



**HAL**  
open science

## L'Arctique en mutation

Daniel Joly, Madeleine Griselin, Christelle Marlin, Jean Michel Friedt, Eric Bernard, Florian Tolle, Samuel Etienne, Jim Hansom, Donald Forbes, Denis Mercier, et al.

► **To cite this version:**

Daniel Joly, Madeleine Griselin, Christelle Marlin, Jean Michel Friedt, Eric Bernard, et al.. L'Arctique en mutation. Daniel Joly. Ecole Pratique des Hautes Etudes, 46, pp.184, 2016, Les mémoires du laboratoire de Géomorphologie, Samuel Etienne, 978-2-900111-23-9. hal-01425238

**HAL Id: hal-01425238**

**<https://hal.science/hal-01425238>**

Submitted on 12 Jan 2017

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - ShareAlike 4.0 International License

# L'ARCTIQUE EN MUTATION

Collection *Les mémoires du laboratoire de Géomorphologie*  
VOLUME 46

Dépôt légal : 1<sup>er</sup> semestre 2016  
ISBN 978-2-900111-23-9  
ISSN 0750-6066  
EAN 9782900111239  
Dinard - Paris, 2016

Mise en page : Hélène GLORIA

ECOLE PRATIQUE DES HAUTES ETUDES  
Laboratoire de Géomorphologie et  
Environnement littoral  
15, boulevard de la Mer - 35800 Dinard

[geomorphologie.dinard@ephe.sorbonne.fr](mailto:geomorphologie.dinard@ephe.sorbonne.fr)  
[www.ephe.fr](http://www.ephe.fr)



École Pratique  
des Hautes Études

# L'ARCTIQUE EN MUTATION



# SOMMAIRE

<b>AVANT-PROPOS</b> .....	7
<i>Daniel JOLY</i>	
<b>CHAPITRE I</b> .....	9
Fluctuations climatiques récentes en Arctique : l'exemple du Spitsberg occidental	
<i>Madeleine GRISELIN, Christelle MARLIN et Jean-Michel FRIEDT</i>	
<b>CHAPITRE II</b> .....	25
Évolution contemporaine des glaciers arctiques ; exemple de l'Austre Lovénbreen (79°N)	
<i>Eric BERNARD et Florian TOLLE</i>	
<b>CHAPITRE III</b> .....	39
Géomorphologie des côtes rocheuses arctiques	
<i>SAMUEL ETIENNE, Jim HANSOM et Donald L. FORBES</i>	
<b>CHAPITRE IV</b> .....	65
L'Arctique face aux crises géomorphologiques paraglaciaires	
<i>Denis MERCIER</i>	
<b>CHAPITRE V</b> .....	79
Distribution multi-scalaire de la végétation en Arctique	
<i>Martha RAYNOLD</i>	
<b>CHAPITRE VI</b> .....	95
Distribution de la végétation au Svalbard	
<i>Daniel JOLY, Geir ARNESEN et Lennart NILSEN</i>	
<b>CHAPITRE VII</b> .....	105
Les mouvements de masse comme risques majeurs aux hautes latitudes atlantiques européennes (exemples islandais et norvégien)	
<i>Armelle DECAULNE</i>	

<b>CHAPITRE VIII.....</b>	<b>127</b>
Les formes et les enjeux de l'urbanisation en Arctique	
<i>Yvette VAGUET</i>	
<b>CHAPITRE IX.....</b>	<b>137</b>
Les routes maritimes de l'Arctique	
<i>Jacques GUILLAUME</i>	
<b>CHAPITRE X.....</b>	<b>151</b>
Les peuples traditionnels et la modernité	
<i>Eric NAVET</i>	
<b>CHAPITRE XI.....</b>	<b>165</b>
Le læstadianisme, syncrétisme culturel entre chamanisme et luthéranisme chez les Sâmes d'Europe du Nord	
<i>Karen HOFFMANN-SCHICKEL</i>	
<b>TITRES DES TABLEAUX.....</b>	<b>177</b>
<b>TITRES DES FIGURES.....</b>	<b>178</b>



---

## AVANT-PROPOS

Il y a de toute évidence des liens étroits entre l'environnement et les sociétés ; liens complexes, rétroactifs. Sans forcément adhérer sans retenue à Montesquieu et à son déterminisme climatique expliquant les régimes politiques, il est loisible de poser la question de savoir quelle est la part d'influence apportée par l'un dans la construction ou la modification de l'autre. Les sociétés de l'Arctique donnent à cet égard bon nombre d'arguments à ceux qui pensent qu'il faut du génie à l'Homme pour avoir colonisé puis survécu dans un milieu on ne saurait plus répulsif. A la suite du géographe Jared Diamond (« *Le Monde jusqu'à hier. Ce que nous apprennent les sociétés traditionnelles* », Gallimard, 2013), il ne faut toutefois pas voir dans la nature, aussi contraignante qu'elle puisse être, la principale menace à laquelle les peuples autochtones doivent faire face.

Les hommes du Nord ont été confrontés de force à la « civilisation » occidentale dont les impacts destructeurs ont, en moins d'un siècle, profondément modifié des civilisations multimillénaires et contribué à la disparition de très nombreuses langues. Mais ces sociétés se restructurent, s'adaptant au monde moderne après avoir plus ou moins intégré leur récente immersion dans la « mondialité » (Gérard Dussouy, *Traité de relations internationales*, tome III : *Les théories de la mondialité*, L'harmattan, 2009). Mais aujourd'hui, un nouvel obstacle apparaît sous la forme du changement climatique dont les effets, amorcés à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, ont déjà commencé à se faire sentir. Les experts du GIEC (Groupement intergouvernemental sur l'évolution du climat) ont, dans leur dernier rapport de 2013, confirmé la responsabilité, sinon en totalité, du moins en grande part, de l'homme dans un processus qui a vu les températures mondiales croître de 1°C depuis cent ans, processus qui se poursuivra en s'amplifiant. Suite à ces profondes mutations, une partie du patrimoine culturel de l'humanité a déjà disparu ; ce qu'il en reste résistera-t-il à la modification des conditions « naturelles » qui ne permettent plus aux rennes de se nourrir convenablement l'hiver par exemple ? Sans parler de la banquise d'été qui pourrait disparaître dans moins de vingt ans.

Les membres du GDR/CNRS 3062 « mutations polaires » se sont donné comme objectif de décrypter les enjeux de ces bouleversements politiques, économiques et climatiques auxquels doivent faire face les peuples du Nord. Les textes réunis dans ce recueil ne visent pas à faire le tour de la question des mutations actuelles précédemment citées. Mais le dénominateur commun entre toutes les contributions est de montrer que l'Arctique bouge. La première partie aborde quelques uns des processus physiques les plus éminents : fluctuations récentes du climat et des glaciers, dynamiques géomorphologiques des littoraux, géomorphologie. Une seconde partie est consacrée à la structure de la végétation à deux niveaux d'échelle : en Arctique tout entier et au Spitsberg. Enfin, l'homme, tout à la fois acteur actif et acteur subissant les mutations, apparaît dans la troisième partie. Avec les risques d'avalanches et de glissements de terrain qui entraînent des dizaines de morts chaque année, on est bien à l'interface de la nature et de la société. Il en va de même avec le transport maritime qui trouve un regain d'intérêt et suscite la convoitise des marchands suite à la fréquence de plus en plus faible de la glace dans les passages du nord-ouest et du nord-est. L'exploitation des ressources naturelles a entraîné l'Arctique dans un processus d'urbanisation, traditionnellement inconnu des populations autochtones nomades. Enfin deux chapitres, l'un consacré au peuple Ojibwé, l'autre au peuple Sâme, montrent l'assimilation culturelle et la dépossession économique suite à la colonisation et à l'évangélisation. Écoutez les sociétés traditionnelles ; nous autres « modernes » avons beaucoup à en apprendre : sur les liens qui unissent les hommes au sein de la société, mais aussi, grâce à un regard humain, sur l'interprétation qui est faite de la nature, du monde, de l'univers.

Daniel Joly





# CHAPITRE 1

## FLUCTUATIONS CLIMATIQUES RÉCENTES EN ARCTIQUE : L'EXEMPLE DU SPITSBERG OCCIDENTAL

Madeleine Griselin<sup>a</sup>, Christelle Marlin<sup>b</sup> et Jean-Michel Friedt<sup>c</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR6049 ThéMA, Université de Franche-Comté, Besançon

<sup>b</sup> CNRS UMR8148 GEOPS, Université Paris-Sud, Orsay

<sup>c</sup> CNRS UMR6174 FEMTO-ST, Université Franche-Comté, Besançon

L'Arctique est indiscutablement reconnu comme la région du globe la plus affectée par le réchauffement climatique récent (IPCC, 2013). Si l'impact de ce changement est visible dans les différents systèmes et écosystèmes de l'Arctique (Hagen *et al.*, 2003 ; Kholer *et al.*, 2007), les rétroactions sur le climat des hautes latitudes de l'hémisphère nord nécessitent d'être prises en compte pour comprendre plus globalement le climat mondial. Même si des différences existent entre les projections issues des différents modèles climatiques, ces dernières s'accordent toutes sur une augmentation de la température de l'air et des hauteurs de précipitations dans l'Arctique (IPCC, 2013). Le lien entre le système arctique et le climat mondial implique le cycle hydrologique, y compris la partie atmosphérique, et la cryosphère. Toutefois, la faible densité de stations associée à des problèmes de mesures entrave l'analyse fine qui peut être faite des changements climatiques dans l'Arctique (Førland et Hanssen-Bauer, 2003). Parmi les paramètres climatiques, les séries de température de l'air et des hauteurs de précipitations sont les plus longues.

Au Spitsberg occidental, île faisant partie de l'archipel du Svalbard dans l'Arctique, les données de température et de précipitations ont débuté à Longyearbyen quelques années avant la Première Guerre mondiale, ce qui autorise une analyse de la température de l'air sur les cent dernières années. Les données discontinues des hauteurs de précipitations ne permettent une analyse de ce paramètre que sur les soixante dernières années. En parallèle, la station de Ny-Ålesund, une centaine de kilomètres au nord de Longyearbyen, a démarré en 1969 et sert de référence aux nombreux travaux scientifiques se déroulant en baie du Roi. En particulier, les travaux hydro-glaciologiques conduits dans le cadre de deux programmes ANR – Hydro-Sensor-Flows (2007-2010) et Cryo-Sensors (2011-2014) – ont nécessité une analyse fine des données climatiques pour comprendre le lien entre l'évolution du glacier Lovén Est (Austre Lovénbreen) et le climat depuis les quarante dernières années.

### STATIONS CLIMATIQUES DANS L'ARCTIQUE

Pour très réactif qu'il soit aux fluctuations climatiques, le haut Arctique possède peu de séries climatiques longues, d'une durée supérieure à cent ans. Dans les bases de données facilement accessibles en ligne (comme la base de données Météo-climat ou celle d'Eklima du Norwegian meteorological Institute par exemple), on observe que les premières données climatiques dans l'Arctique proviennent de mesures effectuées par quelques stations éparses installées progressivement au nord du cercle polaire dès la fin du XIX<sup>e</sup> ou au début du XX<sup>e</sup> siècle. Parmi ces premières stations, citons celle d'Ilulissat au Groenland (69,22°N, 51,05°O et altitude de 39 m) qui démarre en 1873, celle de Barrow en Alaska (71,03°N, 156,78°O et altitude de 9 m) avec une chronique qui débute en 1901 ou encore deux stations au Svalbard dont l'une aurait démarré en 1908 (Svalbard Airport/Longyearbyen) et en 1910 (l'île aux Ours). Avant la Seconde Guerre mondiale, l'Arctique possède un réseau d'une dizaine de sta-

tions, réseau qui va considérablement s'étoffer après la guerre (par exemple : Mould Bay dans les Territoires du Nord-Ouest au Canada en 1948 ; Alert dans le Nunavut au Canada en 1951 ; Station Nord au Groenland en 1952 ou Danmarkshavn au Groenland en 1973). Aujourd'hui, l'Arctique continental est suivi par une trentaine de stations (Fig. 1.1). Si les premières d'entre elles possèdent des chroniques longues, les données ne sont pas toujours utilisables en raison des interruptions des relevés ou d'un manque de fiabilité dans l'instrumentation donc dans celle des données produites (Tolle *et al.*, 2013). Les auteurs considèrent que ce n'est qu'après les années 1940-1950 que les chroniques de températures et précipitations deviennent plus fiables pour rendre compte du changement climatique dans l'Arctique : cela donne un recul d'à peine un demi-siècle de mesures directes du climat dans cette région. Avec moins de cinquante stations au-delà du cercle polaire sur un territoire de terres émergées d'environ 7 millions de km<sup>2</sup> sur les 24 millions que compte l'Arctique, cela représente une densité faible de stations (< 7 stations par million de km<sup>2</sup>). Notons que la disponibilité des données est variable de même que leur homogénéité : elles n'ont pas toujours été corrigées au sens entendu par les climatologues (par exemple Tabaud, 2008 ; Godard et Tabaud, 2009 ; site web de l'organisation mondiale de la météorologie). Il est également à noter que, jusqu'à très récemment, les stations météorologiques arctiques étaient toutes en bordure de la mer et donc à des altitudes très faibles. La très complète station américaine Summit, établie en avril 1989 au cœur de l'inlandsis groenlandais, est une exception (72,6°N ; 38,5°O ; altitude de 3 225 m).

## STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES AU SVALBARD

Le Svalbard (74,81°N, 10,35°E) est l'un des bastions de l'océan Arctique à présenter les plus longues séries enregistrées. La chronique continue la plus longue est celle de Longyearbyen au sud de l'Isfjord, le fjord le plus important du Spitsberg (Kohler *et al.*, 2003 ; Nordli, 2010). Entre le Svalbard et la Scandinavie, la station de l'île aux Ours fonctionne depuis 1910. Ny-Ålesund, au nord-ouest du Spitsberg, possède une station depuis 1969, tandis que la station polonaise de Hornsund, au sud, fonctionne depuis 1976. Les stations météorologiques terrestres sont toutes proches du niveau de la mer. Les programmes de recherche actuels ont vu fleurir au Svalbard des stations d'enregistrement de quelques paramètres climatiques sur les glaciers et les calottes polaires (Kongsvegen (520 m), (Karner *et al.*, 2013) ; Glacier Lovén Est (400 m), (Xu *et al.*, 2010) ainsi que sur des sommets ou épaulements rocheux (Lovén Est, 450 m ; Zeppelin Fjellet, 474 m).

### LONGYEARBYEN ET L'ISFJORD

Bien que représentatives du climat de la partie centrale du Spitsberg, les chroniques de Longyearbyen permettent d'appréhender les fluctuations climatiques des cent dernières années au Svalbard. Il est important de noter que la station a été sensiblement déplacée deux fois après son implantation :

- période 1916-1977 : station de Longyearbyen ; à 37 m d'altitude (78,22°N et 15,62°E) ;
- période 1964-1969 : station de l'aéroport du Svalbard à 20 m d'altitude (78,25°N et 15,55°E) ;
- depuis 1974 : station de l'aéroport du Svalbard à 28 m d'altitude (78,25°N et 15,45°E).

Pour des questions pratiques, et en raison de la faible distance séparant les trois emplacements, l'ensemble de ces deux stations sera, dans le reste du texte, désigné sous le nom unique de «Longyearbyen».

En dehors de la capitale, le sud de l'Isfjord a été équipé de trois autres stations, permettant de compléter les données manquantes sur Longyearbyen (après corrections). Parmi ces stations, seule celle de Barentsburg fonctionne encore :

- Green Harbour (78,05°N, 14,25°E ; altitude 4 m). Avec la station de l'île aux Ours au sud de l'archipel, cette station a été l'une des premières (1911) à fonctionner au Svalbard mais elle

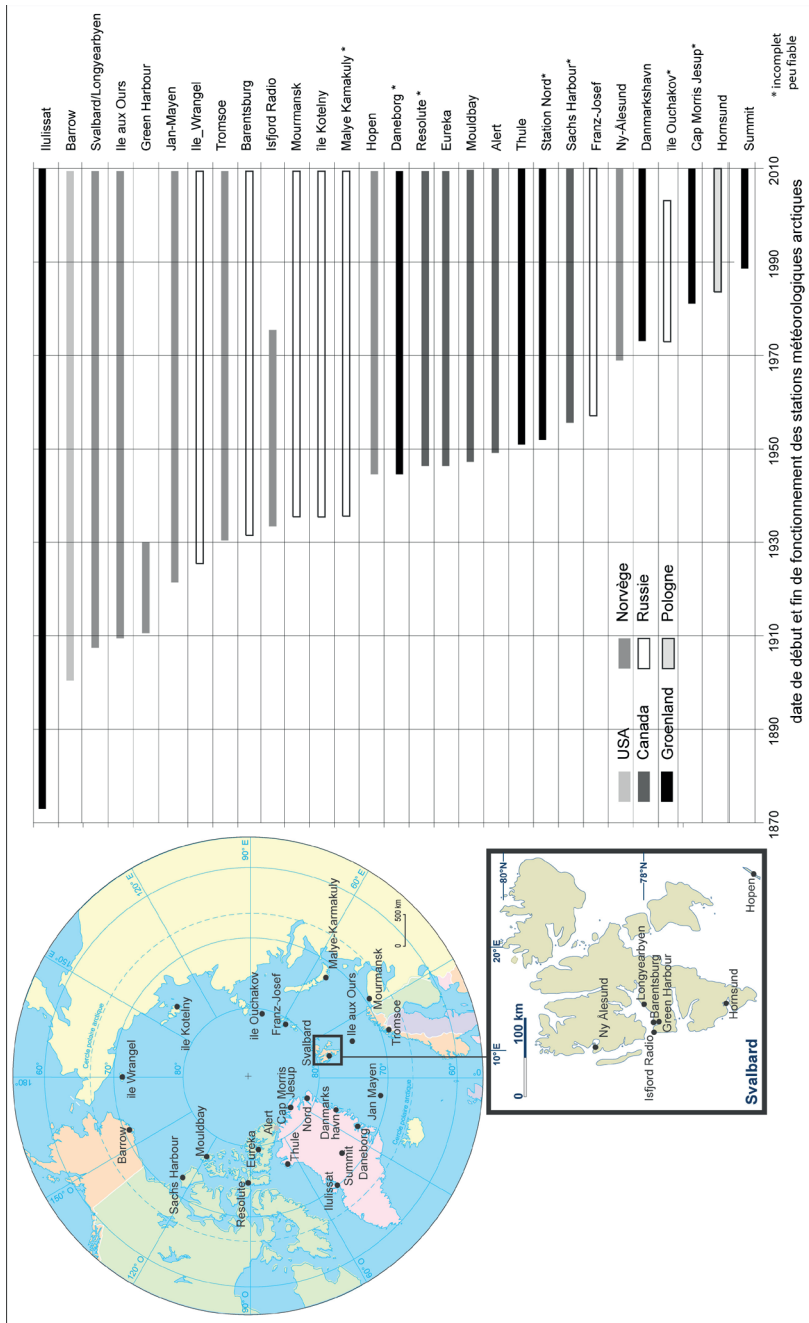


Figure 1.1 : Carte des stations météorologiques en Arctique et périodes de fonctionnement (d'après les données de Meteo-Climat : <http://meteo-climat-bzh.dyndns.org/>)

a été arrêtée assez rapidement, en 1930 ;

– Barentsburg (78,30°N, 14,30°E ; altitude 49 m). Cette station russe, à 2 km seulement de Green Harbour, qui a été mise en place en 1933, est toujours en activité ;

– Isfjord Radio (78,07°N, 13,6°E ; altitude 7 m). Cette station a fonctionné pendant une quarantaine d'années, entre 1934 et 1976. Située sur un emplacement stratégique à Cap Linné, à l'entrée de l'Isfjord, dans un contexte plus océanique que Longyearbyen, la station a été arrêtée après la mise en fonction de l'aéroport international du Svalbard à Longyearbyen.

## **NY-ÅLESUND**

La station de Ny-Ålesund, 100 km plus au nord et en façade maritime, est opérationnelle depuis 1951 d'après le site web du service météorologique norvégien, mais seules les données à partir de 1969 sont disponibles en ligne. L'emplacement de la station a changé une fois en juillet 1974 :

– période 1951-1974 : 78,92°N et 11,93°E ; altitude 42 m ;

– période 1974 à l'actuel : 78,92°N et 11,93°E, altitude 8 m.

Cette station a fait l'objet de plusieurs articles récents (par exemple : Førland et *al.*, 2011 ; Killingtveit et *al.*, 2003 ; Kohler et *al.*, 2003 ; Forland et Hanssen-Bauer 2003), en raison des nombreux travaux scientifiques menés dans le secteur de la baie du Roi près du village scientifique de Ny-Ålesund.

## **ANALYSES DES DONNÉES CLIMATIQUES AU SVALBARD**

Les informations climatiques présentées ici proviennent de calculs effectués à partir des données journalières ou bi-journalières fournies par le service météorologique norvégien (site Internet met.no). Les données moyennes annuelles et les gradients sont présentés ici en années hydrologiques commençant le 1<sup>er</sup> octobre et se terminant le 30 septembre de l'année suivante<sup>1</sup>.

## **LONGYEARBYEN**

La température moyenne annuelle de l'air à Longyearbyen sur la période 1918-2012 est de -5,75°C (écart-type  $\sigma = 1,57^\circ\text{C}$  ; nombre de valeurs  $n = 95$ ). Elle est sensiblement plus basse pour la normale 1970-1999 – choisie comme référence à 30 ans sur une période commune avec la chronique de Ny-Ålesund –, avec une moyenne de -6,04°C ( $\sigma = 1,17^\circ\text{C}$ ,  $n = 30$ ). Pour se rendre compte de l'augmentation de la température de l'air sur les années récentes, les gradients décennaux ont été déterminés sur la période 1918-2012, séparée en deux intervalles 1919-1999 et 1999-2012 (Fig. 1.2). Le gradient obtenu pour l'ensemble de la chronique est faible, +1,62°C pour 95 ans (+0,17°C par décennie) et cache une forte disparité entre les deux sous-périodes considérées : seule la période récente (2000-2012) présente une augmentation importante de la température de l'air avec une augmentation apparente de 1,94°C, soit un gradient de +1,49°C par décennie alors que la première partie de la chronique 1918-1999 ne montre pas de gradient significatif (-0,30°C pour 82 ans, soit -0,04°C/décennie).

Si les premières mesures des hauteurs de précipitations ont été obtenues en 1917 (base de données Klima du Norwegian meteorological Institute) – voire antérieurement (1908) si on se réfère à la base de données de Meteo-climat – les données deviennent exploitables à partir de 1957 car les valeurs sont trop sporadiques avant cette date. La moyenne 1958-

---

1. Pour ne pas alourdir le texte, une moyenne entre deux périodes, année  $n$  / année  $n+1$  et année  $m$  / année  $m+1$ , sera indiquée comme la moyenne année  $n+1$ -année  $m+1$  : par exemple, moyenne 1969-1970 / 1998-1999 sera indiquée 1970-1999.

2012 s'établit à 190 mm ( $\sigma = 50$  mm,  $n = 55$ ) et est tout à fait similaire à celle obtenue pour la période de 30 ans 1970-1999 (195 mm ;  $\sigma = 45$  mm,  $n = 30$ ) suggérant aucun changement important dans les hauteurs de précipitations sur cette partie du Spitzberg. Ces hauteurs sont les plus faibles enregistrées par le service météorologique norvégien (Forland et Hanssen-Bauer, 2003). Le gradient décennal 1958-2012 est faible (-29,2 mm sur 55 ans, soit -5,3 mm par décennie) et représente moins de 4 % de la hauteur des précipitations moyennes (Fig. 1.3). Si l'on prend l'ensemble de la chronique à partir de 1917, on obtient un gradient légèrement positif mais peu fiable vu l'absence de données (Fig. 1.3). Il est difficile, en ce cas, d'établir un gradient temporel à long terme de l'évolution des hauteurs de précipitation à Longyearbyen.

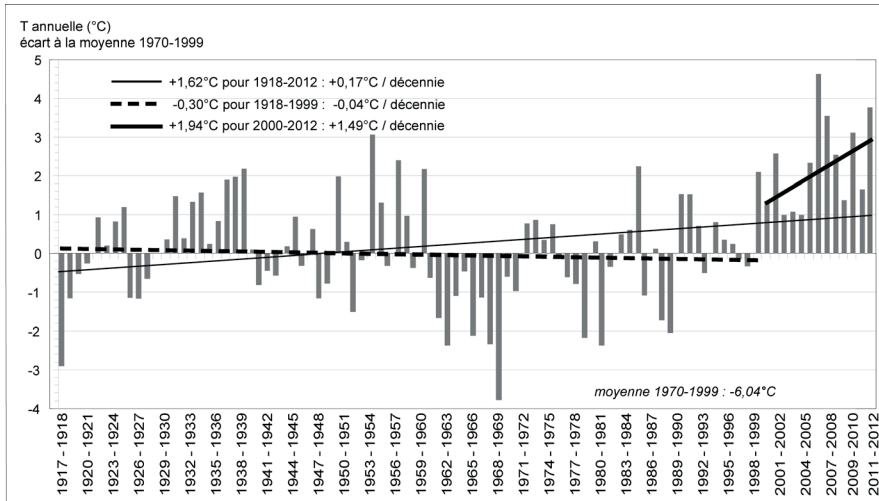


Figure 1.2 : Températures moyennes annuelles à Longyearbyen 1917-2010 : écart à la moyenne 1969-1998 (données MeteoNorsk)

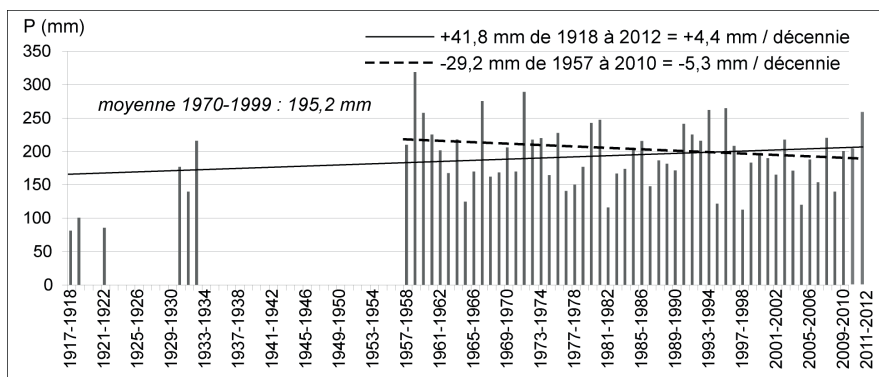


Figure 1.3 : Précipitations annuelles à Longyearbyen (données MeteoNorsk)

## NY-ÅLESUND

La température moyenne annuelle sur toute la chronique disponible (1970-2012) donne une tendance générale à plus court terme que celle de Longyearbyen, puisque cette chronique couvre 43 années contre 93 ans pour Longyearbyen. La température moyenne annuelle de l'air sur la période est de  $-5,26^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma = 1,26^{\circ}\text{C}$ ,  $n = 43$ ). La moyenne à 30 ans (1970-1999) est de  $-5,77^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma = 1,03^{\circ}\text{C}$ ,  $n = 30$ ). Comme pour Longyearbyen, la moyenne intégrant les années récentes est plus élevée que celle des premières décennies de la chronique, montrant aussi une tendance au réchauffement dans le secteur de Ny-Ålesund. Les quatorze dernières années affichent toutes des températures moyennes annuelles supérieures à la moyenne de la normale 1970-1999 (Fig. 1.4A).

Une analyse plus fine des données montre que depuis 1969, cet accroissement de la température moyenne annuelle est concentré sur la dernière décennie. Pour mettre en évidence ce changement, la technique de régression linéaire segmentée expliquée par Oosterbaan (1994) a été appliquée pour trouver des points potentiels d'inflexion dans les séries chronologiques. Avec cette technique, la chronique de la température de l'air peut être statistiquement décomposée en deux parties : un segment horizontal de pente nulle suivi d'une droite de pente positive avec un point de rupture entre 1994 et 1995 (limite de confiance de 98 %). Cela indique qu'un changement significatif de la température de l'air s'est produit dans le milieu des années 90. Le réchauffement est ainsi visible de façon spectaculaire dans le gradient de la température en fonction du temps (Fig. 1.4A). Sur l'ensemble de la chronique disponible 1970-2012, une augmentation apparente de  $+2,42^{\circ}\text{C}$  (soit un gradient de  $+0,56^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$ ) peut être calculée mais ces gradients globaux masquent, comme pour Longyearbyen, des disparités à l'échelle des 43 dernières années pour Ny-Ålesund : avant 1994-1995, la pente de la température de l'air en fonction du temps est donc quasi-nulle à  $+0,12^{\circ}\text{C}$  ( $+0,5^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$ ) alors qu'elle est de  $+2,67^{\circ}\text{C}$  (soit  $1,48^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$ ) après 1994-1995. Dans le détail, nous avons cherché à comprendre si le réchauffement concernait toutes les saisons, l'été comme l'hiver, ou concernait plutôt une saison en particulier. Les données des températures positives (été) et des températures négatives (hiver) indiquées dans la fig. 1.4C montrent que l'accroissement récent des températures en Arctique serait davantage dû à un manque de froid en hiver qu'à un excès de chaleur en été. En effet, le gradient des températures négatives est plus élevé que celui des températures positives, très faible ( $+0,08^{\circ}\text{C}$  contre  $+0,48^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$ ) sur la période 1970-2012.

La hauteur moyenne de précipitations (pluie et neige) pour la période 1970-2012 est de 405 mm ( $\sigma = 108$  mm,  $n = 43$ ) alors qu'elle est sensiblement plus faible pour la période 1969-1998 (moyenne = 391 mm,  $\sigma = 112$  mm,  $n = 30$ ). Depuis un peu plus de quarante ans, les hauteurs de précipitation augmentent de  $+22,2$  mm par décennie à Ny-Ålesund (Fig. 1.4D). Cependant au-delà de ce chiffre global, on observe que les précipitations neigeuses restent quasi-constantes ( $+0,4$  mm de neige par décennie) et que l'accroissement global n'est exclusivement dû qu'à une augmentation significative des précipitations liquides, et ce, en toutes saisons (gradient de  $+22,6$  mm de pluie par décennie). Ce gradient correspond à une augmentation d'environ 5 à 6 % des précipitations par décennie, ce qui serait l'indicateur d'un sérieux changement de la quantité d'eau précipitée dans le secteur de Ny-Ålesund, peut-être même aussi sur la partie nord-ouest du Spitsberg, au moins en milieu côtier. L'absence d'autres stations côtières au Spitsberg occidental ne permet pas de corroborer avec certitude cette observation.

Le suivi journalier des données climatiques de Ny-Ålesund montre un accroissement des épisodes « chauds » en saison froide dans les dix dernières années. Ce qui peut être désigné comme événements « chauds » correspond à des incursions d'air « chaud » conduisant à des températures de l'air positives au sol au cœur de l'hiver, période durant laquelle la température est habituellement nettement négative.

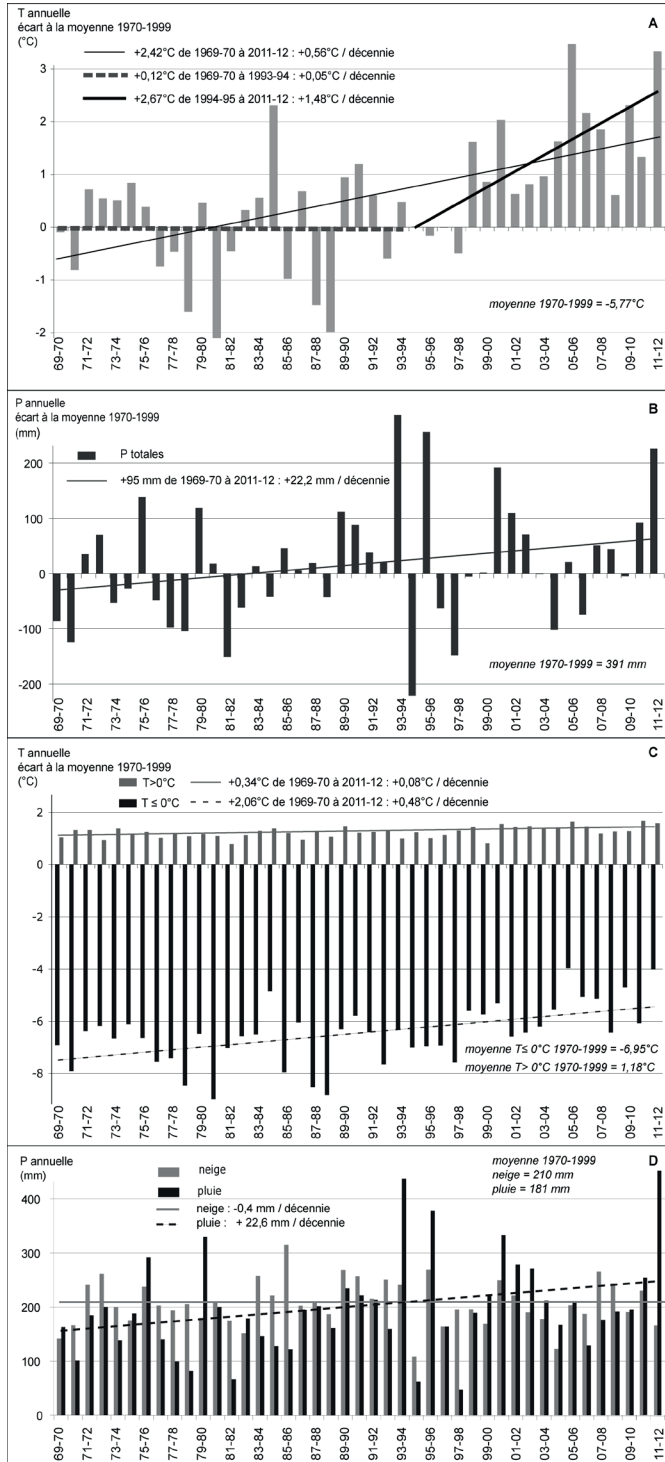


Figure 1.4 : Températures de l'air et précipitations annuelles à Ny-Ålesund (d'après MeteoNorsk)



Le nombre moyen de ces événements est passé de 5,2 durant la période 1970-1999 à 8,9 événements par décennie durant 1999-2012 (Fig. 1.5A). On note également que si, en moyenne, deux tiers des années avant 1998 n'avaient pas plus de 5 événements « chauds » par an, les 14 dernières années ont toutes eu plus de 5 événements « chauds ». Ces événements « chauds » enregistrés au niveau de la mer sont importants à prendre en compte en glaciologie, puisqu'ils peuvent affecter les glaciers jusqu'à des altitudes importantes. S'ils sont accompagnés de précipitations, ces dernières sont pluvieuses : ces épisodes chauds et pluvieux survenant en hiver sont extrêmement destructeurs pour le manteau neigeux et donc pour les glaciers. A titre d'exemple, la fig. 1.5B présente les chroniques journalières de la température de l'air et les hauteurs de précipitations (distinction pluie et neige). L'accroissement significatif du nombre d'événements « chauds » est sans doute ce qu'il y a de plus marquant dans les modifications climatiques actuelles du haut Arctique et vraisemblablement ce qui est le plus fatal aux glaciers.

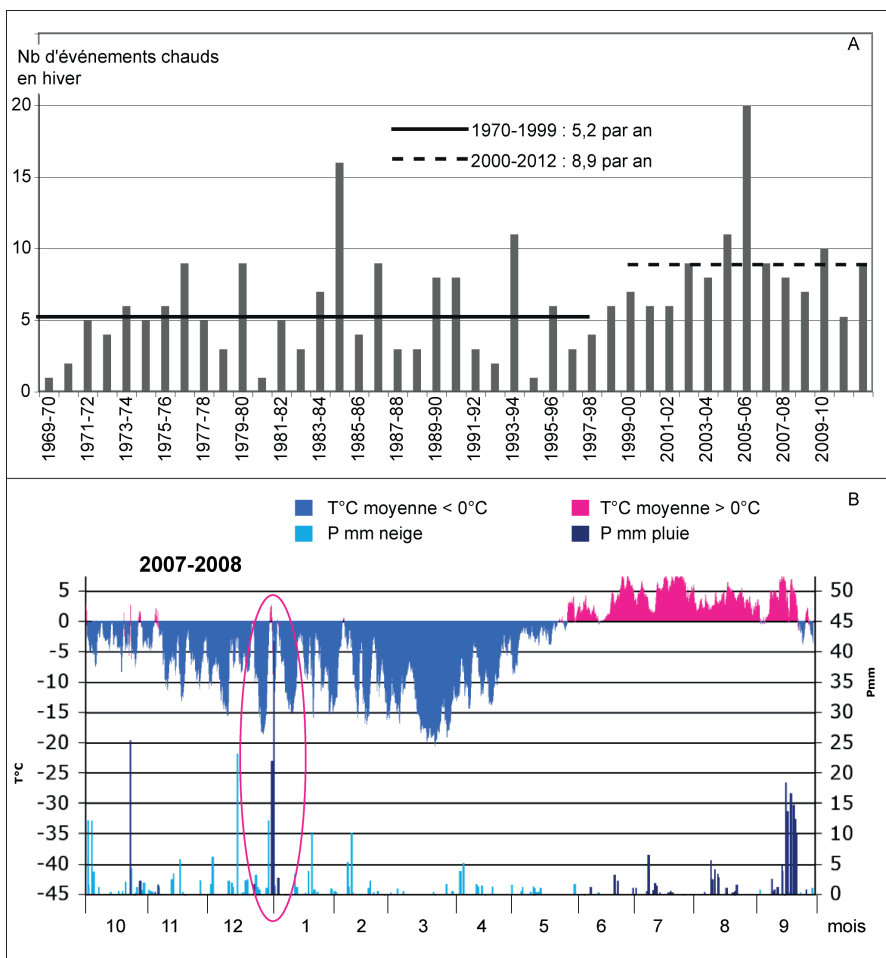


Figure 1.5 : A : Nombre d'événements « chauds » en hiver à Ny-Ålesund (d'après les données de Meteo-Norsk). Ce nombre a augmenté de façon sensible dans les quatorze dernières années.

B : Un événement chaud et très pluvieux particulièrement marquant en fin d'année 2007 début 2008.

## COMPARAISON ENTRE LONGYEARBYEN ET NY-ÅLESUND

Ny-Ålesund est une station plus océanique et plus septentrionale que la station de l'Aéroport de Longyearbyen. Elle possède un climat plus humide mais la température moyenne de l'air y est similaire. La température moyenne annuelle de l'air est respectivement de  $-5,26^{\circ}\text{C}$  à Ny-Ålesund contre  $-5,33^{\circ}\text{C}$  à Longyearbyen pour la même période 1970-2012. Les tempé-

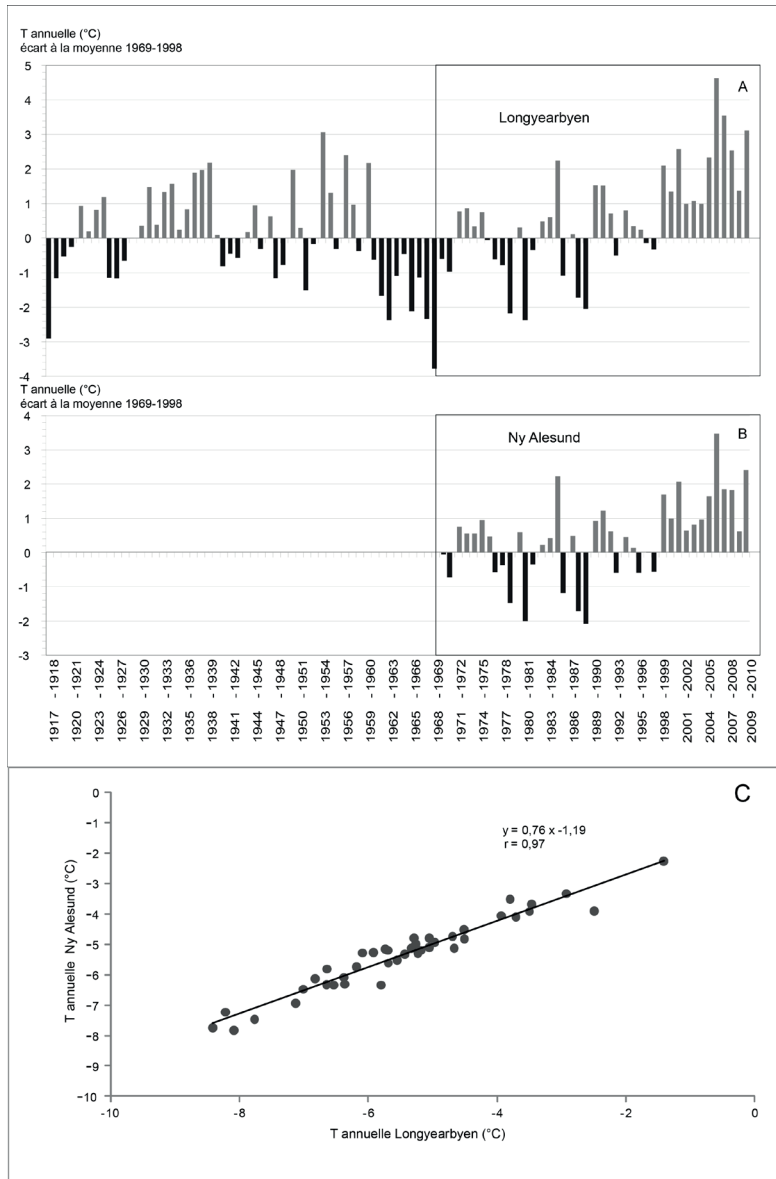


Figure 1.6 : Températures moyennes annuelles de Longyearbyen (A) et Ny-Ålesund (B) et corrélation entre les données des deux stations (C). D'après les données de MeteoNorsk.

ratures annuelles sont bien corrélées entre les deux stations (coefficient de corrélation  $r$  de 0,97 pour  $n = 42$  ; fig. 1.6). Cela indique une similarité et un synchronisme des conditions thermiques entre les deux stations, séparées d'une centaine de kilomètres. La relation reliant les températures annuelles des deux stations est la suivante :

$$T_{\text{Ny-Ålesund}} = 0,76 T_{\text{Longyearbyen}} - 1,19 \text{ (Fig. 1.6).}$$

Elle indique un décalage moyen apparent entre les deux chroniques de  $1,2^{\circ}\text{C}$ , écart peu significatif car la pente entre les deux séries est de 0,76, significativement inférieure à 1. Cette pente différente de 1 est à relier à la différence de continentalité entre les deux stations.

Si des similarités existent entre les stations de Ny-Ålesund et Longyearbyen concernant la température de l'air, les ressemblances ne peuvent pas être étendues aux données de précipitations. En effet, les hauteurs moyennes annuelles de précipitations diffèrent entre les deux stations d'un facteur 2, soit 193 mm à Longyearbyen qui est donc beaucoup plus sec que Ny-Ålesund avec 403 mm de précipitations annuelles entre 1970 et 2012. Cela reflète les différences de positions entre les deux stations, par ailleurs à des altitudes assez similaires (pas d'effet orographique à prendre en compte), mais pas aux mêmes latitudes et longitudes : station plus humide, largement ouverte sur la façade océanique pour Ny-Ålesund à l'ouest du Svalbard et station plus continentale et sèche pour Longyearbyen. Contrairement aux températures de l'air, aucune corrélation significative de précipitations annuelles ne peut être établie entre les stations de Longyearbyen et de Ny-Ålesund montrant que la dynamique des masses d'air humide ne peut être généralisée au Spitsberg occidental. Le gradient temporel des hauteurs de précipitations est nettement moins visible et serait plutôt négatif sur Longyearbyen alors qu'il est net et positif dans la chronique de Ny-Ålesund ( $-3,2$  mm/décennie pour Longyearbyen et  $+22,2$  mm pour Ny-Ålesund). Cela constitue un autre argument montrant le caractère spécifique des précipitations mesurées à Ny-Ålesund et à Longyearbyen et ne permettant pas la généralisation des données de précipitations à l'échelle du Spitsberg occidental à partir de ces stations.

## TEMPÉRATURE, PRÉCIPITATION ET FONTE DE LA GLACE

Les données climatiques de Ny-Ålesund constituent une source d'information riche qui offre une chronique acquise dans les conditions préconisées par l'Organisation météorologique mondiale. Pour autant, elles ne sont représentatives que de ce site particulier, à une altitude de 8 m. Pour confronter les données climatiques aux processus de fonte de neige et de glace, il importe d'observer les paramètres climatiques à une échelle beaucoup plus fine. Certains programmes de recherche ont installé des stations météorologiques automatiques moins sophistiquées que les stations OMM car souvent dans des conditions plus difficiles (surface instable comme la glace), (Xu et al., 2010 ; Karner et al., 2013). Elles offrent cependant la possibilité de confronter des données climatiques in situ aux mesures de bilan glaciaire effectuées en de nombreux points d'un même glacier (Hansen, 1999 ; Marlin et al., 2014).

Si les mesures effectuées sont moins rigoureuses que dans les stations labellisées OMM, notamment à cause de la variation de la distance capteur-surface de la glace, elles n'en sont pas moins très pertinentes pour une approche spatialisée de la fonte. Dans le cadre des programmes ANR Hydro-Sensor-Flows et Cryo-Sensors, le glacier Lovén Est ( $4,5 \text{ km}^2$  pour un bassin versant de  $10,5 \text{ km}^2$ ), à 6 km à l'est de Ny-Ålesund, a été équipé de 20 capteurs de température de l'air. Les mesures saisonnières d'accumulation de neige (fin avril) et de bilan glaciaire (fin septembre) sont conduites en 42 points à la surface du glacier, dont les 20 points de relevés de température de l'air. Il est donc possible de confronter en ces points la température de l'air et la fonte, en sachant que, notamment à cause des différences d'albédo, il faut plus d'énergie pour fondre la neige que pour fondre la glace. Le suivi trois fois par jour de l'état de surface du glacier, à partir d'un réseau de six stations photos automatiques, permet d'établir très précisément l'état de surface du glacier et de définir jour après jour, en chaque point du

glacier, si la fonte intervient sur la neige ou sur la glace (Bernard *et al.*, 2013).

Le paramètre climatique le plus simple à utiliser est la température de l'air, dans un modèle degrés-jour dans lequel la fonte est fonction de la température positive selon un coefficient  $k$  variable, sur lequel les auteurs ne sont pas d'accord, mais qui est toujours donné comme plus important pour la glace que pour la neige (Lliboutry, 1964). Autrement dit, une même quantité d'énergie (donc de chaleur) fera fondre (en équivalent eau) plus de glace que de neige. La littérature donne pour le Spitsberg les valeurs du facteur de fonte  $k$  de 3 pour la neige et 4,6 pour la glace (Vincent, 2002).

A partir des chroniques des enregistreurs de température, l'état thermique du glacier a été reconstitué jour après jour et permet de montrer, pour cinq étés consécutifs (2008 à 2012), la fonte potentielle sur le glacier Lovén Est (Fig. 1.7). Sur cette figure sont mises en regard les données brutes de la station de Ny-Ålesund, et les états thermiques journaliers avec les lames de fonte potentielles (Marlin *et al.*, 2014). A cette fonte potentielle peuvent être confrontées les valeurs moyennes réelles d'enneigement et de bilan de masse à la surface du glacier. La moyenne des températures positives de Ny-Ålesund permet de caractériser très globalement l'été considéré : été le plus froid en 2008 (1,19°C) et le plus chaud en 2011 (1,68°C). Les étés 2009 et 2010 sont très similaires à Ny-Ålesund avec des valeurs de 1,27 et 1,28°C, tandis que 2012 apparaît comme un été relativement chaud (1,59°C).

Qu'en est-il au niveau de l'état thermique et des degrés-jours positifs dévolus à la fonte de la neige et de la glace ? Il y a chaque année croisement de deux paramètres climatiques capitaux : l'énergie reçue à la surface du glacier (approximée par la température de l'air) et l'épaisseur du manteau neigeux à la fin de l'hiver qui protège d'autant plus le glacier qu'il est plus important.

Sur les chroniques de Ny-Ålesund, les valeurs annuelles de précipitations solides et liquides sont un paramètre majeur mais dont le rapport pluie-neige ne vaut que pour Ny-Ålesund (altitude 8 m) et pas du tout pour le glacier dont le front est à 150 m d'altitude. On le constate en confrontant les valeurs de neige tombée à Ny-Ålesund et le manteau neigeux moyen sur le glacier. Certaines années, comme l'hiver 2011-2012, sont très pluvieuses au niveau de la mer mais, vu les températures et le gradient altitudinal, les précipitations sont neigeuses sur tout le glacier. C'est ainsi que l'année la moins neigeuse à Ny-Ålesund (165 mm en 2011-2012) se traduit par le manteau le plus conséquent sur le glacier Lovén Est avec 839 mm équivalent eau (mm.weq).

Sur le plan de la fonte sur le glacier, plus le manteau neigeux sera mince, plus il disparaîtra vite, et plus la glace vive sera alors exposée à la fonte. C'est l'exemple caricatural de l'été 2011 : un très faible manteau neigeux (539 mm.weq) qui fond très vite et libère le glacier sur toute la surface très tôt dans l'année. Tout cela se déroulant dans le cadre d'un été particulièrement chaud, notamment en fin de saison, alors que le glacier est entièrement dégagé de neige : la lame potentielle atteint 1 056 mm et la fonte réelle donne 1 053 mm.weq de perte de glace.

L'été 2008, au contraire, avec un manteau neigeux important en fin d'hiver (826 mm.weq) et un été frais, affiche les fontes les plus faibles (557 mm.weq pour la neige et 132 mm.weq pour la glace), soit moins de la moitié de la lame totale de 2011 (1 481 mm.weq), et quasiment rien pour la glace, puisque la fin d'été est fraîche. Les deux étés similaires en températures moyennes à Ny-Ålesund (2009 et 2010) montrent des conséquences différentes sur la fonte. L'été 2009 avec une lame de 1 093 mm.weq a été plus pénalisant pour la glace (417 mm.weq) que 2010 dont la lame totale est moindre (847 mm.weq) avec seulement 338 mm.weq de fonte potentielle de glace. Pour ces deux étés thermiquement proches à Ny-Ålesund, l'état thermique du glacier est très différent et va influencer sur la fonte. Les manteaux neigeux diffèrent également (respectivement 824 mm en 2009 et 691mm en 2010)

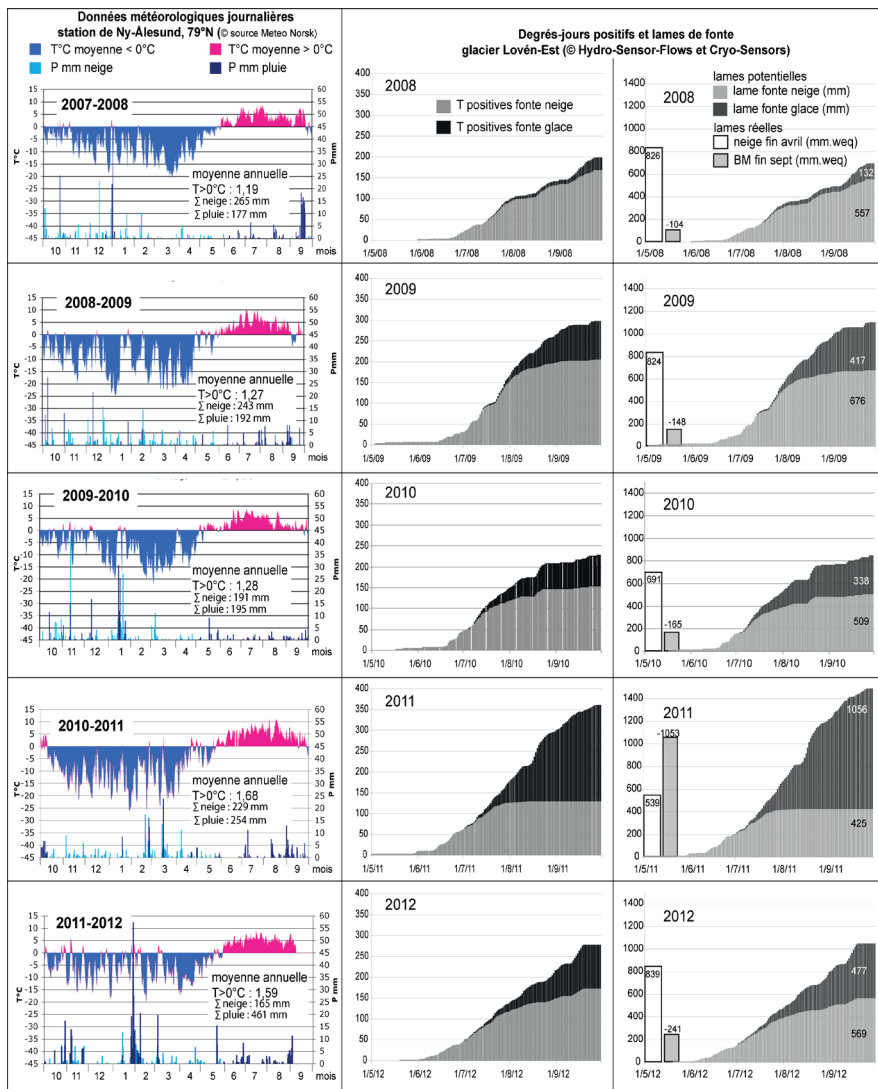


Figure 1.7 : Cinq étés successifs de fonte sur le glacier Lovén Est. Degrès-jours positifs et lame de fonte, obtenus à partir d'un réseau de 20 capteurs sur le glacier [source HSF], en regard des données météorologiques de Ny-Ålesund (6 km plus à l'ouest), [source MeteoNorsk]. Aux lames de fonte potentielle déduite de l'état thermique sont confrontés les mesures réelles d'accumulation de neige (fin avril) et de bilan de masse (gain ou perte en glace) fin septembre.

mais contrariant l'effet de l'état thermique. L'été 2012, quant à lui, est relativement chaud à Ny-Ålesund comme sur l'ensemble du glacier par rapport aux autres années étudiées, mais le manteau neigeux record protège la glace qui, potentiellement, ne procure qu'une lame de fonte de 477 mm.weq.

Notons qu'en l'état actuel des recherches, il existe parfois un décalage entre les valeurs potentielles de fonte de la glace et le bilan de masse qui donne la fonte réelle. C'est l'approximation du coefficient de fonte  $k$  qui explique ce décalage. Mais, la précision des mesures de température et de bilan permettra d'affiner cette donnée. De plus, les calculs de fonte potentielle ne prennent pas en compte l'effet de la pluie à la fois vecteur moteur de la neige sur le glacier et caloporteur accélérant la fonte de la glace et encore plus de la neige. Les épisodes pluvieux très violents de mi-septembre 2008 et de début octobre 2010 ont montré la capacité de la pluie à remettre totalement en cause en quelques jours le bilan de masse d'une année en fin de saison estivale.

## CONCLUSION

L'observation, à différentes échelles, des fluctuations climatiques récentes en a montré le faible recul temporel faute de longues chroniques dans le haut Arctique. Les séries les plus longues montrent certes un accroissement global des températures depuis un siècle mais qui est presque totalement dû à celui des quinze dernières années. Le changement majeur réside certainement, au moins en Arctique océanique, dans un accroissement conséquent des précipitations, exclusivement dû à l'augmentation de la pluie, tandis que, au niveau de la mer au moins, les lames de neige ne changent pas. Tous les auteurs s'accordent à dire que les mesures de précipitations sont très mauvaises en Arctique dans les stations officielles. Elles sont quasi inexistantes hors de ces stations en ce qui concerne la pluie. Les observations sur le manteau neigeux sont tout de même fréquentes et donnent une bonne idée de la neige reçue et de sa distribution.

Le changement concernant les précipitations est important à suivre localement car un hiver très pluvieux au niveau de la mer va donner des records d'enneigement sur les glaciers et calottes et être favorable à un accroissement de ces derniers, particulièrement en altitude. Un article en cours d'évaluation démontre certes que les glaciers arctiques contribuent de plus en plus à un apport en eau douce vers les océans mais que cette augmentation de la fonte est moitié moins importante que l'augmentation des précipitations pluvieuses.

## REMERCIEMENTS

Que soient remerciés les organismes ayant permis le bon déroulement des programmes au Spitsberg de 2006 à 2013 : ANR, GDR Mutations polaires, IPEV et AWIPEV

## BIBLIOGRAPHIE

BERNARD E., TOLLE F., GRISELIN M., LAFFLY D., et MARLIN Ch., Quantification des hauteurs de neige et des températures de l'air à la surface d'un glacier : du terrain à l'interpolation, confrontation de méthodes, Actes des IX<sup>es</sup> Rencontres de ThéoQuant, Besançon (France), 4-6 mars 2009, 2009.

BERNARD E., FRIEDT J.-M., TOLLE F., GRISELIN M., MARTIN G., LAFFLY D., et MARLIN C., Monitoring seasonal snow dynamics using ground based high resolution photography (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N), *J. of Photogrammetry and Remote Sensing*, n°75, 2013, p.92-100.

Eklima. Base de données du Norwegian meteorological institute accessible à l'adresse <http://sharki.oslo.dnmi.no>

FØRLAND E.-J., et HANSSEN-BAUER I., Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses , *Polar Research*, vol.22 (n°2), 2003, p.113-124

FØRLAND E.J., BENESTAD R., HANSSEN-BAUER I., HAUGEN J.E. et SKAUGEN T.E., Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100, *Advances in Meteorology*, ID 893790, 2011, 14 p. doi:10.1155/2011/893790.

GODARD A. et TABAUD M., Les climats : mécanismes, variabilités, répartition, ed Armand Colin, Paris, 2009.

HAGEN J.O., MELVOLD K., PINGLOT F. et DOWDESWEI J. A., On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, *Norwegian Arctic, Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol.35 (n°2), 2003, p.264-270.

HANSEN S., A photogrammetry, climate-statistical and geomorphological approach to the post Little Ice Age changes of the Midtre Lovénbreen glacier, Svalbard, Master thesis, University of Tromsø and University of Copenhagen, 92 p., 1999

IPCC, IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate change 2013, the Physical science basis, 2216 p., 2013.

KARNER F., OBLEITNER F., KRISMER T. ET GREUEL W., A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol.118 (n°10), 2013, p.3986-4000.

KILLINGTVEIT Å., PETTERSSON L.E. et SAND K., Water balance investigations in Svalbard, *Polar Research*, vol.22 (n°2), 2003, p.161-174.

KOHLER J., NORDLI Ø., BRANDT O., ISAKSSON E., POHJOLA V., MARTMA T., et AAS H.F., Svalbard temperature and precipitation, late 19th century to the present, Final report on ACIA-funded project, 21 p., 2003.

KOHLER J., JAMES T.D., MURRAY T., NUTH C., BRANDT O., BARRAND N.E., AASH.F. et LUCKMAN A., Accelerating in thinning rate on western Svalbard glaciers, *Geophysical Research Letters*, 24, 2007, L18502, doi: 1029/2007GL030681.

LLIBOUTRY L., *Traité de Glaciologie*, 1964, 1040 p., 2 tomes, Editions Masson, Paris.

MARLIN CH., TOLLE F., GRISELIN M., BERNARD E., SAINTENOY A., QUENET M., DELANGLE E. ET FRIEDT J.M., Estimate of freshwater flux inferred from the change in geometry of a high Arctic glacier since the 60s (Austre Lovénbreen, Svalbard), 2014, *Sousmis à Geografiska annaler series A, physical geography*.

METEO-CLIMAT. Base de données disponible sur le site web <http://meteo-climat-bzh.dyndns.org>

NORDLI, Ø., The Svalbard airport temperature series, *Bulletin of Geography, Physical geography series n°3*, 2010, p.5-25.

OOSTERBAAN R.J., « Frequency and regression analysis of hydrologic data », Chapter 6 dans H.P. RITZEMA (Ed.), *Drainage Principles and Applications*, Publication 16, second revised edition, 1994, International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), Wageningen, The Netherlands. ISBN 90 70754, 1994, p.3-39.

ORGANISATION MÉTÉOROLOGIQUE MONDIALE. <http://www.wmo.int>

TABAUD M., *La climatologie générale*, 2008, Editions Armand Colin, Paris.

TOLLE F., GRISELIN M. et COLLIGNON B., *Polar Worlds International Conference 2011, Polar Record vol.49 (n°250)*, p.209, 2013, doi:10.1017/S003224741300020X

VINCENT C., Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *Journal of Geophysical Research*, vol.107, n°D19 4375, 2002, p.1-12, doi : 10.1029/2001JD000832.

XU M., YAN M., REN J., AI S., KANG J. et DONGCHEN E., Surface mass balance and ice flow of the glaciers Austre Lovénbreen and Pedersenbreen, Svalbard, Arctic, *Chinese Journal of Polar Science*, vol.21 (n°2), 2010, p.147-159.





## CHAPITRE 2

### **EVOLUTION CONTEMPORAINE DES GLACIERS ARCTIQUES : EXEMPLE DE L'AUSTRE LOVENBREEN (79°N)**

*Eric BERNARD<sup>o</sup>, Florian TOLLE<sup>o</sup>*

*<sup>o</sup> CNRS UMR6049 ThéMA, Université de Franche-Comté, Besançon*

Dans un contexte général de changements climatiques, l'Arctique cristallise les attentions. Les régions les plus septentrionales du globe sont déjà celles qui connaissent le réchauffement climatique le plus exacerbé, et cette tendance devrait, selon les projections les plus récentes, se renforcer dans les années à venir. L'Arctique constitue donc aujourd'hui un observatoire privilégié des changements annoncés et des conséquences de ces changements sur les milieux. Dans un monde polaire largement dominé par l'influence du froid, l'analyse des dynamiques de la cryosphère permet de documenter et de quantifier les processus à l'œuvre.

La connaissance de ces évolutions est d'autant plus capitale qu'elle va permettre une surveillance approfondie d'une région très vulnérable aux changements et aux pressions environnementales. Par son rôle majeur dans le climat global (à l'échelle planétaire), l'Arctique est aussi un indicateur donnant de précieuses informations concernant les évolutions climatiques. Paradoxalement, cette terre si lointaine est aussi toute proche : chaque événement sur la planète trouve une répercussion en Arctique (Elverland, 2008). De même, chaque changement qui affecte l'Arctique a un impact direct sur les latitudes plus méridionales.

À travers le prisme de l'évolution contemporaine d'un petit glacier terrestre caractéristique du Spitsberg : l'Austre Lovénbreen (Fig. 2.1), se révèlent déjà des tendances qu'il importe d'étudier avec précision. Ce petit appendice glaciaire, vestige des calottes de glace du Petit Age Glaciaire (PAG, qui s'achève dans la région vers 1850) est étudié depuis le début des années soixante par des équipes françaises. A l'inverse de nombreuses approches privilégiant une vision globale, le choix s'est porté ici sur une observation à échelle spatio-temporelle fine afin de mieux comprendre les relations de causalité entre contexte climatique, dynamiques nivologiques et glaciologiques, et conséquences hydrologiques.

Nous présenterons ici plus spécifiquement les dynamiques glaciaires depuis la fin du PAG, jusqu'à aujourd'hui après avoir abordé les spécificités climatiques locales dont les répercussions sont capitales.

#### LE SVALBARD DANS LE CONTEXTE ARCTIQUE ET CLIMATIQUE ACTUEL

Les glaciers du Svalbard intègrent et traduisent les variations climatiques auxquelles ils sont soumis. Leur réponse, en lissant les écarts interannuels, est révélatrice des évolutions climatiques de moyen terme (échelle de la décennie ou plus). Ils suivent ainsi la tendance de l'Arctique, que ce soit pour les petits glaciers ou pour les plus grandes calottes du nord-est (Nordaustlandet) de l'archipel. Les chroniques d'observation du Norsk Polarinstitut (NPI) montrent en effet à quel point les glaciers ont perdu du volume, comme l'illustre la fig. 2.2.

Dans le cadre de plusieurs programmes scientifiques (GLACIODYN-Norway), des travaux ont pu mettre en évidence certains aspects paradoxaux des dynamiques glaciologiques au

Svalbard (Moholdt et *al.*, 2010). En effet, on assiste à un double phénomène. Les parties glaciaires en basses altitudes fondent plus rapidement et perdent d'importants volumes de glace. En revanche, les zones glaciaires d'altitude bénéficient d'une accumulation de plus en plus importante (Fig. 2.3) due à une augmentation significative des précipitations.

Toutes ces observations, fruits de travaux le plus souvent réalisés à une échelle globale, doivent être comparées aux dynamiques locales. C'est dans ce contexte, que la démarche choisie ici s'intègre. La finesse de l'échelle d'observation devant rendre compte des causes des processus observés à une échelle plus globale. Il est également utile de préciser que le Svalbard (avec l'Alaska) montre les bilans les plus négatifs et les pertes les plus significatives si on le compare aux autres zones glaciaires du monde (Dyrgerov et Meier, 2005). Il apparaît donc important de comprendre les déterminants explicatifs de ces dynamiques locales.

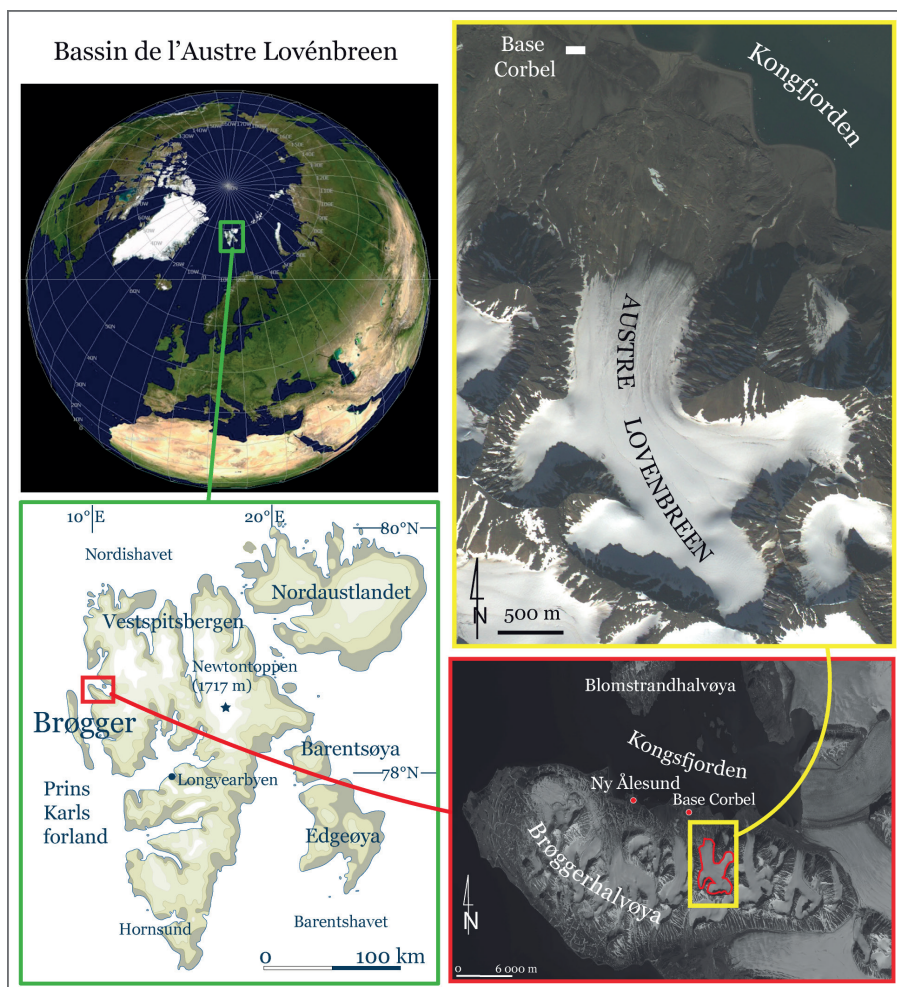


Figure 2.1 : Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen : un terrain d'étude à 1 000 km du Pôle Nord par 79°N.



Figure 2.2 : Le retrait des glaciers est incontestable au Svalbard, en témoignent ces clichés (Greenpeace et Norsk Polarinstitut) du Blomstrandbreen en Baie du Roi, séparés de 74 ans. Ces changements majeurs ont fait de la presqu'île de Blomstrand une île.

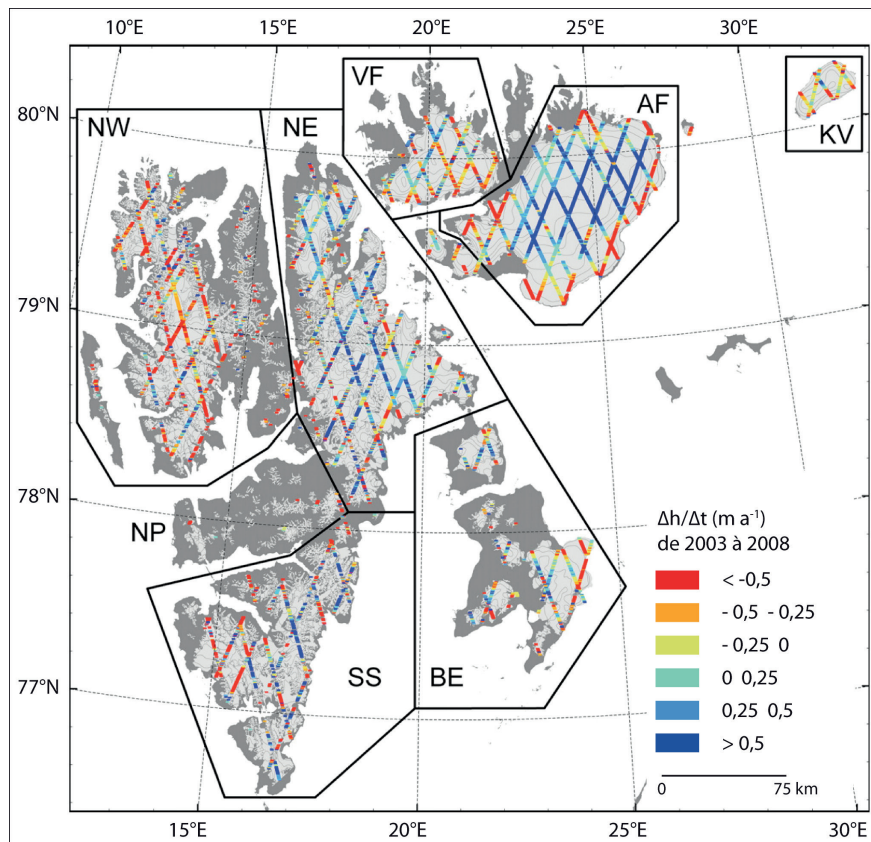


Figure 2.3 : Vers un équilibre accumulation-ablation ? Les calculs effectués à partir des mesures ICESat entre 2003 et 2008 illustrent ce contraste très fort entre une perte importante de glace en zones basses et une accumulation qui l'est tout autant dans les zones les plus élevées (adapté de Moholdt, 2010).

Enfin, il convient de mentionner que les conséquences de ces dynamiques à l'échelle du globe doivent être mises en perspective. En effet, l'expansion thermique des océans a une contribution deux fois et demie supérieure à l'augmentation du niveau des mers par rapport à la fonte des glaciers arctiques (IPCC, 2013). L'augmentation de l'accumulation (neige) en altitude ainsi que l'accroissement avéré de la fonte dans les parties basses, ont donc un impact à relativiser. Pour autant, l'importance de ces phénomènes n'est pas à minimiser. Bien qu'elle ne soit pas le facteur principal de l'augmentation actuelle du niveau des mers, la fonte des glaces demeure aujourd'hui un phénomène majeur mobilisant d'importants volumes et modifiant sensiblement les écosystèmes continentaux et marins du globe, et en première ligne de l'Arctique. Reste que, comme le rappelle Jon Øve Hagen (conférencier invité, Polar Worlds, Paris 2011), la fonte des glaciers et calottes glaciaires n'est qu'une partie de l'équation lorsque l'on considère l'avenir des fluctuations du niveau océanique.

## **LES FACTEURS DU CLIMAT**

Le Svalbard est souvent cité comme représentatif de l'augmentation significative de la température au XX<sup>e</sup> siècle (IPCC, 2013 ; Humlum, 2007). En effet, l'ensemble de l'archipel est au carrefour des courants océaniques et des masses d'air qui influencent le climat (Joly, 1994). À échelle plus locale, cependant, d'autres facteurs rentrent en jeu et impliquent des ambiances climatiques contrastées qu'il faut nuancer (Moign, 1974 ; Joly, 1994).

## **LA FORTE INFLUENCE DE L'OCÉAN**

Annik Moign l'avait déjà noté (1973) : en été l'océan, en hiver la banquise. Ce contraste, Jean Corbel (1964) l'avait aussi observé à propos du Spitsberg. Il y voyait également une terre humide, un monde de grand froid, évoquant incontestablement la Norvège côtière arctique. Pourtant, la branche la plus septentrionale de la Dérive Nord Atlantique vient mourir dans les eaux glacées du pôle au large de l'archipel. Elle cède au passage un important apport calorifique qui réchauffe la côte ouest (Corbel, 1966), et donne au climat des propriétés moins excessives que sa position (entre 76° et 81°N) ne le laisserait supposer (Humlum, 2007).

L'ambiance climatique du Spitsberg est donc tout à fait particulière. M. Griselin (1982) note qu'en favorisant le recul de la banquise vers le nord, le courant marin chaud apporte un trait océanique net dans les données climatiques. Cela implique une relative clémence des températures accompagnée de précipitations abondantes. Pour D. Mc Clung et D. A. Schaeffer (1993), c'est aussi un type de climat froid maritime qui se singularise par des chutes de neige assez importantes. En référence à Barents, on pourrait donc dire du Spitsberg qu'il est, paradoxalement, une « terre de grand froid » sous influence de courants doux. Le climat est parfois qualifié d'« extrême » parce qu'il est marqué par des variations brutales, tant dans les températures, que dans les précipitations et l'aéologie.

Déjà dans les années soixante, J. Corbel et H. Geoffroy remarquaient que le Spitsberg frôlait des records de changements et de variations de températures. De même, les premières observations concernant les précipitations montraient des irrégularités significatives (Arlov, 1994 ; Kohler et al., 2003).

## **LES GLACIERS AU SVALBARD AUJOURD'HUI, UNE SITUATION D'HÉRITAGE**

On le constate, la variabilité interannuelle du climat dans ces régions polaires, et ses conséquences sur les glaciers, sont à aborder comme une somme de facteurs qui peuvent alternativement s'annuler ou au contraire se cumuler. Il n'en reste pas moins que les contrastes observés à l'échelle annuelle ne se traduisent pas par une ambiguïté dans l'interprétation qui peut être faite sur le temps plus long. Chaque saison, avec ses spécificités, vient s'ajouter à la précédente pour révéler progressivement les tendances les plus lourdes à l'œuvre à l'échelle de la décennie ou du siècle (Fig. 2.4). Ainsi le Svalbard est aujourd'hui dans une phase d'hé-

ritage « à l'épreuve du climat » pour reprendre l'expression de B. Francou et Ch. Vincent (2007). La période actuelle fait directement suite au Petit Âge de Glace (PAG) pendant lequel l'emprise des glaces était beaucoup plus forte. Toutefois, la situation présente est à relativiser, puisque la période de l'Optimum Atlantique (du X<sup>e</sup> au XIV<sup>e</sup> siècle, Hughes et Diaz, 1994) montrait un englacement nettement moindre qu'actuellement.



Figure 2.4 : Les conséquences climatiques sur la réponse des glaciers attestent de la complexité des interactions climat-système glaciaire.

