l'université nantes angers le mans
PÔLE DE RECHERCHE ET D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR

UNIVERSITÉ DE NANTES

Thèse de Doctorat

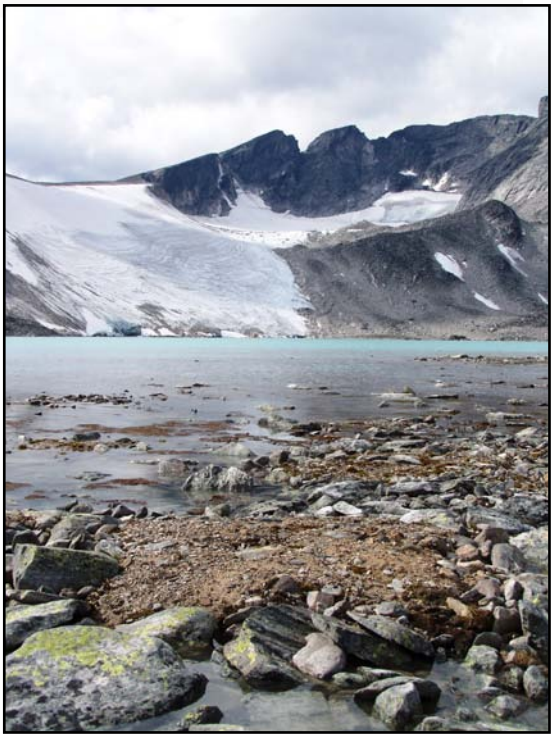
Riwan KERGUILLEC

Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université de Nantes
sous le label de L'Université Nantes Angers Le Mans

École doctorale : *DEGEST*

Discipline : *géographie*
Spécialité : *géomorphologie*
Unité de recherche : *Géolittomer, UMR 6554 CNRS*

Soutenue le 8 novembre 2013
Thèse N° :



Les dynamiques périglaciaires actuelles dans un milieu de haute montagne atlantique :

parcs nationaux du Oppland et du Sør-Trondelag, Norvège centrale

JURY

Rapporteurs :	**François COSTARD**, Directeur de recherche au CNRS, Université de Paris Sud 11, Orsay **Charles LE COEUR**, Professeur de géographie, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne
Examinateurs :	**Achim A. BEYLICH,** Senior Research Scientist, Geological Survey of Norway (NGU), Trondheim **Martine AMBERT**, Maître de conférences, Université de Montpellier III Paul Valéry
Directeur de Thèse :	**Dominique SELLIER**, Professeur de géographie, Université de Nantes

Université de Nantes Angers Le Mans
-
Institut de Géographie et d'Aménagement Régional (IGARUN)

Thèse de doctorat

Riwan KERGUILLEC

Mémoire présenté en vue de l'obtention du

grade de Docteur de l'Université de Nantes

sous le label de L'Université Nantes Angers Le Mans

École doctorale : *DEGEST*

Discipline : *géographie*

Spécialité : *géomorphologie*

Unité de recherche : *Géolittomer, UMR 6554 CNRS*

Soutenue le 8 novembre 2013

Thèse N° :



Les dynamiques périglaciaires actuelles dans un milieu de haute montagne atlantique :

parcs nationaux du Oppland et du Sør-Trondelag, Norvège centrale

JURY

Rapporteurs :	**François COSTARD**, Directeur de recherche au CNRS, Université de Paris Sud, Orsay **Charles LECOEUR**, Professeur de géographie, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne
Examinateurs :	**Achim A. BEYLICH,** Docteur en géographie, Geological Survey of Norway (NGU), Norwegian University of Sciences and Technology (NTNU), Trondheim **Martine AMBERT**, Maître de conférences, Université de Montpellier III Paul Valéry
Directeur de Thèse :	**Dominique SELLIER**, Professeur de géographie, Université de Nantes

Photographie de couverture *: au premier plan, grand cercle de pierres actif aux vides intercellulaires remplis par les eaux du lac proglaciaire Istjønne (parc national du Dovrefjell). Cette forme s'explique par la sévérité du climat à cette altitude (1 650 m), de concert avec la présence d'un pergélisol discontinu étendu. La péjoration des paramètres hydrologiques à proximité du lac justifie à la fois la localisation de cette grande figure périglaciaire triée et son degré d'élaboration élevé. On aperçoit le principal appareil glaciaire du massif au second plan, dominé par la crête reliant le Vesttoppen (arrière plan au centre) au sommet du Snöhetta culminant à 2 286 m, situé à droite du cliché mais non visible ici. L'objectif de cette thèse concerne l'étude et la détermination des étagements périglaciaires par l'observation des formes sur le terrain, ce type de grande gélistructure en caractérisant le degré le plus évolué et le plus élevé en altitude. Cette détermination des étagements, à partir de leur limite inférieure jusqu'aux fronts glaciaires visibles sur ce cliché, précède la mise en évidence de leurs mobilités actuelles puis leur valorisation géomorphologique à destination du public des parcs nationaux Dovre-Rondane. (****Photographie prise à 1 615 m d'altitude, vers le nord ouest, juillet 2011****).*

