et al. , 1997) et le NAO phénomène non-couplé (atmosphère passif/océan actif et *vice-versa*; Perlwitz et Graf 1996 ; Kodera et al. , 1996 ; Timmermann et al. 1997) ont été vérifiées à l'aide de modèles qui convergent tous, ce qui peut ajouter à la complexité de l'interprétation des causes génétiques du phénomène. Dans le NAO couplé, la variabilité décennale de l'Atlantique peut être déterminée par des interactions entre l'océan et l'atmosphère. Dans ce cas, la réponse de l'océan à un forcing atmosphérique et sa rétroaction sur la circulation atmosphérique résulte en une variabilité interdécennale de type NAO. Deux modalités sont invoquées : 1) une variabilité résultant des interactions mécaniques et thermiques entre les gyres océaniques et les couches atmosphériques sus-jacentes; 2) une variabilité gouvernée par des processus qui modulent l'intensité de la circulation méridionale et le transport calorifique et qui y est associé. Dans le NAO non-couplé, la variabilité décennale de l'Atlantique résulte de processus physiques qui ne requièrent aucune interaction entre les deux composantes océan-atmosphère.

2.2.1 NAO couplé

Une des hypothèses actuelles parmi les plus récentes et les plus étoffées que nous avons retenue sur l'origine du NAO couplé, implique la présence de centres convectifs d'eau dans l'Atlantique Nord (Sy et al. 1997 ; Dickson, 1997 ; McCartney et al. 1997). Ces centres de convection apparaissent notamment dans le centre de la mer du Labrador, suite au passage

répété de dépressions hivernales qui créent un intense refroidissement de la surface de l'océan, et favorise l'établissement d'un flux calorifique très intense entre l'océan et l'atmosphère. Ce phénomène favorise la formation et la convection verticale de masses d'eau très froide vers les profondeurs du bassin océanique (Fig. 2.2.1.1). Ce sont les *Labrador Sea Waters* caractérisées notamment par leur faible salinité, un faible gradient vertical de densité et un contenu élevé en oxygène (Sy et al. 1997)⁵

Plusieurs facteurs interagissent dans la production des LSW : la température et le taux des eaux de retour qui émergent dans le bassin du Labrador et dans l'Atlantique Nord, les modalités d'échange de chaleur⁶ entre les eaux de surface du bassin du Labrador,

⁵ La transformation des eaux chaudes de surface en eaux froides ou *mode waters* relève d'un processus multiannuel. En été, l'insolation de la surface océanique favorise l'apparition d'une inversion thermique positive qui isole les *mode waters* de tout contact avec l'atmosphère sus-jacente. Durant l'hiver suivant, le refroidissement de surface supprime cette inversion, expose les *mode waters* qui se refroidissent davantage et qui gagnent en épaisseur. Le processus est ainsi enclenché et la progression par convection de ces eaux denses s'amorce lentement suite à la réexposition successive de ces eaux froides. Ce mécanisme serait à la base de la circulation des thermohalines. On identifie trois étapes dans la formation des mode waters. La première étape constitue une phase de **préconditionnement**. Une région océanique est préconditionnée lorsqu'existe une faible stratification verticale des eaux favorisée par la faible profondeur de la thermocline. Dans l'hémisphère nord, la phase de préconditionnement débute tard à l'automne pour se poursuivre jusqu'à tôt en hiver. Si les conditions climatiques et océaniques se prêtent à l'intensification du processus, une seconde phase apparaît. Cette phase est appelée la phase du **mélange intense** (*violent mixing*). Elle est caractérisée par un accroissement du refroidissement de la surface au-dessus d'un seuil critique sous l'effet de l'évaporation attribuable à des conditions prédisposantes : de forts vents et une faible profondeur de la thermocline. Dans l'hémisphère nord, la phase de cette phase apparaît tard en hiver (février/mars). La phase finale, «**sinking et spreading phase**», consiste en une restratification intense de la colonne d'eau, une extension verticale et horizontale de la masse d'eau froide et en l'intégration de celle-ci dans la circulation abyssale globale.

⁶ L'échange direct de chaleur entre l'océan et l'atmosphère (conduction-convection) constitue une des deux principales causes de la variabilité de la température océanique, l'autre cause étant attribuable au processus d'évaporation-condensation. Si la température de l'océan est plus élevée que la température de l'air, il y aura évaporation et refroidissement de la surface océanique; si la température de l'océan est plus basse que celle de l'atmosphère, il y aura condensation et réchauffement de la surface océanique. Le processus évaporation-condensation constitue un flux de chaleur *latente*. L'énergie absorbée par l'océan est également transmise, par conduction, à la sous-couche laminaire de l'atmosphère. Cette couche très mince d'air chaud induit la convection, le mécanisme de transfert d'énergie entre la basse atmosphère et l'océan. Ce processus de conduction-convection constitue un flux de chaleur *sensible*. La magnitude de ces

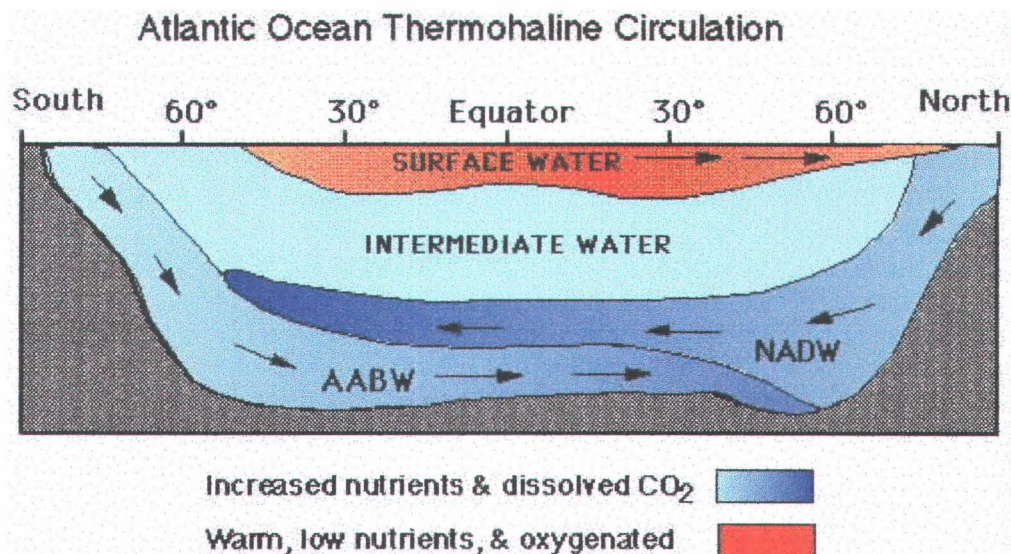


Fig. 2.2.1.1 : Principales masses d'eau de l'océan Atlantique Nord. Ces propriétés déterminent leurs densités relatives qui induisent la circulation thermohaline des océans. *NADW* : North Atlantic Deep Waters, *AABW* : Antarctica Bottom Water (Sources : Department of Geological Science, California State University, 1998).

l'atmosphère et les océans environnants, l'importance du couvert glaciaire et la salinité de l'eau constitue les variables qui déterminent la magnitude de la formation des LSW (McCartney et al. 1997 ; Drinkwater, 1996 ; Reverdin et al. 1997).

Ces eaux très froides circulent à des profondeurs intermédiaires/élevées dans l'océan en suivant trois voies principales d'écoulement : vers le nord-est dans le bassin Irminger situé au sud-est du Groenland ; Vers l'est près du 50°N avec plusieurs bifurcations de part et d'autre de ce parallèle ; Vers le sud, au large des Grands-Bancs de Terre-Neuve, à l'extrémité ouest du Gulf Stream. Cette portion du flux des LSW s'intègre à l'intérieur de

deux flux varient notamment en fonction de la pression de vapeur de la surface océanique (évaporation est directement proportionnelle à la température de l'eau), de la pression de vapeur de l'air, (évaporation est indirectement proportionnelle à la pression de vapeur de l'air) la vitesse du vent en surface (évaporation directement proportionnelle à la vitesse des vents), de la salinité de l'eau (évaporation indirectement proportionnelle à la salinité) et de la profondeur (évaporation indirectement proportionnelle avec la profondeur) (Oliver et Hidore 1984). Le réchauffement ou le refroidissement net de l'océan, équivalent au *stockage* (S) d'énergie, sera établi à partir du bilan entre l'émission nette (Q^*) des ondes de faible énergie (radiation infrarouge), le transfert de chaleur latente (LE) et le transfert de chaleur sensible (H) : $S = LE + H - Q^*$ (Drinkwater et Mountain 1997; Oliver et Hodire 1984).

la gyre⁷ subtropicale de l'atlantique pour se diriger toujours plus au sud, jusque dans la mer des Sargasses près des Bermudes. Elles transportent ainsi le signal climatique subpolaire vers l'atlantique équatorial jusqu'aux Bermudes, où il réapparaît quelques années plus tard (McCartney, 1997)

Deux périodes principales de formation des LSW ont été identifiées depuis 30 ans : entre 1972-1976 et depuis la fin des années 80 jusqu'au milieu des années quatre-vingt-dix (Lazier 1995). En 1992 et en 1993, l'activité convective dans la mer du Labrador a d'ailleurs atteint son maximum et ce refroidissement exceptionnel serait toujours en cours (Sy et *al.* 1997). De fait, précisément entre 1990 et 1996, les LSW apparaissent significativement plus froide, plus dense et plus épaisse dans tout le centre de la Mer du Labrador. On leur reconnaît également de nouveaux modes de déplacement dans l'Atlantique Nord. Ainsi, les LSW affectent le bassin Irminger dans un délai de 6 mois, le bassin terre-neuvien dans un délai de 1 an, le bassin de l'Islande dans un délai de 2-3.5 ans, la portion ouest du bassin ouest-Européen et la plaine abyssale de Rockhall au nord-ouest de l'Irlande dans un délai de 4-5.5 ans (Fig. 2.2.1.2)

Les séries temporelles hydrographiques de la Mer du Labrador révèlent que le phénomène de convection possède une variabilité interdécennale qui coïncide avec la variabilité du NAO (Delworth et *al.* 1993; Lazier 1995 ; Sy et *al.* 1997;). Ceci nous permet de croire que la variabilité interdécennale du *North Atlantic Oscillation* est fortement liée à l'activité convective (Dickson, 1997). D'après les études de Cayan (1992 a, b, c), un indice NAO positif accroît les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente entre l'océan et l'atmosphère ainsi qu'un refroidissement intense au-dessus du bassin du Labrador, région-source des *modes waters*; un indice NAO faible ou négatif présente l'effet contraire. Le

⁷ L'organisation des courants océaniques en une unité macroscale d'échelle globale constitue une gyre. La gyre subtropicale comprend le *Gulf Stream*, la dérive nord-atlantique, le courant des Açores et le courant-équatorial. Ces courants circulent en circuit fermé de l'ouest du bassin atlantique subtropical, vers l'est pour revenir à leur point de départ. La gyre subpolaire comprend la dérive nord-atlantique, sa branche nord, le courant Irminger, le courant Est-Groenlandais et le courant du Labrador.

cas s'est produit entre 1950 et 1960 (Hurrell 1995a). Une diminution du refroidissement des eaux de la Mer du Labrador y a d'ailleurs été observée par la suite (Talley, 1996). Au contraire, entre 1970 et 1980, une tendance à la hausse de l'indice NAO a été recensée. La production de LSW a été accentuée atteignant des profondeurs jamais égalées (Sy et *al.* 1997). Reverdin et *al.* (1997) ont mis en évidence une corrélation entre les anomalies négatives de température de surface de l'océan (NAO positif) dans l'Atlantique Nord-ouest et les anomalies négatives de salinité de l'eau, elles-mêmes corrélées positivement avec l'extension du couvert de glace dans la mer du Labrador. À cet égard, Drinkwater (1996) affirme que durant les phases positives du NAO, le couvert de glace dans l'Atlantique Nord-Ouest et dans la mer du Labrador possède une superficie plus importante que durant les phases négatives de l'indice. Les extensions maximales de couvert glaciaire ont été signalées entre 1980 et 1990, précisément durant la période au cours de laquelle ont été enregistrées les valeurs de l'indice NAO les plus élevées depuis 30 ans. La glace marine modifie l'échange de chaleur entre l'air et l'océan de plusieurs manières : elle isole la couche superficielle de l'océan en réfléchissant l'énergie solaire (la glace marine possède un albedo variant entre 30 et 40%); elle réduit les pertes en chaleur sensible et en chaleur latente de la couche superficielle; elle retarde le réchauffement printanier de l'océan. En outre, les eaux de fonte de glace réduisent la salinité des eaux de surface et affectent la position et la force de la circulation des courants marins de la plate-forme continentale, notamment celui du Labrador, en haussant le niveau marin au-dessus du seuil normal (Drinkwater et Mountain 1997). Dickson et *al.* (1988) ont déjà identifié une anomalie négative de salinité ayant passé à l'est de Terre-Neuve jusque dans l'Atlantique Nord. Ces anomalies, probablement en provenance de la mer Arctique, ont pu favoriser la convection des eaux, ainsi que l'apparition d'anomalies négatives de température, suggérant l'apparition d'une boucle de rétroaction de la mer sur l'atmosphère (Hansen et Bezdek, 1996).