## BEUCOUP DE GLACIERS SUIVIS, MAIS PEU DE CHRONIQUES LONGUES

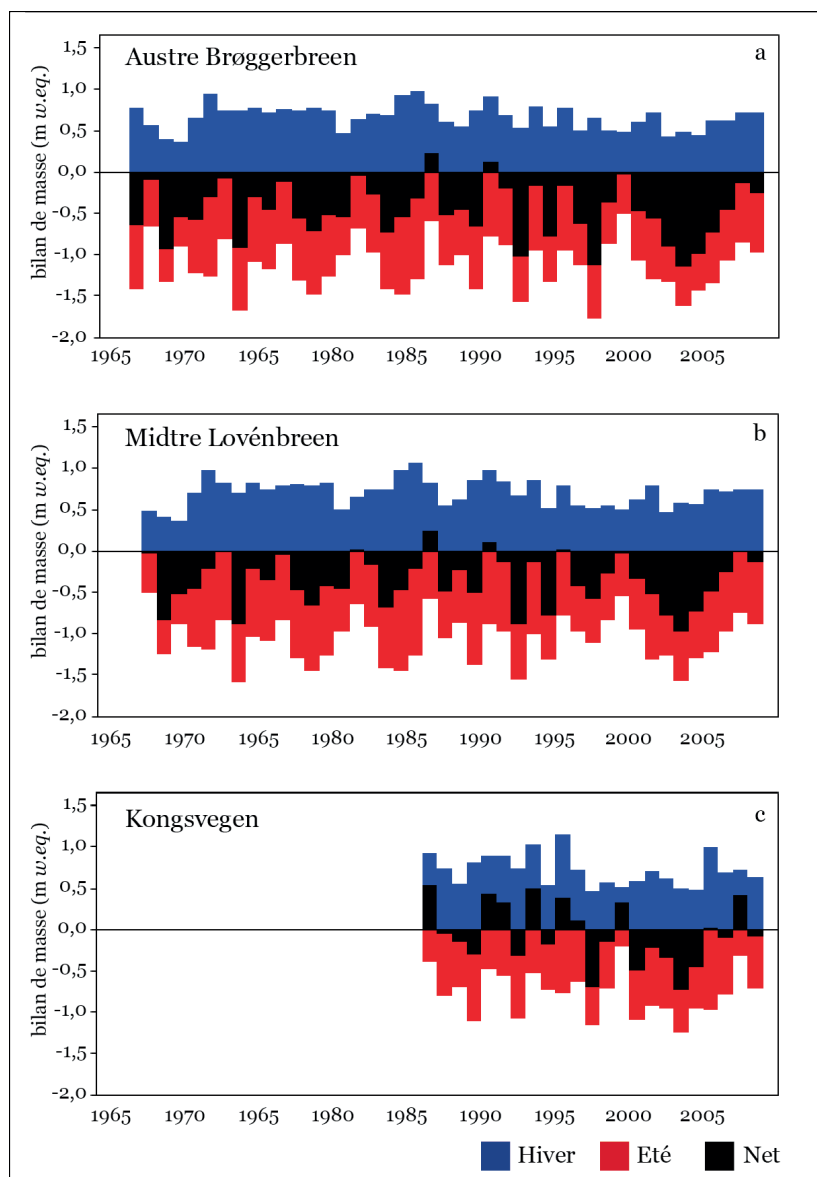
En se fondant sur une reconstitution à partir des données climatiques les plus longues (Longyearbyen), Hagen et al. (2003) concluent à une décrue constante depuis 1920 pour les glaciers de type alpin au Spitsberg. Depuis les années soixante, des observations glaciologiques sont menées sur plusieurs glaciers au Svalbard. Les treize glaciers où le suivi est le plus précis représentent approximativement 0,5 % de la surface englacée du Svalbard (Kohler et al., 2007). Toutefois, ces glaciers donnent des estimations fiables des dynamiques (bilan de masse, altitude de la ligne d'équilibre) qui sont représentatives des régions dans lesquelles ils sont localisés (Hagen et al., 2003).

Il est à noter tout de même que les mesures sont majoritairement réalisées sur des glaciers de petite taille (< 10 km<sup>2</sup>), et localisés en façade ouest du Spitsberg ou dans sa partie centrale (Hagen et Liestøl, 1990). Les deux séries de bilans de masse les plus complètes dont on dispose concernent deux glaciers de la région du Kongsfjorden (Nuth et al., 2010) : l'Austre Brøggerbreen et le Midtre Lovénbreen, situés sur la presqu'île de Brøgger à l'ouest de l'Austre Lovénbreen. Les bilans de masse de ces glaciers de respectivement 5 et 6 km<sup>2</sup>, sont systématiquement mesurés annuellement depuis 1967 et 1968 par le Norsk Polarinstittutt. Le Kongsvegen, puissant glacier à front marin de 105 km<sup>2</sup> qui se jette dans le Kongsfjorden, est, quant à lui, suivi depuis 1987. Il est caractérisé par un vaste bassin d'accumulation, qui concerne des zones d'altitudes plus importantes (Hagen et Liestøl, 1990). Cela le rend donc plus difficilement comparable avec les glaciers précédents (Lefauconnier et al., 1999). Enfin, au sud du Spitsberg, des chercheurs polonais observent et mesurent le Hansbreen depuis 1988 (Jania et Hagen, 1996).

Sur quarante-cinq années d'observations, 1965-2010 (Fig. 2.5), le bilan des petits glaciers (Austre Brøggerbreen et Midtre Lovénbreen) est systématiquement négatif à deux exceptions près (1987 et 1991). Mais, alors que les bilans de masse hivernaux sont particulièrement constants, Bernard et al. (2013) constatent que les bilans de masse estivaux sont en revanche extrêmement irréguliers et donnent donc toute la variabilité aux bilans nets.

Suivi depuis 1987 seulement, le Kongsvegen montre un comportement assez singulier, présentant une alternance régulière d'années positives et d'années négatives. Cette différence de comportement peut être attribuée au fait que les bassins d'accumulation du Kongsvegen sont situés plus haut en altitude et bénéficient d'une alimentation bien supérieure aux

autres glaciers suivis, dont l'altitude moyenne est inférieure à 500 m (Moholdt et *al.*, 2010). La distribution altitudinale moyenne est un facteur important, puisque les mesures effectuées sur le Kongsvegen indiquent que, plus l'altitude de la zone d'accumulation est élevée, plus le bilan général se rapproche de zéro (Hagen et *al.*, 2003). Cette observation est corroborée par les récents travaux de G. Moholdt et *al.* (2010) qui montrent une hausse significative de l'accumulation de glace en altitude. Malgré ces constats, pour les grands glaciers à front marin comme pour les petits glaciers de type alpin, l'observation des séries ne permet pas de mettre



en évidence une tendance statistique significative. On observe plutôt de grandes périodes : après un pic très négatif en 2004, les bilans de masse ont tendance à remonter et à se rapprocher de l'équilibre (Moholdt et al., 2010).

## **ÉVOLUTION CONTEMPORAINE ET SITUATION ACTUELLE DE L'AUSTRE LOVÉNGBREEN**

Le bassin glaciaire de l'Austre Lovénbreen a fait l'objet d'un programme de suivi glaciologique et hydrologique depuis les années soixante. Pas toujours continue dès le début de cette période, l'étude de ce glacier est systématique depuis 2006. Deux programmes de recherche successifs ont permis à des équipes françaises d'instrumenter le glacier. Quatre types de données ont principalement été utilisés : des photographies aériennes, des images satellites, des modèles numériques de terrain (MNT) et un réseau de balises à glace.

### **SOIXANTE ANNÉES DE REcul GLACIAIRE : UN RETRAIT EN TROMPE L'ŒIL**

Comme les autres glaciers de la presqu'île de Brøgger, l'Austre Lovénbreen est en phase de retrait. Onze états successifs du glacier (Fig. 2.6) permettent d'observer cette dynamique, entre 1948 et aujourd'hui. Sur les documents retenus, le front a été manuellement délimité, et les différentes limites ont été reportées sur la figure 2.6B qui illustre les différentes étapes du recul glaciaire. Les limites de l'Austre Lovénbreen, dans sa partie haute, ne varient pas de façon significative pour la période 1948-2009. Les changements les plus importants du glacier en surface et en longueur sont visibles au niveau de la moraine, où l'on constate un retrait progressif du front. Il est possible de calculer le recul maximal au niveau de la ligne centrale d'écoulement du glacier. Au total, entre 1948 et 2009, on peut ainsi estimer ce retrait à 800 m, ce qui correspond à une moyenne de 13 m par an. Huit profils ont été pris en compte afin d'évaluer la variabilité moyenne du retrait glaciaire dans la moraine (Fig. 2.6C). Les résultats indiquent que la longueur moyenne du retrait, pour les 61 années considérées, est de 683 m.

Ces valeurs sont semblables à celles de -15 m par an calculées pour le glacier voisin du Midtre Lovénbreen (Hansen, 1999). Cependant, cette distance moyenne de retrait n'est pas uniforme et varie fortement en fonction de la période considérée : le record va au profil II où le front a reculé de 52 m par an entre 1962 et 1966, tandis que le recul moyen, tous axes confondus, pour cette période est de 21 m par an. De plus, on ne constate pas, ces dernières années, d'accélération du recul, qui pourrait être corrélée avec l'augmentation des températures de l'air ou des précipitations. Si l'observation du retrait du front constitue probablement la conséquence la plus visible des évolutions contemporaines, compensé par l'avancée même minime du glacier, le recul au front présente une grande inertie. Il ne rend pas compte des changements de volume du glacier qui eux répondent directement aux fluctuations climatiques. La morphologie du bassin et du lit rocheux est extrêmement importante dans les à-coups de retrait. Notons également que l'interface linéaire glacier/moraine du front représentait 4,3 km en 1948, et n'est plus que de 1,8 km en 2009. Pour mieux comprendre la dynamique de récession glaciaire touchant l'Austre Lovénbreen, il faut veiller à bien prendre en compte à la fois l'évolution des surfaces et des volumes.

En 2009, l'Austre Lovénbreen représentait 72 % de ce qu'il était en 1948, passant d'une surface de 6,26 km<sup>2</sup> à moins de 4,6 km<sup>2</sup>. En d'autres termes, sa part dans le bassin versant est passée de 60 % à 43 %. La figure 2.6D montre l'évolution de ce retrait en fonction du temps, ce qui permet de mesurer la réaction en surface à la fonte. La distribution temporelle des différentes surfaces indique une réduction progressive du glacier, dont la moyenne annuelle est estimée à - 0,028 km<sup>2</sup> pour la période 1948-2009. Cependant, cette diminution n'est pas linéaire, et on observe une rupture à partir des années quatre-vingt-dix : on passe d'une moyenne annuelle de - 0,034 km<sup>2</sup> pour 1948-1990, à - 0,017 km<sup>2</sup> pour 1990-2009. Cette différence de tendance, que l'on observe avant et après 1990, pourrait être surprenante en



considérant les chroniques de températures à partir de 1998. Paradoxalement, les températures augmentent de façon significative à partir de cette année, alors que le retrait du glacier ralentit. Toutefois, ce changement peut être en partie expliqué par la remontée du front du glacier, qui diminue de fait la surface de la langue exposée à la fonte. Le retrait s'accompagne également d'un repli de la langue glaciaire dans une partie de son bassin présentant un relief beaucoup plus encaissé. Alors que la partie terminale du glacier s'étendait plus ou moins librement dans une zone plane lorsque celui-ci était plus étendu, son recul le voit à nouveau contraint par des versants abrupts. Ainsi, la combinaison de ces facteurs peut expliquer pour partie la cassure constatée à partir de 1990.

La fluctuation de la surface et de la longueur du glacier, parce qu'elle combine de nombreux processus (vitesse d'écoulement du glacier, température basale, rugosité du lit rocheux,

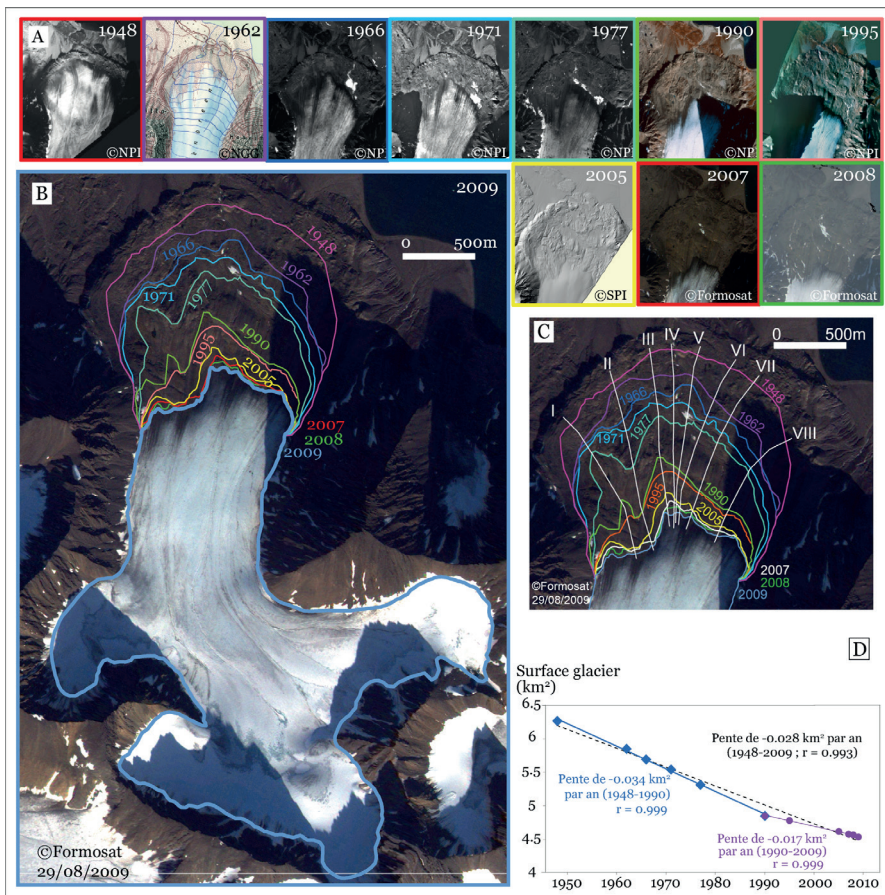


Figure 2.6 : Le retrait du front de l'Austre Lovénbreen. Il est possible de reconstituer l'évolution du retrait glaciaire de l'Austre Lovénbreen de 1948 à 2009. Le recul des 10 dernières années est remarquablement peu marqué et les fronts successifs sont reportés sur une image satellite de 2009. La figure 6D montre une rupture statistique nette à partir de 1990.

structures géologiques comme les pentes, failles, barres rocheuses, etc.), est un paramètre difficile à interpréter. Selon Ch. Vincent et al. (2000), il faut prendre en compte le fait que le front du glacier réagit avec une plus ou moins grande inertie aux changements qui l'affectent. Cela pourrait correspondre au fait que l'accélération de la fonte de la glace due à l'augmenta-

tion des températures est en partie compensée par l'écoulement du glacier (Bernard, 2011). Pour le glacier voisin Midtre Lovénbreen, G.W. Rees et N. S. Arnold (2007) ont estimé une vitesse d'écoulement de l'ordre de 0,01 à 0,02 m par jour (soit entre 3 et 7 m par an). Si on applique à l'Austre Lovénbreen des valeurs similaires, le retrait moyen observé resterait trois fois supérieur à la vitesse supposée de l'écoulement.

## LES VARIATIONS EN VOLUME : LA RÉPONSE IMMÉDIATE DU GLACIER

Le changement de volume de l'Austre Lovénbreen a été estimé par différence entre le MNT obtenu à partir de la numérisation d'une carte allemande levée en 1962-1965, le MNT de 1995 (NPI), et le MNT de 2009 (programme Hydro-Sensor-Flows). L'analyse de ces trois états successifs a permis d'obtenir, en tout point de l'espace, des cartes des différences de l'altitude du glacier (Fig. 2.7).

Pour les deux périodes prises en compte, la variation en surface et en volume diffèrent : la première période (1962-1995) montre une perte en surface double de la seconde période, alors que les pertes en volume sont 1,5 fois plus importantes depuis 1995. Les pertes en volume de glace sont nettement plus significatives que le retrait glaciaire. Le milieu des années quatre-vingt-dix marque une rupture avec une accélération de cette tendance. Pour la période globale 1962-2009, le volume de glace perdu par le glacier a été calculé à 122 Mm<sup>3</sup> (ce qui correspond à 122 cubes de 100 m de côté). On obtient ainsi une perte de - 2,6 Mm<sup>3</sup> par an en rapportant ce volume sur la période observée (47 ans). Ce chiffre est toutefois difficile à nuancer puisque la diminution est très inégale en fonction de la période prise en considération. Dans le détail on observe que :

- pour la période 1962-1995, la perte de glace atteint - 75 Mm<sup>3</sup>, avec une moyenne de - 2,3 Mm<sup>3</sup> par an. Cela signifie que seulement 8 % de l'ablation est compensée par l'accumulation ;

- pour la période 1995-2009, la perte de glace atteint 47 Mm<sup>3</sup>, avec une moyenne de -3,4 Mm<sup>3</sup> par an. Le volume de glace accumulée est très faible avec + 0,02 Mm<sup>3</sup> : pour cette période, seulement 0,04 % de l'ablation est compensée par l'accumulation.

Plus généralement, sur les quarante-sept années d'observation, on retrouve la même rupture que pour les températures moyenne annuelles. Les trente-trois premières années montrent une perte annuelle en surface deux fois plus importante que les quatorze dernières années. En volume de glace, l'ablation annuelle est en revanche 1,5 fois plus élevée dans les quatorze dernières années que dans les trente-trois premières. C'est encore plus important quand on rapporte les pertes en volume aux surfaces du glacier (en fait à la demi-somme des surfaces extrêmes) : la deuxième période montre une ablation 1,67 fois plus importante.

Concernant les volumes d'eau, on constate que 110 Mm<sup>3</sup> ont été évacués vers la mer en 47 ans. Avec 3 Mm<sup>3</sup> par an, les quantités d'eau fournies annuellement par le bassin lors des 14 dernières années correspondent à une augmentation de 50 % par rapport aux observations des 33 premières (2 Mm<sup>3</sup> par an). Rapportée à la surface du bassin versant, seule donnée invariante, on mesure un accroissement de la lame d'équivalent en eau qui passe de 195 mm par an de 1962 à 1995, à 288 mm pour les 14 dernières années.

On notera enfin que les calculs par différence d'altitude ne montrent que peu ou pas de zones d'accumulation alors que les mesures aux balises et les documents photographiques montrent chaque année des zones d'accumulation. On constate donc un paradoxe qui nécessite d'être approfondi par l'intermédiaire d'un réseau de balises à glace, afin de confronter les mesures cartographiques aux mesures in situ. En effet, l'ablation mesurée aux balises est deux fois moins importante.

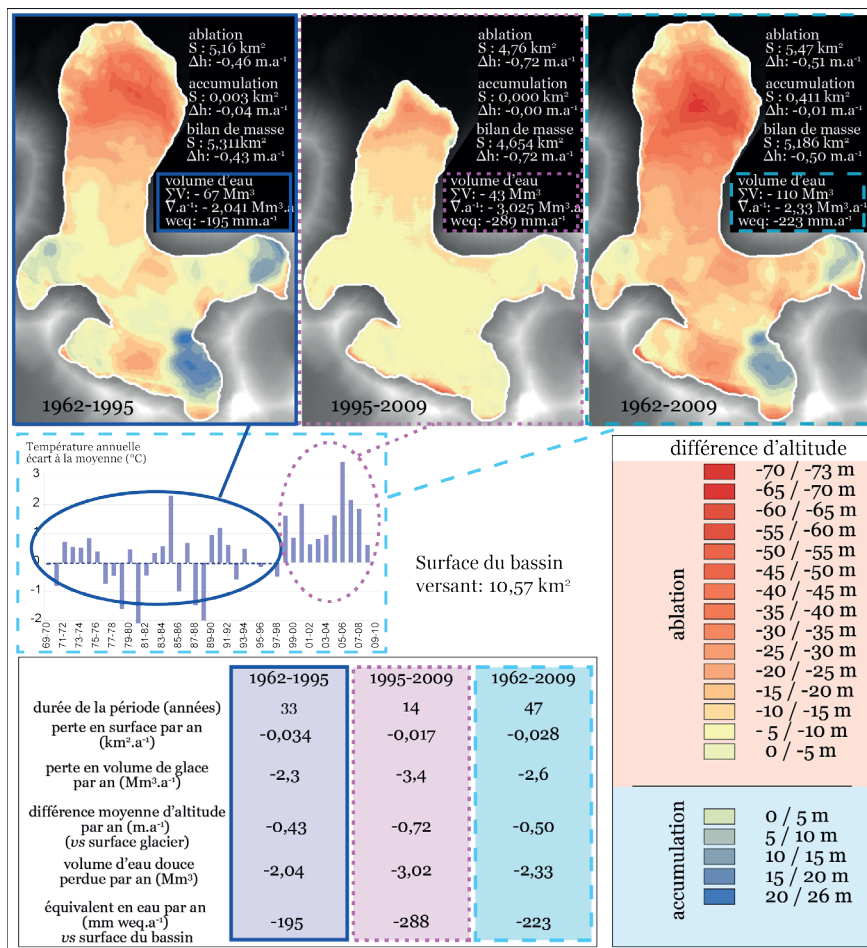


Figure 2.7 : Les variations en volume de l'Austre Lovénbreen.

## QUE MESURE-T-ON ?

De même que les valeurs d'accumulation et d'ablation peuvent être positives ou négatives, le glacier perd et/ou gagne en altitude. Pour la période 1962-2009, l'épaisseur du glacier est incontestablement en régression (avec en moyenne une perte de 47 cm par an). La diminution moyenne de l'altitude est de - 10,3 m pour la période 1962-2009 (soit -0,36 m/an en tenant compte de la surface de 1962). Pour 1995-2007, on obtient une valeur de - 10,88 m, soit - 0,88 m/an. La zone d'ablation perd ainsi 50 cm par an, alors que la zone d'accumulation ne gagnait que 27 cm par an ; le glacier a perdu en moyenne 73 cm par an, alors que le gain ne représente en moyenne que 108 cm par an.

Derrière ces chiffres, on observe surtout que le glacier perd en altitude alors que de nombreuses zones accumulent de la glace chaque saison. Cela illustre clairement le fait que les dynamiques observées en surface (mesurées par les balises à glace) ne rendent compte que d'une partie des dynamiques glaciaires. En revanche, les différences d'altitude intègrent la totalité des processus à l'œuvre. Les processus les plus difficiles à quantifier comme la fonte basale ou des effondrements ponctuels sont enregistrés par l'utilisation du RADAR, chose que les balises de surface ne permettent pas de faire (Rees et Arnold, 2003).

La confrontation des mesures sur le glacier (en hauteurs relatives par rapport à la surface) et des mesures par différences d'altitude (en variation absolue) donne des pertes en volumes et en lames d'eau deux fois plus importantes qu'en utilisant des méthodes géomatiques classiques (soustraction de MNT). Ce phénomène est observé sur plusieurs glaciers de la région de Ny Ålesund (travaux de Rees, Kohler ou Murray). Des campagnes de mesures complémentaires visent à identifier des processus intra ou sous-glaciaires. La figure 2.8 expose à ce titre les représentations qu'il est possible d'obtenir à partir d'un échantillonnage extrêmement fin au RADAR. Ici un MNT du lit rocheux a été produit à partir d'un échantillonnage dense de points. Ces mesures novatrices permettent ainsi de visualiser une vallée glaciaire sans son appareil glaciaire.

## CONCLUSION

Les techniques d'instrumentation et d'observation des glaciers Arctiques ont beaucoup progressé au cours des dernières décennies. Si ces nouvelles techniques n'ont pas révolutionné les grands constats dressés antérieurement, elles permettent aujourd'hui d'appréhender les processus glaciaires à des échelles spatiales et temporelles fines, et rendent donc plus facilement interprétables les liens entre les contraintes auxquelles ces glaciers sont soumis, et leur réaction.

L'importance de l'Arctique dans le système climatique mondial semble aujourd'hui évidente. Pourtant, dans cette région, les protocoles de recherche ne sont pas faciles à mettre en place et restent assez rares : seuls quelques sites sont instrumentés de façon permanente. Bien que de nombreux modèles climatiques soient utilisés pour comprendre les évolutions futures, ces dernières restent difficiles à prévoir. En témoigne le rôle des précipitations qui, si elles sont néfastes (la pluie participant de façon significative à l'ablation) sur un glacier de basse altitude tel que l'Austre Lovénbreen, permettent une recharge importante en neige sur des glaciers plus élevés. Ces modèles comprennent relativement bien les grandes tendances que connaissent les régions polaires. L'appréhension de la manière dont ces tendances se traduisent en changements concrets nécessite toutefois des observations poussées, et donc souvent localisées.

Ainsi le bassin versant de l'Austre Lovénbreen fait-il figure d'observatoire du changement climatique contemporain dans l'Arctique. Ce petit glacier de vallée est en recul avéré depuis la fin du PAG et mesuré depuis les années 60. Le rythme auquel ce recul se déroule, que cela soit en surface ou en volume, est révélateur du contexte climatique auquel ce glacier est soumis.

Parmi les déterminants de ce recul, plusieurs éléments fondamentaux sont à mentionner. L'évolution des températures hivernales, et leurs conséquences sur les précipitations à cette saison, jouent un rôle important. Ces périodes où se prépare la saison de fonte ont un rôle primordial dans les dynamiques glaciaires. Par ailleurs, en ce qui concerne les précipitations, c'est l'augmentation des précipitations pluvieuses, en toute saison, qui est la plus remarquable. La pluie, par son influence sur le manteau neigeux en hiver, et sur la fonte du glacier en été, est un facteur majeur des fluctuations actuelles.

Les facteurs topographiques semblent constituer l'explication principale du ralentissement du recul de la langue glaciaire constaté aujourd'hui. Mais ce ralentissement ne doit pas masquer le fait que les pertes en volume issues de la fonte de la glace à l'échelle de tout le bassin sont en augmentation constante. Alors que l'Austre Lovénbreen couvre de moins en moins de surface, les volumes d'eau liés à sa fonte continuent graduellement d'augmenter.

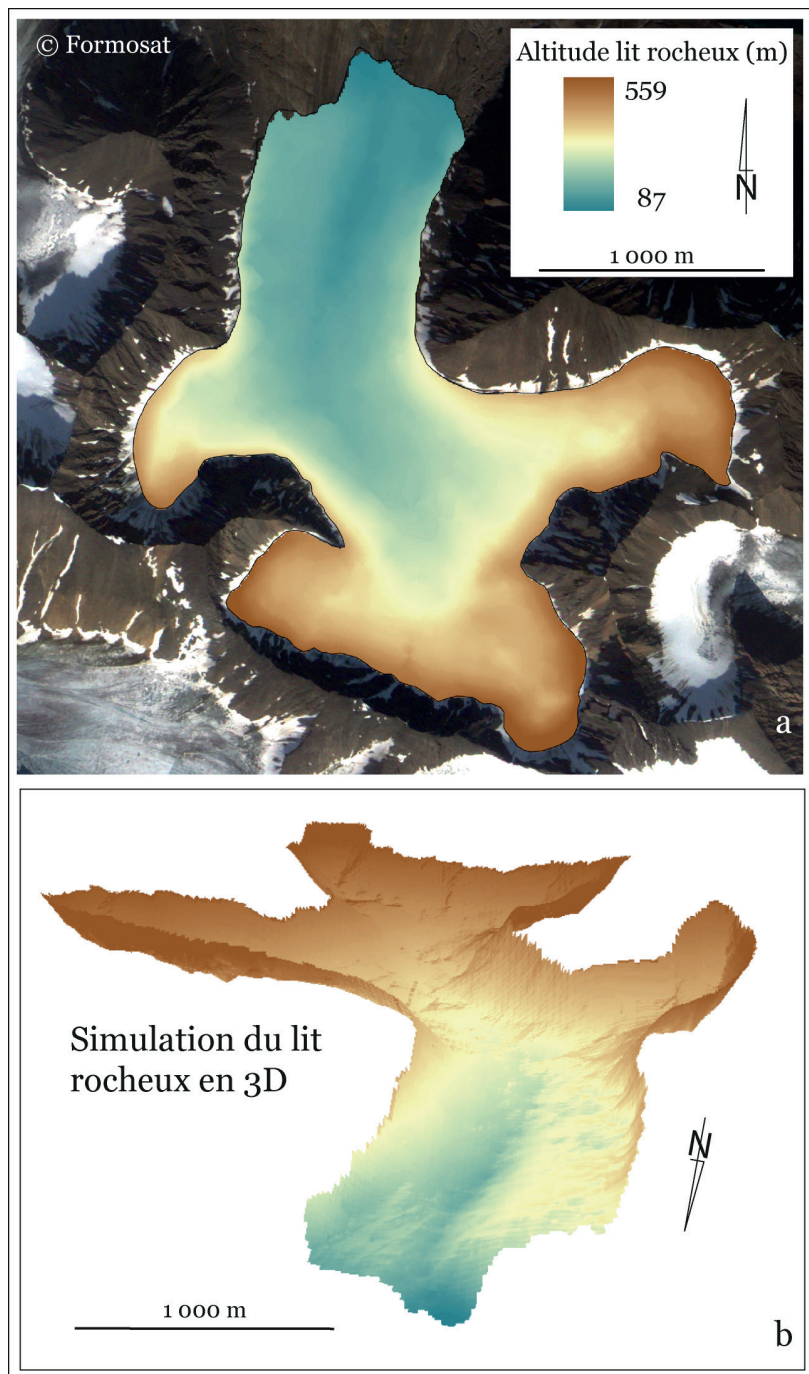


Figure 2.8 : Modèle numérique de terrain du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. La profondeur de glace mesurée au GPR, déduite du MNT de surface élaboré au DGPS, permet d'établir le MNT du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. Une forte asymétrie est clairement visible sur la simulation en 3D vue face à la langue glaciaire pour une meilleure lisibilité. (Adapté de Saintenoy et al., 2011).

## BIBLIOGRAPHIE

- ARLOV T.B., A short history of Svalbard, Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norge, 1994.
- BERNARD, E., Les dynamiques spatio-temporelles d'un petit hydro-système arctique : approche nivo-glaciologique dans un contexte de changement climatique contemporain (bassin du glacier Austre Lovén, Spitsberg, 79°N), PhD thesis, Université de Franche-Comté (France), 400 p., 2011.
- BERNARD, E., FRIEDT, J.-M., TOLLE, F., GRISELIN, M., MARTIN, G., LAFFLY, D., et MARLIN, Ch., « Monitoring seasonal snow dynamics using ground based high resolution photography (Austre Lovénbreen, Svalbard, 79°N) », *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, n°75, 2013, p.92-100.
- CORBEL J., Spitsberg 1964 et premières observations 1965, CNRS-RCP 42, éd. Audin, 350 p., 1966.
- DYURGEROV M. et MEIER M.F., *Glaciers and the Changing Earth System : A 2004 Snapshot*, Occasional Paper n°58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118 p., 2005.
- ELVERLAND E., *Det arktiske system*. éd. NPI, programme Det Internasjonale Polaråret 2007-2008, 64 p., 2008.
- FRANCOU B. et VINCENT Ch., *Les glaciers à l'épreuve du climat*, éd. IRD, Paris, 274 p., 2007.
- GRISELIN M., *Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires : exemple du bassin Lovén Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg*, Thèse de Doctorat, 500 p., 1982.
- HAGEN J.Ø. et LIESTØL O., « Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard », *Annals of Glaciology*, n°14, 1990, p.102-106.
- HAGEN, J.Ø., KOHLER J., MELVOLD K. et WINTHER J. G., « Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and fresh water flux », *Polar Research*, vol.22 (n°2), 2003, p.145-159.
- HANSEN, S., 1999, *A photogrammetry, climate-statistical and geomorphological approach to the post Little Ice Age changes of the Midre Lovénbreen glacier, Svalbard*, Master thesis, University of Tromsø and University of Copenhagen, 92 p.
- HISDAL V., *Svalbard. Nature and History*, Oslo, Norsk Polarinstitutt, 123 p., 1998.
- HUGHES M.K. et DIAZ H.F., « Was there a medieval warm period, and if so, where and when ? », *Climatic Change*, vol. 26 (n°2-3), 1994, p.109-142.
- HUMLUM O., *A Geographical-Historical Outline of Svalbard*, consultation en ligne, UNIS, [http://www.unis.no/35\\_staff/staff\\_webpages/geology/ole\\_humlum/SvalbardOutline](http://www.unis.no/35_staff/staff_webpages/geology/ole_humlum/SvalbardOutline), 2007.
- IPCC, *IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate change 2013, the Physical science basis*, 2216 p., 2013.
- JANIA J. et HAGEN J.O., *Mass balance of Arctic glaciers*, International Arctic Science Committee, IASC Report 5, Sosnowiec - Oslo, 62 p., 1996.
- JOLY D., *Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg (pour une approche méthodique par niveaux d'échelle)*, Doctorat d'état, Paris, EHESS, 1 000 p., 1994.

KOHLER, J., NORDLI, Ø., BRANDT, O., ISAKSSON E., POHJOLA, V., MARTMA, T., et AAS, H.F., Svalbard temperature and precipitation, late 19th century to the present. Final report on ACIA-funded project, 21 p., 2003.

KOHLER J., JAMES T.D., MURRAY T., NUTH C., BRANDT O., BARRAND N.E., AAS H.F. et LUCKMAN A., « Accelerating in thinning rate on western Svalbard glaciers », *Geophysical Research Letters*, 2007, vol.34 (n°18), DOI: 10.1029/2007GL030681.

LEFAUCONNIER B., HAGEN J-O, ØRBÆK J.B., MELVOLD K., et ISAKSSON E., « Glacier balance trends in the Kongsfjord area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate », *Polar Research*, vol.18 (n°2), 1999, p.307-313.

MCCLUNG D.M. et SCHAEERER P.A., *The Avalanche Handbook*, The Mountaineers, Seattle, 1993.

MOHOLDT G., NUTH C., HAGEN J. O. et KOHLER J., « Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry », *Remote Sensing of Environment*, vol.114 (n 15), 2010, p.2756-2767.

MOIGN A., *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental*, Doctorat d'état, Brest, Université de Bretagne occidentale, 692 p., 1973.

NUTH C., MOHOLDT, G., KOHLER, J., HAGEN, J. O. et Käab, A., « Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise », *Journal of Geophysical Research*, n°115, 2010.

REES W.G. et ARNOLD N.S., « Mass balance and dynamics of a valley glacier measured by high-resolution LiDAR », *Polar Record*, vol.43, 2007, p.311-319.

VINCENT C., VALLON M., REYNAUD L. et LE MEUR E., « Dynamic behaviour analysis of glacier de St Sorlin, France from 40 years of observations, 1957-1997 », *Journal of glaciology*, vol.46, 2000, p.499-506.

## CHAPITRE 3

### GÉOMORPHOLOGIE DES CÔTES ROCHEUSES ARCTIQUES

Samuel ETIENNE<sup>a</sup>, Jim HANSOM<sup>b</sup>, Donald L. FORBES<sup>c</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR8586, Laboratoire de Géomorphologie et Environnement du Littoral, Dinard

<sup>b</sup> University of Glasgow, Ecosse

<sup>c</sup> Department of Geography, Memorial University of Newfoundland, St. John's, NL, Canada

Des températures moyennes annuelles basses et une saisonnalité très marquée du bilan radiatif, des variations thermiques, des conditions aérologiques, de l'enneigement et de la physionomie des surfaces marines sont les principales caractéristiques de l'environnement littoral des hautes latitudes. En outre, la présence actuelle ou passée de masses glaciaires ajoute une empreinte distinctive sur le paysage côtier quand elle n'influence pas directement les modalités de son évolution. Ensemble, ces facteurs ont contribué au dessin de la topographie et de la bathymétrie littorales dont certains aspects ne se rencontrent nulle part ailleurs. Cependant, Forbes et Taylor (1994) font remarquer que la glace de mer de l'hémisphère nord et les conditions glaciaires de l'hiver arctique sont observées ou se font sentir jusque 45°N voire en-deçà dans le nord-ouest de l'Atlantique et du Pacifique, ce qui permet de retrouver quelques critères distinctifs des côtes froides sur certains rivages des latitudes moyennes.

La littérature sur les littoraux polaires et subpolaires est tout sauf vaste et c'est plus particulièrement le cas pour les côtes rocheuses. Les états de l'art ou les travaux circumpolaires publiés récemment ne fournissent que de partiels éclairages sur les côtes rocheuses de l'Arctique (Walker 2005a, 2005b ; Forbes 2005, 2011 ; Rachold et al., 2005 ; Walker et McGraw, 2010 ; Lantuit et al., 2012) et de l'Islande (Larusson 2010 ; Etienne et Paris, 2010). Pour l'Arctique canadien, une étude pionnière et remarquable, basée sur la première couverture complète de la zone par photographies aériennes, est celle de Dunbar et Greenaway (1956). Shaw et al. (1998) ont fourni plus tard une description sommaire de l'ensemble du littoral canadien, y compris l'Arctique. Forbes (2012), Forbes et Hansom (2012), Hansom et al. (2014) ont proposé quant à eux des recensions portant sur les côtes polaires des deux hémisphères et contiennent des bibliographies exhaustives. Ce chapitre se concentre sur les côtes rocheuses arctiques et subarctiques, y compris les côtes rocheuses de l'Islande. Il traitera de la place des héritages dans la morphologie actuelle, des processus morphogéniques à l'œuvre, et se terminera par un panorama régional de ces rivages rocheux dans un contexte de mutation des conditions environnementales liée au réchauffement climatique.

## LA PLACE DES HÉRITAGES

### L'HÉRITAGE GLACIAIRE

Une caractéristique fréquente de nombreuses côtes rocheuses polaires et subpolaires est l'empreinte spectaculaire résultant de l'érosion glaciaire. Parmi les paysages typiques, on trouve en premier lieu ceux des puissantes parois abruptes des fjords recoupant des massifs montagneux, voisins de calottes glaciaires alpines ou de plateau, actuelles ou héritées, ou de calottes glaciaires continentales (fig. 3.1a). Ailleurs, des dos de baleine et des roches moutonnées dégagés au détriment du socle rocheux ou de petits drumlins révèlent des surfaces marines ou subaériennes extensivement sculptées par la glace et dont la morphologie de détail trahit les mouvements passés de glaciers à base tempérée (Fig. 3.1c). La température de la glace basale, la présence ou l'absence d'eau de fonte sous-glaciaire, ainsi que la dureté du





Figure 3.1 : Panorama des types de côtes rocheuses arctiques et subarctiques.

(a) Les falaises abruptes de Vandsfaldsdalen, à l'est du Groenland, sont associées à une vallée glaciaire surcreusée entaillée dans un ensemble de laves basaltiques paléogènes. Ces falaises sont en proie à une éboulisation active, les gélifracrs venant alimenter d'étroites plages de pied de paroi dont l'activité n'est que saisonnière (cliché : B. Bell) ;

(b) Falaises rocheuses et éperons recouverts par des plages graveleuses dans la Baie de Radstock sur la côte nord du Détroit de Lancaster, sud-ouest de l'île Devon, Nunavut. Ils constituent la morphologie typique de ce secteur littoral (cliché: D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 4 août 2009) ;

(c) Dos de baleine sculpté par l'érosion glaciaire dans les roches de socle du Bouclier canadien (paragneiss protérozoïque), côte ouest de la Baie d'Hudson à Arviat, Nunavut (cliché : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 7 juillet 2009) ;

(d) Plateforme intertidale étroite et gélifraction de la falaise calcaire sur la côte nord-ouest émergente du Bassin de Foxe, près de Hall Beach, Nunavut (cliché : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 19 août 2007) ;

(e) Gull Cliff sur la côte sud-ouest de l'île Lowther, Détroit de Viscount Melville, Nunavut (cliche : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2 août 2009). Le rebond isostatique a élevé la base de la falaise pendant que le talus recouvrait progressivement la partie inférieure du versant, diminuant à mesure la hauteur de parois exposée à la météorisation ;

(f) Couverture glaciogénique au sommet de falaises basaltiques, Golfvöllur, Islande (cliché : S. Etienne, 13 avril 2007). Les falaises sont hautes d'une dizaine de mètres, tandis que la couche morainique est épaisse de 2 à 3 m.

substrat rocheux par rapport à celle des abrasifs sous-glaciaires conditionnent les taux d'érosion glaciaire (Benn et Evans, 1998). L'érosion sous-glaciaire est plus limitée dans les régions polaires occupées par des glaciers à base froide, peu mobiles, alors que dans les zones où la glace tempérée prédomine, l'érosion sous-glaciaire est très active. Elle laisse une empreinte remarquable sur le paysage côtier y compris dans les secteurs de transition, actuelle ou passée, entre les deux types d'environnement sous-glaciaire (Hambrey, 1994 ; Benn et Evans, 1998). Des conditions propices à la présence de glacier à base tempérée sont généralement rencontrées là où les pressions sous-glaciaires sont élevées en lien avec un appareil glaciaire épais ou vélocé. Ces deux conditions sont fréquentes là où des vallées préexistantes ont été envahies par la glace, ce qui favorise leur propre surcreusement en auges glaciaires. En position littorale, la plupart de ces auges glaciaires présentent actuellement un plancher en dessous du niveau de la mer. Ces fjords présentent des parois rocheuses aux flancs abrupts ou subverticaux, dont l'exutoire marin est souvent caractérisé par un seuil peu profond ou bien un chapelet d'îlots rocheux dénommé *skjærgard* (« jardin d'écueils ») (Syvitski et al., 1987 ; Hambrey, 1994). La profondeur des fjords peut dépasser 1000 m et ils s'étendent parfois sur plus de 100 km. Par exemple, Scoresby Sund, à l'est du Groenland, est profond de 1500 m et atteint 350 km de long. Les auges glaciaires telles que la plupart de celles situées entre les îles de l'archipel arctique canadien ont canalisé de grands courants de glace et, même dans les secteurs où le relief est modeste, elles sont flanquées de falaises imposantes (Fig. 3.1a et 3.1e). Les fjords sont une forme de relief fréquente sur les côtes polaires et subpolaires, en relation directe avec la présence de langues glaciaires (*iceströms*) émissaires de calottes dont l'écoulement a pu être canalisé par une topographie puissante, permettant ainsi d'exacerber l'érosion bien en-dessous du niveau marin au cours du Pléistocène (Kessler et al., 2008). Les secteurs favorables sont donc les bordures soulevées des boucliers, celles des hautes chaînes de montagne et des volcans proches de la mer (Salomon, 2008). Dans les régions arctiques et subarctiques, ils sont ainsi observables dans le nord-ouest et l'est de l'Islande, la Norvège septentrionale, le Svalbard, la *Novaïa Zemlia* et d'autres secteurs de l'Arctique russe, le Kamtchatka, l'est et les îles les plus septentrionales de l'Arctique canadien, le nord du Labrador et du Groenland. D'autres régions à fjords importants mais à des latitudes subpolaires sont le sud-est de l'Alaska, la Colombie-Britannique et Terre-Neuve. De nombreux fjords de l'Arctique canadien, du Groenland, du Spitsberg et de l'Alaska sont encore occupés par des glaciers actifs sur la majeure partie de leur longueur, un glacier à front marin occupant le fond du fjord. Dans d'autres cas, des dépôts de type *sandur* (plaine d'épandage tressée) en tête de fjord remplissent l'extrémité supérieure de la cuvette du fjord, leur extension étant fonction du temps écoulé depuis la fonte des glaciers et de l'exposition (voir les exemples de Church, 1972 ; Syvitski et Hein, 1991 ; Hansom et Gordon, 1998 ; Forbes, 2012).

Dans les zones anciennement occupées par un glacier à base très mobile, l'ensemble du paysage peut avoir subi une érosion sous-glaciaire aréolaire produisant de vastes surfaces rocheuses décapées et ondulées. Dans les zones de relèvement isostatique et d'émergence du littoral, l'action des vagues peut aussi avoir ôté toute couverture sédimentaire suffisamment mince pour ne laisser que la roche à nu. Bien que tout aussi dénudées, de nombreuses régions polaires désertiques et anciennement occupées par un glacier à base froide supportent une mince couverture de roche gélivée ou un placage de plages ou grèves soulevées. Néanmoins, cette couverture sédimentaire mince a peu d'influence sur la morphologie générale de la côte, laquelle est principalement une fonction de la géométrie du substrat rocheux (St-Hilaire-Gravel et al., 2010, 2012).

Dans certaines régions de basse altitude où le substrat est constitué de roches résistantes comme l'ouest et l'est de l'Islande, le Svalbard (fig. 3.2), la *Novaïa Zemlia*, la péninsule de Taïmyr, le sud-ouest du Groenland, l'est du Canada et de l'Alaska, se rencontrent des plateformes immenses faiblement inclinées et marquées du sceau glaciaire appelées *strandflat* (Klemsdal, 2010). Certains paysages des *coastal barrens* (Forbes et Syvitski, 1994) s'apparentent à ceux des *strandflats*, à la différence que leurs caractéristiques résultent principalement de l'érosion glaciaire basale. Initialement, le terme *strandflat* se référait aux basses surfaces

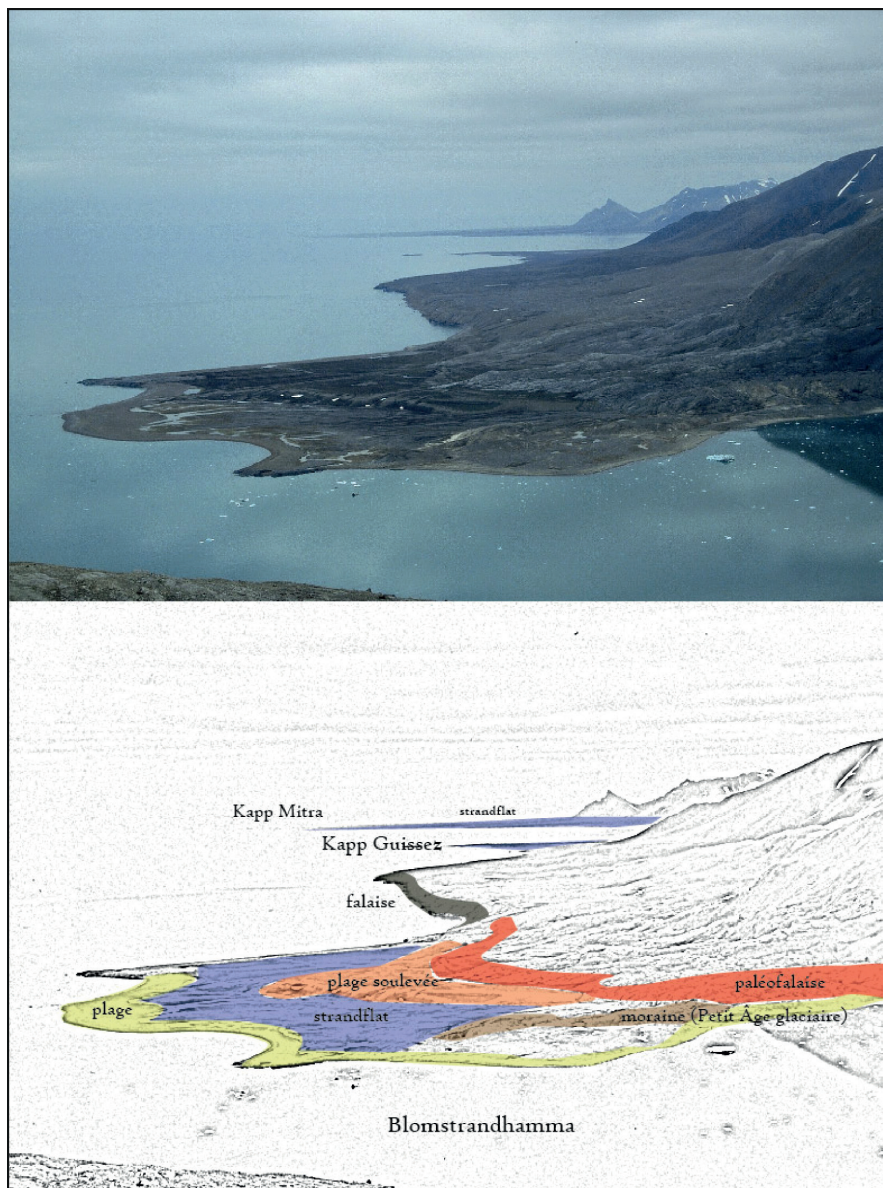


Figure 3.2 : Diversité des héritages dans le paysage littoral de la Baie du Roi (Kongsfjordhallett), Spitsberg, archipel de Svalbard. Cliché : S. Etienne, juillet 2002.

rocheuses faiblement inclinées vers la mer qui s'étendent au pied des montagnes côtières de la Norvège, surfaces en partie submergées et dotées d'une couverture sédimentaire négligeable. Désignant désormais des paysages similaires rencontrés ailleurs dans les hautes latitudes, la formation du strandflat résulterait, selon la proposition originelle de Nansen (1922) vigoureusement défendue depuis par Larsen et Holtedahl (1985), d'une action intense et durable de la gélifraction sur les parois des falaises et l'enlèvement concomitant des débris par les vagues ou les processus glaciels (banquise côtière notamment). Une telle interprétation implique que le strandflat n'a pu se former que lorsque les anciens niveaux marins étaient proches du niveau actuel et qu'ils ont dû survivre à plusieurs épisodes d'abrasion glaciaire. Guilcher et al. (1986) ont plutôt suggéré que le strandflat et les autres plates-formes littorales des hautes et moyennes latitudes seraient des reliefs en partie hérités de périodes plus anciennes qui ont été rajeunis au cours du Quaternaire par l'action des vagues, de la glace et des processus périglaciaires. Dans le même esprit, Dawson et al. (2013) estiment que les strandflats présents sur la façade occidentale de l'Écosse sont des surfaces d'érosion d'âge pliocène ayant subi ultérieurement plusieurs phases d'érosion glaciaire, une interprétation qui pourrait s'appliquer à de nombreux littoraux polaires et subpolaires. Les strandflats sont largement présents sur les parties orientales de plusieurs îles de l'archipel du Svalbard et sont taillés à travers une grande variété de lithologies et de structures. Klemsdal (2010) les attribue à la dénudation post-Trias créant une plaine littorale rocheuse vallonnée située désormais au niveau de la mer. Cette interprétation suggère que cette forme de relief préglaciaire a survécu à la morphogenèse ultérieure, notamment glaciaire, et que donc l'érosion sous-glaciaire est probablement d'une importance mineure dans leur formation. Néanmoins, il reste peu probable que tous les strandflats et autres modelés apparentés partagent une histoire évolutive commune. Notons aussi au passage que les vastes promontoires surbaissés bordant les massifs montagneux sur la côte orientale de l'île de Baffin sont des formes de dépôt résultant de la succession de phases de glaciation de piedmont et de transgression marine, mais qui sont restées libres de glace lors du Dernier Maximum Glaciaire (DMG), comme en témoignent les puissantes falaises au nord de Clyde Inlet (Miller et al. 1977, 2002).

### **LES HÉRITAGES MARINS**

Comparable au débat sur les origines du strandflat et de son empreinte glaciaire est celui sur la probabilité que certaines plates-formes rocheuses intertidales pourraient être des modelés hérités tout ou partie des périodes glaciaires ou d'anciens niveaux marins et qui seraient désormais en cours de retouche par les processus actuels. La plupart des littoraux des régions polaires ont été affectés par l'extension puis la disparition d'une calotte glaciaire pendant le DMG et ont subi ou subissent encore un ajustement glacio-isostatique, positif ou négatif suivant leur proximité avec les anciens centres de glace. Dans certaines régions (le nord de l'Alaska, les plaines littorales de l'Arctique canadien occidental, l'est de l'île Devon, le détroit de Lancaster et la frange orientale de l'île de Baffin, certains segments du Groenland méridional, du Svalbard et de la côte arctique russe), cela s'est traduit par une transgression marine qui se poursuit encore aujourd'hui dans de nombreux secteurs (voir Héquette et Ruz, 1986 ; Forbes et al., 2004a ; Lajeunesse et Hanson, 2008 ; Whitehouse et al., 2007 ; Overduin et al., 2011). Ailleurs, cependant, la tendance générale depuis la mi- ou le tardi-Holocène a été à la régression marine et l'émergence des littoraux (par exemple, Blake, 1972 ; Møller et al., 2002 ; Atkinson et England, 2004 ; Mason, 2010 ; St-Hilaire-Gravel et al., 2010). Certains secteurs de ces littoraux soulevés sont constitués de plates-formes rocheuses et il est possible que des processus morphogéniques particulièrement efficaces sur les littoraux polaires, comme la gélidivision ou l'évacuation de matériaux par la glace de mer ou les vagues de tempête, aient façonné ces plates-formes émergées durant de courtes périodes de stabilité relative du niveau marin (Dawson, 1980 ; Dawson et al., 1987). Une autre explication est que ces plates-formes intertidales ou émergées des littoraux froids sont des héritages qui ont survécu à plusieurs cycles glaciaires, les plates-formes contemporaines étant façonnées par les processus actuels (Guilcher et al., 1986). Cette hypothèse est étayée par des observations faites ailleurs, dans l'hémisphère austral notamment, et plus particulièrement dans les

îles Shetland du Sud, où plusieurs séries de plates-formes étagées, y compris la plate-forme correspondant au niveau marin actuel, subsistent sans grandes retouches sous la couche de glace en place depuis au moins le DMG ; de plus, la morphologie de la plate-forme intertidale actuelle semble être bien ajustée aux processus contemporains (Hansom, 1983).

## LE SYSTÈME MORPHOGÉNIQUE ARCTIQUE

L'Arctique est centré sur un océan polaire coiffé d'une banquise et entouré de terres, à l'opposé de l'Antarctique qui est lui centré sur un continent recouvert d'une épaisse couche de glace et entouré par un océan profond. Cela a des implications majeures sur le climat, la circulation océanique, la dynamique de la glace de mer, les forçages littoraux, les précipitations, l'hydrologie continentale, l'alimentation en sédiments, ainsi que d'autres paramètres relatifs à l'évolution et la stabilité des côtes.

### MARÉES

La majorité des littoraux polaires connaissent un régime microtidal dont les marnages d'équinoxe sont inférieurs à 2 m et les courants de marée faibles (Davies, 1980). De nombreux secteurs de l'Archipel arctique canadien subissent même des oscillations moindres dont le marnage lors des grandes marées est inférieur à 1 m, voire 0,5 m dans la mer de Beaufort et atteint timidement 0,3 m au Cap Morris Jesup, extrémité septentrionale du Groenland (Nielsen, 1985). Dans ce contexte microtidal, l'impact relatif des conditions météorologiques, et notamment des vagues et des ondes de tempête, peut être considérable : dans le sud de la mer de Beaufort, jusqu'à 80% de la variance dans les niveaux d'eau sont liés aux forçages météorologiques (Forbes et Hansom, 2012). L'amplitude du marnage augmente lorsque l'onde de marée est amplifiée par les anses, passages et détroits, comme dans les détroits de Davis et du Danemark : à Nuuk (Godthåb), au Groenland, le marnage atteint ainsi 4,5 m (Nielsen, 1985). Des conditions macrotidales voire mégatidales prévalent même dans certaines régions : à travers le détroit de Davis, le marnage dans la Baie Frobisher (île de Baffin) est de 12 m et il atteint la valeur record de 16,8 m dans la baie d'Ungava (Forbes et Hansom, 2012). Le long de la côte arctique russe, l'amplitude des grandes marées est de 10 m dans la région du golfe de Mezen en Mer de Barents (Zenkovich, 1985). La côte islandaise quant à elle est principalement mésotidale avec des valeurs de marnage variant de 1,5 à 3,8 m (Larusson, 2010). Les marées les plus importantes se rencontrent sur la côte ouest, en particulier dans Breiðafjörður. Le long des côtes nord et est, l'amplitude est beaucoup plus faible, typiquement 1 à 2 m. Dans l'ensemble, le faible marnage qui caractérise la plupart des littoraux polaires permet d'amplifier l'effet relatif des autres processus qui agissent sur une tranche verticale restreinte de la façade littorale. En conséquence, et malgré une grande variation saisonnière des conditions climatiques et météorologiques, l'action des vagues ou l'impact de la glace flottante se montrent très efficaces dans la sculpture des côtes rocheuses polaires.

### CLIMAT ET VAGUES DE TEMPÊTE

Selon la typologie de Davies (1980), les côtes de l'Arctique se situent dans un « environnement maritime protégé », au-delà de la ceinture des tempêtes boréales et dans lequel la pénétration de la houle océanique est limitée. Une grande partie des côtes arctiques est effectivement bordée par une mer quasi-fermée, une « Méditerranée arctique » (Godard et André, 1999), et de nombreux secteurs sont également protégés par la banquise saisonnière ou pluriannuelle. Toutefois, des exceptions notables se rencontrent dans ces régions polaires adjacentes aux zones affectées par les tempêtes des latitudes moyennes, comme la côte du Labrador, le sud du Groenland, l'Islande, la Norvège septentrionale et dans le détroit de Béring entre l'Alaska et la Tchoukotka.

La disparition rapide de la banquise pluriannuelle dans l'océan Arctique et les records successifs d'extension minimale de la banquise saisonnière en 2007 puis en 2012 (Stroeve

et *al.*, 2012 ; Perovich et al, 2012) se traduisent par une augmentation de la surface en eau libre en fin d'été et en début d'automne, favorisant potentiellement la production de plus grandes vagues de tempête dans le bassin arctique. Le schéma annuel d'activité tempétueuse dans l'océan Arctique varie selon les régions (Atkinson, 2004 ; Overduin et *al.*, 2011) et l'on constate par ailleurs une augmentation de l'activité tempétueuse (Zhang et *al.*, 2004) voire l'apparition inhabituelle de super-cyclones (Simmonds et Rudeva, 2012) ; la houle est désormais scrutée avec attention le long des côtes arctiques.

Le climat de vagues de l'Islande est différent et s'apparente davantage à l'environnement tempétueux de certaines îles subantarctiques comme la Géorgie du Sud ; à ceci près que seules les côtes nord et est peuvent être prises par la banquise hivernale. La glace de mer est normalement absente des côtes méridionales de l'Islande baignées par les eaux tempérées de l'Atlantique, mais de la glace de mer originaire du bassin polaire peut descendre le long de la côte ouest via le courant du Groenland oriental. Pendant le Petit Âge glaciaire, on sait que la glace de mer a pu encercler l'ensemble du littoral islandais (Patterson et *al.*, 2012). La côte sud-ouest de l'Islande connaît les conditions marines les plus sévères de ce secteur de l'Atlantique Nord avec des hauteurs significatives de vagues de plus de 15 m lors des tempêtes (Sigbjarnarson, 1986). En Janvier 1990, la hauteur significative des vagues de tempête au large de la côte sud de l'Islande a atteint le niveau record de 16,8 m (Tomasson et *al.*, 1997).

## **LE RÔLE DE LA GLACE**

### ***La glace de mer***

La première des caractéristiques des littoraux polaires est la spectaculaire variation saisonnière de l'étendue de la glace de mer, depuis son extension maximale en hiver jusqu'à son minimum estival. La banquise hivernale s'étend à travers l'océan Arctique circumpolaire de la Mer de Béring à la Mer Blanche jusqu'à des latitudes moyennes comme à l'est de l'Amérique du Nord (baie de Fundy, golfe du Saint-Laurent, est de Terre-Neuve), au nord de l'Islande, dans le golfe de Botnie en Finlande, et en Mer d'Okhotsk. La durée de la saison de la glace de mer est fonction de la latitude, variant de quelques jours aux latitudes les plus méridionales à plusieurs mois aux plus hautes latitudes (Forbes et Taylor, 1994). Cette variabilité concerne aussi la concentration en glace de mer. Celle-ci est suivie par satellite, ce qui permet aux organismes météorologiques de produire des cartes en temps réel utiles à la navigation et obéissant à un code couleur international défini par l'Organisation Météorologique Mondiale. Ces cartes expriment la concentration en glace en dixième (1 à 10 dixièmes).

La banquise arctique couvre habituellement de 14 à 16 millions de km<sup>2</sup> en hiver, mais son extension baisse d'environ 3-4% par décennie (Meier et *al.*, 2006). En été, la banquise arctique diminue à environ 7 millions de km<sup>2</sup>. Cependant, au cours des dernières années, l'Arctique a enregistré des niveaux minima de 4,3 millions de km<sup>2</sup> en 2007 et 3,61 millions de km<sup>2</sup> en 2012 (Stroeve et al, 2012 ; Perovich et *al.*, 2012). N'ayant jamais été inférieur à 5 millions de km<sup>2</sup> depuis le début des relevés en 1979, le minimum de septembre a chuté cinq fois en-deçà de cette valeur au cours des six dernières années. Cette réduction de la glace de mer dans l'océan Arctique s'est accompagnée par des pertes de la glace pluriannuelle, notamment les glaces les plus anciennes et les plus épaisses. Maslanik et *al.* (2007) ont par exemple constaté un changement radical dans l'âge de la glace de mer dans le bassin central de l'Arctique depuis le milieu des années 1980. En 1987, 57% de la glace de mer étaient âgés d'au moins 5 ans, et un quart de cette glace avait au moins 9 ans. Deux décennies plus tard, en 2007, seulement sept pour cent de la glace de mer avaient au moins 5 ans d'âge et pratiquement aucun secteur n'atteignait les 9 ans au moins. L'examen de 47 années d'enregistrements jusqu'en 2008 a permis à Kwok et Rothrock (2009) de déterminer que l'épaisseur moyenne de la glace arctique a diminué de 3,62 m en 1980 à 1,89 m en 2008. Une réduction de l'étendue et de l'épaisseur de la glace de cette ampleur est susceptible d'influer directement la morphologie des côtes de l'Arctique en modifiant l'importance relative des processus morphogéniques associés à

la glace de mer et aux vagues le long des littoraux rocheux et meubles. Il est probable que la limitation drastique du fetch (course des houles) et de son expression géomorphologique restreinte sur les rivages arctiques, signalées par Taylor et McCann (1983) dans le nord des plaines côtières canadiennes, soit peut-être déjà en train d'évoluer.

La banquise arctique joue un rôle clé dans la régulation de la machinerie climatique globale, notamment par sa capacité à réfléchir l'énergie solaire incidente (albédo). Elle induit un bilan radiatif annuel déficitaire et contribue ainsi à faire de l'Arctique une usine à froid. Mais cette glace de mer joue aussi un rôle majeur dans la dynamique littorale. En effet, la glace de mer réduit le fetch, inhibe et atténue la propagation des vagues (Masson et LeBlond, 1989) de telle sorte que la houle entrante ou les vagues de tempête sont tamponnées par la banquise (Wadhams, 1973 ; Squire et Moore, 1980 ; Martin et Kauffman, 1981 ; Squire et *al.*, 1995 ; Squire, 2007 ; Broström et Christensen, 2008). Mais, il est également avéré que les vagues partiellement atténuées lors de l'embâcle ou de la débâcle vont mettre en mouvement des quantités accrues de glace, amplifiant ainsi et de manière très nette l'abrasion glacielle sur le rivage. Néanmoins, lorsque les étendues de glace de mer sont considérables, sa présence peut exclure durablement toute action des vagues sur le rivage (il suffit ainsi que la mer soit couverte de 30% de glaces flottantes pour que le régime des houles soit profondément affecté via une diminution de la période).

### **La glace intertidale**

Les plates-formes rocheuses des milieux polaires présentent des caractéristiques distinctives qui témoignent du rôle important joué par la glace de mer et la gélifraction dans leur formation. Les plates-formes dont la sculpture est contrôlée essentiellement par les vagues de tempête ont un profil intertidal en forme de rampe inclinée (Trenhaile, 2012). En revanche, celles qui se forment là où la glace flottante accède directement à la côte sont presque horizontales, avec une marche abrupte au niveau de basse mer et un raidissement du profil tout aussi abrupt au niveau des hautes mers (Hansom, 1983). Favorisée par la faible amplitude du marnage en contexte microtidal, la glace de mer intertidale est sujette à une oscillation constante et à un atterrissage sur la plate-forme à chaque cycle de marée. Ainsi la surface rocheuse est décapée et polie par des blocs de glace chargés de débris voire dérochée par l'impact de la glace à l'atterrissage. Lorsque la banquise ou un pied de glace sont présents un délogement de la roche peut également se produire par congélation de fragments au contact de la glace qui sont ensuite arrachés au moment du soulèvement de la glace par le flot et transportés plus loin ensuite. En se combinant, ces processus deviennent redoutables et des plates-formes peuvent être entaillées dans une large gamme de lithologies. Souvent, elles sont mieux développées dans les zones abritées où la banquise côtière et le pied de glace persistent plus longtemps. Il est également probable que toute une gamme de morphologies de plates-formes se développe en réponse aux gradients environnementaux de la persistance de la glace flottante et l'activité des vagues (Hansom, 1983).

Le long de la côte subarctique de la baie d'Ungava, Fournier et Allard (1992) ont décrit le détachement de blocs rocheux par la banquise côtière. Dionne (1985) a examiné les modalités de l'abrasion et du polissage des surfaces rocheuses par la glace de mer, celle-ci étant à l'origine des faisceaux de stries sur les rivages rocheux. Dionne et Brodeur (1988a, 1988b) ont ensuite énuméré et décrit un ensemble de processus glaciels susceptibles d'avoir contribué à l'élaboration et la retouche des plates-formes schisteuses et ardoisières de l'estuaire du Saint Laurent : abrasion, délogement, arrachage, décapage, poussée, arasement, nivelage, évacuation et transport des débris se seraient relayés pour produire des plates-formes intertidales quasi horizontales. Par ailleurs, l'accumulation de glace drossée sur le rivage peut s'étendre à plus de 100 m en arrière du trait de côte (Taylor, 1978 ; Kovacs et Sodhi 1980 ; 1981 ; 1988), voire même à 150 m ou plus (Ogorodov, 2005), décapant l'arrière-plage et endommageant les éventuelles infrastructures. Des entassements de glace flottante prenant la forme de crêtes de poussée peuvent se développer rapidement et atteindre 20 m de haut (Taylor, 1978), mais

elles s'étendent rarement plus de 10-15 m à l'intérieur des terres. Néanmoins, des dommages importants peuvent là encore être causés aux habitations, aux routes et autres infrastructures côtières (Forbes et Taylor, 1994 ; Forbes et *al.*, 2004b). Dans l'ouest de l'Arctique, en Alaska, la glace est connue pour avoir surmonté une falaise haute de 9 m (Kovacs et Sodhi, 1980). Il semble assez certain que de tels phénomènes de remobilisation de la glace littorale puissent causer le délogement et l'érosion des surfaces rocheuses, même si les rapports ont tendance à se concentrer sur les dommages aux biens et aux infrastructures.

Les processus glaciels d'érosion et de transport par la glace de mer sont désormais reconnus comme des facteurs importants du développement des plates-formes rocheuses dans les régions polaires, mais le rôle exact de la gélifraction dans l'évolution des falaises et plates-formes littorales reste plus controversé (Trenhaile, 1987). En théorie, les côtes froides offrent des conditions optimales pour l'action météorique du gel : le taux de saturation en eau des parois de falaises et des plates-formes est élevé, en lien avec la submersion tidale et la fonte de la neige et de la glace ; les sels contenus dans l'eau de mer accroissent la pression de cristallisation au moment du gel ; les changements rapides de température liés aux cycles tidaux d'émergence/submersion augmentent les cycles de gel/dégel (Trenhaile, 1997). Lorsque des éboulis imposants sont présents au pied des falaises des littoraux polaires, cela peut tout autant refléter l'incapacité des vagues à évacuer les gélifractions que l'efficacité même du gel à amenuiser la paroi rocheuse. Dans les deux cas, les suivis instrumentaux *in situ* sont rares (excepté Prick, 2002) et le rôle de la gélifraction dans le développement des plates-formes littorales est en grande partie établi par des simulations en laboratoire et l'interprétation des modèles observés. Des simulations expérimentales ont été menées par Trenhaile et Rudakas (1981) ainsi que Trenhaile et Mercan (1984) pour démontrer que les niveaux élevés de saturation en eau sont propices à l'action du gel dans la zone intertidale et que la gélivation est un processus important de météorisation des falaises en arrière des plates-formes intertidales au Québec. Dionne et Brodeur (1988a ; 1988b) puis Dionne (1992 ; 1993) ont décrit l'extension latérale des plates-formes à travers la gélivation des falaises adjacentes ainsi que le détachement de fragments rocheux sur les plates-formes intertidales par gélidivision (effet de coin de la glace), ce dernier processus se produisant également dans la baie d'Ungava ainsi que l'ont noté Fournier et Allard (1992). Des observations de terrain plaidant en faveur d'une intensification des processus de météorisation sur les littoraux des milieux froids ont été signalées par Ødegård et Sollid (1993) et Ødegård et *al.* (1995) au Spitsberg ; ils ont notamment suggéré que la formation de glace de ségrégation dans les fissures des falaises était un phénomène majeur de contrôle des modèles littoraux des milieux polaires. L'utilisation ultérieure de la stéréophotogrammétrie pour mesurer le recul des falaises dans le Kongsfjord (Spitsberg) par Wangensteen et *al.* (2007) a révélé que les taux de retrait des parois rocheuses étaient effectivement plus élevés sur les parois de bord de mer que sur les escarpements intérieurs. Toujours au Spitsberg, Strzelecki (2011) a utilisé le marteau Schmidt pour évaluer la variabilité de la dureté d'affleurements rocheux littoraux récemment déglacés : il a enregistré une réduction significative de la dureté des roches le long de la ligne de rivage par rapport à la partie supérieure des falaises. Cet auteur suggère que la combinaison humectation/dessiccation liée aux cycles de marée, haloclastie, action des vagues et des glaces de mer crée un cocktail de processus conduisant à une « amplification littorale » de la météorisation des roches. Cependant, la moindre efficacité des processus côtiers dans les secteurs abrités des fjords peut aussi permettre une meilleure préservation des surfaces altérées en position littorale que sur les sites intérieurs où les dynamiques de versant sévissent.

Globalement, il est clair que les processus de météorisation liés au gel contribuent activement au façonnement des plates-formes littorales des climats froids à la fois par le recul des parois de la falaise dominante et par le délogement minutieux des lithoclastes à la surface des plates-formes. Il semble également clair que si la gélivation *sensu lato* peut fonctionner en combinaison avec les effets de l'abrasion glacielle, du délogement et du dépavage des plates-formes, les processus liés aux marées et aux vagues sont également nécessaires pour permettre la saturation périodique des roches, la mise en mouvement de la glace de mer, son



impact érosif et l'évacuation des débris. Ce qui reste moins clair, c'est l'importance relative de chacun de ces mécanismes sur les rivages polaires.

### ***Pied de glace***

Le pied de glace est une extension de la banquise côtière qui se situe au-dessus de la ligne des hautes mers côté terre et au-dessous de la ligne des basses mers côté mer. Là, il rejoint la glace de mer dans une zone charnière très fissurée composée de blocs individuels faiblement inclinés et dont le degré d'inclinaison à marée basse dépend de l'amplitude de la marée. Wiseman et *al.* (1981) suggèrent que les avant-côtes peu profondes affectées de forts coefficients de marées vont favoriser un pied de glace large, l'inverse se produisant lorsque se conjuguent des versants raides et des marnages restreints. Toute une gamme de processus et de modelés associés à la présence d'un pied de glace se rencontrent le long des littoraux polaires en lien avec la pente du rivage, l'amplitude des marées, le climat de vagues et la dynamique glacielle pendant la croissance du pied de glace (Fournier et Allard, 1992).

Une classification des pieds de glace en cinq types existe mais à partir d'observations faites en Antarctique par Wright et Priestley (1922) : « pied de glace en plate-forme tidale » (en position intertidale) se formant par congélation du jet de rive ; « pied de glace de tempête » (en position supratidale) formée par congélation des embruns ; « pied de glace de dérive » formé par des blocs de glace drossés à la côte et soudés par l'eau gelée ; « pied de glace de pression » formé par l'empilement de glace ; et « pied de glace de floes » formés par l'incorporation de fragments de banquise dans le pied de glace. A Barrow, en Alaska, l'incorporation de sable, de graviers et de frasil dans un « pied de glace sablo-graveleux », appelé kaimoo en inuktitut, a été observé par Rex (1964) qui y a distingué des lits individuels pouvant atteindre 2,4 m d'épaisseur. Des structures similaires se produisent ailleurs dans l'Arctique canadien (Taylor et McCann, 1976). Persistant souvent bien après le début de la débâcle estivale (Hansom et Kirk, 1989), le pied de glace peut subsister par endroits jusqu'à l'hiver suivant, fournissant au rivage une protection durable contre l'action des vagues.

Une grande partie de la littérature relève le rôle protecteur du pied de glace, mais certains auteurs notent cependant sa faculté à prélever des sédiments, voire arracher des fragments rocheux au moment de son démantèlement (voir Forbes et Hansom, 2012). Au Groenland, Nielsen (1979) a décrit la pénétration de l'eau et des embruns dans les fissures de la roche et leur gel au cours de l'automne permettant la formation du pied de glace. Lors de la fonte vernale, des sections de ce pied de glace se fracturèrent en mobilisant des bouts de roche dont la surface exposée était irrégulière et fraîche mais qui présentaient une face interne, au contact de la glace, totalement lisse et souvent ornée de coquilles de *Balanus* intactes.

### ***La glace de sol***

Dans les hautes latitudes, lorsque les températures annuelles moyennes du sol sont inférieures à 0°C pendant deux ans ou plus, le pergélisol apparaît et l'onde de gel s'étend jusqu'à une profondeur variable dans le sol et la roche en place. Là où la surface a été exposée à une atmosphère froide depuis plusieurs milliers d'années, la profondeur du pergélisol peut atteindre plusieurs centaines de mètres – par exemple plus de 700 m dans la région de l'île Richards au nord du delta du Mackenzie sur la côte sud-est de la Mer de Beaufort (Judge et *al.*, 1987 ; Taylor et *al.*, 1996). Le pergélisol peut être divisé en trois catégories dont la répartition spatiale diffère : le pergélisol continu dans les régions les plus froides, le pergélisol discontinu, et le pergélisol sporadique (Fig. 3.3). Parfois une quatrième catégorie est identifiée : celle du pergélisol en tâches isolées (Brown et *al.*, 1998).

À part les effets du gel-dégel près de la surface, qui sont efficaces pour fracturer la roche en place, le gel ne change pas fondamentalement le comportement rhéologique des roches. Au contraire, les matériaux clastiques constituant les littoraux sédimentaires des

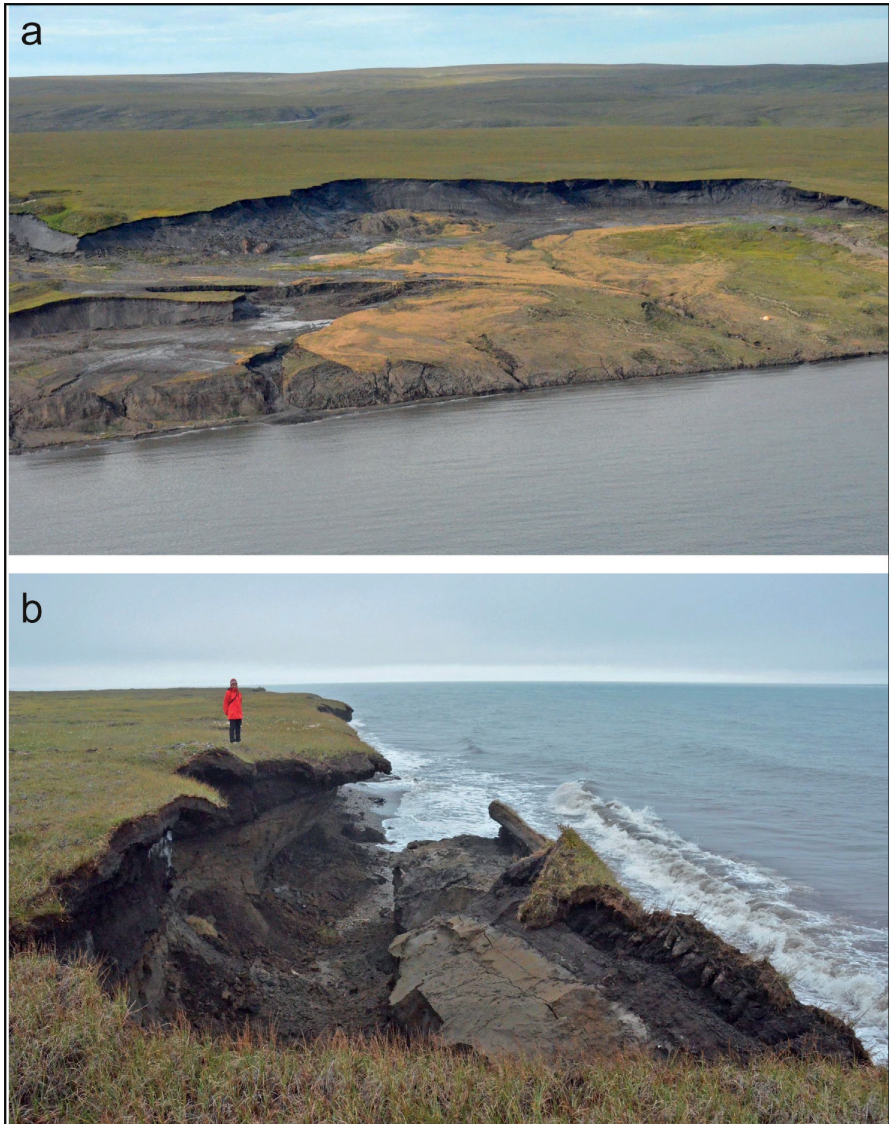


Figure 3.3 : Modelés et processus littoraux des côtes à pergélisol.

(a) Ensemble de glissements rétrogressifs liés à la fonte de sédiments congelés sur la côte sud de l'île Herschel, Yukon, mer de Beaufort. Remarquez les falaises de glace (parois) et le transfert des sédiments à la côte par les coulées boueuses (une tente orange en bas à droite donne l'échelle). Cliché : D. L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2012

(b) Basculement d'un bloc de toundra de 5 m de haut à Kay Point, Yukon. La chute est consécutive au sapement basal par thermo-abrasion puis au détachement du bloc par fonte des coins de glace délimitant les polygones de toundra. Cliché : D. L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2012.

régions à pergélisol peuvent être rendus cohérents et solides par le ciment que constitue l'eau gelée. D'une certaine manière, ces littoraux sédimentaires pris dans le béton de glace s'apparentent à des côtes rocheuses tendres. Dans les contextes transgressifs de recul du trait de côte associé à la hausse postglaciaire du niveau de la mer, le pergélisol sous-marin peut se maintenir sous la mer au sein de la plateforme continentale inondée (Mackay, 1972 ; Overduin et al., 2007).