AVERTISSEMENT

Il est apparu au fil des recherches et des dépouillements bibliographiques que des variations peuvent exister dans l'orthographe de certains toponymes norvégiens. C'est notamment le cas selon les dates d'édition des cartes topographiques utilisées dans ce travail. À titre d'exemple, Le Leirflye, versant faiblement incliné qui fait jonction entre Spranghaugen (1 084 m) et le sommet du Fremre Illmannhøe (1 602 m) au sud du massif des Rondane, s'écrit Leirflyi sur la carte au 1/100 000e mise à jour en 1954, puis Leirflye dans les éditions cartographiques récentes au 1/50 000e de 1997. Le choix a donc été fait de retenir l'orthographe conforme à celle en usage sur les supports cartographiques les plus récents au 1/50 000e et au 1/100 000e des massifs concernés et conforme également au dictionnaire français-norvégien qui a été consulté (Elligers et Jacobsen, 2009).

Les photographies présentées et le cas échéant, les figures réalisées, sont localisées le plus exactement possible en fonction des toponymes disponibles et de l'environnement immédiat de la prise de vue. Le lecteur se reportera aux ***figures 7*** et ***8*** qui répertorient l'ensemble des noms de lieux cités dans cette thèse, ainsi qu'à l'***annexe 1*** dont les photographies obliques permettent de visualiser les sites.

L'altitude, qui est l'une des données fondamentales de ce travail de recherche, a par ailleurs été systématiquement déterminée par l'utilisation d'un GPS portatif (type «*Sportrak color*» de marque *Magellan*) associé à un altimètre et à la lecture de la carte topographique la plus précise disponible. Au fil des recherches, il est apparu que le GPS apporte des données altitudinales fiables, d'une précision inférieure à une dizaine de mètres pour peu qu'on lui laisse suffisamment de temps pour la recherche des satellites nécessaires. Les problèmes de masques, qui nuisent au signal satellite à proximité des grands versants dans les hautes latitudes lors du recours à de tels appareils de positionnement (Brossard *et al.*, 1998 ; Mercier, 1998b), n'ont troublé les relevés de terrain qu'à de rares reprises : ce problème n'a été rencontré que dans certains fonds de cirques particulièrement étroits et encadrés par des parois de plusieurs centaines de mètres. Le seul recours à l'altimètre et à la lecture de la carte a alors servi au calage altitudinal.

AVANT PROPOS

«A supposer qu'il y ait quelque part encore, un fond de vallée de quelques kilomètres carrés où vous soyez vraiment le premier mortel à mettre les pieds, dites-vous bien qu'un avion est déjà venu photographier votre paradis perdu, et qu'un «stéréocomparateur» en a dressé les courbes de niveau avec l'exactitude d'un robot.

Il n'y a plus guère d'endroits de la planète, aujourd'hui, qui n'en soit réduit au même point. Cela veut-il dire qu'il n'y a plus d'aventure ? Non, sans doute, mais l'aventure doit être cherchée ailleurs.»

(Ch. -P Péguy, 1969).

Ce travail porte sur les hautes montagnes de Norvège centrale. En l'achevant aujourd'hui, je mesure justement la part «d'aventure» qu'il a supposé et dans laquelle je me serais peut être risqué sans soutien mais certainement pas sans encadrement.