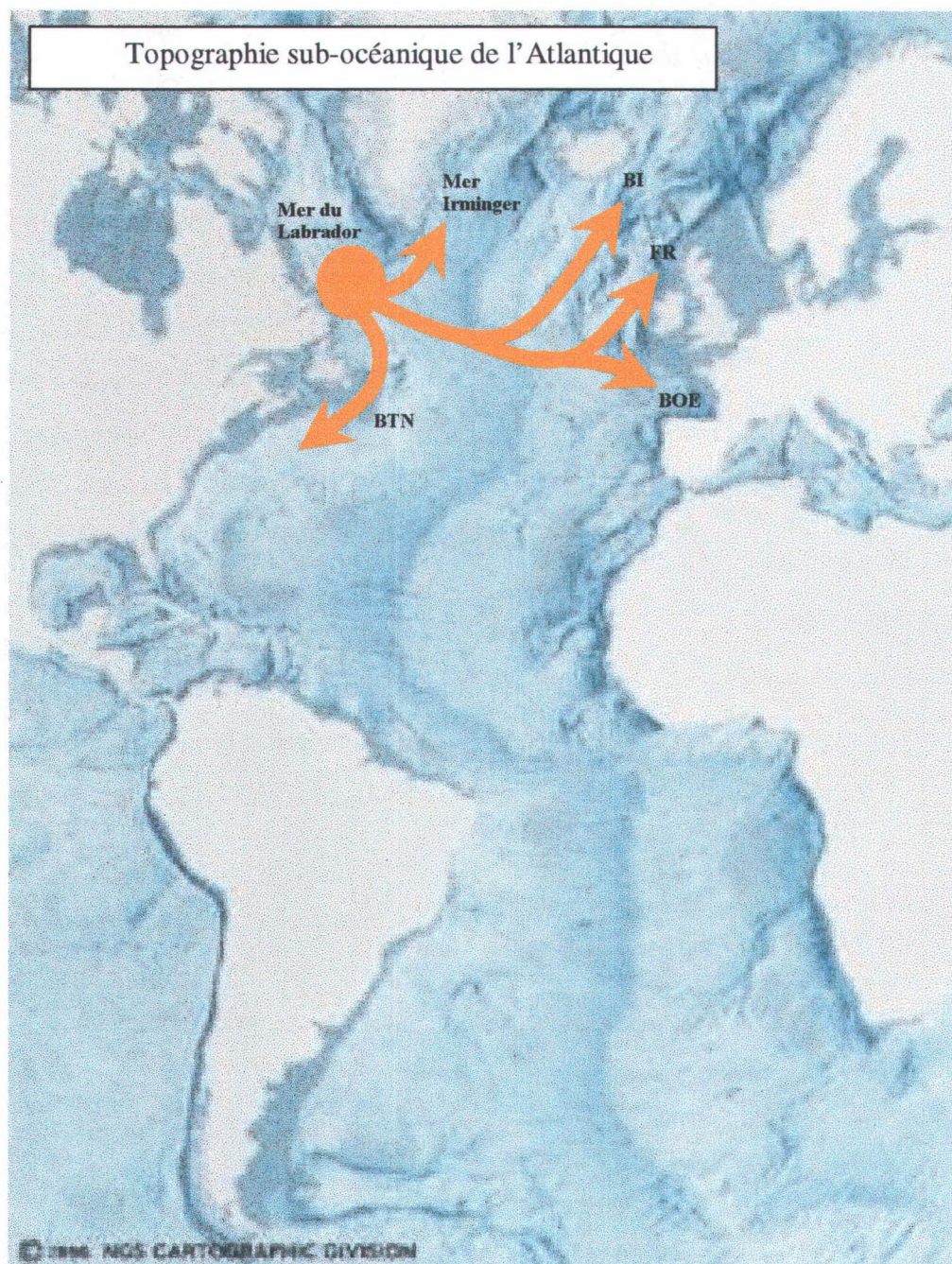


Fig.2.2.1.2 : Principales voies d'écoulement des *Labrador Sea Waters* dans l'Atlantique Nord. BI : Bassin de l'Islande; FR : Fosse de Rockhall; BOE : Bassin ouest-européen; BTN : Bassin terre-neuvien (Adapté de Sy et al. 1997)

2.2.2 NAO non-couplé

Les principales hypothèses sur cette question reviennent à Perlwitz et Graf (1995) ainsi qu'à Kodera et *al.* (1996). Les auteurs ont identifié une corrélation significative entre la force du vortex cyclonique stratosphérique et la circulation troposphérique au-dessus de l'Atlantique Nord. En hiver, le vent stratosphérique et mésosphérique est caractérisé par un patron de circulation giratoire au-dessus du pôle Nord. Il s'agit du vortex polaire stratosphérique. Ce champ éolien est responsable notamment de la présence de forts vents d'ouest (*westerlies*) en altitude. La circulation de la troposphère est reliée au vortex polaire de telle sorte que l'épaisseur totale de ce champ éolien atteint la basse thermosphère. Durant les hivers caractérisés par une circulation intense dans le vortex stratosphérique polaire, le NAO s'oriente en phase positive avec un accroissement des vents d'ouest de surface au-dessus de l'Atlantique et une redistribution des flux de chaleur et d'humidité dans les hautes latitudes. L'accroissement d'intensité du vortex polaire serait attribuable à plusieurs mécanismes dont les éruptions volcanique tropicales (Robock et Mao, 1992) ; l'amincissement de la couche d'ozone et le réchauffement global (Graf et *al.* 1998, en préparation).

Parallèlement à cette hypothèse sur le rôle actif de l'atmosphère sur un océan passif, les études de Latif et Barnett (1996), Grötzner et *al.* (1998), démontrent davantage l'existence d'une cause océanique au NAO. Le phénomène d'induction du NAO serait attribuable à l'accroissement du flux de chaleur sensible et des anomalies de la SST transportées vers le nord à l'intérieur du Gulf Stream. La réponse de l'atmosphère à ce phénomène est l'apparition d'une circulation anticyclonique, qui accroît les anomalies positives de température *via* des flux anormaux de chaleur. La réponse de l'atmosphère à ce phénomène consisterait en des anomalies éoliennes qui perturbent la circulation de la gyre subtropicale, réduisent le transport vers le nord de chaleur et induisent l'apparition d'anomalies négatives de la SST menant au comportement oscillatoire multiséculaire du NAO. Dans le même ordre d'idée, Timmermann et *al.* (1997) ont déterminé que la réponse atmosphérique aux anomalies de la SST, est un NAO renforcé qui mène à l'apparition de

flux circulaire d'eau fraîche anormal au large de Terre-Neuve et de la Mer du Groenland. Ces eaux, caractérisées par des anomalies négatives de leur salinité, sont transportées par advection par la gyre subpolaire, jusque dans la zone de convection des *mode waters* au sud du Groenland. Éventuellement, l'activité convective et la circulation thermohaline sont affaiblies, menant à l'apparition d'anomalie négative de la SST dans cette région. Le phénomène posséderait une périodicité de 35 ans.

Il demeure encore très difficile d'établir l'origine des anomalies de température, des anomalies de SLP et de l'oscillation Nord-atlantique. Toutefois, il est de plus en plus reconnu qu'il s'agit d'un phénomène de couplage atmosphère-océan. Le lien entre la forte couverture de glace dans l'océan, les anomalies négatives de la salinité de l'eau, les anomalies négatives de la température de surface de l'océan, et les fluctuations décennales du NAO contribuent à étayer cette affirmation (Drinkwater 1994, 1997; McCartney et *al.* 1997; Sy et *al.* 1997; Dickson 1997). Selon ce modèle, l'apparition des anomalies locales de SST et de SLP est consécutive à un refroidissement éolien intense de la surface océanique et à l'apparition de zones de convection des *mode waters* durant les phases positives du NAO. Ce refroidissement induirait par la suite et en partie, la circulation des thermohalines et/ou l'apparition de l'oscillation.

Hormis la convection des *mode waters*, qui semble constituer le mécanisme fondamental de la circulation des thermohalines, le ruissellement des eaux continentales doit être considéré dans la compréhension des oscillations climatiques dans l'Atlantique Nord. Selon Drinkwater (1997), ce processus réduit la salinité et la densité des eaux de plate-forme continentale accroissent leur stratification et le gradient de salinité qui y est observé normalement. De large quantité d'eau douce de cette provenance, circulent entre le détroit d'Hudson et le Cap Hatteras. Les plus importants volumes d'eau douce proviennent du fleuve Saint-Laurent (424 km³/années), de la rivière Churchill au Labrador, de la rivière Saint-Jean au Nouveau-Brunswick, du fleuve Hudson, du Delaware et de la rivière Chesapeake Bay sur la côte est-américaine ainsi que des affluents de la Baie Jame et de la Baie d'Hudson.

L'apport massif d'eau douce étant impliqué de très près dans la modification de la circulation océanique, le phénomène trouve écho, par rétroaction, dans les fluctuations climatiques. Cette hypothèse a été également retenue pour expliquer la coïncidence entre les événements d'Heinrich⁸ et les changements majeurs de température dans l'Atlantique Nord au cours de la dernière glaciation (Dansgard et *al.* 1982 1993; Oeschger 1984). Les cycles Dansgard/Oeschger (D-O), constituent des événements périodiques de réchauffement de la température globale de plusieurs degrés en quelques décennies, suivis d'un retour à des conditions pléniglaciaires. La ou les causes de ces oscillations décamillénaires sont peu connues. Durant la phase froide de ces cycles, les événements d'Heinrich se produisent et sont suivis par un réchauffement de la température océanique menant à l'apparition de nouveaux cycles D-O (Broecker 1994; Bond et *al.* 1993). Le dernier cycle D-O a été le Dryas (12,000 B.P.). Il a été suivi par l'holocène, période marquée par une augmentation rapide et soudaine de la température globale. Il apparaît à la lumière de ces informations, que la mise en circulation d'eau douce de salinité inférieure à la normale et la dilution des eaux marines à salinité normale, par les eaux de fontes des icebergs pourraient avoir interrompu la formation de *mode waters*, la cessation complète voire l'inversion de la circulation thermohaline et l'apparition des anomalies de température océanique et par la suite, globale.

Ces évidences font que l'hypothèse d'un couplage atmosphère-océan expliquant l'apparition et la variabilité du NAO semble rallier une forte majorité de chercheurs (NOAA 1998). Toutefois, on ignore toujours la part de chacun de ces sous-systèmes dans l'induction de l'oscillation. Bien qu'il soit probable que la libération de chaleur de l'océan vers l'atmosphère mène à des changements importants de la circulation atmosphérique (McCartney et *al.* 1997), le lien entre les anomalies de température de surface (SST) et leur effet potentiel de «forcing» sur le climat échappe toujours à la théorie et aux efforts de modélisation, ceci, faute de posséder un système d'observation précis et adéquat de l'océan

⁸ Attribuable à Hartmut Heinrich, ces événements font référence à six importants épisodes de relâchement d'iceberg dans l'Atlantique Nord en provenance de l'Inlandsis du Groenland et qui se sont produits au cours de la dernière glaciation.

Atlantique Nord (Griffies et Bryan 1997). En d'autre terme, il demeure impossible à ce jour, de déterminer si la relation de couplage atmosphère-océan résulte d'une réponse de l'océan aux fluctuations atmosphériques ou s'il s'agit du contraire. Cependant, si l'apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord a eu l'impact que nous croyons sur les fluctuations millénaires du climat nord-hémisphérique, ce même mécanisme peut fort bien agir à courte échéance sur la variabilité du NAO.

2.3 Indice d'analyse du NAO

L'indice NAO constitue la différence entre les anomalies de pression au niveau de la mer (SLP) entre Lisbonne et Stykkisholmur (localisations variables selon les auteurs). Un indice NAO en phase positive est caractéristique d'un intense creux de l'Islande combiné à une forte crête anticyclonique au-dessus de Açores alors qu'en phase négative, le signe de ces anomalies est renversé. L'indice NAO fait montre d'une variabilité annuelle notable (Barnston et Livezey 1987), mais aussi et surtout d'une variabilité décennale. Depuis le tournant du siècle jusqu'au début des années 30, les pressions saisonnières hivernales ont été anormalement basses au-dessus de la région du creux de l'Islande. Le contraire s'est produit dans les basses latitudes où les pressions ont été plus hautes que la moyenne. Les vents vers l'Europe ont présenté une forte composante ouest tandis que la température de surface a été plus élevée. Du début des années 40 jusqu'au début des années 70, l'indice NAO a subi une baisse sensible marquant l'apparition de température de surface plus basse que la normale. Depuis les 25 dernières années, une forte hausse du NAO s'est manifestée. Depuis 1980, l'indice est demeuré en phase positive élevé (Hurrell 1996 ; Drinkwater 1997). Les hivers 1983, 1989 et 1990 ont d'ailleurs été marquées par les plus hautes valeurs positives du NAO depuis le suivi de cet indice. Avec le ENSO, le *North Atlantic Oscillation* a contribué à 44% de la variance des températures hivernale dans l'hémisphère nord au cours des deux dernières décennies. Les températures de cet hémisphère ont d'ailleurs été les plus chaudes au cours des trente dernières années (Wallace et al. 1995; Hurrell 1995a, 1996).

Il demeure impossible à ce jour de dire si une partie de variabilité connue du NAO est attribuable à l'accroissement de l'activité anthropique. L'établissement d'un lien de cette nature commande la reconstitution de la série temporelle à long-terme de l'indice NAO. Cette démarche est nécessaire afin de dégager les tendances évolutives naturelles de l'indice de celles pouvant être induite par des processus anthropiques. Plusieurs travaux ont été effectués en ce sens. La périodicité de l'indice a été reconstituée successivement jusqu'en 1873 (Islande-Acores, Rogers 1990) 1864 (Islande-Lisbonne, Hurrell 1995a Fig. 2.3.1) ; 1821 (Islande-Gibraltar, Jones et *al.* 1997), 1780 (Reykjavik-Cadiz, Jones 1998 en préparation). Au-delà de cette période, il est nécessaire d'utiliser des données indirectes (*proxy data*). Cook et *al.* 1997 ont fait reculer la série jusqu'à 1701 par utilisation de la dendrochronologie. Au Maroc, des série temporelle dendrochronologique de croissance de 1000 ans existent sur des cèdres dans l'Atlas. Le lien précipitations/croissance des arbres étant très fort à cet endroit, on croit qu'il pourrait être possible de faire reculer la série de l'indice NAO jusqu'à 1000 ans à l'aide de ces données. marocain (Till 1985 ; Chbouki 1992 ; Chbouki, Stockton et Myers ; 1995). Combinée avec les analyses isotopiques de l'inlandsis groenlandais et des séries dendrochronologiques millénaires, il serait possible d'obtenir une série temporelle du NAO d'une excellente résolution, permettant comprendre son comportement à très long-terme et d'établir sa variabilité relativement à l'accroissement de l'activité anthropique. Avec les séries disponibles actuellement, il est possible d'identifier certaines tendances : la fin des années 80 et le début des années 90 constituent les périodes possédant les valeurs les plus élevée du NAO ; le passage graduel d'un indice modéré à un indice élevé depuis les années 60 jusqu'aux années 90 est le plus important changement de basse fréquence de l'oscillation depuis près de 200 ans. Récemment, Appenzeller et *al.* (1998) ont reconstitué la série de l'indice NAO sur 350 ans à partir de l'analyse de données sur le taux d'accumulation annuel moyen de glace au Groenland. Ce taux, obtenu par corrélation entre l'accumulation nette de neige et la distribution temporelle de SLP sur 15 ans dans l'Atlantique nord, a été calibré sur la série temporelle de 130 ans du NAO. Les conclusions des auteurs permettent de croire que le NAO est une oscillation climatique intermittente, présentant alternativement des phases

actives (cohérentes) et des phases passives (incohérentes). Toutefois, durant les phases actives du phénomène, l'oscillation présente une variabilité périodique de moins de 15 ans. En outre, des périodes de variabilité de 80 ou 90 ans ont été observées dans la série de le milieu du 19^{ème} siècle.

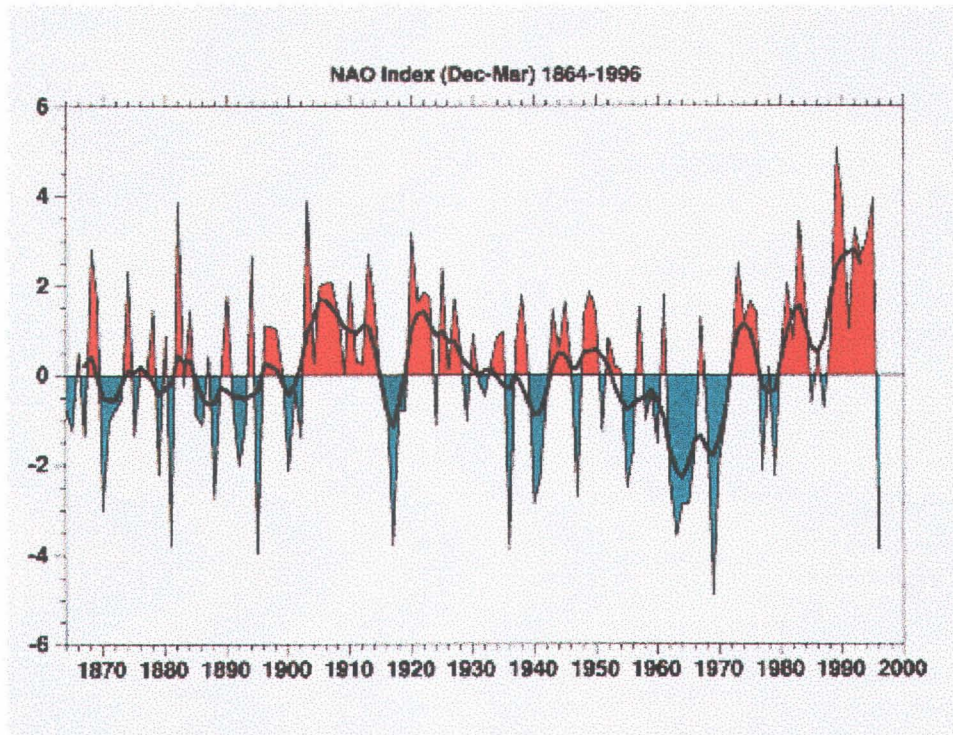


Fig. 2.3.1 : Série temporelle Lisbonne/Stykkisholmur de l'indice NAO 1864-1996 (Hurrell 1995a)

2.4 Impacts du NAO sur le climat global

Les deux phases du NAO sont associées, dans l'Atlantique Nord, à des changements dans l'intensité et la circulation du courant-jet ; à une permutation de la zone de transition cyclonique et à des changements dans le transport méridional et zonal⁹ de chaleur et d'humidité

⁹ Trajectoire d'un flux d'air le long d'un parallèle de latitude (ouest-est) par opposition à *méridional* désignant une trajectoire longitudinale (nord-sud).