Les sols gelés retiennent souvent de la glace en excès par rapport au volume des pores du sol, ce qui les rend sensibles à la fonte (perte de volume) en cas d'exposition à une atmosphère ou une mer à températures positives (Aré, 1988 ; Forbes et Hansom, 2012). Dans les régions à pergélisol fossile comme la Sibérie centrale et orientale, le volume de la glace du sol peut atteindre plus de 80% du volume total (Schirrmeister et al., 2010 ; Overduin et al., 2011). La genèse de la glace en excès dérive de plusieurs processus mais, au bout du compte, c'est l'effet de la perte de glace en cas de déstabilisation thermique ou d'érosion côtière qui est primordial pour l'évolution de ce type de littoraux arctiques (Fig. 3.4). L'érosion côtière liée aux processus thermiques (thermo-abrasion) peut provoquer un recul rapide du trait de côte (Aré, 1988). La géomorphologie des côtes sédimentaires à pergélisol est donc variée et souvent complexe (Ruz et al., 1992 ; Hill et al., 1994 ; Dallimore et al., 1996 ; Forbes et Hansom, 2012).



Figure 3.4 : Distribution circumpolaire du pergélisol, typologie sommaire des littoraux arctiques et tendance érosive du trait de côte (adaptée de Brown et al., 1998 et Lantuit et al., 2012).

## BIOPROTECTION ET BIOÉROSION

La dimension biogéomorphologique de la dynamique des littoraux polaires et subpolaires a fait l'objet de peu de travaux en Arctique. Dans les mers australes, le rôle protecteur des forêts d'algues brunes géantes (*Durvillaea antarctica*) a été étudié sur les littoraux des îles subantarctiques (Smith et Bayliss-Smith, 1998 ; Wells et al., 2011). La plupart des recherches ont porté sur l'efficacité du varech dans l'atténuation des vagues et montrent sa capacité à annihiler les ondes de période courte (Carter, 1988 ; Kirk, 1977). Trenhaile (1987) a ainsi suggéré que le varech aidait à protéger les plates-formes contre l'érosion des vagues. À l'inverse, en Nouvelle-Zélande, Garden et Smith (2011) ont illustré la contribution des algues fixées à la libération et au transport de fragment rocheux, contribuant ainsi à l'érosion côtière, tandis que Smith et Bayliss-Smith (1998) quantifient ces processus autour de l'île Macquarie. En Arctique, seuls Dale et al. (2002) ont rapporté que les stipes de varech ancrés sur de gros blocs posés sur les plates-formes de l'île de Baffin suggèrent un mécanisme d'entraînement similaire et que ce processus de bioérosion s.l. s'applique également aux substrats rocheux nordiques. Les migrations vers le Nord des communautés de macro-algues, observées depuis les années soixante dans l'Atlantique Nord et attribuées au réchauffement climatique (Jønterbock et al., 2013), laissent à penser que l'interférence avec la dynamique morphogénique littorale pourrait se renforcer dans les décennies futures.

Par ailleurs, on estime que 500 millions d'oiseaux marins nichent sur des sites côtiers, îlots rocheux et parois de falaises de l'espace arctique (Zöckler et al., 2011). Un grand nombre, comme la mouette tridactyle (*Rissa tridactyla*) et les guillemots (*Uria* spp.), nichent exclusivement sur les corniches étroites des hautes falaises, celles-ci étant densément occupées par d'autres espèces telles que le fulmar boréal (*Fulmarus glacialis*), le guillemot à miroir (*Cepphus grylle*) ou les goélands, entre autres. L'écologie de ces oiseaux est bien connue (par exemple Nettleship, 1974 ; Konyukhov et al., 1998) et fournit de bonnes indications sur la répartition de l'habitat de chacune des espèces, mais on sait peu de choses des effets de la nidification sur l'altération, l'érosion, ou la stabilité de la falaise, hormis quelques observations ponctuelles (chute de fragments rocheux lors de l'envol par exemple).

## PANORAMA RÉGIONAL

### CÔTES ROCHEUSES ARCTIQUES

En première approche, les littoraux arctiques non meubles peuvent être partagés en deux catégories : les côtes rocheuses taillées dans le socle et celles armées de sédiments non lithifiés mais solidarisés par la glace de sol (fig. 3.4). Une compilation récente basée sur une cartographie quasi exhaustive des côtes du bassin arctique (excepté l'ensemble de l'Archipel arctique canadien hormis sa marge nord-occidentale) a conclu que 35% du linéaire côtier est de nature rocheuse (Lantuit et al., 2012). Aucune donnée comparable n'est disponible pour le reste des côtes arctiques, mais les littoraux des nombreux passages inter-îles sont généralement formés dans la roche en place avec des placages minces de sédiments grossiers. Dans certains secteurs, tels que l'ouest de la baie d'Hudson, une couverture étendue de sédiments glaciaires, en particulier de nombreux eskers alignés perpendiculairement à la côte, exerce une influence prédominante sur le tracé en plan dans un contexte d'émergence. Ailleurs, même si la géomorphologie de la zone littorale reflète la présence de stocks sédimentaires mobiles, la géométrie du substratum rocheux contrôle la morphologie côtière à petite échelle.

Des secteurs étendus de côtes rocheuses se calent en effet sur les roches cristallines précambriennes des boucliers du Canada, du Groenland, de la mer Baltique, du Taïmyr et de l'Anabyr (Harrison, 2005 ; Harrison et al., 2008). Elles soulignent les ceintures orogéniques des Calédonides au nord-est du Groenland et de la Scandinavie, les orogènes de l'Oural et du Taïmyr reliés par la Novaïa Zemlia, les orogènes de Novosibirsk-Chuckchi et de Brooks Range,

et les orogènes inuitienne et eurékienne dans le nord de l'Archipel arctique canadien. Des complexes volcaniques arment aussi les côtes et comprennent les affleurements du Crétacé de la Terre François-Joseph, les trapps basaltiques tertiaires de certaines parties du Groenland (fig. 3.1a) et de la baie de Baffin (Escher et Watt, 1976), et la dorsale médio-atlantique émergeant au niveau de l'Islande (Spencer et *al.*, 2011). Des roches de couverture du craton nord-canadien, en grande partie non déformées, regroupent les ensembles paléozoïque et mésozoïque de la plate-forme intérieure, exposés sur la côte ouest de l'Arctique continental, et les roches de la plate-forme arctique paléozoïque qui soulignent le bassin de Foxe et une grande partie des Plaines littorales canadiennes méridionales (Wheeler et *al.*, 1996 ; Harrison et *al.*, 2008). Le nord de l'Archipel arctique canadien montre, quant à lui, une couverture étendue de sédiments du Mésozoïque-Cénozoïque (la plupart faiblement lithifiés) couvrant le bassin de Sverdrup, et des sédiments cénozoïques non lithifiés le long de la partie ouest de la plaine côtière arctique. Les roches de couverture de la côte eurasiennne se trouvent dans le bassin de la Petchora, dans le bassin de Sibérie occidentale, et le craton sibérien en bordure de la mer de Laptev (Spencer et *al.*, 2011). Les sédiments de la marge de l'océan Arctique comprennent la plate-forme de Barents (s'étendant jusqu'au Svalbard), les bassins de Kara, de Laptev, de Sibérie orientale et de la mer des Tchouktsches, et le bassin de Beaufort-Mackenzie.

Les côtes rocheuses arctiques se développent donc aussi bien dans les roches cristallines et très résistantes des boucliers canadien et scandinave (Fig. 3.1b et c), que dans les complexes sédimentaires et volcaniques rencontrées ailleurs (Fig. 3.1a). De l'île d'Ellesmere au Labrador, à l'est du Canada, dans l'est du Groenland et au Svalbard, le long de la côte norvégienne, dans l'Oural arctique et la Novaïa Zemlia, les grandes chaînes de montagnes et les systèmes de fjords à parois abruptes qui leur sont associés ont tendance à dominer les paysages de ces côtes rocheuses. Parmi eux, les secteurs de haut relief et largement englacés comprennent les îles de Svalbard, Jan Mayen, Baffin, Bylot, Devon, Ellesmere et Axel Heiberg et la partie orientale du Groenland. Beaucoup présentent des glaciers à front marin flanqués des parois rocheuses des fjords (au Svalbard par exemple, voir Eetzelmüller et *al.*, 2003). Ici, et dans l'Arctique norvégien, le puissant soulèvement postglaciaire a abandonné des vallées déglacées en tête de fjord désormais occupées par des moraines et des deltas émergés et où des systèmes de plages étagées se sont formés (fig. 3.2 ; Briner et *al.*, 2006 ; Nixon, 1988 ; Evans et Rea, 2005 ; Evans et *al.*, 2002 ; St-Hilaire-Gravel et *al.*, 2010). Ailleurs dans l'Arctique, une côte basse et partiellement rocheuse se rencontre dans les régions de moindre relief, telles que la baie d'Hudson et l'archipel arctique au nord, la péninsule de Kola et l'ouest de la mer Blanche, la péninsule de Taïmyr et les îles russes de l'Arctique, et sur les côtes montagneuses de la Tchoukotka et de l'ouest de l'Alaska.

La diversité morphologique des côtes rocheuses arctiques est un reflet direct du large éventail d'exposition aux houles, de lithologies présentes et de leur résistance relative à l'érosion, ainsi que de la présence, plus ou moins abondante, de sédiments glaciaires ou autres. A Arviat par exemple, le long de la côte ouest de la baie d'Hudson, les affleurements de gneiss conservent toute la rondeur de leur morphologie sous-glaciaire héritée sous la forme d'un vaste estran en partie recouvert de vases marines holocènes (fig. 3.1c). Ailleurs, des séquences de plages caillouteuses soulevées reposant sur les calcaires de la plate-forme arctique sont formées presque exclusivement de lithoclastes carbonatés, la majeure partie dérivant directement de l'érosion littorale du calcaire (fig. 3.1d). Les galets ovoïdes perdent de leur rondeur avec le temps sous l'action de la dissolution, il en résulte que les cordons perchés présentent en surface des galets de moins en moins arrondis à mesure que leur âge, et par conséquent la durée d'exposition aux météores, augmente (King et Buckley, 1968).

De nombreuses falaises rocheuses de l'Arctique sont drapées de puissants éboulis qui attestent d'une érosion subaérienne efficace (fig. 3.1e). Toutefois, dans le cas de falaises accores, l'essentiel du talus d'éboulis peut se situer en profondeur lorsque le volume de débris produit ou la durée d'évolution du versant sont insuffisants pour permettre une croissance au-dessus du niveau de la mer. Dans d'autres cas, comme dans le détroit de Lancaster, où

peuvent circuler des vagues de tempête puissantes, une différence de volume très nette existe entre les éboulis exposés aux vagues et ceux situés en position d'abri au pied des falaises du fait de la redistribution différentielle des géli fractacs accumulés en pied de paroi. Dans d'autres cas, le relèvement isostatique a pu soulever la base du talus hors de portée des vagues, ce qui élimine tout mécanisme d'évacuation des débris à la base. Ainsi, étant donné que la production de débris alimentant l'éboulis diminue à mesure que la hauteur de la falaise exposée au-dessus se réduit, le démantèlement de la falaise s'arrête lorsque la paroi de la falaise est totalement ensevelie sous ses propres débris (versants réglés), cf fig. 3e.

Les exemples de formations rocheuses en cours d'édification sont peu nombreux dans les milieux polaires, contrairement aux littoraux tropicaux frangés de récifs coralliens. Dans le « Jardin des Colonnes » de l'Ikkafjord, au sud-ouest du Groenland, on rencontre pourtant ce que l'on nomme localement les « Viking Warriors » qui sont de spectaculaires tours sous-marines atteignant près de 20 m de haut (fig. 3.5). Ces colonnes sont de nature carbonatée et ont une texture très poreuse, semblable à celle des travertins (Seaman et Buchardt, 2006). Elles résultent principalement de la précipitation d'un minéral, l'ikaite ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), contenu dans les eaux souterraines alcalines suintant depuis des fissures au fond du fjord. Des taux de précipitation de 1 à 4  $\text{cm}^3$  par jour ont été mesurés par Buchardt et al. (2001), certaines colonnes pouvant croître de 25 à 50 cm chaque année. Leur croissance verticale est toutefois limitée, près de la surface, par la halocline, la thermocline ou l'épaisseur de la banquise hivernale qui, lors de la débâcle, rabote le sommet des colonnes. L'ikaite, découvert en 1963 dans le fjord d'Ikka, est un minéral métastable et thermosensible : il ne conserve son état solide qu'à des températures proches du point de congélation de l'eau. De fait, un réchauffement des eaux de surface en relation avec le changement climatique pourrait rapidement menacer la pérennité de ses formations géologiques littorales.



Figure 3.5 : Le Jardin des colonnes d'Ikkafjörd, un patrimoine géomorphologique menacé par le changement climatique.

### CÔTES ROCHEUSES SUBARCTIQUES

Le plateau basaltique islandais chevauche la zone de divergence médio-atlantique, correspondant plus précisément aux limites de la dorsale médio-atlantique et de la chaîne Groenland-Féroé. Au processus de divergence des plaques tectoniques (rifting), se surimpose une activité volcanique associée à un panache mantellique, ceci permettant l'émergence de près de 30% de la superficie du plateau au-dessus du niveau de la mer. En conséquence, la géomorphologie des côtes rocheuses islandaises est très variée : des falaises escarpées taillées dans les basaltes tertiaires occupent les fjords du nord-ouest et de l'est ; une côte rocheuse

plus récente (Pléistocène) et moins puissante dans le nord (Öxarfjörður), devenant plus irrégulière au niveau des structures volcaniques postglaciaires dans le sud-ouest (Reykjanes) ; et enfin des secteurs à strandflat vallonné, parsemés d'écueils rocheux sur les côtes ouest (Breiðafjörður par exemple) et est (secteur de Djöpivogur). Ces littoraux étaient pour la plupart englacés au dernier maximum glaciaire (Clark et al., 2009) et conservent localement d'importants gisements de dépôts glaciogéniques non lithifiées (Forbes, 2012 ; fig. 3.1f). La déglaciation a commencé il y a 14000 ans et presque toutes les côtes rocheuses ont été libérées des glaces continentales depuis au moins 9600 ans. Toutefois, les côtes situées dans les zones néovolcaniques ont subi tout au long de l'Holocène l'activité volcanique permettant la mise en place d'une côte rocheuse basse avec des deltas de lave, des cônes stromboliens et surtseyens.

La physionomie des côtes islandaises a été examinée par Larusson (2010) qui décrit un littoral caractérisé par des fjords et des falaises souvent bordées de plages de blocs, ces éléments provenant soit du nettoyage de dépôts morainiques soit de l'érosion des falaises adjacentes. La plupart des fjords islandais doivent leur géométrie au surcreusement des auges glaciaires, mais ils ont ensuite été retouchés par les processus marins en particulier sur leurs marges externes. Les plus hautes et les plus spectaculaires falaises se trouvent ainsi principalement là où de vastes péninsules s'étendent dans l'océan. Dans les fjords du nord-ouest, les falaises de basaltes tertiaires atteignent 534 m à Hornbjarg, au nord de la péninsule, et jusqu'à 441 m à Latrabjarg sur la partie méridionale des Vestfirðir. Des falaises tout aussi abruptes et à la morphologie similaire se rencontrent dans les basaltes tertiaires des fjords de l'est, les rentrants y étant cependant moins prononcés. Ailleurs, le long de la côte méridionale, il y a de nombreux exemples de falaises mortes, isolées de la mer par la progradation rapide mais erratique d'un littoral meuble alimenté par les jökulhlaups (débâcles glacio-volcaniques). En effet, la combinaison du volcanisme effusif et de l'englacement actuel provoque dans certains secteurs de l'Islande l'occurrence répétée de jökulhlaup parfois très puissantes. La charge sédimentaire de ces débâcles est élevée et une large proportion de ces sédiments vient s'accumuler à la côte où ils seront ensuite redistribués par la dérive littorale. Ainsi, certains secteurs de falaise peuvent en quelques jours ou semaines se voir soustraits, temporairement ou définitivement, à l'action marine (secteur du Myrdalssandur par exemple). En entrant dans la mer, ces débâcles peuvent aussi générer des tsunamis locaux. Une modélisation de l'entrée en mer de jökulhlaups canalisés par la rivière Markarfljót suggère que les vagues de tsunamis ainsi générées pourraient atteindre une hauteur maximale de 3 m (Eliasson, 2008), leur impact géomorphologique éventuel sur la côte rocheuse la plus proche (Îles Vestmann) étant donc limité par rapport aux vagues de tempête. Dans les zones volcaniques toujours actives, par exemple le long de la côte sud de la péninsule de Reykjanes, des falaises basses, souvent de moins de 20 m de haut, sont taillées dans les coulées de laves basaltiques postglaciaires, les plus récentes correspondant au secteur où prit place l'épisode éruptif des « Reykjanes Fires » il y a 800 ans (Etienne et Paris, 2010). L'érosion marine de ces affleurements rocheux volcaniques souvent peu consolidés a produit de vastes gisements de débris grossiers, y compris des champs de blocs étendus et les barrières de blocs au sommet des falaises de faible hauteur. La surface sommitale des falaises correspond généralement au plafond structural de la coulée, remarquable à la topographie chaotique ou régulière des laves aa ou pahoehoe respectivement. Sur ces coulées viennent s'accumuler des dépôts de tempêtes de sommet de falaise (cliff-top storm deposit, cf. Hansom et al., 2008), mêlant galets et blocs parfois organisés en crêtes allongées parallèlement au faite de la falaise et qui ont été arrachés à la surface des plates-formes rocheuses ou sur le sommet de la falaise. Ces dépôts, s'ils sont anciens et non remobilisés, subissent les effets de la gélifraction et de l'haloclastie et présentent alors une surface irrégulière marquée par la présence d'alvéoles ou d'écailles de desquamation (Etienne et André, 2003). Dans ces latitudes subpolaires, la morphologie des côtes rocheuses traduit la prééminence des processus marins dans le façonnement contemporain, l'empreinte froide n'étant bien souvent qu'un héritage en voie de dilapidation (Etienne, 2007). Le changement climatique, s'il se traduit par un accroissement de la charge énergétique des vagues de tempête, pourrait alors contribuer à accélérer le remodelage du trait de côte.

## CONCLUSION

La littérature géomorphologique sur les côtes rocheuses des régions polaires et subpolaires est peu fournie. Elle repose surtout sur des observations de terrain, les travaux de mesure des dynamiques des processus géomorphologiques in situ restant rares et seulement limités à quelques expérimentations menées principalement en laboratoire. À bien des égards ceci est compréhensible étant donné le caractère inaccessible de la plupart de ces littoraux froids, l'étroitesse de la fenêtre saisonnière d'accessibilité du terrain ou encore les conditions difficiles de survie de la plupart des équipements de monitoring. En outre, à la différence des littoraux meubles, les processus affectant les côtes rocheuses des hautes latitudes ne se traduisent pas toujours par des changements mesurables au cours d'une seule saison, impliquant la mise en place d'études menées sur plusieurs années. Cependant, les principaux moteurs des processus de changement sont assez clairement identifiés, même si leur part relative et donc leur impact sur le développement des côtes rocheuses reste à préciser. Quelques questions fondamentales non résolues concernent par exemple l'efficacité relative des processus de gélifraction vis-à-vis de l'impact morphologique de la glace flottante au sein de l'espace intertidal : laquelle de ces deux catégories de processus participe le plus à la sculpture des plates-formes d'érosion marine ? De même, on ignore largement quel est le rôle exact de l'eau douce lorsqu'elle est disponible au pied de la falaise et si l'hypothèse d'une « amplification côtière » des vitesses de météorisation des roches est réellement détectable le long des côtes rocheuses des milieux froids ? En milieu subpolaire, le rôle du varech reste ambigu : est-il un élément de protection des côtes rocheuses par effet d'atténuation des vagues ou bien contribue-t-il, lors des tempêtes notamment, à faciliter l'érosion du substrat rocheux par le détachement de fragments de roche emprisonnés dans ses crampons ? Enfin, la place des héritages dans le développement des strandflats reste, depuis plus d'un siècle, une question d'actualité : quel rapport de force existe-t-il entre les processus actuels d'érosion des plates-formes littorales et les paléotopographies héritées d'anciens niveaux marins ? Ces questions fondamentales de la géomorphologie des côtes rocheuses polaires n'étant pas totalement clarifiées, l'évaluation du rôle du changement climatique dans la modification possible des dynamiques géomorphologiques œuvrant le long des côtes rocheuses arctiques est d'autant plus difficile à établir. Elles suggèrent aussi de concentrer nos efforts de recherche sur ces sentiers peu fréquentés.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient chaleureusement les institutions qui ont financé leurs travaux dans l'Arctique : pour S. Etienne, le GDR 49 « Recherches arctiques », le GDR 3062 « Mutations polaires », l'Institut polaire Paul-Emile Victor (Programme 400), l'Université Blaise-Pascal et l'UMR 6042 GEOLAB de Clermont-Ferrand ; pour D.L. Forbes, la Commission géologique du Canada, le Programme du plateau continental polaire, et ArcticNet, un réseau de centres d'excellence du Canada. Ils remercient également Hugues Lantuit et Hélène Gloria pour leur aide et collaboration à la réalisation des cartes.



## BIBLIOGRAPHIE

- ARÉ F.E., « Thermal abrasion of sea coasts (Part I) », *Polar Geography and Geology*, vol.12, 1988, p.1-86.
- ATKINSON D.E., « Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime », *Geo-Marine Letters*, vol. 25, 2005, p.98-109.
- ATKINSON N. et ENGLAND J., « Postglacial emergence of Amund and Ellef Ringnes islands, Nunavut: implications for the northwest sector of the Inuitian Ice Sheet », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, 2004, p.271-283.
- BENN D.I. et EVANS D.J.A., *Glaciers and Glaciation*. Arnold, 734 p., 1998.
- BLAKE W., Jr., « Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island », *Arctic Canada. Geografiska Annaler*, vol. A57, 1972, p.1-71.
- BRINER J.P., OVEREEM I., MILLER G. et FINKEL R., « The deglaciation of Clyde Inlet, northeastern Baffin Island, Arctic Canada », *Journal of Quaternary Science*, vol.22 (n°3), 2006, p.223-232.
- BROSTRÖM G. et CHRISTENSEN K., *Waves in sea ice* », Norwegian Meteorological Institute, Met. no Report n°5, 63 p., 2008.
- BROWN J., FERRIANS O.J., Jr., HEGINBOTTOM J.A. et MELNIKOV E.S., *Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions*, National Snow and Ice Data Center/ World Data Center for Glaciology, Boulder, digital media, 1998.
- BUCHARDT B., ISRAELSON C., SEAMAN P. et STOCKMANN G., « Ikaita Tufa Towers in Ikka Fjord, Southwest Greenland: Their Formation by Mixing of Seawater and Alkaline Spring Water », *Journal of Sedimentary Research*, vol. 71, 2001, p.176-189.
- CARTER R.W.G., *Coastal Environments*, Academic Press, 617 p, 1988.
- CHURCH M., *Baffin Island Sandurs: a Study of Arctic Fluvial Processes*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Bulletin, n°216, 208 p., 1972.
- CLARK P.U., DYKE A.S., SHAKUN J.D., CARLSON A.E., CLARK J., WOHLFARTH B., MITROVICA J.X., HOSTETLER S.W. et MCCABE A.M., « The Last Glacial Maximum », *Science*, vol. 325, 2009, p.710-714.
- DALE J.E., LEECH S., MCCANN S.B. et SAMUELSON G., « Sedimentary characteristics, biological zonation and physical processes of the tidal flats of Iqaluit, Nunavut », dans HEWITT K., BYRNE M.-L., ENGLISH M. et YOUNG G., *Landform Assemblages and Transformations in Cold Regions*, Kluwer, Dordrecht, 2002, p. 205-234.
- DALLIMORE S.R., WOLFE S. et SOLOMON S.M., « Influence of ground ice and permafrost on coastal evolution, Richards Island, Beaufort Sea coast, NWT », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 33, 1996, 664-675.
- DAVIES J.L. 1980, *Geographical Variation in Coastal Development*, 2nd ed. Longman, 212 p., 1980.
- DAWSON A. G., « Shore erosion by frost: an example from the Scottish Lateglacial », dans LOWE J. J., GRAY J. M. et ROBINSON J. E, *Studies in the Lateglacial of NW Europe*, Pergamon Press, Oxford, 1980, p.45-258

DAWSON A.G., MATHEWS J.A. et SHAKESBY R. A., « Rock platform erosion on periglacial shores: a modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain », dans BOARDMAN J., *Pleistocene periglacial processes and modern analogues*, Cambridge University Press, 1987, p.173-182.

DAWSON A.G., DAWSON S., COOPER A. GEMMELL A. et BATES R., « A Pliocene age and origin for the strandflat of the Western Isles of Scotland: a speculative hypothesis », *Geological Magazine*, 2013, DOI: 10.1017/S0016756812000568

DIONNE J.-C., « Drift-ice abrasion marks along rocky shores », *Journal of Glaciology*, vol.31 (n°109), 1985, p.237-241.

DIONNE J.-C., « Contribution hivernale d'un versant rocheux à la charge sédimentaire du couvert glaciaire », *Revue de Géomorphologie Dynamique*, vol. 41, 1992, p.33-45.

DIONNE J.-C., « Influence glacielle dans le façonnement d'une plate-forme rocheuse intertidale, estuaire du Saint-Laurent, Québec. », *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1993, vol. 42, p.1-10.

DIONNE J.-C. et BRODEUR D., « Erosion des plates-formes rocheuses littorales par affouillement glaciaire », *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 31, 1988a, p.101-115.

DIONNE J.-C. et BRODEUR D., « Frost weathering and ice action in shore platform development, with particular reference to Québec, Canada », *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd*, n°71, 1988b, p.117-1309.

DUNBAR M. et GREENAWAY K.R., *Arctic Canada from the Air*, Defence Research Board, Ottawa, 541 p., 1956.

ELIASSON J., « A glacial burst tsunami near Vestmannaeyjar, Iceland », *Journal of Coastal Research*, vol. 24, 2008, p.13-20.

ESCHER A. et WATT W.S. (eds), *Geology of Greenland*, Geological Survey of Greenland, Copenhagen, Denmark, 1976.

ETIENNE S., « Les plates-formes rocheuses des littoraux volcaniques », dans ETIENNE S., PARIS R., *Les littoraux volcaniques : une approche environnementale*, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, collection *Volcaniques*, 2007, p.37-55.

ETIENNE S. et ANDRÉ M.-F., « Variabilité de la hiérarchie des processus de météorisation à travers les bilans météorologiques de divers milieux périglaciaires nord-atlantiques (Islande, Labrador, Laponie, Spitzberg) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°3, 2003, p.177-190.

ETIENNE S. et PARIS R., « Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland) », *Geomorphology*, vol.114 (n°1-2), 2010, p.55-70.

ETZELMÜLLER B., Ødegård R.S. et SOLLID J.L., « The spatial distribution of coast types on Svalbard », *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, n°443, 2003, p.33-40

EVANS D.J.A. et REA B.R., « Late Weichselian deglaciation and sea level history of St. Jonsfjorden, Spitzbergen: a contribution to ice sheet reconstruction », *Scottish Geographical Journal*, vol. 121, 2005, p.175-202.

EVANS D.J.A., REA B., HANSOM J.D. et WHALLEY W.B., « The geomorphology and style of plateau icefield glaciation in a fjord terrain, Troms-Finnmark, north Norway », *Journal Quaternary Science*, vol.17 (n°3), 2002, p.221-239.

FORBES D.L., « Coastal erosion », dans NUTTALL M., *Arctic Encyclopedia*, Routledge, New York, 2005, p.391-393.

FORBES D.L. (ed.), *State of the Arctic Coast 2010: Scientific Review and Outlook*, International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association, Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 178 p. (<http://arcticcoasts.org>), 2011.

FORBES D.L., « Glaciated coasts », dans HANSOM, J.D., FLEMMING, B., *Sedimentology and Geomorphology of Coasts and Estuaries, Treatise on Estuarine and Coastal Science*, Elsevier Major Reference Works, Elsevier, vol. 3, 2012, p.223-243.

FORBES D.L. et HANSOM J.D., « Polar coasts », dans HANSOM, J.D., FLEMMING, B., *Sedimentology and Geomorphology of Coasts and Estuaries Treatise on Estuarine and Coastal Science*, Elsevier Major Reference Works, Elsevier, vol. 3, 2012, p. 254-293.

FORBES D.L. et TAYLOR R.B., « Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts », *Progress in Physical Geography*, vol. 18, 1994, p.59-89.

FORBES D.L. et SYVITSKI J.P.M., « Paraglacial coasts », dans CARTER R.W.G., WOODROFFE C.D., *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press, 1994, p.373-424.

FORBES D.L., CRAYMER M., MANSON G.K. et SOLOMON S.M., « Defining limits of submergence and potential for rapid coastal change in the Canadian Arctic », *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, n°482, 2004a, p.196-202.

FORBES D.L., PARKES G.S., MANSON G.K. et KETCH L.A., « Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence », *Marine Geology*, vol. 210, 2004b, p.169-204.

FOURNIER A. et ALLARD M., « Periglacial shoreline erosion of a rocky coast: George River Estuary », northern Quebec. *J. Coastal Research*, vol. 8, 1992, p.926-942.

GARDEN C. J. et SMITH A.M., « The role of kelp in sediment transport: Observations from southeast New Zealand », *Marine Geology*, vol.281 (n°1-4), 2011, p.35-42.

GODARD A. et ANDRÉ M.-F., *Les milieux polaires*, Paris, Armand Colin, 456 p., 1999.

GUILCHER A., BODÉRE J.C., COUDÉ, A., HANSOM, J.D., MOIGN, A. et PEULVAST, J.P., « Le problème du strandflat en cinq pays de hautes latitudes », *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. 27, 1986, p.47-79.

HAMBREY M.J., *Glacial Environments*, UCL Press, 296 p., 1994.

HANSOM J.D., « Shore-platform development in the South Shetland Islands, Antarctica », *Marine Geology*, vol.53 (n°3), 1983, p.211-229.

HANSOM J.D. et KIRK R.M., « Ice in the intertidal zone: examples from Antarctica », *Essener Geographische Arbeiten*, vol.18, 1989, p.211-236.

HANSOM J.D. et GORDON J.E., *Antarctic Environments and Resources: a Geographical Perspective*, Addison Wesley Longman, Harlow, 402 p., 1998.

HANSOM J.D., BARLTROP N.D.P. et HALL A.M., « Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves », *Marine Geology*, vol. 253, 2008, p.36-50.

HANSOM J., FORBES D. et ETIENNE S., *Rocky coasts of polar and subpolar regions*, dans KENNEDY, STEPHENSON, NAYLOR, *Rock coast geomorphology: a global synthesis*, Geological Society of London, *Memoires*, vol. 40, p. 263-281, 2014.

HARRISON J.C., « Geological history of the Arctic, dans NUTTALL M. », *Arctic Encyclopedia*, Routledge, New York and London, 2005, p.711-722.

HARRISON J.C., ST-ONGE M.R., PETROV O., STRELNIKOV S., LOPATIN B., WILSON F., TELLA S., PAUL D., LYNDY T., SHOKALSKY S., HULTS C., BERGMAN S., JEPSEN H.F. et SOLLI A., *Geological Map of the Arctic*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Dossier public 5816, échelle 1:5M, 5 feuilles, 2008.

HÉQUETTE A. et Ruz, M.-H., « Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg », *Géographie physique et Quaternaire*, vol.40 (n°2), 1986, p.197-206.

HILL P.R., BARNES P.W., HÉQUETTE A. et Ruz M.-H., « Arctic coastal plain shorelines », dans CARTER R.W.G. ET WOODROFFE C.D., *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 1994, p.341-372.

JUDGE A.S., PELLETIER B.R. et NORQUAY I., *Permafrost base and distribution of gas hydrates*, dans PELLETIER, B.R., *Marine Science Atlas of the Beaufort Sea: Geology and Geophysics*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Rapport divers 40, carte 39, 1987.

JUETERBOCK A., TYBERGHEIN L., VERBRUGGEN H., COYER J.A., OLSEN J.L. et HOARAU G., « Climate change impact on seaweed meadow distribution in the North Atlantic rocky intertidal », *Ecology and Evolution*, vol.3(n°5), 2013, p.1356-1373.

KESSLER M.A., ANDERSON R.S. et BRINER J.P., « Fjord insertion into continental margins driven by topographic steering of ice », *Nature Geoscience*, vol. 1, 2008, p.365-369.

KING C.A.M. et BUCKLEY J.T., « The analysis of stone size and shape in Arctic environments », *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 38, 1968, p.482-520.

KIRK R.M., « Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand », *New Zealand J. Geol. Geophys.*, vol. 20, 1977, p.571-613.

KLEMSDAL T., *Svalbard and Jan Mayen*, dans BIRD E.C.F., *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*, Springer, 2010.

KONYUKHOV N.B., BOGOSLOVSKAYA L.S., ZVONOV,B.M. et VAN PELT T.I., « Seabirds of the Chukotka Peninsula, Russia », *Arctic*, vol.51 (n°4),1998, p.315-329.

KOVACS A. et SODHI D.S., « Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, theoretical analyses », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 2, 1980, p.209-288.

KOVACS A., SODHI D.S., « Ice pile-up and ride-up on Arctic and Subarctic beaches », *Coastal Engineering*, vol. 5, 1981, p.247-273.

KOVACS A. et SODHI D.S., « Onshore ice pile-up and ride-up », dans CHEN A.T., LEIDERSDORF C.P., *Observations and Theoretical Assessment: Arctic Coastal Processes and Slope Protection Designs*, American Society of Civil Engineers, New York, 1988, p.108-142.

KWOK, R. et ROTHROCK, D.A., « Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958-2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L15501, 2009.

LAJEUNESSE P. et HANSON M.A., « Field observations of recent transgression on northern and eastern Melville Island, western Canadian Arctic Archipelago », *Geomorphology*, vol.101 (n°4), 2008, p.618-630.

LANTUIT H., OVERDUIN P.P., COUTURE N., ARÉ F., ATKINSON D., BROWN J., CHERKASHOV G., DROZDOV D., FORBES D.L., GRAVES-GAYLORD, A., GRIGORIEV M., HUBBERTEN H.-W., JORDAN J., JORGENSON T., ØDEGÅRD R.S., OGORODOV S., POLLARD W., RACHOLD V., SEDENKO S., SOLOMON S., STEENHUISEN, F., STRELETSKAYA I., VASILIEV A. et WETTERICH S., « The Arctic Coastal Dynamics coastal database: a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines », *Estuaries and Coasts*, vol. 35, 2012, p.383-400.

LARUSSON E.T., « Iceland », dans BIRD E.C.F. (Ed.), *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*, Springer, 2010, p.323-332.

LARSEN E. et HOLTEDAHL H., « The Norwegian strandflat: a reconsideration of its age and origin », *Norsk Geologiske Tidsskrift*, vol. 65, 1985, p.247-254.

MARTIN S. et KAUFFMAN P., « A field and laboratory study of wave damping by grease ice », *Journal of Glaciology*, vol.27 (n°313), 1981.

MASLANIK J.A., FOWLER C., STROEVE J., DROBOT S., ZWALLY H.J., YI D. et EMERY W., « A younger, thinner Arctic ice cover: increased potential for rapid, extensive sea-ice loss », *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L24501, 2007.

MACKAY J.R., « Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 9, 1972, p.1550-1561.

MASON O.K., « Beach ridge geomorphology at Cape Grinnell, northern Greenland: a less icy Arctic in the mid-Holocene », *Geografisk Tidsskrift*, vol.110 (n°2), 2010, p.337-355.

MASSON D. et LEBLOND P.H., « Spectral evolution of wind-generated surface gravity waves in a dispersed ice field », *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 202, 1989, p.43-81.

MEIER W.N., STROEVE J.C. et FETTERER F., « Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record », *Annals of Glaciology*, vol. 46, 2006, p.428-434.

MILLER G.H., ANDREWS J.T. et SHORT S.K., « The last interglacial-glacial cycle, Clyde foreland, Baffin Island, NWT: stratigraphy, biostratigraphy, and chronology », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 14, 1977, p.2824-2857.

MILLER G.H., WOLFE A.P., STEIG E.J., SAUER P.E., KAPLAN M.R. et BRINER J.P. 2002. « The Goldilocks dilemma: big ice, little ice, or 'just-right' ice in the eastern Canadian Arctic », *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, 2002, p.33-48.

MØLLER J.J., YEVZEROV V.Y., KOLKA V.V. et CORNER G.D., « Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula, northwest Russia: indicators of climatic change », *The Holocene*, vol.12 (n°2), 2002, p.169-176.

NANSEN F., *The Strandflat and Isostasy*, Kristiania, 313 p., 1922.

NETTLESHIP D.N., « Seabird colonies and distributions around Devon Island and vicinity », *Arctic*, vol.27 (n°2), 1974, p.95-103.

NIELSEN N., « Ice-foot processes. Observations of erosion on a rocky coast, Disko, West Greenland », *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.23 (n°3), 1979, p.321-331.

NIELSEN N., « Greenland », dans BIRD C.F., SCHWARTZ M.L., *The World's Coastline*, Van Nostrand Reinhold, New York, 1985, p.261-265.

NIXON J.F., « Pile load tests in saline permafrost at Clyde River, Northwest Territories [now Nunavut] », *Canadian Geotechnical Journal*, vol.25 (n°1), 1988, p.24-32.

Ødegård R.S. et SOLLID J. L., « Coastal cliff temperatures related to the potential for cryogenic weathering processes, western Spitsbergen, Svalbard », *Polar Research*, vol. 12, 1993, p.95-106.

Ødegård R.S., Etzelmüller B., Vatne G. et SOLLID J., « Nearsurface spring temperatures in an Arctic coastal cliff: possible implications of rock breakdown », dans SLAYMAKER O., *Steepland geomorphology*, Wiley, Chichester, 1995, p.89-102.

OGORODOV S.A., « The role of sea ice in coastal and sea bottom dynamics of the Pechora Sea », *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, n°501, 2005, p.113-124.

OVERDUIN P.P., HUBBERTEN H.-W., RACHOLD V., ROMANOVSKII N., GRIGORIEV M. et KASYMSKAYA M., « The evolution and degradation of coastal and offshore permafrost in the Laptev and East Siberian seas during the last climatic cycle », *Geological Society of America, Special Papers*, n°426, 2007, p.97-111.

OVERDUIN P.P., SOLOMON S.M., ATKINSON D.E., DALLIMORE S.R., EICKEN H., FORBES D.L., GRIGORIEV M., HOLMES R.M., JAMES T.S., MANSON G.K., MCCLELLAND J.W., MUELLER D., ØDEGÅRD R., OGORODOV S., PROSHUTINSKY A. et WETTERICH S., « Physical state of the circum-Arctic coast », dans FORBES, D.L., *State of the Arctic Coast 2010, Scientific Review and Outlook International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association, Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany*, 2011, p.11-39.

PATTERSON W.P., DIETRICH K.A., HOLMDEN C. et ANDREWS J.T., « Two millennia of North Atlantic seasonality and implications for Norse colonies », *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.*, vol.107 (n°12), 2012, p.5306-5310.

PEROVICH D., MEIER W., TSCHUDI M., GERLAND S. et RICHTER-MENGE J., « Sea ice », dans *Arctic Report Card: Update for 2012*, [http://www.arctic.noaa.gov/reportcard/sea\\_ice.html](http://www.arctic.noaa.gov/reportcard/sea_ice.html).

PRICK A., « Monitoring weathering and erosion of bedrock on a coastal cliff, Longyearbyen, Svalbard », *Arctic Coastal Dynamics, Report of the 3rd International Workshop*, 2002, p.95-96.

RACHOLD V., ARE F.E., ATKINSON D.E., CHERKASHOV G. et SOLOMON S.M., « Arctic Coastal Dynamics (ACD): an introduction », *Geo-Marine Letters*, vol.25 (n°2), 2005, p.63-68.

REX R.W., « Arctic Beaches, Barrow, Alaska », dans MILLER R.L., *Papers in Marine Geology*, MacMillan, 1964, p.384-400.

RUZ M.-H., HÉQUETTE A. et HILL P.R., « A model of coastal evolution in a transgressed thermokarst topography, Canadian Beaufort Sea », *Marine Geology*, vol. 106, 1992, p.251-278.

SALOMON J.-N., *Géomorphologie sous-marine et littorale*, Presses Universitaires de Bordeaux, collection Scieteren, Pessac, 387 p., 2008.

SCHIRRMESTER L., KUNITSKY V., GROSSE G., WETTERICH S., MEYER H., SCHWAMBORN G., BABIY O., DEREVYAGIN A. et SEIGERT C., « Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – a review », *Quaternary International*, vol.241 (n°1-2), 2010, p.3-25.

SEAMAN P. et BUCHARDT B., 2006. « The columns of ikaite tufa in Ikka Fjord, Greenland. Meddelelser om Grønland », *Geoscience*, Copenhagen, Danish Polar Center, vol.44, 2006.

SHAW J., TAYLOR R.B., FORBES D.L., RUZ M.-H. et SOLOMON S., *Sensitivity of the Coasts of Canada to Sea-Level Rise*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Bulletin n°505, 79 p., 1998.

SIGBJARNARSON G., *The wave climate in Iceland. Iceland Coastal and River Symposium, Proceedings*, University of Iceland, Icelandic Harbour Authority and National Energy Authority, Reykjavik, 1986.

SIMMONDS I. et RUDEVA I., « The great Arctic cyclone of August 2012 », *Geophysical Research Letters*, L23709, vol.39 (n°23), 2012.

SMITH J.M.B. et BAYLISS-SMITH T.P., « Kelp-plucking: coastal erosion facilitated by the bull-kelp *Durvillaea antarctica* at subantarctic Macquarie Island », *Antarctic Science*, vol.10 (n°4), 1998, p.431-438.

SPENCER A.M., EMBRY A.F., GAUTIER D.L., STOUPAKOVA A.V. et Sørensen K., « An overview of the petroleum geology of the Arctic », dans SPENCER A.M., EMBRY A.F., GAUTIER D.L., STOUPAKOVA A.V., SØRENSEN K., *Arctic Petroleum Geology*, Geological Society of London, Memoirs, n°35, 2011, p.1-15.

SQUIRE V.A., « Of ocean waves and sea-ice revisited », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, 2007, p.110-133.

SQUIRE V.A. et MOORE S.C., « Direct measurement of the attenuation of ocean waves by pack ice », *Nature*, vol. 283, 1980, p.365-368.

SQUIRE V.A., DUGAN J.P., WADHAMS P., ROTTIER P.J. et LIU L.A.K., « Of ocean waves and sea-ice », *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 27, 1995, p.115-168.

ST-HILAIRE-GRAVEL D., BELL T. et FORBES D.L., « Raised gravel beaches as proxy indicators of past sea-ice and wave conditions, Lowther Island, Canadian Arctic Archipelago », *Arctic*, vol.63 (n°2), 2010, p.213-226.

ST-HILAIRE-GRAVEL D., FORBES D.L. et BELL T., « Multitemporal analysis of a gravel-dominated coastline in the central Canadian Arctic Archipelago », *Journal of Coastal Research*, vol.28 (n°2), 2012, p.421-441.

STROEVE J.C., SERREZE M.C., HOLLAND M.M., KAY J.E., MALANIK J. et BARRETT A.P., « The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis », *Climatic Change*, vol. 110, 2012, p.1005-1027.

STRZELECKI M.C., « Schmidt hammer tests across a recently deglaciated rocky coastal zone in Spitsbergen – is there a “coastal amplification” of rock weathering in polar climates? », *Polish Polar Research*, vol.32 (n°3), 2011, p.239-252.

SYVITSKI J.P.M. et HEIN F.J., *Sedimentology of an Arctic Basin, Itirbilung Fiord, Baffin Island, Northwest Territories*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Paper 91-11, 66 p., 1991.

SYVITSKI J.P.M., BURRELL D.C. et SKEI J.M., *Fjords: Processes and Products*, Springer-Verlag, New York, 379 p., 1987.

TAYLOR A.E., DALLIMORE S.R. et JUDGE A.S., « Late Quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperatures, 2. The Mackenzie Delta-Tuktoyaktuk Coastlands », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 33, 1996, p.62-71.

TAYLOR R.B., « The occurrence of grounded ice ridges and shore ice piling along the northern coast of Somerset Island, NWT », *Arctic*, vol.31 (n°2), 1978, p.133-149.

TAYLOR R.B. et MCCANN S.B., « The effect of sea and nearshore ice on coastal processes in Canadian Arctic Archipelago », *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 30, 1976, p.123-132.

TAYLOR R.B. et MCCANN S.B., « Coastal depositional landforms in Northern Canada », dans DAWSON S. (ed.), *Shorelines and Isostasy*, Institute of British Geographers, Special Publication, n°16, 1983, p.53-77.

TOMASSON G.G., GISLASON K et KARLSSON Th., *A storm surge model for the coast of Iceland*, Transactions of the Wessex Institute. DOI: 10.2495/CE970091, 1997.

TRENHAILE A.S., *The Geomorphology of rock coasts*, Oxford University Press, Oxford, 1987, 384 p.

TRENHAILE A.S., *Coastal Dynamics and Landforms*, Clarendon Press, Oxford, 366 p., 1997.

TRENHAILE A.S. « Cliffs and rock coasts », dans HANSOM, J.D., FLEMMING, B., *Sedimentology and Geomorphology of Coasts and Estuaries, Treatise on Estuarine and Coastal Science* (eds. WOLANSKY, E. et MCCLUSKY, D.), Elsevier Major Reference Works, Elsevier, vol.3, 2012, p.171-191.

TRENHAILE A.S. et RUDAKAS P.A. « Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 35, 1981, p.171–181.

TRENHAILE A.S. et MERCAN D.W., « Frost weathering and the saturation of coastal rocks », *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 9, 1984, p.321-331.

WADHAMS P., 1973. « Attenuation of swell by sea ice », *Journal of Geophysical Research*, vol.78 (n°18), 1973, p.3552-3563.

WALKER H.J., « Arctic coastal geomorphology », dans SCHWARTZ, M.L., *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, Dordrecht, 2005a, p.49-55.

WALKER H.J., « Ice-bordered coasts », dans SCHWARTZ M.L., *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, Dordrecht, 2005b, p.542–545.

WALKER H.J. et MCGRAW M., « Alaska », dans BIRD E.C.F., *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*, Springer, Berlin, 2010, p.5-14.



WANGENSTEEN B., EIKEN T., ØDEGÅRD R.S. et SOLLID J.L., « Measuring coastal cliff retreat in the Kongsfjorden area, Svalbard, using terrestrial photogrammetry », *Polar Research*, vol. 26, 2007, p.14–21, doi 10.1111/j.1751-8369.2007.00002.x

WELLS E., BREWIN, P. et BRICKLE P., Intertidal and Subtidal Benthic Seaweed Diversity of South Georgia, Report for the South Georgia Heritage Trust, Survey September 2011, Shallow Marine Survey Group, PO Box 508, Stanley, Falkland Islands, 2011.

WHEELER J.O., HOFFMAN P.F., CARD K.D., DAVIDSON A., SANFORD B.V., OKULITCH A.V. et ROEST W.R., Geological Map of Canada, Commission géologique du Canada, Ottawa, carte 1860A, échelle 1:5M, 3 feuilles, 1996, doi:10.4095/208175

WHITEHOUSE P.L., ALLEN M.B. et MILNE G.A., « Glacial isostatic adjustment as a control on coastal processes: an example from the Siberian Arctic », *Geology*, vol. 35, 2007, p.747-750.

WISEMAN W.J., OWENS E.H. et KAHN J., « Temporal and spatial variability of ice-foot morphology », *Geografiska Annaler*, vol. 63A, 1981, p.69-80.

WRIGHT C.S. et, PRIESTLEY R.E., *Glaciology. British Terra Nova Expedition, 1910-1913*, HARRISON and Son Ltd., 581 p., 1992.

ZENKOVICH V.P., « Arctic USSR », dans BIRD C.F., SCHWARTZ M.L., *The World's Coastline*. Van Nostrand Reinhold, New York, 1985, p.863-871.

ZHANG X., WALSH J.E., ZHAN J., BHATT U.S. et, IKEDA M., « Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002 », *Journal of Climate*, vol. 17, 2004, p.2300-2317.

ZÖCKLER C., DOUGLAS T., COLLEN B., BARRY T., FORBES D.L., LOH J., GILL M., MCRAE L. et SERGIENKO L., « Ecological state of the circum-Arctic coast », dans FORBES, D.L., *State of the Arctic Coast 2010: Scientific Review and Outlook*, International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association. Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 2011, p.39-56.

## CHAPITRE 4

### L'ARCTIQUE FACE AUX CRISES GÉOMORPHOLOGIQUES PARAGLACIAIRES

Denis Mercier<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR 8185, Laboratoire ENEC / Université Paris-Sorbonne (Paris IV), Paris

**« The paraglacial concept is an idea that has the potential to change the direction of a subfield of Earth science by focusing attention on the ways in which glaciated landscapes respond to non-glacial conditions ».**

O. Slaymaker (2009, p.80)

Comme le souligne justement Olav Slaymaker (2009), le paraglaciaire est un concept clé pour comprendre l'évolution des milieux ayant été englacés. Church et Ryder (1972) définissaient le terme de paraglaciaire comme « *non-glacial processes conditioned by glaciation* ». Trente années plus tard, Ballantyne (2002a) a proposé une définition plus large du concept : « *earth-surface processes, sediments, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by former glaciation and deglaciation* ».

Les milieux polaires, régions périphériques sur le plan géographique, sont aujourd'hui au « centre » de grandes questions fondamentales comme celle du réchauffement de la planète. En effet, les milieux polaires connaissent actuellement la plus grande métamorphose dynamique depuis la fin de la dernière grande glaciation du Pléistocène. Les scénarios d'évolution du climat proposés par l'IPCC-GIEC<sup>1</sup> envisagent de profonds bouleversements climatiques pour l'Arctique d'ici à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (Solomon et *al.*, 2007). Les milieux polaires vivent par conséquent, depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), une crise majeure. Ce passage d'une séquence froide à une autre séquence climatique se concrétise par une séquence intermédiaire de déglaciation au cours de laquelle les dynamiques paraglaciaires sont exacerbées. L'ensemble du système polaire arctique est alors en déséquilibre, en crise sur le plan climatique, hydrologique et géomorphologique.

Le mot « crise » vient du grec κρίσις (krisis), qui signifie « décision ». Selon le dictionnaire Littré, la « crise de la nature » est le « nom donné aux grandes convulsions qui surviennent dans le globe terrestre ». Ce moment correspond à une phase critique, un accident, un moment « périlleux » et « décisif ». Par analogie, une crise correspond à une « perturbation », une « rupture d'équilibre ». Le contraire de crise est le calme, l'équilibre. Une crise géomorphologique peut être définie comme un changement, une rupture, dans l'évolution d'un espace, d'un milieu, d'une zone... Les causes de ces crises peuvent être endogènes (tectonique, volcanique, etc.) ou exogènes (climatique, anthropique, etc.) ou une combinaison des deux (relation entre déglaciation et volcanisme comme en Islande).

---

<sup>1</sup> L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), ou Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (GIEC), a été créé par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) et l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 1988. Il a été honoré du prix Nobel de la paix en 2007. Il publie des rapports de synthèse consultables à l'adresse suivante : <http://www.ipcc.ch/> Le cinquième et dernier rapport du GIEC a été publié en 2013.

Les crises marquent les temps forts de l'évolution des systèmes morphogéniques, inversent les tendances et par conséquent correspondent aux moments clés des rythmes de la morphogenèse. Les rythmes qui scandent l'évolution des paysages arctiques englacés et leurs marges sont associés à des refroidissements, séquence froide, ou glaciaire et des réchauffements, séquence paraglaciale ou interglaciaire. Ces crises entraînent une rupture d'équilibre dans l'évolution d'un système morphogénique qui se traduit par une intensification de la morphogenèse et des discontinuités. Aux rythmes longs se surimposent des rythmes courts de plus brève période et de moindre amplitude (Mercier, 2001a). Dans le cadre de la crise paraglaciale, il s'agit d'un accroissement des taux d'ablation et de transferts sédimentaires (fig. 4.1. ; Mercier, 2008 ; 2011).

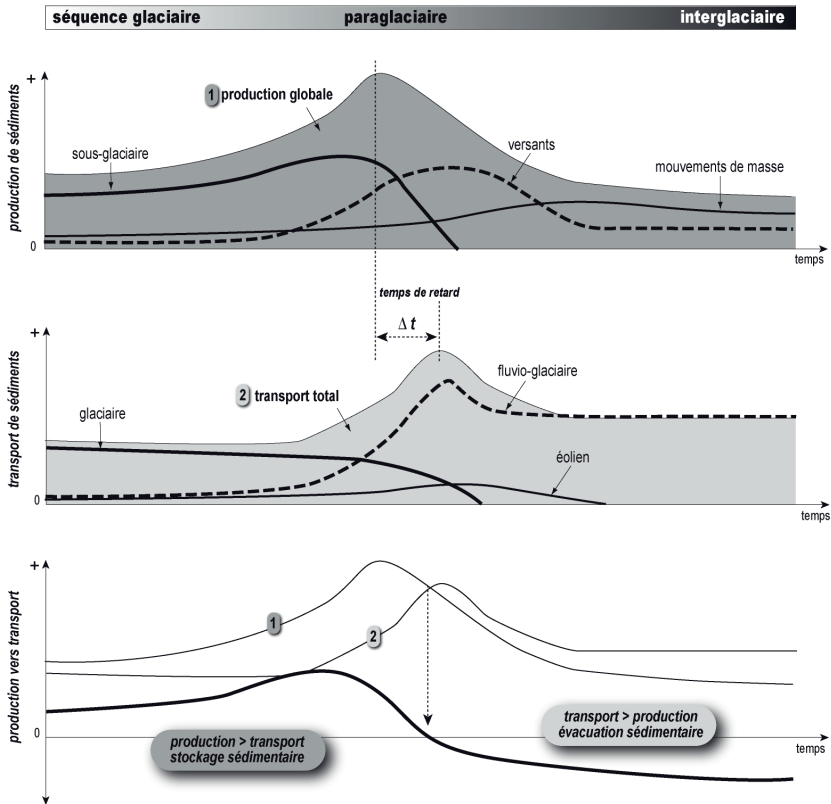


Figure 4.1 : Expression théorique d'une crise paraglaciale (d'après Hinderer, 2001, modifié).

## DÉFINITION D'UNE CRISE GÉOMORPHOLOGIQUE PARAGLACIAIRE

### MODALITÉ DE LA CRISE PARAGLACIAIRE

L'Arctique connaît une double crise paraglaciale. Une première, de grande ampleur, amorcée il y a plusieurs milliers d'années avec la déglaciation de l'Holocène et qui n'est pas encore achevée partout. Une seconde, plus modeste dans son emprise spatiale et temporelle, qui débute avec la fin du Petit Âge Glaciaire.

L'Arctique est d'autant plus sensible aux changements climatiques qu'ils s'expriment aux dépens d'un stock d'eau gelée constitué pendant une séquence antérieure (glaciation). Indirectement, les changements climatiques vont affecter les entrées du système (flux d'énergie thermique,  $Q_e$  ; flux liquides,  $Q_l$  et solides,  $Q_s$ ). Directement, chaque changement climatique affecte le système morphogénique dans certaines variables endogènes comme la vitesse et la nature des processus (ruissellement). Les entrées dans le système morphogénique sont essentiellement des flux liquides et solides en provenance des glaciers. Lorsque les conditions climatiques ne sont plus favorables aux bilans de masse positifs, les glaciers stagnent, puis se rétractent, libérant des volumes considérables d'eau et de sédiments.

Dans le cadre des crises paraglaciaires, la notion de seuil (*geomorphic threshold* ; Brunsden, 2001), est fondamentale. Les crises géomorphologiques paraglaciaires se manifestent de deux manières : par des décohésions massives des parois dans les systèmes de pente (paraglaciale de dénudation) et par des entrées d'eau et de sédiments de grande ampleur dans les systèmes fluviaux (paraglaciale de redistribution). Ainsi, selon Schumm (1977), l'ablation et le dépôt épisodiques de sédiments induisent des seuils géomorphologiques et des réponses complexes du système et sont eux-mêmes dépendants des changements majeurs du système. Chaque ablation, ou chaque dépôt, détermine un nouvel équilibre. Avec cette notion de seuil, la crise apparaît lorsque ce dernier est dépassé et que la tendance s'inverse. Dans le cas d'une crise morphogénique paraglaciale, l'équilibre dynamique est aussi rompu. Le franchissement d'un certain seuil induit plus qu'un changement de fréquence ou de magnitude, il induit un véritable changement de tendance. Ce n'est qu'après l'épuisement du stock sédimentaire ou du moteur de la crise (arrêt du ruissellement par exemple) que la crise paraglaciale s'achève et qu'un autre système dynamique se met en place.

L'exemple des métamorphoses fluviales, avec le passage d'un style fluvial en tresses à un style fluvial à méandres, illustre parfaitement cette crise paraglaciale. La réduction de la largeur des chenaux et l'accroissement de la sinuosité s'expliquent par une réduction de la fréquence des crues morphogènes et celle de la charge sédimentaire consécutive à la végétalisation des berges sous un climat plus clément. En effet, les entrées d'eau et de sédiments sont importantes en provenance des systèmes de pente et de l'abandon, dans les espaces plans des bassins-versants, de quantités colossales de sédiments d'origine glaciaire. La charge solide ( $Q_s$ ) est ainsi accrue dans un premier temps et peut, selon les cas se réduire par la suite en fonction des piégeages, notamment lacustres. En revanche, la séquence de déglaciation accroît considérablement les débits liquides ( $Q_l$ ). Ainsi, la variation (augmentation + ou diminution -) des variables externes ou indépendantes ou de contrôle (débit liquide  $Q_l$  et débit solide  $Q_s$ ) se traduit par un ajustement des variables internes ou géométriques, ou ajustées - profil en long et profil en travers du chenal, déterminés par la largeur du chenal ( $w$ ), la profondeur ( $d$ ), la longueur d'onde des méandres ( $\lambda$ ), la pente du chenal ( $S$ ), la sinuosité du chenal ( $Is$ ). Dès lors, la variation des variables externes influence la morphologie du chenal de la manière suivante :

$$Q_l^+ \text{ et } Q_s^+ = w^+, d^\pm, (w/d)^+, \lambda^+, S^\pm, Is^+$$

$$Ql^- \text{ et } Qs^- = w^-, d^\pm, (w/d^-), \lambda^-, S^\pm, Is^+$$

$$Ql^+ \text{ et } Qs^- = w^\pm, d^+, (w/d^\pm), \lambda^\pm, S^-, Is^+$$

$$Ql^- \text{ et } Qs^- = w^\pm, d^-, (w/d^\pm), \lambda^\pm, S^+, Is^-$$

Aussi, puisque la séquence paraglaciale se caractérise par une augmentation des débits liquides et solides, cela se traduit logiquement par une augmentation de la largeur du chenal, une profondeur plus ou moins constante, une augmentation également de la longueur d'onde des méandres, de la pente et de la sinuosité du chenal. La séquence paraglaciale est considérée comme une phase transitoire particulièrement perturbatrice pour l'hydrosystème, mais avec des équilibres dynamiques qui montrent que le système est censé retrouver un état proche de l'origine après la perturbation, et selon une période plus ou moins longue de relaxation. Cependant, selon les travaux d'Heller et *al.* (2001), la domination de débris glaciaires remobilisés dans le système fluvial écrase n'importe quels processus postglaciaires, ce qui suggère qu'une glaciation relativement peu fréquente puisse avoir un effet d'une grande longévité sur la sédimentation fluviale.

Pour Starkel (1987), au cours des séquences froides, l'ablation est dominante dans les têtes de bassin-versant et notamment sur les versants en même temps que les apports sédimentaires s'accumulent dans les espaces plans des vallées. Pendant la séquence suivante de réchauffement, les taux d'érosion ne s'accroissent pas car les versants acquièrent une certaine stabilité et la pédogenèse se met en place. Le pic d'érosion s'inscrit donc temporairement entre la séquence glaciaire et la séquence interglaciaire, et correspond à la crise paraglaciale. Il est par conséquent nécessaire de calculer cette réponse paraglaciale, cette sensibilité des systèmes paysagers englacés aux forçages externes climatiques.

## DÉTERMINATION DE LA DURÉE DE LA CRISE PARAGLACIAIRE

Ballantyne (2002b) a montré que pour des systèmes paraglaciaux dans lesquels les dépôts primaires (les sources) ne sont pas réalimentés, la trajectoire de modification du dépôt dans le temps peut être définie par un modèle d'épuisement. La fonction de ce modèle prend en compte le volume initial, calcule le taux d'érosion à un instant donné et permet d'estimer le volume de sédiments restant à mobiliser. Il peut se calculer par une fonction exponentielle négative :

$$S_t = S_0 e^{-\lambda t}$$

où

t = le temps écoulé depuis la déglaciation

$S_t$  = le volume de sédiment disponible pour la remobilisation à l'instant t

$S_0$  = le volume de sédiment disponible pour la remobilisation à l'instant t = 0

$\lambda$  = le taux de sédiment soustrait de la source sédimentaire et/ou stabilisé

Cette fonction étant exponentielle, elle prend une valeur notée « e » et vaut environ 2,718.

La figure 4.2 illustre cette fonction exponentielle négative avec une perte de 0,05 % de sédiments remobilisés chaque année. Ainsi,  $\lambda = 0,0005$  par an.

Dans le cas des tabliers ou des cônes de débris, ou des cônes de déjection, les sédiments accumulés sont susceptibles d'être remobilisés.

Ainsi, le volume de sédiments dans le dépôt (S) à l'instant t peut être calculé :

$$S = (S_0 - S_0 e^{-\lambda t}) e^{-kt}$$

où  $K$  est le taux d'érosion exprimant la quantité de sédiments soustraits au dépôt.

Si  $S_0$  a pour valeur 1,00 l'équation se simplifie et devient :

$$S = (1 - e^{-\lambda t}) e^{-kt}$$

La valeur de  $\lambda$  varie en fonction notamment des sources sédimentaires. Par exemple, quelques siècles suffisent pour dilapider des dépôts de versants pentus comme l'ont montré les travaux en Scandinavie de Ballantyne et Benn (1994), Curry et Ballantyne (1999), ou seulement quelques décennies comme le montre l'évolution du versant nord-occidental du Colletthøgda au Spitsberg (Mercier *et al.*, 2009). En revanche, les dépôts associés à la décohésion postglaciaire peuvent persister dans le paysage plusieurs millénaires après la déglaciation puisqu'aucun agent morphogénique autre qu'un glacier n'est compétent pour déplacer des dépôts consécutifs des mouvements de masse (Mercier *et al.*, 2013 ; Cossart *et al.*, 2013). Ce modèle d'épuisement sédimentaire suppose des conditions environnementales stationnaires

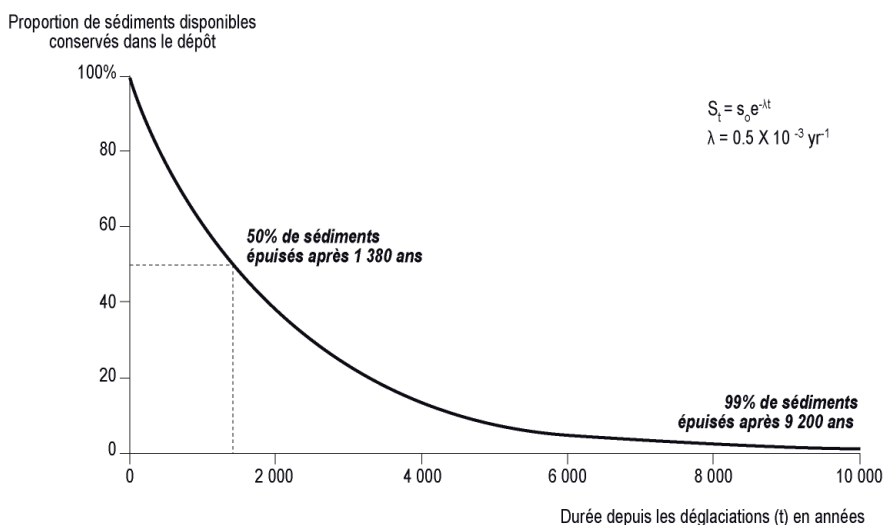
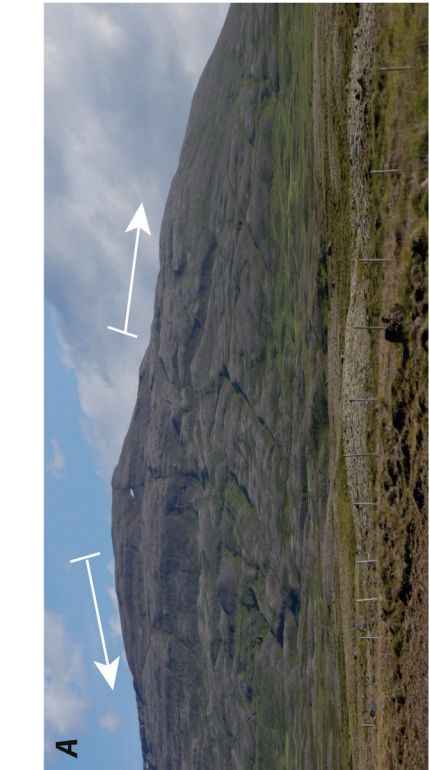


Figure 4.2 : Le modèle d'épuisement du dépôt sédimentaire paraglaciaire dans lequel le taux de sortie du dépôt est proportionnel à la quantité de sédiments disponibles restant dans la source sédimentaire (d'après Ballantyne, 2002b).

(*steady-state*), ce qui est discutable car, à des échelles temporelles plurimillénaires, ce postulat est rarement effectif. En réalité, les flux sédimentaires paraglaciaires sont influencés par des changements climatiques induisant des bouleversements dans les dynamiques des bassins-versants, avec, par exemple, des variations dans les intensités et les fréquences des phénomènes hydrologiques. Ils sont influencés aussi par l'activité tectonique, les changements du niveau de base voire des modifications dans l'anthropisation des milieux.

## QUANTIFICATION DES CRISES PARAGLACIAIRES

Les crises paraglaciaires s'inscrivent dans des rythmes morphoclimatiques à de nombreuses reprises dans l'histoire de la Terre. Logiquement, elles se sont surtout manifestées au cours du Pléistocène et elles représentent les moments clés de l'évolution des environnements englacés et de leurs marges. Les crises paraglaciaires ont pour origine des forçages climatiques qui dilapident l'héritage glaciaire.



A - Sackung (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2012).

B - Figure élémentaire de détente dans les basaltes (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2012).

C - Sturzström de Höfðahólar (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2010).



Figure 4.3 : Les formes construites par le paraglacière de dénudation.



Figure 4.4 : Les formes construites par le paraglaciaire de redistribution.

A – Ravinement des moraines frontales du Botnbreen (région du Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard © D. Mercier, 2011) ;

B – Dynamique fluviale de tressage dans la vallée du Skagafjörður, Islande (© D. Mercier, 2010) ;

C – Marge méridionale du Vatnajökull (Islande, © D. Mercier, 2010) ;

D – Ravinement des dépôt de pente et incision des terrasses dans le Skagafjörður, Islande (© D. Mercier, 2010) ;

E – Construction des sandurs dans le Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, 2011) ;

F – Progradation littorale dans le Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, 2011).

Dans le cas du paraglaciaire de redistribution, la transformation de la glace en eau liquide remobilise les dépôts, sur les versants avec le ravinement des moraines, sur les surfaces avec la prise en charge des sédiments sur les marges glaciaires, l'incision des terrasses, les métamorphoses fluviales, la construction des plaines d'accumulation fluvioglaciaires et des sandurs, et la progradation des littoraux meubles (fig. 4.4). Les signatures sédimentologiques sont alors différentes des premières puisque l'agent d'ablation, de transport et d'accumulation n'a pas la même compétence. Les granoclassesments sont longitudinaux et décroissants. Les vitesses de sédimentation sont plus élevées que lors des autres séquences morphogéniques. Ces crises paraglaciaires s'expriment sur des pas de temps allant de l'instantané à plusieurs milliers d'années et s'inscrivent dans les paysages par l'ablation, les transferts et l'accumulation (fig. 4.5).



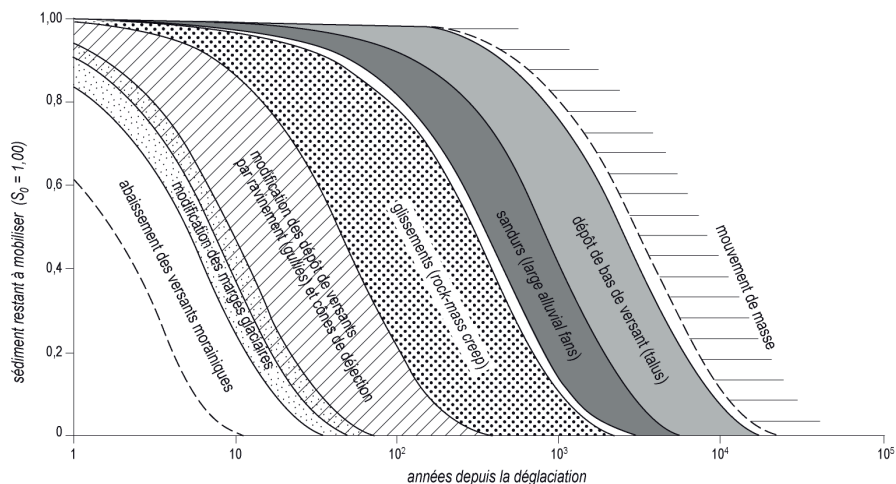


Figure 4.5 : Durée des ajustements paraglaciaires selon les sous-systèmes (d'après Ballantyne, 2002b).

Dans le cas du paraglaciaire de dénudation, la disparition de la glace entraîne la décohésion des parois, des figures de détente, des mouvements de masse, sackungs (fig. 4.3). Les grands glissements, écroulements, éboulements massifs consécutifs de la décohésion postglaciaire construisent des dépôts grossiers hétérométriques difficilement remobilisés ensuite dans le temps et l'espace.

Si les crises paraglaciaires n'ont pas la même intensité, elles n'ont pas non plus la même durée en fonction des systèmes et des processus en cause (fig. 4.5). Les modifications et les remobilisations des sédiments sur les dépôts de versants, comme au Colletthøgda au Spitsberg (Mercier et *al.*, 2009), ou sur les marges glaciaires, sont achevées en quelques dizaines d'années seulement et en moins d'un siècle. Après une centaine d'années d'évolution paraglaciaire, les vastes cônes de déjection et sandurs, les accumulations de débris sur les versants et les glissements continuent leur évolution. Après 1 000 ans, les glissements sont achevés et environ 20 % des grands écroulements ont eu lieu. Après 10 000 années, toutes les activités paraglaciaires primaires sont achevées, sauf de possibles écroulements. Cependant, cette vision de la durée de vie de la séquence paraglaciaire proposée par Ballantyne (2002b) soulève une interrogation majeure. En allongeant la durée de la séquence paraglaciaire avec notamment la décohésion des parois et les glissements de terrain associés, cette séquence paraglaciaire peut se confondre à toute la séquence interglaciaire, voire ne pas être achevée avant l'arrivée de la glaciation suivante.

Pour caler les crises paraglaciaires dans l'histoire des paysages des régions englacées ou l'ayant été, le recours à des datations précises s'avère nécessaire. Par exemple, la décohésion postglaciaire des parois peut être datée par des analyses cosmogéniques (Cockburn et Summerfield, 2004 ; McColl, 2012). Les mouvements de masse, les avalanches rocheuses, sturzström et autres dépôts paraglaciaires peuvent être datés, comme en Islande, par une analyse combinant les résultats chronologiques de la téphrochronologie (datation des dépôts pyroclastiques [tephras] expulsés lors d'éruptions volcaniques, dans les sédiments) et des datations carbone 14 d'éléments piégés dans les tourbières post-glissements (Mercier et *al.*, 2013). Dans le cas des évolutions plus récentes des marges glaciaires, postérieures au PAG, le recours à la lichénométrie, utilisée depuis les années 1950, a permis des avancées notables. L'analyse statistique, fondée sur la théorie des valeurs extrêmes et la théorie bayésienne, a

renouvelé cette méthode de datation indirecte (Roussel *et al.*, 2008 ; Chenet *et al.*, 2010). Cependant, les travaux comparatifs entre lichénométrie et téphrochronologie, menés sur les complexes morainiques islandais, ont montré l'imprécision dans la recherche de datation précise de la première par rapport à la seconde (Kirkbride, 2009 ; Kirkbride et Dugmore, 2008). La dendrochronologie, connue depuis longtemps, s'applique de plus en plus aux environnements ayant été englacés et aux dynamiques géomorphologiques (Decaulne et Sæmundsson, 2008 ; Le Roy *et al.*, 2009).

La quantification des flux sédimentaires, des stocks, des dépôts, des relais spatio-temporels, etc. a également bénéficié de l'apport de nouvelles technologies comme l'utilisation du radar géologique, du scanner laser, de méthodes géotechniques comme la sismique réflexion ou les sondages géoélectriques et des systèmes d'information géographique (SIG). Pour le bassin-versant du Sognefjord en Norvège, la comparaison entre la sédimentation effectuée lors de la dernière séquence paraglaciale et l'actuel, donne un rapport de 1 à 7,4 en faveur de la crise paraglaciale (Aarseth, 1997 ; Bogen, 1996). Les reconstitutions menées au Spitsberg donnent un rapport de 1 à 27 entre la séquence paraglaciale du début de l'Holocène et la sédimentation actuelle pour le lac Linnedalen (Svensden *et al.*, 1989).

## LES LIMITES SPATIO-TEMPORELLES DES CRISES PARAGLACIAIRES

Les changements climatiques ont été très nombreux dans l'histoire de la Terre. Pour le seul Quaternaire, dix-sept cycles glaciaires-interglaciaires ont été identifiés. De plus, la variabilité du climat, comme les interstades Dansgaard-Oeschger (DO), a pu générer plus d'une centaine de crises paraglaciaires sur les marges des secteurs englacés. Ces nombreuses crises climatiques du Pléistocène, à l'origine d'autant de crises morphogéniques paraglaciaires, permettent de comprendre l'impact paysager de cette période de l'histoire de la Terre.

Les manifestations des crises paraglaciaires s'expriment dans des espaces dont les limites varient en fonction des échelles de temps retenues. Dès lors, il est possible de proposer une cartographie des espaces d'expression de ces crises paraglaciaires, pour l'Actuel et le passé, et d'anticiper sur les espaces qui pourraient potentiellement subir des crises paraglaciaires dans le futur en relation avec les variations climatiques contemporaines (Mercier, 2008 ; fig. 4.6).

## LES LIMITES SPATIALES DU PARAGLACIAIRE ACTIF

Les glaciers couvrent aujourd'hui environ 10 % de la surface terrestre. Les crises paraglaciaires se manifestent dans les espaces ayant connu des avancées glaciaires au cours du Petit Âge Glaciaire et qui enregistrent actuellement des bilans de masse déficitaires. Ainsi, dans le monde, ce sont tous les espaces englacés des hautes latitudes et de haute montagne sur tous les continents qui subissent des crises paraglaciaires depuis plus d'un siècle (fig. 4.6). Cependant, il faut noter quelques exceptions dans ce panorama mondial des comportements glaciaires majoritairement en retrait. En effet, certaines vallées enregistrent des avancées glaciaires pour lesquelles les dynamiques paraglaciaires ne sont pas d'actualité. Certains glaciers de Scandinavie enregistrent depuis la fin des années 1980 des bilans positifs. Ils sont en opposition de phase avec ceux des Alpes, et la variabilité de l'Oscillation Nord Atlantique permet de comprendre leurs dynamiques respectives contraires (Francou et Vincent, 2007). Les crises paraglaciaires affectent aussi les espaces ayant été fortement englacés au cours des séquences froides du Pléistocène et pour lesquels les reculs actuels affectent des secteurs qui n'ont jamais été déglacés au cours de l'Holocène. Ainsi, certaines vallées englacées du Spitsberg connaissent-elles leur minimum d'extension spatiale depuis plusieurs dizaines de milliers d'années. Il en est de même dans certains territoires du grand Nord canadien (île d'Ellesmere, île de Devon, Terre de Baffin), au Groenland, en Islande. Ainsi, le paraglaciale actif se manifeste actuellement dans les environnements polaires et subpolaires de l'Arctique. Les crises paraglaciaires actives sont donc largement représentées aujourd'hui sur les marges des glaciers, mais leur extension spatiale a été largement plus importante dans un passé récent.