Dominique Sellier connaît mieux que personne ces terres scandinaves pour les avoir arpentées et étudiées durant de nombreuses années dans le cadre de sa thèse d'État. C'est donc tout naturellement lui qui était le mieux à même d'encadrer cette thèse. Il m'a accordé sa confiance afin que je puisse me rendre dans ces massifs nordiques, sans subventions, avec pour objectif d'y étudier les *dynamiques périglaciaires actuelles*. L'entreprise n'était pas facile compte tenu du terrain, de l'éloignement et de l'absence de «crédits». Qu'il accepte ici mes remerciements les plus déférents pour l'encadrement de ce travail, pour sa rigueur scientifique inégalée et pour son courage, mais aussi ma reconnaissance pour avoir su me diriger en me laissant suffisamment de latitude. Il s'agit là, à mon sens, de l'une des conditions majeures pour préserver cette part d'aventure évoquée par Ch. -P Péguy dans cette citation extraite de son livre poignant évoquant les premières missions scientifiques françaises au Spitsberg sur la base Jean Corbel : «*Ces montagnes qui flottent sur la mer*». Dominique Sellier a assuré ma formation de géomorphologue depuis ma deuxième année de géographie à l'Université de Nantes. Il est parvenu à me faire partager, au fil des années, sa passion pour cette discipline, souvent lapidée, et plus spécialement pour les milieux froids. Cet intérêt s'est tout particulièrement vérifié au cours de l'année de maîtrise et de ma longue mission de recherche en Islande qui n'aurait d'ailleurs pas pu avoir lieu sans Samuel Etienne. Dominique Sellier a également eu la gentillesse de me prêter des publications difficiles à dénicher et indispensables à ce travail. Il m'a accompagné pendant une vingtaine de jours sur le terrain en 2011, dans les Rondane puis dans le Dovrefjell, lors de ma dernière mission de recherche. Comme à chaque fois, nos longues journées de travail ont été l'occasion d'un apprentissage inestimable, de discussions et d'échanges de points de vue passionnants (ou de désaccords, parfois, tout aussi passionnés !). J'apprends toujours quelque chose à son contact, qu'il s'agisse de géomorphologie ou d'autres sujets. Les subtilités des emboîtements d'échelle et des relais de processus chères à A. Godard deviennent progressivement des réflexes grâce à ses enseignements. J'espère sincèrement que les années à venir nous offriront l'occasion de poursuivre des travaux communs, en montagne ou ailleurs, ou d'en engager d'autres. Dominique Sellier est un homme droit, intègre et passionné par ses enseignements. De nombreux témoignages d'étudiants confirment ces qualités et si besoin était, il était temps pour moi de lui rendre

aujourd'hui, par ces quelques mots, ce qu'il a donné à de nombreuses personnes pendant tant d'années, y compris à moi.

Cette thèse a été l'occasion de rencontrer Achim A. Beylich, de l'Université des Sciences et Technologies de Trondheim (NTNU), et je tiens à le remercier chaleureusement pour avoir interrompu le temps d'un weekend end ses travaux dans le Nordfjord en 2011 (SEDIBUD) afin de nous rejoindre dans le Dovrefjell. Ces quelques jours furent pour moi l'occasion d'apprécier son extrême gentillesse au même titre que sa grande discrétion. Ils furent également l'occasion de discussions intéressantes et ont abouti à la rédaction d'un article commun au sujet d'un cas de reconquête périglaciaire récente sur pergélisol.

Le financement de cette thèse a été assuré en grande partie par mon activité salariée menée en parallèle. J'adresse ma gratitude à ceux et celles qui ont estimé juste de me soutenir et qui ont cru en ma capacité à terminer ce travail de longue haleine. Je voudrais adresser également mes remerciements à Loïc Ménanteau et à Denis Mercier, tous deux directeurs successifs du laboratoire Géolittomer, pour m'avoir accordé une dotation pour mes missions de recherche de 2008 et 2011. L'aide que la municipalité de Nantes (bourse de mobilité étudiante) et l'Université de Nantes (bourse Jules Verne) ont bien voulu m'accorder pour la première mission en 2008 doit également être soulignée. J'ai eu le plaisir de travailler en 2011 et 2012 en tant qu'Ater à l'Institut de géographie de Nantes, ce qui m'a permis d'achever cette thèse dans des conditions idéales et je remercie tout particulièrement son directeur Paul Fattal, au même titre que l'ensemble du personnel administratif, pour l'ambiance chaleureuse dont j'ai bénéficié au cours de ces deux années d'enseignement ainsi que pour leur professionnalisme. Les modèles numériques de terrain proposés dans cette thèse ont été réalisés avec l'aide précieuse de Stephan Gaillard (Université de Nantes) que je remercie également chaleureusement.