(Hurrell 1995a). Depuis 1980, le NAO s'est positionné en phase positive extrême ce qui c'est traduit par un réchauffement hivernal substantiel au-dessus de l'Europe, de l'Eurasie et de l'Est des États-Unis et un refroidissement dans la région du Nord-Ouest de l'Atlantique. Plusieurs anomalies de précipitations ont également été notées dans ces régions. Des anomalies négatives ont été observées dans le sud de l'Europe, l'est du Canada et l'ouest du Groenland, alors que des anomalies positives, dénotant des hivers plus humides que la normale, ont été notées dans le Nord de l'Europe, en Scandinavie, l'Est des États-Unis, l'Afrique du Nord, la Méditerranée et (Hurrell 1995a, 1997 ; Dai et *al.* 1997).

La période allant de novembre 1995 à février 1996 a été caractérisée par le retour d'une forte phase négative du NAO (Halpert et Bell 1996). Durant cette période, la zone de transport d'humidité et de chaleur a été confinée au sud du 45^{ième} parallèle. Au nord de cette zone, un transport anormalement faible d'humidité et de chaleur a été observée, notamment en Europe du nord et dans le sud de la Scandinavie. Le climat de ces régions a été anormalement froid et sec alors que celui du sud de l'Europe et le nord-ouest de l'Afrique du nord a été anormalement chauds et humides. Au cours de cette période, au-dessus de l'Amérique du Nord, des anomalies négatives importantes de la température de surface ont été enregistrées dans le nord-est et le centre des États-Unis ainsi que sur de larges portions du centre du Canada. Une analyse spatiale d'une série temporelle du couvert nival régional canadien (Brown et Goodison 1994) montre une division est-ouest marquante dans les fluctuations du couvert de neige durant au cours de toutes les saisons. Le phénomène semble lié à l'influence de la téléconnection PNA, largement dominante dans l'ouest du pays, alors qu'il serait davantage lié en hiver au NAO dans l'Est des États-Unis et le sud-est du Canada. (Dai et *al.* 1997). Récemment, Perreault et *al.* (1998), ont mis en évidence un accroissement des précipitations lié aux variations du creux de l'Islande à la fin des années soixante et au début des années soixante-dix, pour l'Est de l'Amérique du Nord, en utilisant une approche Bayésienne sur des séries temporelles de précipitations et de débit dans l'est du Canada et des États-Unis.

À l'aide d'une analyse dendrochronologique faite à partir des dates d'établissement et de mortalités et de la similitude des patrons de croissance radiale des épinettes *noires* (*picea mariana*) trouvées dans les platières lacustres et fluviale du bassin de la rivière Boniface (Québec nordique), Payette et Delwaïde (1991) ont dégagé les principales tendances dans l'évolution des niveaux d'eau depuis le 16^{ième} siècle. Un haut niveau d'eau s'est établi vers la fin du 19^{ième} siècle et a culminé au 20^{ième} siècle au cours des années 1930-1940. Cette période a été marquée par un fort indice NAO en phase négative. Une deuxième période, de bas niveau d'eau, a été enregistrée entre la fin des années 1950 et le début des années 1970. Cette période a été marquée par une accentuation de la phase négative du NAO. L'établissement de l'épinette noire en milieu riverain a été favorisé par des hivers secs, peu neigeux, et relativement doux alors qu'une baisse notable des effectifs a été davantage causée par une séquence d'hivers froids et humides (1963-65/1972) que d'hivers froids et secs (1962-1963/1966-1967). Ces résultats ajoutés à ceux de Bégin et Payette (1988) au lac à l'Eau Claire confirment que les variations des niveaux d'eau subarctiques sont principalement causés par des conditions d'enneigement annuel variables dont l'origine climatique apparaît bien établie. Bien que l'on puisse invoquer l'influence unique du NAO qui s'est positionné en phase négative au cours de cette période, le phénomène pourrait être lié aux changements de la circulation atmosphérique dans le secteur Pacifique/Amérique du Nord attribuables aux fluctuations interdécennales du PNA.

2.5 Conclusion

L'oscillation Nord-atlantique ou NAO est un phénomène climatique intermittent couplé air-mer dont l'étude active est relativement récente. Le phénomène relève de l'interaction entre les couches supérieures de l'océan Atlantique Nord et l'atmosphère sous-jacente. Il existe plusieurs hypothèses sur les mécanismes d'apparition de l'oscillation. L'origine exacte des fluctuations de la SST responsable de l'apparition des anomalies de la SLP demeure toutefois incertaine. L'hypothèse retenue repose sur l'apparition d'une activité convective au sein de la Mer du Labrador suite à un refroidissement éolien intense des

eaux de surface et à l'accentuation de la circulation thermohalique générant des anomalies de salinité de l'eau.

L'indice NAO possède une périodicité décennale remarquable. Du tournant du siècle au début des années 30, l'indice s'est positionné en phase négative ; cette tendance négative s'est accentuée au cours des années 40 jusqu'aux années 70 ; elle s'est interrompue à partir de ce moment pour subir une forte hausse depuis ce moment. Ainsi, en phase positive, les températures hivernales sont anormalement élevées au-dessus de la majeure partie de l'Europe et de l'Eurasie et anormalement basse dans l'Atlantique Nord-ouest. Des anomalies de précipitations sont également notées durant ces périodes avec des conditions hivernales plus sèches au-dessus du sud de l'Europe et de la Méditerranée et plus humides dans le Nord de l'Europe et en Scandinavie. En Amérique du Nord, principalement aux Etats-Unis, les fluctuations du NAO sont corrélées avec des fluctuations de température hivernale et de précipitations dans l'est du pays et dans le centre du Canada. Depuis 1995-1996, l'indice est en phase négative. Cet état favorise l'apparition de conditions plus froides et plus sèches dans le nord de l'Europe, en Scandinavie, dans l'est des États-Unis et dans le centre du Canada. À l'opposé, des conditions plus humides et plus chaudes sont observées dans le sud de l'Europe et le nord-ouest de l'Afrique du Nord.

3. **PACIFIC NORTH AMERICAN (PNA)**

La téléconnection PNA ou *Pacific North American* est un des modes de variabilité les plus important de l'hémisphère nord extratropical. Cette téléconnection est essentiellement un phénomène hivernal (Kushnir et Wallace, 1989). Elle est active presque toute l'année sauf aux mois de juin et de juillet. Durant l'hiver, cette téléconnection implique l'interaction de quatre centres d'action positifs et négatifs. Un premier, le creux des Aléoutiennes (40-50°N, 170°W) oscillant d'ouest en est, est situé au sud de l'archipel du même nom, un second, une crête de haute pression, est situé près de la frontière Canado-américaine entre l'océan Pacifique et les Rocheuses (50°N, 105°-125°W), un troisième, un creux, pivote la région entre Cuba et la côte moyenne Atlantique des É.U. et un dernier, une crête de haute pression, est situé près des Îles Hawaii, entre 20°-30°N, 170°W (Barsnton et Livezey, 1987, Fig. 3.1)

L'aire d'influence de la téléconnection PNA est à son maximum durant l'hiver. Au cours de cette période, le creux des Aléoutiennes régit la circulation atmosphérique au-dessus d'une vaste portion du territoire du Pacifique nord. Au printemps, le creux se contracte et devient confiné principalement au Golf de l'Alaska, alors que le centre subtropical, situé près des îles Hawaii, atteint sa force maximale. La configuration PNA disparaît au cours des mois de juin et de juillet pour être réactivée tard à l'été et au début de l'automne. Au cours de cette période, le centre des moyennes latitudes américaines devient dominant alors que le centre subtropical hawaïen se trouve affaiblit à ses valeurs annuelles minimales (NOAA, 1998).

La série temporelle du PNA est indicatrice d'un phénomène à variabilité intersaisonnière, interannuelle et interdécennale (Fig. 3.2). Ainsi, la téléconnection a dominé en phase négative au cours de la période 1964-1967 et en phase positive (renforcement du creux des

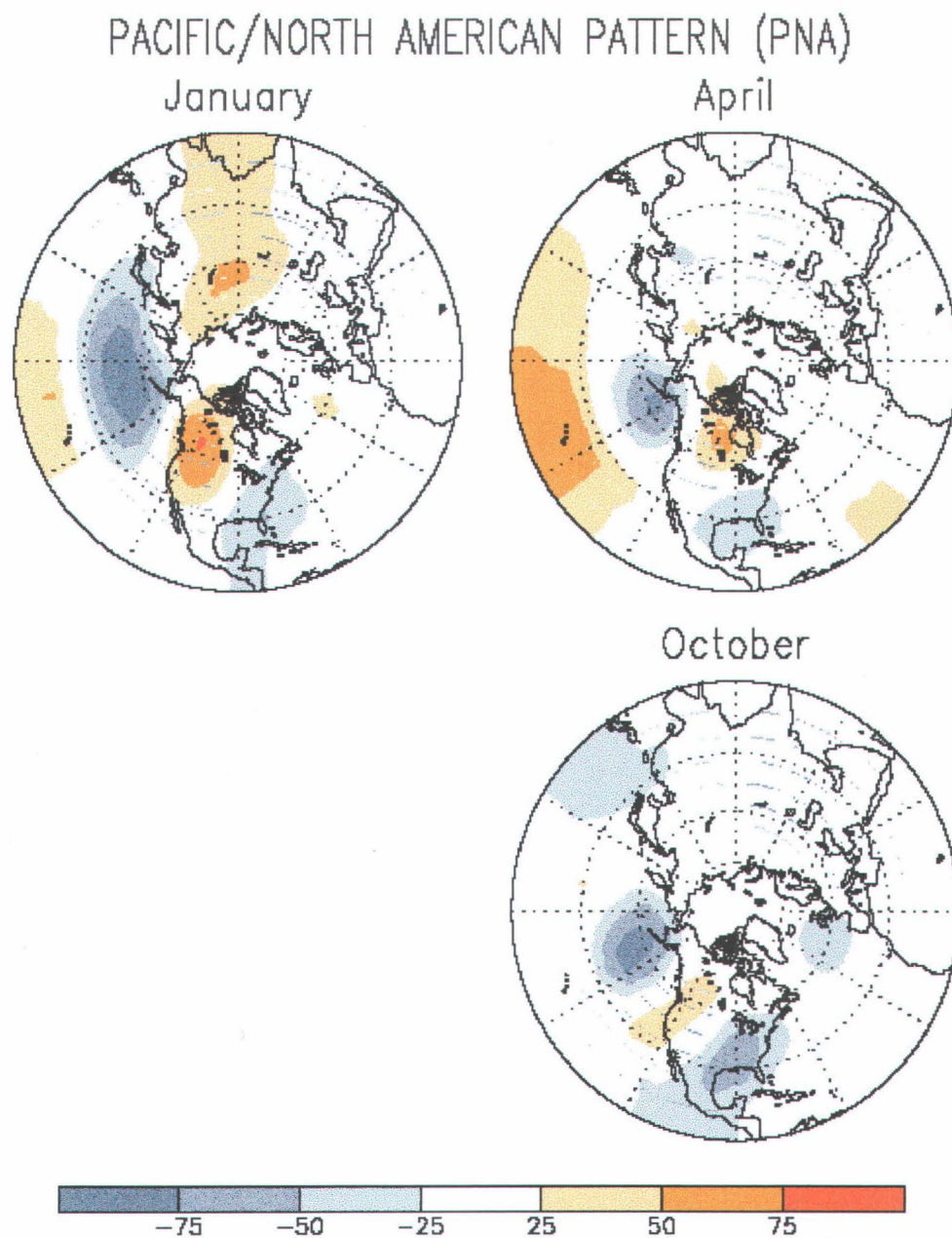


Fig. 3.1 : Anomalies de hauteur de géopotentiel de la téléconnection PNA en phase positive. (Source : NOAA 1998)

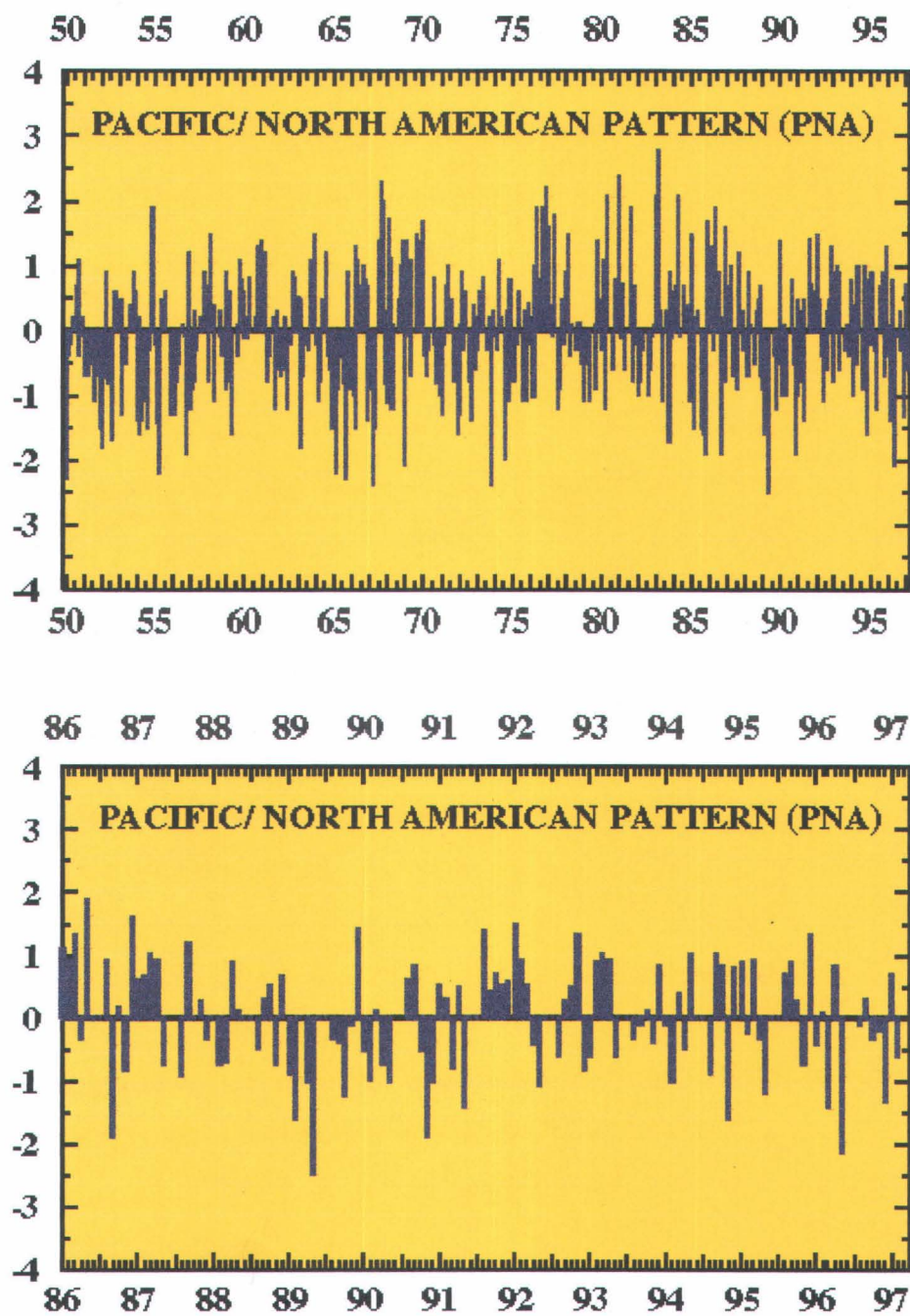


Fig. 3.2 : Série temporelle du PNA 1950-1997 (NOAA 1998)

Aléoutiennes, de la crête au-dessus des Rocheuses et du creux au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord) au cours de la période 1976-1988. Une phase négative (affaiblissement de ces centres d'action) a été enregistrée durant la période 1989-1990, suivie d'une période prolongée en phase positive allant de l'automne 1991 au printemps 1993 (NOAA 1998 ; Rodionov 1993).