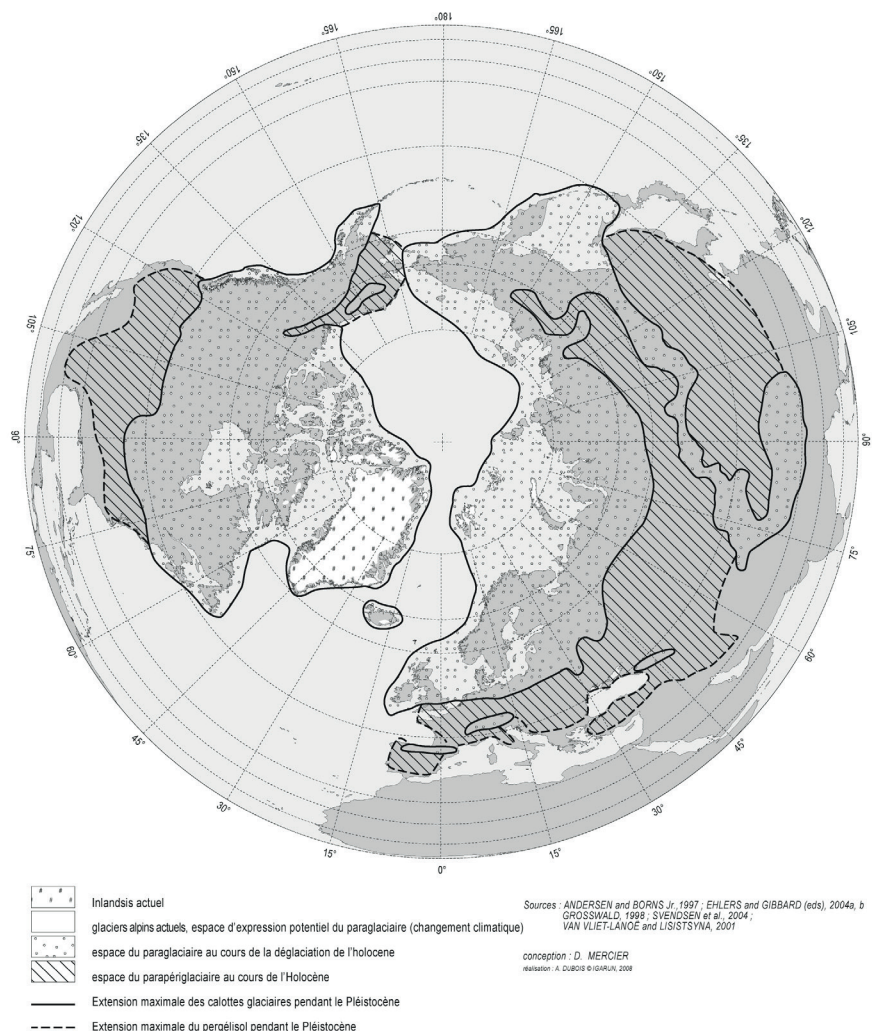


Figure 4.6 : Carte du paraglaciaire actif, du paléo-paraglaciaire et du paraglaciaire potentiel (d'après Mercier, 2008).

## LES LIMITES SPATIALES DU PALÉO-PARAGLACIAIRE

Il est possible de parler d'un paléo-paraglaciaire pour les espaces ayant connu des crises géomorphologiques paraglaciaires, mais dont les vestiges ne sont pas ou peu présents dans les dynamiques actuelles des systèmes. Les espaces, dont les stocks sédimentaires paraglaciaires sont encore présents, mais qui ne sont plus susceptibles d'être remobilisés, peuvent être qualifiés de paléo-paraglaciaires, ou de paraglaciaires hérités. Il s'agit notamment des dépôts de pied de versants consécutifs à la décohérence des parois et mis en place à la fin de la dernière avancée glaciaire du Pléistocène ou au tout début de l'Holocène et qui n'ont pas été remaniés depuis. Ces héritages ne peuvent être dilapidés pour des raisons de compétence des

agents d'érosion contemporaine. Parfois, des héritages paraglaciaires constituent des stocks sédimentaires moins grossiers (cônes de déjection, terrasses fluviales, ...), mis à l'écart de la dynamique morphogénique holocène, mais qui sont susceptibles d'être remobilisés lorsque les environnements changent ou que les processus actifs évoluent. Les effets de seuil et les causes des changements à l'origine des crises peuvent très bien expliquer cette réactivation des héritages paraglaciaires. Ainsi, la carte du paléo-paraglacière hérité couvre toutes les surfaces ayant été englacées au cours des séquences froides du Pléistocène (30 % de la Terre), et qui ne le sont plus aujourd'hui, ce qui représente environ 20 % de la surface terrestre, puisqu'il reste 10 % d'espaces englacés. Ainsi, ce sont tous les espaces de l'Amérique du Nord, de l'Europe et une grande partie de l'Asie qui ont été affectés par des crises paraglaciaires au cours de l'Holocène et dont les héritages ne sont pas tous effacés et affectent encore les dynamiques morphogéniques contemporaines. Les crises paraglaciaires ont également affecté les espaces littoraux comme la côte méridionale actuelle de la mer Baltique. Elles ont déposé des sédiments sur les marges continentales de la mer du Nord, le long des côtes scandinaves, en mer de Barents, de Kara, de Laptev. Tous ces espaces émergés ou immergés présentent des héritages de ces crises paraglaciaires.

### **LES LIMITES SPATIALES DU PARAGLACIER POTENTIEL**

À une toute autre échelle spatio-temporelle, la période de réchauffement climatique contemporaine correspond à une autre séquence paraglacière active de grande échelle spatiale, car affectant surtout les marges des glaciers ayant connu une avancée au cours du PAG et dans le cadre du réchauffement du 21<sup>ème</sup> siècle, ce sont ces mêmes espaces qui sont susceptibles d'enregistrer des crises paraglaciaires majeures dans les décennies à venir, si les modèles et les prévisions sur le retrait généralisé des masses de glace se vérifient. Dès lors, les espaces du paraglacière potentiel, tel le Groenland, sont très surveillés. Ce dernier pourrait connaître une évolution comparable à celle de l'interglaciaire Éémien et perdre 50 % de sa surface englacée. Il contribuerait ainsi à l'élévation du niveau moyen des mers de 1,4 à 4,3 mètres par rapport à l'Actuel (Masson-Delmotte, 2013).

Si l'on considère les espaces englacés au cours des périodes froides du Pléistocène et leurs périphéries affectées par les dynamiques proglaciaires, ce ne sont pas moins de 40 % des terres émergées qui ont enregistré les changements climatiques que l'on peut qualifier de paraglaciaires, auxquelles s'ajoutent les espaces de sédimentation offshore.

### **CONCLUSION**

Ces crises géomorphologiques paraglaciaires s'illustrent par des temporalités variées, des accélérations des transferts sédimentaires surtout dans les matériaux meubles et une extension des emprises spatiales des phénomènes associées à la disparition des glaciers puisque le ruissellement redistribue les sédiments des zones proglaciaires jusqu'à la mer. Les versants sont soumis à des stress physiques générant des décohésions des parois. Les dépôts de versants sont affectés par des ravinements majeurs. Les systèmes fluviaux enregistrent des aggradations ou des dissections en fonction de la variabilité des apports, de l'énergie des processus, de la variabilité des niveaux de base locaux, régionaux ou globaux. Ils connaissent de profondes métamorphoses qu'illustrent les adaptations des variables morphologiques. Les littoraux meubles paraglaciaires bénéficient d'un apport tel en sédiments qu'ils progradent sur les marges des secteurs en phase de déglaciation (Mercier, 2001b). Des crises volcaniques sont également associées à ces crises climatiques et un volcanisme paraglacière s'observe dans des régions comme l'Islande.

Toutes ces crises paraglaciaires s'expriment sur des pas de temps d'une grande variabilité, de l'échelle des temps courts (de l'instantané au décennal), aux temps plus longs (de l'échelle centennale à l'échelle millennale). Les apports majeurs à la compréhension de ces crises paraglaciaires viennent des progrès technologiques pour évaluer les bilans sédimentaires

et pour les dater. Le terme de paraglacière s'applique donc parfaitement à cette séquence temporelle qui se caractérise par une crise. Cette crise est définie par des indicateurs comme les taux d'ablation, taux d'incision, taux de production primaire de débris, taux de transferts sédimentaires, taux de sédimentation. Ces indicateurs montrent qu'ils dépassent pendant un laps de temps  $t$ , d'un facteur  $n$ , les résultats enregistrés pendant la séquence  $t - 1$  et  $t + 1$ . Cet écart est variable d'un indicateur à l'autre et d'un système à l'autre. La durée de la séquence paraglacière est donc d'une grande variabilité, mais doit être limitée à cette rupture temporelle dans l'évolution d'un environnement au cours duquel il est perturbé.

## BIBLIOGRAPHIE

AARSETH I., « Western Norwegian fjord sediments: ages, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles », *Marine Geology*, n°143, 1997, p.39-53.

ANDERSEN B.G., BORNS JR. H.W., *The Ice Age World*, Scandinavian University Press, Oslo, 1997, 208 p.

BALLANTYNE C.K., « Paraglacial geomorphology », *Quaternary Science Reviews*, n°21, 2002a, p.1935-2017.

BALLANTYNE C.K., « A general model of paraglacial landscape response », *The Holocene*, n°12, 2002b, p.371-376.

BALLANTYNE C.K. et BENN D.I., « Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent retreat, Fåbergstølsdalen, Norway », *Arctic and Alpine Research*, vol.26 (n°3), 1994, p.255-269.

BOGEN J., « Erosion and sediment yield in Norwegian rivers », *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 236, 1996, p.73-84.

BRUNSDEN D., « A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology », *Catena*, n°42, 2001, p.99-123.

CHENET M., ROUSSEL E., JOMELLI V. et GRANCHER D., « Asynchronous Little Ice Age glacial maximum extent in southeast Iceland », *Geomorphology*, n°114, 2010, p.253-260.

CHURCH M. et RYDER J.M., « Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation », *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1972, p.3059-3072.

COCKBURN H.A. et SUMMERFIELD M.A., « Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis », *Progress in Physical Geography*, vol.28 (n°1), 2004, p.1-42.

COSSART E., MERCIER D., DECAULNE A. et FEUILLET T., « An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes », *Quaternaire*, vol.24 (n°1), 2013, p.13-24.

CURRY A.M. et BALLANTYNE C.K., « Paraglacial modification of glacial sediment », *Geografiska Annaler*, n°81A, 1999, p.409-419.

DECAULNE A. et SÆMUNDSSON Þ., « Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow-avalanche activity: preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland », *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, n°62, 2008, p.55-65.

EHLERS J., GIBBARD P.L. (eds.), Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe, Elsevier, 2004a, 475 p.

EHLERS J., GIBBARD P.L. (eds.), Quaternary glaciations extent and chronology. Part II: North America, Elsevier, 2004b, 440 p.

FRANCOU B. et VINCENT C., Les glaciers à l'épreuve du climat, Paris, IRD et Belin éditions, 2007, 274 p.

GROSSWALD M.G., New approach to the ice age paleohydrology of Northern Eurasia, in BENITO G., BAKER V.R., GREGORY K.J. (eds.), Palaeohydrology and environmental change, John Wiley & Sons Ltd, 1998, p. 199-214.

HELLER P.L., BELAND P.E., HUMPHREY N.F., KONRAD S.K., LYNDY R.M., MCMILLAN M.E., VALENTINE K.E., WIDAN Y.A. et FURBISH D.J., « Paradox of downstream fining and weathering-rind formation in the lower Hoh river, Olympic Peninsula, Washington », Journal of Geological Society of America, vol.29 (n°11), 2001, p.971-974.

HINDERER M., « Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads », Geodinamica Acta, 14, 2001, p. 231-263.

KIRKBRIDE M.P., « Datation des moraines holocènes d'Islande par téphrochronologie, un état de l'art », Cahiers de Géographie, Collection EDYTEM, n°8, 2009, p.65-78.

KIRKBRIDE M.P. et DUGMORE A.J., « Two millennia of glacier advances in southern Iceland dated by tephrochronology », Quaternary Research, 70, 2008, p.398-411.

LE ROY M., ASTRADE L., EDOUARD J.-L., MIRAMONT C. et DELINE P., « La dendroglaciologie ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstruction des fluctuations glaciaires holocènes », Cahiers de Géographie, Collection EDYTEM, n°8, 2009, p.79-90.

MASSON-DELMOTTE V. ET AL., « Climate change 2013: The Physical Science Basis ». Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge university Press, Cambridge, 2013.

MCCOLL S.T., « Paraglacial rock-slope stability », Geomorphology, 153-154, 2012, p.1-16.

MERCIER D., « Les piémonts des hautes latitudes : rythmes et crises morphogéniques », Sud-Ouest Européen, n°10, 2001a, p.3-21.

MERCIER D., Le ruissellement au Spitsberg. Le monde polaire face aux changements climatiques, Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature et Sociétés, Clermont-Ferrand, 2001b, 278 p.

MERCIER D., « Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution », Géomorphologie : relief, processus, environnement, n°4, 2008, p.223-234.

MERCIER D., « La géomorphologie paraglaciaire, Changements climatiques, fonte des glaciers et crises érosives associées », Editions universitaires européennes, 2011, 264 p.

MERCIER D., ETIENNE S., SELIER D. et ANDRÉ M.-F., « Paraglacial gullying of sediment-mantled slopes: a case study of Colletthøgda, Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard) », Earth Surface Processes and Landforms, n°34, 2009, p.1772-1789.

MERCIER D., COSSART E., DECAULNE A., FEUILLET T., JÓNSSON H.P. et SÆMUNDSSON Þ., « The Höfðahólar rock avalanche (sturzström): chronological constraint of a paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope », *The Holocene*, vol.23 (n°3), 2013, p.431-445.

ROUSSEL E., CHENET M., GRANCHER D. et JOMELLI V., « Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieure au Petit Âge Glaciaire (sud de l'Islande) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°4, 2008, p.235-248.

SCHUMM S.A., « *The fluvial system* » John Wiley & Sons, New York, 1977, 338 p.

SLAYMAKER O., « Proglacial, periglacial or paraglacial? », dans J. KNIGHT & S. HARRISON, *Periglacial and paraglacial processes and environments*, Geological Society, London, Special publications, n°320, 2009, p.71-84.

SOLOMON S., QIN S., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. et MILLER H.L. (eds.), *IPCC 2007: Climate change 2007. The physical science basis*, Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 2007, 996 p.

SVENDSEN J.I., ALEXANDERSON H., ASTAKHOV V.I., DEMIDOV I., DOWDESWELL J.A., FUNDER S., GA-TAULLIN V., HENRIKSEN M., HJORT C., HOUMARK-NIELSEN M., HUBBERTEN H.W., INGÓLFSSON Ó., JAKOBSSON M., KJÆR K.H., LARSEN E., LOKRANTZ H., LUNKKA J.P., LYS A., MANGERUD J., MATIOUCHKOV A., MURRAY A., MÖLLER P., NIESSEN F., NIKOLSKAYA O., POLYAK L., SAARNISTO M., SIEGERT C., SIEGERT M.J., SPIELHAGEN R.F. et STEIN R., *Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia*, *Quaternary Science Reviews*, 23, 2004, p. 1 229–1 271.

SVENDSEN J.I., MANGERUD J. et MILLER G.H., « Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard », *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, n°76, 1989, p.153-168.

STARKEL L., « Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits », dans M.R. RAMPINO, J.E. SANDERS, W.S. NEWMAN et L.K. KÖNIGSSON, « *Climate: history, periodicity and predictability* », New York, Van Nostrand Reinhold, 1987, p.323-332.

VAN VLIET-LANOË B., LISITSYNA O., *Permafrost extent at the Last Glacial Maximum and at the Holocene Optimum. The Climex Map*, in PÆPE R. and MELNIKOV V. (eds.), *Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources*, Kluwer, 2001, p. 215-225.

## CHAPITRE 5

### DISTRIBUTION MULTI-SCALAIRE DE LA VÉGÉTATION EN ARCTIQUE

Martha Reynolds<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Université d'Alaska, Fairbanks

Il existe une grande variété de végétation en Arctique. Ce peut être une surprise pour tous ceux qui pensent que cette zone géographique est un espace uniforme au prétexte que l'arbre y est absent. Il apparaît au contraire que le biome arctique présente plus de variation qu'aucun autre sur terre, puisqu'il englobe toute une gamme écologique très diverse, depuis les zones arbustives hautes situées juste au nord de la limite de la forêt, jusqu'à la végétation clairsemée des parties les plus froides. L'ensemble de ces variations se retrouve essentiellement au long d'un gradient latitudinal nord-sud, les variations selon le gradient longitudinal est-ouest étant beaucoup plus modérées. Il est possible de s'en rendre compte en regardant la figure 5.1 qui montre que l'Arctique se présente comme un anneau de terres bordé au nord par l'Océan éponyme, où plus de 80% de la toundra non alpine se trouve à moins de 100 km de la côte (CAVM TEAM, 2003 ; Walker *et al.*, 2000 ; 2005). La partie la plus septentrionale apparaît ainsi comme un mince ruban qui entoure le pôle nord, tandis que sa limite méridionale (matérialisée par l'apparition de l'arbre) est beaucoup plus longue. Mais là aussi, les distances entre composantes écosystémiques sont plus réduites que pour les biomes des régions du globe situées plus au sud. Au total, ces caractéristiques géographiques expliquent que la variabilité de la végétation arctique est liée à la variation climatique nord-sud.

Regardant l'Arctique de plus près, on constate que la variabilité de la végétation se produit tout au long de la chaîne des plus petites jusqu'aux plus grandes échelles. Ici, la végétation varie selon le type de paysage, comme c'est le cas pour la plupart des nombreux autres biomes. Ainsi, les communautés végétales sont inféodées au type de paysage où on les rencontre : crêtes, versants, zones drainées ou saturées en eau, etc. Ce qui est inhabituel, c'est qu'en Arctique, cette variabilité persiste jusqu'à l'échelle sub-métrique. Par exemple, les différentes parties des micro-buttes qui caractérisent les surfaces terrestres de l'Arctique sont constituées de minuscules plantes poussant au ras du sol. Elles tirent parti des potentialités microclimatiques en constituant, ainsi, leurs propres communautés distinctes. Cette échelle de variation, bien sûr plus modeste que celle qui commande le contraste nord-sud, contrôle toutefois des processus éco-systémiques importants. Ce chapitre traitera de toutes ces sources de variation, qu'elles soient latitudinales ou longitudinales, qu'elles s'inscrivent à échelle circumpolaire ou à échelle infra-métrique.

#### LA VARIATION NORD-SUD : UNE RÉPONSE AU CLIMAT

Les premières divisions à petite échelle de végétation arctique définies au XIX<sup>ème</sup> siècle, étaient basées sur la hauteur et le taux de couverture de la végétation (Alexandrova, 1980). Des géobotanistes russes les ont ensuite affinées en subdivisant l'espace sur des bases climatiques et sur la physionomie des plantes qui en résulte (par exemple, Sochava, 1934). Il a été montré que, comme dans toute région froide, la végétation varie ici selon des modèles caractéristiques liés aux températures d'été (Young, 1971 ; Edlund, 1990 ; Matveyeva, 1998). L'effet des températures hivernales sur les plantes polaires est beaucoup plus modeste car ces



dernières, en sommeil sous la neige durant tout l'hiver, ne sont pas affectées par le froid, quelle que soit son intensité (Bliss, 1997). La réponse aux températures estivales est si cohérente que l'Arctique a été divisé en cinq sous-zones bioclimatiques basées en grande partie sur les températures estivales (fig. 5.1, table 5.1). Chacune de ces sous-zones bioclimatiques présente ses propres formes de croissance végétale (fig. 5.2).

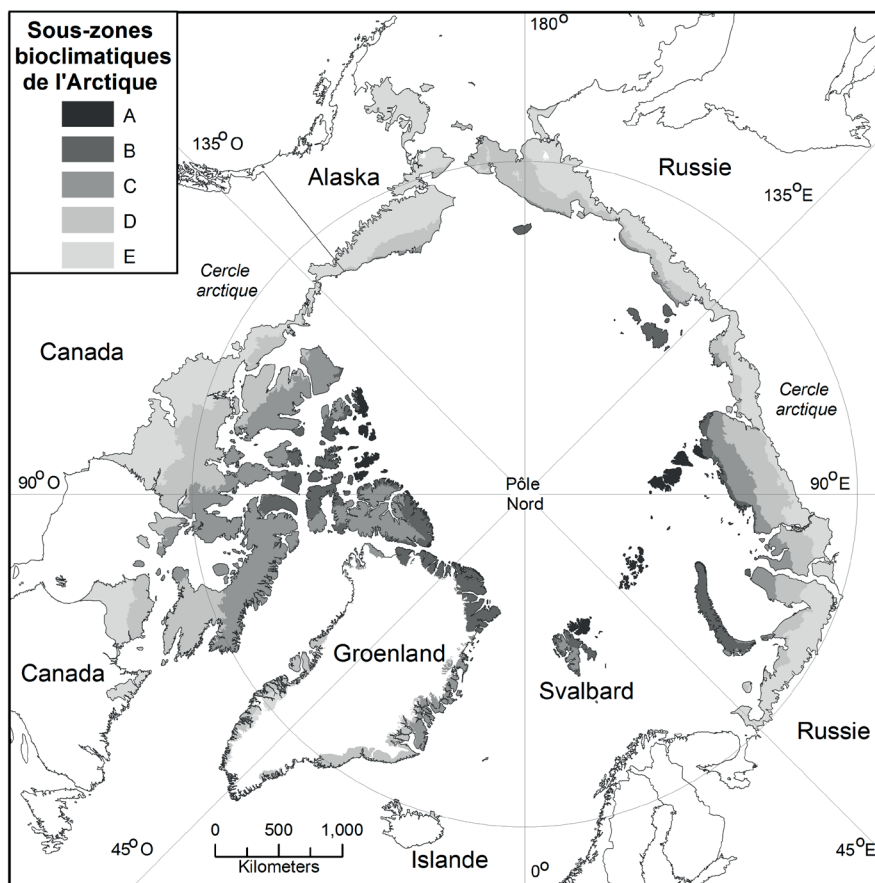


Figure 5.1 : Sous-zones bioclimatiques (A-E) de la zone arctique couvert de toundra (extraite de CAV03) ; projection polaire centrée sur le pôle nord.

Dans les parties les plus froides de l'Arctique (sous-zone bioclimatique A), presque toute la surface du sol est aride, presque sans végétation. Les rares plantes qui y poussent se localisent surtout dans les fissures du sol qui offrent quelque protection vis-à-vis du vent et un microclimat moins froid que partout alentour. Les plantes non vasculaires avec quelques herbes éparses sont dominantes (Vonlanthen et *al.*, 2008). Dans le bioclimat de la sous-zone B, on trouve, en plus, quelques espèces de plantes vasculaires, tandis que la végétation est un peu plus couvrante. Le sol nu est toujours prédominant, en particulier sur les crêtes, le long des pentes des collines sèches et au sommet des hummocks. Les croûtes cryptogamiques composées d'algues, de champignons et de lichens encroûtants sont fréquentes. Dans le bioclimat de la sous-zone C, la végétation est encore inégale mais couvre la majeure partie du sol des zones plates et humides. La plupart des zones qui semblent stériles présentent en fait une croûte cryptogamique à la surface du sol. Les arbustes commencent à devenir une compo-

Sous-zones bioclimatiques	A	B	C	D	E
Température moyenne de juillet*	1-3	4-5	6-7	8-9	10-12
Indice de chaleur estival (SWI)*	< 6	6-9	9-12	12-20	20-35
Structure verticale des plantes*	Sol presque nu. Dans les microsites favorables. 1 couche de lichens ou de mousses < 2 cm d'épaisseur. Plantes vasculaires éparses ne dépassant guère la couche de mousse.	2 couches : couche de mousse de 1 à 3 cm d'épaisseur, couche herbacée de 5 à 10 cm d'épaisseur. Arbustes nains rampants < 5 cm d'épaisseur.	2 couches : couche de mousse de 3 à 5 cm d'épaisseur, strate herbacée de 10.5 cm d'épaisseur. Arbustes nains rampants et semi rampants < 15 cm de hauteur	2 couches : couche de mousse de 5 à 10 cm d'épaisseur, couche herbacée et arbustes nains de 10 à 40 cm de hauteur.	2 à 3 couches : couche de mousse de 5 à 10 cm d'épaisseur, couche herbacée et arbustes nains de 20 à 50 cm de hauteur. Avec parfois des buissons bas de 80 cm de hauteur.
Structure horizontale des plantes*	< 5 % de couverture par les plantes vasculaires. Jusqu'à 40% de couverture par les mousses et les lichens.	5 à 25 % de couverture par des plantes vasculaires. Jusqu'à 60% de couverture par les cryptogames.	5 à 50 % de couverture par des plantes vasculaires. Végétation ouverte, épars.	50 à 80 % de couverture par des plantes vasculaires. Végétation fermée morcelée.	80 à 100 % de couverture par des plantes vasculaires. Végétation fermée.
Principaux types de plantes fonctionnelles*	<u>b</u> , g, r, cf, of, ol, c	<u>npds</u> , <u>dpsds</u> , <u>b</u> , ns, cf, of, ol	<u>npds</u> , <u>dpsds</u> , <u>b</u> , ns, cf, of, ol, <u>ehds</u> "in acidic areas	<u>ns</u> , <u>nb</u> , <u>npds</u> , <u>dpsds</u> , <u>deds</u> , <u>neds</u> , <u>cf</u> , of, ol, b	<u>dis</u> , <u>ts</u> *, ns, <u>deds</u> , <u>neds</u> , <u>sb</u> , <u>nb</u> , <u>rl</u> , ol "in Beringia
Phytomasse (t ha <sup>-1</sup> )*	< 3	5 à 20	10 à 30	30 à 60	50 à 100
Production nette annuelle (t ha <sup>-1</sup> an <sup>-1</sup> )*	< 0,3	0,2 à 1,9	1,7 à 2,9	2,7 à 3,9	3,3 à 4,3
Nombre d'espèces de plantes vasculaires dans la flore*	< 50	50 à 100	75 à 150	125 à 250	200 à 500

\*Températures moyennes de juillet (°C) issues de Edlund, 1990 et de Matveyeva, 1998.

SWI = somme des températures moyennes mensuelles > 0°C, modifiée de (Young 1971).

Structure verticale et horizontale de la végétation tirées de Chernov et Matveyeva, 1997.

Les types de plantes fonctionnelles soulignés sont dominants.

Codes pour les types de plantes fonctionnelles : b = sol nu ; c = cryptogames ; cf = herbacée en coussin ou en rosette ; deds = arbuste nain redressé à feuilles caduques ; g = herbacées ; ehds = arbuste nain semi redressé à feuilles persistantes ; nb = bryophyte non sphagnoloïde ; neds = arbuste nain redressé à feuilles persistantes ; npds = arbuste nain à feuilles persistantes ; ns = carex non structuré en touffe ; of = autres herbacées ; ol = autres lichens ; r = joncs ; rl = lichens à rennes ; sb = bryophyte sphagnoloïde ; ts = touffe de carex.

Phytomasse totale et production annuelle tirées de Bazilevich *et al.*, 1997 : au-dessus du sol et en-dessous de la surface du sol.

Nombre d'espèces vasculaires principalement tiré de Young, 1971.

Table 5.1: Propriétés de la végétation pour chaque sou-zone bioclimatique ; modifié de la carte de la végétation de la zone circumpolaire arctique [CAV03]. Reproduit avec la permission de [WAL05].

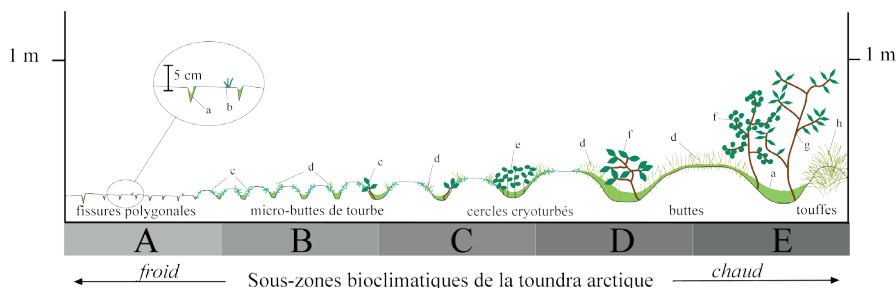


Figure 5.2 : Physionomie des plantes dans les cinq (A à E) différentes sous-zones bioclimatiques de la toundra arctique. Plantes caractéristiques : a-mousses et lichens, b-plantes herbacées, c-nains arbustifs rampants, d-graminoïdes non en touffes, e-arbustes nains semi-rampants, f- arbustes nains redressés, g- bas arbustes, h- graminoïdes en touffes. Reproduit avec la permission de [Raynolds *et al.*, 2006].

sante importante de la végétation dans les zones abritées. Dans le bioclimat de la sous-zone D, la végétation couvre presque intégralement la surface du sol, avec une couche de mousse continue quasiment partout et des arbustes nains redressés (Kade et *al.*, 2005). Il y a là une flore composée d'un nombre suffisamment grand d'espèces différentes pour former une gamme variée de communautés de plantes, selon la pente, l'orientation et tout autre caractéristique du substrat. Le bioclimat de la sous-zone E rassemble les plantes les mieux développées et présente le couvert végétal le plus continu de l'Arctique. La quantité relativement importante de biomasse végétale a un effet notable sur les propriétés du sol, y apportant de la matière organique et des nutriments, l'isolant de l'air, ce qui amortit les variations de température dans le sol.

## LA VARIATION EST-OUEST : UNE RÉPONSE À LA GÉOGRAPHIE ET AUX GLACIATIONS

Afin de comprendre la variation est-ouest qui affecte la végétation, il faut interroger l'histoire de l'Arctique qui nous apprend que les pôles sont, climatiquement, les parties les plus dynamiques de la Terre. Les alternances entre des climats chauds et froids durant les temps géologiques ont été, dans les régions polaires, amplifiées pour deux raisons principales : d'abord à cause des régimes de circulation atmosphérique qui transfèrent la chaleur vers le nord et ensuite à cause des effets de rétroaction liés à l'albédo de la neige et de la glace (Ruddiman, 2001). L'Arctique a connu des périodes très chaudes (avec des forêts luxuriantes et des dinosaures il y a 100 millions d'années) et des périodes très froides au cours desquelles il était couvert de glace en presque totalité. Pour les quelques derniers millions d'années, les cycles climatiques glaciaires se sont produits environ tous les 100 000 ans. Ces cycles glaciaires originaires de l'Arctique étaient suffisamment puissants pour modifier complètement la végétation, jusque dans des zones non directement touchées par les glaciers (Lozhkin et *al.*, 2007). Ainsi les communautés végétales climatiques de l'arctique ne sont pas stables. La végétation que nous connaissons aujourd'hui est le résultat de populations floristiques répondant à des conditions climatiques qui ont fluctué sur plusieurs échelles de temps différentes (Brochmann et *al.*, 2007) : le réchauffement depuis le dernier maximum glaciaire (-21000 ans), le réchauffement depuis le Petit Âge Glaciaire (-400 à -200 ans), et plus récemment, le réchauffement d'origine anthropique.

Suite à de multiples évolutions, la flore arctique est aujourd'hui un dérivé relativement jeune de la flore boréale (Bliss et *al.*, 1980, Yurtsev, 2004). Les conditions que nous reconnaissons maintenant comme arctiques se sont développées il y a 3 à 5 millions d'années quand le détroit de Béring s'est ouvert (Marincovich et Gladenkov, 2001). Les plantes qui ont colonisé le nouvel Arctique étaient des espèces, telles les plantes alpines, pré-adaptées au climat froid. Ces plantes, adaptées aux courtes saisons de croissance, poussent dans des endroits exposés, balayés par le vent, sans neige, sur des sites généralement pierreux ou humides, propices aux accumulations de neige sous forme de congères (Yurtsev, 2004). Les plantes qui se sont implantées avec succès dans ce type de climat étaient suffisamment réduites en taille pour leur permettre de tirer profit de la couche située près de la surface du sol qui est la plus chaude en été et qui est généralement recouverte de neige en hiver. Leur croissance était lente, elles toléraient des stress répétitifs et étaient capables de pousser dans des conditions limitées en ressources (particulièrement avec des températures estivales froides). Beaucoup étaient persistantes, et les parties mortes de la plupart d'entre elles subsistaient pour de nombreuses années conjointement avec les parties vivantes, isolant et protégeant les tissus neufs des conditions climatiques difficiles.

La répartition circumpolaire des plantes a été répétitivement fragmentée par les glaciations quaternaires. Certaines plantes se retirèrent dans les régions alpines les plus méridionales, comme les montagnes de Tchoukotka dans l'Oural, les Alpes et les montagnes Rocheuses, au cours des maxima glaciaires. Le Nord-Est de l'Asie, avec les nombreuses chaînes de

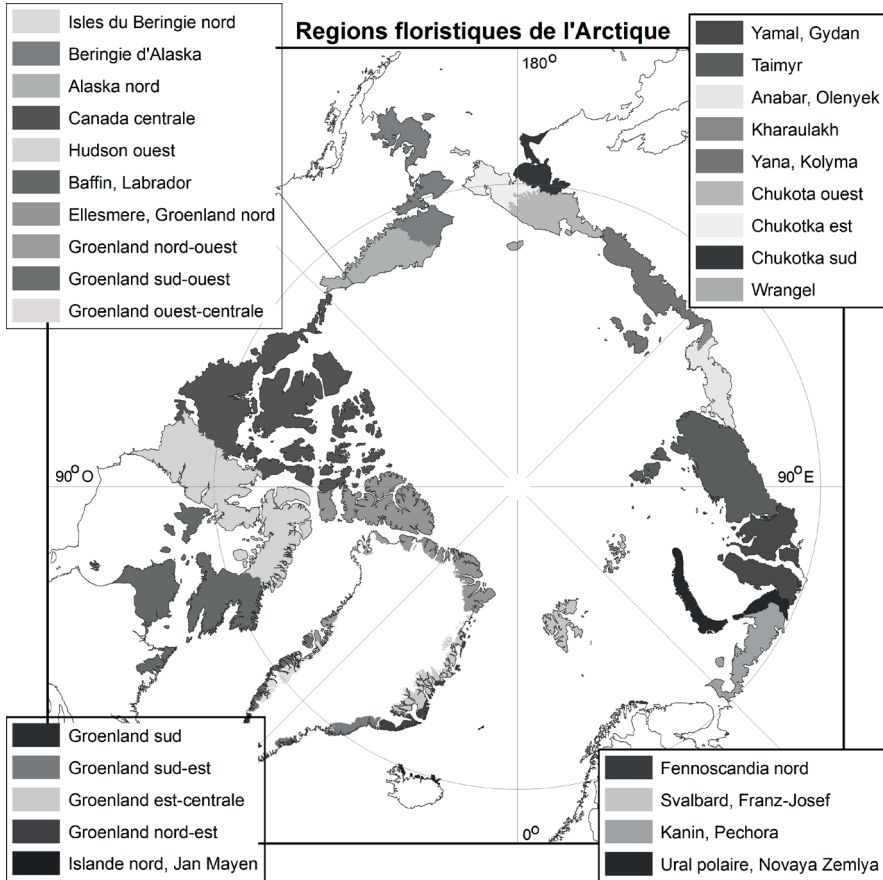


Figure 5.3 : Provinces floristiques de l'Arctique [tiré de CAVM TEAM, 2003].

montagnes de Sibérie, est le foyer majeur de diversité pour les plantes. Là se situe l'origine de nombreuses espèces et cette région possède la plus grande réserve potentielle pour la florogénèse et l'évolution adaptative dans l'Arctique et subarctique (Chernov et al., 1997 ; Yurtsev, 2004).

Certains chercheurs avaient pensé que, puisque les plantes grandissent et se reproduisent lentement, la végétation existante avait dû se propager à partir de «refuges» locaux situés dans les régions septentrionales exemptes de glace tout au long du dernier maximum glaciaire (Love, 1974 ; Serebryanny, 1997). Cependant, la perception qu'en Arctique, la colonisation par les plantes et la constitution de communautés de plantes sont lentes, prenant des millénaires, s'est avérée être fautive. Des recherches récentes ont montré que la recolonisation s'est produite ici assez rapidement. Au Svalbard, certaines zones déglacées au cours des cent cinquante dernières années ont rapidement été recouvertes d'une végétation quasi continue (Hodkinson et al., 2003 ; Moreau et al., 2009). La colonisation se poursuit sur ces sites, avec des changements dans la composition des espèces mesurables au cours des trente dernières années (Moreau et al., 2003). La preuve génétique montre que le Svalbard, en dépit de sa situation extrêmement isolée, a été maintes fois colonisé par des plantes de plusieurs régions sources (Alsos et al., 2007). L'examen des fossiles et des enregistrements génétiques de plantes vasculaires dans l'Atlantique Nord soutient l'hypothèse d'une redistribution végétale en fonction d'un rythme de migration et de recolonisation rapide plutôt que sur l'hypothèse des refuges (Brochmann et al., 2007).

Ces résultats de recherche ont conduit à la position actuelle selon laquelle la végétation arctique doit être considérée comme un groupe dynamique d'espèces bien adaptées à la dispersion et à la colonisation des régions froides. Les variations perçues dans les communautés végétales sont parfois dues à des obstacles faisant barrière à la dispersion comme la glaciation récente ou les chaînes de montagnes orientées selon un axe nord-sud telles que les montagnes de l'Oural et de Verkhöiansk. Par exemple, les saules rampants sont fréquents dans la toundra de la sous-zone bioclimatique C, mais les espèces dominantes varient de *Salix nummularia* en péninsule de Yamal à *S. sphenophylla* en Yakoutie, *S. glauca* sur l'île Wrangel, *S. rotundifolia* et *S. phlebophylla* en Béringie, et *S. arctica* au Canada (Yurtsev, 2004). En Russie, un système de provinces floristiques a été décrit sur la base de la variation de la flore locale (Alexandrova et al., 1980). Ce système a ensuite été étendu à l'espace circumpolaire (fig. 5.3), prenant en compte des nuances telles que la flore de Béringie (Yurtsev, 1994, Elvebakk et al., 1999).

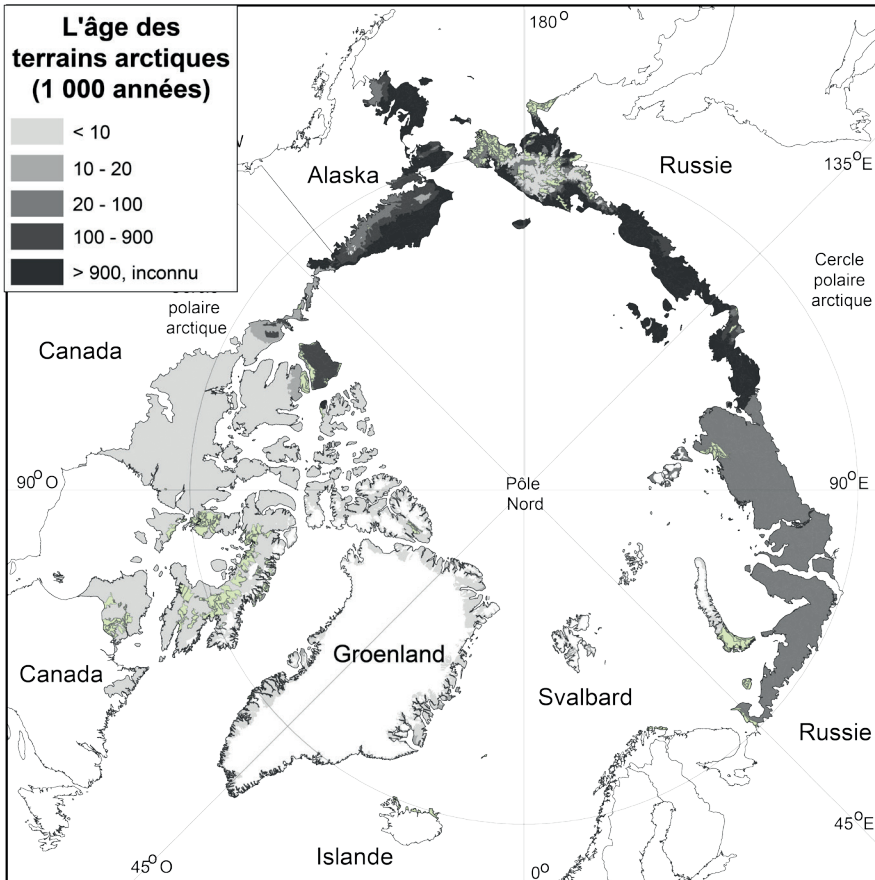


Figure 5.4 : Age des régions arctiques [tiré de Reynolds, Walker, 2009].

Les limites floristiques des provinces correspondent bien avec les âges des différents paysages de l'Arctique (fig. 5.4). Les zones où la flore est la plus riche correspondent aux plus anciens paysages de la Béringie. Pendant les périodes glaciaires, alors que l'eau s'accumulait dans les calottes glaciaires, le niveau de la mer s'est graduellement abaissé, découvrant les grandes plates-formes continentales de la Tchoukotka et de l'Alaska et créant un climat sec et continental en Béringie. Dès que l'Océan arctique a commencé à geler en permanence, ces domaines se sont trouvés loin de toute source d'humidité, de sorte que, même si elles ont connu des climats froids, de grandes calottes glaciaires n'ont pas pu s'y constituer et les glaciers ont été limités aux montagnes isolées. Cette longue histoire sans glaciation a sauvé les sols qui, par contraste, avaient disparu de la plus grande partie de l'Arctique nord-américain. Elle a également permis aux plantes de coloniser progressivement de nouveaux espaces sans rencontrer de barrières de glace.

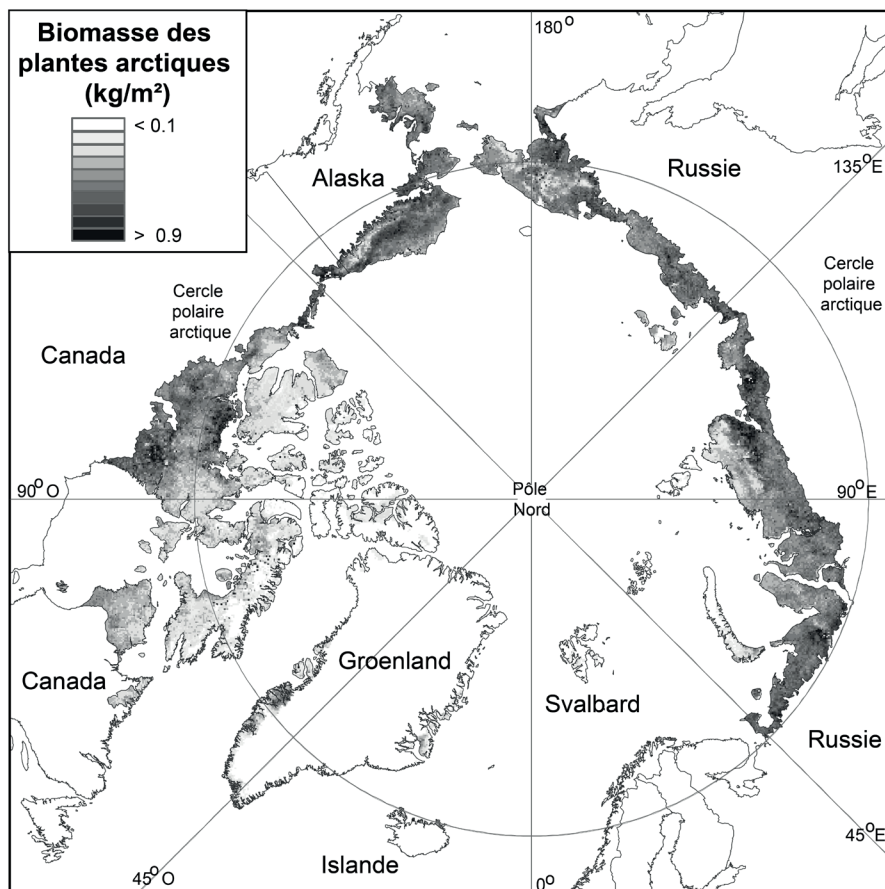


Figure 5.5 : Distribution de la biomasse de la partie aérienne des plantes en Arctique [issu de Reynolds, 2012].

Pays	Surface (1000 km <sup>2</sup> )	Biomasse par région (kg/m <sup>2</sup> )	Biomasse totale (kg * 10 <sup>9</sup> )	Pourcentage du total de la biomasse
Canada	2553	0,31	799	35,7
Groenland	2137	0,10	206	9,2
Russie	1872	0,51	948	42,4
États-Unis	491	0,56	273	12,2
Norvège	63	0,13	8	0,4
Islande	7	0,44	3	0,1
<b>Total</b>	<b>7122</b>		<b>2237</b>	<b>100</b>
<b>Sous-zone bioclimatique</b>	(La calotte glaciaire du Groenland et les régions non-Arctiques ne sont pas incluses)			
<b>A</b>	195	0,10	19	0,9
<b>B</b>	512	0,15	76	3,4
<b>C</b>	1301	0,24	314	14,0
<b>D</b>	1576	0,40	633	28,3
<b>E</b>	1842	0,56	1036	46,3
<b>Région floristique</b>				
Iles septentrionales de la Béringie	5	0,41	2	0,1
Béringie, Alaska	295	0,57	169	7,5
Nord Alaska	215	0,57	124	5,5
Canada central	992	0,36	355	15,9
Hudson occidental	733	0,35	256	11,5
Baffin - Labrador	533	0,27	145	6,5
Ellesmere - nord Groenland	399	0,10	40	1,8
Nord-Ouest Groenland	37	0,16	6	0,3
Sud-Ouest Groenland	35	0,28	10	0,4
Central-Ouest Groenland	43	0,32	14	0,6
Sud Groenland	22	0,24	5	0,2
Sud-Est Groenland	48	0,08	4	0,2
Central-Est Groenland	90	0,12	11	0,5
Nord-Est Groenland	44	0,11	5	0,2
Nord Islande - Jan Mayen	7	0,51	4	0,2
N. Fennoscandie	3	0,48	1	0,1
Svalbard – Terre F.J.	76	0,11	8	0,4
Kanin - Pechora	161	0,63	102	4,6
Oural polaire-Nouvelle Zemble	126	0,31	39	1,7
Yamal - Gydan	296	0,51	150	6,7
Taimyr	474	0,47	223	10,0
Anabar - Olenyek	139	0,61	85	3,8
Kharaulakh	16	0,53	8	0,4
Yana - Kolyma	244	0,53	130	5,8
Ouest Chukotka	181	0,51	92	4,1
Est Chukotka	117	0,43	50	2,3
Sud Chukotka	97	0,63	61	2,7
Ile Wrangel	8	0,08	1	0

Table 5.2 : Biomasse de la partie aérienne des plantes en différentes parties de l'Arctique

## DISTRIBUTION DE LA VÉGÉTATION ET DE LA BIOMASSE EN ARCTIQUE

L'apport de l'imagerie satellitaire a été décisif pour comprendre la répartition de la végétation. Les données de terrain sont disponibles à partir de sites relativement peu nombreux en raison des conditions d'accès difficiles. Les routes en Arctique sont rares, si bien qu'il n'est pas possible d'accéder à la plupart des aires d'étude sans avion, hélicoptère ou bateau. De surcroît, la saison végétative est courte, les étés sont froids et les conditions de travail à grande distance, ainsi que la présence d'animaux sauvages, nécessitent des précautions supplémentaires pour assurer la sécurité des chercheurs. Tous ces facteurs expliquent pourquoi le travail de terrain en Arctique coûte très cher.

Pour pallier le manque de données de terrain, les chercheurs se sont appuyés sur la télédétection, qui inclut photographies aériennes et images satellites (Raynolds et *al.*, 2012). L'imagerie satellitaire propose une large gamme d'échelles spatiales, à partir des données à faible résolution appropriées aux analyses circumpolaires (par exemple les données AHVRR), jusqu'aux données à très grande échelle, à moins d'un mètre de résolution, acquises sur demande (par exemple, Geo-Eye). La figure 5.5, qui représente la distribution de la biomasse sur la zone circumpolaire, a été établie par comparaison entre des données de biomasse recueillies sur le terrain et un indice de végétation (NDVI) calculé à partir des images captées par le satellite. Comme attendu, la carte montre que ce sont les régions les plus septentrionales qui présentent la biomasse la plus réduite. Les chaînes de montagnes, telles que la chaîne de Brooks en Alaska et le massif montagneux de Byrranga au Taïmyr, se distinguent des basses terres qui leur sont contiguës par leurs faibles valeurs de biomasse. Des secteurs particulièrement productifs apparaissent en Sibérie occidentale, en Tchoukotka orientale et à l'embouchure de la rivière Mackenzie, au nord-ouest du Canada.

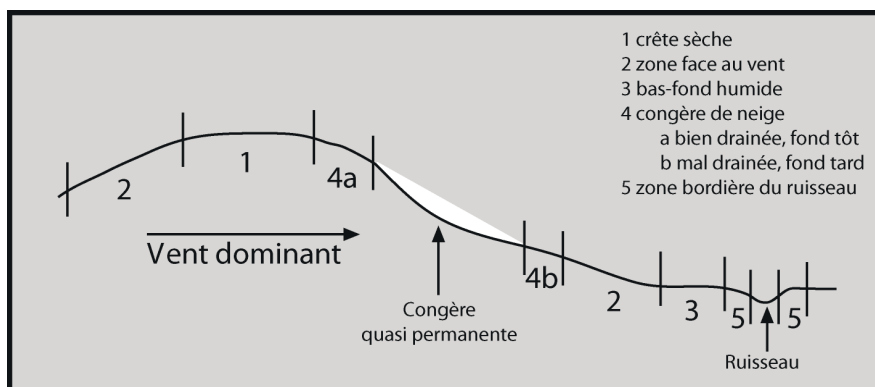


Figure 5.6 : Secteurs présentant des communautés végétales caractéristiques le long d'une séquence topographique théorique [CAVM TEAM, 2003].

Le Canada et la Russie rassemblent la plus grande partie de la biomasse végétale (table 5.2). Le Groenland, quoique doté d'une surface bien plus grande que l'Arctique russe, présente une biomasse relativement réduite en raison de l'immense calotte glaciaire qui en occupe le centre. La sous-zone E accumule près de la moitié de la biomasse, en partie parce qu'elle couvre de vastes espaces, mais aussi à cause de la grande quantité de végétation qui y pousse ( $> 0,5 \text{ kg/m}^2$ ). La comparaison des différentes régions floristiques montre que la répartition de la biomasse végétale varie d'environ  $0,1 \text{ kg/m}^2$  sur l'île d'Ellesmere au nord du Groenland et en terre François Joseph au Svalbard, à plus de  $0,6 \text{ kg/m}^2$  dans la région de Kanin-Pechora en Sibérie occidentale (Russie).



## VARIATION À GRANDE ÉCHELLE DES COMMUNAUTÉS VÉGÉTALES

Le biome arctique, comme beaucoup d'autres, comporte des communautés végétales caractéristiques qui se développent dans des contextes particuliers, tels que les crêtes, les parties aval des congères de neige, les pentes et le long des rivières (fig. 5.6). Dans le bioclimat de la sous-zone E, ces communautés sont bien différenciées. Par exemple, la végétation zonale du versant nord de l'Alaska, commune partout en Béringie, associe les touffes de carex à l'arbuste nain (Walker et al., 1994). Elle est caractérisée par des cypéracées (carex, linaigrettes) qui, conservant leurs feuilles mortes année après année, forment des touffes de tourbe d'un diamètre généralement compris entre 0,5 et 0,8 m et d'environ 0,5 m de hauteur (*Eriophorum vaginatum*, *Sphagno-Eriophoretum vaginati*). La forme de croissance en touffe exhausse les roseaux au-dessus du sol froid et saturé en eau où ils trouvent de bonnes conditions thermiques, notamment au début de l'été. Les touffes procurent également aux plantes une exposition plus favorable à la lumière rasante du soleil polaire. Saules, bouleaux nains et éricacées (myrtilles, rhododendrons, bruyères) poussent aussi sur les buttes. La hauteur des arbustes qui poussent sur les touffes dépend des températures estivales, du drainage et de l'épaisseur de la neige accumulée au cours de l'hiver. Sur les versants orientés au sud et les mieux drainés, les arbustes dépassent les touffes. Entre les touffes, le terrain, à l'ombre, est principalement couvert de mousse, avec des sols froids qui dégèlent superficiellement en été. Ce type de végétation est très difficile à traverser et nécessite que l'on doive choisir de marcher soit entre les buttes ou sur leurs sommets instables. Cependant, contrairement à l'homme, les caribous se déplacent avec facilité au travers de ces paysages tourmentés.

Dans les communautés bioclimatiques appartenant à la sous-zone E, les petits arbrisseaux sont communs le long des thalwegs drainés griffant les pentes des collines, tandis que des arbustes de petite à grande taille se développent plutôt sur les terrasses fluviales. Les communautés riveraines des saules sont contrôlées par la combinaison des conditions édaphiques et par le « régime de perturbation<sup>1</sup> » (Schickhoff, 2002). Les saules denses de 1 à 2 m de haut (principalement *Salix alaxensis*, *Epilobio-Salicetum alaxensis*) succèdent aux communautés herbacées dicotylédones pionnières sur les bancs de gravier et les plaines inondables. Sur les terrasses fluviales plus élevées et plus stables, une épaisse couche de mousse se développe qui isole le sol en le maintenant saturé. Les sols les plus froids et les plus humides limitent la croissance des arbustes, favorisant les petits saules (*Salix richardsonii* et *Salix glauca*, *Anemo-Salicetum richardsonii*).

Dans les parties les plus chaudes de l'Arctique, les congères de neige sont caractérisées par des arbustes rampants et par des plantes herbacées qui tolèrent de très courtes saisons végétatives. Différentes communautés se forment sur les portions des congères qui fondent en premier : on y trouve *Cassiope tetragona* ainsi que d'autres arbustes nains à feuilles persistantes et les lichens. Les parties des congères déneigées tard dans la saison estivale ont des sols saturés en eau tout au long de la saison végétative et présentent une flore beaucoup plus limitée, dominée par les saules rampants (*Salix rotundifolia*) (Walker et al., 1994).

Les communautés rencontrées sur les crêtes et les aires alpines varient en fonction de la pente et de l'orientation des versants et aussi selon le type de roche, acide ou basique (Cooper, 1986). Les zones à substrat rocheux acide sont caractérisées par des arbustes nains rampants tandis que la végétation est généralement plus clairsemée là où les roches sont basiques. Ces dernières se dissolvant plus facilement, elles ne forment pas un sol bien développé, laissant souvent affleurer le substrat rocheux. Les plantes herbacées en coussins colorés et d'autres plantes relativement rares se rencontrent dans ces zones de substrat basique.

<sup>1</sup> En écologie, un « régime de perturbation » s'applique à la description sommaire d'un type de perturbations répétées et affectant un paysage pendant une période de temps donnée. Les « régimes de perturbation » sont généralement décrits à l'aide de données empiriques et de résumés statistiques.

Dans la sous-zone bioclimatique D du versant nord de l'Alaska, la végétation zonale est composée de carex et d'arbustes (*Dryado integrifoliae-Caricetum bigelowii* (Walker et al., 1994)), souvent structurés sous la forme de petits cercles cryoturbés. La végétation entre les cercles est généralement constituée d'une vaste couverture de mousses (par exemple *Hycolomium splendens*) (Kade et al., 2005). Le centre des cercles cryoturbés est souvent nu tandis que les lichens et les mousses poussent sur les bords. Lorsqu'elle existe, la végétation croissant entre les cercles présente une communauté floristique dominée par *Dryas integrifolia-Carex rupestris* (Vonlanthen et al., 2008). Les types de végétation sont similaires à ceux de la sous-zone D, avec une végétation moins continue entre des cercles moins végétalisés (Raynolds et al., 2008 ; 2006).

Dans les sous-zones bioclimatiques B et A, il existe peu de variation dans les communautés végétales, en partie parce qu'il y a très peu d'espèces qui peuvent tolérer les conditions climatiques extrêmes (table 5.1). La végétation zonale de la sous-zone A est une communauté dominée par *Puccinellia angustata-Papaver radicum* avec quelques rares plantes vasculaires dispersées (Vonlanthen et al., 2008). Une communauté composée de plantes non vasculaires plus denses est commune dans les petites fissures (*Saxifraga-Parmelia omphalodes ssp. glacialis* (Vonlanthen et al., 2008)). Les zones les plus densément végétalisées se situent le long des bas-fonds bien drainés et en dessous des plaques de neige où l'humidité permanente autorise le développement de tapis de mousse parfois étonnamment épais (> 30 cm).



Figure 5.7 : Sols structurés dans la sous-zone C, Howe Island, versant nord, Alaska ; vue aérienne oblique.

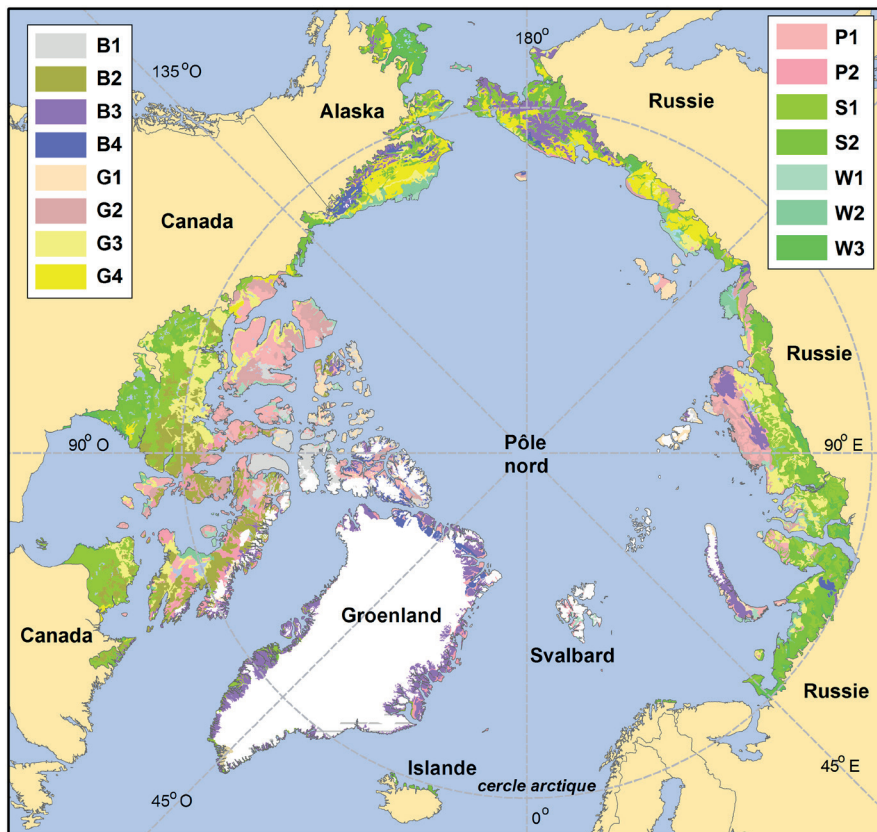


Figure 5.8 : carte des communautés floristiques de l'Arctique.

B1 = cryptogames, herbacées en coussin sur sol nu ; B2 = cryptogames sur sol nu ; B3 = complexe végétal des aires montagneuses acides ; B4 = complexe végétal des aires montagneuses carbonatées ; G1 = joncs /herbe, toundra à cryptogames ; G2 = graminées, arbustes nains, toundra herbacée ; G3 = carex non structurés en touffe, arbustes nains, toundra à mousses ; G4 = carex structuré en touffe, arbustes nains, toundra à mousses ; P1 = arbustes nains rampants, toundra herbacée ; P2 = toundra à arbustes nains rampants/semi redressés ; S1 = toundra à arbustes nains redressés ; S2 = toundra arbustive basse ; W1 = carex/herbes, milieux humides à mousses ; W2 = carex, milieux humides à mousses et arbustes nains ; W3 = carex, mousses, végétation arbustive basse des milieux humides.

## VARIATION SPATIALE À GRANDE ÉCHELLE ET SOLS STRUCTURÉS

L'une des caractéristiques les plus frappantes de l'Arctique est la structuration de la surface du sol selon des formes telles que cercles, lignes ou polygones. La formation de tels motifs est le résultat de l'interaction de la végétation, du sol, de l'humidité et du gel. Les structures peuvent se développer dans des zones sans pergélisol, mais elles sont les plus fréquentes et les mieux développées dans le Haut-Arctique en raison de la rareté de végétation. Elles sont composées de cercles ou de polygones réguliers dans les zones plates de la végétation et sont allongées sur des pentes légères, formant souvent des bandes orientées du haut en bas des versants. Les sols structurés peuvent être dits « classés » ou « non classés » selon l'importance avec laquelle les particules et les roches de tailles variées sont triées. Les secteurs où les sols sont homogènes ne présentent pas de formes structurées. Le tri dans les sols hétérogènes déplace le matériau le plus grossier vers les bords, laissant la matière la plus fine au centre.

Les polygones sont des formes présentant des limites linéaires et séparées les unes des autres par des fissures de retrait. Les grands polygones (10-30 m de diamètre) sont le résultat de la contraction à très basse température des sols gelés, ce qui génère des fissures (Lachenbruch, 1962). Ces dernières pénètrent profondément dans le pergélisol dans les zones de sols de loess saturés en eau. Les fissures se remplissent d'eau de fonte chaque année, s'ajoutant à la glace existante pour former de grands coins de glace. Ces polygones sont fréquents dans les zones humides de l'Arctique, et peuvent même être observés sous l'eau au fond des lacs.

Les structures à plus petite échelle (0,1 à 2 m) sont communes dans les zones humides et sèches (Raynolds et al., 2005). Les sols les plus structurés se rencontrent dans la sous-zone A, où les affleurements de roche mère constituent les seules parties sans formes structurées. Les petits polygones non classés (10-30 cm de diamètre), générés par des fissures de contraction y sont fréquents ; les plantes sont confinées dans les étroites fissures, entre les polygones, tandis que les sommets sont dénudés. Dans la sous-zone B, des tapis bien développés de mousses, de lichens et de petites plantes vasculaires nichent dans les fissures entre les polygones. Dans la sous-zone C, de petits polygones non triés sont agrégés en polygones de taille moyenne non triés (1 à 2 m de diamètre) et les zones inter-polygones présentent une communauté végétale bien développée (fig. 5.7). Dans la sous-zone D, les caractéristiques relatives aux sols structurés les plus remarquables sont les cercles non classés d'environ 1,5 m de diamètre, moins végétalisés que les zones environnantes. Les variations de la végétation dans la sous-zone E peuvent être mises en relation avec la présence sous-jacente de cercles non classés incluant tout à la fois de petites zones nues (diamètre <15 cm) entre les touffes, des zones riches en lichens et des buttes de taille moyenne dominées par les éricacées et les lichens.

Dans nord, les sols structurés sont tout particulièrement dominés par les interactions physiques entre la température, le sol et l'humidité. Les plantes sont confinées dans des zones relativement protégées où ces forces génèrent des conditions stables. Dans les parties méridionales de l'Arctique, les activités biologiques sont beaucoup plus importantes et la végétation recouvre et masque la plupart des sols structurés. Une épaisse couche de mousse isole souvent le sol du réchauffement estival. Près de la limite des arbres, cet effet est assez puissant pour que la profondeur atteinte par la couche dégelée chaque année puisse être moindre qu'elle n'est dans la plupart des parties les plus septentrionales de l'Arctique (Raynolds et al., 2009). La couche affectée par le dégel superficiel annuel reposant sur le pergélisol permet la formation de sols saturés, ce qui favorise la croissance de mousses adaptées aux sites engorgés telles que *Sphagnum spp.* Ces mousses acidifient les sols, créant une communauté auto-entretenu composée d'espèces végétales rares acclimatées à ces conditions (Walker et al., 2003).

Au centre de l'Arctique, les interactions physiques entre le climat et le sol et les interactions biologiques se compensent pour créer un contraste maximum entre les parties végétalisées et parties non végétalisées des sols structurés (fig. 5.6). Les centres dévégétalisés des cercles gèlent plus tôt à l'automne, aspirant l'eau des zones environnantes et créant des monticules congelés qui, en hiver, ont une couverture de neige minimale, voire inexistante. Ils sont aussi plus sensibles aux cycles gel-dégel du printemps et de l'automne. En conséquence, la végétation se développe mal au centre des cercles. Les zones les plus stables autour des cercles forment des tapis de végétation continus qui isolent le sol et augmentent la teneur en matière organique. En été, l'excès de glace fond et les monticules s'aplatissent. Un contraste s'établit entre, d'une part, les sols organiques froids caractérisés par une faible profondeur de dégel annuel et, d'autre part, les sols minéraux plus chauds qui les entourent. Les petits animaux (invertébrés et les oiseaux) profitent de ces contrastes en utilisant chacun de ces sites pour leurs propres besoins.

## CONCLUSION

Les communautés végétales peuvent être considérées comme des indicateurs des conditions environnementales dans lesquelles elles se développent. Elles intègrent les effets du climat, les sols, l'histoire glaciaire, pour élaborer la distribution de communautés variées (fig. 5.8). Les points communs à l'ensemble des terres situées autour du pôle nous permettent de comprendre certains effets limitatifs des climats rigoureux. A l'inverse, les contrastes qui apparaissent d'un lieu à l'autre mettent en évidence les effets des différentes caractéristiques géographiques et historiques régionales. Ensemble, ressemblances et dissimilitudes nous donnent une image des conditions réelles auxquelles doivent répondre les différentes parties de ce biome fascinant qui a survécu à de nombreux changements dans le passé et continuera à se modifier en réponse aux influences naturelles et anthropiques.

## REMERCIEMENTS

My thanks to Daniel Joly for conceiving of this volume, seeing it through to completion, and translating my contribution. My thanks also to colleagues from many countries and disciplines, especially D. A. (Skip) Walker, who have taught me so much about the Arctic.

## BIBLIOGRAPHIE

ALEXANDROVA V.D., *The Arctic and Antarctic: their division into geobotanical areas*, Cambridge University Press, Cambridge, 1980.

ALSOS I.G., EIDSEN P.B., EHRICH D., SKREDE I., WESTERGAARD K., JAKOBSEN G., LANDVIK J.Y., TABERLET P. et BROCHMANN C., « Frequent long-distance plant colonization in the changing Arctic », *Science*, n°316, 2007, p.1606-1609.

BLISS, L.C., « Arctic ecosystems of North America », dans WIELGOLASKI F.E., *Polar and Alpine Tundra*, 1997, p.551-683.

BLISS, L.C., HEAL O.W. et MOORE J.J., (eds.), *Tundra Ecosystems: a Comparative Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 1980.

BROCHMANN C., GABRIELSEN T.M., NORDAL I., LANDVIK J.Y. et EELVEN R., « Glacial survival or tabula rasa? The history of North Atlantic biota revisited », *Taxon*, n°52, 2007, p.417-450.

CAVM TEAM, *Circumpolar Arctic Vegetation Map*, scale 1:7 500 000, dans *Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF)*, Map n°1, U.S. Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska, 2003.

CHERNOV Y.I. et MATVEYAVA N.V., « Arctic ecosystems in Russia », dans WIELGOLASKI F.E., *Elsevier*, Amsterdam, *Polar and alpine tundra*, 1997, p.361-507.

COOPER D. J., « Arctic-alpine tundra vegetation of the Arrigetch Creek Valley, Brooks Range, Alaska », *Phytocoenologia*, n°14, 1986, p.467-555.

EDLUND S. A., « Bioclimatic zones in the Canadian Arctic Archipelago », dans HARRINGTON C.R. *Canada's missing dimension - science and history in the Canadian Arctic Islands*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, 1990, p.421-441.

ELVEBAKK A., EELVEN R. et RAZZHIVIN V.Y., « Delimitation, zonal and sectorial subdivision of the Arctic for the Panarctic Flora Project », dans NORDAL I. et RAZZHIVIN V.Y., *The Species Concept in the High North - A Panarctic Flora Initiative*, The Norwegian Academy of Science and letters, Oslo, 1999, p.375-386.

HODKINSON, I.D., COULSON, S.J. et WEBB, N.R., « Community assembly along proglacial chronosequences in the high Arctic: vegetation and soil development in north-west Svalbard », *Journal of Ecology*, n°91, 2003, p.651-663.

KADE, A.N., WALKER, D.A. et RAYNOLDS, M.K., « Plant communities and soils in cryoturbated tundra along a climate gradient in the Low Arctic, Alaska », *Phytocoenologia*, n°35, 2005, p.761-820.

LACHENBRUCH A.H., « Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost? » *Special GSA Papers*, n°70, 1962, p.1-69.

LOVE A. et LOVE D., « Origin and evolution of the arctic and alpine floras », dans IVES, J.D., BARRY, R.G., *Arctic and Alpine Environments*, Methuen, London, 1974, p.571-603.

LOZHKIN A.V., ANDERSON P. M. MATROSOVA, T.V. et MINYUK P.S., « The pollen record from El'gygytgyn Lake: implications for vegetation and climate histories of northern Chukotka since the late middle Pleistocene », *Journal of Paleolimnology*, n°37, 2007, p.135-153.

MARINCOVITH L. et GLADENKOV A.Y., « New evidence for the age of Bering Strait », *Quaternary Science Reviews*, n°20, 2001, p.329-335.

MATVEYEVA N.V., *Zonation in arctic vegetation cover*, Proceedings of the Komarov Botanical Institute, Issue 21, Russian Academy of Sciences (in Russian), St. Petersburg, 1998.

MOREAU M., LAFFLY D. et BROSSARD T., « Recent spatial development of Svalbard strandflat vegetation over a period of 31 years » », *Polar Research*, n°28, 2009, p.364-375.

RAYNOLDS M.K., WALKER D.A. et MAIER H.A., « Plant community-level mapping of arctic Alaska based on the Circumpolar Arctic Vegetation Map », *Phytocoenologia*, n°35, 2005, p.821-848.

RAYNOLDS M.K., WALKER D.A. et MAIER H.A., « NDVI patterns and phytomass distribution in the circumpolar Arctic », *Remote Sensing of Environment*, n°102, 2006, p.271-281.

RAYNOLDS M.K., WALKER D.A., MUNGER C. A., VONLANTHEN C. M. et Kade A.N., « A map analysis of patterned-ground along a North American Arctic transect », *Journal of Geophysical Research*, n°113, 2008, p.1-18, doi:10.1029/2007JG000512.

RAYNOLDS M.K. et WALKER D.A., « The effects of deglaciation on circumpolar distribution of arctic vegetation », *Canadian Journal of Remote Sensing*, n°35, 2009, p.118-129.

RAYNOLDS M.K., WALKER D.A., EPSTEIN, H. E., PINZON, J. E. et TUCKER, C. J., « A new estimate of tundra-biome phytomass from trans-Arctic field data and AVHRR NDVI », *Remote Sensing Letters*, vol.3 (n°5), 2012, p.403-411.

RUDDIMAN W.F., *Earth's Climate, Past and Future*, W. H. Freeman, New York, 2001.

SCHICKHOFF U., WALKER M.D., WALKER D.A., « Riparian willow communities on the Arctic Slope of Alaska and their environmental relationships: A classification and ordination analysis », *Phytocoenologia*, n°32, 2002, p.145-204.

WWW SREBRYANNY L.R. et TISHKOV A.A., « Quaternary environmental changes and ecosystems of the European Arctic », dans *Global Change and Arctic Terrestrial Ecosystems* (eds. OECHEL W.C., CALLAGHAN T., GILMANOV T., HOLTEN J.I., MAXWELL B., MOLAU U., SVEINGJORNSSON B.), Springer-Verlag, New York, 1997, p.47-62.

SOCHAVA V.B., « Botaniko-geograficheskie podzony v zapadnykh tundrakh Yakutii » (« Les sous-zones botaniques-geographiques de la toundra de Yakutia ouest »), *Botanicheskii Journal*, n°19, 1934.

VONLANTHEN C.M., WALKER D.A., RAYNOLDS M.K., KADE A.N., KUSS H.P., DANIELS F.J.A., et MATVEYEVA N.V., 2008, « Patterned-ground plant communities along a bioclimate gradient in the High Arctic », *Canada, Phytocoenologia*, n°38, 2008, p.23-63.

WALKER D.A., « Hierarchical subdivision of arctic tundra based on vegetation response to climate, parent material, and topography », *Global Change Biology*, n°6, 2000, p.19-34.

WALKER D.A., JIA G.J., EPSTEIN H.E., RAYNOLDS M.K., CHAPIN F.S.I., COPASS C., HINZMAN L.D., KNUDSON J.A., MAIER H.A., MICHAELSON G.J., NELSON F.E., PING C.L., ROMANOVSKY V.E. et SHIKLOMANOV N., « Vegetation-soil-thaw-depth relationships along a low-arctic bioclimate gradient, Alaska: synthesis of information from the ATLAS studies », *Permafrost and Periglacial Processes*, n°14, 2003, p.103-123.

WALKER D.A., RAYNOLDS M.K., DANIELS F.J.A., EINARSSON E., ELVEBAKK A. GOULD W.A., KATENIN A.E., KHOLOD S.S., MARKON C.J., MELNIKOV E.S., MOSKALENKO N.G., TALBOT S.S., URTSEV B.A. et CAVM TEAM, 2005, « The Circumpolar Arctic Vegetation Map », *Journal of Vegetation Science*, n°16, 2005, p.267-282.

WALKER M.D., WALKER D.A. et Auerbach N.A., 1994, « Plant communities of a tussock tundra landscape in the Brooks Range Foothills », *Alaska, Journal of Vegetation Science*, n°5, 1994, p.843-866.

YOUNG S.B., « The vascular flora of St. Lawrence Island with special reference to floristic zonation in the Arctic Regions », *Contributions from the Gray Herbarium*, n°201, 1971, p.11-115.

YURTSEV B.A., 1994, « Floristic divisions of the Arctic », *Journal of Vegetation Science*, n°5, 1994, p.765-776.

YURTSEV B.A., 2004, « Some problems in the botanical-geographic division of the Northeastern Asia », *Botanicheskii Journal*, n°89, 2004, p.908-923.

## CHAPITRE 6

### DISTRIBUTION DE LA VÉGÉTATION AU SVALBARD

Daniel Joly<sup>a</sup>, Geir Arnesen<sup>b</sup>, Lennart Nilsen<sup>c</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR6049 ThéMA, Université de Franche-Comté, Besançon

<sup>b</sup> Ecofact Nord AS, Tromsø, Norvège

<sup>c</sup> Department of Arctic and Marine Biology, University of Tromsø, Norvège

Dans le chapitre précédent, Martha Raynolds a montré quelles sont les contraintes physiques auxquelles doivent faire face les plantes en Arctique. A petite échelle, c'est la disponibilité en énergie dont dépendent ces dernières pour assurer leur cycle végétatif qui explique l'allure concentrique des zones bioclimatiques. Depuis le cœur de l'Arctique où les plantes sont réduites à quelques éléments minuscules, la densité du couvert végétatif et sa taille augmentent à mesure que des espaces plus méridionaux sont atteints en relation avec la température et le rayonnement solaire qui augmentent. Mais, comme Martha le note : « La variabilité de la végétation se produit tout au long de la chaîne des plus petites aux plus grandes échelles ». Ainsi, au Svalbard, des variations sont également visibles car le climat n'y est pas homogène. Pourtant, si, sur la figure 5.1 de Martha Raynolds, il apparaît uniformément en sous-zone bioclimatique A, c'est que l'échelle de représentation est mal adaptée à la taille de l'Archipel. Aussi un zoom doit-il être appliqué pour expliquer et décrire la complexité et la variété de la végétation qu'on y rencontre. Il s'agit plus précisément d'apporter une meilleure connaissance de la distribution des espèces végétales dans un objectif de préservation du patrimoine naturel à échelle locale et non plus zonale. Il s'agit aussi de décrypter les mécanismes spatiaux qui président à la répartition des plantes. Cet aspect mettra en œuvre des techniques statistiques pour quantifier l'influence des facteurs écologiques favorables aux différentes espèces étudiées.

Les botanistes et naturalistes entre autres utilisent fréquemment des modèles prédictifs pour estimer la distribution potentielle des plantes et des animaux (Loiselle et al., 2003), pour déterminer la localisation de plantes en voie d'extinction (Ortega-Huerta et Peterson 2004), pour calculer les probabilités d'invasion d'un organisme (Peterson et Robins 2003; Thuiller et al., 2005), ou encore pour évaluer l'impact du changement climatique sur la distribution des espèces (Beaumont, Hughes et Poulsen 2005; Thuiller, Lavorel et Araújo 2005). Cette étude de la répartition des plantes au Svalbard est fondée sur deux principes :

- les ressources naturelles disponibles sont mises à profit par les plantes pour s'implanter et se développer,
- la présence d'une espèce à un endroit donné, surtout si la densité de ses représentants est élevée, prouve qu'elle trouve là des conditions favorables à son épanouissement.