Je n'oublie pas Claire Portal, qui a su me conseiller sur de multiples points tout au long de ces années. Merci, Claire, pour tes conseils judicieux et ton amitié ! Je n'oublie pas non plus celle de Denis Leclesve et de sa femme Isabelle, leurs encouragements, leur compréhension, et les nombreux moments agréables passés ensemble. Mes remerciements vont également à Jean-Yves et à ses diagnostics de mécanique automobile faits à 3 000 km de distance…ses connaissances en la matière m'ont évité de réitérer l'expérience (dangereuse) de descendre la piste du Dovrefjell au frein à main : quand une mission de recherche tient au débranchement d'une simple durite d'assistance de freinage…ou bien, l'année suivante, à une perte complète du liquide de refroidissement!

Arrivé au terme de ce travail, ma pensée va également à ma grand-mère et à mon père pour leur soutien sans faille.

C'est à Marie que je tiens à réserver le mot de la fin : merci pour ton attention irremplaçable, ton soutien indéfectible et tes conseils éclairés dans les moments les plus difficiles.

À tous merci.

SOMMAIRE

Introduction générale **11**

PREMIÈRE PARTIE : *un milieu périglaciaire de haute montagne atlantique : caractères généraux du Dovre-Rondane et étagements morphoclimatiques standards* **33**

DEUXIÈME PARTIE : *les mobilités des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane : des dynamiques périglaciaires actuelles de déprise et de reconquête* **147**

TROISIÈME PARTIE : *propositions de valorisation du patrimoine géomorphologique dans les parcs nationaux des Rondane et du Dovrefjell : de la recherche fondamentale à la recherche appliquée* .. **243**

Conclusion générale **333**

Bibliographie **341**

Annexes **365**

Table des figures **379**

Table des planches **387**

Tables des photographies **389**

Tables des matières **397**

INTRODUCTION GÉNÉRALE

«Nous ne possédons encore que peu de monographies montrant clairement la zonation des phénomènes périglaciaires et le passage de la zone tempérée à la zone froide.»

(J. Tricart et A. Cailleux, 1967).

Il s'agit pourtant d'un thème fondamentalement géographique…

Cette étude porte sur les massifs norvégiens du Dovrefjell et des Rondane, donc sur de hautes montagnes nordiques qui figurent parmi les plus élevées de la péninsule scandinave. Elle s'inscrit à la suite des travaux de géologues et de géomorphologues français en Norvège (Santarelli, 1971, 1977 ; Prost, 1975b ; Ploquin, 1977 ; Peulvast, 1977, 1985 ; Sellier, 2002) et traite des étagements périglaciaires fonctionnels, de leur détermination mais également de leurs mobilités actuelles. Elle est avant tout le résultat d'observations de terrain et son objectif fondamental est de préciser, par l'analyse des formes, les limites du domaine périglaciaire fonctionnel dans les milieux montagnards concernés, en écho à cette citation de J. Tricart et A. Cailleux et à la suite de quelques travaux publiés depuis ce constat.

Cette étude relève donc d'abord de la détermination, par ce procédé, de la limite entre la zone tempérée et la zone froide dans ce secteur des Scandes. Elle consiste ensuite à évaluer les évolutions contemporaines de ces étagements, pour finalement aboutir à la mise en valeur du patrimoine géomorphologique de ces hauts massifs scandinaves tout particulièrement sur ces thèmes. Elle propose par conséquent des moyens de valorisation et de vulgarisation de données produites par la recherche fondamentale et participe de cette manière à une forme novatrice de recherche appliquée.

Il ne s'agit donc nullement, bien que le terme «*dynamiques*» puisse au premier abord le laisser supposer, d'une étude relative à tel ou tel processus périglaciaire à l'œuvre dans ces milieux montagnards nordiques, qu'il s'agisse par exemple de processus typiquement zonaux donc déterminés par le climat, ou encore de processus azonaux tels que le ruissellement ou la déflation avec tout ce qu'ils ont de singulier et d'éminemment efficient dans les milieux concernés ; ce travail ne se veut pas non plus une étude qui ferait siennes des préoccupations principalement focalisées sur l'analyse approfondie d'un type particulier de forme périglaciaire fonctionnelle. Il n'est pas non plus question ici de déterminer les étagements et leurs mobilités par une multiplication de mesures de détection du pergélisol ou d'estimations de sa localisation, mais bien d'atteindre cet objectif au moyen de la stricte analyse des formes.