La téléconnection PNA joue un rôle important dans la variabilité des précipitations hivernales dans le bassin des Grands-Lacs (Rodionov 1994). Selon Yarnal et Leathers (1988), la relation entre les précipitations hivernales et la magnitude de l'indice du PNA est davantage significative que celle entre avec le NAO. Ce fait s'explique principalement par la variabilité spatiale des trois centres d'action principaux du PNA qui gravitent d'une manière cohérente dans le temps et l'espace et déterminent la circulation atmosphérique dans la moyenne troposphère (Leathers et Palecki (1992). Durant la phase positive du PNA, lorsque le système crête/creux de la téléconnection est accentué, les dépressions cycloniques transitant au-dessus des Grands-Lacs proviennent majoritairement de l'Alberta, une des deux principales régions-source des systèmes frontaux avec celle du centre des États-Unis. Ces dépressions, qui originent de l'ouest canadien, ne contiennent que de faible quantité de précipitation de sorte que de faibles niveaux d'hydraulicité dans les Grands Lacs ont été enregistrés entre 1900-1990. Au contraire, durant la phase négative de la téléconnection, lorsque la circulation atmosphérique adopte un tracé méridional, la ceinture de transition des dépressions cycloniques subit une permutation latitudinale qui l'amène d'une orientation est-ouest vers une orientation sud-ouest/nord-est. Les dépressions qui puisent alors leur humidité dans les basses couches de l'atmosphère saturée du sud des États-Unis et du Golf du Mexique contiennent beaucoup plus de précipitations que les dépressions provenant du centre du Canada de sorte que de hauts niveaux d'hydraulicité ont été enregistrés durant la période de référence dans Grands-Lacs.

Brown et Goodison (1996) ont également déterminé que le PNA a eu une forte influence sur la variabilité du couvert nival du Canada entre 1915 et 1992. La phase positive du PNA a été associée à un couvert nival moins important pour toutes les saisons dans l'ouest

canadien. Dans le même ordre d'idée, les analyses de Brown et Braaten (1997) ont démontré que les épaisseurs de neige mensuelles varient de façon cohérente au-dessus de plusieurs régions du Canada (côte ouest du pays, dans les Prairies, au Yukon, dans le Sud de l'Ontario et dans le Nord du Québec). Les changements dans l'épaisseur de neige dans ces régions ont été caractérisés par une brusque transition négative au milieu des années 70. Ces évidences laissent croire que le PNA constitue le mode principal de variabilité climatique au Canada.

Récemment toutefois, Lin et Derome (1998) ont trouvé une corrélation significative entre l'amplitude des anomalies atmosphériques au-dessus de l'Atlantique Nord et celles au-dessus du Pacifique nord et l'ouest de l'Amérique du Nord, avec un déphasage de trois années. Ceci laisse à penser que les changements climatiques associés au NAO ont pu trouver leur écho à long-terme à l'intérieur de régions géographiquement éloignées de la zone d'influence de cette téléconnection, par le biais d'une perturbation de la configuration de la téléconnection PNA.

4. BAFFIN ISLAND / WEST ATLANTIC (BWA)

Depuis quelques années, beaucoup d'évidences se sont accumulées en faveur de la thèse d'un cycle de refroidissement hivernal de fréquence décennale dans la région de l'île de Baffin et sur la côte du Labrador (Morgan et al. 1993 ; Skinner et Gullet, 1993). Ce refroidissement, qui se poursuit dans la continuité de celui amorcé voilà près de 30 ans au-dessus du secteur nord de l'océan Atlantique (Hurrell 1995a, 1997), est lié au NAO. Les modalités d'activité de cette téléconnection perturbent l'organisation et l'intensité de la circulation atmosphérique au-dessus du Canada, notamment en agissant sur la variabilité du CPT ou *Canadian Polar Trough*¹⁰ (Shabbar et al. 1997). Cette structure géopotentielle a été reliée aux changements décennaux de température dans la région de la Baie de Baffin et le détroit de Davis et a permis l'élaboration d'un nouvel indice climatique, le BWA ou *Baffin Island/West Atlantic*. Cet indice climatique reflète la structure ouest du NAO ainsi que la variabilité du *Canadian Polar Trough*. L'association entre le BWA et les anomalies de température hivernale a permis d'identifier deux régimes climatiques distincts dans cette région entre 1947-1995. De 1947 à 1969, période dominée par une variabilité interannuelle des températures hivernales, l'anomalie thermique moyenne a été de +0.68°C. À l'opposé, entre 1970 à 1995, période dominée par une variabilité interdécennale des températures hivernales, l'anomalie thermique moyenne été de -0.63°C. Les anomalies positive de température coïncident avec l'apparition de la phase négative du NAO. Cette phase est caractérisée par la présence d'un fort courant-jet au-dessus de la région ouest-atlantique et par un intense creux de l'Islande. Les anomalies négative sont plutôt liées à l'apparition de la phase positive du PNA. Cette phase est caractérisée par la

¹⁰ Le *Canadian Polar Trough* représente un patron de circulation atmosphérique à large échelle se situant au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord. Ce patron illustre la moyenne saisonnière à long terme, des caractéristiques climatologiques de la moyenne et la haute troposphère. Son domaine d'influence, se situant entre 100° et 40°W comprend le nord de l'île de Baffin ainsi qu'une portion du territoire située aux moyennes latitudes. Il constitue une partie importante du vortex circumpolaire hivernal au-dessus de l'hémisphère nord.

présence d'un fort courant-jet dans la portion nord de Canada, une crête au-dessus des Rocheuses et deux creux importants dans la région centre-nord du Pacifique et au-dessus du nord-est de l'Amérique du Nord (Rodionov, 1993).

5. AUTRES TÉLÉCONNECTIONS NORD HÉMISPHERIQUES

5.1 EA (East Atlantic pattern)

La téléconnection EA constitue le deuxième des trois principaux modes de variabilité à basse fréquence de l'océan Atlantique Nord apparaissant toute l'année sauf entre mai et août. Sa configuration spatiale est similaire à celle du NAO. Elle possède une structure de dipolaire nord-sud qui régit la circulation atmosphérique est/ouest de tout l'océan Atlantique Nord. Toutefois, les centres d'action de cette téléconnection sont déplacés vers le sud-est comparativement à ceux de la téléconnection NAO. Pour cette raison, la configuration du EA est souvent confondue avec une configuration NAO qui serait légèrement décalée de sa position habituelle. Le centre d'action situé aux basses latitudes présente une connexion subtropicale importante qui révèle les oscillations à large échelle, de magnitude et de localisation de la crête de hautes pressions subtropicales. C'est d'ailleurs ce lien subtropical qui distingue le EA du NAO (Fig. 5.1.1)

5.2 POL (Polar/Eurasia pattern)

Cette téléconnection apparaît seulement durant les mois d'hiver. Elle constitue le mode de variabilité à basse fréquence le plus important de cette région de l'hémisphère durant la période hivernale entre décembre et février. La configuration de cette téléconnection consiste en un seul centre d'action principal, situé au-dessus des régions polaires et un autre centre de signe opposé au-dessus de l'Europe et du nord-est de la Chine. Cette téléconnection détermine les changements d'intensité de la circulation circumpolaire ainsi que des changements dans la circulation atmosphérique des moyennes latitudes au-dessus de vastes portions du territoire de l'Europe et de l'Asie.

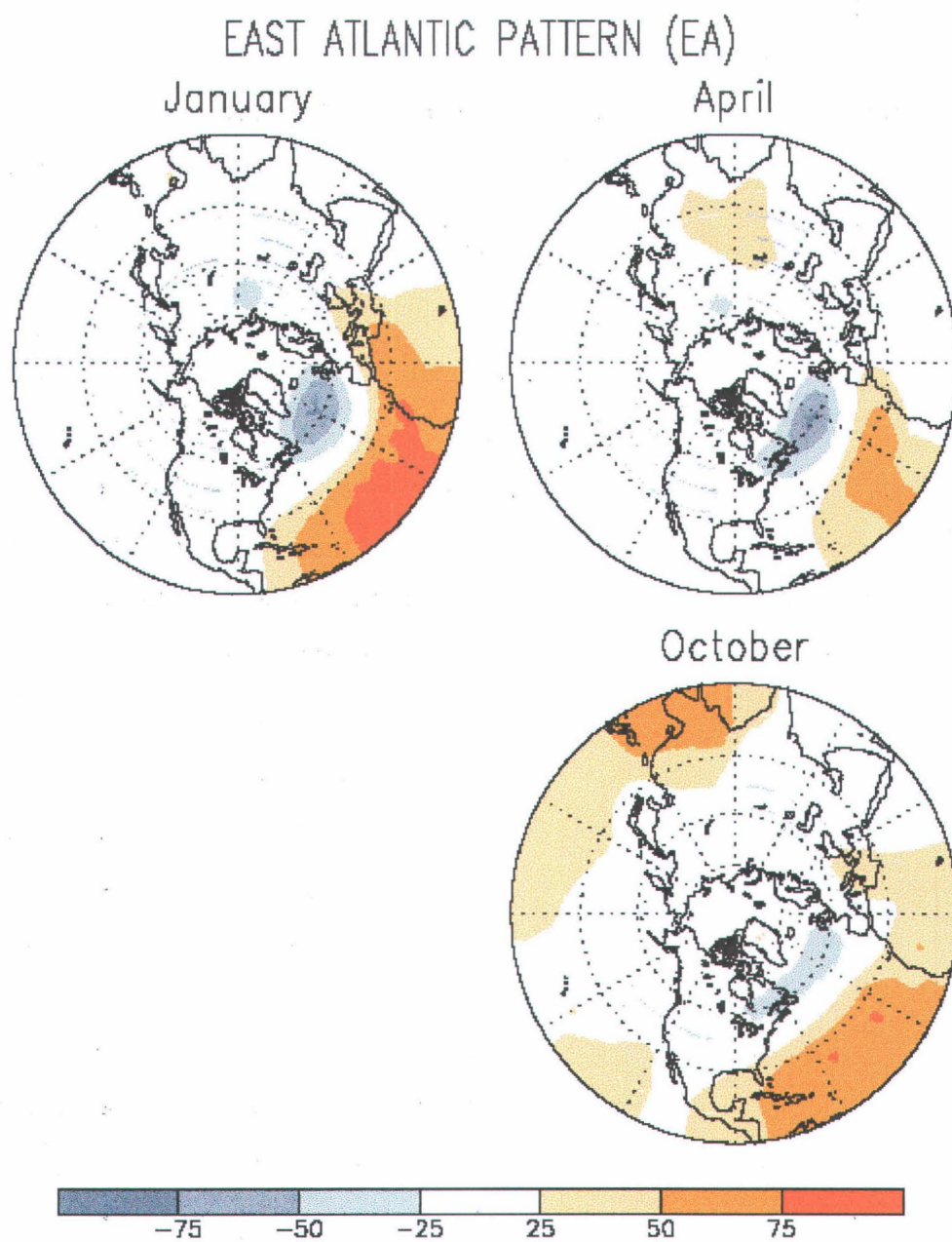


Fig. 5.1.1 : Anomalies de hauteur de géopotiel de la téléconnection EA en phase positive. (Source : NOAA 1998)

Le POL fait montre d'une forte variabilité interannuelle et interdécennale qui témoigne de la présence en phase positive de la téléconnection durant plusieurs hivers consécutifs suivis d'une période de plusieurs hivers consécutifs, en phase négative. Ainsi, les hivers allant de 1964/65 à 1969/70 ont été marqués par la phase négative de la téléconnection suivie d'une période de 5 ans en phase positive, de 1971/72 à 1975/76. La phase négative de la téléconnection est réapparue de 1976/77 jusqu'en 1985/86 et a été suivie d'une phase positive prolongée allant de 1988/89 jusqu'à 1992/93. Les phases positives de la téléconnection induisent des anomalies de pression négative ainsi que l'accroissement du vortex circumpolaire dans les régions arctique, combiné à des anomalies positives en Europe et en Asie de l'Est. Au contraire, les périodes en phase négative de la téléconnection déterminent des anomalies et un vortex circumpolaire de plus faible intensité dans les régions polaires, en combinaison avec des anomalies négatives en Europe et en Asie de l'Est. (Fig. 5.1.2)

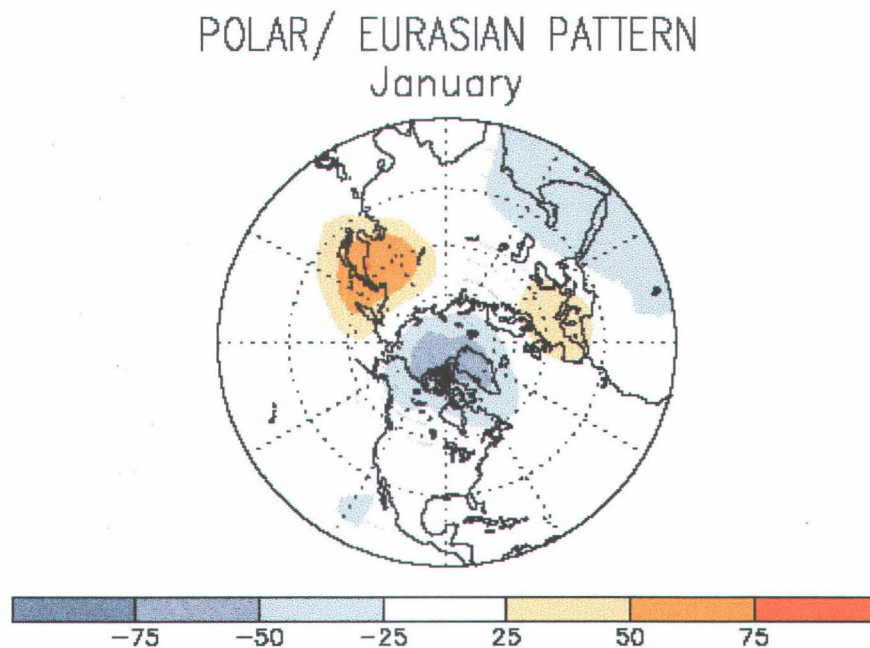


Fig. 5.2.1 : Anomalies de hauteur de géopotential de la téléconnection POL en phase positive. (Source : NOAA 1998)

5.3 TNH (Tropical Northern Hemisphere pattern)

Le TNH a été classifié comme téléconnection pour la première fois par Mo and Livezey (1986). Elle représente un des modes principaux de variabilité du climat de novembre à février dans l'hémisphère nord, principalement au Canada. La configuration de cette téléconnection consiste en deux centres d'action d'importance de signe opposés, situés respectivement au-dessus du Golf de l'Alaska et de la Baie d'Hudson. Un troisième centre, de faible importance, de signe similaire au centre Alaskien au-dessus du Mexique et de l'extrême sud-ouest des États-Unis. Cette téléconnection détermine des changements à grande échelle de la localisation et de l'extension Est du courant-jet du Pacifique ainsi que de l'intensité et de la position de la moyenne climatologique du creux de la Baie d'Hudson. Elle module ainsi l'écoulement d'un flux d'air marin à l'intérieur de l'Amérique du Nord ainsi que le transport vers le sud, d'un flux d'air froid en provenance du Nord canadien jusque dans le centre-nord des États-Unis

Des phases négatives prononcées du TNH sont souvent observées durant les mois de décembre et de janvier lors de phases négatives ENSO (Barnston et al. 1991). Durant cette période, la moyenne du creux de la Baie d'Hudson a été plus faible que la normale et s'est positionné vers le Nord-Est tout près de la mer du Labrador. Le courant-jet du Pacifique a été plus intense que la normale et s'est positionné beaucoup plus au sud que sa position habituelle au-dessus du nord-ouest du Pacifique. Cette configuration a généré des anomalies positives de précipitation dans le sud-ouest des États-Unis et des anomalies positives de température dans l'Est de l'Amérique du Nord. Au contraire, les phases positives du TNH sont accompagnées d'événements froids dans la région du Pacifique comme en 1988/89 1990/91. (Fig. 5.3.1).