Mais l'absence d'une plante d'un autre lieu ne prouve pas que les conditions qui y règnent lui sont défavorables : il peut se produire que, sous l'action d'un changement des conditions locales, la plante n'ait pas eu le temps nécessaire à son implantation. Il se peut aussi qu'elle en soit évincée sous la pression d'autres plantes plus adaptées qu'elle pour occuper l'espace considéré. Une présence n'a donc pas tout à fait le même sens qu'une absence. C'est sur le concept de niche écologique que notre étude sera fondée. Il s'agira pour nous, au



travers de l'abondance des plantes observées en un lieu, de décrypter l'ensemble des facteurs constituant le milieu qui permettent à une espèce de vivre et de se reproduire (Odum et Odum, 1959). Nous nous attacherons plus précisément à décrire les aires de distribution géographique à l'intérieur desquelles les populations de chaque espèce se répartissent.

Pour ce faire, nous nous appuierons sur des observations botaniques effectuées en 350 sites échantillonnant le territoire et l'ensemble des potentialités qu'il offre. Toutefois, compte tenu des contraintes particulières qui ont présidé à leur obtention, ces observations elles-mêmes conduisent à des ambiguïtés. Dans la mesure où le territoire n'est pas exhaustivement échantillonné, la connaissance de la présence et de l'abondance des plantes n'est pas connue partout : ces lacunes dans l'observation seront comblées par la modélisation statistique. Les méthodes auxquelles nous aurons recours pour y parvenir sont basées sur la statistique de la corrélation linéaire (Foucart, 2006). Pour ce faire, l'abondance des plantes sera considérée comme la variable à expliquer, tandis que des données relatives à l'environnement topographique, à la température, à la chimie du sol et à l'occupation du sol, archivées dans un système d'information géographique, seront considérées comme les variables explicatives. Des régressions linéaires simples permettront d'identifier les variables les plus significatives de la distribution des plantes ; elles seront suivies de régressions multiples puis d'un krigeage pour reconstituer les champs continus des variables à expliquer. Ces modèles autoriseront des estimations de l'abondance des espèces, bien que le degré des relations causales entre la distribution des plantes et les prédicteurs statistiques ne soit pas toujours facilement identifiable. Enfin, une synthèse des résultats sera conduite en vue de délimiter les grandes aires bioclimatiques classées en sous-zones desquelles une information d'ordre thermique pourra être tirée car chaque sous-zone, en fonction du cortège floristique qui s'y développe, correspond à une fourchette de températures bien circonscrite (Elvebakk, 2005).

## LE SVALBARD

Le Svalbard est un archipel norvégien situé à 1000 km du Pôle Nord, au contact entre la Mer de Barents et l'Océan Glacial Arctique. Il est composé de trois îles principales : à l'est et au nord Edgeøya, Nordaustlandet et, à l'ouest, le Spitsbergen (fig. 6.1). Au total, il couvre une surface légèrement supérieure à 63 000 km<sup>2</sup> tandis que le Spitsberg, l'île principale, s'étend sur environ 38 000 km<sup>2</sup>. Le climat est de type polaire océanique avec un été frais et humide (Aune, 1993). L'hiver, d'ordinaire glacial, est plus contrasté. Il se caractérise par des alternances, entre des périodes de temps anticyclonique calme et froid (-25, -30°C) et des blizzards, au cours desquelles la neige s'amoncelle en congères. D'un type de temps à l'autre, la température peut gagner 25°C et s'élever aux environs de 0°C (de la pluie est toujours possible même au cœur de l'hiver (voir chapitre 1). La période végétative varie selon l'altitude. Au niveau de la mer, elle commence avec la disparition de la neige au cours de la première moitié de juin pour se terminer vers la mi-août. La végétation ne pousse plus au-dessus de 500 m d'altitude. Précisons enfin que la côte ouest de l'archipel bénéficie de l'ultime influence tempérée de la dérive nord-atlantique tandis que la côte est est baignée par un courant froid. Cette opposition est perceptible dans les paysages plus englacés à l'est qu'à l'ouest.

L'archipel fournit des conditions écologiques variées. Les parties internes, par exemple, sont disséquées par de nombreux fjords et sont entourées d'un liseré plus ou moins large de terres à basse altitude (le strandflat). Elles sont protégées de l'influence directe de l'océan et présentent ainsi des précipitations peu volumineuses (moins de 300 mm) et de longues séquences de ciel dégagé. À l'inverse, les côtes ouest sont fraîches (5 à 6°C), humides et ventées ; celles de l'est sont plus froides (1 à 4°C). Le Svalbard juxtapose une considérable variété de roches, des plus acides (quartzites, granites) aux plus alcalines (calcaires, évaporites), produisant des sols contrastés quant à leur PH. Des formations sédimentaires étendues composées de schistes produisent des substrats aux propriétés intermédiaires.



Figure 6.1 : Le Svalbard.

## RELIER L'ABONDANCE DES PLANTES AUX FACTEURS DE L'ENVIRONNEMENT

### OBSERVATIONS BOTANIQUES

Les observations botaniques nécessitent des missions sur le terrain longues, coûteuses et répétées. Au final et compte tenu des conditions climatiques, il faut compter plusieurs années successives pour accumuler des données sur des espaces réduits. Aussi, étant donné la superficie de l'archipel, de telles observations ne peuvent pas couvrir l'ensemble du Svalbard. Cependant, de très nombreuses équipes de botanistes ont parcouru l'archipel depuis fort longtemps, accumulant une masse de données considérable. Ces données étant dispersées et le plus souvent non publiées, il a d'abord fallu les collecter. Au total, 350 sites ont été retenus qui échantillonnent convenablement la plupart des conditions écologiques du Svalbard, tant du point de vue de l'acidité des sols, de la température ou encore des précipitations. Des

observations normalisées concernant la fréquence sur des carrés de 0,5 km de côté disposés au sein d'espaces homogènes ont été conduites par les botanistes de l'Université de Tromsø. En complément, une grande quantité de données concernant la présence/absence des plantes a été exhumée des herbiers et registres floristiques archivés dans les musées et universités norvégiens.

Seules les plantes les plus fréquemment rencontrées ont été retenues. Ensuite, dans la mesure où les méthodes d'observation et d'échantillonnage ne sont pas identiques, il a fallu normaliser l'information. Une échelle d'abondance de 1 à 5 a finalement été adoptée :

- 1 : une seule occurrence de un ou plusieurs individus dans une aire de 10 m<sup>2</sup> ou moins,
- 2 : rare (un ou plusieurs individus dans 2 à 4 aires de 10 m<sup>2</sup> réparties à l'intérieur d'un espace d'au moins 200 m de long),
- 3 : végétation dispersée (nombreuses occurrences dans 5 aires ou plus de 10 m<sup>2</sup> réparties à l'intérieur d'un espace d'au moins 200 m de long),
- 4 : espèce commune ou sub-dominante couvrant 20 à 50% dans au moins 5 aires distinctes de 10 m<sup>2</sup> réparties à l'intérieur d'un espace d'au moins 200 m de long),
- 5 : espèce commune et dominante couvrant 50 à 100% dans au moins 5 aires distinctes de 10 m<sup>2</sup> réparties à l'intérieur d'un espace d'au moins 200 m de long).

Chacune des 85 espèces est regroupée en trois ensembles selon son exigence thermique. Ces ensembles précisent, spatialement les trois sous zones biogéographiques A, B et C (CAVM TEAM, 2003 ; chapitre précédent de Martha Reynolds). Les plantes qui appartiennent à la sous zone biogéographique A regroupent 45 espèces ; elles sont peu exigeantes puisqu'elles bouclent leur saison végétative dans des milieux où la température moyenne de juillet ne dépasse pas 3°C. Les plantes appartenant à la sous zone biogéographique B regroupent 29 espèces et exigent des températures légèrement plus élevées (3 à 5°C). Les plantes appartenant à la sous zone biogéographique C regroupent les 11 espèces qui exigent les conditions thermiques les plus favorables (moyenne du mois le plus chaud, juillet, comprise entre 5 et 7°C).

## **FACTEURS QUI EXPLIQUENT LA VARIABILITÉ DES PLANTES À L'ÉCHELLE DU SVALBARD**

Les facteurs de l'environnement qui jouent un rôle sur la variation spatiale des plantes sont nombreux et variés. Interviennent en premier lieu la température (en grande partie dépendante de l'altitude et des courants marins), et la nature des roches. D'autres variables ont elles aussi une influence sur la distribution spatiale des plantes : les caractères édaphiques des sols, notamment leur épaisseur, leur humidité, ou encore leur granulométrie, conditionnent fortement, à échelle fine, les cortèges floristiques (Walker, 2000). Or ce type d'information, déjà difficile à obtenir sur des espaces réduits, est hors d'atteinte sur l'ensemble du Svalbard. De manière analogue, beaucoup d'autres informations ne sont pas accessibles aujourd'hui avec les moyens dont nous disposons. Les variables que nous avons acquises peuvent être rangées en trois catégories : la topographie et l'occupation du sol, la chimie des sols et la température, synthèse de plusieurs variables environnementales.

### ***Topographie et occupation du sol***

L'information topographique provient du modèle numérique de terrain (MNT) fourni par le Norks PolarInstituttt au pas de 100 m. Par diverses procédures de calcul fondées sur l'algèbre cartographique et sur la trigonométrie, sont dérivées l'altitude et deux autres variables : l'ampleur des crêtes et profondeur des vallées (Joly et Brossard, 2007 ; Joly et al., 2012). L'occupation du sol captée par le satellite SPOT fournit matière à calculer une troisième donnée : un indice de biomasse (NDVI.)

### **Chimie des sols**

Le PH mesure l'acidité des sols. La végétation varie également en fonction du type de roche, acide ou basique (Cooper, 1986). On a supposé, parce qu'il n'y avait pas moyen de procéder autrement, qu'un substratum acide devait produire un sol acide ; et inversement pour les roches basiques. Or, même si, dans l'ensemble, c'est bien ce qui se passe, il n'y a pas absolue équivalence entre roche et sol. Le cas des moraines, transportées sur plusieurs dizaines de kilomètres et déposées au gré de l'avancement des glaciers, est démonstratif à cet égard. On pourrait également ajouter le cas des terrasses marines qui sont construites avec des matériaux apportés par les courants marins et redistribués localement par la dynamique de la mer. Une source d'erreur dans les résultats des modélisations pourra provenir de ce décalage entre roche sous-jacente et formations superficielles.

La couche d'information correspondant au PH a été acquise à partir de la carte géologique du Svalbard. L'image a été classée de manière à refléter l'acidité des roches selon quatre catégories. La capacité des roches à fournir des anions  $\text{CO}_3^-$  et  $\text{HCO}_3^-$  ainsi que leur résistance à la désagrégation chimique ont été prises en compte.

### **Somme estivale des températures**

La température est le facteur clé de la distribution des plantes. Certaines d'entre elles admettent des conditions froides pour croître, d'autres, au contraire, nécessitent des températures plus élevées, sur des durées parfois assez longues, pour achever leur cycle végétatif. Cette donnée sera perçue sous la forme d'une somme estivale de températures (SET) calculée en deux étapes. La première permet d'estimer SET selon trois facteurs locaux : l'altitude, la distance au fjord le plus proche et l'orientation des versants (Joly et al, 2010 ; Nilsen et al., 2013). Ce modèle est ensuite amélioré par la prise en compte de trois paramètres régionaux captés par télédétection : la température de surface de la mer, la température à la surface du sol et le nombre de jours sans neige.

## **INTERPOLATION DE L'ABONDANCE DES PLANTES**

La méthode de traitement des données qui a été mise en œuvre vise à un double objectif. Il s'agit d'abord d'identifier, parmi les quatre variables explicatives qui ont été archivées, celles qui ont le plus d'influence sur la distribution des plantes. Pour ce faire, chacune des 85 espèces de plantes (variable expliquée) est tour à tour corrélée aux quatre facteurs de l'environnement (variables explicatives). Les variables identifiées comme étant significatives (au seuil de 5%) sont sélectionnées puis combinées linéairement dans le cadre d'une régression multiple. Les résidus (écart local entre la valeur observée et la valeur d'estimation) qui sont calculés pour chacun des 350 sites d'observation par validation croisée (Fielding et Bell, 1997), sont krigés afin de tenir compte des variations locales du champ de la distribution des plantes (Matheron, 1963).

A la fin de la procédure, les paramètres de la régression et du krigeage, considérés comme des opérateurs cartographiques, sont appliqués en chaque pixel de l'aire d'étude, puis les résultats sont additionnés de manière à calculer une estimation d'abondance. Ce processus de modélisation est répété, pixel par pixel, jusqu'à ce que l'abondance soit calculée pour toute la zone d'étude à une résolution de 100 x 100 m. On répète l'ensemble de cette procédure pour chacune des espèces sélectionnées de sorte que, au final, nous obtenons les modèles cartographiques de l'abondance des 85 espèces.

## AIRE D'EXTENSION DES TROIS TYPES DE TOUNDRA

Les modèles cartographiques relatifs à l'abondance de chacune des 85 espèces sélectionnées ont été regroupés en trois ensembles selon leurs exigences thermiques. L'abondance de chaque groupe, obtenue en effectuant la moyenne de l'abondance des plantes qui constituent chacun d'eux, nous permet d'identifier l'aire d'extension des trois types de toundra.

### LOCALISATION DES TROIS TYPES DE TOUNDRA

Les plantes du groupe A colonisent tous les milieux du Svalbard (fig. 6.2) mais se localisent préférentiellement le long du Wijdefjorden et au nord de Nordaustlandet, là où elles trouvent des conditions thermiques propices à leur développement et où la concurrence avec les autres plantes est faible. Les plantes du groupe B désertent le nord pour se concentrer le

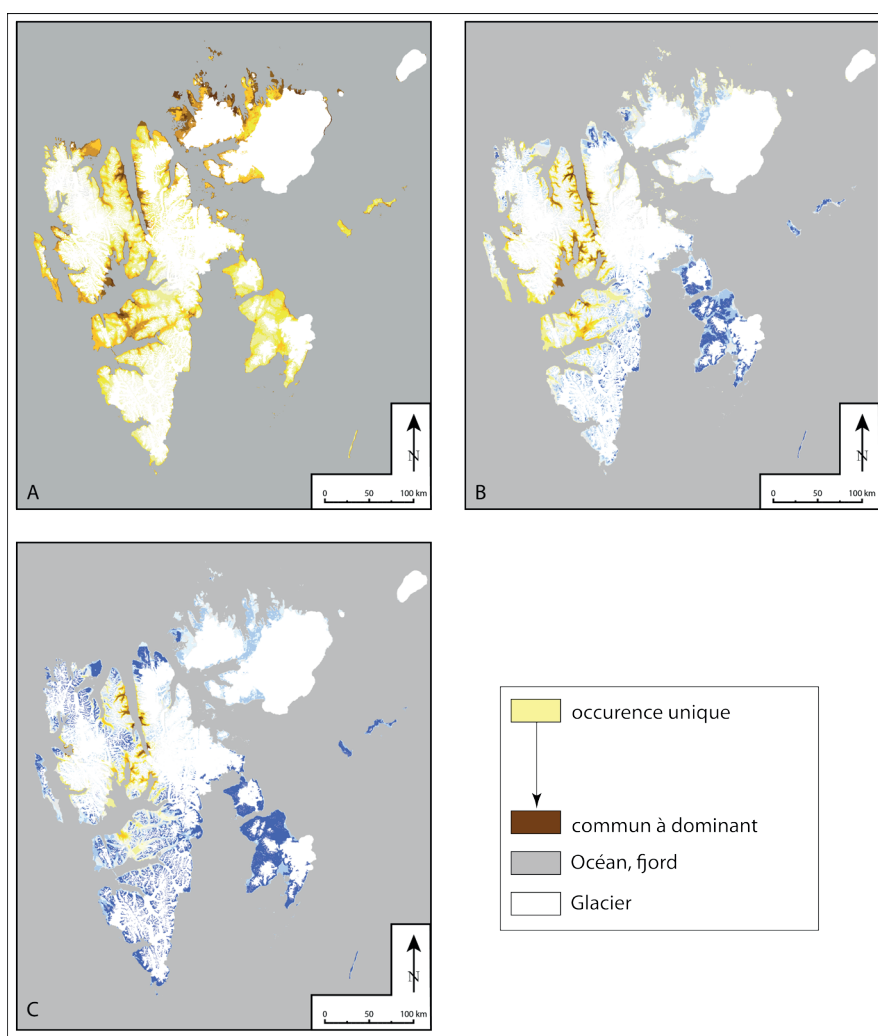


Figure 6.2 : Abondance moyenne des plantes appartenant aux sous zones biogéographiques A (toundra du Haut Arctique), B (toundra de l'Arctique septentrional) et C (toundra de l'Arctique moyen).

long des fjords du centre du Spitsbergen (Wijdefjorden, Isjorden). Enfin, les plantes du groupe C poursuivent l'élan de concentration amorcé avec le groupe précédent pour n'être vraiment présentes avec une abondance sensible qu'au cœur du Spitsbergen (Wijdefjorden et dans les fjords situés au fond de l'Isfjord (Ekmanfjorden, Billefjorden, Tempelfjorden).

### EXTENSION DE L'AIRE POTENTIELLE DES TROIS TYPES

L'extension de l'aire potentielle de chaque catégorie est obtenue sur la base du classement de tous les pixels de l'archipel. Ainsi, tel pixel appartiendra-t-il à la sous zone biogéographique C si l'abondance moyenne des plantes appartenant à cette catégorie y est supérieure à 1. Dans l'hypothèse contraire, le cortège floristique des plantes appartient à un type de toundra moins exigeant et, si l'abondance moyenne des plantes appartenant à la sous zone biogéographique B est supérieure à 1, alors le pixel rejoindra ce groupe. Sinon, les plantes

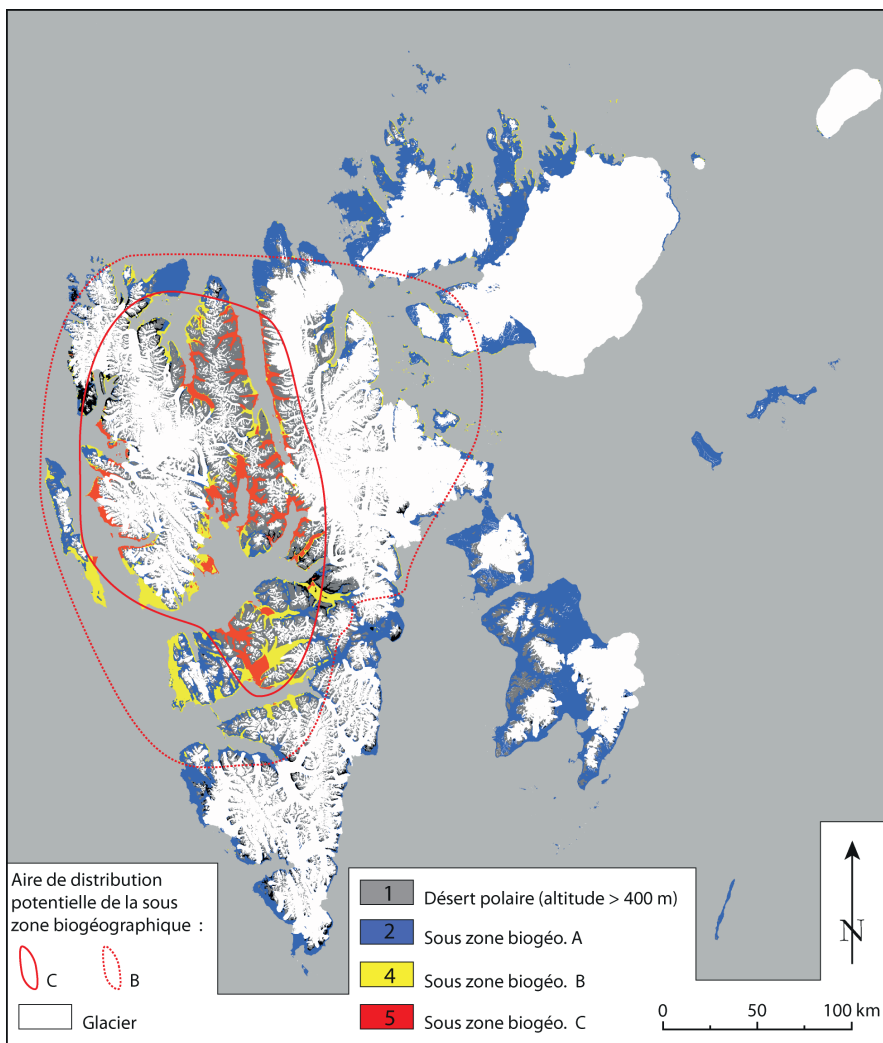


Figure 6.3 : Aire d'extension des trois types de toundra.

fortement ou moyennement exigeantes étant peu ou pas représentées, le pixel en question sera classé dans la sous zone biogéographique C.

L'extension de l'aire potentielle de la sous zone biogéographique C est confinée au cœur du Spitsberg : centrée sur les rives du Wijdejorden avec un prolongement vers les fjords situés au nord de l'Isfjorden, elle atteint quelques vallées du sud de l'Isfjord (Colesdalen, Adventdalen). La sous zone biogéographique B englobe la précédente de tous côtés : vers le sud, elle atteint la rive nord du Van Keulenfjorden, vers l'ouest, elle est présente sur Prinz Karls Forland. Au nord, son expansion se dirige surtout vers l'est où quelques sites de la côte nord-est sont concernés. La sous zone biogéographique A est surtout concentrée dans les territoires du nord (Nordaustlandet notamment), de l'est (côte est du Spitsbergen, Edjøya) et du sud (Sørkapp Land). Au final, seuls les espaces notés sur la figure 6.3 comme étant des « déserts polaires », localisés en altitude (au-dessus de 400 m), sont véritablement dépourvus de végétation. Notons à ce propos que certaines niches très protégées et bénéficiant d'une bonne alimentation en eau peuvent abriter des cryptogames et même certaines espèces de phanérogames jusqu'à 600 m d'altitude ; mais l'échelle de ce phénomène est largement plus grande que celle traitée dans ce travail.

## CONCLUSION

Modéliser la distribution des habitats des plantes est assujéti à l'identification des contraintes écologiques (facteurs exogènes) auxquelles ces dernières sont soumises. Selon leur tolérance et leurs aptitudes (facteurs endogènes) les plantes sont capables de s'adapter au milieu, et donc y sont présentes avec une abondance plus ou moins marquée, ou bien ne sont pas capables de s'adapter, et donc y sont absentes. Mais, dans tous les cas, la localisation d'une espèce à un endroit donné, surtout si son abondance est élevée, accrédite l'idée qu'elle y trouve des conditions propices, voire optimales, pour croître et se développer. Ces facteurs exogènes sont multiples et variés et jouent à des échelles multiples. La modélisation spatiale procède par simplification du « réel », mais l'identification des meilleures contraintes et leur prise en compte conduit à produire des modèles qui reflètent bien l'image de la réalité. Toute la question consiste ainsi à introduire dans la modélisation les « bons » facteurs. Alors que l'acquisition de certains d'entre eux n'est pas possible, il en va autrement pour d'autres qui peuvent être rangés puis traités dans un GIS sous forme de couches d'information. Par analyse statistique qui a consisté à corrélér ces dernières à l'abondance de 85 espèces observées en 350 sites, il a alors été possible de dégager les grandes structures d'organisation spatiale de la végétation au Svalbard. Les principales contraintes auxquelles les plantes sont le plus sensibles sont, par ordre d'importance, la somme estivale des températures, l'altitude, le NDVI, la chimie des sols et la rugosité topographique.

L'évaluation de la qualité des modèles montre qu'environ 35% des modèles de distribution reflètent bien ou très bien la réalité, tandis que 10% des espèces sont très mal modélisées. Dans tous les cas, les écarts entre l'observation et le modèle peuvent être mis en relation avec des imperfections liées à la modélisation. Ces dernières proviennent du système d'information géographique (SIG), lui-même constitué de couches d'information qui résultent de modélisations spatiales. Les couches dérivées du MNT sont une approximation de la réalité car la résolution spatiale, 100 m, ne permet pas de décrire toute la diversité des conditions topographiques à grande échelle. Ainsi, les modèles issus du MNT ne prennent pas en compte les infimes variations qui, fréquemment, rompent l'homogénéité du paysage. Or, ces conditions locales sont propices à l'établissement de niches écologiques où se réfugient de nombreuses espèces que le botaniste observe. Un écart apparaît entre ce que le SIG décrit et les conditions écologiques que suggère la présence des plantes, en un lieu donné.

Les modèles de distribution ont permis de procéder à l'interpolation des 85 espèces observées ponctuellement. Ces champs continus, dorénavant connus sur l'ensemble du Svalbard sont disponibles pour d'autres analyses. La classification opérée sur cette base de données a permis de délimiter au Svalbard, avec une haute résolution spatiale, l'extension des sous zones biogéographiques A, B et C décrites par Martha Reynolds sur l'ensemble de l'Arctique (chap. précédent). Chacune d'entre elles étant corrélée à une fourchette de températures bien précise, la prochaine étape de ce travail sera de superposer l'aire de distribution de chaque sous zone biogéographique à la carte des températures en cours de validation.

## BIBLIOGRAPHIE

AUNE B., *Temperaturnormaler normalperioden 1961-1990*, Det Norske Meteorologiske Institutt. Rapport n°2, 63 p, 1993.

BEAUMONT L.J., HUGHES L. et POULSEN M., « Predicting species' distributions: use of climatic parameters in BIOCLIM and its impact on predictions of species' current and future distributions », *Ecological Modelling*, 186, 2005, p.250-269.

CAVM TEAM, *Circumpolar Arctic Vegetation Map, scale 1:7 500 000*, dans: *Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF)*, Map n°1, U.S., Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska, 2003.

COOPER D. J., « ARCTIC-ALPINE TUNDRA VEGETATION OF THE ARRIGETCH CREEK VALLEY, BROOKS RANGE, ALASKA », *PHYTOCOENOLOGIA*, N°14, 1986, p.467-555.

ELVEBAKK A., « Vegetation Zones of the Northernmost Part of the Map of the Natural Vegetation of Europe », dans *Natural vegetation of Europe*, 2005, p. 123-133.

FIELDING A.H. et BEL J.F., « A review of methods for the assessment of prediction errors in conservation presence/absence models », *Environ. Conserv.* n°24, 1997, 38-49.

FOUCART T., « Colinéarité et régressions linéaires », *Mathématiques. et Sciences Humaines*, 173:1, 2006, 5-25.

JOLY D., BOIS B. et ZAKSEK K., Rank-ordering of topographic variables correlated with temperature, *Atmospheric and Climate Science*, vol.2 (n°2), 2012, p.139-147, DOI: 10.4236/acs.2012.22015

JOLY D. et BROSSARD T., Contribution of environmental factors to temperature distribution at different resolution levels on the forefield of the Loven Glaciers (Svalbard), *Polar Record*, vol. 43 (n°4), p.353-359

JOLY D., NILSEN L., BROSSARD T. et ELVEBAKK A., Plants as bioindicator for temperature interpolation purposes : analyzing spatial correlation between botany based index of thermophily and integrated temperature characteristics, *Ecological indicators*, vol.10 (n°5), 2010, p.990-998.

LOISELLE B.A., HOWELL C.A., GRAHAM C.H., GOERCK J.M., BROOKS T., SMITH K.G. et WILLIAMS P.H., « Avoiding pitfalls of using species distribution models in conservation planning », *Conservation Biology*, n°17, 2003, p.1591-1600.

MATHERON G., « Principles of geostatistics », *Economic Geology*, n°58, 1963, p.1246-1268.



MÉTÉO-FRANCE, Enregistreur de température, Hobo, Note technique Météo-France, documentation DSO, Réf. T010, 17 p., 2000.

NILSEN L., JOLY D., ELVEBAKK A. et BROSSARD T., Modeling spatial covariation of summer temperatures and bio-indicators in an arctic coastal area. *Climate Research*, vol. 58 (n°1), 2013, p.1-13.

ORTEGA-HUERTA M.A. et PETERSON A.T., « Modelling spatial patterns of biodiversity for conservation prioritization in north-eastern Mexico », *Diversity and Distributions*, n°10, 2004, p.39-54.

PETERSON A.T. et ROBINS C.R., « Using ecological-niche modelling to predict barred owl invasions with implications for spotted owl conservation », *Conservation Biology*, n°17, 2003, p.1161-1165.

THUILLER W., LAVOREL S. et ARAÚJO M.B., « Niche properties and geographical extent as predictors of species sensitivity to climate change », *Global Ecology and Biogeography*, 14, 2005, p.347-357.

THUILLER W., RICHARDSON D.M., PYSEK P., MIDGLEY G.F., HUGHES G.O. et ROUGET M., « Niche-based modelling as a tool for predicting the risk of alien plant invasions at a global scale », *Global Change Biology*, n°11, 2005, p.2234-2250.

WALKER D.A., « Hierarchical subdivision of arctic tundra based on vegetation response to climate, parent material, and topography », *Global Change Biology*, n°6, 2000, p.19-34.

## CHAPITRE 7

### **LES MOUVEMENTS DE MASSE COMME RISQUES MAJEURS AUX HAUTES LATITUDES ATLANTIQUES EUROPÉENNES (EXEMPLES ISLANDAIS ET NORVÉGIENS)**

Armelle DECAULNE<sup>o</sup>

<sup>o</sup> CNRS, UMR6554, LETG, Laboratoire Géolittomer, Nantes

Les secteurs de hautes latitudes atlantiques européennes ont en commun quatre faits majeurs : (i) la jeunesse des reliefs à la suite de la dernière grande déglaciation, voilà environ 10000 ans, et un rafraîchissement des formes au cours du Petit Âge Glaciaire qui s'est achevé au commencement du 20<sup>ème</sup> siècle, associées aux actions para- et périglaciaires (Grove, 2004), exposant de hautes parois rocheuses dans des systèmes de fjords et de vallées profondes ; (ii) des conditions climatiques qui demeurent sévères (Estienne et Godard, 1994 ; Godard et André, 1999) dans un régime de changement climatique aux conséquences incertaines sur le long terme; (iii) un habitat majoritairement localisé dans des noyaux urbains de petite dimension, au long d'une frange côtière au pied des parois rocheuses (Sømme, 1960) ; (iv) un attrait touristique toujours croissant, qui tend à s'étirer sur l'ensemble de l'année dans les secteurs dont il est question ici, la Norvège, le Svalbard et l'Islande (Óladóttir, 2013 ; Statistics Norway, 2012 ; Innovation Norway, 2012).

#### LE RISQUE AVALANCHEUX

##### **EXTENSION MAXIMALE DU RISQUE AVALANCHEUX EN NORVÈGE**

Le relief norvégien laisse peu d'espace où le processus avalancheux (incluant les *slushes*) ne peut s'exprimer. En effet, la plus grande partie du pays est montagneuse ou située à des altitudes élevées. Ainsi, l'ensemble du littoral accidenté, aux fjords nombreux et profonds est concerné, depuis la Norvège de l'ouest jusqu'à la Norvège du nord, ainsi que les archipels, en passant par le Trøndelag, et en incluant les secteurs les plus tourmentés de Norvège orientale, comme le Telemark, le Buskerud et l'Oppland (fig. 7.1A). Les principaux districts ne connaissant pas d'activité avalancheuse, ou une activité très faible, sont ceux au relief le moins marqué, comme le Finnmark à l'extrême nord, Adger dans le sud, ainsi que Vest- et Østfold, et Oslo et les collines environnantes. D'après Nesje et al. (2007), les avalanches ont coûté la vie à plus de 600 personnes depuis les années 1650 en Norvège, principalement en Norvège occidentale et septentrionale, certains hivers se montrant particulièrement meurtriers en une localité précise ou à l'échelle nationale (Tab. 7.1). Kronholm et al. (2007) ont quantifié les victimes associées aux épisodes avalancheux (fig. 7.1B). On observe ici une très bonne concordance avec les cartes présentées auparavant, mais l'intérêt réside principalement dans la comparaison entre les avalanches touchant les zones habitées ou non et les victimes associées. On remarque alors que deux secteurs s'opposent : le nord de la Norvège (Nordland, Troms, Finnmark) est majoritairement concerné par des avalanches touchant les habitations ; c'est donc une situation de risque ancienne, qui touche à l'aménagement du territoire, même si les accidents ayant lieu hors des zones habitées sont nombreux ; l'ouest et le sud de la Norvège (au sud des Trøndelag), dans les montagnes océaniques autant que dans les montagnes intérieures, sont principalement touchés par des accidents se passant hors des

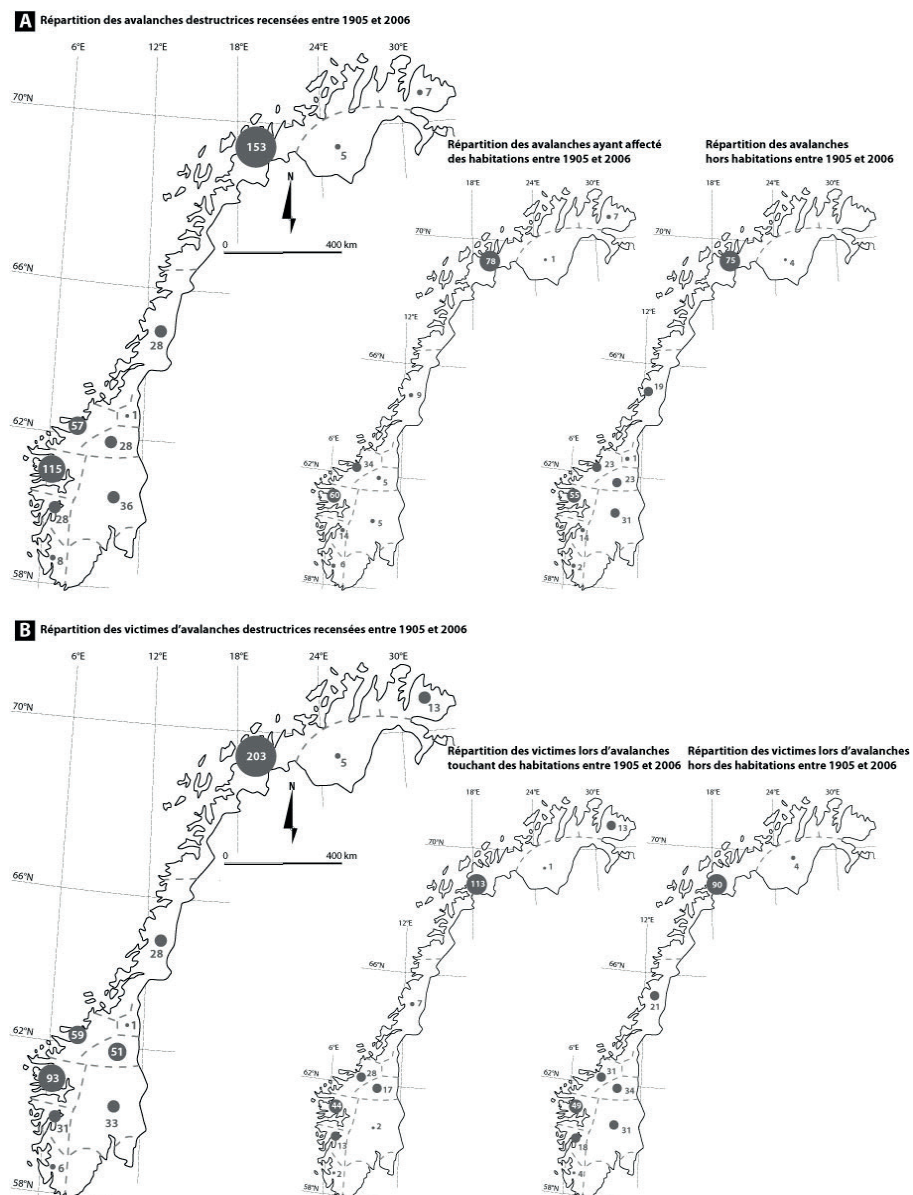


Figure 7.1 : Cartes de répartition des avalanches destructrices (dont slushes) en Norvège (A) et répartition des victimes d'avalanches, dans ou en dehors des habitations (B) (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

zones habitées (Telemark, Buskerud, Oppland et Hedmark se distinguent particulièrement sur ce point). La tendance récente de localisation des victimes d'avalanches en Norvège se porte d'ailleurs bien davantage sur les accidents survenant hors des habitations, pendant les activités récréatives de pratique des sports d'hiver (fig. 7.2).

La géographie norvégienne implique une protection étendue des routes (Norwegian Public Roads Administration, 1994 ; Helgaas et al., 2012), des zones habitées et des lignes électriques, avec un imposant dispositif paravalanches, mettant en avant les principes de défense passive qui se traduisent par quantités d'ouvrages de déviation, de freinage et de retenue (Jóhannesson et al., 2009), de galeries, construits en fonction des modèles statistiques de distances de parcours développés dans les fjords norvégiens depuis les années quatre-vingt et appliqués efficacement à la partie occidentale de la Norvège (Lied et Bakkehøi, 1980). Une veille de l'état du manteau neigeux et une indication des niveaux de risque sont régulièrement consultables via Internet sur <http://www.varsom.no>.

Date	Lieu	Nombre de victimes
Février 1679	Møre og Romsdal	130 décès (plusieurs avalanches, 20 fermes touchées) <sup>a, c</sup>
1868	Gråura, Oppdal	32 décès <sup>a</sup>
1868	Stryn	32 décès (plusieurs avalanches en 20 jours) <sup>b, c</sup>
1868	Norvège	161 décès (plusieurs avalanches)
1873	Sogn og Fjordane	21 décès <sup>a</sup>
1880-81	Norvège	65 décès (divers sites) <sup>b</sup>
1956	Lofoten	21 décès <sup>a</sup>
1979	Norvège	109 bâtiments détruits
3 mars 1986	Vassdal	16 décès <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Source : [http://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_avalanches](http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_avalanches); <sup>b</sup> Source : Nesje et al., 2007 ; <sup>c</sup> Hermans et al., 2012

Tableau 7.1: Liste des avalanches les plus meurtrières ayant touché des habitations en Norvège.

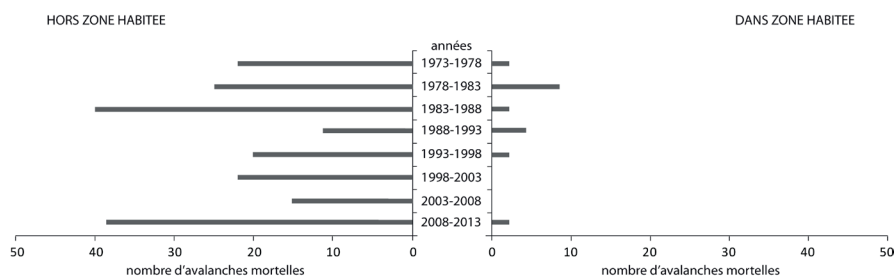


Figure 7.2 : Localisation des victimes d'avalanches meurtrières en Norvège durant les quatre dernières décennies (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

## LE RISQUE AVALANCHEUX AU SVALBARD : LONGYEARBYEN EN DANGER ?

Malgré sa population de 2642 habitants (2012) et une densité de population dépassant à peine 0,04 hab/km<sup>2</sup>, le risque avalancheux est présent au Svalbard, principalement au pied des plateaux qui bordent la rive sud de l'Isfjorden où se trouve la majorité des habitants permanents et activités connexes, dans les communes de Longyearbyen et Barentsburg. Un des événements récents les plus dramatiques est l'avalanche de *slush* qui a touché l'hôpital de Longyearbyen en juin 1953, causant la mort de deux personnes et en blessant 12 autres (Jahn, 1976). Cet événement a commandé l'érection de digues permettant de canaliser le flux avalancheux, ainsi que de barrières à neige. Le même couloir est à nouveau emprunté par des coulées de *slush* en 1989 et janvier 2012, cette dernière occasionnant des dégâts matériels (Eckerstorfer, 2013). Depuis 2001, ce sont principalement des personnes circulant en motoneige qui sont tuées par des avalanches (tab. 7.2).

Date	Lieu	Dommages
Juin 1953	Longyearbyen (Vannledningsdalen)	3 décès, 12 blessés, hôpital détruit <sup>a</sup>
11 juin 1992	Lifdefjorden (NO Spits-bergen)	1 décès <sup>b</sup>
4 février 2001	Fardalen (S Longyearbyen)	2 décès en motoneige <sup>c</sup>
Mars 2004	Malardalen (NE Longyear-byen)	2 décès en motoneige <sup>b</sup>
15 mars 2009	Hiortfjellet (N Longyear-byen)	1 décès en motoneige <sup>b</sup>
Mars 2009	Gruvefjellet (S Longyear-byen)	Destruction d'une infrastructure minière historique <sup>b</sup>
20 janvier 2012	Longyearbyen (Vannledningsdalen)	un pont piétons détruit <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Source : Jahn, 1976; <sup>b</sup> Source : Eckerstorfer, 2013; <sup>c</sup> Source : Instanes et al., 2004

Tableau 7.2: Liste des avalanches mortelles ou occasionnant des dégâts au Spitsberg

La motoneige est un mode de transport particulièrement privilégié en hiver au Svalbard, notamment entre Longyearbyen et le village minier russe de Barentsburg. Ainsi, Eckerstorfer et al. (2009) ont fait le compte du trafic des motoneiges durant le printemps 2009 dans la vallée de Fardalen, au sud de Longyearbyen, à l'aide d'un radar, sur un parcours extrêmement avalancheux (fig. 7.3A), totalisant 7311 passages, une moyenne de 118 motoneiges journalières, avec un pic journalier atteignant 326 motoneiges, principalement durant les week-ends (fig. 7.3B) ; ces chiffres seraient anodins, ne traduisant qu'une pratique locale, si un contrôle des conditions météorologiques mené par les auteurs ne soulignait la forte circulation durant les conditions de temps médiocres associées à une augmentation du potentiel avalancheux, qu'il s'agisse d'avalanches de plaques, d'avalanches à départ ponctuel, d'avalanches de *slush* et d'avalanches consécutives à l'effondrement de corniches neigeuses sommitales (Eckerstorfer et Christiansen, 2011).

La ville de Longyearbyen elle-même compte une partie non négligeable de ces résidences exposées aux avalanches, tout au long de la vallée Longyeardalen dans laquelle la communauté s'étend, et plus spécifiquement le site de Nybyen, au pied du versant de la montagne Gruvefjellet (Vogel et al., 2012), qui est régulièrement le théâtre d'avalanches faisant suite à la chute de corniches, d'avalanches de plaques ou d'avalanches à départ ponctuel.

## LES FJORDS ISLANDAIS FACE AU RISQUE AVALANCHEUX

Les fjords de l'ouest, le nord et l'est de l'Islande sont les principales régions rencontrant des avalanches (fig. 7.4) fréquentes entre octobre et avril (Decaulne, 2013) ; c'est dans Sælingsdalur, juste à la racine de la région des fjords de l'ouest, qu'est recensée la toute première avalanche mortelle, qui emporta 5 personnes en 1118 (Jónsson, 1957).

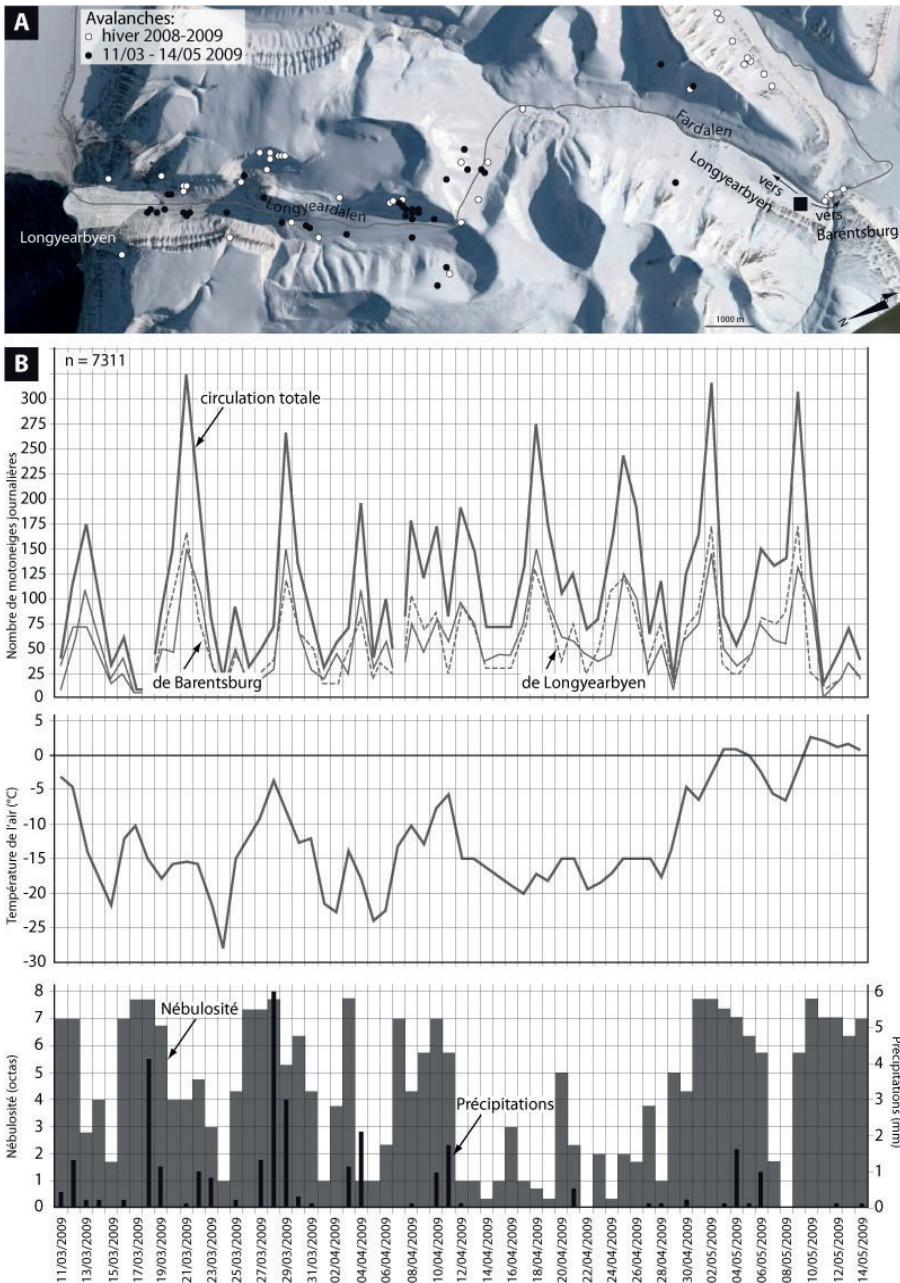


Figure 7.3 : Répartition des avalanches au sud de Longyearbyen lors de l'hiver 2008-2009 (A) et circulation des motoneiges entre le 11 mars et le 14 mai 2009 (source : Eckerstorfer et al., 2009, modifié).

Les dégâts corporels et matériels sont les plus nombreux dans ces régions de fjords (fig. 7.5). Cependant, le risque avalancheux dans ces secteurs est récent, puisque les fjords ne sont véritablement habités tout au long de l'année qu'à partir de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle et connaissent un essor démographique consécutif au développement et à l'industrialisation de l'économie de la pêche. L'occupation pérenne de l'espace des secteurs de fjords est

d'ailleurs mise en valeur sur la figure 7.6 : entre 1801 et 2001, 351 personnes ont été tuées lors d'avalanches en Islande (Jóhannesson et Arnalds, 2001), presque à part égale entre les victimes tuées dans les zones urbaines et celles qui ont été emportées en dehors des villes et villages parsemant les fjords et les vallées ; jusque dans les années 1875, les accidents survenaient principalement lors des déplacements nécessaires entre les fermes dispersées au sein d'une ou plusieurs vallées, ou lors de déplacements de plus longue durée, à une époque où l'élevage de moutons dominait l'économie locale ; à partir de 1875, l'habitat le long de la côte des fjords devient sédentaire, et ce sont ces villages ou leur immédiate proximité qui sont touchés de temps à autre, alors que les progrès des transports facilitent les déplacements hivernaux à travers ou autour des massifs montagneux ; entre 1950 et 2000, les pertes de vies dues aux avalanches dans les villes et villages sont plus de trois fois supérieures à celles des zones non peuplées, traduisant nettement la localisation dangereuse des secteurs d'habitat récent, dans les fjords et vallées d'Islande septentrionale et orientale.

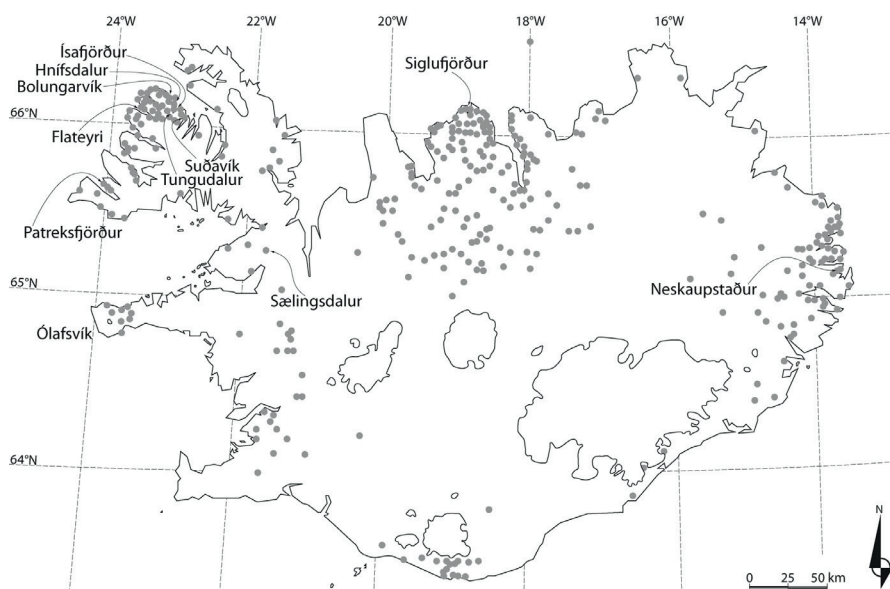


Figure 7.4 : Répartition des avalanches connues en Islande depuis 1118, et localisation des lieux cités dans le texte (Source : Decaulne, 2004, modifié).

Deux des tous premiers cas avalancheux de grande ampleur sont recensés en février 1910 (tab. 7.3), avec l'événement dévastateur de Hnífsdalur, dans les fjords de l'ouest, accident qui impliqua quarante personnes, coûta la vie à vingt personnes et en blessa 10 (Starfsmenn snjóflóðavarna Veðurstofu Íslands, 2003c), et en avril 1919 dans le village de Siglufjörður, en Islande du nord, où 9 vies ont été perdues. C'est toutefois la fin du 20<sup>ème</sup> siècle qui attire l'attention sur le phénomène avalancheux, avec notamment l'année noire 1995 (24 décès dans deux avalanches en janvier et octobre, touchant en pleine nuit deux localités, Suðavík et Flateyri ; Haraldsdóttir, 1998, Starfsmenn snjóflóðavarna Veðurstofu Íslands, 2003b), qui fait suite à d'autres accidents mortels majeurs intervenus durant les décennies antérieures :

- 5 puis 7 morts dans deux avalanches à Neskaupstaður en décembre 1974 (Haraldsdóttir, 1998) ;
- 31 personnes impliquées, 4 morts, 6 blessés à Patreksfjörður en janvier 1983 (Starfsmenn snjóflóðavarna Veðurstofu Íslands, 2003a) ;
- 4 personnes impliquées, 1 mort, 1 blessé à Tungudalur en avril 1994 (Starfsmenn snjóflóðavarna Veðurstofu Íslands, 2003c).

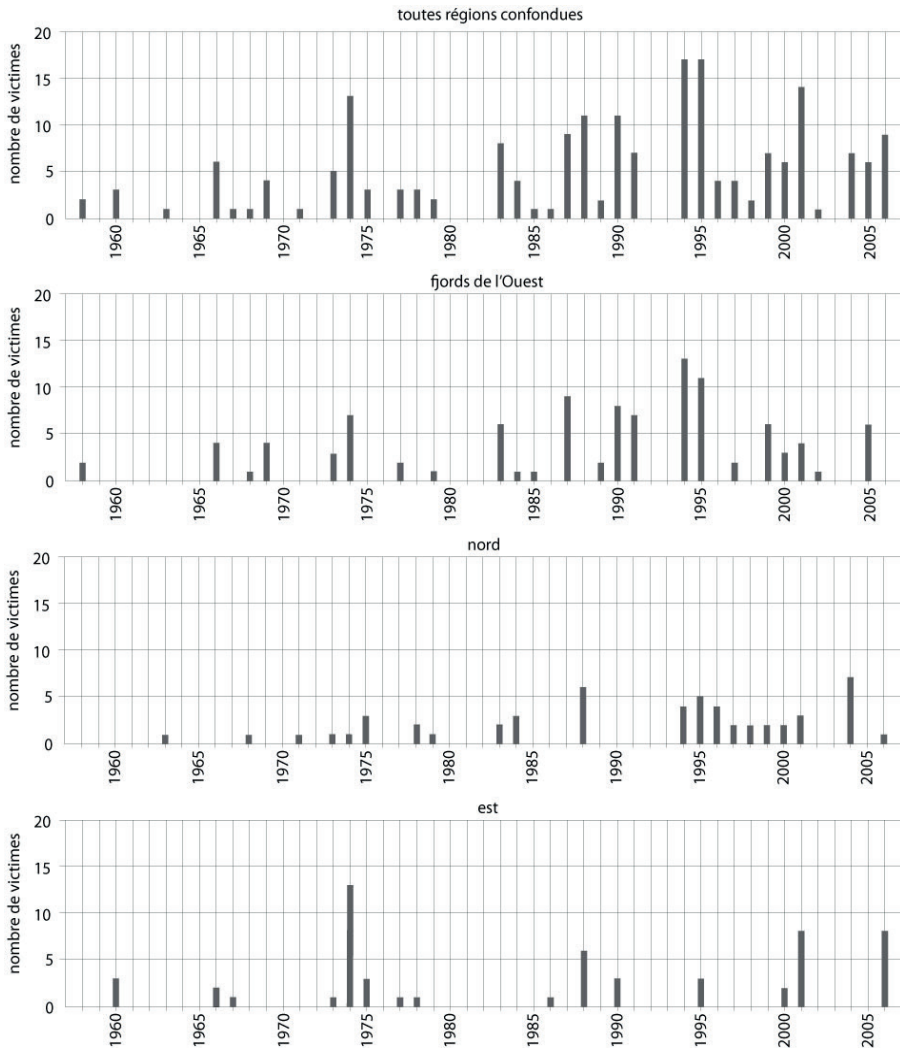


Figure 7.5 : Répartition annuelle des avalanches ayant causé des victimes et des dommages matériels depuis la seconde moitié du 20ème siècle, selon les différentes régions avalancheuses islandaises (source : Nawri, 2013, modifié)

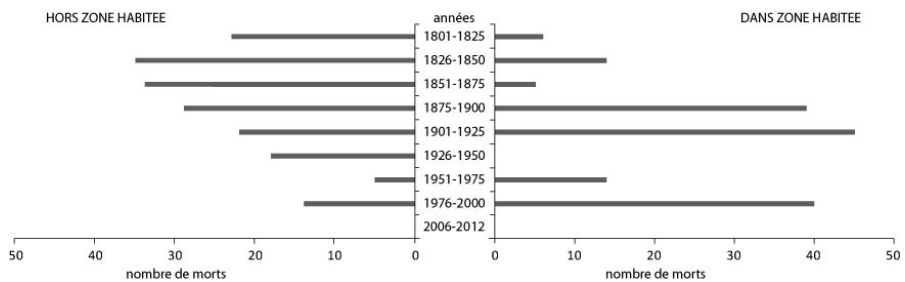


Figure 7.6 : Localisation des victimes d'avalanches meurtrières en Islande durant les deux derniers siècles : les secteurs habités demeurent menacés (source : Jóhannesson and Arnalds, 2001, modifié).



Date	Lieu	Dommages
1185	Geitdalur í Skriðdal (E)	18 décès
1293	Fagridalur (NO)	12 décès
24 décembre 1613	Siglunes (N)	50 décès
1732	Seyðisfjörður, Brimnes (E)	9 décès
18 février 1885	Seyðisfjörður (E)	24 décès
18 février 1910	Hnífsdalur (NO)	20 décès, 12 blessés
12 avril 1919	Siglufjörður (N)	9 décès
20 décembre 1974	Neskaupstaður (E)	12 décès
16 janvier 1995	Suðavík (NO)	14 décès
26 octobre 1995	Flateyri (NO)	20 décès

Source : compilées dans Decaulne, 2013 et [www.vedur.is](http://www.vedur.is)

Tableau 7.3: Liste des avalanches mortelles majeures en Islande

Après avoir subi les conséquences néfastes des avalanches à plusieurs reprises durant la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, les récents villages et villes islandais disséminés le long des fjords du nord-ouest, du nord et de l'est font l'objet d'un suivi hivernal particulier afin de prévenir le risque, d'évacuer les habitants (Decaulne, 2007) ; plusieurs des sites urbains les plus menacés sont maintenant abrités derrière des structures de défense passives (murs déflecteurs à Flateyri, Bolungarvík, Ísafjörður, Neskaupstaður, Siglufjörður ; rachat d'habitations à Hnífsdalur ; relocalisation à Suðavík) ou actives (Ólafsvík, Siglufjörður et Neskaupstaður : structures de support du manteau neigeux dans la zone de départ (Fig. 7.7) dont les paramètres ont été calculés grâce aux modèles norvégiens, suisses et français (Jóhannesson, 1998) ; par ailleurs, tous les sites habités menacés par le risque avalancheux, mais non équipés de structures de défense, ont fait l'objet d'une étude fine sur chacun des couloirs avalancheux, répertoriant leur historique et la longueur de parcours maximale des avalanches connues, et proposant un zonage du risque sur le territoire habité. Les routes des fjords ne sont bien sûr pas épargnées non plus, et des contrôles d'accès avec barrières permettent de minimiser les risques en cas d'alerte avalancheuse. Cette étude factuelle du potentiel avalancheux a été étendue aux principales stations de ski de l'île, et un site web est accessible en permanence à l'échelle régionale, indiquant les conditions météorologiques et la probabilité de déclenchement des avalanches (<http://www.vedur.is/ofanflod/snjoflodaspa#region>). Durant la dernière décennie, aucun décès lié aux avalanches n'est à déplorer, que ce soit dans les zones habitées ou en dehors ; cependant, le risque est toujours présent, car plusieurs dizaines d'avalanches sont répertoriées chaque année ; depuis l'hiver 2006-2007, au moins 45 personnes ont été impliquées dans des avalanches, hors des secteurs d'habitation ; pour l'essentiel, il s'agissait de skieurs ou de personnes pratiquant la motoneige (compilation de données annuelles présentées par Karlsson, 2009, 2011 ; Karlsson *et al.*, 2011, 2012a, 2012b).

## QUELQUES GRANDES DÉSTABILISATIONS ROCHEUSES RÉCENTES ET RISQUE POTENTIEL

### UNE INSTABILITÉ DES PAROIS ROCHEUSES AVÉRÉE DANS LES FJORDS NORVÉGIENS

Durant le dernier siècle, le risque lié aux phénomènes de glissements, qu'il s'agisse de la déstabilisation des parois rocheuses, des glissements sur argile ou des chutes de blocs, est apparu très clairement en de nombreuses occasions (fig. 7.8). Les phénomènes de glissements sur argile posent des problèmes locaux, touchant essentiellement les secteurs qui

étaient inondés par la mer durant la phase de déglaciation, voici dix mille ans, c'est-à-dire la région de Trondheim (Trøndelag) et d'Oslo (Østlandet) ; beaucoup de ces événements sont déclenchés par les activités anthropiques (rapports en ligne, Norwegian Geotechnical Institute ; Gregersen, 1981). La Norvège de l'ouest (Sogn og Fjordane et Møre og Romsdal) se démarque des autres régions, tant au nombre des événements enregistrés au cours de l'histoire qu'à celui des victimes (fig. 7.8 et fig. 7.9), qui sont très majoritairement touchées dans leurs habitations (fig. 7.9B). Il s'agit principalement de déstabilisation des hautes parois rocheuses, avec des phénomènes d'ampleur ou des chutes de blocs, pour autant non inoffensives.

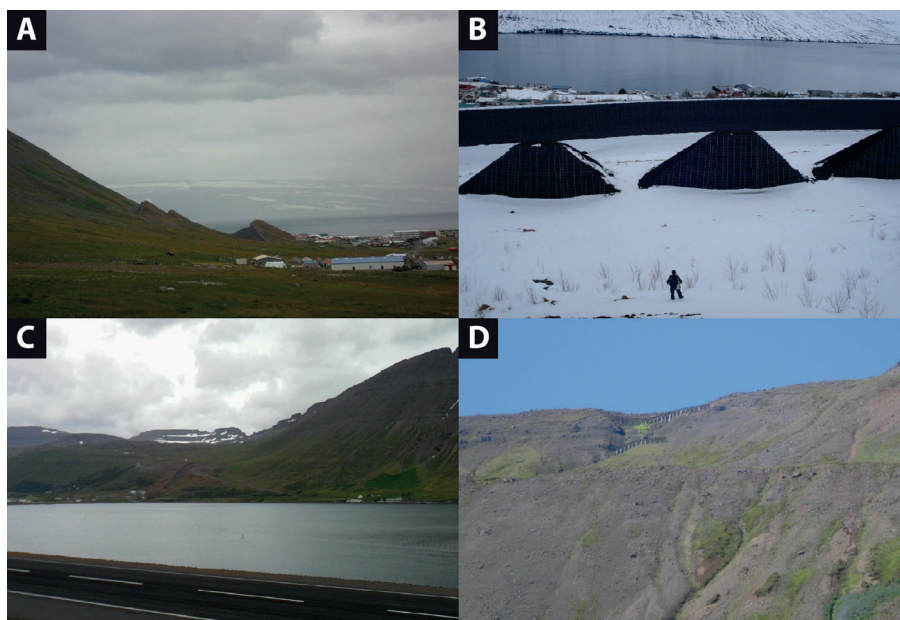


Figure 7.7 : Quelques structures de protection contre les avalanches, passives : dents freineuses et déflecteur à Bolungarvík (A) et Neskaupstaður (B), murs croisés paravalanches à Ísafjörður (C), et actives : structures de support du manteau neigeux au-dessus de Siglufjörður (clichés A. Decaulne).

Parmi les événements récents les plus meurtriers, deux ont eu lieu successivement le 15 janvier 1905 et le 13 septembre 1936, lorsqu'un pan de la montagne Ramnefjellet s'effondre dans le lac Lovatnet, dans l'intérieur du Nordfjord, Sogn og Fjordane. La chute subverticale de près de 500 m (fig. 7.10), génère des vagues de hauteur variable selon la position sur le lac, qui atteint jusque 40,5 m sur la berge opposée en 1905 et 70 m en 1936 (Nesdal, 2003). Le premier événement, libérant environ 350000 m<sup>3</sup> de débris, cause la mort de 61 personnes ; le second tue 74 personnes et représente un volume dépassant 1000000 m<sup>3</sup> (Nesdal, 2003). Ces deux épisodes ne sont pas anecdotiques, car une grande partie des rives des fjords norvégiens est concernée, comme le montre la figure 7.11 (Böhme et al., 2011), où non seulement des événements plus ou moins catastrophiques ont déjà eu lieu, mais où des mouvements de parois font actuellement craindre des détachements de masses plus ou moins considérables, impliquant des volumes rocheux atteignant plusieurs centaines de milliers de m<sup>3</sup> (Böhme et al., 2011, 2013). Par ailleurs, au moins 12000 lacs norvégiens sont susceptibles d'être frappés par des glissements et effondrements de parois rocheuses qui causeraient des tsunamis, ceux-ci présentant d'autant plus de risque que le versant est raide, le lac profond et étroit, et les berges du lac peuplées ; c'est-à-dire principalement en Norvège occidentale (Romstad et Kelman, 2012) ; dans le cas d'effondrement rocheux, c'est souvent le tsunami qui en résulte qui cause le plus de dégâts dans la région concernée, qu'il s'agisse d'un environnement lacustre ou

d'un fjord. La roche ductile et cassante de l'ouest norvégien, comme la phyllite, les gneiss mafiques et felsiques, souvent altérée et plissée, associée à des structures critiques, comme des fissures ouvertes en amont des blocs instables, un pendage conforme à la pente, ou des plans de glissement sur roche fragile, est à l'origine de la majeure partie des instabilités de parois en Norvège occidentale (Saintot et *al.*, 2011) ; les résultats de Böhme et *al.* (2011) démontrent que les parois présentant un profil apical convexe sont particulièrement sensibles à la rupture d'équilibre.

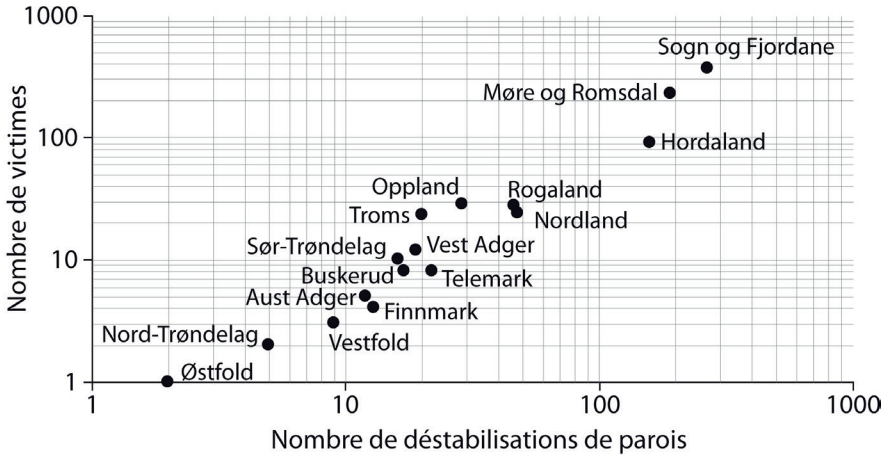


Figure 7.8 : Relation entre le nombre de déstabilisations de parois et les victimes associées en Norvège, mettant en évidence la dangerosité des comtés de l'ouest du pays (source : Böhme et *al.*, 2011, modifié).

Les coulées de débris, qui représentent un type de mouvement de masse rapide, un écoulement en suspension mélangeant de la boue, des roches, de la matière organique à de l'eau, sont également très fréquentes en Norvège, et menacent sérieusement les bâtiments et infrastructures de transport (Meyer et *al.*, 2012) ; les coulées de débris représentent 25% des dommages sur les routes causés par les mouvements de masse (Bjordal et Helle, 2011). A nouveau, la répartition spatiale du phénomène se superpose à la carte hypsométrique, la Norvège de l'ouest étant principalement exposée, ainsi que les fjords de Norvège du nord et les flancs des vallées de Norvège orientale (Meyer et *al.*, 2012).

### UNE INSTABILITÉ DES PAROIS ROCHEUSES DE PLUS EN PLUS FRÉQUENTE SUR LE TERRITOIRE ISLANDAIS

Le relief islandais ne présente pas de parois rocheuses équivalentes à celles qui bordent les profonds fjords et vallées norvégiens. Pourtant, les empilements basaltiques et intrusions rhyolitiques sont très largement fracturés et altérés, présentant de nombreuses zones de fragilité, les rendant instables et sensibles à des stimuli variés (cryoclastie, fonte nivale, pluies intenses, fonte du pergélisol, secousses sismiques, grimpeurs, etc.). Depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle, plusieurs cas de coulées de débris, chutes de blocs, d'éboulements et de glissements ont été recensés (fig. 7.12), dont certains ont causé des victimes (tab. 7.4). Une fois encore, les régions de fjords sont particulièrement sensibles aux mouvements de masse, quels qu'ils soient ; les secteurs littoraux du sud de l'île apparaissent également comme fréquemment touchés par les chutes de blocs et éboulements, en particulier les secteurs à falaises. Des événements d'ampleur, récents, font apparaître certains secteurs plus sensibles que d'autres, notamment les bordures glaciaires et les falaises. En effet, historiquement, trois éboulements majeurs, qui s'apparentent à des avalanches rocheuses, ont été repérés sur glaciers,

le premier couvre l'extrémité de la langue glaciaire du Steinsholtsjökull (Nord de l'Eyjafjalajökull) de  $15 \times 10^6 \text{ m}^3$  de débris en janvier 1967 (Kjartansson 1967, 1968) ; le deuxième se déroule entre 1972 et 1973 sur la langue terminale du glacier de vallée Jökulsárgjilsjökull, au sud de la calotte du Mýrdalsjökull d'une masse imposante estimée à  $1,5 \times 10^7 \text{ m}^3$  (Sigurðsson et Williams, 1991) ; enfin, le troisième a couvert le cinquième du glacier Morsárjökull (Sud du Vatnajökull) en avril 2007 en impliquant  $4,5 \times 10^6 \text{ m}^3$  de débris (Sæmundsson et al., 2011). En dehors de ces quelques exemples qui ont fait l'objet de publications, l'observation des photos aériennes des glaciers d'Islande méridionale révèle de nombreux autres cas de mouvements de masse, d'ampleur variable. La fréquentation de plus en plus importante de l'Islande, aussi bien en zone littorale que glaciaire, fait entrevoir une vulnérabilité croissante face aux mouvements de masse.

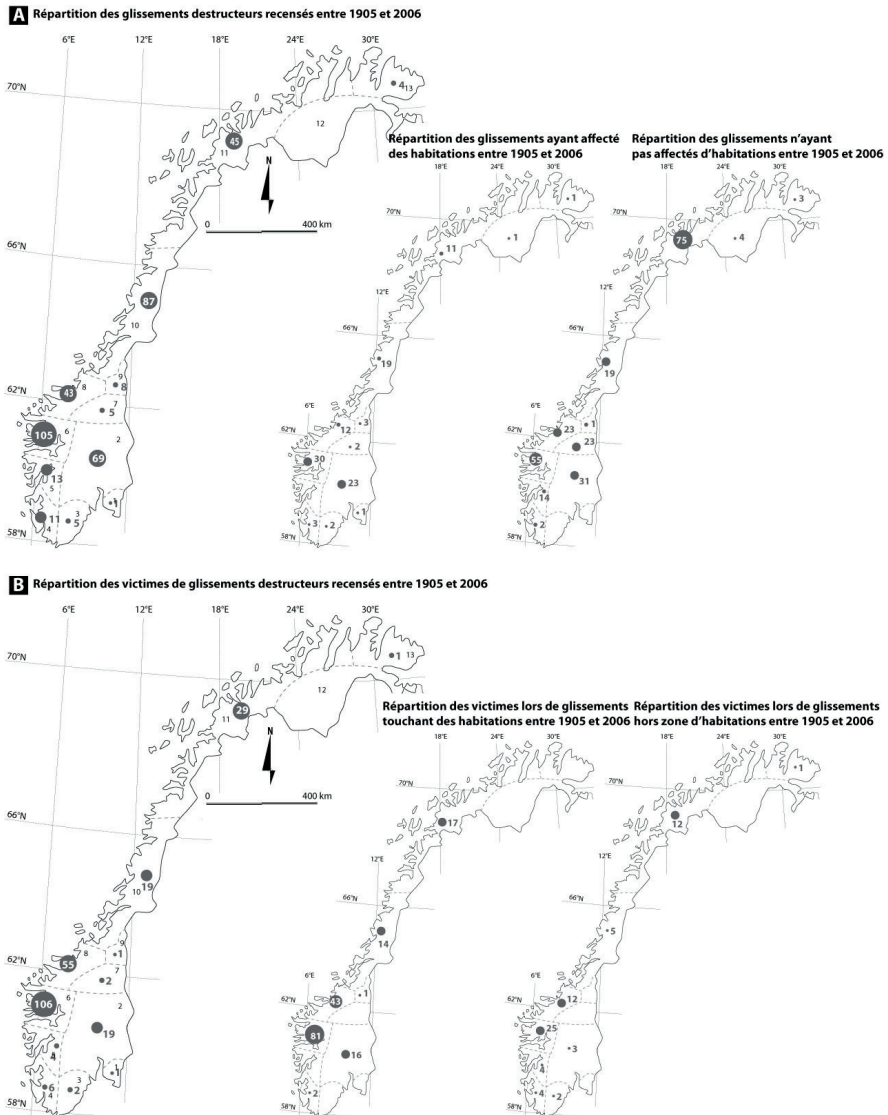


Figure 7.9 : Cartes de répartition des glissements destructeurs (écroulements rocheux, coulées de débris, chutes de blocs, glissements sous-marins) en Norvège (A) et répartition des victimes de glissement, dans ou en dehors des habitations (B) (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

Date	Lieu	Victimes / dégâts	Type de mouvement de masse
12 juin 1902	Botni í Súgandafjörður	1 décès	Chute de blocs
29 juin 1905	Dyrhólaey	1 décès	Chute de blocs
Juin 1906	Hornbjarg	1 décès	Chute de blocs
Été 1907	Askja	Plusieurs décès	Chutes de blocs
Printemps 1910	Hornbjarg	1 décès	Chute de blocs
16 juin 1914	Hælavikurbjarg	1 décès	Chute de blocs
23 juillet 1917	Eskifjörður	1 décès	Chute de blocs
Printemps 1918	Hælavikurbjarg	1 blessé	Chute de blocs
20 juillet 1918	Látrabjarg	1 décès	Chute de blocs
5 juin 1923	Drangey	1 blessé	Chute de blocs
4 avril 1927	Grimsey	1 décès	Chute de blocs
12 octobre 1941	Hornafjörður	1 décès	Glissement / coulée de débris
19 août 1950	Seyðisfjörður	5 décès, 1 blessé	Glissement / coulée de débris
8 juillet 1951	Óshlið	2 décès	Chutes de blocs
7 août 1951	Óshlið	Plusieurs blessés	Chutes de blocs et coulée de débris
28 mai 1954	Hornbjarg	1 décès	Chute de blocs / éboulement
18 avril 1955	Kjós	1 décès	Coulée de débris
29 octobre 1972	Óshlið	1 décès	Coulée de débris / Chute de blocs
13 décembre 1975	Patreksfjörður	2 blessés	Eboulement
9 août 1984	Herdubreið	2 blessés	Eboulement
23 septembre 1984	Óshlið	1 décès	Eboulement
3 mars 1995	Hvalnesskríður	1 accident de voiture	Chute de blocs
29 mars 1995	Hvalfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs
Mai 1995	Súgandafjörður	Plusieurs blessés	Chutes de blocs
31 mai 1995	Hvalfjörður	1 accident de voiture	Chutes de blocs
23 juillet 1995	Kaldbakshorn	1 blessé	Coulée de débris / chutes de blocs
11 décembre 1995	Fáskrúðsfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs
Septembre 1997	Eldgjá	2 blessés	Eboulement
21 mars 1998	Hvalfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs
12 novembre 1998	Óshlið	1 accident de voiture	Chutes de blocs
19 février 1999	Fagrdalur	1 accident de voiture	Chutes de blocs
6 mai 1999	Óshlið	1 accident de voiture	Chutes de blocs
19 septembre 1999	Óshlið	1 accident de voiture	Chutes de blocs
6 novembre 1999	Hvalfjörður	1 accident de voiture	Chutes de blocs
22 mars 2000	Fáskrúðsfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs
27 août 2000	Óshlið	1 blessé	Chute de blocs
11 juillet 2001	Fáskrúðsfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs <sup>a</sup>
5 novembre 2008	Óshlið	1 blessé	Chute de blocs <sup>a</sup>
20 mars 2010	Eskifjörður	1 blessé	Chute de blocs <sup>a</sup>
25 mai 2012	Dyrhólaey	2 blessés	Glissement / Eboulement <sup>a</sup>
16 janvier 2013	Patreksfjörður	1 accident de voiture	Chute de blocs <sup>a</sup>

Source : Pétursson (1991, 1992ab, 1995, 1996), Pétursson et Jónsdóttir (2000ab), Pétursson et Jónsson (2001) ; <sup>a</sup> Source : Morgunblaðið.

Tableau 7.4 : Victimes de chutes de blocs, éboulements, glissements de terrain, coulées de débris majeurs en Islande depuis 1900

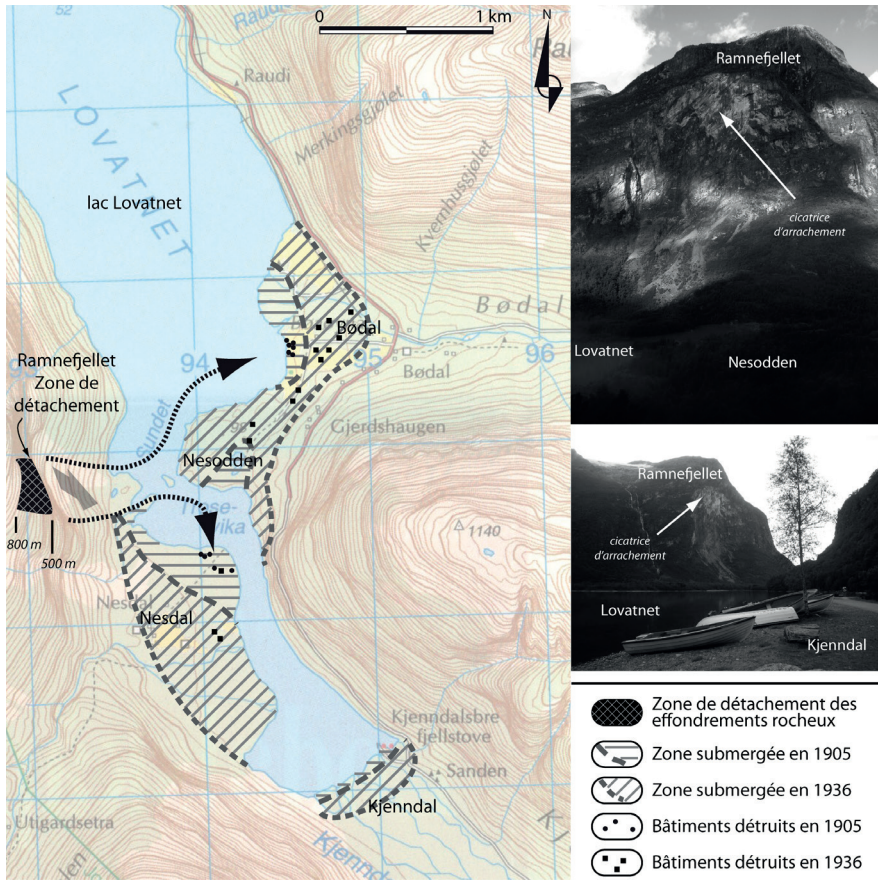


Figure 7.10 : Extension des dégâts des tsunamis liés aux écoulements d'une partie de la montagne Ramnefjellet en 1905 et 1936 et vues de la paroi concernée (source : Nesdal, 2003, modifié ; clichés : A. Decaulne)

## UNE FRÉQUENTATION CROISSANTE DES SITES POTENTIELLEMENT À RISQUE

### LA NORVÈGE EXERCE UN ATTRAIT TOURISTIQUE TOUJOURS CROISSANT

Comme le montre la figure 7.13, la Norvège connaît depuis la moitié des années 1990 une croissance presque constante du nombre de ses visiteurs (fig. 7.13A), qui se traduit également par une croissance des passagers maritimes, comme en témoigne la fréquentation en hausse de l'express côtier qui relie Bergen à Kirkenes (fig. 7.13B). Les visiteurs sont amenés à se déplacer au sein de ce pays, en particulier au long de ses innombrables fjords, qui comptent parmi les attractions les plus populaires du pays, toutes situées dans - ou nécessitant de traverser - les secteurs dont il a été précisé plus haut qu'ils sont parmi les plus actifs concernant autant les avalanches que les glissements de terrain. La figure 7.13C démontre ainsi que les sites norvégiens qui accueillent les visiteurs les plus nombreux correspondent majoritairement à la Norvège occidentale, où les chutes d'eau, les fjords et les glaciers exercent un attrait sur les touristes ; c'est également la région qui enregistre le plus d'avalanches et de chutes de blocs ou effondrements de parois, qui présente le plus de dangers naturels tant hivernaux qu'estivaux. La pratique du ski est également une des attractions de Tromsø et sa région ; cette pratique peut être dangereuse et plusieurs

étrangers ont été impliqués dans des accidents graves récemment (quatre Suisses et un Français sont décédés dans une avalanche en octobre 2012).

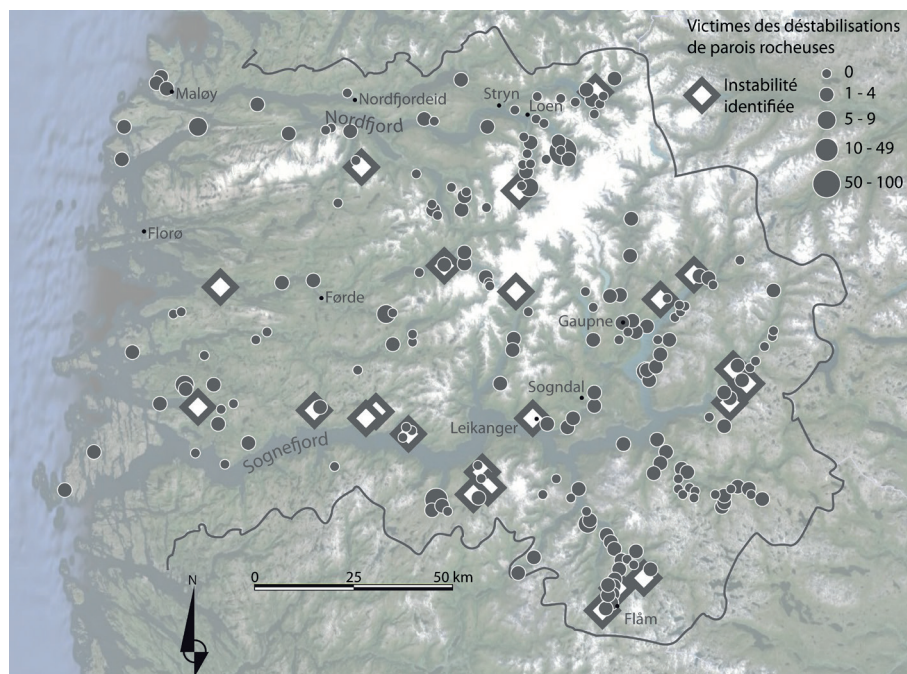


Figure 7.11 : Ecoulements de parois rocheuses ayant causé des victimes sur le comté de Sogn og Fjordane et déstabilisations de parois identifiées (source : Böhme et al., 2011, modifié).

## LE SVALBARD : HAUTE FRÉQUENTATION TOURISTIQUE ET AUTOCHTONE ?

Le Svalbard attire de plus en plus de touristes ; le nombre de personnes venant visiter l'archipel a presque triplé au cours des quinze dernières années, passant de près de 14000 personnes à plus de 40000 entre 1998 et 2012 (fig. 7.14A). Cela se traduit également par une augmentation du nombre de passagers, les bateaux de croisière transportant plus de 1000 passagers devenant nettement plus nombreux depuis le début des années 2000 (fig. 7.14B). Les touristes représentent d'ailleurs les premiers visiteurs au Svalbard, bien avant les scientifiques et les industriels, dont le nombre reste à peu près stable au cours des ans (fig. 7.14C) ; leurs activités sont principalement des activités d'extérieur (fig. 7.14D), impliquant des déplacements qui peuvent fréquenter des secteurs potentiellement dangereux. La côte ouest du Spitsberg est plus particulièrement visitée, où se situent la majeure partie des sites historiques et culturels (WWF International Arctic Programme, 2004). La venue de touristes concerne principalement la saison estivale ; les saisons hivernale et intermédiaires sont principalement le fait des scientifiques et des industriels. Les chiffres disponibles peinent à documenter leur nombre autant que leurs déplacements.

## VAGUE TOURISTIQUE SUR L'ISLANDE

S'ajoute aux différents sites des fjords abritant une population exposée de par sa vulnérabilité élevée un essor touristique sans précédent en Islande. Depuis le début des années quatre-vingt, c'est 7 fois plus de visiteurs qu'accueille l'île (fig. 7.15A). Cet essor concerne également les passagers de bateaux de croisière, qui connaissent une croissance multipliée par quatre en moins de douze années (fig. 7.15B). Si l'été enregistre la venue la plus massive de

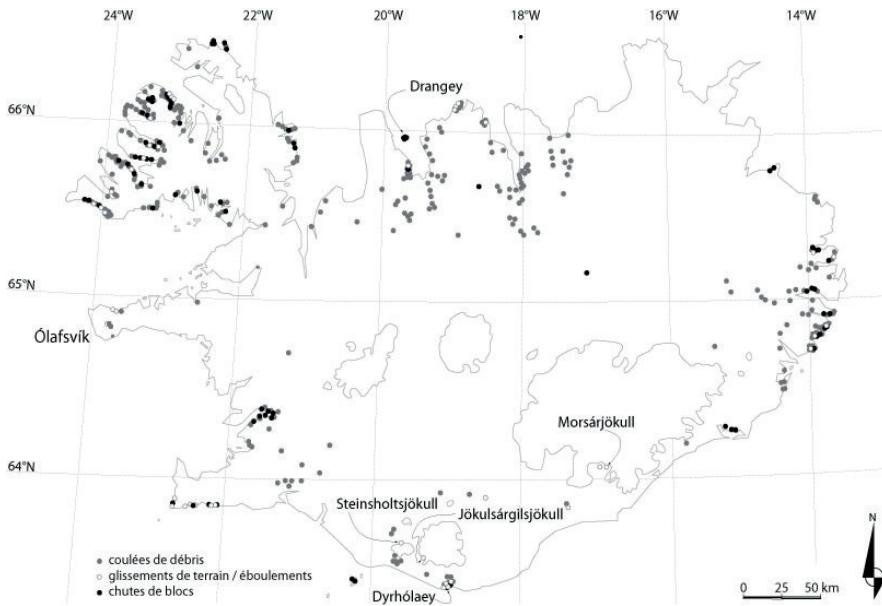


Figure 7.12 : Répartition des mouvements de masse connus (glissements de terrain, coulées de débris, chutes de blocs, écroulements de parois) ayant causé des victimes en Islande depuis 1900, et localisation des événements récents cités dans le texte.

visiteurs, les autres saisons sont également très attrayantes, notamment l'hiver (fig. 7.15C). D'ailleurs, les activités d'extérieur se pratiquent en toute saison, et par nature occupent et traversent des espaces qui sont potentiellement dangereux, en montagne, sur et à proximité des glaciers, en bordure de falaises ou sur les îles d'accès difficile. Tout dernièrement, deux touristes néerlandais ont été emportés par l'écroulement d'une falaise à Dyrhólaey, dans l'extrême sud du pays, où ils ont été blessés (Fig. 7.12). Dans le nord, par exemple dans le fjord Skagafjörður, l'île de Drangey (Fig. 7.12) connaît des déstabilisations massives de ses parois, lors de séismes mais également en dehors de tout stimulus tellurique (Sæmundsson et Pétursson, 2012) ; ces chutes de blocs et autres écroulements ont coûté la vie à plusieurs chasseurs d'œufs sur les falaises au cours de l'histoire ou à l'écroulement de pans entiers lors de séismes ; au printemps 2009, l'écroulement d'un pan de falaise a libéré environ 600 m<sup>3</sup> de roches qui ont emporté les installations du seul chemin d'accès de l'île (embarcadère, rampe d'accès, escaliers et cordes) qui accueille plusieurs centaines de visiteurs chaque année, et qui ignorent s'exposer directement au risque de mouvements de masse (Sæmundsson et Pétursson, 2012). Cette exposition aux aléas naturels est effective partout en Islande, toutes les régions étant visitées à peu près à égalité (fig. 7.15E), en dehors de la zone de Reykjavík et du sud-ouest, plus accessible, d'autant plus que l'activité touristique génère des revenus en hausse perpétuelle (fig. 7.15F) dans un contexte économique favorable à la venue en Islande de quantités de touristes d'origine variée. Le 21 juillet 2014 au soir, un glissement de terrain impliquant 30-50 millions de m<sup>3</sup> s'est déclenché sur le flanc sud-est du lac Öskjuvatn, dans la caldeira d'Askja (Helgason et al., 2014). Le glissement, qui a duré une vingtaine de secondes, a généré une vague qui s'est propagée en seulement 2 minutes jusqu'à l'opposé du lac où sa hauteur sur les berges a atteint 20 à 30 mètres et a pénétré jusque 400 m sur terrain plat. La vague a déversé une partie de l'eau du lac dans le petit cratère Viti voisin, où les touristes apprécient la baignade dans les eaux chaudes. Annuellement, le site d'Askja reçoit des milliers



de visiteurs. Notamment, quatre heures avant l'événement, des chercheurs accompagnés d'un groupe d'étudiants étaient au bord du lac Öskjuvatn ; l'heure tardive du glissement a permis d'éviter une catastrophe.

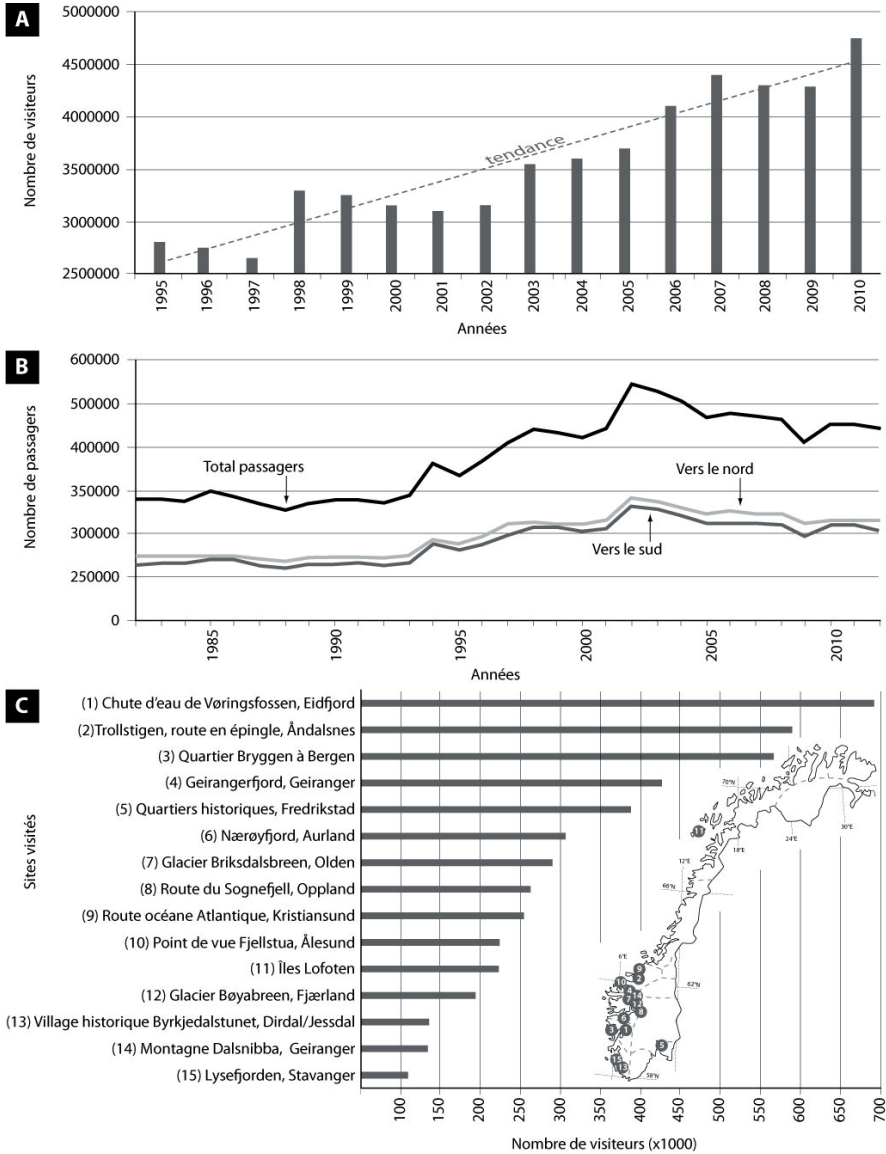


Figure 7.13 : Le tourisme en Norvège en quelques chiffres, avec une hausse constante du nombre de visiteurs (A) et de passagers de bateaux de lignes (B) ou de croisiéristes, les visiteurs abondant dans les sites naturels (C – liste d'après les chiffres enregistrés entre le 1 mai et le 31 août 2007) situés dans les zones les plus actives concernant les mouvements de mass (sources : Innovation Norway, 2012 ; VisitNorway, modifié).

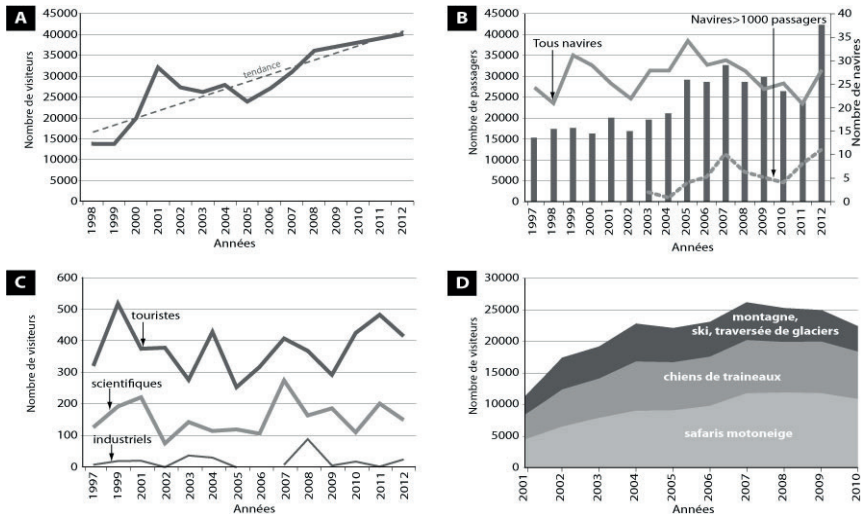


Figure 7.14 : Le tourisme au Svalbard est caractérisé par un nombre croissant de visiteurs (A) et de croisiéristes (B), même si les scientifiques et les industriels prennent part à l'augmentation de la fréquentation (C) ; les activités à terre sont principalement des activités de plein air (D), exposant potentiellement les visiteurs aux aléas naturels (sources : WWF, 2004 ; This is Svalbard 2012 ; Hagen et al., 2012 ; modifiés).

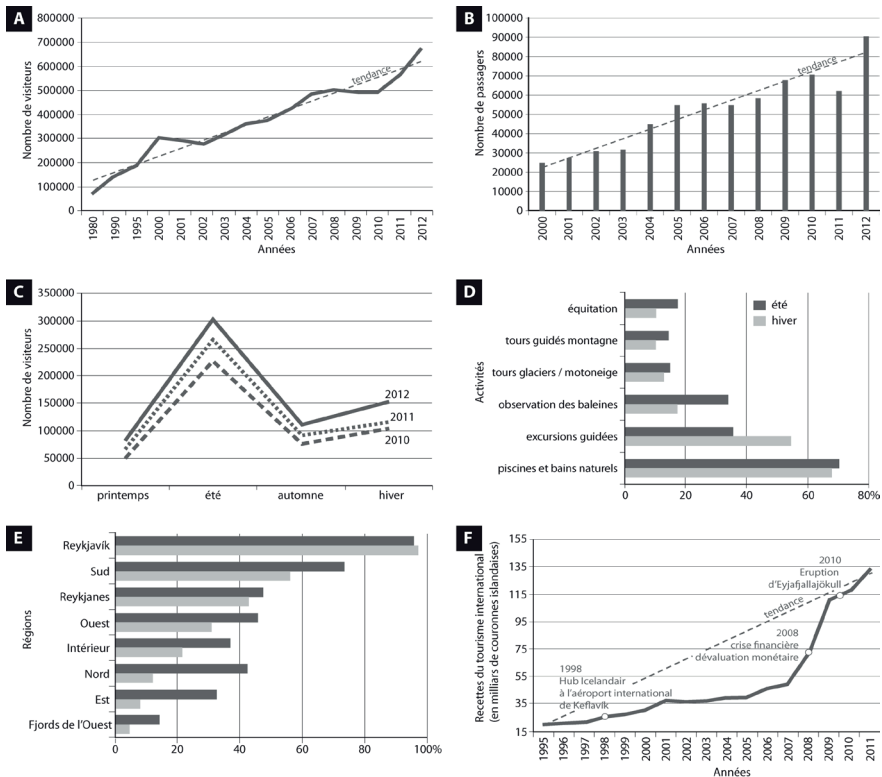


Figure 7.15 : La croissance du tourisme en Islande est sans faille depuis les années 1980 (A), le pays attirant de plus en plus de croisiéristes (B), en toutes saisons (C). Les activités des visiteurs concernent principalement le plein air (D), dans toutes les régions islandaises (E), générant une croissance quasi exponentielle des recettes (F) (sources : Óladóttir, 2013, modifié).

## CONCLUSION

Les régions froides sont soumises à une multitude d'aléas et de risques (Whiteman, 2011), et les secteurs des hautes latitudes atlantiques européennes en sont un bon exemple, pour peu qu'elles présentent des changements altitudinaux soulignés. Qu'il s'agisse des avalanches, des coulées de débris, des chutes de blocs, écroulements ou glissements de terrain, tous ces phénomènes gravitaires constituent des aléas récurrents, fréquents, aux longueurs de parcours encore mal connues dans plusieurs secteurs. Ces processus gravitaires représentent un risque certain pour les populations autochtones dans leurs habitations autant que sur les voies de circulation. Ce risque est amplifié par la venue sur ces terrains de populations exogènes, de milliers de touristes qui ne sont pas toujours guidés, et qui sont souvent inconscients du milieu qu'ils traversent.

## BIBLIOGRAPHIE

BJORDAL H. et HELLE T.E., Skred og flom på veg, statistiske betraktninger, Vegdirektoratet report 5, Norwegian Public Road Authority, 54 p., 2011.

BÖHME M., SAINTOT A., HENDERSON I.H.C., HELRIKSEN H. et HERMANN R., « Rock slope instabilities » dans SOGN et FJORDANE COUNTY, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis, Geological Society London, Special Publication n°351, 2011, p.97-111.

BÖHME M., HERMANN R.L., OPPIKOFER T., FISCHER L., BUNKHOLT H.S.S., EIKEN T., PEDRAZZINI A., DERRON M.-H., JABOYEDOFF M., BLIKRA L.H., NILSEN B., « Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling », Engineering Geology, n°154, 2013, p.116-130.

DECAULNE A., « Le risque avalancheux en Islande », Bulletin de l'Association des Géographes Français, n°1, 2004, p.75-83.

DECAULNE A., « Snow-avalanche and debris-flow hazards in the fjords of north-western Iceland, mitigation and prevention », Natural Hazards, n°41, 2007, p.81-98.

DECAULNE A., Risque naturel et dynamiques des versants en Islande du nord-ouest – une analyse géomorphologique de l'activité des avalanches et des coulées de débris, Presses Académiques Francophones, Saarbrück, 327 p., 2013.

ECKERSTORFER M., NEUMANN U. et CHRISTIANSEN H. H., « Avalanches and snow mobile traffic around Longyearbyen », Proceedings of the International Snow Science Workshop 2009, Davos, Switzerland, 2009, p.44-47.

ECKERSTORFER M. et CHRISTIANSEN H. H., « Topographical and meteorological control on snow avalanching in the Longyearbyen area, central Svalbard 2006-2009 », Geomorphology, n°134, 2011, p.186-196.

ECKERSTORFER M., Snow avalanches in central Svalbard: a field study of meteorological and topographical triggering factors and geomorphological significance, UNIS PhD thesis, Faculty of Mathematics and natural Sciences, University of Oslo, n°1283, 164 p., 2013.

ESTIENNE P. et GODARD A., Climatologie, Armand Colin, Paris, 368 p., 1994.

GODARD A. et ANDRÉ M.-F., Les milieux polaires, Armand Colin, Paris, 451 p., 1999.

GREGERSEN O., The quick clay landslide in Rissa, Norway – the sliding process and discussion of failure modes, Norwegian Geotechnical Institute, n°135, 6 p., 1981.

GROVE J.M., Little ice ages, ancient and modern, Routledge, London, 718 p., 2004.

HAGEN D., VISTAD O.I., EIDE N.E., FLYEN A.C. et FANGEL K., « Managing visitor sites in Svalbard: from a precautionary approach towards knowledge-based management », Polar Research, n°31, 2012, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v31i0.18432>.

HARALDSDÓTTIR S.H., « The avalanche at Flateyri, Iceland, October 26<sup>th</sup> 1995 and the avalanche history », Norwegian Geotechnical Institute, n°203, 1998, p.122-127

INNOVATION NORWAY, Key figures for Norwegian travel and tourism, 2012, 36 p.

HELGAAS O.-A., HELLUM Ø.S. et ANDREASSEN D.T., « Avalanche protection on Highway E8 to the city of Tromsø, northern Norway », Proceedings, International Snow Science Workshop, Anchorage, Alaska, 2012, p.674-679.

HELGASON K.J., BRYNJÓLFSSON S., JÓHANNESSON T., VOGFJÖRÐ K.S., GRÍMSDÓTTIR H., HJARTARDÓTTIR Á.R., SÆMUNDSSON Þ., HÖSKULDSSON Á., SIGMUNDSSON F. & REYNOLDS H., Frumniðurstöðurrannsókn á bergslauði í Öskju 21. júlí 2014. Minniblað Veðurstofa Íslands, 12 p, 2014.

HERMANNSSON R.L., HANSEN L., SLETTEN K., BÖHME M., BUNKHOLT H.S.S., DEHLS J.F., EILERTSEN R.S., FISCHER L., L'HEUREUX J.-S., HØGAAS F., NORDAHL B., OPPIKOFER T., RUBENSDOTTER L., SOLBERG I.-L., STALSBERG K. et YUGSI MOLINA F.X., « Systematic geological mapping for landslide understanding in the Norwegian context », dans EBERHARDT et al., Landslides and engineered slopes: protecting society through improved understanding, 2012, p.265-271.

JAHN A., « Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vestspitbergen (Svalbard) », Biuletyn Peryglacjalny, n°26, 1976, p.253-258.

JÓHANNESSON T., A topographical model for Icelandic avalanches, Meteorological Office of Iceland, VÍ-G98003-ÚR03, 36 p., 1998.

JÓHANNESSON T. et ARNALDS Þ., « Accidents and economic damage due to snow avalanches and landslides in Iceland », Jökull, n°50, 2001, p.81-94.

JÓHANNESSON T., GAUER P. et LIED K., The design of avalanche protection dams, recent practical and theoretical developments, European Commission, project report EUR23339, 2012 p., 2009.

JÓNSSON Ó., Skriðuföll og snjóflóð, tome 2: Avalanches, Bókaútgafan Norðri, Akureyri, 555 p., 1957.

KARLSSON R.Ó., Snjóflóð á Íslandi veturinn 2006-2007, Icelandic Meteorological office, Report VÍ 2009-020, 42 p., 2009.

KARLSSON R.Ó., Snjóflóð á Íslandi veturinn 2007-2008, Icelandic Meteorological office, Report VÍ 2011-017, 52 p., 2011.

KARLSSON R.Ó., ÞÓRISDÓTTIR P. et BRYNJÓLFSSON S., Snjóflóð á Íslandi veturinn 2009-2010, Icelandic Meteorological office, Report VÍ 2012-016, 68 p., 2012a.

KARLSSON R.Ó., ÞÓRISDÓTTIR P. et BRYNJÓLFSSON S., Snjóflóð á Íslandi veturinn 2011-2012, Icelandic Meteorological office, Report VÍ 2012-012, 68 p., 2012b.

KARLSSON R.Ó., ÞÓRISDÓTTIR P., BRYNJÓLFSSON S. et GRÍMSDÓTTIR H., Snjóflóð á Íslandi veturinn 2010-2011, Icelandic Meteorological office, Report VÍ 2011-009, 43 p., 2011.

KJARTANSSON G., « Steinholtshlaupið 15. janúar 1967 », Náttúrufræðingurinn, n°37, 1967, p.120-169.

KJARTANSSON G., « The Steinholtshlaup, central south Iceland on January 15, 1967 », Jökull, n°17, 1968, p.249-262.

KRONHOLM K., JAEDICKE C., STALSBERG K. et SLETTEN K., « Changes in the frequency of recorded slide events in the decades since 1960 », dans FØRLAND E., Climate change and natural disasters in Norway, an assessment of possible future changes, Met.no report n°6, p.72-85, 2007.

LIED K. et BAKKEHØI S., « Empirical calculations of snow-avalanche runout distance », Journal of Glaciology, vol.26 (n°94), 1980, p.165-177.

MEYER N.K., DYRRDAL A.V., FRAUENFELDER R., ETZELMÜLLER B. et NADIM F., « Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway », Natural Hazards and Earth System Sciences, n°12, 2012, p.3059-3073.

NAWRI N., Large-scale atmospheric conditions associated with major avalanche cycles and cold season weather hazards in Iceland, Report VÍ 2013-004, Iceland meteorological office, 99 p., 2013.

NESDAL A., Lodalen – fager og fårleg, Nordberg Aksindenstrykkeri, Oslo, 160 p., 2003.

NESJE A., BAKKE J., DAHL S.O., LIE Ø. et BØE A.-G., « A continuous, high resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway », The Holocene, n°17-2, 2003, p.269-277.

NORWEGIAN GEOTECHNICAL INSTITUTE, <http://www.ngi.no/en/Areas-of-research-and-development/Soil-and-rock-slides/The-Quick-Clay-Landslide-at-Rissa---1978/>

NORWEGIAN GEOTECHNICAL INSTITUTE, <http://www.ngi.no/en/About-NGI/VP09/geoscience-activity/Blasting-caused-quick-clay-slide/>

NORWEGIAN PUBLIC ROADS ADMINISTRATION, Snow engineering for roads, about snow avalanches and drifting snow, Oslo, Handbook Serial, n°174, 105 p., 1994.

ÓLADÓTTIR O.P., Tourism in Iceland in figures, April 2013, Ferðamálastofa – Icelandic Tourisit Board, 21 p., 2013.

PÉTURSSON H.G., Drög að Skriðuannáll 1971–1990, « Icelandic Museum of Natural », History, n°14, 1991.

PÉTURSSON H.G., Skriðuannáll 1951–1970, Icelandic Museum of Natural History, n°16, 1992a.

PÉTURSSON H.G., Skriðuannáll 1991–1992, Icelandic Museum of Natural History, 17, 1992b.

PÉTURSSON H.G., Skriðuannáll 1993–1994, Icelandic Museum of Natural History, n°2, 1995.

PÉTURSSON H.G., Skriðuannáll 1925–1950, Icelandic Museum of Natural History, n°3, 1996.

PÉTURSSON H.G. et JÓNSDÓTTIR H.E., Skriðuannáll 1900-1924, NI-00018, Icelandic Museum of Natural History, 2000a.

PÉTURSSON H.G. et JÓNSDÓTTIR H.E., Skriðuannáll 1995-1999, NI-00019, Icelandic Museum of Natural History, 2000b.

PÉTURSSON H.G. et JÓNSSON H.B., Skriðuannáll 2001, NI-01026, Icelandic Museum of Natural History, 2001.

ROMSTAD B. et KELMAN I., « Just when you thought it was safe to go back into the fjord », The Foreigner (web-publication, <http://theforeigner.no/pages/columns/just-when-you-thought-it-was-safe-to-go-back-into-the-fjord/>), 2012.

SAINTOT A., HENDERSON I.H.C. et DERRON, M.H., « Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway », dans JABOYEDOFF M., Slope Tectonics, Geological Society, London, Special Publications, n°351, 2011, p.27-78.

SIGURÐSSON O. et WILLIAMS R., « Rockslides on the terminus of “Jökulsárgjalsjökull », Southern Iceland, Geografiska Annaler, n°73A, 1991, p.129-140.

SØMME A., The geography of Norden, Bergen, 363 p., 1960.

STARFSMENN SNJÓFLÓÐAVARNA VEÐURSTOFU ÍSLANDS, Ofanflóð á Patreksfirði, Icelandic Meteorological office, Ví-ÚR02, 44 p., 2003a.

STARFSMENN SNJÓFLÓÐAVARNA VEÐURSTOFU ÍSLANDS, Snjóflóð í Súðavík, Icelandic Meteorological office, Ví-ÚR04, 46 p., 2003b

STARFSMENN SNJÓFLÓÐAVARNA VEÐURSTOFU ÍSLANDS, Snjóflóð á Ísafirði og í Hnífsdal, Icelandic Meteorological office, Ví-ÚR11, 200 p., 2003c.

STATISTICS NORWAY, This is Svalbard – What figures say, 28 p., 2012.

SYSSELMANNEN PÅ SVALBARD, Tourism statistics for Svalbard, Longyearbyen, 17 p, 2006.

SYSSELMANNEN, Reiselivsstatistikk for Svalbard 2012, 24 p., 2013.

SÆMUNDSSON Þ., SIGURÐSSON I.A., PÉTURSSON H.G., JÓNSSON H.P., DECAULNE A., ROBERTS, M.J. et JENSEN E.H., « Bergflóðið sem fell á Morsárjökul 20. Mars 2007 », Náttúrufræðingurinn, vol.81 (n°3-4), 2011, p.131-141.

SÆMUNDSSON Þ. et PÉTURSSON H.G., « Grjóhrun í Drangey að fornu og nýju », dans SÆMUNDSSON Þ., BENEDIKTSSON Í.Ö et, MATTHÍASDÓTTIR T., Vorráðstefna Jarðfræðafélags Íslands, Ágrip erinda og veggspjalda, Reykjavík, 2012, p.68-69.

VOGEL S., ECKERSTORFER M. et CHRISTIANSEN H.H., « Cornice dynamics and meteorological control at Gruvefjellet, Central Svalbard », The Cryosphere, n°6, 2012, p.157-171.

WHITEMAN C.A., Cold region hazards and risks, Wiley-Blackwell, Chichester, n°366, 2011, p., 2011.

WWF International Arctic Programme, Cruise tourism on Svalbard – a risky business? Oslo, 78 p., 2004.



## CHAPITRE 8

### LES FORMES ET LES ENJEUX DE L'URBANISATION EN ARCTIQUE

Yvette Vaguet<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR6266 IDEES, Université de Rouen

L'Arctique a toujours été le siège d'enjeux géostratégiques majeurs. A l'heure où la guerre froide n'est plus, l'Arctique confirme cette position dans un ordre désormais plus économique et ce, d'autant plus que le réchauffement climatique annoncé attise les convoitises sur les richesses du «toit» du monde. Souvent associé avec la limite de l'oécoumène, l'Arctique semble antinomique de l'urbain lorsqu'on aborde les représentations courantes de la zone. La première partie de cette contribution pose la question de l'existence même de la ville en Arctique. Elle présente un état des lieux du phénomène « urbain » dans les régions polaires via les critères de définition usuels. La seconde partie questionne la dynamique temporelle du phénomène et notamment durant la dernière décennie. Les liens entre l'urbanisation et le réchauffement climatique sont abordés. Dans les deux parties, les différences régionales illustrent la diversité du phénomène.

#### Y A-T-IL DES VILLES EN ARCTIQUE ?

Si à l'échelle mondiale, plus d'un habitant sur deux est urbain, ils sont huit sur dix dans la zone circumpolaire (Canobbio, 2011). Pourtant l'Arctique demeure volontiers associé, dans nos imaginaires, à un désert blanc et glacé habité des ours blancs – animal emblématique, et quelques peuples premiers. Or, les noms comme Fairbanks, Yellowknife, Reykjavik, Mourmansk, Novy-Ourengoï, pour ne citer que les plus grands établissements urbains, évoquent bel et bien un environnement urbain boréal.

Les concepts « rural » et « urbain » vont souvent implicitement de pair, se référant à une opposition. Ils sont maniés sans toujours revenir à leurs définitions. Or, celles-ci diffèrent d'un pays à l'autre et le caractère international de l'Arctique conduit à recouvrir des réalités très différentes. Pourtant, les cinq pays du Conseil de l'Arctique (Danemark, Finlande, Islande, Norvège et Suède) sont parvenus à des définitions très semblables. Il s'agit d'un double critère : celui d'un seuil minimum de population (200 habitants mais pouvant descendre à 50 historiquement en Islande) et celui d'une distance minimum entre les constructions (200 m voire 50 m en Norvège). Au Groenland, une localité est urbaine pour sa fonction hiérarchique indépendamment de sa taille. En Russie, le statut de ville s'obtient sur demande à la condition que le lieu remplisse un critère quantitatif (minimum 12 000 habitants ou 3 000 pour un bourg de type urbain) et un critère qualitatif (au moins 85% des actifs ne doivent pas relever du secteur primaire). Toutefois, pour des questions de maillage territorial, les exceptions sont nombreuses. Au Canada, la définition se réfère aussi à un seuil minimal d'habitants (1 000 hab), une densité minimale (400 hab/km<sup>2</sup>) et une distance minimale entre les bâtis (2 km). En Alaska, c'est la densité qui prévaut (386 hab/km<sup>2</sup>). Néanmoins, malgré ce manque de cohérence des définitions, il est intéressant, dans une première approche du fait urbain, de cartographier les taux d'urbanisation des régions polaires à l'instar des données à l'échelle mondiale issues des appareils statistiques nationaux et diffusées par la banque mondiale.



La figure 8.1 montre clairement que la zone circumpolaire est urbaine. Quatorze régions sur les dix-huit cartographiées présentent un taux d'urbanisation supérieur au niveau mondial (53,4% en 2014, source : Banque mondiale). Seules deux régions sont rurales ; le Nunavut (48,2%) frôle l'équilibre et seule la région de Kainu en Finlande est franchement rurale (37,4%). Le degré d'urbanisation est maximal en Russie, dans les régions de Magadan (95,6%), Mourmansk (91,2%) et de la plaine de l'Ob (Khanty-Mansis (91,6%) et l'amalie-Nenetsie (84,9%). Ainsi, avec une densité moyenne de 0,26 habitant/km<sup>2</sup>, l'Arctique, région des extrêmes, l'est aussi en matière de statistiques de peuplement. De plus, l'usage des statistiques ne manque jamais de révéler quelques étrangetés concernant le découpage territorial. Telle Norilsk, ville au cœur de la Taïmyrie (Russie) qui présente une population équivalente à la moitié environ de celle de toute la région, était statistiquement rattachée à la région méridionale de Krasnoïarsk. Au 1<sup>er</sup> janvier 2007, toute la Taïmyrie et sa voisine l'Évenkie ont fusionné avec la région de Krasnoïarsk laquelle s'étend maintenant des rives de l'océan Arctique jusqu'à la Mongolie.

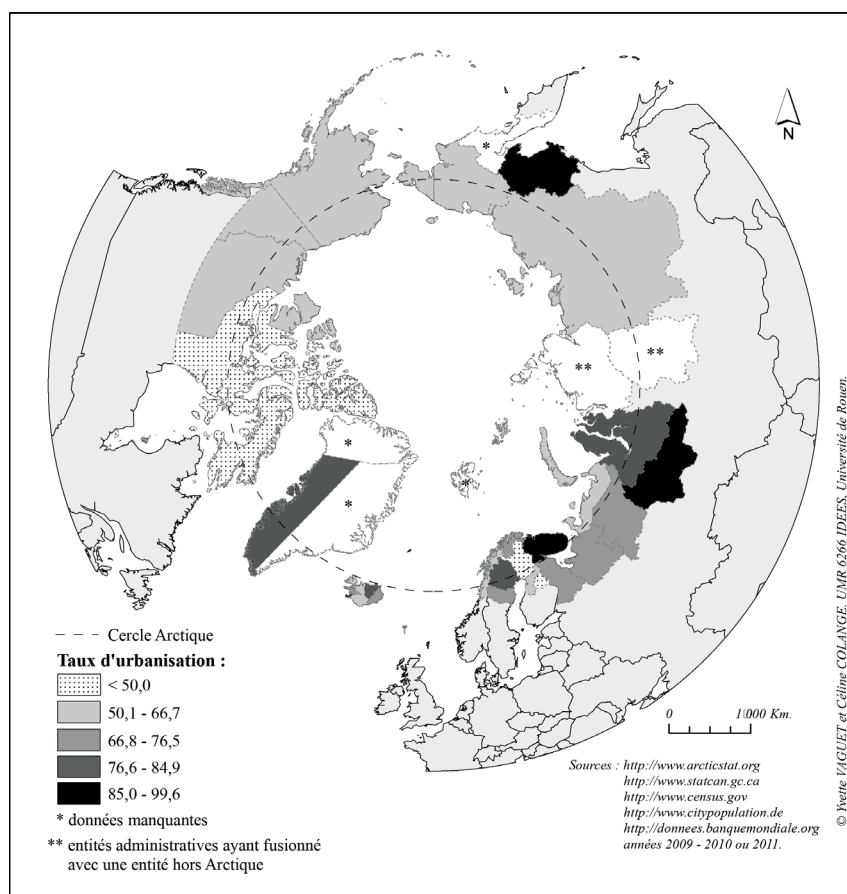


Figure 8.1 : Population urbaine dans la région circumpolaire.

Le fait urbain, observé dans toute la zone circumpolaire, recouvre des situations différentes, à l'échelle transnationale et infranationale. En effet, il semble impossible de comparer le taux de population urbaine de l'Ostrobotnie (Finlande) à celui de la Nenetsie (Russie), respectivement égal à 61 et 64,4%. Rasmussen R.O. (2011) préfère raisonner sur une carte en points qui offre une autre perspective très utile sans régler la question de la variabilité des définitions nationales. Tandis que la région de Mourmansk est plutôt bien dotée en nombre d'unités urbaines, la partie septentrionale de Krasnoïarsk (ex- Taïmyrie) l'est peu. L'armature

urbaine s'y limite à Norilsk, ses satellites et le port de Doudinka, (Zadlkind L., 2013). Cela conduit d'ailleurs à questionner la définition de la ville dans son territoire ; l'établissement doit-il appartenir impérativement à un système urbain ou peut-il s'agir d'une sorte de « ville-île », tout juste reliée à une métropole extra-régionale ?

Un autre éclairage du fait urbain en Arctique serait de rapporter les données de ces régions à celle de leur cadre de référence national. La figure 8.2 présente ainsi les situations d'urbanisation des régions polaires par rapport à l'échelon national (=1). Elle exprime d'éventuelles situations de sur-urbanisation (>1) ou de sous-urbanisation (<1). Parmi les dix sujets septentrionaux de la Fédération de Russie qui sont considérés ici (la région de Krasnoïarsk est exclue), sept apparaissent sur-urbanisés avec les maxima du bassin arctique : Magadan (1,30) et en Sibérie occidentale (de 1,15 à 1,24). Le sud-est groenlandais se place au même niveau que le Royaume du Danemark (1,00). A l'opposé, le nord du Canada et de la Finlande ainsi que la plupart des régions d'Islande apparaissent plus ruraux que le niveau national. Néanmoins, pour ce dernier état, cette ruralité apparente est en fait minorée par la sur-urbanisation de la région de Reykjavik (1,06) laquelle concentre 40% de la population nationale. Au total, la population boréale, évaluée entre 2 et 4 millions d'habitants selon la limite considérée pour la zone, est largement urbaine et parfois plutôt plus que le niveau national.

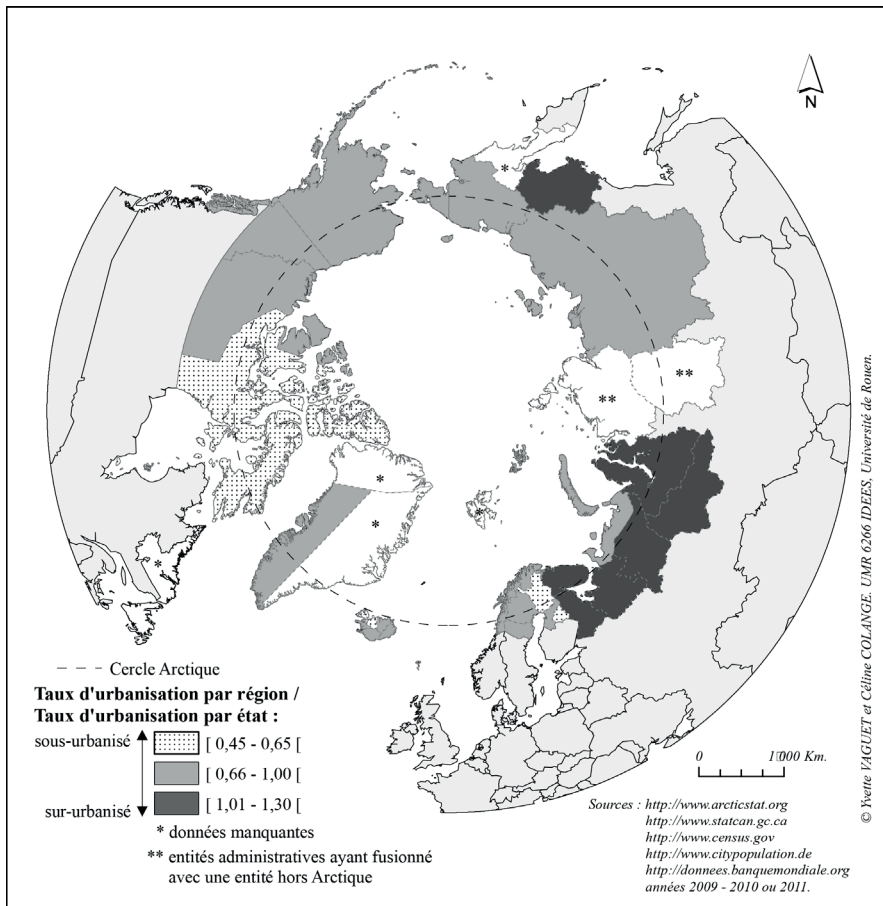


Figure 8.2 : Urbanisation des régions polaires par rapport au pays d'appartenance.

Recherchant à appréhender la ville polaire, il est intéressant de s'interroger sur les éventuelles ressemblances entre les unités urbaines. Autrement dit, existe-t-il un déterminisme ? Il ne s'agit pas d'une quête d'un illusoire modèle mais d'évoquer quelques traits qui sont, sinon prouvés, perçus, à commencer par le caractère mono-industriel. Il est exact que beaucoup d'unités urbaines sont liées à l'exploitation des richesses naturelles (tab. 8.1). Celle-ci repose souvent sur une seule entreprise faisant du lieu, une ville-entreprise : Norilsk pour le nickel avec la compagnie Norilsk Nickel, Novy-Ourengoi pour le gaz avec Gazprom, Sourgout pour le pétrole avec Sourgoutneftegaz, Fermont pour le fer avec ArcelorMittal Mines Canada.

Villes	Ressource naturelle exploitée	Date (approx)	Population (en milliers)
Fairbanks (Alaska)	or	1902	31
Vorkouta (Russie)	charbon	1932	74
Yellowknife (Canada)	or ; diamant	1934 ; 1991	22
Nijnevartovsk (Russie)	pétrole	1962	240
Novy-Ourengoi (Russie)	Gaz	1973	118
Noïabrsk (Russie)	Gaz et pétrole	1973	110
Norilsk (Russie)	Nickel	1930	175
Fermont (Canada)	Fer	1974	2,8

Tableau 8.1 : Ville et industrie : un lien fréquent ?

Depuis la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle et au XX<sup>ème</sup> siècle, en Russie, le développement industriel a requis beaucoup de ressources naturelles. Or celles-ci se distribuent largement dans la partie septentrionale du territoire national. Leur mise en valeur a eu pour corolaire l'urbanisation spatialement inégale du Grand Nord. Ceci s'est traduit d'une part, par la multiplication d'unités urbaines créées, le plus souvent, ex-nihilo, à la distribution calquée sur celle des complexes industriels, et, d'autre part, par la croissance des villes. Actuellement, la Fédération de Russie détient le record de grands établissements urbains : onze villes de plus de 200 000 habitants sont situées au nord du 60°N (PNUE, 2012).

En conséquence, la Russie pèse pour construire l'image de la ville polaire intrinsèquement liée à l'industrie extractrice, d'autant que des exemples similaires se trouvent aussi dans les autres pays arctiques. Il faut reconnaître que, sous d'autres latitudes, la ville est aussi souvent fille de l'industrie. Pour autant, il faut noter des exemples comme Yellowknife qui était déjà un lieu de peuplement important lorsque débuta l'exploitation de l'or. De plus, les nombreuses villes tertiaires constituent autant de contre-exemples. C'est le cas de certaines capitales telles Nuuk (Groenland), Reykjavik (Islande), Iqaluit (Nunavut, Canada), Kuujuaq (Nunavik, Canada), Anadyr (Tchoukotka, Russie), Salekhard (Iamalie, Russie) ou encore Khanty-Mansiysk (district de Khantys-Mansis, Russie). Ainsi, la vision déterministe ne

résiste guère. Il faut chercher une ressemblance non pas tant dans le profil économique mais dans la difficulté de diversifier celui-ci, d'autant que ces villes sont souvent jeunes (tab. 8.1).

Dans la continuité de la recherche d'une définition de la ville polaire, deux critères semblent pertinents (Collignon B., 2008). Celui de l'hyperconcentration des populations sur un établissement urbain renvoie au concept de « place centrale ». Ainsi, le quart environ de la population groenlandaise vit à Nuuk, la capitale. De même en Islande, 40 % de la population vit à Reykjavík, un tiers de celle des îles Féroë à Torshavn et près de 40 % de la population des Territoires du nord-ouest du Canada vivent à Yellowknife. L'autre critère serait celui de la densité de bâti, lequel renvoie au paysage urbain lui-même produit de puissants héritages nationaux. Le seuil de 200 m constitue un maximum défini par quelques appareils statistiques conformément à la définition donnée par la Conférence de Prague en 1966. Or, il semble que les unités urbaines boréales offrent fréquemment un tissu très ouvert. Il est aisé et tentant d'y lire une conséquence des fortes contraintes naturelles locales tels les marécages, augmentées des difficultés d'acheminement du matériel et des matériaux de construction. Kuujuaq (Nunavik, Canada) montre des extensions pavillonnaires discontinues. Nuuk (Groenland) offre un paysage urbain plutôt de petits et moyens collectifs en patches discontinus. En Russie, l'héritage soviétique a laissé, à l'inverse, des paysages de grands collectifs. Cependant, au sein des nouvelles extensions, le modèle de la maison individuelle, le cottage, se répand ici aussi en dépit des contraintes précitées.

## QUELLE DYNAMIQUE TEMPORELLE ?

La dynamique temporelle constitue une dimension importante quand il s'agit de discuter du fait urbain. L'urbanisation apparaît comme le résultat de quêtes individuelles de nouvelles opportunités. Dès lors, ce processus semble inévitable mais aussi une pré-condition d'un territoire, à son développement et à sa capacité d'adaptation au monde toujours en mouvement. Depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle, l'humanité enregistre une urbanisation sans précédent. Aujourd'hui, la population mondiale urbaine a franchi le seuil des 50% (53,4% en 2014, banque mondiale). En 2050, cette part sera de 80%. L'Arctique, loin des représentations les plus courantes, offre une dynamique conforme à cette tendance globale (Rasmussen R.O., 2011). L'urbanisation en Arctique dès lors peut se poser en miroir de la mondialisation (Canobbio E. 2011).

Partout, les taux d'urbanisation augmentent à l'exception de trois régions russes (Arkan-gelsk, Mourmansk et Khanty-Mansis). Dans son ensemble, la Russie fait figure d'exception du fait qu'elle affichait partout en 2000, des taux déjà très élevés. En effet, les autorités soviétiques ont soutenu le peuplement du Grand Nord et le développement de villes, souvent créées ex-nihilo pour les besoins de l'industrie, d'abord avec « l'économie de goulag » puis à grands renforts d'incitations socio-économiques. En la matière, la Sibérie occidentale constitue un exemple tout à fait emblématique et précoce au sein de la zone boréale de l'émergence, non pas d'une ville-île mais d'un semis de villes (fig. 8.3 ; Vaguet, 2005 ; 2013). Lorsque la mise en valeur des richesses en hydrocarbures du sous-sol de la région commença dans les années soixante, les autorités soviétiques ont, avec des incitations socio-économiques, encouragé les travailleurs à s'installer dans les villes nouvelles. Celles-ci se sont multipliées au gré des découvertes de nouveaux gisements et de leur mise en valeur dépendante des cours du pétrole.

Cependant, la décennie qui a suivi l'effondrement de l'Union soviétique, a été marquée entre autres, par la réduction des prestations sociales et des subventions ainsi que par l'effondrement de l'appareil de production. La conséquence en fut le repli vers le centre national et le mouvement migratoire inverse a particulièrement affecté les régions du Grand Nord. Des établissements urbains ont été rayés des cartes et les populations de beaucoup de villes ont diminué drastiquement sur la période 1995-2002. La région de Mourmansk, pourtant proche de l'Europe et de Saint-Pétersbourg - seconde ville du pays, a été la plus affectée. Il en est de

même de la Tchoukotka, région la plus éloignée du centre national et urbanisée tardivement. Toutefois comme le dépeuplement des campagnes était encore plus sévère, la part d'urbains apparaît stable (tab. 8.2 ; Zadlkind, 2013). La richesse pétrolière et gazière de la lamalie a

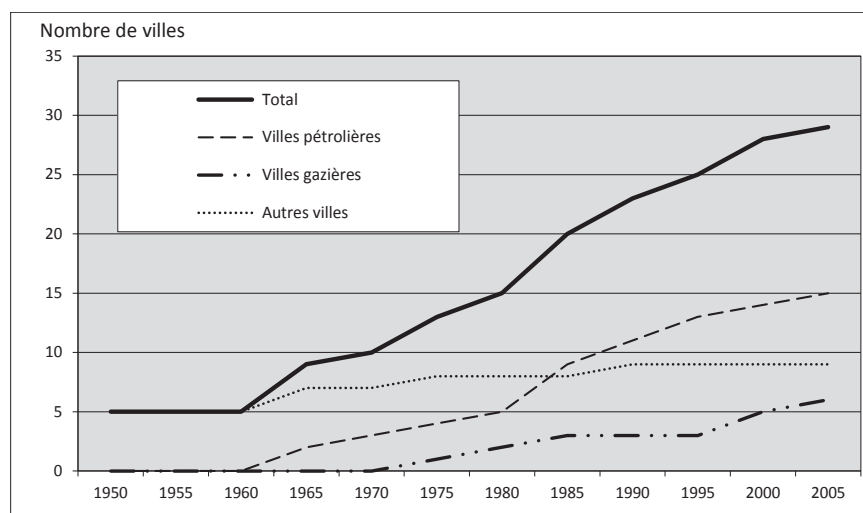


Figure 8.3 : L'explosion urbaine en Sibérie occidentale\* depuis 1950.

\* Oblast de Tioumen, Okroug autonomes de Khantys-Mansis et de lamalo-Nenets.

permis à la région de limiter l'hémorragie de sa population. Actuellement, ce processus de rétractation de l'urbanisation se prolonge mais à un rythme moindre, et, depuis le début des années 2000, quelques villes arctiques russes enregistrent un nouveau regain démographique rejoignant ainsi la tendance générale.

Un autre point important de la dynamique temporelle réside dans les effets de métropolisation. Celle-ci est alimentée doublement ; par l'exode rural, comme au Groenland où, depuis les années soixante-dix, des petits établissements humains se dépeuplent au point d'être abandonnés (Rasmussen R. O., 2013), et par les apports exogènes qui peuvent être majoritaires comme dans la plaine de l'Ob conduisant à la réduction de la part des autochtones.

Certains gouvernements tentent de ralentir le processus d'urbanisation de l'Arctique. Enrayer l'exode rural peut en constituer un levier. A cet égard, la Norvège soutient la création d'emplois dans ces zones (PNUE, 2012). Un autre levier consiste à éviter la création d'établissement humain permanent autour des bassins d'emplois qui s'appuient principalement sur des ressources naturelles. Ainsi, l'Amérique du Nord opte pour des bases avec des travailleurs en rotation.

Ces politiques n'ont qu'un succès relatif. En Norvège, elles n'ont pas enrayer le déclin des petits établissements humains tandis que la population de Tromsø, plus grande ville de l'Arctique scandinave à près de 70°N, voit sa population augmenter. La création de l'université au début des années soixante-dix pour maintenir les jeunes dans les régions septentrionales a d'ailleurs participé à ce processus de métropolisation.

Dans l'avenir, les prévisions de réchauffement climatique de l'Arctique augurent du renforcement de l'urbanisation même si celui-ci présente des risques : « la croissance rapide de la population de l'Arctique [...] et sa concentration dans les villes ont des répercussions importantes sur les écosystèmes fragiles de cette région. Les pressions dues à l'urbanisation dans l'Arctique sont celles qu'on observe ailleurs, mais leurs effets sont amplifiés par le climat et l'éloignement » (PNUE, 2012). Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur le Climat (GIEC),

	2000 ou 2001	2010 ou 2011
<b>Russie :</b>		
Republic of Karelia	74,5	76,5
Republic of Komi	75,3	76
Arkhangelsk Oblast	74,9	73,7
Nenets Autonomous Okrug	62,3	64,4
Murmansk Oblast	92,3	91,2
Khanty-Mansii Autonomous Okrug	92,2	91,6
Yamal-Nenets Autonomous Okrug	83,3	84,9
Republic of Sahka (Yakutia)	64,2	65,5
Magadan Oblast	91,4	95,6
Chukchi Autonomous Okrug	66,4	66,4
<b>Etats-Unis :</b>		
Alaska	65,6	66
<b>Canada :</b>		
Labrador + Newfoundland	57,7	59,4
Northwest Territories	58,4	59,2
Nunavut	32,5	48,2
Yukon	58,7	60,7
<b>Royaume du Danemark :</b>		
Vestgronland - Greenland	81,5	84,1
îles Feroe	36,3	40,9
<b>Islande :</b>		
Vestfirðir	46,6	50,2
Austurland	71,1	75,5
Nordhurland Vestra	59,3	60,8
Nordhurland Eystra	77,3	79,7
Reykjavik	99,5	99,6
Sudhurland	66,8	69,9
Vesturland	77,5	77,7
<b>Norvège :</b>		
Finnmark	72,9	74,7
Nordland	65,2	68,9
Troms	63,8	66,7
<b>Suède :</b>		
Norrbottn	81	82,2
Vasterbotten	74,8	77,6
<b>Finlande :</b>		
Kainuu	34,8	37,4
Lapland	48	50
North Ostrobothnia	53,5	61

Source : <http://www.arcticstat.org>

Tableau 8.2 : Population urbaine (en %) en 2000 et 2010 dans 32 régions arctiques.

dans son cinquième rapport (2013), aggrave le diagnostic concernant le réchauffement climatique prévu. Or, l'Arctique l'enregistre dans de plus fortes proportions que les autres latitudes. Au début de 2010, le ministre russe des Ressources naturelles, Louri Troutnev, s'était déclaré très préoccupé de la position particulièrement exposée des villes russes : « [...] En Russie, ce processus [de réchauffement du climat] est plus dynamique, en raison de la situation continentale du pays. Les tendances constatées dans certaines villes sont encore plus éloquentes : Saint-Pétersbourg et Kazan : plus 3 degrés en cent ans, Iakoutsk (Sibérie du nord-est) et Omsk (Sibérie occidentale) : plus 4 degrés » (Ria, 2010).

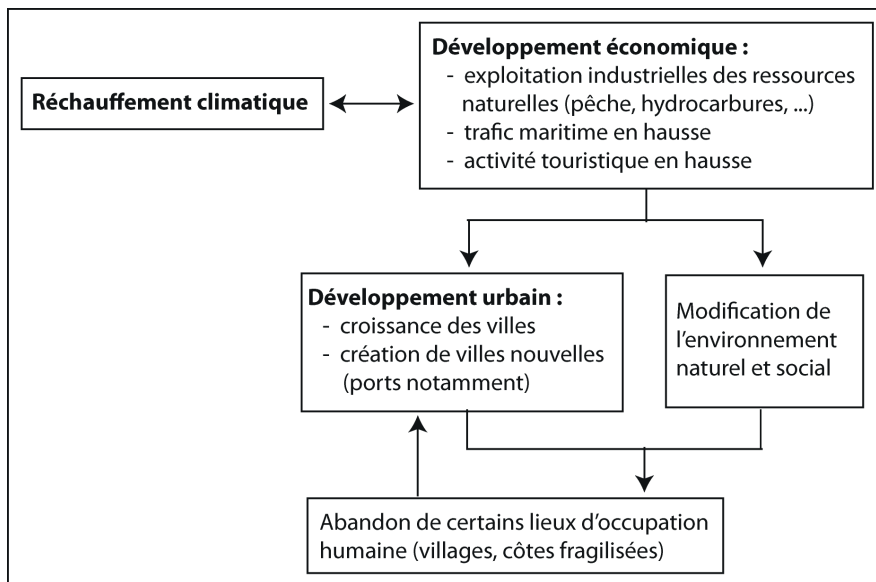


Figure 8.4 : Contexte de développement des villes en Arctique.

Ce changement climatique favorise le développement économique de la zone circumpolaire et, d'ores et déjà, le trafic maritime, le tourisme et les projets d'exploitation des ressources du sous-sol s'intensifient (fig. 8.4). Les unités urbaines boréales bien dotées en infrastructures aériennes, lesquelles constituent, en ces contrées, une aménité de base, peuvent jouer le rôle de porte d'entrée vers l'Arctique et ses ressources. En retour, les activités économiques nécessitent des localités urbaines avec des équipements pour leur relais (ex : les ports pour l'activité maritime). Les villes et les activités associées telles les industries extractives contribuent à leur tour au changement climatique global par l'émission de polluants. L'exode rural alimentant la croissance des villes pourrait aussi être le résultat du nécessaire abandon d'environnements naturels exposés aux nouveaux risques (ex : côtes fragilisées par la remontée du niveau de la mer).

Deux exemples de villes existantes de Sibérie occidentale peuvent illustrer la figure 8.4 et toutes les incertitudes de l'avenir. Sourkout, est un bel exemple de la première génération des villes pétrolières de la plaine de l'Ob (Russie). Née avec l'exploitation du pétrole dans les années soixante, elle dépend encore de cette ressource pour 60 % de son budget. Sur ses 320 000 habitants, 100 000 sont salariés du secteur, dont 80 000 relèvent de la compagnie Sourkoutneftegaz. Celle-ci finance largement la construction d'infrastructures collectives (stade, polyclinique, centre culturel). Sous l'effet du réchauffement climatique, le débordement du fleuve pourrait submerger la ville et inonder la région jusqu'à Nijnevartovsk, recouvrant villes, champs d'extraction et infrastructures de transport.

Plus septentrionale, Noïabrsk est d'une vingtaine d'années plus jeune et compte environ 100 000 habitants. La ville produit du gaz et du pétrole et elle est régulièrement menacée de fermeture au gré des ralentissements de la production. De fait, Noïabrsk, comme la majorité des villes de l'Arctique russe, fait face à l'incertitude de son avenir au-delà des réserves de la ressource naturelle exploitée (Vaguet, 2010 ; Bayou et Le Bourhis, 2008). La municipalité doit aussi se préparer aux conséquences d'une fragilisation du pergélisol imputable au réchauffement climatique. L'exposition au risque d'affaissement des infrastructures vieillissantes pourrait bien devenir un souci majeur.

Ainsi ces villes, et bien d'autres, pourraient être englouties par les eaux fluviales ou/et marines. Elles pourraient tout aussi bien s'effondrer sur elles-mêmes, sous l'action de la fonte du pergélisol. Elles seraient ainsi victimes du réchauffement climatique avant même d'avoir vu l'avènement de l'ère post-pétrole. Une autre vision, plus optimiste, voudrait qu'elles poursuivent leur croissance grâce aux hydrocarbures, mais cette fois en jouant le rôle de base arrière pour le développement d'espaces plus septentrionaux, lié à l'exploitation du sous-sol océanique et à l'intensification du trafic maritime. De fait, la route du nord-est, presque deux fois plus courte que les autres trajets entre l'Europe et l'Asie, est peu utilisée en raison des glaces. Or, elle pourrait être dégagée toute l'année d'ici dix ou quinze ans, rendant caduc l'usage de brise-glace, sauf dans quelques passages délicats. Dès lors, elle ne manquerait pas de devenir une autoroute maritime d'un grand intérêt économique et stratégique, à même de bouleverser l'organisation mondiale des transports de masse, ce qui stimulerait la mise en valeur du littoral arctique sibérien avec le développement d'infrastructures portuaires notamment. Déjà, le trafic s'est intensifié tandis qu'il n'y a que deux grands ports, Mourmansk et Arkhangelsk (Thorez P., 2008).

## CONCLUSION

Loin des représentations de l'Arctique blanc désertique, la population de la zone circumpolaire est déjà fortement urbanisée. Cependant, comme à l'échelle mondiale, nous ne disposons pas d'une définition statistique homogène, ce qui rend l'analyse du fait urbain compliqué. Villes industrielles et villes tertiaires cohabitent partout dans la zone arctique. Néanmoins, elles sont souvent industrielles, plus précisément mono-industrielles, notamment en Russie. Le pouvoir central russe a conduit le développement spatialement inégal du Grand Nord appuyé sur l'essor des complexes militaro-industriels associé à un peuplement permanent et urbain. Le haut degré d'urbanisation des régions boréales du pays se maintient malgré la perte en nombre d'unités urbaines et en habitants urbains, conséquence de la crise post-soviétique. La diminution absolue du nombre d'urbains se ralentit depuis 2002 et les régions riches d'hydrocarbures sont parvenues à maintenir une dynamique démographique. Partout les taux d'urbanisation augmentent et rares sont les régions où les populations rurales demeurent majoritaires. Ainsi la zone circumpolaire s'inscrit dans la tendance mondiale. Celle-ci est même renforcée ici par les potentialités de développement économique que le réchauffement climatique pourrait insuffler.



## BIBLIOGRAPHIE

BAYOU C., LE BOURHIS E., « Norilsk et Mourmansk, quel avenir pour deux villes du Grand Nord russe ? » *Le courrier des pays de l'Est*, n° 1066, 2008, p.35-47.

CANOBBIO E., *Mondes arctiques, miroirs de la mondialisation*, Documentation photographique, dossier n°8080, 63 p. 2011.

COLLIGNON B. (2008). « Urban context', 'Urban life', 'Urbanity' : What is a City after all ? *Geography's Basics on the Object 'Urban* », dans SEJERSEN F., THISTED K. et K S. (dir.), *The Urban Arctic. Living Communities: New Perspectives on Inuit Urban Life*, Copenhagen, Eskimology and Arctic Studies Section / IPSSAS, p. 9-16.

RIA N., « Climat : le réchauffement en Russie est une réalité », *RIA Novosti*, 11 janvier 2010, <http://fr.rian.ru/>, 2010.

RASMUSSEN R.O. (Ed.), *Megatrends*, Nordregio, 205 p., 2011.

RASMUSSEN R.O., « Megatrends in Arctic Development », *Proceedings from the First International Conference on Urbanisation in the Arctic*, Nordregio, WP 2013-6, n°218, 2013, p19-22.

THOREZ P., « La Route maritime du Nord. Les promesses d'une seconde vie », *Le courrier des Pays de l'Est*, n°1066, 2008, p.48-59.

PNUE, « L'avenir de l'environnement mondial GEO-3 », chapitre 2 : Les zones urbaines : régions polaires, <http://www.unep.org/geo/geo3/French/440.htm>, 2012.

VAGUET Y., « La conquête des hydrocarbures en Sibérie occidentale, le modèle centre-périphérie revisité », *L'Espace Géographique*, n°2, 2005, p.145-159.

VAGUET Y., « Russie : Les incertitudes climatiques dans l'Arctique pétrolier », *Revue électronique Grande Europe – la revue sur les pays du continent européen*, La Documentation Française, Dossier Face aux désordres climatiques, vol.19 (n°78), 2010, p.29-39.

VAGUET Y., « Oil and Gas towns in Western Siberia: past, present and future challenges », *Proceedings from the First International Conference on Urbanisation in the Arctic*, Nordregio, WP 2013-6, n°218, 2013, p125-132.

ZADLKIND L., « Review of Russian Arctic Regions: urbanization, economy, demography », *Proceedings from the First International Conference on Urbanisation in the Arctic*, Nordregio, WP 2013-6, n°218, 2013, p.25-30.

## CHAPITRE 9

### LES ROUTES MARITIMES DE L'ARCTIQUE

Jacques GUILLAUME<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CNRS, UMR6554, LETG, Laboratoire Géolittomer, Nantes

La maîtrise tardive des routes maritimes de l'Arctique les a longtemps confinées sur les marges de la navigation moderne, puisqu'il fallut attendre 1878-1879 pour que Nordenskjöld parvienne à vaincre le passage du Nord-Est (et même 1932 pour relier en une seule saison Arkhangelsk à Vladivostok) ; il fallut même attendre 1903-1906 pour qu'Amundsen force le passage du Nord-Ouest, exploit qui ne sera renouvelé en une seule saison qu'en 1944 dans le sens Est-Ouest et qu'en 1954 dans le sens Ouest-Est (Amiral Besnaut, 1992). Mais le recul avéré de la banquise d'été depuis une trentaine d'années (elle atteint moins de 3,6 millions de km<sup>2</sup> en septembre 2012, soit la surface la plus faible depuis le début des observations en 1979, époque où la banquise estivale atteignait régulièrement huit à neuf millions de km<sup>2</sup>, La Recherche, 2012), donne un relief nouveau à la question des routes maritimes (Lasserre, 2001). Les médias y prêtent attention et il ne se passe guère de mois dorénavant sans que ne soient portés à la connaissance du grand public, de nouveaux « exploits » en matière de navigation arctique. Ainsi, au début de décembre 2012, a-t-on appris le « forçage » du passage du Nord-Est pour la première fois par un méthanier en opération commerciale. Parti le 7 novembre de Hammerfest en Norvège avec 134 000 m<sup>3</sup> de GNL, le navire a engagé la route maritime du Nord, escorté de trois brise-glace nucléaires, pour parvenir le 6 décembre au port japonais de Tobata, réalisant ainsi, par rapport à la route classique de Suez, un gain de temps d'une vingtaine de jours, en économisant au passage 40% de ses dépenses de soutage (dépenses engendrées par l'achat des combustibles nécessaires au fonctionnement du navire).

Comme toujours en pareil cas, les médias s'enflamment et nous font basculer derechef dans un nouveau monde : ainsi le magazine *Géo*, profitant de l'année des pôles en 2007, a publié un volumineux dossier dans son numéro 337, dans lequel les messages alarmants foisonnent : « sur ces terres lointaines, c'est l'avenir de la planète qui se joue »... « des navigateurs vont mesurer la fièvre des glaciers »... « le froid, les vieux en parlent comme un souvenir des temps heureux »... « jusqu'où ira la grande fonte »... « ça fond, ça casse, ça passe »...et pour couronner le tout, on nous parle de « la nouvelle route vers le Pacifique », sujet qui serait dans toutes les têtes des opérateurs maritimes (Feger, 2008). Même le très sérieux magazine *La Recherche* (2012) nous parle d'urgence, de nouveaux défis, de rivalités et de convoitises. Est-il possible alors de résister aux mirages du dégel ?

Cette vision quelque peu caricaturée de la réalité, si elle ne doit surtout pas être brocardée pour atténuer les effets d'un changement climatique indéniable, doit être appréhendée à sa juste mesure (André, 2005). Il est encore loin le temps où des norias de navires emprunteront les routes de l'Arctique, au prétexte d'un raccourcissement des trajets qu'ils pratiquent aujourd'hui pour relier les pôles de la Triade. Bien des contraintes se liguent pour rendre l'entreprise particulièrement périlleuse ou inefficace sur le plan économique. Et si l'évacuation de ressources rendues soudain plus accessibles est un argument plus convaincant, nous n'en sommes encore qu'à des estimations ou des conjectures dont les clés ne sont pas dans l'Arctique, mais bien dans les équilibres du marché mondial des matières premières et des

sources d'énergie. De plus, la dynamique économique de la mise en réserve de ces éventuelles ressources est à apprécier à la lumière des intérêts géostratégiques des Etats bordiers, dont la déclinaison n'est pas identique entre le Canada et la Russie. Méfions-nous donc de céder aux mirages de la Chine, entrevus au travers des passages arctiques, comme avait pu le faire en son temps, non sans humour, Jacques Cartier en se heurtant aux rapides du Saint-Laurent devant la future Montréal. Trop d'obstacles sont encore à surmonter, pour le plus grand profit de la protection de ces milieux très fragiles. Reste qu'il convient de bien mesurer l'ampleur des évolutions, à partir de données tangibles et incontestables, pour ensuite les évaluer à l'aune de leur mise en contexte, technique, économique et politique.

## D'INDÉNIABLES MODIFICATIONS ENVISAGEABLES POUR LA CIRCULATION MONDIALE

Toutes les observations s'accordent sur une réduction de la banquise estivale en Arctique, sur le raccourcissement des temps d'englacement dans les zones de cette banquise estivale, avec une débâcle de plus en plus précoce dans l'année, une embâcle de plus en plus tardive, et pour finir, une moindre extension de la banquise au cours de l'hiver (alors qu'elle devrait atteindre 14 à 15 millions de km<sup>2</sup> au cours d'un hiver « normal »). Ce point est important car, plus les glaces d'hiver sont réduites, en surface et en épaisseur, moins grande sera l'énergie requise pour les faire fondre et plus la banquise se réduira aussi en été (Kergomard, 2007, Stroeve et al., 2007).

Il apparaît que des eaux, régulièrement couvertes à plus de 60% par la glace pendant l'été, ne le sont plus que de manière réduite ou qu'à titre très épisodique : c'est le cas non seulement des passages au plus près du continent au Canada, mais aussi des détroits prolongeant l'ouverture du détroit de Lancaster, jusqu'au détroit du Prince de Galles, entre les îles de Victoria et de Banks, ouvrant sur la mer de Beaufort, puis l'Alaska ; côté russe, on observe les mêmes phénomènes : sur la période 1979-2006, la situation la plus fréquente en été fut la présence d'eaux libres le long de la côte, excepté le long de la presqu'île de Taïmyr, des eaux complètement libres ayant même pu être observées cinq fois pendant la période, pendant quelques semaines à la fin de l'été (Thorez, 2008a). Les climatologues craignent un emballement du retrait des glaces, en raison de l'effet d'albédo : la glace et la neige réfléchissent l'essentiel de l'énergie solaire, mais la mer déglacée en absorbe la plus grande part : un océan Arctique de moins en moins englacé se réchauffe donc d'autant plus vite, accélérant la fonte. Certains prévoient même que l'océan Arctique serait libre de glaces permanentes à brève échéance, en tout cas à des échéances bien plus rapides que celles envisagées par les modèles de prévision, pourtant fort alarmants, mais qui ont du mal à prendre en compte les phénomènes de rétroaction qui, jusqu'à présent, sont tous allés dans le sens d'une accélération du réchauffement (Gascard, 2008). Il s'agit là d'un scénario-catastrophe qui signifie qu'il n'y aurait plus qu'une banquise hivernale dans le bassin arctique, faite de glaces jeunes, peu épaisses et de faible extension (fig.9.1).

De tels changements sont enregistrés par les mouvements de navigation. Les Garde-côtes canadiens ont relevé, en 2007, quatre-vingt-six navires ayant pénétré dans les eaux arctiques canadiennes, dont onze en transit. En Russie, le trafic de la Route Maritime du Nord, qui avait plongé au moment de l'effondrement de l'Union soviétique (de 6,6 millions de tonnes en 1987 à moins de 1,6 million de tonnes en 1999), se relève doucement pour dépasser les 2 millions de tonnes en 2005 et 2006 (et même 3,5 en 2003), (Thorez, 2008b).

Cette route avait été effectivement ouverte sous l'ère soviétique, suite au voyage réussi du brise-glace « Sibiriakov » dans le courant de l'été 1932 entre Arkhangelsk et Vladivostok. Avait alors été rapidement créée la Direction générale du Sevmorput, afin d'ouvrir la route pour desservir les communautés isolées le long des principaux fleuves sibériens (Ob, Lenisséi, Léna et Kolyma) et pour permettre un accès à la

façade du Pacifique. La route devint praticable tous les ans à partir de 1935. Il est à noter qu'elle n'avait pas été conçue dans un souci de stimuler le transit international, même si un cargo soviétique fit un voyage de démonstration en 1967 entre Le Havre, Hambourg, Rotterdam et Yokohama par la Route maritime du Nord en vingt-sept jours (Lasserre, 2004).