TROPICAL/ NORTHERN HEMISPHERE PATTERN

January

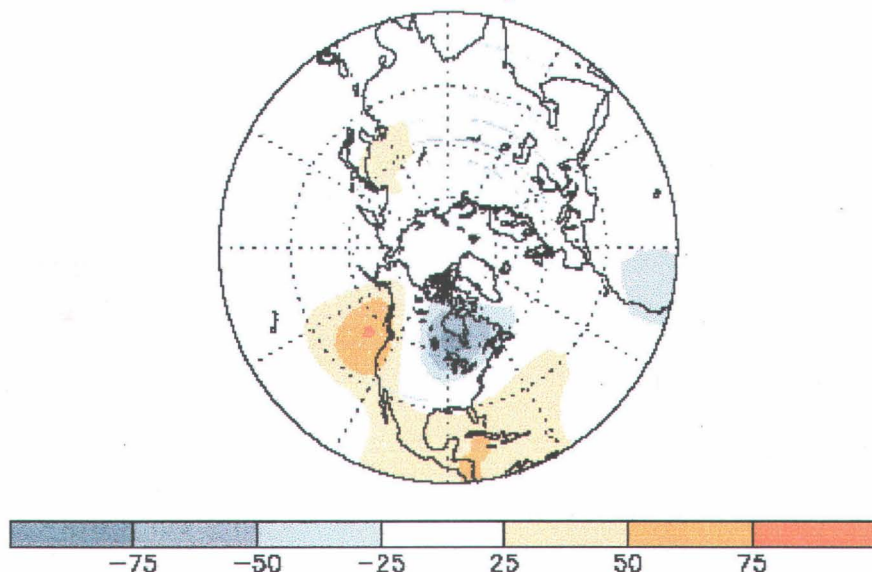


Fig. 5.3.1 : Anomalies de hauteur de géopotiel de la téléconnection TNH en phase positive (Sources : NOAA 1998)

5.4 EAWR (East Atlantic/West Russia pattern)

Cette téléconnection constitue un des deux principaux modes de variabilité climatique affectant l'Eurasie durant toute l'année sauf entre juin et août. En hiver, deux centres d'action caractérisent cette téléconnection : un centre est situé au-dessus de la mer Caspienne et un second au-dessus de l'Europe de l'Ouest. Une configuration tricellulaire apparaît au printemps et à l'automne, avec deux centres d'action principaux de signe opposés situés respectivement au-dessus de l'ouest Nord-Ouest de la Russie et du Nord-Ouest de l'Europe. Le troisième centre d'action est localisé au large des côtes Portugaises au printemps, mais se positionne davantage vers les côtes terre-neuviennes à l'automne (Fig. 5.4.1).

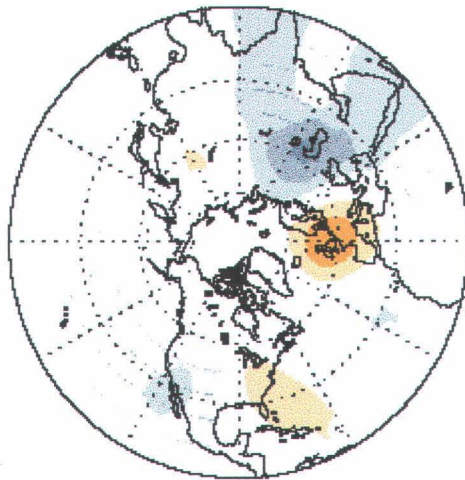
Les phases négatives les plus persistantes et les plus prononcées ont tendance à survenir au cours de l'hiver et tôt au printemps. Ceci a été observé en 1969/70, 1976/77 et 1978/79. Les phases positives de la téléconnection sont moins fréquentes, la plus importante étant survenue au cours de l'hiver et du printemps 1992/93. Durant cette période, des anomalies négatives de pression ont été observées dans l'ouest et le sud-ouest de la Russie ; des anomalies positives ont été enregistrées en Europe et dans l'Est de l'océan Atlantique Nord. Cette configuration atmosphérique persistante a généré des conditions plus humides/plus chaudes sur de larges portions de la Scandinavie et du Nord-Ouest de la Russie. Des conditions plus froides et plus sèches ont également été observées dans la région est de la Méditerranée et dans le Moyen-Orient.

5.5 EA-JET (East atlantic-jet pattern)

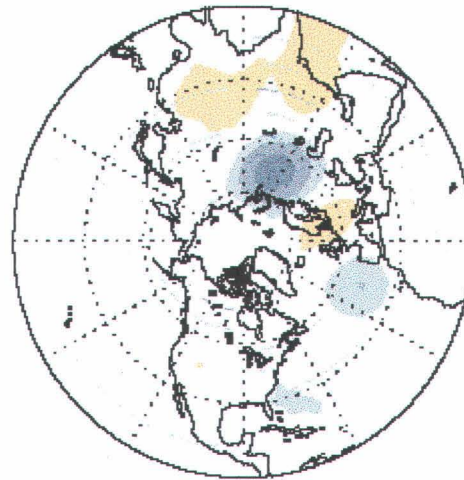
Le *East Atlantic Jet*, apparaissant entre avril et août, est le troisième mode de variabilité à basse fréquence que l'on retrouve au-dessus de l'Atlantique. Cette téléconnection présente une configuration dipolaire nord-sud de ces centres d'action. Ceux-ci sont situés au-dessus de l'est de l'Atlantique Nord et de la Scandinavie, de l'Afrique du Nord et de la mer Méditerranée. En phase positive, cette téléconnection induit une augmentation des *westerlies* au-dessus des latitudes centrales de l'Est de l'océan Atlantique Nord et de l'Europe, alors qu'en phase négative elle favorise la séparation du flux du courant-jet au-dessus de ces régions de même que l'apparition occasionnelle d'anticyclones persistants et bloquants dans la région du Groenland et de la Grande-Bretagne. Cette téléconnection présente une variabilité interdécennale considérable. De 1971 à 1978, la configuration de la téléconnection était en phase négative alors qu'au cours de la période 1985-1993, elle s'est positionnée en phase positive. (Fig. 5.5.1)

EAST ATLANTIC/ WEST RUSSIA (EATL/WRUS)

January



April



October

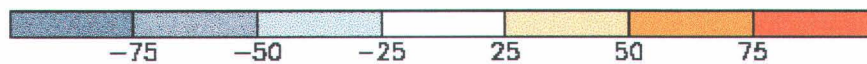
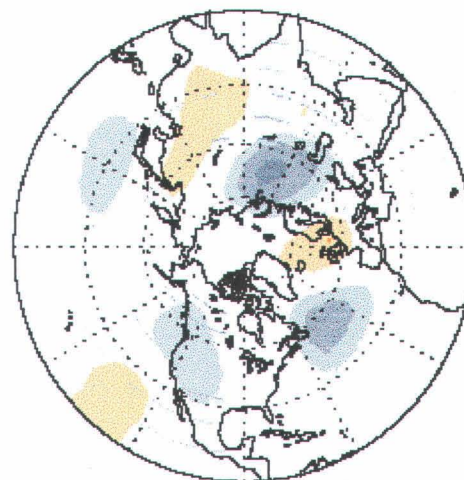
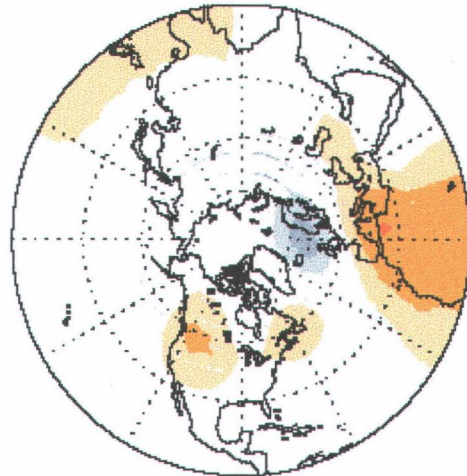


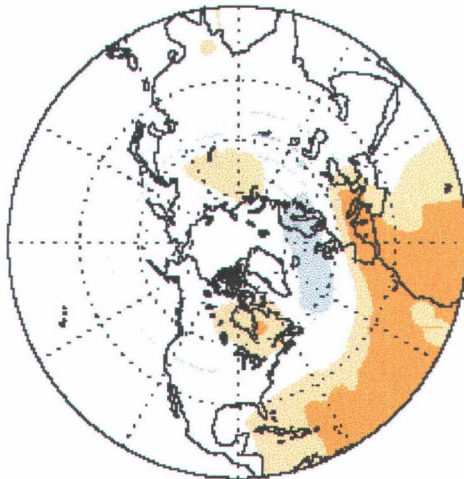
Fig. 5.4.1 : Anomalies de hauteur de géopotentiel de la téléconnection EATL/WRUS en phase positive
(Sources : NOAA 1998)

EAST ATLANTIC JET (EA-JET)

April



July



October

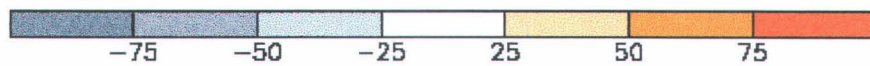
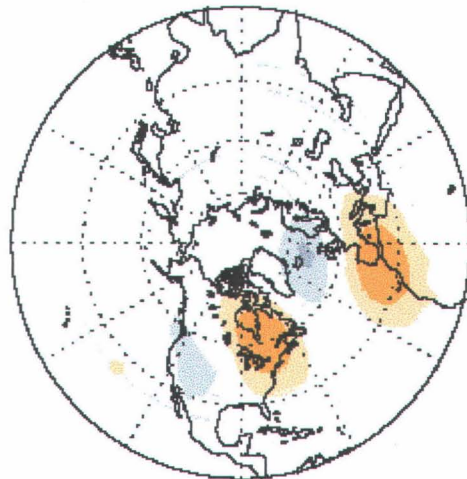


Fig. 5.5.1 : Anomalies de hauteur de géopotiel de la téléconnection EA/JET en phase positive (Sources : NOAA 1998)

6. CAUSES ALTERNATIVES DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES : ACTIVITÉ SOLAIRE ET CO² ATMOSPHÉRIQUE

Au-delà des certitudes sur la variabilité naturelle du climat, existe toujours l'hypothèse d'une implication anthropique. Toutefois, la détermination d'une relation entre le climat et les concentrations de CO² demeure toujours difficile (Stauffer et *al.* 1998). Le principal obstacle à cet avancement réside notamment dans le fait qu'il est difficile d'obtenir des enregistrements précis des concentrations passées de CO² et des données climatiques indirectes qui soient temporellement synchrones. Cette exigence est nécessaire pour être en mesure de reconstituer de les cycles passés du dioxyde de carbone et parvenir à déterminer l'implication réelle de ce gaz à effet de serre sur les fluctuations climatiques. Il existe cependant des données sur ce facteur. La carotte de glace de Vostok en Antarctique (78° 28' S, 106° 48' E) est probablement l'un des enregistrements à long-terme de changement climatique actuellement les plus connus. L'étude de l'évolution des concentrations de CO² atmosphérique sur 160 000 ans, obtenues à partir de l'analyse des bulles d'air emprisonné dans la glace, a révélée que des fluctuations à long-terme de CO², accompagnent les changements climatiques à long-terme, comme ceux du type glaciaire-interglaciaire. À la charnière de la glaciation Wisconsinienne et de l'Holocène, les concentrations de CO² ont augmentée de 190-200 ppm/v et 260-280 ppm/v. et avec eux, l'augmentation rapide et brusque de la température globale.

Les valeurs globales de concentrations de CO² ont alors été évaluées à 360 ppm/v. en 1997 (Keeling 1997). Ces valeurs de la concentration de CO² dans l'atmosphère sont d'une magnitude comparable à celles enregistré à l'interface Wisconsinien/Holocène. Aussi, la possibilité d'un basculement rapide du climat vers des extrêmes (des changements de 6 à 8°C par rapport à la moyenne annuelle de température peuvent survenir en moins d'un

siècle voire en une seule décennie) est-elle toujours probable en raison de la forte concentration de CO² dans l'atmosphère (Morgan 1998). Il semble toutefois que ce ne soient que les changements climatiques à long-terme (*i.e.* plusieurs dizaines de milliers d'années) qui soient accompagnés par des variations importantes de CO² atmosphérique. Les cycles de plus haute fréquence (les cycles D-O par exemple¹¹) ne sont pas accompagnés de telles variations (Stauffer et *al.* 1998). À plus forte raison, il est possible de croire que les oscillations climatiques interannuelles ou interdécennales (telles celles attribuables aux téléconnexions) ne sont pas nécessairement accompagnées d'augmentation du CO² atmosphérique. Ceci demeure toutefois hypothétique.