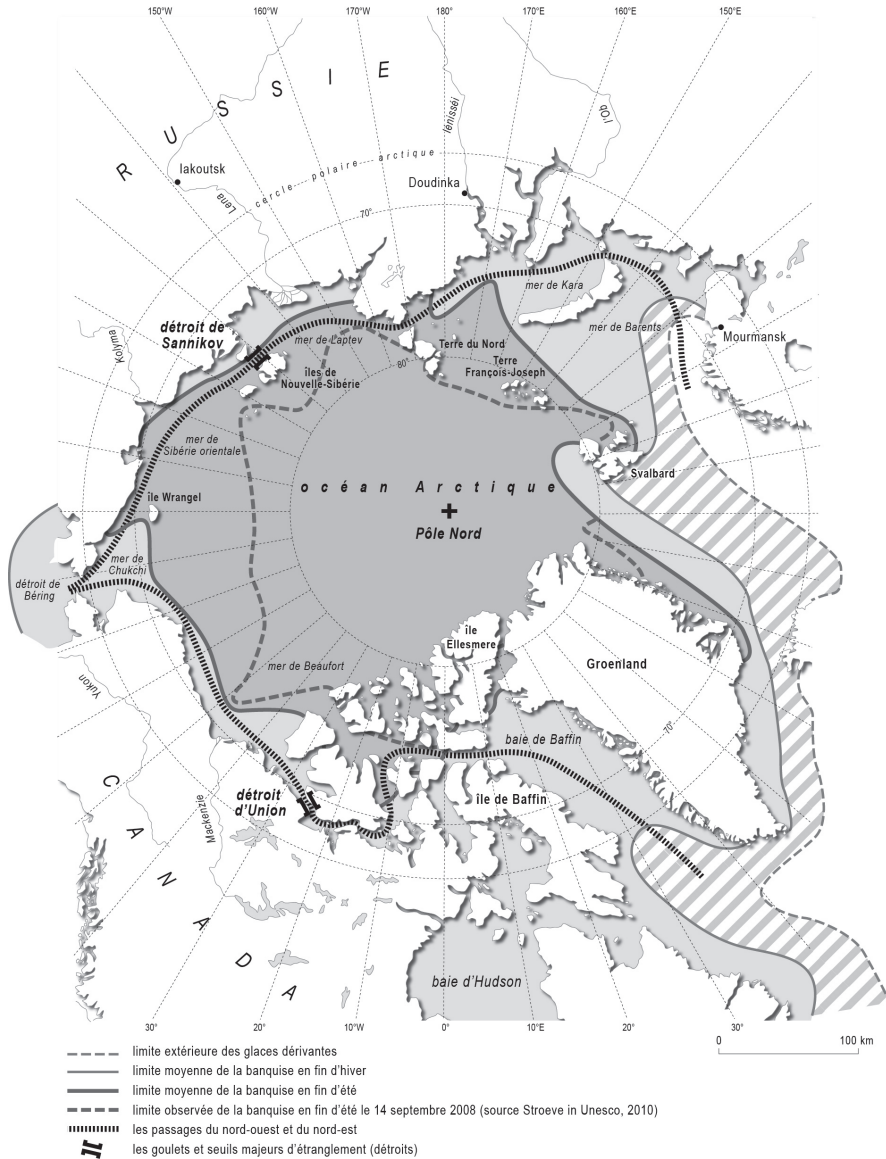


Figure 9.1 : Routes maritimes et réduction de la surface de la banquise arctique.

Aujourd'hui encore, les compagnies qui animent la route du Nord sont des compagnies russes, aux premiers rangs desquelles il faut citer la Murmansk Shipping Company ou la FESCO. La première avait été constituée en septembre 1939 pour précisément desservir la route du Nord (Blatrix, 2012a). C'est à ce titre qu'elle reçut la mission de gérer la majeure partie de la flotte de brise-glace soviétique en 1953. Elle fut en même temps équipée de navires de mieux en mieux adaptés à la navigation dans les glaces, en particulier les exceptionnels SA-15 (pour Sub-Arctic d'un tonnage de 15 000 tpl [tonnes de port en lourd], entrés en service dans les années quatre-vingt). C'est d'ailleurs l'un d'entre eux, le « Kola », qui fit, en juillet 1990, un voyage entre Hambourg et Tokyo par l'Arctique en dix-neuf jours, dont huit seulement dans le passage du Nord-Est. A son apogée, au milieu des années quatre-vingt, cette compagnie avait à sa disposition quatre-vingt navires, dont une dizaine de brise-glace, une dizaine de cargos SA 15 et une trentaine de conbulkiers (navires capables de transporter à la fois des marchandises conteneurisées et des marchandises en vrac.). Malgré la crise post-soviétique et l'émergence de concurrents, la compagnie arme encore une trentaine de navires. FESCO est en revanche un opérateur nettement plus internationalisé, ouvert sur l'aire du Pacifique (Blatrix, 2013). Mais en charge des liens maritimes entre la Russie du Pacifique et la Russie d'Europe, il a été poussé à desservir la Sibérie arctique, en alternative de la grande route par Suez. En dehors de ces deux ténors, il faut également citer la compagnie pétrolière Lukoil qui, non contente de disposer de sa propre filiale pour le transport des hydrocarbures (Arctic Tankers), a pris des parts dans la Northern Shipping Company (Arkhangelsk) ou la Murmansk Shipping Company. On peut également rappeler la création en 1995 de la compagnie publique Sovcomflot, spécialisée dans le transport des hydrocarbures et dont une partie de la flotte, équipée pour la navigation dans les glaces, est amenée à intervenir en Arctique.

Le réchauffement diplomatique s'accordant avec le réchauffement climatique, les Russes ont ouvert la route au transit international en 1990, année d'adoption d'un « règlement de la navigation sur l'itinéraire de la route maritime du nord ». Cette ouverture fut l'occasion de lancer un programme international de recherches, l'International North Sea Route Program (INSROP), financé par les Russes, les Norvégiens et les Japonais, ces derniers étant évidemment, par leur situation géographique, les plus intéressés à se rapprocher les uns des autres par la route maritime du Nord. Plus de cent-soixante rapports ont été élaborés à son sujet entre 1993 et 1999.

Il convient cependant de remarquer la divergence profonde de comportement entre les deux grands Etats arctiques que sont le Canada et la Russie (Lasserre, 2010). Si le Canada est très réservé à l'égard du transit arctique (il est prêt à l'interdire, ou du moins à le contrôler très sévèrement par l'intermédiaire d'une législation, dont les fondements reposent sur la loi sur la Prévention de la Pollution des eaux Arctiques, promulguée dès 1970), la Russie est nettement plus intéressée. Cet intérêt s'appuie sur la réduction sensible des distances entre les pôles marchands de l'hémisphère Nord qui, eux-mêmes, s'inscrivent dans la géométrie de la sphère, sur laquelle on aura tendance à privilégier systématiquement les routes orthodromiques (ligne la plus courte en empruntant l'arc de grand cercle entre deux points d'une sphère), elles-mêmes d'autant plus intéressantes qu'elles utilisent les moyennes ou hautes latitudes. C'est ainsi qu'un trajet Rotterdam-Tokyo par Suez signifie une distance à parcourir de 21 200 km, alors que le passage du Nord-Est la ramène à 14 100 km, et le passage du NW à 15 900 km. Le même trajet par Panama s'élève à 23 300 km. Sur ce trajet sensible, en particulier pour les porte-conteneurs, il est aisé d'envisager des économies par le choix de la route la plus courte : économie de soute, réduction du temps de rotation et par conséquent du nombre de navires en ligne pour le même service, élimination des frais de canal. Il convient toutefois de garder en mémoire que ces atouts ne s'adressent qu'au marché des lignes régulières, le plus sensible à la distance-temps. Pour les autres segments du transport maritime qui, en tonnage sont les plus massifs, c'est la distance-coût qui importe et cette dernière est obtenue, moins par la réduction des distances géographiques que par l'augmentation des masses transportées : on peut le vérifier aisément par la résistance de la route du Cap pour le pétrole, au regard de la route de Suez, pourtant beaucoup plus courte. De ce point de vue, le

maintien d'obstacles sur les routes arctiques, avec des profondeurs limitées à 13 mètres environ, tant du côté russe (détroit de Sannikov) que du côté canadien (détroit d'Union), est un handicap sérieux (Lasserre, 2004). Les porte-conteneurs suivent d'ailleurs la même voie, un tirant d'eau de 13 mètres correspondant à des porte-conteneurs d'environ 5000 boîtes EVP (contre 14 000 à 16 000 EVP pour les plus gros porte-conteneurs d'aujourd'hui sur la route de Suez, ce canal étant prêt à digérer rapidement les navires de 18 000 boîtes). Or, les navires fréquentant les routes arctiques devraient avoir des tirants d'eau en deçà de la profondeur des détroits précédemment évoqués, pour des raisons évidentes de sécurité. Certes, il serait toujours possible de s'affranchir de ces détroits en testant des routes de contournement, mais elles seraient en posture encore plus septentrionale, donc avec des risques plus forts d'englacement (Somanathan et al., 2007).

Il convient également de rappeler que le gain de distance obtenu par le passage du Nord-Est s'annule depuis l'Europe à partir de la mer de Chine méridionale. Il est plus long de passer par le Nord que par Suez pour atteindre Singapour (Ortolland et Pirat, 2010). Cette remarque est à faire dans la perspective d'un glissement des centres de gravité économiques de l'Asie au profit de l'Asie du Sud-Est, voire de l'Asie du Sud, avec la montée en puissance de l'économie indienne.

Il est certain que la même remarque est valable pour le passage du Nord-Ouest, surtout à la lumière des liens entre la façade atlantique de l'Amérique du nord et l'Asie (une liaison New York-Tokyo fait 18 500 km par Panama, 25 000 par Suez et 16 000 seulement par le passage du Nord-Ouest), ou encore des liens entre l'Europe et la façade pacifique de l'Amérique du Nord (Rotterdam-Vancouver, 17 000 km par Panama, moins de 15 000 km par le passage du Nord-Ouest et même moins de 14 000 par le passage du Nord-Est). Dans ce cas, s'ajoute à l'attrait de la moindre distance, la délivrance des contraintes du canal de Panama, canal saturé et limité en gabarit, pour des navires d'une largeur d'à peine plus de 32 mètres et d'un tirant d'eau légèrement supérieur à 12 mètres, soit pour les vraquiers, des capacités de transport de 60 000 à 80 000 tonnes et pour les porte-conteneurs, des capacités de charge n'excédant pas 4000 à 4400 EVP. De telles contraintes ont d'ailleurs permis le développement des « landbridges » des chemins de fer américains afin d'alimenter les bassins de consommation atlantiques en produits asiatiques, au départ des ports américains du Pacifique. Elles expliquent aussi l'essor des services Suez Express au départ des ports atlantiques des Etats-Unis pour la desserte de l'Asie, malgré les distances à parcourir nettement plus longues que par Panama. Cela dit, la construction de nouvelles écluses sur le canal de Panama, dont la mise en service est prévue en 2016, devrait redonner de l'importance à Panama, en lui permettant d'accueillir des navires de l'ordre de 13 000 boîtes. Dès lors, l'option arctique semble perdre de l'intérêt pour desservir la façade atlantique nord-américaine, au départ du continent asiatique.

## UN INTÉRÊT RENFORCÉ PAR LE DÉSENCLAVEMENT DES RESSOURCES ARCTIQUES

En réalité, la question de l'évacuation des ressources naturelles est centrale, plus sans doute que celles du transit des navires de lignes régulières dont la logistique est déjà parfaitement maîtrisée en d'autres lieux (Lasserre, 2008). On veut bien se souvenir d'ailleurs que c'est le voyage du pétrolier « Manhattan » dans le passage du Nord-Ouest en 1969 qui a incontestablement porté au grand jour ce type d'enjeu. En vue d'exploiter les pétroles du nord de l'Alaska, le passage avait été testé avec un navire totalement transformé pour l'occasion dans un chantier américain. Ce pétrolier, construit en 1962, avait été compartimenté, renforcé et allongé d'une vingtaine de mètres, pour une cinquantaine de millions de dollars de l'époque, en vue de franchir le détroit de Lancaster, puis aborder le détroit de MacClure, avant de s'engager dans le détroit du Prince de Galles pour retrouver les eaux libres en mer de Beaufort et accéder au site de Prudhoe Bay. Assisté de deux brise-glace et les ballasts remplis d'eau, il avait effectué la traversée à la fin de l'été, entre le 2 septembre et

le 14 septembre 1969. Après avoir chargé symboliquement un baril de pétrole, le navire était reparti par le même chemin pour atteindre New York le 12 novembre. L'expédition, malgré son retentissement, n'avait pas convaincu et le choix d'une évacuation directe par oléoduc sur la côte sud de l'Alaska s'était donc révélé bien plus judicieux. Le navire a d'ailleurs été réutilisé au départ de Valdez, avant d'être démoli en 1987.

Il est certain que les changements climatiques renforcent l'intérêt d'une prospection méthodique des ressources arctiques. Paradoxalement, la dévolution au Canada d'une partie des terres arctiques aux Inuits, avec la fondation du Nunavut au 1<sup>er</sup> avril 1999 consolide la pertinence de cette exploration. En effet, signé en 1993 dans la logique des traités « modernes », qui tentent de manière générale à rééquilibrer les rapports entre autochtones et allochtones, l'accord s'attarde sur les revendications des Inuits avec le plus de précision possible. Alors que le Nunavut dispose de 2 millions de km<sup>2</sup> de terres émergées, les autochtones ont des droits exclusifs sur 352 000 km<sup>2</sup>, ainsi que des droits miniers sur une partie de cette surface, le reste du sol et du sous-sol demeurant terres de la Couronne, à la seule exception des droits de pêche et de chasse garantis aux autochtones, ces mêmes autochtones recevant en dédommagement, une indemnité financière pendant quinze ans, ainsi que 5% des redevances pérennes que le gouvernement fédéral perçoit ou percevra sur l'exploitation des ressources. Ce nouveau cadre d'exploitation, qui associe Canadiens et Inuits, donne des garanties de stabilité à l'exploitation minière de l'Arctique et facilite ainsi l'engagement des investissements privés, comme on peut le constater par les projets de ports en eau profonde qui ont fleuri dans les années qui suivirent la signature de l'accord sur le Nunavut (Roberts, 2007).

Mais c'est la Russie qui laisse entrevoir les développements les plus intéressants. Alors que ses territoires ouverts sur le monde arctique ne représentent guère plus de 2,5% de sa population (pour plus de 36% de sa superficie), nous avons là déjà plus du dixième du PIB russe et plus du cinquième des exportations au début du XXI<sup>ème</sup> siècle, grâce à l'importance des ressources naturelles. Parmi celles-ci, figurent les hydrocarbures, avec près de 80% des réserves et 90% de l'extraction de gaz naturel en Russie, ainsi que des réserves de pétrole estimées entre 15 et 20 milliards de tonnes. Le principal gisement d'hydrocarbures, notamment de gaz, se localise dans le bassin de l'Ob qui contiendrait plus du tiers des réserves mondiales connues. Son exploitation a commencé avec celle du pétrole dans la partie méridionale de la plaine de l'Ob avant de se déplacer vers le Nord. Les deux principaux bassins d'exploitation sont actuellement ceux d'Ourengoï et de Iambourg, dans l'ouest immédiat de l'estuaire de l'Ob, mais ceux de la presqu'île de Iamal et de la mer de Kara sont les plus prometteurs. En 2005, la production dans l'okroug de Iamal-Nenets s'est élevée à plus de 550 milliards de m<sup>3</sup> de gaz, soit 87% de la production russe, auxquels il fallait adjoindre 52,5 millions de tonnes de pétrole. Le pétrole est également largement exploité plus à l'ouest, dans le bassin de Timan-Petchora (Thorez, 2007).

Les matières premières ne sont pas en reste, puisqu'on estime que les gisements desservis par le Sevmorput contiennent 90% des réserves d'apatite, 85% du nickel, 60% du cuivre, 95% des métaux rares dont l'or et l'argent, de l'ensemble de la fédération. Aux importantes ressources de la péninsule de Kola, s'ajoutent, plus à l'est, au-delà du détroit de Kara, de nombreux gisements accessibles par mer. Mention spéciale doit être faite du combinat de Norilsk, aux portes du Ienisseï, cœur de la compagnie Norilsk Nickel. La construction du combinat fut décidée en 1935, pour exploiter les gisements polymétalliques de la rive droite de l'Ienisseï au nord du cercle polaire. Toute une chaîne de fabrication a été créée sur place à partir de l'exploitation des mines. Elle comprend les usines d'enrichissement et la métallurgie du nickel, du cuivre, du palladium, du cobalt et du platine. Cette concentration d'usines explique le développement d'une ville de plus de 130 000 habitants. Après la disparition de l'URSS, toutes les activités sont tombées dans l'escarcelle de Norilsk Nickel, détenu majoritairement par l'Etat, avant d'être privatisée en 1997, sous le contrôle majoritaire du groupe ONEXIM de l'oligarque Poutanine. L'entreprise a ensuite racheté des mines dans la presqu'île de Kola, qu'elle a restructurées sous la houlette du groupe Kola GMK et de ses diverses filiales (Montchegorsk,

Petchenga, Zapoliarny et Nikel aux portes de la frontière norvégienne). Elle a également repris les installations industrielles de la région de Norilsk, dont la centrale thermique et le port de Doudinka. En tout, le groupe fournit 15% du nickel mondial et il entend bien poursuivre sa politique d'intégration, en développant sous son contrôle une flotte de tankers et de minéraliers à coque renforcée pour naviguer dans les glaces. Il a reçu récemment, de chantiers finlandais, cinq porte-conteneurs ultra-modernes (650 EVP et 14 500 tpl), destinés à la ligne Doudinka-Mourmansk, et il compte récidiver à l'horizon 2016 avec des porte-conteneurs de 1450 EVP, à mettre en service entre Doudinka et Shanghai. Enfin, il ne faut pas négliger les ressources forestières, lorsqu'elles sont voisines des côtes dans la partie européenne de la Russie, (d'où le rôle important d'Arkhangelsk), ou lorsque la remontée des fleuves sibériens permet de les atteindre, comme c'est le cas par exemple à Doudinka ou Igarka sur l'Ienisseï.

Certes, les esprits chagrins pourraient objecter que ces activités ont dans l'ensemble subi un sérieux tassement avec la disparition de l'URSS, comme attesté par le fléchissement des trafics de la Route maritime du Nord, ou par l'érosion démographique des agglomérations qui en dépendent. Norilsk a perdu près de 50 000 habitants entre 1989 et 2005, Igarka a vu sa population réduite de plus de moitié, tout comme Tiksi ou Dikson qui, à la racine de la presqu'île de Taïmyr, a littéralement fondu, et n'est plus qu'une bourgade d'un millier d'habitants. La récession a été particulièrement dure en Iakoutie et en Tchoukotka, les productions y étant divisées par cinq entre la fin des années 1980 et l'an 2000. D'autre part, pour les ressources dont le redressement est le plus prometteur, comme les hydrocarbures, l'utilisation de la voie maritime peut être évitée avec l'important réseau de conduites, dont disposent la compagnie d'Etat Transneft pour le pétrole et le conglomerat également contrôlé par des capitaux publics Gazprom pour le gaz. Mais cette évacuation terrestre vers l'Europe se heurte au problème du transit sur le sol ukrainien ou biélorusse, tout en rendant la Russie assez vulnérable envers ses clients exclusivement européens.

D'où l'intérêt d'une évacuation maritime, en particulier pour le pétrole, que la Russie cherche bien sûr à renforcer à des latitudes fréquentables, comme à Novorosiirsk en mer Noire et surtout Primorsk en Baltique. Les côtes arctiques ne sont pas oubliées avec plusieurs terminaux : à Talagi, près d'Arkhangelsk, à Vitino dans la baie de Kandalakcha, à Varandei sur la mer de Petchora. Sur ce dernier site, la société Lukoil a installé au large une bouée de chargement permettant l'accès de pétroliers-navette de 70 000 tpl. Ces installations devraient permettre à Mourmansk, port constamment libre de glace, de servir de plate-forme de regroupement et d'éclatement des pétroles russes de l'Arctique pour le marché international (Chaussée, 2009). Un autre argument milite pour le renforcement du rôle de la mer dans l'évacuation des hydrocarbures. Il tient tout simplement à l'importance des gisements offshore à plus ou moins long terme. La mer de Kara semble ici très prometteuse et surtout la mer de Petchora et la mer de Barents de façon plus générale, où des gisements d'envergure sont d'ores et déjà identifiés, comme le champ pétrolier de Prirazlomnoye, découvert en 1989, et surtout le champ gazier de Shtokman, découvert en 1988. Pour le premier, deux navires ont été livrés en 2010 par des chantiers de Saint-Petersbourg, sur un design finlandais ; ils viennent charger aux installations offshore du site, à une soixantaine de kilomètres de la côte. Pour le second, le saut technologique est encore plus spectaculaire. En effet, très éloigné des côtes, loin de toute région habitée et soumis aux pires conditions climatiques, Shtokman n'attire l'attention que par ses formidables réserves de gaz naturel : peut-être 3200 milliards de m<sup>3</sup> de gaz, sous des profondeurs d'eau de 280 à 380 mètres. La licence d'exploration et d'exploitation avait d'abord été confiée à Rosshelf, une filiale de Gazprom qui s'est rapidement rapprochée de compagnies étrangères, dont Norsk Hydro et TotalFinaElf pour la constitution d'un consortium d'exploitation. Ce consortium créé en 1996, a été dissous en 2002, au terme échu des accords de 1996. Après bien des péripéties, Gazprom a annoncé la reprise des opérations en 2007 en compagnie de Total (25% du projet), StatoilHydro (24%), Gazprom s'octroyant les 51% restants. L'opération qui suppose la construction d'un gazoduc sous-marin de 500 km de long et d'un terminal de liquéfaction à Teriberka, d'où le gaz serait expédié par voie maritime, signifie des investissements pharaoniques, dont l'ampleur



explique sûrement un nouveau report du projet, annoncé durant l'été 2012. Pourtant, on ne peut s'empêcher de penser que ce genre d'exploitation connaît déjà un début d'application en Norvège, avec la mise en oeuvre du gisement de Snöhvit, situé à plus de 71° N de latitude, à 143 km au nord-ouest de Hammerfest. Le champ qui dispose de réserves estimées à 160 milliards de m<sup>3</sup> de gaz est opéré par StatoilHydro, Total et GdF Suez détenant respectivement 18,4 et 12% des parts. Le gaz est rabattu par gazoduc sous-marin sur le terminal de Melkøya, d'où il est expédié depuis 2007 par voie maritime. Cette exploitation en modèle réduit de ce que pourrait être la mer de Barents côté russe, annonce, malgré ses difficultés de mise au point, l'intrusion inéluctable des pétroliers et des gaziers dans l'offshore des hautes latitudes.

## DES CONTRAINTES FORTES À L'ENCONTRE D'UNE UTILISATION RAPIDE DES ROUTES MARITIMES DE L'ARCTIQUE

Cela dit, de multiples contraintes obligent à freiner les ardeurs pour l'exploitation des routes maritimes de l'Arctique. Elles sont d'abord d'ordre technique, puisque la rétraction de la banquise d'été ne signifie pas la disparition immédiate de la glace. En effet, la fonte provient de deux sources principales : l'absorption du rayonnement solaire et la conduction de la chaleur de l'air à l'eau, jusqu'à ce que la température de cette dernière dépasse la température de son point de congélation (-1,9° à taux de salinité normale, à 35 pour mille). Au moment du dégel, des mares se forment, s'étendent puis se creusent jusqu'à l'apparition d'eau libre. Ces trous de fonte se réchauffent par rayonnement et la glace environnante absorbe la chaleur de l'eau par conduction. Se forment alors des blocs disjoints, très sensibles aux courants de dérive, de sorte que le pack peut brusquement varier d'un pack très lâche (inférieur à 4/10 de la surface totale) à un pack redevenu brusquement serré, où les floes (les blocs de glace) sont amenés à se retoucher, voire à se ressouder par le retour du gel. Par ailleurs, la banquise côtière, c'est-à-dire celle qui est attachée à la côte, a toujours tendance à fondre en dernier, tout simplement parce que le taux de salinité y est en général plus faible et que le point de congélation s'y produit à des températures plus élevées, de sorte que les eaux libres du large peuvent être « contaminées » inopinément par ce genre de glace, au moment du dégel. Ajoutons que la diminution de la banquise saisonnière accentue les risques de rencontrer des floes de vieille glace, détachés de la banquise permanente, souvent plus épais que dans le pack saisonnier, donc plus dangereux pour la navigation. Ces floes sont parfois des floebergs, faits de monticules engendrés par la compression entre plusieurs plaques dérivantes, qui s'accompagnent souvent sous la surface, de quilles de plusieurs dizaines de mètres de tirant d'eau. Ainsi, si les hummocks ne dépassent que très rarement une dizaine de mètres, les quilles peuvent atteindre jusqu'à 50 à 60 mètres (Weeks, 2010).

Enfin, n'oublions pas que le réchauffement concerne aussi les glaciers terrestres et qu'il en existe un certain nombre en Arctique qui sont susceptibles de produire des icebergs, dans l'archipel nord canadien, où ils sont les plus nombreux (270 000 km<sup>2</sup> environ en y ajoutant les glaciers de la Terre de Baffin), dans les îles de l'Arctique européen (Svalbard, îles François Joseph, Nouvelle Zemble), ou de Sibérie (Severnaia Zemlia), soit en tout plus de 90 000 km<sup>2</sup> de glaciers supplémentaires. Le principal fabricant d'icebergs reste bien sûr le Groenland avec ses 1,8 million de km<sup>2</sup> de glaces et surtout son volume de 2,7 millions de km<sup>3</sup>, la production annuelle des icebergs groenlandais étant évaluée en moyenne à 240 km<sup>3</sup>. Dit autrement ou plus précisément, les spécialistes estiment que 30 000 icebergs de taille moyenne sont produits chaque année à partir de la seule côte occidentale du Groenland. Ces icebergs peuvent être pris dans la banquise, s'échouer, se déséchouer et ils ont une tendance naturelle à mener leur vie propre, autant par leur masse, que par leur origine différente de celle de la glace de mer. Soumis à des courants en profondeur différents de ceux de la surface, ils sont surtout nettement moins sensibles au vent que les plaques de la banquise. C'est pourquoi on les voit souvent se déplacer d'un mouvement propre au milieu des glaces de mer. Ils finissent par s'échapper dans les eaux libres, où l'augmentation de la température de l'eau achève d'en avoir raison, par dislocation et fusion. En général, leur fonte s'accélère dès que l'eau atteint 3

à 4°C mais leur espérance de vie peut atteindre un an à deux ans, espérance de vie suffisante en tout cas pour que les plus grosses pièces issues du Groenland puissent atteindre aisément le 55° au large du Labrador, voire le 48° au large des bancs de Terre Neuve (quelques centaines avec des différences considérables d'une année à l'autre : 931 icebergs avaient franchi le 48° en 1957, 1 seulement en 1958, 2 022 en 1984, 976 à nouveau en 2008). Selon toute vraisemblance, ce nombre est amené à augmenter avec le réchauffement climatique, renforçant alors très sensiblement les risques pour la navigation (Whiteman, 2011). Evidemment, on a tous en tête les 1517 victimes du naufrage du Titanic, pourtant réputé insubmersible, le 14 avril 1912.

On a donc compris que la navigation arctique est dangereuse et se traduit par d'importants surcoûts pour en atténuer la vulnérabilité (Chircop, 2007). De ce point de vue, les compagnies d'assurance ont joué un rôle majeur, puisqu'elles n'ont pas l'habitude de couvrir des risques permanents, mais bien des risques aléatoires. Or, la glace est un risque permanent dans certaines zones géographiques, dont l'Arctique bien sûr. Ceci signifie que la fréquentation de ces eaux doit faire l'objet du paiement d'une surprime qui dépend des caractéristiques du navire, de la fiabilité de son armement et de son équipage, de la saison de navigation et de la zone fréquentée. Ces surprimes ne sont pas endossées systématiquement par les assureurs et font l'objet d'une évaluation du risque encouru, d'où la définition de la classe des navires qui dépend de différents paramètres (coque, propulsion, protection du gouvernail et des hélices, etc). Les sociétés de classification ont donc défini des classes, devenues références des assureurs et de leurs clients (l'IACS, association internationale de ces sociétés, en compte sept). Par ailleurs, l'Organisation Maritime Internationale a produit différentes directives qui doivent être respectées par les navires fréquentant les glaces. Elles sont complétées ou largement renforcées par les Etats riverains de l'Arctique qui entendent imposer des normes aux navires qui fréquentent leurs propres eaux. Les plus connues ont été édictées par la Finlande et la Suède en Baltique, avec trois catégories de navires, la première étant la seule habilitée à fréquenter la Baltique englacée, avec l'assistance la plupart du temps d'un brise-glace. Les navires classés 1A super sont autorisés à naviguer sans le concours d'un brise-glace, sauf circonstances exceptionnelles (Lépy, 2009). La Russie, le Canada, les Etats-Unis ont édicté leur propre classement, en fonction de l'épaisseur de la glace ou de son ancienneté, ou en fonction de la saison de navigation. Naturellement, le recours à un brise-glace, lorsqu'il est obligatoire, entraîne des surcoûts inconnus en eau libre, de sorte que les routes arctiques ne sont pas si intéressantes qu'il n'y paraît au premier abord, à l'examen des seules économies sur les distances à parcourir. Ainsi Verny et Grigentin (2009) ont estimé les coûts de transport d'un conteneur EVP sur la route maritime du Nord, entre Hambourg et Shanghai, à 2500/2800 dollars, soit deux fois le prix pratiqué sur la route royale de Suez. Même le Transsibérien est une voie alternative intéressante par rapport à la route arctique (1800/2200 dollars), avec des délais d'acheminement pratiquement équivalents. Du reste, la FESCO ne s'y est pas trompée. Bien implantée sur les lignes de l'Asie-Pacifique, elle a créé une co-entreprise avec les chemins de fer russes, qui permet de desservir Moscou depuis Vladivostok, huit fois par semaine. Elle peut proposer une desserte Shanghai-Moscou en vingt-quatre jours. Même si le Transsibérien ne fait pas encore trop d'ombre aux grands porte-conteneurs de la route de Suez (182 000 EVP en 2007), c'est déjà beaucoup plus que par l'Arctique !

On peut objecter à ces lourdes contraintes, la résistance d'une banquise de plus en plus « effritée », et surtout l'efficacité croissante des techniques navales qui sont conçues pour l'affronter. De ce point de vue, les Russes et surtout les Finlandais sont en pointe dans le monde (Blatrix, 2011). Les Finlandais en particulier ont fait un pas considérable, en inventant le propulseur multidirectionnel électrique, pouvant fonctionner alternativement proue ou poupe en avant. Le navire équipé de ce genre de propulseur (azipod), peut alors avancer proue en avant pendant l'été et poupe en avant pendant l'hiver, les hélices présentes sous la partie du navire qui attaque la glace donnant une efficacité bien supérieure au navire. La glace s'effondre en effet, se brise, en étant aspirée par les remous de l'appareil propulseur, puis elle est éjectée le long de la coque par les flux d'eau engendrés. Le navire « double face » ainsi équipé

peut donc s'aventurer dans les glaces sans le concours d'un brise-glace et surtout, peut être utilisé comme un navire normal en eau libre. Depuis les premiers navires rééquipés selon ce principe dans les années 1990, notamment les pétroliers brise-glace Uikku et Lunni, de la compagnie finlandaise Neste, plusieurs navires ont été conçus dès la construction en propulsion double face (dont les porte-conteneurs de Norilsk Nickel déjà cités). Même s'ils sont plus chers à construire qu'un navire normal, ils sont plus efficaces à puissance équivalente et donc moins coûteux à exploiter. Du reste, la Russie ne s'y est pas trompée, le holding de l'Etat russe United Shipping Corporation se rapprochant de STX Finland en 2010, pour constituer la co-entreprise Arctech Helsinki Shipyard Oy, en charge d'animer les anciens chantiers Wärtsilä de la capitale finlandaise, traditionnellement spécialisés dans la construction de navires destinés à affronter les glaces (Blatrix, 2012b).

Il reste cependant des atouts essentiels aux routes circumcontinentales traditionnelles, dès lors qu'il s'agit de transit, et non de strict accès à l'Arctique. En effet, sur ces routes traditionnelles, s'égrènent des ports en chapelet, avec des littoraux fortement peuplés et à potentiel de consommation élevé. Ceci permet aux opérateurs d'organiser des réseaux de hubs, à partir desquels ils desservent les marchés secondaires, soit à l'échelle des aires régionales, soit à l'échelle des liaisons Nord-Sud. Les opérateurs sont conduits à procéder de cette manière, au nom de l'efficacité de la distance structurale, c'est-à-dire d'une logique réticulaire, totalement absente dans l'Arctique. A moins d'imaginer des sortes de réseaux de hubs à l'envers, autour d'un ring arctique, sur lequel se grefferaient des hubs à construire, sur les sites les mieux situés pour relier par cabotage nord-sud, les diverses façades de la Triade (Baird, 2006, Lacoste, 2011). Mais cette solution ne pourrait être envisageable qu'au prix de l'assurance d'une régularité permanente de la circulation maritime sur les routes arctiques, ce qui est loin d'être acquis, compte tenu des caprices de la glace et de sa présence toujours effective en hiver.

Au total, toutes ces considérations semblent préserver l'Arctique d'une intrusion massive de navires venant du sud. Seuls les vraquiers ont de bonnes chances d'y pénétrer, parfois en liaison intra-arctique, par exemple entre les ports de la mer de Barents et le Canada atlantique ou la baie d'Hudson. Plus marginal, mais significatif tout de même, serait l'essor de la croisière, que l'absence d'infrastructures d'accueil limiterait, du moins dans un premier temps, à de petits navires et à une clientèle pionnière (Auvray, 2010).

La question politique, souvent présentée comme cruciale, doit donc être relativisée, compte tenu de la minceur des intérêts du transit. La question est néanmoins intéressante car elle tend à rapprocher les points de vue du Canada et de la Russie qui, à l'égard du transit, ont pourtant des opinions très divergentes. Le point central porte ici sur les modes de calcul des lignes de base droites qui entourent les îles, tant du côté canadien que du côté russe (Brubaker, 1999, Stokke, 2007). Pour les deux Etats arctiques, les lignes de base droites (La ligne de base est la limite à partir de laquelle est calculée la largeur de la mer territoriale) doivent englober toutes les îles reportant d'autant vers le nord l'extension de la mer territoriale. Cette question est lourde de sens puisqu'elle permet aux Etats côtiers d'interdire leurs eaux intérieures à la navigation en transit, alors que le passage est libre en mer territoriale, du moins dans les limites juridiquement définies du passage inoffensif. Il convient de préciser à ce sujet que le Canada est d'une grande susceptibilité, dans la mesure où sa souveraineté sur les îles de l'Arctique est encore mal étayée. Si l'Arctique continental ne lui est pas contesté puisqu'il a hérité en 1870 des terres initialement dévolues à la compagnie de la Baie d'Hudson par la couronne britannique, sa souveraineté sur les îles reste fragile. Elle repose sur la cession en 1880 des restes des possessions britanniques en Arctique, terres découvertes ou à découvrir, ce qui est mal fondé en droit, puisqu'il est difficile de céder quelque chose dont on ne connaît pas encore l'existence. Par la suite, les Américains, les Danois et les Norvégiens, en multipliant les expéditions, ont encore fragilisé la position canadienne. Otto Sverdrup, en découvrant les îles qui portent aujourd'hui son nom, les a revendiquées pour la Norvège en 1898-1902. De ce point de vue, le forçage du passage par Amundsen n'avait rien de particulièrement rassurant

pour les Canadiens et il a fallu attendre 1931 pour que la Norvège finisse par renoncer à son droit sur les îles Sverdrup. C'est ce contexte très particulier qui fait dire aux Canadiens que les eaux entourant les îles sont leurs eaux intérieures, dans la mesure où c'est l'étape ultime d'une reconnaissance de souveraineté dont les fondements initiaux restent incertains (Von Hvalky, 2007). La convention de Montego Bay n'apporte rien de très précis à ce sujet : elle reconnaît le principe des lignes de base droites dans le cas d'un chapelet d'îles, à condition qu'on ne s'écarte pas sensiblement du tracé de la côte ; elle reconnaît également la possibilité de tracer des lignes de base droites dès lors que l'Etat côtier peut faire état d'intérêts économiques propres à la région considérée « dont la réalité et l'importance sont manifestement attestées par un long usage ». Mais rien n'est dit de principes géométriques intangibles qui permettraient de régler les différends de manière automatique.

Se greffe sur cette question celle des détroits internationaux que le développement du transit arctique imposerait par l'usage. Il est en effet précisé qu'un détroit international suppose la reconnaissance par les Etats bordiers du droit de transit (selon le mode normal de navigation du navire), dès lors qu'il s'exerce par le détroit entre une partie de la haute mer ou une zone économique exclusive et une autre partie de la haute mer ou une autre zone économique exclusive. On voit aisément que les deux questions s'emboîtent puisqu'il ne pourrait pas y avoir de détroit international dans des eaux intérieures. On comprend dans ces conditions que les puissances extérieures ne sont pas prêtes à reconnaître les prétentions canadiennes, en particulier les Etats-Unis, d'autant plus qu'ils n'ont pas ratifié la convention de Montego Bay.

Les tensions entre les deux pays sont apparues avec le passage du Manhattan en 1969 et ont ressurgi avec le passage sans autorisation du brise-glace américain « Polar Sea » en 1985. Cette tension momentanée (peut-être à l'adresse autant du Canada que de l'ex-URSS) s'est conclue sur un accord bancal en 1988, les Etats-Unis s'engageant à demander un accord préalable au Canada pour tout transit dans les eaux de l'Arctique, tout en précisant que « rien ni aucune pratique en découlant n'affecte les positions respectives pour ce qui a trait à cette zone ». Autrement dit les Etats-Unis ne reconnaissent toujours pas les eaux intérieures de l'archipel canadien. Le gouvernement canadien a alors choisi la stratégie de la reconnaissance tacite du reste de la communauté internationale, en faisant valoir que la souveraineté canadienne vaut mieux finalement que pas de souveraineté du tout (Bergh, 2012).

Le Canada est ainsi dans une posture où la protection de son domaine arctique lui impose une présence constante de sa part, au risque que sa souveraineté lui soit contestée par la communauté internationale. Il est donc acculé à montrer le pavillon, à déployer des moyens militaires et civils, liés notamment à la recherche scientifique, comme en témoigne la transformation du brise-glace « Sir John Franklin » en navire de recherche en le rebaptisant (fort innocemment ?) « Amundsen ».

## CONCLUSION

« Pour vous donner une idée de la banquise, représentez-vous un empilement d'énormes glaçons séparés, tantôt par des trous remplis de neige molle et d'eau, tantôt par de larges étangs. Une suite de montagnes russes branlantes ; après une colline, un ravin, bref un terrain formé de blocs inégaux entassés dans le désordre le plus extravagant. Nulle part, la moindre plaque unie, où l'on pourrait dresser la tente et attendre ; avec cela un brouillard épais ». Et si cette description faite en 1897 par Fridtjof Nansen, devenait obsolète, autant par la réduction effective de la glace que par l'efficacité croissante des engins qui l'affrontent, nous en donnons finalement une représentation affadie et presque domestique. Jusqu'à présent, les contraintes économiques et politiques se sont substituées aux obstacles naturels pour maintenir l'Arctique aux marges de l'oekoumène. Mais il y a fort à parier que la découverte de ressources importantes et la démonstration de la faisabilité de leur exploitation changent la donne de fond en comble. Pourrait alors se développer une navigation d'acheminement,

plus que de transit, dont les modalités pratiques sont encore à inventer. La Russie pour sa part a déjà choisi, mais de manière assez unilatérale : la route est ouverte, mais les navires doivent se conformer au « règlement de la navigation sur l'itinéraire de la route maritime du nord », sous contrôle d'une administration dont les attributions ont été redéfinies par la loi du 28 juillet 2012. Cette loi en profite pour modifier la configuration de la route qui s'élargit à un vaste plan d'eau de plus de 2 millions de km<sup>2</sup>. (Thorez, 2013). Cette affirmation renforcée des droits de l'Etat côtier, au motif des spécificités arctiques et au mépris de la reconnaissance internationale du passage inoffensif, est un enjeu majeur pour les prochaines décennies. Sauf, si la nature, accélérant le dégel, permet l'ouverture de la route transpolaire, directement du détroit de Fram au détroit de Béring. La débâcle ne serait alors plus seulement naturelle, elle serait aussi géopolitique, l'océan Arctique basculant dans les usages les plus ordinaires de la Haute mer. Ainsi serait vérifiée la prédiction de l'Unesco (2010) testant la validité du développement durable de l'Arctique au risque du réchauffement climatique : « les répercussions du phénomène (seront) ressenties sur l'ensemble de la planète, car elles se propagent par les réseaux mondiaux - tous interconnectés - de l'environnement, la culture, l'économie et la politique ».

## BIBLIOGRAPHIE

- AMIRAL BESNAUT, *Géostratégie de l'Arctique*, Paris, Economica et FEDN, 284 p., 1992.
- ANDRÉ M.F., *Le monde polaire : mutations et transitions*, Paris, Ellipses, 187 p., 2005.
- AUVRAY F., « Les croisières polaires », *Navires et Marine marchande*, n°45, 2010, p.8-19.
- BAIRD A., « Optimising the container transshipment hub location in Northern Europe », *Journal of Transport Geography*, vol.14 (n°3), 2006, p.195-214.
- BERGH K., « Les politiques arctiques du Canada et des Etats-Unis : facteurs internes et contexte international », *Diplomatie, Géopolitique des mers et des océans*, Hors série n°10, 2012, p.81-83.
- BLATRIX O., « Aker Arctic technology, les maîtres de la glace », *Navires et Marine marchande*, n°49, 2011, p.12-27.
- BLATRIX O., « La Compagnie Maritime de Mourmansk », *Navires et Marine marchande*, n°51, 2012a, p.21-35.
- BLATRIX O., « Les brise-glace de Finlande d'hier à aujourd'hui », *Navires et Marine marchande*, n° 52, 2012b, p.36-51.
- BLATRIX O., « La Compagnie Maritime de l'Extrême-Orient », *Navires et Marine marchande*, n°54, 2013, p.20-33.
- BRUBAKER D., « The legal status of the Russian baselines in the Arctic », *Ocean Development and International Law*, vol.30 (n°3), 1999, p.191-233.
- CHAUSSÉE F., *La mer de Barents et ses rivages : de l'exploitation d'un espace à la préservation d'un territoire*, Thèse de Géographie, Nantes, 2 tomes, 398 p., 2009.

- CHIRCOP A., « Climate change and prospects of increased navigation in the Canadian Arctic », *WMU Journal of Maritime Affairs*, vol.6, n°2, 2007, p.193-205.
- FEGER D., « Navigation arctique : ça chauffe ! », *Navires et Marine marchande*, n°34, 2008, p.4-17.
- GASCARD J.-C., « 2008-2015 : premier été sans banquise ? », *Pôles Nord et Sud*, Paris, n°1, 2008, p.18-29.
- KERGOMARD C., « L'Arctique face au changement climatique », *Annales de Géographie*, n°653, 2007, p.3-22.
- LA RECHERCHE (les dossiers de), *Les pôles, enjeu planétaire*, Hors-série, n°51, 98p., 2012,
- LACOSTE R., « Les routes maritimes de l'Arctique », Paris, *La Revue maritime*, n°490, 2011, p.8-17.
- LASSERRE F., « Le passage du Nord-Ouest : une route maritime en devenir ? », *La Revue Internationale et Stratégique*, n°42, 2001, p.143-160.
- LASSERRE F., « Les détroits arctiques canadiens et russes. Souveraineté et développement de nouvelles routes maritimes », *Cahiers de Géographie du Québec*, vol.38 (n°135), 2004, p.397-425.
- LASSERRE F., « Arctique : la course aux énergies s'intensifie », *Pôles Nord et Sud*, Paris n°1, 2008, p.52-67.
- LASSERRE F., dir., *Passages et mers arctiques : géopolitique d'une région en mutation*, PUQ, 489 p., 2010.
- Lépy E., *Les glaces de mer en mer Baltique. Etude géographique des implications environnementales et sociétales à partir de l'étude comparée de la baie de Botnie et du golfe de Riga*, thèse, Caen, 417 p., 2009.
- ORTOLLAND D. et PIRAT J.-P., *Atlas géopolitique des espaces maritimes*, deuxième édition, Paris, Technip, 333 p., 2010.
- ROBERTS J., « Proactive environmental planning for emerging shipping routes through the Canadian Arctic », *WMU Journal of Maritime Affairs*, vol.6 (n°2), 2007, p.207-215.
- SOMANATHAN S., FLYNN P.C. et SZYMANSKI J.K., « Feasibility of a sea route through the Canadian Arctic », *Maritime Economics and Logistics*, n°9, 2007, p.324-334.
- STOKKE O.S., « A legal regime for the Arctic ? Interplay with the law of the sea convention », *Marine Policy*, vol.31 (n°4), 2007, p.402-408.
- STROEVE J. et al., « Arctic Sea decline : faster than forecast », *Geographical Research Letters*, vol. 34 (n°9), 2007.
- THOREZ P., (dir.), *La Russie*, Paris, Sedes-CNED, 381 p., 2007.
- THOREZ P., « Sevmorput, la Route Maritime du Nord » dans GUILLAUME J., dir., *Les Transports maritimes dans la mondialisation*, Paris, L'Harmattan, 2008a, p.91-101.
- THOREZ P., « La Route Maritime du Nord, les promesses d'une seconde vie », *Le Courrier des Pays de l'Est*, n°1066, 2008b, p.48-56.

THOREZ P., « La Russie et le dégel arctique », Paris, BAGF, n° 4, 2013, p. 459-471.

UNESCO, Développement durable de la région Arctique face au changement climatique : défis scientifiques, sociaux, culturels et éducatifs, Paris, Unesco, 420 p., 2010.

VERNY J. et GRIGENTIN Ch., « Container shipping on the Northern Sea Route », International Journal of Production Economics, vol.122 (n°1), 2008, p.107-117.

VON HVALKY S., « L'Arctique en péril : vers une remise en question des enjeux de souveraineté dans le grand Nord », NorteAmerica, n°2, 2007, p.211-222.

WEEKS N.F., On Sea-ice, University of Alaska Press, Fairbanks, 664 p., 2010.

WHITEMAN, C.A., Cold Region Hazards and Risks, Wiley-Blackwell, 366 p., 2011.

## CHAPITRE 10

### LES PEUPLES TRADITIONNELS ET LA MODERNITÉ

Eric Navet<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CNRS UMR 7363 SAGE, Université de Strasbourg

**« Les traditions populaires, les contes, les patois s'en vont [...] Les vieillards seuls se souviennent encore un peu pour leur compte, mais n'apprennent plus rien aux jeunes générations. Des traditions qui circulaient encore couramment dans mon enfance, la plupart sont oubliées ou n'ont laissé qu'un vague souvenir. Il n'y a donc pas de temps à perdre pour les recueillir. Encore un quart de siècle et il n'en restera plus trace. »**

**Jean Fleury : Littérature orale de la Basse-Normandie (Hague et Val-de-Saire), 1883.**

L'un des moindres paradoxes de notre temps n'est pas que, tandis qu'on fait la queue devant les magasins spécialisés pour acquérir le dernier modèle low cost d'ipod, on vante la qualité supérieure des produits du terroir préparés "comme le faisait la grand-mère". La jeune génération a perdu les savoirs d'autrefois, mais il y a aussi de bonnes chances que l'aïeule, si elle est encore de ce monde, ne comprenne rien aux nouvelles technologies. Au XVIII<sup>ème</sup> siècle, l'idéologie naissante du "progrès" se fondait sur l'intime conviction que la libération des contraintes et le développement des sciences et des techniques allaient permettre une amélioration exponentielle de la condition humaine. On se souciait peu alors du coût écologique et des dommages subis par la nature. L'ère industrielle démarrée au XIX<sup>ème</sup> siècle a, certes, enrichi les bourgeois et sans doute prolongé l'espérance de vie, mais elle s'est faite sur l'exploitation du travail des esclaves, des enfants, et la surexploitation des ressources naturelles.

Aujourd'hui, on continue de croire, ou de faire croire, que tout changement est une amélioration (« Phillips c'est déjà demain ! »), et l'un des maîtres-mots de tous les discours reste "développement", éventuellement affublé de l'épithète "durable". Pourtant, cette fuite en avant techno-marchande comporte des risques et le prix n'en vaut certainement pas la chandelle quand on se rend compte, au bilan, que le but n'est que l'enrichissement matériel de quelques-uns et l'appauvrissement d'un nombre croissant. Pour beaucoup, la chambre à coucher est désormais le trottoir, le foyer la grille du métro et le toit un pont d'autoroute ; les machines, sourdes et aveugles, tombent en panne ; les services sont de moins en moins compétents, les bugs se multiplient et pas seulement dans l'informatique ; des médicaments mis hâtivement sur le marché pour soigner les maux de civilisation s'avèrent pires que le mal, etc. L'un des résultats est que les relations humaines - des conflits conjugaux aux guerres internationales - sont de plus en plus tendues, sans parler des atteintes, certaines déjà irrémediables, portées aux environnements non humains, comme le réchauffement climatique effet d'une anthropisation sans mesure. On en est arrivé à ne plus savoir pourquoi, pour qui il faut absolument changer, et cela vaut pour les techniques comme pour les réformes universitaires ! Comme si l'on ne pouvait pas faire autrement, comme si on était entré dans une ère de l'absurde.



N'y a-t-il vraiment pas d'autres choix possibles ? Pour « en finir avec mai 68 » et toutes les utopies, il est de bon ton de dire aujourd'hui que les peuples traditionnels n'étaient pas plus écologiques que nous, sociétés industrielles, et que, s'ils en avaient eu les moyens, eux aussi... Ainsi, les ethnies des plateaux malgaches seraient responsables de la déforestation, les Indiens des Plaines auraient une part notable dans la disparition des bisons, et les Indiens subarctiques auraient saisi sans état d'âme l'occasion de s'enrichir avec la traite des fourrures, etc.

Si les papous, les australiens autochtones, les Amérindiens, etc., n'ont pas développé de civilisation urbaine, s'ils sont restés nomades dans l'âme, et s'ils n'ont pas « inventé » Tchernobyl et Fukushima, ce serait, suivant les mêmes a priori, seulement faute de techniques performantes, ou même d'intelligence. Il est encore courant de penser, même chez certains « spécialistes », que les peuples traditionnels représentent des reliques bloquées à des stades dépassés d'une évolution uniforme et unilinéaire qui mènerait d'un état « sauvage » à un Etat « civilisé » ; la pensée populaire ne s'est guère éloignée des stéréotypes liés à la pensée évolutionniste des Darwin et autre Morgan du XIX<sup>ème</sup> siècle. Dès la première rencontre, les « primitifs », les « naturels » étaient, par principe et par une supposée « loi de l'histoire », voués à disparaître et leur destin était de devenir comme les Blancs ou de s'évanouir. Qu'en est-il aujourd'hui ?



En Amérique septentrionale, entre l'Alaska américain et les provinces maritimes au Canada, les populations amérindiennes subarctiques qui se partagent l'espace qui jouxte, au nord, les régions proprement arctiques occupées par les Inuit, appartiennent à deux grandes familles linguistiques : les Déné (autrefois appelés Athapaskans) et les Algonquins. Bien que parlant des langues très différentes, les nombreuses ethnies constituant ces populations avaient en commun de grands traits culturels largement liés aux conditions imposées par l'environnement :

*« All of these people-Chipewyan, Ojibwa, Cree, Montagnais-Naskapi, and Micmac-were hunter-gatherers [...] Those tribes living north of the St. Lawrence-Ottawa River valleys occupied a boreal forest ecosystem whose characteristic species were spruce, hemlock, fir, aspen, birch, black bear, moose, woodland caribou, and numerous fur bearers. It is worth noting that the various proto-Ojibwa groups (Saulteaux, Mississauga, Nipissings, and others) who remained congregated along the northern shore of Georgian Bay and eastern shore of Lake Superior until late in the seventeenth century were actually situated south of the true boreal zone, in the mixed deciduous Southern Great Lakes-St. Lawrence Forest ; only later, after 1680 or so when splinter groups began migrating north and west along the shores of Lake Superior, did the northern branch (referred to in the literature as the Northern Ojibwa) move into the Subarctic zone proper. » (Martin, 1982 : 4).*

Ces populations partageaient aussi un mode de vie analogue, une même organisation sociale et économique : « Socially, they operated as politically autonomous, semi-nomadic bands, hunting in small family groups in the interior throughout the winter months and congregating in riverine or lacustrine villages during the remainder of the year. » (Ibid. : 5).

Si les conditions climatiques, géographiques, géologiques, pédologiques, hydrologiques, fauniques, floristiques, etc., déterminent les grandes tendances comportementales des

populations humaines et non-humaines, les choix culturels ne sont pas pour autant absents. On parlera de déterminisme écologique si l'on considère que les communautés d'êtres humains (espèce grégaire) ne font pas partie des écosystèmes, sinon l'adaptation se fait spontanément, localement ou par migration, ce qui, bien entendu, inclut des alternatives possibles.

Dans les années 1970, James Mason, alors chef de la communauté ojibwé de Saugeen, dans l'Ontario au Canada, me déclarait : « Les Indiens sont les vrais écologistes, ils ne tuaient jamais plus que pour leurs besoins. Quand ils occupaient seuls le pays, tous les lacs étaient pleins de poissons, les bois regorgeaient d'animaux sauvages ; aujourd'hui les eaux sont si polluées que nous ne pouvons plus manger le poisson. »

En disant cela, il n'embarquait pas opportunément dans le train d'une écologie naissante, mais exprimait une philosophie ancienne dont ont témoigné bien avant lui de nombreux observateurs. Un missionnaire, Nicolas Denys, écrivait dès le XVII<sup>ème</sup> siècle à propos des Micmac, un autre peuple algonquin : « Their greatest task was to feed well and to go a hunting. They did not lack animals, which they killed only in proportion as they had need of them. » (Martin : 33).

Ainsi, les Amérindiens du Nord avaient une conscience profonde que les êtres humains participaient d'une même nature que les autres êtres vivants, une catégorie dans laquelle ils incluaient non seulement les animaux, mais aussi les plantes, les minéraux, les éléments et même certains objets manufacturés (Martin : 59). L'ethnologue Philippe Descola, se référant aux peuples du Nord, parvient à la même conclusion : « En Sibérie comme en Amérique, donc, bien des peuples paraissent rebelles à l'idée d'une séparation tranchée entre leur environnement physique et leur environnement social, ces deux domaines que nous distinguons d'ordinaire n'étant pour eux que des facettes à peine contrastées d'un continuum d'interactions entre personnes, humaines et non humaines. » (Descola, 2005 : 41).

Un écosystème est un système d'équilibre qui n'est viable que sur la base d'un échange d'énergies ; toute atteinte portée sans compensation à l'un des organes met en péril l'ensemble du corps. Comme chez les autres peuples dits « animistes »<sup>1</sup>, pour les Ojibwé, les animaux sont, comme les êtres humains, composés d'un corps physique, d'une « âme » (*udjitchog*) qui voyage, quand on rêve ou lorsqu'on meurt, vers l'ouest au pays des morts, et d'une « ombre » (*udjibbom*) qui est le siège des sensations et des sentiments<sup>2</sup>. De même, les Cri, voisins septentrionaux des Ojibwé : « believe that all animals are speaking and thinking beings, in many ways not one whit less intelligent than human beings. » (Alanson Skinner cité par Martin : 118).

Mais les animaux, les végétaux, etc. ont aussi une organisation sociale comparable à celle des communautés humaines, et les Amérindiens croient que chaque espèce a un « maître » qui assure l'équilibre de la population et que : « Nature, as conceived by the traditional Ojibwa, was a congeries of societies : every animal, fish, and plant species functioned in a society that was parallel in all respects to mankind's. Wildlife and plant-life had homes and families, just as a man did. Each species had its leaders... » (Martin : 71).

Une telle philosophie est aussi une éthique qu'on peut, sans abus, qualifier d'"écologique". Ce n'est qu'avec l'accord des "maîtres" ou "gardiens" des animaux et des plantes qu'on peut prélever une ou plusieurs vies pour nourrir ou servir les humains<sup>3</sup> Chez les Ojibwé, écrit Peter Jones :

<sup>1</sup> Rappelons qu'"animiste" est un dérivé de la racine latine *anima* : "âme".

<sup>2</sup> Voir, pour les Ojibwé : Jenness, 1935 ; Navet, 2007, etc.

<sup>3</sup> Cette même croyance existe chez les Inuit où une déesse, *Sedna*, est la "gardienne" des animaux marins. En cas de pénurie, il appartient à l'*angagok*, le chaman, d'aller dans son domaine marin lui demander de libérer quelques phoques ou morses dont elle assure la garde.

**« These imaginary deities become the objects of their invocation. When they are so circumstanced as to require their blessing. For instance, if an Indian wishes for success on a hunting excursion, he will direct his offering and prayer to the god who presides over the deer, the bear, or the beaver, (a wonderful game-keeper he must be,) that success may attend him ; or, if he desires to catch many fish, or have a prosperous voyage, he will sacrifice to the god of the waters. » (Jones, 1861 : 84).**

De nombreux interdits associés à diverses circonstances de la vie du chasseur et de sa famille équivalent à des règlements de chasse : on ne chasse pas n'importe quoi<sup>4</sup>, n'importe où, n'importe quand, n'importe comment, etc. Un mythe ojibwé raconte comment Loup, frère de Nenibush le héros démiurge, fut puni pour avoir trop chassé ; les esprits manido, brisèrent la glace sous ses pas et il se noya.

C. Martin, historien, nous parle des Cri de Waswanipi au Québec :

**« ...the Waswanipi recognize that the hunters must balance their kills. While the animals a hunter kills are gifts from Chuetenshu, one of the obligations a hunter must fulfill is to determine which of the animals he encounters is being given to him [...] The belief is that if a hunter should kill more animals than he was given in any year, then Chuetenshu and the animals will be angry and will give the hunter fewer animals the next year. » (Martin : 127).**

Ajoutons que dans la croyance des peuples arctiques<sup>5</sup> et subarctiques, c'est l'animal qui s'offre à l'arme du chasseur, l'animal, par exemple le castor, qui se sacrifie : « it is only with the amiable consent of the beaver himself that the animal can be killed » (Martin, 1982 : 117). C. Martin marque le hiatus entre les conceptions occidentale et traditionnelle : « The white man regarded game animals as meat from which to supply his needs, as mere objects to be taken. The Indian, on the other hand, "considered the animal as an intelligent, conscious fellow member of the same spiritual kingdom. His own destiny was linked with that of the animals by the Creator, and he felt that both he and his victims understood the roles which they played in the hunt-the animal, in other words, was resigned to its fate. » (Bishop, 1974 : 342 cité par Martin, 1982 : 116).

Et C. Martin (1982 : 116) précise que ce concept de "meurtre sur ordonnance" était général dans l'aire subarctique est et nord-est : « The animals know beforehand when they are to be slain, when their spirit have been overcome by the hunter's personal power or magic. ».

Lorsqu'on prélève quelque chose à l'environnement, il faut rendre "le pour ce"<sup>6</sup>, sous peine de s'attirer le courroux des maîtres des animaux ou des plantes. Si un animal est tué, une simple prière peut être cette « compensation », mais, de façon plus pratique et plus symbolique, les Amérindiens avaient coutume de rejeter les restes non consommables des animaux dont ils se nourrissaient dans leur élément d'origine : les arêtes de poissons dans la rivière ou le lac, les os dans les arbres (à l'abri des chiens), de façon à ce que, symboliquement, ils puissent se régénérer : « returning the bones to the water may indeed have gua-

---

<sup>4</sup> Les femelles gravides et les plus jeunes sont généralement épargnés.

<sup>5</sup> Dans le détroit de Béring, dit Jean Malaurie, la baleine tuée est l'invitée du village.

<sup>6</sup> Expression du vieux français qui signifie : l'équivalent.

ranteed their regeneration, although this was not construed by the Indian as a license to kill these animals in unlimited numbers. » (Martin : 83). Il existait, de toute façon, une vie après la vie pour les animaux comme pour les humains : la mort ne concernait donc que l'aspect physique, la partie charnelle des êtres.



Formant des sociétés hautement religieuses<sup>7</sup>, les Amérindiens qui, donc, ne concevaient pas de solution de continuité entre le monde immédiatement humain et l'environnement, n'imaginaient pas davantage de rupture ou d'opposition entre une nature et une surnature : « To the Indian the spirit world was not distinguished from the natural world; for him there was nothing supernatural. » (Martin : 70 note b). La chasse elle-même était considérée comme une activité hautement spirituelle : « Hunting was above all else conducted and controlled by spiritual rules. » (Ibid. : 33) ; « Micmac subsistence pursuits were inextricably bound up within this spiritual matrix, which, I am proposing, acted as a kind of control mechanism on Micmac land-use, maintaining the natural environment within an optimum range of conditions. » (Martin : 35).

Les Ojibwé ont, par ailleurs, développé une philosophie, exprimée dans les mythes fondateurs et mise en pratique au quotidien, selon laquelle le monde a été créé par Kiche Manitou, la puissance créatrice, « beau, ordonné et harmonique » (Johnston, 1977 : 14) et qu'il faut constamment, à tous les niveaux de la culture, préserver cette beauté, cet ordre et cette harmonie. Le respect d'une telle éthique permet de mener une "bonne vie" : *pimadaziwin*. C. Martin présente ainsi ce concept : « Man's niche or, more appropriately, his purpose in the natural order was to live the Good Life: *pimadaziwin*, in Ojibwa [...] life in the fullest sense, life in the sense of longevity, health and freedom from misfortune. » (A. Irving Hallowell cité par Martin : 72).

Dans ce contexte, le chaman, que je propose d'appeler un « réparateur du désordre » a le rôle crucial de rétablir tous les équilibres perturbés, qu'il s'agisse de la maladie d'une personne, d'un désordre climatique, d'un conflit social ou de toute autre chose. Par exemple : « *Pimadaziwin* could be restored [en cas d'infraction] by hiring a conjuror to reveal the source of the problem » (Martin : 73)

L'enfant ojibwé apprenait, par l'expérience, à vivre sans heurt avec les autres créatures, humaines et non humaines, visibles et invisibles, dans un monde sacralisé et au sein d'une société où la retenue et la modération dans les actes comme dans les paroles sont des vertus maîtresses : « The Indian child reared in this kind of behavioral environment was taught that nothing was profane [...] Life was, by definition, a spiritual enterprise. » (Martin : 74).

Une société plutôt démocratique et égalitaire, une société qui ne surexploite pas les ressources de son environnement est nécessairement une société du petit nombre. Une démographie restreinte, obtenue par les règles d'alliance, la mobilité, la limitation circonstancielle des relations sexuelles, etc., est la caractéristique première des sociétés traditionnelles.

La pondération et la juste mesure agissaient comme principes fondateurs et moteurs de la société ojibwé aux différents niveaux de la vie sociale et culturelle : les chefs sont choisis pour leurs compétences qui peuvent être limitées ou, au contraire, étendues ; les conflits sont réglés à l'amiable chaque fois que c'est possible, etc. Les rites sociaux (fêtes) et religieux (cérémonies) sont là pour réguler les relations entre les êtres humains mais aussi avec un au-delà dont on sait être dépendant, etc.<sup>8</sup>

<sup>7</sup> Appelons l'étymologie du mot religion : *relegere, recueillir, rassembler; religare, relier.*

<sup>8</sup> Pour une présentation plus complète du mode d'être, de penser et d'agir des Ojibwé, je renvoie à mon ouvrage : *L'Occident barbare et la philosophie sauvage* (2007).

Les nombreux témoins de la vie des Ojibwé et autres Amérindiens avant le développement de la colonisation confirment l'hypothèse de Marshall Sahlins qui qualifie les sociétés ex-« primitives » de sociétés d'abondance :

**« We are inclined to think of hunters as poor because they don't have anything; perhaps better to think of them for that reason as free.” Sahlins' advice is that “we should entertain the empirical possibility that hunters are in business for their health, a finite objective, and that bow and arrows are adequate to that end. » (Sahlins, 1972 : 14, cité par Martin, 1982 : 15).**

Plus loin, C. Martin cite Charles A. Bishop : « Bishop emphasizes repeatedly that the Ojibwa lived very well before the turn of the nineteenth century ; starvation was probably extremely rare, and the Ojibwa enjoyed a significant population increase.” (Martin : 105).

Sur la base de ce que j'ai lu mais surtout de ce que j'ai vu et appris sur les différents terrains<sup>9</sup>, essentiellement américains, que j'ai fréquentés depuis plus de quarante ans, j'ai acquis la conviction que les Peuples traditionnels, les Amérindiens en particulier, ont effectivement développé des valeurs écologiques, humaines et spirituelles correspondant à un mode d'être, de penser et d'agir que je définis comme une tendance<sup>10</sup> à parvenir à et à préserver un triple équilibre : celui des relations que les êtres humains, individuellement et en tant que membres de sociétés, entretiennent avec leurs environnements non humains, visibles (niveau écologique) et invisibles (niveau spirituel), vivants et morts ; celui des relations que les êtres humains entretiennent individuellement et collectivement les uns avec les autres, au sein de chaque communauté et entre les communautés (niveau sociologique) ; l'équilibre de l'individu conscient et inconscient (niveau psychologique). C'est ce que j'appelle « la théorie des trois équilibres », et je qualifie de « traditionnelles » les sociétés qui se conforment à cet idéal d'une homéostasie généralisée qui constitue lui-même ce que j'appelle « tradition ».

Puisqu'il s'agit, pour les communautés d'êtres humains, de trouver place, de s'intégrer dans des environnements infiniment variés, cette identité des principes qui régissent la relation au monde, au sens le plus large, si on lui ajoute la liberté spécifiquement humaine de choix possibles, implique une différence dans les pratiques du monde, différence qui fonde une ethnodiversité, et qui témoigne des capacités inventives et créatrices presque illimitées de notre espèce. En ce sens, l'ethnodiversité est une partie de la biodiversité, et le corollaire est que toute atteinte portée (par la colonisation et son avatar la mondialisation) aux environnements non humains concerne directement les cultures humaines. Si certaines sociétés, celles que j'ai qualifiées de « traditionnelles », font de ce constat le pilier de leur mode d'être, de penser et d'agir, d'autres, les sociétés dites “monothéistes”, dites « industrielles », dites « à État », se sont fondées sur une rupture avec le naturel, dans et hors de l'être humain, une rupture dont on perçoit aujourd'hui les effets létaux.



Les premiers contacts entre les Indiens subarctiques et la “civilisation” remontent au XVI<sup>ème</sup> siècle et peut-être avant. Ce furent d'abord les pêcheurs de morues, et plus tard de baleines, qui fréquentaient les eaux de Terre-Neuve, puis vinrent les missionnaires et autres protagonistes de la colonisation. Sociétés de l'ouverture et de l'échange, les Amérindiens accueillirent aussi bien, du moins dans un premier temps, pêcheurs, trafiquants de fourrures

---

<sup>9</sup> Depuis 1971 je poursuis des recherches chez les Indiens algonquins de l'Est canadien (Ojibwé et Innu) et chez les Indiens Teko de Guyane. J'ai aussi fait du terrain dans d'autres ethnies amérindiennes, ainsi qu'en Normandie, en Albanie, etc.  
<sup>10</sup> Je dis bien “une tendance”.

et missionnaires avec lesquels ils échangeaient biens matériels et spirituels. Mais dans une économie marchande, le but est de faire le maximum de profits, de bénéfices, et l'échange n'est jamais équitable. Il ne l'est pas davantage dans le domaine religieux, car c'est surtout leurs propres âmes que les missionnaires veulent « sauver » en répondant au devoir d'évangélisation<sup>11</sup>, même s'ils mettent en avant la nécessité de « sauver » les âmes païennes coûte que coûte suivant le principe qu' « il faut mieux mourir chrétien que vivre païen ».

De fait, les missionnaires chrétiens catholiques et protestants, avant-garde de la "civilisation", furent pour beaucoup dans la propagation des épidémies qui décimèrent des populations entières : d'une part, parce qu'ils étaient eux-mêmes porteurs des germes de maladies contre lesquelles les Amérindiens n'avaient aucune immunité ; d'autre part, parce que l'efficacité de leur mission impliquait qu'on sédentarisât les populations, ce qui favorisait bien sûr la propagation des maladies contagieuses<sup>12</sup>.

Les "robes noires"<sup>13</sup>, souvent impliqués eux-mêmes dans un lucratif trafic des fourrures, participèrent aussi activement au développement des guerres coloniales où s'affrontèrent, de façon elle aussi très meurtrière, les différentes ethnies impliquées dans le commerce des fourrures et luttant pour le compte et l'intérêt des puissances dominantes : France, Angleterre, Hollande.

La conversion mise en œuvre par les colons chrétiens n'était pas seulement à la foi chrétienne mais aussi au mode de vie occidental. L'exploitation des ressources brutes du milieu (les animaux à fourrure) devait nécessairement laisser place à une transformation de ce milieu, l'immense forêt boréale et subboréale canadienne : le *wilderness* (« les étendues sauvages ») devait disparaître pour que les terres puissent être mises en culture et que des villes et des routes soient construites. De même, la nature "sauvage" des "sauvages" devait être domptée et ils devaient être, de gré ou de force, "amenés à la civilisation".

Je ne referai pas ici le récit de la colonisation de la Nouvelle-France puis de la région des Grands Lacs, et me contenterai de rappeler les grandes lignes et les principes de la conversion : faire des païens des chrétiens ; des nomades des sédentaires ; des chasseurs des cultivateurs. Toutes les politiques entreprises, surtout à partir du XIX<sup>ème</sup> siècle, sous le régime anglais et sous la pression coloniale à l'égard des « Nations premières » eurent pour but l'assimilation, c'est-à-dire la disparition, l'éthnocide, de ces populations. Les missionnaires affirmaient clairement et sans ambiguïté que les enfants « sauvages » devaient être traités comme des orphelins, et qu'il était impératif de les couper de leurs racines familiales et culturelles pour en faire, selon la formule de l'écrivain amérindien Harold Cardinal, de petits « hommes blancs bronzés » (Cardinal, 1970 : 11). Les enfants furent donc enlevés de force à leurs familles et placés dans des pensionnats où on leur apprenait à devenir des chrétiens civilisés, et où ils subissaient les pires sévices. Les réserves, créées à partir de la deuxième moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle au Canada comme aux Etats-Unis pour laisser la place aux colons, et la législation de la Loi sur les Indiens (1874), devaient être les cadres de politiques d'acculturation et d'assimilation des populations autochtones à la société dominante.

La citation de ce journaliste de Toronto en 1863 à propos des Amérindiens exprime clairement cette perspective assimilatrice marquée par l'idéologie évolutionniste de son temps : « Nous nous sommes toujours faits les avocats d'un traitement libéral envers les Indiens. Pauvres gens ! Ils ne survivent pas si longtemps parmi les blancs que nous ne nous efforcions pas de leur donner tout ce que nous pouvons. Mais on ne peut leur permettre de rester sur

11 Rappelons qu'il est écrit dans les Évangiles : « Allez par le monde entier prêcher la Bonne nouvelle ; celui qui croira et sera baptisé sera sauvé, celui qui ne croira pas sera condamné. ».

12 Les missions jésuites établies au XVIII<sup>ème</sup> siècle sur l'Oyapock en Guyane furent responsables, en cinquante ans, de la disparition physique de la quasi-totalité du peuplement amérindien du bassin de ce fleuve.

13 C'est ainsi que les Amérindiens appelaient les missionnaires catholiques en soutane. Aujourd'hui encore, les Ojibwé désignent les Français d'un terme qui s'appliquait au départ aux seuls religieux : *wameteogooshe*, "celui qui vient en agitant un bâton" (la croix chrétienne).

le chemin de la civilisation de ce continent... ». La question était donc réglée : on ne pouvait être Indien et civilisé ! Il ne pouvait être question de concilier "tradition" et "modernité".

Dès les premiers contacts, les missionnaires s'en prirent aux chamanes, garants, nous l'avons vu, d'un mode d'être, de penser et d'agir ancestral et des bonnes relations entre toutes les créatures humaines et non-humaines, visibles et invisibles. Pendant la période où les politiques d'assimilation furent les plus actives, à la fin du XIX<sup>ième</sup> et jusqu'à la Seconde guerre mondiale, de nombreuses manifestations des cultures traditionnelles comme la Danse des fantômes (Ghost Dance) et la Danse du soleil des Indiens des Plaines, et le Potlach des Indiens de la Côte Pacifique furent interdites et leurs adeptes assassinés ou jetés en prison. Mais au Canada, une loi passée dans les années 1950 autorisa à nouveau ces expressions de la spiritualité autochtone.

L'une des conséquences les plus profondes du *brain washing* missionnaire fut sans doute l'érosion de la spiritualité traditionnelle, la perte de conscience des liens qui nous attachent à la Terre-Mère, de notre parenté avec les autres créatures :

**« The single most important deterrent to excessive hunting, in the Eastern Algonkian's mind at any rate, was the fear of spiritual reprisal for indiscreet slaughter. Prior to European influence, these Indians of the Canadian forest were on amicable terms with the spirits of the game, including the game "bosses", or keepers of the game, and it was the vivid, daily awareness of this courteous relationship which more than anything else precluded overkill.[...] The issue is that there were traditionally powerful, genuinely compelling sanctions against overkilling wildlife. » (Martin : 18).**

C'est cet aspect pernicieux de la colonisation que je propose d'appeler égocide ; le sociologue Frantz Fanon en a bien défini le principe : « le colonisateur ne s'arrête dans son travail d'éreintement du colonisé que lorsque celui-ci a reconnu à haute et intelligible voix la supériorité des valeurs blanches » (Fanon, 1961 : 12). La colonisation et ses avatars visent donc à inculquer à des individus et à des communautés d'individus un mode d'être au monde, de penser le monde et d'agir sur (plutôt que "dans") le monde qui est celui d'une civilisation hégémonique qui tend à s'imposer à tous les niveaux.

⌘⌘⌘⌘

Bien que la mémoire soit encore vive des sévices subis dans les pensionnats (violences morales et physiques) jusqu'à une période récente, de nombreux Innus de la Côte Nord au Québec ont été convertis et se disent aujourd'hui fervents catholiques et les Ojibwé de l'Ontario se déclarent volontiers membres de l'une ou l'autre secte protestante. Il a fallu un contexte favorable né d'une contestation tout azimut du mode d'être, de penser et d'agir occidental, dans les années soixante, pour que les Amérindiens commencent à reconquérir leur fierté et réaffirment leur identité. C'est ce qu'exprime, en 1977, le chef Stoney de l'Alberta, John Snow :

**« Les Stoney ont toujours suivi leur mode de vie traditionnel. Voici peut-être vingt-cinq ans, les gens de notre tribu commencèrent à aller dans les villes, ces cités de la démocratie<sup>14</sup>. Les autres Indiens se moquaient d'eux. À cette époque,**

---

<sup>14</sup> Politiques d'urbanisation, melting pot et prisons.

***il y avait une telle pression de la part de la société blanche que si vous vouliez avoir un boulot, si vous vouliez être pleinement accepté dans la société canadienne, vous deviez cesser d'être Indien. Vous voyiez de nombreux Indiens portant cravates et chemises blanches, mais ils ne trouvaient pas de travail pour autant. Aujourd'hui, cela a vraiment changé, et l'on est fier d'être Indien. Il n'y a plus autant de discrimination que voici vingt-cinq ans et nous continuons à porter des vêtements de peau et des mocassins, à pratiquer notre mode de vie traditionnel, à la différence de beaucoup d'autres tribus qui ont adopté les façons des Blancs. C'est très réconfortant car, comme je disais, voici vingt-cinq ans, nous avons honte d'être Indiens. »<sup>15</sup>.***

Si la suppression des réserves indiennes, *skun gun*, « les dernières terres qui nous restent » selon les Cri du Canada, serait la dernière étape avant l'assimilation dans le melting pot, elles n'en demeurent pas moins largement des espaces de pauvreté et, pour beaucoup, de désespérance où règnent encore, trop souvent, violence, alcoolisme, drogue, etc. En 1968, le chef Robert Smallboy eut l'idée de quitter la réserve cri d'Hobbema dans l'Alberta pour aller fonder dans les Montagnes Rocheuses un village traditionnel où seraient réactivées les valeurs anciennes, les cérémonies spirituelles. Conformément au souci exprimé par le chef sioux Sitting Bull<sup>16</sup>, au siècle précédent, cette action répondait surtout au souci de préserver les enfants des méfaits de la vie confinée et déprimante des réserves, pour les replonger dans un milieu sain et naturel. À la même époque, de jeunes Occidentaux, les Hippies cherchaient, eux aussi, à recréer un monde meilleur dans des paysages encore épargnés par les tronçonneuses et les bulldozers.

Au cours de l'été 1977, j'ai eu l'occasion d'assister à tout ou partie de quatre danses du soleil, chez les Blood, les Peigan (Confédération Blackfoot) et les Cri des Plaines dans l'Alberta au Canada et chez les Sioux de Cheyenne River dans le Dakota du Sud aux Etats-Unis. Certaines communautés ne pratiquaient plus ces rituels depuis trente ans.

Les Innu du Québec ont subi plus récemment les politiques de sédentarisation et "la mise en réserve". Lorsque les anciens veulent vous parler du bon vieux temps, quand on remontait les rivières pour pêcher les saumons, quand les rennes migraient en troupeaux innombrables, ils sortent de la réserve et vont dans les bois, les anciens territoires de chasse, enfin ce qu'il en reste. Le retour aux valeurs du passé passe par une réoccupation du « bois », un concept très fort qui sous-tend tout un mode de vie ; là les enfants peuvent réapprendre à rêver. On peut édifier des huttes à sudation<sup>17</sup> pour se purifier le corps et l'âme, battre le tambour à main - l'instrument chamanique par excellence - pour se reconnecter aux autres, humains et non humains, aux esprits, les *manidos*...