Jusqu'à tout récemment, un des principaux débats portant sur l'incidence du CO² atmosphérique dans la variabilité à long terme du climat planétaire, était alimenté par la difficulté d'évaluer les quantités de gaz à effet de serre qui sont rejetées annuellement dans l'atmosphère de celles qui sont prélevées et immobilisées dans les constituant abiotiques et biotiques des écosystèmes. Selon Fan et *al.* (1998), la convergence de deux modèles de transport atmosphérique - un modèle biogéochimique cyclique du carbone et un modèle de transport/diffusion à l'interface air-mer - avec les données récentes des émissions de CO² atmosphérique, a révélé une diminution graduelle des concentrations de CO² atmosphérique d'ouest en est de l'Amérique du Nord, et ce, en dépit du fait que les émissions anthropiques auraient dû accentuer ces concentrations dans la portion est du continent. Les auteurs ont conclu à la présence d'un puits massif de carbone situé au centre du continent, principalement au sud de 51° N et dont le prélèvement moyen en carbone a été évalué à 1.7 Pg/année¹² Les auteurs soutiennent cependant qu'il est difficile de dire à l'intérieur de quelle composante des écosystèmes est fixé le carbone prélevé. On croit cependant que les forêts, les milieux humides et les sols constituent les principales

¹¹ Les cycles Daangaard-Oeschger sont des cycles climatiques froids d'une durée approximative de quelques milliers d'années et caractérisés par des sauts négatifs et abrupts de la température moyenne globale auxquels sont liés des variations, du contenu en poussière, des concentrations de méthane et probablement de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ainsi que du taux d'accumulation de la glace sur les inlandsis continentaux.

entités de fixation du carbone provenant du CO^2 atmosphérique. Incidemment, les immenses forêts de l'Eurasie ne prélèveraient que le 1/5 des quantités de carbone fixées par les forêts d'Amérique du Nord, ce qui apparaît comme une inégalité majeure, vu sous l'angle strictement écosystémique. En invoquant les limites de la résilience naturelle des systèmes écologiques qui, exposés à un « stress » environnemental (le facteur stressant étant ici l'accroissement des concentrations de CO^2 atmosphérique, agissent en fixant autant de carbone qu'en contient son environnement, il pourrait être possible d'expliquer cette disparité. Tout à fait à l'opposé, mais dans le même ordre d'idée, au moyen d'observations effectuées dans les forêts paléotropicales (Afrique tropicale, Asie, Australie), néotropicales (Amérique du Sud et centre des tropiques) et Amazoniennes, Phillips et al. (1998) ont situé ce puits de prélèvement du CO^2 atmosphérique au sein des forêts néotropicales. Ces forêts ont subies un accroissement de leur biomasse au cours des dernières décennies de telles sortes qu'elles ont accumulées 0.71 ± 0.34 tonnes de carbone par hectare/années au cours des récentes décennies. Le débat demeure ouvert et l'importance de recueillir de meilleures données, d'acquérir une meilleure connaissance du fonctionnement des écosystèmes terrestres et marins et d'élaborer de meilleurs modèles, est pressentie à la lumière des conclusions antithétiques de ces deux études. Quoiqu'il en soit, l'existence de ce puits, si elle est reconnue, ne permet pas de conclure à la futilité de la question des hausses de concentration de CO^2 atmosphérique. Au contraire, de manière soudaine, le seuil de résilience naturel des écosystèmes fixateurs de carbone pourrait être franchi, entraînant ainsi un basculement de l'équilibre bioclimatique global vers des extrêmes aux effets catastrophiques.

Les fluctuations de température globales enregistrées au cours du dernier siècle - bien que montrant une résultante positive - n'ont pas toutefois pas suivies la même tendance linéaire que celle des concentrations de CO^2 . Elles ont plutôt adopté une variabilité « polynômiale » avec des modes distincts de fluctuation à très court terme. En ce sens, il est plausible de croire que d'autres mécanismes sont impliqués dans les oscillations climatiques,

¹² 1 petagramme de carbone = 1 milliard de tonnes métrique de carbone

notamment l'accroissement de l'activité solaire. Il est reconnu que les fluctuations du climat existent en vertu de fluctuations de la pression au niveau de la mer (SLP) assurées par des anomalies de température de l'océan (SST). On croit généralement que ces anomalies originent des boucles de circulation thermohaline des océans. Cependant, il est plausible d'invoquer des facteurs externes pour expliquer la variabilité climatique décennale. Cette variabilité pourrait effectivement être en phase avec les fluctuations de l'activité solaire. Des reconstitutions de séries temporelle des températures avant 1880, ont révélé une forte association entre les fluctuations de température globale et les longueurs des cycles solaires (Lassen et Friis-Christensen 1991, 1995 ; Lean et Rind 1997). Svensmark et Friis-Christensen (1997) mentionnaient récemment, que les fluctuations de 3 à 4% du couvert nuageux global fortement liées au flux de rayons cosmiques reçu par la terre et observées au cours du dernier cycle solaire (cycle 22), sembleraient fournir une explication plausible aux oscillations décennales stratosphériques et troposphériques de température qui ont été observées aux cours des dernières années. Cette hypothèse a été vérifiée et confirmée par Calder (1998) qui soutient également que la réduction de l'influx de rayons cosmiques sur la terre mène à une baisse de l'ennuagement et à l'apparition de conditions favorables pour un accroissement de la concentration de CO² atmosphérique¹³.

L'étude de Hoyt et Schatten (1993) a permis de déterminer une série d'indices caractéristiques de l'activité solaire. Ces indices – le taux de rotation équatoriale solaire, la structure et le taux d'affaiblissement des taches solaires individuelles, le nombre de taches solaires sans *umbra*, ainsi que la longueur et l'affaiblissement du cycle des taches solaires – servent de données indirectes pour quantifier l'irradiance solaire. Le modèle produit avec ces indices a permis d'expliquer près de 71% de la variance décennale totale d'irradiance solaire au cours du dernier siècle et 50% au cours des trois derniers siècles. Sur la base de

¹³ Les causes pouvant expliquer cette relation demeurent à élucider quoique certaines tentatives ont été produites. Elles impliquent notamment la quantité d'ions présente dans la basse stratosphère et la troposphère, provenant de la radiation cosmique (Rogers et Yau, 1989).

ces résultats, il est possible aujourd'hui de prévoir avec une précision relativement élevée, sur une base temporelle décennale, les cycles de l'activité solaire (Schatten et Hoyt 1998).

En marge de ces études, White et *al.* (1997) ont trouvé une forte corrélation entre les cycles de fluctuation de la température de surface de l'océan et les fluctuations de l'activité solaire. Ces cycles possèdent des fréquences différentielles de > 100 ans, de 18-25 ans et de 9-13 ans. La reconstitution d'une série de valeur d'irradiance solaire annuelle depuis 1610 jusqu'à aujourd'hui a permis d'établir que la variance des anomalies de température de 1610 jusqu'à 1800 et de 1800 à nos jours est expliquée respectivement à 74% et 56% par les fluctuations de l'activité solaire (Lean et *al.* 1995; Fig. 6.1). Selon les auteurs, le surplus d'énergie thermique reçu par la terre au cours des phases positives d'activité solaire est emmagasiné dans la couche superficielle océanique, entre 80 et 160m (White et *al. op.cit.*). En ce sens, il est possible de croire que les fluctuations de l'activité solaire constitue la cause du renforcement de certaines téléconnections et de l'induction des oscillations climatiques à moyenne fréquence du globe. Toutefois, la nature des mécanismes de rétroaction qui s'imposent entre l'activité solaire la SST la circulation thermohaline et la SLP, fait toujours l'objet de spéculations. Aussi, il demeure impossible à ce jour de conceptualiser de manière satisfaisante le fonctionnement et le couplage du système atmosphère/océan/soleil.

Le *forcing* solaire sur le climat depuis 1860 a été de 0.3 W/m^2 . Selon Lean et *al.* (1995) Cette estimation semble découler d'un accroissement de l'émission radiative solaire de 0.125%. Toutefois, au cours de la même période, le *forcing* climatique attribuable au gaz à effet de serre a été évalué à 2.4 W/m^2 soit huit fois plus (Fig. 6.1). Les gaz à effet de serre apparaissent donc nettement plus important que l'accroissement de l'activité solaire dans l'augmentation des température globale. Toutefois, aux dires de l'auteur, la connaissance du *forcing* solaire avant 1980 a été acquise par extrapolation de données d'activité solaire obtenues de mesures directes compilées depuis seulement 17 ans. En outre, les radiomètres géostationnaires en orbite ont détecté un cycle de 11 ans, d'une amplitude de 0.1% dans l'émission radiative totale du soleil.

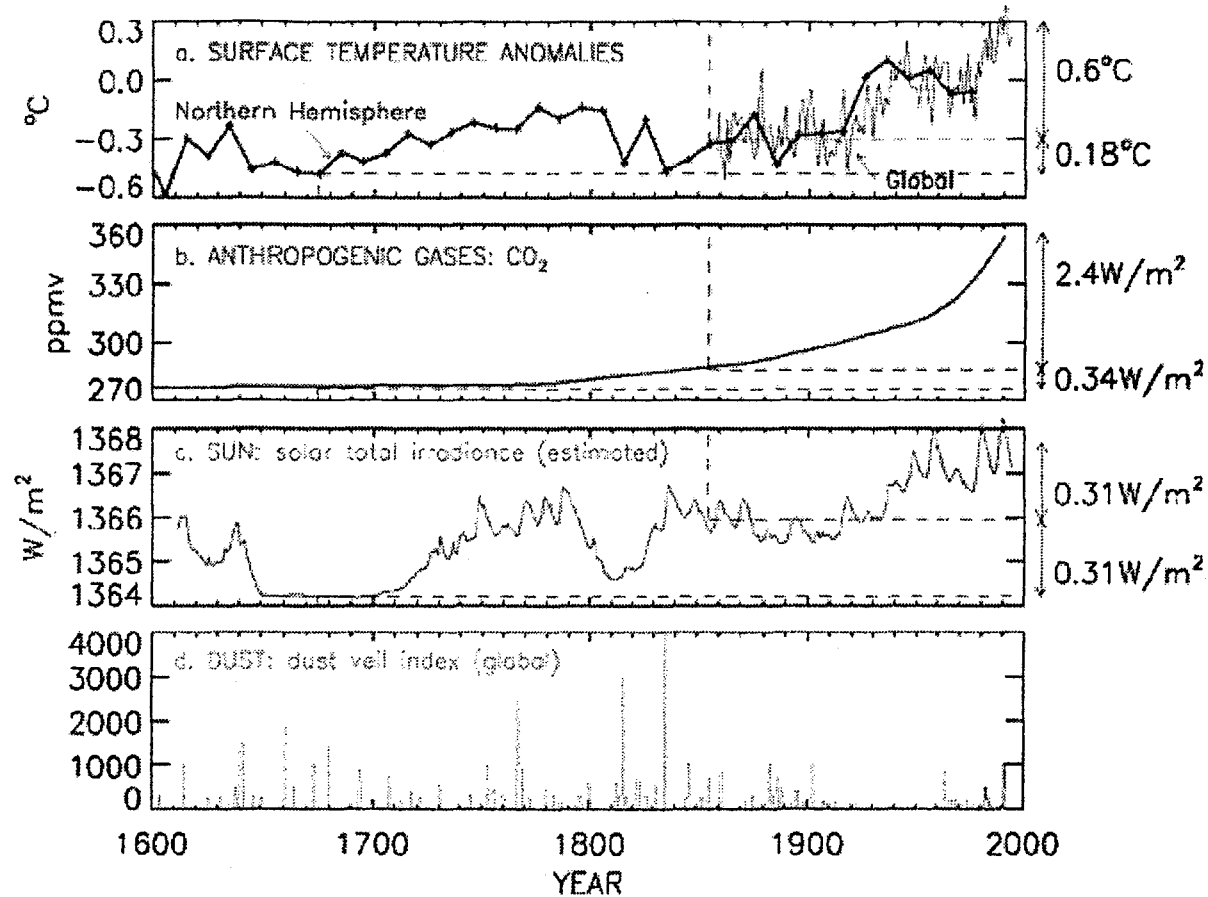


Fig. 6.1 : Analyse comparée des valeurs moyennes décennales d'insolation; des anomalies de température dans l'HN, de la concentration de CO₂ et de poussière atmosphérique pour la période de référence 1610/1995 (Lean, Beer & Bradley, 1995).

Aussi, la série temporelle de l'activité solaire est encore trop courte pour révéler l'existence de tendance à plus long terme de cette donnée. *Nonobstant* ce fait, de fortes relations existent entre les enregistrements dérivés de l'activité solaire et les enregistrements climatiques sur une échelle décennale et séculaire. Ainsi, les reconstitutions des séries de température de l'hémisphère nord au cours de la période préindustrielle, entre 1610 et 1800, sont fortement corrélées avec les séries d'activité solaire dérivées (0.86). En extrapolant sur cette relation, le *forcing* solaire sur le climat pourrait avoir contribué à plus de la moitié du réchauffement de 0.55°C des températures de surface du globe, mais à moins du tiers du réchauffement de surface de 0.36°C depuis 1970. Les simulations GCM

produites pour ce modèle supportent ces résultats, soient un *forcing* anthropique dominant au cours des dernières et un *forcing* solaire dominant avant 1970). Vérifiant cette hypothèse, Wigley et *al.* (1998) soutiennent que les corrélations entre les données hémisphériques de températures moyennes observées sur 130 ans diffèrent significativement de celles obtenues par simulations climatiques sans *forcing* externe. Ces différences pourraient être expliquées du fait que les données observées possèdent des occurrences attribuables à la fois à un *forcing* naturel (fluctuations de l'activité solaire) et anthropique (accroissement des concentration de CO² atmosphérique). Ces résultats, pris en compte avec ceux identifiés préalablement mettent en exergue le fait que les récents changements climatiques sont attribuable non pas à une seule cause, mais plutôt à l'interaction d'un ensemble de cause naturelles et de possibles causes anthropiques (Tableau 6.1).

Facteur de <i>forcing</i> climatique	Valeur estimées du <i>forcing</i> (°Celsius, 1880-1997)
Accroissement de la luminosité solaire	+0.25
Diminution des aérosols volcaniques stratosphériques	+0.15
Accroissement de aérosols sulfates anthropiques	Jusqu'à -0.1 C
Accroissement des aérosols carboniques anthropiques	Jusqu'à + 0.1 C
Réchauffement attribuable au dioxyde de carbone	+0.05 à +0.10 C
Diminution de l'ozone stratosphérique	-0.05 C
Formation accrue de cirrus par les avions	+ 0.05 C
Effets de l'îlot de chaleur urbain	+0.01 à +0.10
Effet du <i>changing skyline</i> ¹⁴	Inconnue, peut-être aussi important que + 0.25 C
Total :	+0.51 à 0.60 C

Tableau 6.1 : Causes et effets cumulatifs impliqués dans le réchauffement climatiques planétaire au cours du 20^{ème} siècle (Hoyt 1997)

¹⁴ L'hypothèse du *changing skyline* attribuable à Hoyt (1997), implique la variation du volume d'espace au-dessus de l'horizon qui est « vu » par les thermomètres. Au fil des ans, la portion visible du ciel couverte par les stations climatiques diminue, notamment en raison de la croissance des arbres ou de la prolifération d'édifices. Une portion du ciel diminuant de 1% en raison de ces facteurs, aura un impact sur la température à la station qui subira une variation négative de 0.2°C.

CONCLUSION

Il est reconnu aujourd'hui que le climat évolue et que cette évolution modifie sensiblement la magnitude des facteurs mésoclimatiques globaux : précipitations et températures. Ces modifications se font sentir, en corollaire, sur l'hydraulicité des cours d'eau et des réservoirs hydroélectriques qui répondent à ces oscillations par des hausses ou des baisses de niveau de manière quasi-phasée. Ces fluctuations du climat à haute et moyenne fréquence, sont assujetties principalement, à la variabilité interannuelle et interdécennale des téléconnexions globales. Ces structures géopotentielle possèdent outre leur variabilité intrinsèque, une influence mutuelle qui se traduit par des modifications du climat régional. On reconnaît aujourd'hui que l'activation et le maintien des téléconnexions dans le temps et l'espace sont le résultat notamment des interactions dynamiques entre l'océan et l'atmosphère. Il demeure encore impossible toutefois de déterminer laquelle de ces deux composantes du géosystème possède l'implication la plus grande dans l'induction du comportement oscillatoire spatial des téléconnexions et des fluctuations climatiques qui en résultent. Cette objection se pose malgré l'existence d'un consensus général sur la nature couplée du système atmosphère-océan. On peut croire cependant que l'impact de la circulation océanique joue un rôle de premier plan dans l'apparition du phénomène.

Une fois connue la périodicité naturelle de court (annuelle) et de moyen terme (décennale) des oscillations climatiques, la question doit être nécessairement posée dans un contexte de long terme (siècle, millénaire). Certes, les évidences exposées ici ont permis d'apprécier la variabilité du climat global depuis plus d'un siècle: la hausse des température globale depuis 1860 est démontrée et bien documentée ; de même l'ont été les fluctuations de précipitations, la concentration du CO^2 atmosphérique et l'accroissement de l'activité solaire. En outre, les modèles prévisionnels, basés sur les connaissances actuelles que nous possédons sur le climat, prévoient tous, à plus ou moins long terme, un changement graduel de celui-ci sur le globe. Toutefois, hormis cette variabilité de haute récurrence, des

oscillations climatiques à très basse fréquence se sont produites depuis 5000 ans et rien ne vient contredire que les récentes tendances enregistrées au cours des dernières décennies ne s'inscrivent dans un de ces cycles climatiques de plus grande amplitude et/ou d'une magnitude opposée : un épisode plus chaud dans un épisode de basse fréquence plus froid ou *vice-versa*. Le problème principal réside dans la difficulté d'évaluer le sens et la vitesse de ce changement. Il est possible qu'il soit graduel et imperceptible et que ses effets ne se fassent sentir qu'à long terme; il est possible également que nous nous situions actuellement dans une phase de préparation prédisposant au franchissement d'un seuil climatique critique et au basculement rapide dans un extrême ou un autre. Beaucoup des changements climatiques prononcés ont pris place effectivement en quelques décennies ou quelques siècles à peine. C'est du moins ce que permettent d'affirmer les études paléoclimatiques qui ont été produites à partir de données indirectes telles que les macrofossiles et microfossiles végétaux (pollens, débris organiques végétaux) et autres données stratigraphiques prélevées dans divers milieux (lacs et milieux humides riverains). Comme les fluctuations climatiques se manifestent souvent par des fluctuations d'hydraulicité, elles ont un impact sur l'intégrité des écosystèmes ripariens. Ceux-ci conservent dès lors dans leur sédiments, avec une résolution hautement diversifiée (annuelle à multiséculaire), le signal temporel de la variabilité de l'hydraulicité et de manière implicite, celui du climat. Malheureusement, en dépit de leur importance capitale à la compréhension de la périodicité des oscillations hydroclimatiques, ces données ne fournissent encore que des apports fragmentaires en raison de leur nombre restreint. Or, la reconstitution des fluctuations à moyen et long terme d'hydraulicité de même que leur prévision, passe nécessairement par la quantification de leurs impacts sur les écosystèmes riverains; elles en constituent la clé de voûte. Une fois juxtaposées aux données d'hydraulicité annuelles, décennales et multidécennales, ces données d'hydraulicité à long terme (séculaires, multiséculaires et millénaires), déduites de l'analyse stratigraphique des écosystèmes riverains, contribuent à rehausser le pourcentage d'explication de la variabilité de l'hydraulicité des cours d'eau et des réservoirs en élargissant considérablement l'horizon prédictif des modèles hydroclimatiques couramment utilisés. Ces données

complètent le spectre des intrants nécessaires à la planification stratégique de la gestion durable de la ressource.

Les récents propos émanant des médias nous ont révélés dernièrement que le phénomène *El Niño* semble présenter des réminiscences un peu partout sur le globe et ce, encore à cette époque de l'année. Cette hypothèse ne semble pas avoir été réfutée par la communauté. D'ailleurs, au moment où l'Europe Occidentale subissait une vague de froid sans précédent en décembre dernier, des records de haute température et de faible précipitation étaient fracassés dans le sud du Québec et de l'Ontario ainsi qu'un peu partout au Canada. Il semble probant que les effets du *El Niño*, le plus important en terme de magnitude au cours du siècle, ont continués à se faire sentir en dépit de la disparition progressive des anomalies positives de température dans le Pacifique-Est. Sans chercher à expliquer les causes possibles de cet état factuel, il est vraisemblable que les événements climatiques extrêmes attribuables au phénomène cette dernière année, trouvaient encore leur écho, par voie de rétroaction, jusqu'à tout récemment dans les modalités climatiques globales. Le ENSO constitue un des plus importants phénomènes climatiques oscillatoires du globe, tant par son étendue (Pacifique-Équatorial), que par sa magnitude et la distribution spatiale de ses effets. Les impacts des fluctuations de cette téléconnection sont généralement planétaires et il est plausible de croire qu'elles ont perturbées jusqu'à très récemment, la configuration de téléconnections nord-hémisphérique importantes dont le North Atlantic Oscillation (NAO), le Pacific North American (PNA), le Tropical Northern Hemisphere (TNH) et le Polar Eurasian (POL). Ces téléconnections, dont les centres d'action sont étroitement liés, contrôlent en majeure partie la configuration synoptique du Canada et, de façon plus générale, celle de l'hémisphère nord. Il suffit dès lors du renforcement ou de l'affaiblissement d'un ou plusieurs centres d'action d'une de celles-ci pour désorganiser ou affaiblir la distribution et l'intensité normale des centres d'action des téléconnections adjacentes et déplacer de quelques centaines de kilomètres plus au nord, les masses d'air et la zone de transition des dépressions qui leur sont associées. Cette situation semble s'être manifestée au cours des mois de novembre et de décembre. La fin

de l'années 1998 a été marqué en effet, par un positionnement très nordique du front polaire et une trajectoire zonale du courant-jet. Cette configuration météorologique anormale pour cette période de l'année, a déterminée des anomalies de températures et de précipitations dans l'ensemble du pays notamment au Québec où les dépressions qui devaient affecter le sud-ouest et le centre de la province à ce moment de l'année ont été pratiquement absentes et ont transitées beaucoup plus au nord et au nord-est, lorsqu'elles ont été observées; ces « dépressions » ne contenaient en outre que de faible quantité d'humidité. Les faibles précipitations reçues au cours des dernière semaines en témoignent; elles ne sont attribuables qu'à une succession de perturbations déclenchées par des ondes planétaires de ont voyagé plus rapidement et se sont avérées beaucoup plus « sèches » que celles originant du sud-ouest et du sud-est des Etats-Unis.

Ces conditions, contraires à celles prévues par le retour à la phase froide du ENSO (« *La Niña* ») illustrent peut-être la part de variabilité que l'on pourrait attribuer à la « portion » chaotique du comportement du système climatique global. Toutefois, au-delà de ce constat limitatif et hors de toute considérations méthodologique ou conceptuelles, un fait demeure inaltéré : la compréhension de la variabilité climatique planétaire et de ses effets sur l'intégrité économique de nos sociétés constitue un défi hautement stratégique. Cependant, qu'elle qu'en soit sa teneur, il ne doit pas faire oublier qu'il implique nécessairement la maîtrise d'une approche pluridisciplinaire qui doit se distinguer d'une simple démarche heuristique et s'affranchir des limites de la spécialisation. Certes, la climatologie statistique aura toujours préséance sur les autres disciplines en ce qui touche à la compréhension des modalités dynamiques du climat planétaire. Toutefois, cette discipline ne pourra trouver à l'intérieur du contexte d'étude, sa propre justification qu'à travers les connaissances respectives et complémentaires de l'hydrologie statistique, de la paléohydrologie, de l'océanographie et la biogéographie. Ces disciplines constituent les assises premières d'une approche multidisciplinaire de la question. Leurs apports respectifs, loin de s'exclure mutuellement, devront se juxtaposer à l'intérieur d'une compréhension intégrée des causes et des effets du changement climatique global.

BIBLIOGRAPHIE

1) ARTICLES DE PÉRIODIQUES, MONOGRAPHIES

- Allen, M.R. et L.A. Smith. 1994. « Investigating the origins and significance of low-frequency modes of climate variability » Geophys.Res. Lett., 21, 883-886.
- Bradley R.S. et P.D. Jones 1993. « « Little ice age » summer temperature variations : their nature and relevance to recent global warming trends » The Holocene, 3 (4) 367-376.
- Barnston A.G. et R.E Livezey 1987. « Classification, Seasonality and Persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns » Monthly Weather Review, vol. 115, 1083-1126.
- Barnston A.G. et R.E. Livezey et M.S. Halpert 1991. « Modulation of Southern Oscillation Northern Hemisphere midwinter climate relationships by the QBO » Journal of Climate, vol. 4, 203-217.
- Battisti, D.S., et A.C. Hirst 1989. « Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state, ocean geometry, and nonlinearity » J. Atmos. Sci., vol. 46, 1687-1712.
- Bégin, Y. et S. Payette, 1988. « Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Quebec » Quaternary research, 30, 210-220.
- Bond, G. et al., 1993. Nature, 365, 143-147.
- Boulanger J.P. et C. Menkes 1996. « Propagations and Reflections of Long Equatorial Waves in the Western Pacific during the 1986-1989 and 1992-1993 ENSO Events » Résumé d'article en-ligne, France/États-Unis, <http://www.coare.ucar.edu/news/meetings/abstracts/boulanger.html>
- Broecker W.S. 1994. « Massive iceberg discharges as triggers for global climate change » Nature, 372, 421-424.
- Brown R. et R.O. Braaten 1998. « Spatial and temporal Variability of Canadian Monthly Snow Depth, 1946-1995 » Atmosphere-Ocean, vol. 36, no. 1, 37-54.
- Brown, R. et B.E. Goodison, 1996: « Interannual Variability in Reconstructed Snow Cover » 1915-1992. Journal of Climate, vol 9, no.6.
- California State University, 1998, Document en-ligne <http://seis.natsci.csulb.edu/rbehl/NADW.htm>
- Calder N. 1998. « The Carbon Dioxide Thermometer and the Cause of Global Warming » Document en-ligne <http://www.microtech.com.au/daly/calder/calder.htm>

- Cayan D.R. 1992a. « Latent heat and sensible heat flux anomalies over Northern Oceans : the connection to monthly atmospheric circulation, Journal of Climate, vol.5. no.4, 354-369.
- Cayan D.R. 1992b. « Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulae » Atmosphere-Ocean, vo. 30 no.1, 1-42.
- Cayan D.R. 1992c. « Latent and sensible heat flux over Northern Oceans : Driving the surface sea temperature » J. Phys. Oceanogr., Vol.22 no.8, 859-881.
- Cayan, D.R et R.H.Webb 1992. *El Nino / Southern oscillation and streamflow in the western United States* Cayan, D.R. and R. H. Webb, 1992. El Niño/Southern Oscillation and streamflow in the western United States, El Niño Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation, H.F. Diaz and V. Markgraf, editors, Cambridge University Press, 29-68.
- Chbouki N. 1992. « Spatio-temporal characteristics of drought as inferred from tree-ring data in Morocco » Thèse doctorale, Univers. Arizona, Tucson.
- Chbouki N., C.W.Stockton et D.E.Myers 1995. «Spatio-temporal patterns of drought in Morocco », Int. Journal Climatol., no.15, 187-205.
- Chew, F.H.S., T.C.Piechota, J.A.Dracup, T.A. Mcmanhon, 1998. « El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought : Links and potential for forecasting » Journal of Hydrology, vol. 204, 138-149.
- Cook E.R., R.D. D'arrigo, K.R.Briffa, 1996. « The North Atlantic oscillation and its expression in circum atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe » The Holocene, (sous presse).
- Daansgard, W. et al. 1982, Science, 218, 1273-1277.
- Daansgard, W. et al. 1993, Nature, 364, 218-220.
- Dai, A., I.Y. Fung, et A.D. Del Genio, 1997. « Surface Observed Global Land Precipitation Variations During 1900-1988 », J. Clim., vol.10, 2943-2961.
- Dai, A., K. E. Trenberth, et T. R. Karl, 1998. « Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995 » Geophys. Res. Lett., no. 25, 3367-3370.
- Delworth T.L., S. Manabe et R.J. Stouffer, 1993. « Interdecadal variations of the thermal circulation in a coupled ocean-atmosphere model » J. of Climate, vol. 6, 1993-2011.
- Dickson R.R., 1997. « From the Labrador sea to global change » Nature, vol. 386, 649-650.
- Dickson R.R., J. Meincke, S.A. Malmberg et A. Lee 1988. « The Great Salinity anomaly » in the Northern Atlantic 1968-1982 », Prog. Oceanogr. no.20, 103-151.
- Drinkwater, K.F. 1996. « Atmospheric and oceanic variability in the Northwest Atlantic during the 1980s and early 1990s » J. Northw. Atlan. Fish. Sci. Vol. 18, 77-97.

- Drinkwater K.F. et D.B. mountain, 1997. « Climate and Oceanography » In J.G. Boreman, B.S. Nakashima, J.A. Wilson et R.L. Kendell (eds.), Northwest Atlantic Groundfish : Perspective on a fisheriy collapse, American Fisheries Society, Maryland, 3-25.
- Ely L.L., Y.Enzel et D.R. Cayan, 1994. « Anomalous North Pacific Atmospheric Circulation and Large Winter Floods in the Southeastern United States » Journal of Climate, vol. 7, 977-987.
- Fan, S., M. Gloor, J. Mahlman, S. Pacala, J. Sarmiento, T. Takahashi, P. Tans. 1998. « A Large Terrestrial Carbon Sink in North America Implied by Atmospheric and Oceanic Carbon Dioxide Data and Models » Science, vol. 282, 442-445.
- Fischer M. 1998. « ENSO prediction with coupled ocean atmosphere models » Document en-ligne, http://www.imga.bo.cnr.it/~fischer/science/sardegna/con_art.html.
- Friis-Christensen, E., et K. Lassen 1991. « Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate » Science, vol. 254, 698-700.
- Green P.M., D.M. Legler, J. O'brien 1998. « Regional analysis of Canadian, Alaskan, and Mexican Precipitations and Temperature for El Nino Southern Oscillation Impact » Thèse doctorale, Floride, Center for OceanAtmosphere Prediction Studies (COAPS), 23p.
- Griffies S.M. et K.Bryan. 1997 « Predictability of North Atlantic multidecadal cliamte variability » Science, vol. 275, 181-183.
- Groisman P.Y.et D.R. Easterling, 1994. « Variability and trends of total precipitation and snowfall over the United States and Canada » Journal of Climate, vol. 7, 184-203.
- Grötzner A., M. Latif et T.P. Barnett 1997. « A decadal cycle in the North Atlantic as simulated by the ECHO coupled GCM » soumis au Journal of Climate.
- Halpert, M. S. et G. D. Bell, 1997. « Climate Assessment for 1996 » Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, S1S49.
- Hansen D.V. et H.F. Bezdek, 1996. « On the nature of decadal anomalies in North Atlantic sea surface temperature, Journal of Geophys. Res. 101, 974-958.
- Hurrell J. et H. Van Loon, 1996. Decadal Variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, Climatic Change, 36, 301-326.
- Hurrell J. 1995a. « Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional precipitation and temperature » Science, vol 269, 676-679.
- Hoyt D.J, 1997. « Greenhouse Warming: Fact, Hypothesis, or Myth? » Document en-ligne, État-Unis, <http://www.erols.com/dhoyt1/>