Voici quelques années, les Innu sont allés chez les Sioux pour apprendre les rituels de la Danse du soleil. Cette cérémonie autrefois typique de la culture des Plaines s'est donc diffusée chez les Indiens de la forêt, démonstration éloquente que la tradition, loin d'être quelque chose d'immuable, de figé, témoigne d'une grande capacité d'adaptation et d'inventivité. On peut assister à de telles cérémonies, y participer même, mais tout enregistrement sonore ou visuel est interdit, comme il n'est pas non plus permis d'en parler, je n'en dirai pas plus.

<sup>15</sup> Entretien réalisé à la Conférence œcuménique de Morley, dans la réserve des Stoney de l'Alberta, en juillet 1977.

<sup>16</sup> Tatanka Yotanka, Sitting Bull, déclara en substance au début d'un conseil : « Unissons nos esprits, ne prenons pas de décision précipitée et voyons quel avenir meilleur nous pouvons construire pour nos enfants. »

<sup>17</sup> La hutte à sudation est une construction en forme de dôme recouverte de couvertures et au centre de laquelle est creusé un trou autour duquel s'assoient, en nombre variable, les participants. Dans le trou, des pierres chauffées sur un feu à l'extérieur sont déposées sur lesquelles de l'eau est versée par le chaman qui officie, ce qui provoque une abondante sudation. À l'intérieur se déroulent différents rites et chants. Ce rite de purification hautement spirituel est aujourd'hui très répandu chez les Indiens d'Amérique du Nord.



Aujourd'hui, un fossé s'est creusé entre l'ancienne génération qui a connu les pensionnats et a été endoctrinée par les prêtres catholiques et une génération plus jeune qui, sous l'impulsion de la contestation des années soixante, retrouve peu à peu la « Voie rouge » et la fierté d'être soi, et qui n'a plus peur, au contraire, d'afficher son identité. Même dans les communautés jugées sommairement « acculturées », comme la réserve ojibwé de Saugeen dans l'Ontario où je vais depuis quarante-quatre ans, on observe un retour, certes relatif, vers des traditions structurantes. Outre le pow-wow créé en 1973, des huttes à sudation sont pratiquées régulièrement depuis quelques années.

Au Canada, le ministère chargé de gérer les questions autochtones est aussi chargé du développement du Nord ; il s'agit du Ministère des Affaires Indiennes et du Nord<sup>18</sup>. On continue donc de penser que l'avenir des Amérindiens et des Inuit doit être associé à l'exploitation de toutes les ressources énergétiques de la taïga et de la toundra. Pourtant l'antagonisme entre les projets dits "de développement" et les aspirations profondes des autochtones<sup>19</sup>, cette opposition est flagrante ; partout où il est question d'attenter à l'intégrité des paysages, à désacraliser les espaces (exploitation minière, oléoducs, barrages, etc.), les Autochtones dressent d'autres barrages, s'opposent à la "mégamachine" dont parle Serge Latouche (1985).

Au Canada, seules trois langues autochtones ne sont pas considérées comme menacées à court ou moyen terme : l'Inuktitut, l'Ojibwé et le Cri. Nombre des quelques centaines de langues autrefois parlées en Amérique du Nord disparaîtront avant la fin du siècle et pour beaucoup bien avant. De nombreuses initiatives locales et nationales tentent d'inverser la tendance, en lançant, dans les cadres scolaire ou extra-scolaire des programmes linguistiques pour les jeunes et seul l'avenir nous dira si une telle entreprise a des chances d'aboutir.

D'ici la fin du siècle, 2000 à 3000 des 6000 langues existant sur cette petite planète deviendront des langues mortes. Les scientifiques ont démontré qu'il existait une corrélation entre la destruction des environnements naturels et la diminution drastique de la diversité linguistique. L'existence des sociétés traditionnelles est directement liée à celle des milieux (forêts, déserts, montagnes, mers, etc.) dans lesquels ils vivent dans une symbiose plus ou moins fragile et il existe bel et bien un lien entre ethnocide et écocide. Mais on ne vit plus guère dans l'illusion que les êtres humains pourront sans limite s'imposer comme les maîtres du monde conformément au schéma biblique et à l'évangile développementaliste. Ce n'est pas parce que nous sommes habitués à consommer une nourriture empoisonnée, à respirer un air pollué, que nous ne finirons pas par en mourir. Certains amérindiens que je connais sont intimement convaincus que la prophétie du Paiute Wowoka, à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, se réalisera avec ou sans les êtres humains : les villes et les routes disparaîtront, la prairie sera à nouveau libre et les bisons renaîtront pour se nourrir d'une herbe abondante. Il existe, dans l'ouest des États-Unis, une grotte si profonde qu'on n'en connaît pas le fond ; les Lakotas attendent que les bisons sortent de cette grotte et déferlent à nouveau dans la Plaine.

Globalement aujourd'hui, le constat que l'on peut faire, et les ethnologues en premier lieu, est que ces politiques d'assimilation (ethnocide) ont largement échoué : les peuples traditionnels n'ont pas disparu. C'est la remarque que fait l'écrivain-philosophe amérindien Jamake Highwater :

***« Ni l'assimilation ni le génocide n'ont détruit les "sauvages", malgré l'incomparable technologie dont disposaient les missionnaires et les exterminateurs. L'ère des empires a fait lentement naufrage, et maintenant la culture dominante est confrontée au fait indéniable que l'uniformisation du melting-pot [...] est une mystification au service de l'idéologie régnante. Non***

<sup>18</sup> Le nom anglais est encore plus significatif : Ministry of Indian Affairs and Northern Development.

<sup>19</sup> Officiellement au Canada les Nations premières sont les Inuit, les Amérindiens et les Métis.

***seulement les "sauvages" ont survécu, mais ils se sont multipliés, et ils ont trouvé leur voix. La diversité humaine n'a pas été vaincue par la conformité et l'assimilation. » (Highwater, 1984 : 17)***

Les Mohawk de l'Est américain représentent sur un wampum, une ceinture perlée, deux bandes parallèles symbolisant deux chemins : la « Voie blanche » et la « Voie rouge », qui, donc, ne sont pas sensés se rencontrer. Pourtant, dès le XVI<sup>ème</sup> siècle, au grand désespoir des missionnaires, les colons étaient nombreux à quitter les établissements de la Nouvelle-France et de la Nouvelle-Angleterre pour aller vers l'ouest où ils s'ensauvageaient, vivant comme les "sauvages", épousant parfois des femmes autochtones jusqu'à former cette grande communauté métisse des provinces et des états centraux du Canada et des États-Unis qu'on appela les Bois brûlés à cause de la couleur de leur peau.

Les coureurs des bois, les *mountain men* ou *squaw men* aux Etats-Unis, étaient les lointains précurseurs des Beatniks qui, eux aussi, prirent les routes de l'ouest sur les traces de Jack Kerouac lui-même américain descendant de bretons et d'Iroquois. Et les Hippies des années soixante – soixante-dix ne se sont-ils pas inspirés de leurs voisins amérindiens dans leur mode de vie communautaire et jusque dans leurs vêtements et leur slogan *Peace and Love* ? Lorsqu'il n'a pas laissé place à un certain fatalisme, le doute qui plane depuis longtemps sur le bien fondé de la « civilisation » et de son « développement » semble aujourd'hui se renforcer.



Face aux multiples entreprises tendant à les conformer au modèle de la société de consommation, devant l'inéluctabilité supposée et affirmée du "développement", on ne dit plus que les peuples traditionnels sont "condamnés à disparaître", on imagine plutôt pour eux - à leur place souvent - un modèle, une cote plus ou moins taillée, entre une "tradition" à laquelle on reconnaît quelque mérite mais implicitement jugée obsolète, et une "modernité" susceptible d'améliorer leur sort, de les faire entrer, "pour leur plus grand bien"<sup>20</sup>, dans l'ère de la technologie et du mercantilisme. En bref, et tout est dit : « ils doivent "concilier tradition et modernité" !

Mais le problème est que les principes qui fondent la tradition telle que je l'ai définie, et ceux qui président à la modernité paraissent, à la lumière des quelques faits que nous avons rapportés, bien antagonistes ; on pourrait presque les opposer point par point. Par exemple : « The Indian's was a profoundly different cosmic vision when it came to interpreting Nature-a vision Western man would never adjust to. » (Martin : 188). Christian Godin, philosophe, parle, lui aussi, d'une opposition : « Vis-à-vis de la nature, les hommes sont passés en quelques siècles d'un rapport d'intégration-soumission à un rapport d'exploitation-domination. Les sociétés primitives et traditionnelles vivaient dans la nature, les sociétés modernes et contemporaines vivent contre elle » (Godin, 2012 : 108).

Au principe du triple équilibre qui régit les sociétés dites "animistes", s'opposent l'ethnocide, l'écocide et l'égocide : comment concilier des valeurs humaines, écologiques et spirituelles avec des « valeurs » cotées à Wall Street et à la Bourse ? « That is the question » aurait dit Shakespeare. On peut penser sans doute qu'il est tout à fait excessif de réduire la civilisation à ses aspects les plus négatifs, mais si l'esprit créatif, « l'invention à vivre » dont parlait Robert Jaulin ont évidemment existé, qu'en est-il aujourd'hui ?

Lorsqu'un Indien Innu de Québec me dit : « Nos enfants ne savent plus rêver », il fait un constat qui ne s'applique pas seulement aux enfants innu ou même amérindiens. Les jeux

<sup>20</sup> À preuve cette réflexion que me fit, dans les années 1980, un haut fonctionnaire à propos des Amérindiens de Guyane : « Il faut que les Indiens profitent des avantages de la modernité », « qu'ils s'inscrivent dans l'ensemble de la vie guyanaise ».

vidéo qui scotchent, selon un terme à la mode, tant d'enfants du monde devant leurs écrans d'ordinateurs font-ils rêver ? Les mondes virtuels, numérisés, peuvent-ils sans dommage se substituer aux mondes réels ? Wikipedia peut-il remplacer une connaissance mémorisée et vivante ? C. Godin, écrit fort justement à ce propos : « Ce mouvement d'artificialisation de l'existence est universel » (Godin, 2012: 29).

Dans son ouvrage *Keepers of the Game, Indian-animal Relationships and the Fur Trade*, Calvin Martin (1982), souvent cité dans ces lignes, tire la conclusion logique des faits qu'il a exposés :

***« We are confronting here an alien ideology of land-use which is antithetical to the central dogmas of Christianity. And I simply cannot imagine how the two views are capable of reconciliation [...] Hence, at best, we might witness a cofunctioning of two ideologies of land-use-that is, we might if they were mutually compatible, which they are not. Which brings me back to my point above, that the traditional native ideology of land-use will not be acceptable to, and is incapable of adoption by, Western man, at least as long as he remains a Christian. » (Martin : 188).***

L'occident, sourd et aveugle aux mondes, a longtemps voulu réduire<sup>21</sup> les autres à sa propre image ; il semble aujourd'hui raisonnable d'écouter l'injonction du sioux Vine Deloria (1970) : « We talk, you listen », titre de l'un de ses ouvrages<sup>22</sup>. Engager un vrai dialogue, c'est aussi ce à quoi nous invite R. Jaulin : « Une civilisation universelle « ne » peut être qu'une civilisation du dialogue, faute de quoi l'univers humain éclaterait ; et le dialogue n'est possible que si toute partie, toute civilisation, se refuse à prétendre à la totalité. » (Jaulin, 1970 : 424)

---

<sup>21</sup> Le terme de réduction appliqué aux missions jésuites est très significatif d'un tel processus d'uniformisation, de conformation.

<sup>22</sup> Un autre auteur amérindien, le cri Harold Cardinal, exprime la même idée : « La communication entre le blanc et l'Indien a été à sens unique. Jusqu'à très récemment l'homme blanc a condamné l'Indien à écouter [...] Que le blanc se la ferme donc et nous écoute pour une bonne fois ! » (Cardinal, 1970 : 21).

## BIBLIOGRAPHIE

BISHOP C.A., *The Northern Ojibwa and the Fur Trade : An Historical and Ecological Study*, Toronto, Hold, Rinehart and Winston of Canada, 1974.

CARDINAL H., *La tragédie des Indiens du Canada*, Montréal, Éditions du Jour, 1970.

DELORIA V., *We talk, you listen*, New Tribes, New Turf, New-York, The Macmillan Company, 1970.

DESCOLA P., *Par-delà nature et culture*, Paris, Gallimard, 2005.

FANON F., *Les damnés de la terre*, Paris, Maspero, 1961.

FLEURY J., *Littérature orale de Basse-Normandie (Hague et Val-de-Saire)*, dans : *Les littératures populaires de toutes les nations, Traditions, Légendes, Contes, Chansons, Proverbes, Devinettes, Superstitions*, Tome XI, Paris, G.P. Maisonneuve et Larose, 1883.

GODIN C., *La haine de la nature*, Seyssel, Éditions Champ Vallon, 2012.

HIGHWATER J., *L'esprit de l'aube, Vision et réalité des Indiens d'Amérique*, Paris, L'âge d'homme, 1984.

JAULIN R., *La paix blanche, Introduction à l'ethnocide*, Paris, Éditions du Seuil, 1970.

JONES P., *History of the Ojebway Indians; with Especial Reference to their Conversion to Christianity*, London, A. W. Bennett, 1861.

LATOUCHE S., *La mégamachine, Raison Techno-scientifique, Raison économique et mythe du progrès*, Paris, La Découverte, 1995.

MARTIN C., *Keepers of the Game, Indian-Animal Relationships and the Fur Trade*, Berkeley, Los Angeles, London, University of California Press, 1982.

SAHLINS M., *Âge de pierre, âge d'abondance*, Paris, Gallimard, 1972.



## CHAPITRE 11

### LE LÆSTADIANISME, SYNCRÉTISME CULTUREL ENTRE CHAMANISME ET LUTHÉRANISME CHEZ LES SÂMES D'EUROPE DU NORD

Karen Hoffmann-Schickel<sup>o</sup>

<sup>o</sup> Institut d'ethnologie, CRIA, Université Marc Bloch, Strasbourg

Les Sâmes, plus connus sous le terme de Lapons, ont depuis longtemps éveillé une vive curiosité. Ainsi, dès le XVII<sup>ème</sup> siècle, explorateurs et missionnaires décrivent les mœurs, coutumes et croyances de ce peuple boréal d'Europe du Nord et de Russie. Aujourd'hui, les Sâmes, répartis sur les terres les plus septentrionales de Norvège, de Suède, de Finlande et de la presqu'île de Kola en Russie, vivent du tourisme, de la pêche, de l'élevage de rennes, de l'agriculture, etc. Les Sâmes sont officiellement chrétiens même s'ils accordent, au sein même de leur pratique religieuse, une place importante aux croyances traditionnelles animistes<sup>1</sup> comme l'explique Juha Pentikäinen (1995 :25) dans son ouvrage *Mythologie des Lapons* :

**« Depuis l'évangélisation remontant au Moyen Âge, la « religion » des territoires sâmes est le christianisme. Celui-ci eut pour objectif l'éradication de l'ancienne religion préchrétienne, le « paganisme ». Ainsi, lorsque le Sâme utilise le mot « religion », il parle de sa forme officielle, la religion chrétienne évangélique luthérienne à l'Ouest et orthodoxe à l'Est. Dans l'imaginaire des Sâmes la religion officielle a ainsi été le message biblique entendu dans les églises et au sein de la bonne société, prêché dans la langue officielle du pays et généralement traduit en sâme par un interprète. La religion officielle était ressentie comme étrangère, car liée à la langue de l'État. (...) C'est pour cette raison que la religion officielle doit être séparée de la « religion populaire » ou « religion ethnique », patrimoine transmis en langue maternelle, parlé, chanté, joué, d'abord oral puis écrit sous divers formes, non codifié dans des livres. (...) »**

<sup>1</sup> L'animisme (du latin *animus*, originellement esprit puis âme) est la croyance en une âme, une force vitale animant les êtres vivants, les éléments naturels et certains objets.

Introduit à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle par l'anthropologue britannique Edward Burnett Tylor (1871) pour désigner les religions des sociétés qu'il nomme primitives, le concept a connu un indéniable succès jusque dans les premières décennies du XX<sup>ème</sup> siècle devenant « l'un des termes de référence majeurs de l'histoire de l'ethnologie religieuse » (G. Le Moal, 2007). Cette ambitieuse tentative d'explication globale des croyances religieuses, une doctrine de l'âme, a perdu une large part de validité aujourd'hui et les travaux contemporains s'en écartent, notamment ceux de l'anthropologue français Philippe Descola (2005), qui a redéfini l'animisme. Il se place dans la situation de l'Homme s'identifiant au monde suivant deux perspectives complémentaires : celle de son « intériorité » et celle de sa « physicalité » vis-à-vis des autres, humains et non-humains. En ce sens, l'animisme correspondrait à la perception d'une identité commune des intériorités entre les existants humains et non humains mais d'une identité distincte entre leur physicalité. Il décrit ainsi trois ontologies suivant la perception d'une fusion ou d'une rupture entre intériorité et physicalité, nommées totémisme, analogisme et naturalisme ; les quatre modes (identité/rupture ; intériorité/physicalité) réunis ayant vocation universelle, tout en prenant diverses formes de cohabitation ou de dominance suivant les cultures.

Le terme lui-même, souvent entaché de connotations colonialistes, est employé avec circonspection, parfois remplacé par des expressions telles que croyances populaires, croyances indigènes ou encore religions traditionnelles. Par défaut ou par commodité, il est fréquemment utilisé dans le langage courant et dans les statistiques comme un mot fourre-tout désignant l'ensemble de ce qui, ne relevant pas des religions théistes s'appuyant sur des textes sacrés (Bible, Coran, etc.), est transmis par des traditions orales.

Afin de montrer en quel sens les Sâmes, soumis à l'assimilation culturelle et à la dépossession économique au cours d'une progressive colonisation et évangélisation, ont retrouvé un équilibre leur permettant de redécouvrir leur identité communautaire, il nous semble intéressant de nous pencher sur le mouvement læstadien. Pour ce faire, nous allons, tout d'abord, évoquer les croyances traditionnelles et le chamanisme au sein des siddat (au singulier : sii'dâ) qui sont les organisations socio-politiques traditionnelles de référence des Sâmes. Puis, nous effectuerons un rapide tableau de l'évangélisation des terres sâmes avant de montrer que le læstadianisme, syncrétisme culturel et religieux, a permis à diverses communautés sâmes de renouer et de redécouvrir certaines croyances et rituels pré-chrétiens.

## CROYANCES TRADITIONNELLES ET CHAMANISME AU SEIN DES SIDDAT

### L'ORGANISATION SOCIO-POLITIQUE DE LA SII'DÂ

Organisation sociale sâme mentionnée dès le XVI<sup>ème</sup> siècle, la sii'dâ (Mériot, 1985) s'est maintenue, avec des transformations internes importantes jusqu'à nos jours. Elle semble avoir désigné à l'origine un district de chasse commun, pourvu d'un sanctuaire collectif, d'où émanait un pouvoir sacralisé. Ainsi, Christian Mériot (1985 :42) explique qu'« un juriste comme Solem met en rapport le mot sii'dâ et siei'de. Ce dernier mot désigne une idole de bois ou de pierre, concentration des forces naturelles régissant en premier lieu les entreprises de pêche et de chasse. Le siei'de a pu ainsi rassembler et souder le groupe de chasseurs et de pêcheurs d'un certain territoire, la sii'dâ ». De plus, « un linguiste comme Nesheim voit dans la sii'dâ une zone boisée de chasse, ayant un caractère sacré, en fonction de la parenté possible du terme avec le samoyède tid et le finnois hiisi. On peut ainsi penser que la sii'dâ a été originellement un regroupement de familles plus ou moins apparentées, coopérant ensemble par la chasse et la pêche dont les résultats dépendaient d'un sanctuaire commun. En tous cas, ce concept remonte sans doute à l'époque où il fallait organiser collectivement les grandes chasses, en particulier celles du renne sauvage » (Mériot, 1985 : 43).

En effet, la sii'dâ regroupait des familles plus ou moins apparentées ; son organisation politique et juridique était centrée sur les activités des villages d'hiver, dálvadas, des communautés de chasseurs-pêcheurs. Les Sâmes disposaient d'un droit d'usufruit, concédé par la collectivité, des terres et des eaux ; ainsi, la communauté restait toujours propriétaire de celles-ci. Avec la colonisation, la concession temporaire devint une propriété individuelle, et la sii'dâ n'est aujourd'hui plus que la communauté de travail des Sâmes, éleveurs de rennes. Pourtant, la sii'dâ peut aussi regrouper des Sâmes qui ne sont pas éleveurs, c'est-à-dire qui ne peuvent pas vivre de leurs rennes, mais qui néanmoins possèdent quelques bêtes. Selon Christian Mériot, la sii'dâ d'aujourd'hui « se distingue de l'ancienne en ce qu'elle n'est plus fondée sur une communauté économique intégrale, mais qu'elle laisse une place au profit individuel de style moderne » (Mériot, 1985 : 51).

L'ensemble des foyers coopérants s'en remettent à l'autorité d'un chef de sii'dâ, le sii-dâ-ised, qui sert aussi de relais administratif pour cette unité économique d'où le profit individuel n'est pas exclu. La composition de la sii'dâ est instable, puisque chaque foyer est libre de se séparer de son groupe ou de ses groupes, pour en rejoindre un autre, en vertu notamment de la structure familiale bilatérale<sup>2</sup>. Les conflits entre sii'dâ, qui restent le plus souvent sous silence, éclatent sous l'emprise de l'alcool. En effet, bien que les Sâmes soient, comparés à bien des peuples, d'une nature exceptionnellement pacifique, les beuveries dont s'accompagnent les grands rassemblements, en particulier les « séparations des rennes » au printemps et en automne et les fêtes pascales, donnent lieu à des joutes oratoires sur le mode

*2 La reconnaissance familiale de la lignée maternelle et de la lignée paternelle est l'un des traits les plus originaux du peuple sâme : l'individu a tout loisir de choisir, en fonction des critères personnels, des besoins économiques et des relations d'alliance, son rattachement à l'une ou l'autre de ces lignées. On remarque aussi l'égalité des sexes en matière d'héritage et de partage des rennes.*

sarcastique, qui parfois dégénèrent en échange de coups. Le grief le plus répandu entre sii'dâ est le vol de rennes, dont le souvenir se perpétue longtemps après les faits.

De nos jours, le terme de sii'dâ n'est employé que pour désigner les communautés de travail des éleveurs de rennes et son sens originel a considérablement changé. Seuls les Sâmes éleveurs ont donc encore une organisation sociale qui leur est spécifique. Cette dernière se distingue cependant de l'ancienne dans la mesure où elle n'est plus fondée sur une communauté économique intégrale et qu'elle laisse une place au profit individuel. Cette unité de coopération d'élevage est cependant toujours entre les mains d'un chef de sii'dâ même si cette fonction est bien plus floue qu'à l'époque.

## LE CULTE DU SIEI'DI

Le concept de siei'di et de ses variantes (seida, seitse, seite)<sup>3</sup> est répandu sur tous les territoires sâmes, que ce soit en Norvège, en Suède, en Finlande ou en Russie. Les siei'di sont des lieux de culte qu'il est possible de diviser en deux catégories : les siei'di en pierre et les siei'di en bois. Les siei'di en pierre sont généralement des pierres naturelles qui attirent l'attention de part leur forme ou leur couleur et qui de ce fait sont des points de repère sur les plateaux dénudés de la toundra arctique : « on peut caractériser les seida comme dominant le milieu dans la mesure où ils comportent généralement des traits spécifiques qui attirent l'attention, car ils se détachent de leur environnement naturel » (Pentikäinen, 1995 : 115). Les siei'di en bois sont soit des arbres aux branches inférieures élaguées soit des souches d'arbres taillées à la main, soit des mâts formés par des arbres morts. Sur les siei'di en bois, il est très fréquent de trouver des sculptures qui représentent des traits de visage humain ; selon Juha Pentikäinen, ces siei'di étaient vénérés comme des divinités de bois. Certains de ces siei'di en bois, plus particulièrement les souches de bois sculptées en têtes d'épingles qui s'avèrent être nombreux sur les rives des lacs de Rovaniemi en Finlande, servaient également de repère pour la chasse et la pêche.

Le culte du siei'di semble être une institution clanique principalement organisée au sein des siddat, mis en place par les aînés de la famille et du groupe. Les Sâmes offraient au siei'di divers produits directement issus de la nature comme du poisson, du gibier, du sang en espérant que les dieux les acceptent et leur accordent en échange la chance à la pêche et à la chasse. Les chasseurs et les pêcheurs sacrifiaient à leurs ancêtres morts, aux esprits de l'eau et au maître des animaux (Leibolmmái). Pour ce faire, les Sâmes pêcheurs apportaient au siei'di le premier poisson de la saison de pêche ou un morceau de chair d'une grosse prise. Parfois, ils enduisaient le siei'di avec de la graisse de poisson. Les chasseurs présentaient au siei'di l'animal mort en le plaçant devant ou contre le siei'di ; fréquemment ils enduisaient également le siei'di avec le sang de l'animal chassé. Les éleveurs de rennes sacrifiaient également à leurs ancêtres morts mais également aux habitants du monde souterrain<sup>4</sup> et à diverses divinités, essentiellement Beaivi (le Soleil)<sup>5</sup>, Bieggalmmái (l'homme du Vent)<sup>6</sup> et Baján (le dieu de l'orage)<sup>7</sup>. Chez les éleveurs de rennes, les offrandes étaient généralement des

*3 Diverses variantes orthographiques existent selon les diverses langues sâmes et divers dialectes utilisés. J'utilise le terme de siei'di, employé par la majorité de mes interlocuteurs au sein du district de Kautokeino dans le Finnmark norvégien.*

*4 Dans la cosmogonie sâme, le monde souterrain ne se limite pas au monde des morts. La réalité du monde souterrain comprend un groupe à part, celui des êtres surnaturels qui vivent sous terre. Leur vie est semblable à celle des humains mais ils vivent dans un autre espace spatial et dans un autre espace temporel. Les Sâmes appellent ces créatures des gufihitar ou des ulda.*

*5 Parmi les corps célestes, le Soleil et la Lune font l'objet d'une attention particulière chez les Sâmes. Il semblerait que l'on sacrifiait au Soleil (Beaivi) pour s'assurer d'heureux résultats dans l'élevage de rennes ou dans l'espoir de l'amélioration ou de la guérison d'une maladie mentale.*

*6 Pour les Sâmes nomades, éleveurs de rennes, le dieu du vent joue un rôle vital car de la direction du vent dépend le déplacement des hardes de rennes.*

*7 Le dieu de l'orage a plusieurs noms : les Sâmes de la péninsule de Kola et d'une partie du Finnmark norvégien l'appelaient Tiermes, les éleveurs de rennes du Finnmark norvégien et d'Inari en Finlande le nommaient Baján, les Sâmes d'Umeå, de Piteå et de Luleå le désignaient par le terme de Áddjá, les Sâmes luthériens préféraient les termes finnois de Ukkonen ou de Ukko alors que les autres Sâmes scandinaves privilégiaient la nomination de Horagállis. On peut considérer que Horagállis a comme homologue scandinave le dieu Thor.*



ramures de rennes sauvages ou domestiques. À partir du XIX<sup>ème</sup> siècle, des offrandes d'argent, d'alcool et de tabac sont également effectuées dans la région de Kautokeino, dans le Finnmark norvégien.

Malgré l'opposition des missionnaires qui considéraient ces pratiques comme étant de la sorcellerie, le culte des siei'di s'est activement perpétué jusqu'au XX<sup>ème</sup> siècle et perdure encore de nos jours au sein de certaines familles et de certaines siddat.

## **ANIMISME ET CHAMANISME**

Le mode d'être, de penser et d'agir sâme se fonde sur le principe de relations équilibrées entre les êtres humains et leurs environnements humains et non humains, visibles et invisibles. Ce mode d'être au monde et ce système de pensée peuvent être qualifiés d'animistes selon la typologie de Philippe Descola (2005) ; chaque élément du monde créé est animé par une âme susceptible de s'évader du corps physique qu'elle habite.

Le chaman, appelé noai'di (ou ses variantes noaide, noiaidi) permet la liaison entre le monde des vivants et le monde des esprits par le son du roulement de tambour et les joik, qui sont à la fois des chants, des prières, des incantations et des expressions sentimentales. Le tambour est l'attribut spécifique de la fonction chamannique chez les Sâmes ; le noai'di frappe le tambour avec un marteau en forme d'Y ou de T, orné de motifs. La vibration fait sauter un indicateur (arpa) constitué d'un morceau d'os ou de bois de renne ou encore d'un disque en métal, en laiton ou d'une pièce de monnaie. Chez les Sâmes, le tambour est de forme ovale. Il est généralement taillé dans du bois de bouleau ou de pin. La membrane du tambour sâme en peau de jeune renne (de préférence de couleur claire) est fixée au cadre du tambour par du fil en tendon ou par des rivets en os ou en bois de renne.

La peau du tambour est richement décorée et elle est, en effet, le support d'une riche représentation cosmologique où l'on distingue presque toujours les trois niveaux du monde, peuplés de créatures mythiques et animales, d'humains et de divinités. Rappelons que les trois niveaux du monde sont le monde d'en haut (monde céleste dans lequel évoluent divinités, esprits et auxiliaires), le monde terrien (monde dans lequel vivent les êtres vivants, les pierres, l'eau, les montagnes et les fjords) et le monde d'en bas (monde souterrain dans lequel évoluent les morts, les créatures surnaturelles souterraines et les eaux souterraines). Certains tambours possèdent plus d'une centaine de motifs mais ils accordent toujours une place importante au soleil qui se trouve au centre, symbolisé par un losange, par une croix et plus rarement par un cercle avec ou sans croix. La forme ovale du tambour est importante car elle reflète la conception cyclique du monde. Les différents niveaux représentés sont reliés entre eux par un pilier ou arbre du monde ; le chaman voyage dans ces différents mondes grâce à cet arbre du monde. En effet, les Sâmes pensent que le chaman peut maîtriser les différents niveaux du cosmos en se transformant en animal lors de ses voyages spirituels. Ainsi, il peut se transformer en oiseau pour la sphère céleste, en ours, en loup ou encore en renne pour la sphère terrienne et en poisson, en serpent ou en oiseau aquatique pour la sphère souterraine. C'est « l'âme libre » du chaman qui permet ces voyages ; « l'âme de l'esprit » reste elle dans le corps du chaman pour assurer les fonctions vitales de l'être humain qu'est le chaman. Pour ce faire, il se sert d'un tambour mais également du chant et du rythme qui, ensemble, lui permettent d'entrer en transe dans un autre état de conscience.

De nos jours, il existe soixante et onze tambours chamanniques sâmes dispersés dans divers musées en Europe (Stockholm, Rovaniemi, Londres, Rome, etc.) ; en effet, la majorité des tambours ont été brûlés durant la période coloniale, notamment au XIX<sup>ème</sup> siècle. Il est cependant important de préciser que, même s'il n'existe plus de chamans déclarés chez les Sâmes, les survivances chamanniques sont bien vivantes et alimentent un profond mouvement de renaissance culturelle.

## ÉVANGÉLISATION ET CHRISTIANISATION DES TERRES SÂMES

### TENTATIVES D'ÉVANGÉLISATION SÂME

Même si les Sâmes eurent très tôt des contacts avec la société scandinave, il est cependant possible de dire que, jusqu'au XVI<sup>ème</sup> siècle, ces rapports furent assez faibles quoique constants. Comme l'explique Christian Mériot (2002 : 166), « la première phase de leur évangélisation fut l'œuvre de pionniers envoyés par les divers chefs d'État à des fins autant commerciales et politiques que religieuses ». Il est à noter que l'évangélisation des Sâmes alla de pair avec la diffusion du christianisme en Scandinavie qu'il est possible de faire remonter à Olav Tryggvason (Olav 1<sup>er</sup>)<sup>8</sup>, petit-fils d'Harald à la-belle-chevelure, qui entreprit des expéditions dans le Nord à but missionnaire. Cependant c'est Christian IV<sup>9</sup> qui fut à la source du premier élan missionnaire sérieux. En effet, à la suite d'un séjour dans la presqu'île de Kola, il fut surpris par les relations qu'entretenaient certains hommes appelés noai'di avec des éléments de la nature, des esprits et des dieux grâce à des « pouvoirs magiques et surnaturels » (Turi, 1974). Dès lors, il décida de faire condamner à la peine capitale celles et ceux qui ne renonceraient pas à cette sorcellerie. Il entreprit également la construction de chapelles et envoya des pasteurs itinérants pour y faire entendre la parole de Dieu. La conversion fut, à certains moments, très sanglante car non seulement on brûla les tambours des noai'di mais également les noai'di eux-mêmes. Puis, au XIV<sup>ème</sup> siècle, une femme sâme appelée Margareta souhaite convertir ses semblables au catholicisme. Pour autant, « ces tentatives de conversion officielles de la période catholique semblent n'avoir eu que peu de résultats ; plus significatifs furent sans nul doute les contacts commerciaux et culturels séculaires. Dans cette influence réciproque, le monde des croyances sâmes assimila cependant de nombreux éléments et symboles chrétiens » (Pentikäinen, 1995 : 236).

La conversion des Sâmes au christianisme ne débute réellement qu'après la Réforme et les pressions politiques et économiques qui s'y associent. Rappelons que l'Union de Kalmar a réuni les trois royaumes scandinaves du Danemark, de la Norvège et de la Suède sous un seul monarque, tout en maintenant leur indépendance de 1397 à 1523. Le mécontentement suédois envers la centralisation du pouvoir du Danemark fut la cause du conflit qui mit fin à l'Union de Kalmar avec l'élection de Gustave 1<sup>er</sup> Vasa, roi de Suède, le 6 juin 1523 (Nordiska Museet, Stockholm, Suède). Dans le royaume de Suède-Finlande, la Réforme voit le jour au milieu du XVI<sup>ème</sup> siècle lorsque Gustave Vasa (ou Gustave 1<sup>er</sup> Vasa) impose le luthéranisme, développe l'économie du pays et réorganise le royaume (administration, justice, fiscalité, religion). Il renforce, dans les années qui suivent son élection, son pouvoir politique au détriment des grands féodaux et réorganise l'Église<sup>10</sup>. L'Église romaine catholique, ayant soutenu Christian II du Danemark<sup>11</sup>, est privée de tout pouvoir et, en 1527, Gustave Vasa, lui confisque tous ses biens. Il fait exploiter les mines d'argent et de cuivre et lance un plan de colonisation et d'évangélisation des terres de Suède.

8 Olaf Tryggvason, né vers 963/964 dans le Sud de la Norvège et mort en septembre 1000, est Roi de Norvège de 995 à 1000. Il est le fils posthume de Tryggve Olafsson, Roi de Viken (Vingulmark et Ramrike) et petit-fils d'Harald à la belle chevelure, 1<sup>er</sup> Roi de Norvège.

9 Né en 1577 et mort en 1648, Christian IV du Danemark est le fils de Frédéric II et de Sophie de Mecklembourg –Güströw. Il succède au trône du Royaume du Danemark et de la Norvège au décès de son père le 4 avril 1588. Christian IV du Danemark appartient à la première branche de la Maison d'Oldenbourg (issue du Comté d'Oldenbourg, au nord-ouest du Saint-Empire romain germanique) qui est une grande dynastie régnante européenne.

10 Afin de comprendre l'implication du luthéranisme au sein de la société suédoise de nos jours, il est recommandé de lire l'article de Dominique Fernandez intitulé Géopolitique de la Suède et du luthéranisme au XX<sup>ème</sup> siècle (La Revue géopolitique, 3 février 2010).

11 Christian II (1481-1559) est roi du Danemark, de Norvège (1513-1523) et de Suède (1520-1521) sous l'Union de Kalmar. Fils du roi Jean Ier (Kong Hans) et de Christine de Saxe, il succède à son père comme Roi du Danemark et de la Norvège. Son successeur est son oncle, Frédéric Ier dit le Pacifique (1471-1533), frère du père de Christian II.

## LA MISSION PIÉTISTE DU XVIII<sup>ÈME</sup> SIÈCLE

Dans le Royaume du Danemark, dont la Norvège actuelle faisait partie, une loi de 1609 déclare que tous les Sâmes qui pratiquent le paganisme et refusent de renoncer à leurs croyances traditionnelles seront condamnés à mort. Ce décret amène les Sâmes adeptes de leurs croyances à se cacher des autorités ; de ce fait, il semble que de nombreux tambours aient été cachés dans des grottes, dans des lacs et dans des montagnes. Dans les années 1682-1683, les persécutions sur les terres sâmes suédoises font également partie d'un programme politique visant à exterminer les croyances traditionnelles et à ancrer les fondements d'un luthéranisme orthodoxe :

*« La théologie basée sur un luthéranisme orthodoxe sert de base au travail de conversion, motivé politiquement au XVII<sup>ème</sup> siècle, reflète bien la situation : Lassi Niilanpoika (Lars Nilsson) est condamné à mort à Tornio pour avoir refusé d'abandonner son tambour de sorcier, jugement confirmé par la cour royale de Suède. Un pasteur de la paroisse doit le préparer à la mort, ce qu'il fait avec succès ; à la fin, Lassi Niilanpoika « sait lire correctement cinq chapitres principaux, récite gracieusement les fondements de sa béatitude, se repent et reconnaît ses péchés » et, de l'avis du tribunal, il meurt en bienheureux » (Pentikäinen, 1995 : 239).*

Après la Grande Guerre du Nord<sup>12</sup> au XVIII<sup>ème</sup> siècle, il est question de christianiser les Sâmes sur de nouvelles bases ; ainsi, les missionnaires semblent proposer à chacun de se convertir librement. Les pasteurs ont l'espoir de réussir à convertir plus de Sâmes en employant des méthodes plus souples et donc moins drastiques. Cette façon de se convertir librement est guidée par les fidèles piétistes. Étymologiquement, le terme piétisme est dérivé du mot piétiste, traduction de l'allemand *pietist* qualifiant de manière péjorative les participants des *Collegia pietatis* du pasteur luthérien Philipp Jacob Spener (1635-1705) ; les membres du mouvement avaient choisi le mot latin *pietas* (-atis) pour désigner leur principal exercice spirituel. En latin, le mot *pietas* désigne « le sentiment qui fait reconnaître et accomplir tous les devoirs envers les dieux, les parents, la patrie » (Gaffiot, 2000).

Les premiers groupes de fidèles piétistes organisaient des groupes de prières autour de leur pasteur ; le fait nouveau et important est que chacun pouvait y prendre la parole ; le fait, scandaleux et dérangeant pour l'époque, était que les laïcs et les païens pouvaient également participer à ces rencontres et essayer d'analyser les Écritures. Ce fonctionnement collégial les avaient très rapidement amenés à constater qu'il y avait trop de formalisme dans la pratique religieuse et que l'on accordait plus d'importance au savoir et à la connaissance qu'à la pratique individuelle de la prière et donc de la spiritualité. En ce sens, ces fidèles se posaient donc en parfait continuateur de Martin Luther.

En 1723, un décret norvégien ordonne la création de nouvelles églises, l'établissement d'une école en langue sâme au sein de chacune des paroisses et la diffusion de livres en langue sâme. De surcroît, chaque pasteur qui est nommé en Laponie doit maîtriser les langues autochtones. Un des représentants majeurs de l'activité missionnaire sur les terres sâmes dans les années 1740 est Pehr Högström (1714-1784) qui agit alors dans « un esprit de luthéranisme éclairé » (Pentikäinen, 1995 : 240). Mais l'apogée du travail de mission dans les zones septentrionales d'Europe se situe au XVIII<sup>ème</sup> siècle avec Thomas Von Westen (1682-1727), surnommé « l'apôtre des Lapons ». L'emprise piétiste est alors dominante dans le

---

<sup>12</sup> La Grande Guerre du Nord est un conflit qui opposa une coalition menée par la Russie à la Suède entre 1700 et 1721 et qui se déroula dans le Nord de l'Europe centrale et de l'Europe de l'Est.

Finmark norvégien mais elle est bien moins efficace en Suède-Finlande.

## LE LÆSTADIANISME, SYNCRÉTISME RELIGIEUX

### LARS LEVI LÆSTADIUS

Il fallut attendre les années autour de 1846 pour que les Sâmes, sous l'impulsion du pasteur suédois Lars Levi Læstadius (1800-1861), participassent à un réveil religieux qui changea considérablement leur mode de vie et de croyances. Lars Levi Læstadius est un pasteur luthérien suédois qui avait des origines sâmes. A partir du milieu des années 1840, il devient le leader du mouvement læstadien ; il est botaniste<sup>13</sup>, écrivain et abstème c'est-à-dire qu'il ne consomme pas d'alcool. Lars Levi Læstadius naît près d'Arjeplog, au Nord de la Suède. Son père fait vivre la famille grâce à la chasse, la pêche et la fabrication de goudron de bois. Issu d'un milieu pauvre c'est grâce à l'aide d'un demi-frère pasteur à Kvikkjok qu'il réussit à intégrer l'université d'Uppsala en 1820 où il se révèle être un étudiant brillant. Tout en poursuivant ses études de théologie, il est nommé assistant au Département de Botanique, matière pour laquelle il montre un grand intérêt. Il est ordonné pasteur luthérien en 1825 par l'évêque de Härnösand, Erik Abraham Almquist (1767-1830). Il exerce son premier ministère dans sa paroisse natale, comme missionnaire pour le district de Pite, en Suède. De 1826 à 1849, il devient vicaire de la paroisse de Karesuando<sup>14</sup>, puis de 1849 jusqu'à sa mort, il sert celle de Pajala. Avant de s'installer à Karesuando, il se marie avec Brita Cajsa Alsatidus (1816-1915), jeune femme sâme, ayant une grande influence dans la région ; ensemble, ils élèvent douze enfants. En plus de ses charges paroissiales, il continue à s'intéresser à la botanique et écrit un grand nombre d'articles sur les plantes du Nord de la Suède. Il participe en tant que botaniste à une expédition française organisée par Xavier Marmier<sup>15</sup> ; dans le cadre de celle-ci, il écrit un long traité sur la mythologie sâme et reçoit, en 1841, la Légion d'honneur française (fig. 1-11).

À l'époque où Lars Levi Læstadius arrive à Karesuando, la misère et l'alcoolisme y règnent largement. Bien que sa langue maternelle soit le suédois, il parle également le sâme de Lule. Après une année passée à Karesuando, il peut également s'exprimer en finnois et dans le dialecte sâme local. Il proclame généralement ses sermons en finnois, car c'est la langue la plus répandue dans la région, mais il lui arrive occasionnellement de prêcher en sâme et en suédois. En 1849, il devient prêcheur à Pajala et visiteur des paroisses du Nord de la Suède et de la Finlande. Mais ses positions radicales quant à l'éthique chrétienne et à la morale, ses manières accusatrices vis-à-vis des paroissiens et de leurs péchés rencontrent à Pajala une certaine résistance qui conduit l'évêque en 1853 à décider de la tenue de deux services religieux distincts : le premier pour les læstadiens et le second, pour les autres. C'est à partir de ce moment-là que le læstadianisme devient un mouvement en soi, sans jamais cependant officiellement se séparer de l'Église en Suède. À la mort de Lars Levi Læstadius en 1861, Johan Raatamaa (1811-1899) lui succède comme leader du mouvement læstadien.

### LÆSTADIANISME ET SYNCRÉTISME CULTUREL AU SÂPME

Pour comprendre l'existence d'un tel mouvement évangélique au Sâpme, mais qui a abordé la Finlande et le monde scandinave dans son ensemble pour essaimer aux États-Unis, il faut se rappeler la situation matérielle et religieuse des Sâmes, au début du XIX<sup>ème</sup> siècle, peuple

<sup>13</sup> Comme le dit Juha Pentikäinen (1995 : 256), « on le considérait à l'époque comme le plus grand connaisseur des plantes du Grand Nord ».

<sup>14</sup> Karesuando est un village qui a comme particularité d'être scindé en deux par la frontière entre la Finlande et la Suède, matérialisée par la rivière Munio. Jusqu'en 1809, Karesuando ne formait qu'un village, mais à la fin de la Guerre de Finlande (la Guerre de Finlande opposa entre 1808 et 1809, la Suède à l'Empire russe ; la guerre s'achève par la victoire de l'Empire russe qui annexe la Finlande. La Finlande devient, à ce moment, un Grand-Duché autonome de l'Empire russe) et suite au Traité de Frederiksham (actuellement Hamina en Finlande), signé entre le Royaume de Suède et l'Empire russe, le village de Karesuando est divisé en deux.

<sup>15</sup> Xavier Marmier (1808-1892) est un homme de lettres français, voyageur et traducteur de différents écrits d'Europe du Nord. Il effectue plusieurs expéditions en Islande et en Scandinavie puis, en 1839, il part pour le Pôle Nord.

« secoué par la colonisation, cause indirecte entre autres du passage d'un système communaliste à un système plus individuel et déstructurant » (Labba, 1989 : 517). En effet, le nouvel univers socio-économique et religieux qui s'offrait à eux – introduit par les missionnaires, les marchands et les intellectuels nordiques – les dépossédait de leur culture sans leur offrir de nouvelles valeurs autour desquelles se construire ou se reconstruire. L'alcoolisme et la dépression, déjà fortement présents en hiver, durant la nuit totale, empirèrent tout au long de l'année. Ainsi, c'est par le biais de la lutte contre l'alcoolisme que Lars Levi Laestadius, en tant que pasteur, se voulut leader d'un renouveau spirituel :

**« L'originalité de ce mouvement fut de promouvoir des formes d'action et de pensée qui permirent aux Sâmes de se sentir actifs dans la nouvelle société, tout en intégrant des vieilles formes d'expression traditionnelles. La communauté, l'Assemblée de régénérés, trouve dans son prédicant, de même culture et de même langue qu'elle, son intermédiaire direct entre le monde visible et invisible, rôle joué autrefois par le nojd. Cette communauté, ici paroissiale, sert de référence fondamentale à ses membres et dispose du pouvoir d'absoudre les péchés. La paroisse tend ainsi à prendre le relais de l'ancienne organisation sociale, économique et religieuse, en insistant sur l'égalitarisme, l'antihiérarchie. Elle permet aux Sâmes de se penser et sentir à nouveau collectivement. » (Labba, 1989 : 517).**

En effet, « dans la doctrine de Laestadius, il est inconcevable que l'on puisse se sauver individuellement » dans la mesure où « tout se passe (...) comme si le groupe social recelait son propre pouvoir de libération » (Mériot, 2002 : 190). Comme l'explique Christian Mériot, les fidèles doivent prendre conscience que Dieu ne peut pardonner les péchés des hommes que par l'intermédiaire d'un autre membre de la paroisse, « d'un prochain temporel » (Mériot, 2002 : 190). Ainsi, d'après Christian Mériot (2002 : 191) : « (...) une partie au moins de l'attachement des Sâmes au mouvement laestadien tint à cette exigence de cohésion sociale recelée dans l'absolution, car les Sâmes continuèrent comme autrefois d'avoir besoin de penser, sentir et décider collectivement. Ces dires peuvent être complétés par des témoignages de mes interlocuteurs résidant à Måze et à Kautokeino dans le Finnmark norvégien :

**« Nombreux sont les Sâmes qui adhèrent très facilement au laestadianisme car c'est un mouvement qui supervise les activités de la communauté, de la même façon que le faisaient le sii'dâ-ised, le chef de la sii'dâ, et le noai'di, notre chaman »<sup>16</sup> ; « Beaucoup de femmes se sont accrochées à cette doctrine religieuse car elles avaient l'espoir que leurs hommes - maris, fils, pères et frères - arrêtaient de consommer de l'alcool à outrance. Laestadius interdisait totalement la consommation d'alcool et promulguait des thérapies comportementales de groupe, thérapies fortement appréciées chez les plus anciens, à l'époque organisées par le noi'ade »<sup>17</sup>, « Nos croyances et notre façon d'être avant la christianisation se tournaient autour du groupe – groupe familial, groupe d'élevage coopératif, groupe de chasseurs – et au travers de cette doctrine, quoique chrétienne, nous arrivions à retrouver l'importance de cette notion de groupe avec le groupe des Vrais chrétiens. Dans notre façon de vivre traditionnelle, nous parlions également de Vrais éleveurs et cela rejoint un peu les Vrais Chrétiens. »<sup>18</sup>.**

16 Propos d'un Sâme, éleveur de rennes, 36 ans, février 2003, Måze (Finnmark, Norvège).

17 Propos d'une Sâme, éleveuse de rennes et coiffeuse, 34 ans, février 2003, Måze (Finnmark, Norvège).

18 Propos d'un Sâme, éleveur de rennes, 56 ans, février 2003, Karasjok (Finnmark, Norvège).

De plus, contrairement à certains missionnaires qui avaient précédé Lars Levi Læstadius et qui interdisaient l'extase, ce dernier estime que l'extase est un indice de la présence de la grâce<sup>19</sup>, ce qui séduit également les Sâmes dans ce réveil religieux :

**« Dans nos croyances d'antan, le chaman entraînait régulièrement en transe. Avec l'arrivée des missionnaires, ces pratiques furent interdites, car trop proches de la sorcellerie ou de la folie. Mais avec l'arrivée du pasteur Laestadius, nous pouvions de nouveau entrer en transe car dans ses croyances, il considérait que l'extase était la marque physique de la sanctification apportée par Dieu et par les autres hommes de la même communauté à la personne en transe. Nous n'avions pas tout à fait les mêmes croyances mais quelque part, nous étions plus proches de cette façon de pensée que des précédentes. »<sup>20</sup>, « Mon arrière-arrière grand-père disait que Laestadius pensait que la transe était le summum de la joie de l'homme libéré de ses péchés, lui-même – mon arrière-arrière grand-père disait que la transe était l'expression de la joie et de la force du noïade d'avoir atteint l'un de ses objectifs, notamment dans sa communication avec le monde animal ou invisible. En un certain sens, leurs pensées étaient très proches ! »<sup>21</sup>. Néanmoins, il convient de ne pas confondre « l'extase chamaniste et l'extase laestadienne » même si « certains Sâmes, initiés très jeunes, - puisqu'il semble que dès l'âge de 12 ans, l'enfant choisi pour hériter de la fonction, en savait assez – ont ainsi pu être préservés psychologiquement de l'acculturation générale et constituer des réserves où le chamanisme, pourchassé ailleurs, subsistait à l'état latent, transmis de génération en génération, en attendant de pouvoir se révéler socialement dans la dimension nouvelle qu'était le læstadianisme. » (Mériot, 2002 : 195).**

Gutorm Gjessing explique que le læstadianisme a libéré, grâce à l'extase, les forces et croyances sâmes depuis longtemps refoulées à cause de la colonisation et de l'évangélisation, qui de ce fait n'attendaient qu'une impulsion pour ressurgir. Ainsi, le læstadianisme légalisa au travers de l'église protestante des pratiques traditionnelles interdites par les autorités politiques et religieuses. Pour autant, comme le rappelle Juha Pentikäinen « les émois des Læstadiens ne doivent pas cependant être interprétés dans un cadre de référence chamanique, car des phénomènes d'extase se produisaient fréquemment aussi sur les territoires sâmes avant l'éveil religieux de Læstadius » (Pentikäinen, 1995 : 272).

C'est au sein du district de Kautokeino, en Norvège, et dans le village d'Enontekiö, en Finlande - lieux où les croyances traditionnelles sont encore en vigueur - que les Sâmes adhèrent fermement et avec enthousiasme au læstadianisme. Il semblerait que les crises d'agitation, les transes, les moments dits de possession et de glossolalie, faisant partie intégrante des manifestations læstadiennes renforçèrent la cohésion sociale de ces communautés qui, avant l'introduction des pratiques læstadiennes, pratiquaient la transe et l'extase. Par des protagonistes sâmes mais également par des hommes d'Église, les fidèles de Lars Levi Læstadius de Kautokeino sont appelés des « Hurlleurs » en référence à leurs moments de glossolalie et de transes :

<sup>19</sup> De surcroît, une description de l'extase, état où l'individu se ressent comme « transporté hors de lui », caractérisé par un ravissement, une jouissance ou une joie extrême, est donné par l'apôtre Paul dans la Bible : « Je connais un homme en Christ, qui fut, il y a quatorze ans, ravi jusqu'au troisième ciel (si ce fut dans son corps je ne sais, si ce fut hors de son corps je ne sais, Dieu le sait). Et je sais que cet homme (si ce fut dans son corps ou sans son corps je ne sais, Dieu le sait) fut enlevé dans le Paradis, et qu'il entendit des paroles merveilleuses qu'il n'est pas permis à un homme d'exprimer » 2 Corinthiens, 12 : 2-4.

<sup>20</sup> Propos d'un Sâme, éleveur de rennes et coutelier, 58 ans, février 2003, Karasjok (Finnmark, Norvège).

<sup>21</sup> Propos d'un Sâme, éleveur de rennes, 56 ans, février 2003, Karasjok (Finnmark, Norvège).

**« cette crise de fanatisme se manifestait chez les gens par des convulsions et des propos désordonnés proférés dans les trances, au réveil d'une sorte d'évanouissement. On appelait ces gens des Tshjorvok, c'est-à-dire des « Hurlleurs », parce qu'ils parcouraient la contrée en interpellant des gens et en les exhortant au repentir et à la pénitence. (...) Quand ces « Hurlleurs » s'éveillaient de leur syncope, ils émettaient dans les trances des prophéties touchant la fin du monde qu'à l'imitation d'autres procédés [sic.] ils annonçaient comme prochaine, mais auparavant il devait se produire certains signes qui se rapportaient naturellement aux conditions de la vie laponne [sic.]. Les cygnes deviendraient noirs comme du jais et les corbeaux, blancs comme de la neige ; les rennes feraient leurs cornes [sic.] en hiver et deviendraient si sauvages qu'il ne serait plus possible de les conduire, et si hardis qu'ils ne craindraient plus ni les chiens, ni les hommes. Il viendrait aussi des années de disette, de peste, de famine et de guerre et ce fléau consommerait une telle quantité d'hommes que les femmes se battraient pour ceux qui resteraient, et qu'enfin ils deviendraient tellement rares que les femmes baiseraient la trace de leurs pas et l'arroseraient de leurs larmes » (Friis, 1944 : 111).**

Lars Levi Læstadius connaissait parfaitement les croyances des Sâmes et utilisait le vocabulaire adéquat dans ses sermons<sup>22</sup> pour toucher la sensibilité de la communauté dans son ensemble. Toute la gamme des créatures surnaturelles sâmes (gnome guthifar, spectres, stallo, habitants du monde souterrain, enfants morts eahpáras) vivait dans ses prêches ; ainsi, comme le dit Juha Pentikäinen, « dans la profession de foi de Læstadius coexistaient la tradition ethnique et la tradition chrétienne (...) Læstadius interprète parallèlement la tradition biblique et chrétienne et la tradition populaire sâme en attribuant aux gnomes guthifar des nouvelles acceptations négatives et nuisibles (...) » (Pentikäinen, 1995 : 267-271). En effet, il n'a jamais nié l'existence des gnomes guthifar, créatures qu'il considérait comme des adversaires des humains mais également des adversaires des non-chrétiens luthériens. De ce fait, il renforça, en premier lieu, la croyance en ces créatures surnaturelles très présentes dans le mode d'être et de penser sâme traditionnel et, en second lieu, l'adhésion à ce mouvement luthérien læstadien qui, contrairement aux mouvements protestants précédents, mettait en scène toute la cosmogonie sâme.

Il est cependant important de noter une différence dans la relation au læstadianisme entre les Sâmes des côtes, sédentarisés, et les Sâmes des montagnes, nomades. Les premiers, malgré un contact privilégié avec la société norvégienne, avait un niveau matériel - semble-t-il assez bas - et c'est la prise de conscience de leur propre situation qui les amena à s'engager dans le læstadianisme. Les seconds, parce qu'ils possédaient leurs propres bêtes, étaient le groupe le plus élevé économiquement ce qui leur permettait une certaine indépendance vis-à-vis des États tutélaires. Les éleveurs de rennes n'adhérèrent pas au mouvement à cause de leurs conditions de vie mais bel et bien parce qu'ils étaient nostalgiques de leur mode d'être et de penser traditionnel, interdit par les autorités gouvernementales et religieuses. De surcroît, les Læstadius visent à une réforme de l'Église luthérienne ; en effet, ils s'estiment être les seuls Vrais Chrétiens capables d'interpréter l'enseignement luthérien : « le læstadianisme, comme tout mouvement novateur, se veut en fin de compte révolutionnaire » (Mériot, 2002 : 203).

Ainsi, l'adhésion des Sâmes au mouvement læstadien dépeint un besoin de renouveau, après l'échec d'une résistance culturelle et sociale face aux puissances dominantes. En effet, une société qui n'a que peu de pouvoir politique ressent, au fond d'elle, le besoin de se reconstruire au travers de nouvelles croyances liées, d'une façon ou d'une autre, aux croyances

<sup>22</sup> Comme l'explique Juha Pentikäinen, « il [Lars Levi Læstadius] qualifiait l'alcool, par exemple, de « boisson de Staalo », stållojuhkamus (Pentikäinen, 1995 : 267).

traditionnelles ; en fait, le læstadianisme a annoncé le mouvement pan-sâme : « on peut dire de ce mouvement, malgré son déclin actuel, qu'il a redonné le souci de leur dignité aux Sâmes, qu'il a « laponisé » le christianisme des missionnaires du XVII<sup>ème</sup> et du XVIII<sup>ème</sup> siècle et qu'il a préparé les voies à la mise en place des instances politiques modernes, liées aux revendications ethniques actuelles » (Labba, 1989 : 518). Certains Sâmes ont proposé la date du 8 novembre comme Fête Nationale sâme, journée qui aurait rappelé la révolte de Kautokeino en 1852, où des fanatiques læstadiens tuèrent un commerçant et le commissaire de police, complices d'un trafic d'alcool<sup>23</sup>. Pour autant, après ce soulèvement, l'année 1842 marqua un tournant dans la vie spirituelle des Sâmes éleveurs de rennes du Finnmark norvégien. En effet, cet éveil religieux s'interrompt à cause des conflits et de la violence engendrés au sein même de la communauté sâme suite aux condamnations à mort, aux exécutions publiques et aux emprisonnements effectués après la révolte de 1842 ; ces problèmes furent tous imputés à Lars Levi Læstadius bien qu'il ne soit jamais allé à Kautokeino. Comme l'explique Juha Pentikäinen (1995 : 264) :

***« La révolte de Kautokeino avait un fondement historique et social, peu connu jusqu'à nos jours. Il est bon de souligner que l'extase de Kautokeino n'est pas seulement un éveil religieux, mais aussi un soulèvement populaire des Sâmes, à vrai dire le premier mouvement national important dans le nord de la Scandinavie. Bien que d'origine religieuse, ce mouvement fut une étape dans la prise de conscience nationale sâme comme il s'en produisit au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle dans de nombreux pays, et aussi en Finlande, avec la montée de l'identité et de la mythographie finnoises exprimées dans le Kalevala. La répression du soulèvement populaire paralysa le sentiment national sâme et le læstadianisme et les poussa dans des directions opposées. »***

Alors que le læstadianisme est au départ un mouvement sâme, il devient un mouvement d'éveil finlandais dans les années 1860. De ce fait, il s'étend à la fois vers le sud, suivant la vallée de Torniojoki et vers l'est, vers Kuusamo. Entre 1860 et 1870, il continue de se propager dans toute la Laponie et dans l'Ostrobothnie du Nord. En même temps, le mouvement se renforce aussi dans le nord de la Norvège et de la Suède. L'identité finlandaise donnée au nouveau mouvement læstadien occulte totalement la langue sâme ; le finnois devient ainsi la langue maternelle du læstadianisme et, par ce biais une langue sacrée. Avec les immigrants finlandais, le læstadianisme s'implante également en Amérique du Nord où il créa l'Église ethnique finlandaise dans le Nouveau Monde, qui est encore vivante actuellement (Pentikäinen, 1995). La diversification du mouvement læstadien se poursuit avec l'apparition de divergences doctrinales qui scinde le mouvement en plusieurs courants et ceci tant en Europe qu'en Amérique du Nord. Ainsi, les divers groupes de Læstadiens sont certes des courants religieux protestants mais ils sont également des sous-cultures nordiques dans un paysage spirituel en mutation (Pentikäinen, 1995).

---

<sup>23</sup> Pour une description détaillée de la révolte de Kautokeino en 1852, il est intéressant de se référer au film *Guovdageainnu Stuimmit (Sâme du nord), Kautokeino Opprøret (norvégien bokmål), The Kautokeino Rebellion (anglais) dirigé par Nils Gaup, 2008, 96 minutes.*



## BIBLIOGRAPHIE

DELAPORTE Y. ET ROUÉ M, Une communauté d'éleveurs de rennes, vie sociale des Lapons de Kautokeino, Paris, Musée de l'homme, 1986.

DESCOLA P., Par-delà nature et culture, Paris, Gallimard, 2005.

FRIIS, J.-A., Lajla, Roman du pays lapon, Paris, Éditions « Je sers », 1943.

GAFFIOT, dictionnaire français/latin, article pietas/atis, p. 1194, 2000.

LABBA A., Anta, Manchecourt, Terre humaine, 1989.

MÉRIOT C, Les Lapons et leur société, étude d'ethnologie historique, Toulouse, Sciences de l'homme, Privat, 1980.

MÉRIOT C., Les Lapons, Paris, Que sais-je, Presses Universitaires de France, 1985.

MÉRIOT C., Tradition et modernité chez les Sâmes, Paris, L'Harmattan, 2002.

LE MOAL G., Dictionnaire de l'Ethnologie et de l'Anthropologie, sous la direction de Izard M. et Bonte P., p.72-73, 2007.

PENTIKÄINEN J., Mythologie des Lapons, IMAGO, 1995.

TURI, J., Récit de la vie des Lapons, Paris, François Maspero, 1974.

TYLOR E., Primitive Culture, 1871.

---

# TITRE DES TABLEAUX

## Chapitre 5

Table 5.1: Propriétés de la végétation pour chaque sou-zone bioclimatique ; modifié de la carte de la végétation de la zone circumpolaire arctique [CAV03]. Reproduit avec la permission de [WAL05].

Table 5.2 : Biomasse de la partie aérienne des plantes en différentes parties de l'Arctique

## Chapitre 7

Tableau 7.1: liste des avalanches les plus meurtrières ayant touché des habitations en Norvège

Tableau 7.2: liste des avalanches mortelles ou occasionnant des dégâts au Spitsberg

Tableau 7.3: Victimes de chutes de blocs, éboulements, glissements de terrain, coulées de débris majeurs en Islande depuis 1900

## Chapitre 8

Tableau 8.1 : Ville et industrie : un lien fréquent ?

Tableau 8.2 : Population urbaine (en %) en 2000 et 2010 dans 32 régions arctiques

## TITRE DES FIGURES

### Chapitre 1

Figure 1.1 : Carte des stations météorologiques en Arctique et périodes de fonctionnement (d'après les données de Meteo-Climat : <http://meteo-climat-bzh.dyndns.org/>).

Figure 1.2 : Températures moyennes annuelles à Longyearbyen 1917-2010 : écart à la moyenne 1969-1998 (données MeteoNorsk).

Figure 1.3 : Précipitations annuelles à Longyearbyen (données MeteoNorsk)

Figure 1.4 : Températures de l'air et précipitations annuelles à Ny-Ålesund (d'après MeteoNorsk).

Figure 1.5 : A : Nombre d'événements «chauds» en hiver à Ny-Ålesund (d'après les données de MeteoNorsk). Ce nombre a augmenté de façon sensible dans les quatorze dernières années ; B : Un événement chaud et très pluvieux particulièrement marquant en fin d'année 2007 début 2008.

Figure 1.6 : Températures moyennes annuelles de Longyearbyen (A) et Ny-Ålesund (B) et corrélation entre les données des deux stations (C). D'après les données de MeteoNorsk.

Figure 1.7 : Cinq étés successifs de fonte sur le glacier Lovén Est. Degrès-jours positifs et lame de fonte, obtenus à partir d'un réseau de 20 capteurs sur le glacier [source HSF], en regard des données météorologiques de Ny-Ålesund (6 km plus à l'ouest), [source MeteoNorsk]. Aux lames de fonte potentielle déduite de l'état thermique sont confrontés les mesures réelles d'accumulation de neige (fin avril) et de bilan de masse (gain ou perte en glace) fin septembre.

### Chapitre 2

Figure 2.1 : Localisation du Spitsberg et de l'Austre Lovénbreen : un terrain d'étude à 1 000 km du Pôle Nord par 79°N.

Figure 2.2 : Le retrait des glaciers est incontestable au Svalbard, en témoignent ces clichés (Greenpeace et Norsk Polarinstitut) du Blomstrandbreen en Baie du Roi, séparés de 74 ans. Ces changements majeurs ont fait de la presque île de Blomstrand une île.

Figure 2.3 : Vers un équilibre accumulation-ablation ? Les calculs effectués à partir des mesures ICESat entre 2003 et 2008 illustrent ce contraste très fort entre une perte importante de glace en zones basses et une accumulation qui l'est tout autant dans les zones les plus élevées (adapté de Moholdt, 2010).

---

Figure 2.4 : Les conséquences climatiques sur la réponse des glaciers attestent de la complexité des interactions climat-système glaciaire.

Figure 2.5 : Les chroniques de mesures de bilans de masse pour l'Austre Brøggerbreen (a), le Midtre Lovénbreen (b) et le Kongsvegen (c) sont données en équivalent-eau moyen par rapport à la surface du glacier. Les séries ne montrent pas de tendances statistiques significatives. On constate en revanche que le bilan estival varie beaucoup plus que le bilan hivernal : son influence sur le bilan net est donc capitale (sources : Norsk Polarinstitut).

Figure 2.6 : Le retrait du front de l'Austre Lovénbreen. Il est possible de reconstituer l'évolution du retrait glaciaire de l'Austre Lovénbreen de 1948 à 2009. Le recul des 10 dernières années est remarquablement peu marqué et les fronts successifs sont reportés sur une image satellite de 2009. La figure 6D montre une rupture statistique nette à partir de 1990.

Figure 2.7 : Les variations en volume de l'Austre Lovénbreen.

Figure 2.8 : Modèle numérique de terrain du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. La profondeur de glace mesurée au GPR, déduite du MNT de surface élaboré au DGPS, permet d'établir le MNT du lit rocheux de l'Austre Lovénbreen. Une forte asymétrie est clairement visible sur la simulation en 3D vue face à la langue glaciaire pour une meilleure lisibilité. (Adapté de Saintenoy et al., 2011).

### Chapitre 3

Figure 3.1 : Panorama des types de côtes rocheuses arctiques et subarctiques.

(a) Les falaises abruptes de Vandsfaldsdalen, à l'est du Groenland, sont associées à une vallée glaciaire surcreusée entaillée dans un ensemble de laves basaltiques paléogènes. Ces falaises sont en proie à une éboulisation active, les gélifracfs venant alimenter d'étroites plages de pied de paroi dont l'activité n'est que saisonnière (cliché : B. Bell) ;

(b) Falaises rocheuses et éperons recouverts par des plages graveleuses dans la Baie de Radstock sur la côte nord du Détroit de Lancaster, sud-ouest de l'île Devon, Nunavut. Ils constituent la morphologie typique de ce secteur littoral (cliché: D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 4 août 2009) ;

(c) Dos de baleine sculpté par l'érosion glaciaire dans les roches de socle du Bouclier canadien (paragneiss protérozoïque), côte ouest de la Baie d'Hudson à Arviat, Nunavut (cliché : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 7 juillet 2009) ;

(d) Plateforme intertidale étroite et gélifraction de la falaise calcaire sur la côte nord-ouest émergente du Bassin de Foxe, près de Hall Beach, Nunavut (cliché : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 19 août 2007) ;

(e) Gull Cliff sur la côte sud-ouest de l'île Lowther, Détroit de Viscount Melville,

Nunavut (cliche : D.L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2 août 2009). Le rebond isostatique a élevé la base de la falaise pendant que le talus recouvrait progressivement la partie inférieure du versant, diminuant à mesure la longueur de parois exposée à la météorisation ;

(f) Couverture glaciogénique au sommet de falaises basaltiques, Golfvöllur, Islande (cliché : S. Etienne, 13 avril 2007). Les falaises sont hautes d'une dizaine de mètres, tandis que la couche morainique est épaisse de 2 à 3 m.

Figure 3.2 : Diversité des héritages dans le paysage littoral de la Baie du Roi (Kongsfjordhallett), Spitsberg, archipel de Svalbard. Cliché : S. Etienne, juillet 2002.

Figure 3.3 : Modelés et processus littoraux des côtes à pergélisol.

(a) Ensemble de glissements rétrogressifs liés à la fonte de sédiments congelés sur la côte sud de l'île Herschel, Yukon, mer de Beaufort. Remarquez les falaises de glace (parois) et le transfert des sédiments à la côte par les coulées boueuses (une tente orange en bas à droite donne l'échelle). Cliché : D. L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2012 :

(b) Basculement d'un bloc de toundra de 5 m de haut à Kay Point, Yukon. La chute est consécutive au sapement basal par thermo-abrasion puis au détachement du bloc par fonte des coins de glace délimitant les polygones de toundra. Cliché : D. L. Forbes, Commission géologique du Canada, 2012.

Figure 3.4 : Distribution circumpolaire du pergélisol, typologie sommaire des littoraux arctiques et tendance érosive du trait de côte (adaptée de Brown et al., 1998 et Lantuit et al, 2011).

Figure 3.5 : Le Jardin des colonnes d'Ikkafjörd, un patrimoine géomorphologique menacé par le changement climatique.

## Chapitre 4

Figure 4.1 : Expression théorique d'une crise paraglaciale (d'après Hinderer, 2001, modifié).

Figure 4.2 : Le modèle d'épuisement du dépôt sédimentaire paraglaciale dans lequel le taux de sortie du dépôt est proportionnel à la quantité de sédiments disponibles restant dans la source sédimentaire (d'après Ballantyne, 2002b).

Figure 4.3 : Les formes construites par le paraglaciale de dénudation.

A - Sackung (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2012).

B – Figure élémentaire de détente dans les basaltes (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2012).

C – Sturzström de Höfðahólar (région du Skagafjörður, Islande, © D. Mercier, 2010).

---

Figure 4.4 : Les formes construites par le paraglaciaire de redistribution.

A – Ravinement des moraines frontales du Botnbreen (région du Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard © D. Mercier, 2011) ;

B – Dynamique fluviale de tressage dans la vallée du Skagafjörður, Islande (© D. Mercier, 2010) ;

C – Marge méridionale du Vatnajökull (Islande, © D. Mercier, 2010) ;

D – Ravinement des dépôts de pente et incision des terrasses dans le Skagafjörður, Islande (© D. Mercier, 2010) ;

E – Construction des sandurs dans le Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, 2011) ;

F – Progradation du littoral dans le Kongsfjorden, Spitsberg, Svalbard (© D. Mercier, 2011).

Figure 4.5 : Durée des ajustements paraglaciaires selon les sous-systèmes (d'après Ballantyne, 2002b).

Figure 4.6 : Carte du paraglaciaire actif, du paléo-paraglaciaire et du paraglaciaire potentiel (d'après Mercier, 2008).

## Chapitre 5

Figure 5.1 : Sous-zones bioclimatiques (A-E) de la zone arctique couverte de toundra (extraite de CAV03) ; projection polaire centrée sur le pôle nord.

Figure 5.2 Physionomie des plantes dans les cinq (A à E) différentes sous-zones bioclimatiques de la toundra arctique. Plantes caractéristiques : a-mousses et lichens, b-plantes herbacées, c-nains arbustifs rampants, d-graminoïdes non en touffes, e-arbustes nains semi-rampants, f- arbustes nains redressés, g- bas arbustes, h- graminoïdes en touffes. Reproduit avec la permission de [Raynolds et al., 2006].

Figure 5.3 : Provinces floristiques de l'Arctique [tiré de CAVM TEAM, 2003].

Figure 5.4 : Age des régions arctiques [tiré de Raynolds, Walker, 2009].

Figure 5.5 : Distribution de la biomasse de la partie aérienne des plantes en Arctique [issu de [Raynolds, 2012].

Figure 5.6 : Secteurs présentant des communautés végétales caractéristiques le long d'une séquence topographique théorique [CAVM TEAM, 2003].

Figure 5.7 : Sols structurés dans la sous-zone C, Howe Island, versant nord, Alaska. (a) vue aérienne oblique, (b) examen des caractéristiques du sol. Photographes M.K. Raynolds et D.A. Walker.

## Chapitre 6

Figure 6.1 : Le Svalbard.

Figure 6.2 : Abondance moyenne des plantes appartenant aux sous zones biogéographiques A (toundra du Haut Arctique), B (toundra de l'Arctique septentrional et C (toundra de l'Arctique moyen).

Figure 6.3 : Aire d'extension des trois types de toundra.

## Chapitre 7

Figure 7.1 : Cartes de répartition des avalanches destructrices (dont slushes) en Norvège (A) et répartition des victimes d'avalanches, dans ou en dehors des habitations (B) (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

Figure 7.2 : Localisation des victimes d'avalanches meurtrières en Norvège durant les quatre dernières décennies (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

Figure 7.3 : Répartition des avalanches au sud de Longyearbyen lors de l'hiver 2008-2009 (A) et circulation des motoneiges entre le 11 mars et le 14 mai 2009 (source : Eckerstorfer et al., 2009, modifié).

Figure 7.4 : Répartition des avalanches connues en Islande depuis 1118, et localisation des lieux cités dans le texte (Source : Decaulne, 2004, modifié).

Figure 7.5 : Localisation des victimes d'avalanches meurtrières en Islande durant les deux derniers siècles : les secteurs habités demeurent menacés (source : Jóhannesson and Arnalds, 2001, modifié).

Figure 7.6 : Quelques structures de protection contre les avalanches, passives : dents freineuses et déflecteur à Bolungarvík (A) et Neskaupstaður (B), murs croisés paravalanches à Ísafjörður (C), et actives : structures de support du manteau neigeux au-dessus de Siglufjörður (clichés A. Decaulne).

Figure 7.7 : Relation entre le nombre de déstabilisations de parois et les victimes associées en Norvège, mettant en évidence la dangerosité des comtés de l'ouest du pays (source : Böhme et al., 2011, modifié).

Figure 7.9 : Cartes de répartition des glissements destructeurs (écroulements rocheux, coulées de débris, chutes de blocs, glissements sous-marins) en Norvège (A) et répartition des victimes d'avalanches, dans ou en dehors des habitations (B) (source : Kronholm et al., 2007, modifié).

Figure 7.10 : Extension des dégâts des tsunamis liés aux écroulements d'une partie de la montagne Ramnefjellet en 1905 et 1936 et vues de la paroi concernée (source : Nesdal, 2003, modifié ; clichés : A. Decaulne).

---

Figure 7.11 : Écroulements de parois rocheuses ayant causé des victimes sur le comté de Sogn og Fjordane et déstabilisations de parois identifiées (source : Böhme et al., 2011, modifié).

Figure 7.12 : Répartition des mouvements de masse connus (glissements de terrain, coulées de débris, chutes de blocs, écroulements de parois) ayant causé des victimes en Islande depuis 1900, et localisation des événements récents cités dans le texte.

Figure 7.13 : Le tourisme en Norvège en quelques chiffres, avec une hausse constante du nombre de visiteurs (A) et de passagers de bateaux de lignes (B) ou de croisiéristes, les visiteurs abondant dans les sites naturels (C – liste d’après les chiffres enregistrés entre le 1 mai et le 31 août 2007) situés dans les zones les plus actives concernant les mouvements de mass (sources : Innovation Norway, 2012 ; VisitNorway, modifié).

Figure 7.14 : Le tourisme au Svalbard est caractérisé par un nombre croissant de visiteurs (A) et de croisiéristes (B), même si les scientifiques et les industriels prennent part à l’augmentation de la fréquentation (C) ; les activités à terre sont principalement des activités de plein air (D), exposant potentiellement les visiteurs aux aléas naturels (sources : WWF, 2004 ; This is Svalbard 2012 ; Hagen et al., 2012 ; modifiés).

Figure 7.15 : La croissance du tourisme en Islande est sans faille depuis les années 1980 (A), le pays attirant de plus en plus de croisiéristes (B), en toutes saisons (C). Les activités des visiteurs concernent principalement le plein air (D), dans toutes les régions islandaises (E), générant une croissance quasi exponentielle des recettes (F) (sources : Óladóttir, 2013, modifié).

## Chapitre 8

Figure 8.1 : Population urbaine dans la région circumpolaire.

Figure 8.2 : Urbanisation des régions polaires par rapport au pays d’appartenance.

Figure 8.3 : L’explosion urbaine en Sibérie occidentale\* depuis 1950.

\* *Oblast de Tioumen, Okroug autonomes de Khantys-Mansis et de Iamalo-Nenets.*

Figure 8.4 : Contexte de développement des villes en Arctique.

## Chapitre 9

Figure 9.1 : Routes maritimes et réduction de la surface de la banquise arctique.