- Jones P.D., T. Jonsson et D.Wheeler 1997. « Extension in the North Atlantic Oscillation using early instrument pressure observations from Gibraltar and SW Iceland » Soumis au Int. Jour. Clim.
- Kahya E. et J.A. Dracup 1993. « U.S. streamflow patterns in relation to the El Nino/Southern Oscillation » Water Resources Research, vol. 29, no.8, 2491-2503.
- Keeling C. 1997, Données du Mauna Loa, http://cdiac.esd.ornl.gov/cdiac/new/keel_page.html
- Kodera K., M. Chiba, H. Koide et A. Kitoh 1996. « Interannual variability of winter stratosphere and troposphere in the Northern hemisphere, J Meteorol.Soc Japan, 74 365-382.
- Kushnir Y. et J.M. Wallace, 1989. « Low-Frequency Variability in the Northern Hemisphere Winter: Geographical Distribution, Structure, and Time-Scale Dependence, Journal of the Atmospheric Sciences, 46, 3122-3142.
- Lassen K. et E. Friis-Christensen 1995. « Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate » J. Atmos. Terr. Phys., no.57 835-845.
- Latif M., D. Anderson, T. Barnett, M. Cane, R. Kleeman, A. Leetmaa, J.J. O' Brien, and E. Schneider 1997. « TOGA review paper :Predictability and Prediction » Submitted to J. Geophys. Res., Special TOGA
- Latif M., T.P. Barnett, M.A. Cane, N.E. Graham, H. von Storch, JS Xu, S.E. Zebiak 1994. « A review of ENSO prediction studies » Climate Dynamics, 9, 167-179.
- Latif, M., et T.P. Barnett, 1996. « Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America: Dynamics and Predictability » J. Clim., 9, 2407-2423.
- Lazier J.R.N. 1995. « The salinity decrease in the Labrador sea over the past thirty years » Natl. Res. Council, Washington D.C.
- Lean J. et D. Rind 1997. « Climate forcing by solar radiation » accepté pour publication Journal of Climate.
- Lean J., J.Beer, et R. Bradley, 1995. « Reconstruction of solar irradiance since 1610 : implications for climate change » Geoph. Resear. Lett., vol.22 no.23, 3195-3198.
- Leathers D.J et M.A Palecki, 1992. « The PacificNorth American teleconnection pattern and United States Climate Part II : Temporal characteristic and index specification » J. Climate, 5 707-716.
- Lin H. et J. Derome 1998. « A threeyear lagged correlation between the North Atlantic Oscillation and winter conditions over the North Pacific and North America » Geophy. Res. Lett. Vol. 25, no.15, 2829-2932.

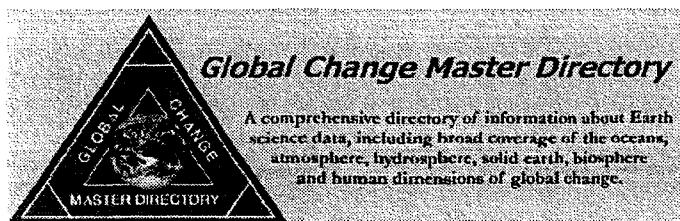
- Mann M.E., U. Lall et B. Saltzman, 1995. « Decadal-to-centennial climate variability : Insight into the rise and fall of the Great Salt Lake » Geophy. Resear. Letters., vol.22, no.8, 937-940.
- Mann M.E., J. Park et R.S. Bradley, 1995. « Global interdecadal and century-scale climate oscillation during the past five centuries » Nature, vol. 378, 266-270.
- McCartney M., R.G. Curry et H.F. Bezdek 1997. « North Atlantic's tranformation Pipeline chills and redistribute subtropical waters » Oceanus vol.39 no.2, 19-23.
- Morgan M.R., D.R. Drinkwater et R. Pocklington 1993. « Temperature trends and coastal stations in Eastern Canada » Climatol. Bull. 27 (3), 135-153.
- Morgan A.V. 1998. « Global Warming? We must worry! » Document en-ligne <http://www.science.uwaterloo.ca/earth/qsi/global.html>
- Moss M.E., C.P. Pearson, A.I. Mckerchar 1994. « The southern oscillation index as a predictor of the probability of low streamflows in NewZealand » Water Resources Research, vol. 30, no. 10, 2717-2723.
- NASA 1998. Dictionnaire en-ligne <http://www.sti.nasa.gov/98Thesaurus/vol1.pdf>
- Nicholls N. 1987. « The El Nino/Southern Oscillation phenomenon » Rapport Scientifique, Natl. Center Atmos Research Boulder, Colorado.
- NOAA 1998. « Northern Hemisphere Teleconnection Patterns » Document en-ligne : <http://nic.fb4.noaa.gov/data/teledoc/teleintro.html>
- Phillips O. L., Y. Malhi, N. Higuchi, W. F. Laurance, P.V. Núñez, R.M. Vásquez, S. G. Laurance, L. V. Ferreira, M. Stern, S. Brown et J. Grace. 1998 « Changes in the Carbon Balance of Tropical Forests: Evidence from Long-Term Plots » Science vol. 282, 439-442.
- Oliver, J.E. et J.J. Hidore, 1984. « The physical basis of the hydrological cycle ». Chap. In Climatology, 67-75, Bell and Howell, Toronto.
- Parker, D.E., P.D. Jones, C.K. Holland et A. Bevan 1994. « Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century » J. Geophy. Res., 99, 25, 819-825.
- Payette S. et A. Delwaïde 1991.«Variations séculaires du niveau d'eau dans la Rivière Boniface (Québec nordique) : Une analyse dendroécologique» Geographie physique et Quaternaire no.1 vol.45, 59-67.
- Pédelaborde P. 1982. Introduction à l'étude scientifique du climat, Paris,SEDES. 348p.
- Perlwitz, J., et F. Graf, 1995. « Statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter » J. Climate, 8, 281-295.

- Perreault, L., M. Hache, M. Slivitzky, et B. Bobée, 1998. « Detection of changes in precipitation and runoff over eastern Canada and the U.S. using a Bayesian approach » Accepté pour publication Stochastic Hydrology and Hydraulics
- Piechota, T.C. 1997. « Long-range seasonal streamflow forecasting and the El Nino-Southern Oscillation » Résumé d'article en ligne, <http://www.wlib.umi.com/dissertations/fullcit?360926>
- Piechota T.C., J.A. Dracup et R.G. Fovell 1997. « Western US streamflow and atmospheric circulation patterns during El NinoSouthern Oscillation » Journal of Hydrology, vol. 201, 249-271.
- Rajagopalan B., U.Lall et M.A.Cane. 1997 « Anomalous ENSO occurrences : An alternate view » Journal of Climate, vol.10, 2351-2357.
- Rasmusson, E.M. 1987. « El Nino and variations in climate » Am. Sci., 73, 168-177.
- Rasmusson, E.M. et T.H. Carpenter, 1982. « Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño » Mon. Weather Rev., 110, 354-384.
- Reverdin G., D.R. Cayan et Y. Kushnir 1997. « Decadal variability of hydrography in the upper northern atlantic 1948-1990 » J. Geophys. Research. (sous presse)
- Rogers R.R. et Yau M.K. 1989 « A short course in clouds physics » 3rd edn, Int. Series in Nat. Phil. Pergamon Press, Oxford.
- Robock, A., et J. Mao, 1992. « Winter warming from large volcanic eruptions », Geophys. Res. Lett., 19, 2405-2408.
- Rodionov S.N. 1993. « Association between winter precipitation and water level fluctuations in the Great Lakes and Atmospheric circulation patterns » J. of Climate, vol.7 no.11 1693-1706.
- Rodionov S.N. 1994. « Interannual and interdecadal changes in Great Lakes water levels in association with largescale atmospheric circulation » In Actes de la 8th Conference on applied Climatology, (Anaheim, CA 1993) AMS, Boston Mass.
- Rogers J.C. 1990. « Patterns of lowfrequency monthly sealevel pressure variability (1899-1986) and associate wave cyclone frequencies » J. Clim. 3, 1364-1379.
- Ropelewski C.F 1995. « The El Niño/Southern Oscillation (ENSO), Climate Variability and Climate Modelling » Résumé en-ligne
- Ropelewski C.F. et P. Jones, 1987. « An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index » Monthly Wea. Rev., 115, 2161-2165.
- Rossel F. 1997. « Influence du Nino sur les régimes pluviométriques de l'Équateur » Thèse doctorale, Montpellier, Université de Montpellier, 289p.

- Saabye, H.E., « Brudstykker sd en Dagbog holden I Grönland I Aarene 1770-1778, in Medd. Grönland, » Document en-ligne http://www.Ideo.columbia.edu/NAO/NAO_basics.html
- Schopf, P.S. et M.J. Suarez. 1988. « Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model » J. Atmos. Sci. 45, 549-566.
- Schatten, K. et D. Hoyt. 1998 « Solar cycle 23 forecast update » Geophysical Research Letters, vol. 25, no.5, 599-601.
- Hoyt, D. et K. Schatten 1993 « A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992 » Journal of Geophysical Research vol. 98, no. A11, 18 895-18 906.
- Shabbar A. et M. Kandevar 1996 « The impact of El Nino Southern Oscillation on the temperature field over Canada » Atmosphere-Ocean, vol. 34, no.2, 401-416.
- Shabbar, A., B. Bonsal, et M. Khandekar, 1997. « Canadian precipitation patterns associated with the Southern Oscillation » Journal of Climate, 10: 3016-3027.
- Simpson H., M. Cane, A. Herczeg, S. Zebiak et J. Simpson, 1993a. « Annual river discharge in Southeastern Australia related to El Nino/southern oscillation forecasts of sea surface temperature » Wat. Res. Resea., 29, 11, 3671-3680.
- Skinner W.R. et D.W. Gullet, 1993. « Trends of daily maximum and minimum temperature in Canada during the past century » Climatolo. Review, 27(2), 63-77.
- Stone, R.C., G.L. Hammer et T. Marcussen 1996. « Prediction of global rainfall probabilities using phases of the southern oscillation index » Nature, vol. 384, 252-255.
- Svensmark H. et E. Friis-Christensen 1997. « Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage a missing link in solarclimate relationships » J. Atmos. Sol.Terr. Phys. Vol.59, no.11, 1225-1232.
- Sy A., M. Rhein, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka et M. Bersch 1997. « Surprisingly rapid spreading of newly formes intermediate waters across the North Atlantic Ocean » Nature, vol. 386, 675-679.
- Talley, L.D., 1996. « North Atlantic circulation and variability reviewed for the CNLS conference » Physica D., 98, 625-646.
- Till, C., 1985. « Recherches dendrochronologiques sur le Cèdre de l'Atlas (Cedrus atlantica) au Maroc. Thèse doctorale, ULC Louvain-LaNeuve, Belgique.
- Timmermann A., M. Latif, R. Voss et A. Grötzner 1997. « North Atlantic variability : a coupled air-sea mode » Soumis au Journal of Climate.
- Trenberth, K.E. et T.J. Hoar 1996. « The 1990-1995 El Nino Southern Oscillation event : Longest on record » Geophys. Res. Let. 23, 267-285.

- Trenberth K.E. 1996. « What is El Nino ? » Document en-ligne
<http://www.dkrz.de/clivar/exchv1n3p2.html>
- Trenberth, K. E., 1984: « Signal versus noise in the Southern Oscillation » Mon. Wea. Rev., 112, 326-332.
- Van Loon, H., et J.C. Rogers, 1978. « The Seesaw in Winter Temperature between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description » Mon. Weather Rev., 106, 296-310.
- Vogel S. 1989. « Deep-rooted disturbance » Discover, 10 (7) 26-29.
- Walker, G.T., 1924. « Correlations in seasonal variations of weather » IX Mem. Ind. Meteor. Dept., 24, 275-332.
- Walker, G.T. et E.W. Bliss, 1932. « World Weather » V. Mem. Roy. Meteor. Soc., 4, 53-84.
- Wallace, J. M., Zhang, Y., et J. A. Renwick, 1995. « Dynamic Contribution to Hemispheric Mean Temperature Trends » Science vol 270, 780-783.
- White W.B., J. Lean, D. R. Cayan et M. D. Dittinger, 1997. « Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance » Jou. Geophys. Res., vol. 102, no. C2, 3255-326.
- Wigley, T. M. L., R. L. Smith, et B. D. Santer. 1998. « Anthropogenic Influence on the Autocorrelation Structure of Hemispheric-Mean Temperatures » Science 1676-1679.
- Wolter, K., et M.S. Timlin, 1993. « Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index » Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57.
- Wolter, K., et M.S. Timlin, 1998. « Measuring the strength of ENSO how does 1997/98 rank? » Weather, 53, 315-324.
- Wright P. 1989. « Homogenized long period Southern Oscillation Indices » International Journal of Climatology, 9, 33-54.
- Yarnal B. et D.R. Leathers 1988. « Relationships between interdecadal and interannual climatic variations and their effect on Pennsylvania climate » Annu. Assoc. Amer. Geogr. 78, 4, 624-639.
- Yarnal B. et H. Diaz 1986. « Relationships between the extremes of the Southern oscillation and the winter climate of Anglo-American Pacific coast » Journal of Climatology, 6, 197-219.

2) SITES INTERNET



<http://www.gcmd.nasa.gov/>



<http://neit.cgd.ucar.edu/>

Climate Modelling Group

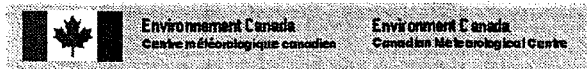
<http://wikyonos.seos.uvic.ca/>



<http://www.cdc.noaa.gov/>



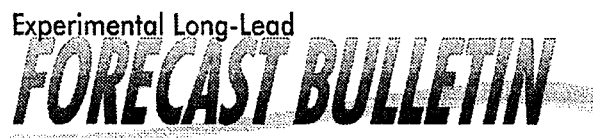
<http://www.weatheroffice.com/default.asp?page=ElNino/default.htm>



<http://www.cmc.ec.gc.ca/>



<http://www.coaps.fsu.edu/>



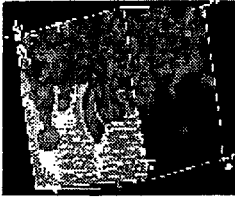
<http://www.iges.org>



<http://www.ldeo.columbia.edu/>



<http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/>



The Labrador Convection Sea Experiment

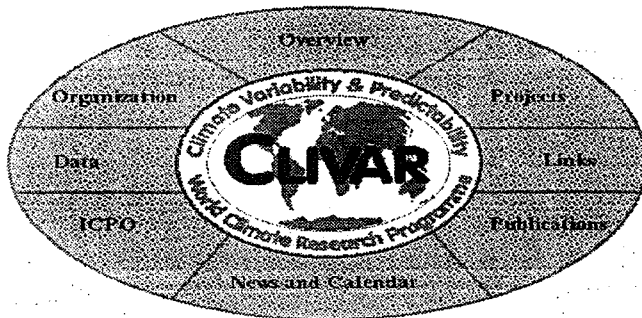
<http://www.ldeo.columbia.edu/~visbeck/labsea/labsea.html>



<http://www.usgcrp.gov/>



<http://www.ncep.noaa.gov/>



<http://www.dkrz.de/clivar/hp.html>