1. - Les questions soulevées par l'étude des «*dynamiques périglaciaires actuelles*» en Norvège centrale

Dans quel sens comprendre l'expression «*dynamiques périglaciaires actuelles*» et quels questionnements fondamentaux s'y rattachent ? De quelle acception convenir tout particulièrement pour le mot «*dynamiques*», terme central et pierre angulaire du thème géomorphologique étudié ? La nécessité d'une étude des termes du sujet paraît d'ores et déjà incontournable dès les premières

lignes de cette thèse : cette mise au point préalable va permettre d'étayer cette recherche, d'en dégager la problématique de travail, donc d'en préciser l'armature et les axes principaux.

1.1. - Les termes du sujet

1.1.1. - Terminologie et cadres géomorphologiques : l'importance des formes périglaciaires et de leur repérage sur le terrain

Le terme «***dynamique***», fréquemment employé dans de nombreuses disciplines qu'elles soient scientifiques ou littéraires, renvoie à une signification imprécise qui n'a d'égale que son acceptation pourtant quasi unanime par ses utilisateurs. Pour les auteurs du Petit Larousse (1999), l'adjectif «*dynamique*» se dit de ce qui «*considère les phénomènes dans leur évolution*». Il s'oppose donc aux antonymes «*statique*», «*permanent*», «*stable*», ou encore «*figé*». Employée en tant que nom commun, une «*dynamique*» désigne, selon la même référence, «*l'ensemble des forces qui concourent à un processus, accélèrent une évolution*». Elle caractérise par conséquent un mouvement.

Faire de la géographie, c'est cependant considérer l'espace comme objet d'étude fondamental : le terme «*dynamique*» doit donc nécessairement y faire référence, son utilisation par les géographes s'avérant en effet très usuelle à l'instar des autres disciplines : en géographie humaine, son emploi s'entend pour désigner un ensemble de forces qui s'exercent sur un territoire donné, au sens de «*dynamiques territoriales*». Le terme s'applique donc essentiellement à l'extension ou au recul d'un ou plusieurs phénomènes en référence à une localisation, à un espace. Parfois défini comme le «*changement résultant d'un jeu de forces*» au sens large, ou comme «*ce jeu de forces lui-même*», il désigne également «*les changements des organisations territoriales et les forces qui les provoquent et qu'ils contraignent*» lorsque qu'il s'applique à un territoire (Brunet *et al.*, 2009). Dans son utilisation géographique, le terme «*dynamique*» suppose donc fréquemment, pour ne pas dire systématiquement, un rapport étroit entre un espace donné et une ou plusieurs forces en action sur cet espace. Il n'est pas non plus sans impliquer une mutation ou un changement manifesté par le passage d'un état à un autre état.

En géographie physique, ce substantif est par ailleurs souvent adopté pour la description de phénomènes actifs. On retrouve dans les travaux de J. Tricart et A. Cailleux (1965), de longs développements traitant de la «*géomorphologie dynamique*», définie par R. Coque (1993) comme «*l'étude de tous les phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre qui concourent à l'élaboration du relief*» et comme l'une des trois branches de la géomorphologie contemporaine. L'utilisation fréquente des expressions «*dynamique glaciaire*», «*dynamique fluviale*» ou encore «*dynamique forestière*», pour n'envisager que ces trois exemples parmi d'autres, atteste que le mot «*dynamique*» employé comme substantif ou en tant qu'adjectif est tombé dans l'usage courant et se trouve associé la plupart du temps à une connotation «positive» qui suggère une progression. Néanmoins, une «*dynamique*» peut tout aussi bien consister en un recul, en une régression, comme en témoignent les expressions «*dynamique de recul des parois*» ou encore «*dynamique de recul du trait de côte*», régulièrement rencontrées dans les écrits.

En géographie et qu'il s'agisse d'une progression ou d'une régression, une «dynamique» désigne dans les deux cas une évolution qui s'exprime spatialement : c'est dans ce sens géographique, donc en référence à l'espace, que ce terme doit être compris ici.

Il serait également incomplet de priver l'adjectif «***périglaciaire***» d'une réflexion, bien qu'A. Pissart (1987) prévienne que «*la signification du terme reste toujours fort imprécise*» et que R.J. Rice (1977) constate que les chercheurs ont échoué à s'entendre sur sa définition précise. En préciser son acception et en saisir la portée implique de s'interroger non seulement sur la délimitation du périglaciaire, mais aussi sur les processus qu'il concerne, sans négliger l'aspect fondamentalement géographique du débat dont ces réflexions se font finalement le relais. Mieux : vouloir reconnaître les limites du périglaciaire suppose de le définir par des processus, donc par des formes…

Dans un premier temps, accorder de l'importance au sens du préfixe et à la valeur étymologique du mot revient, en principe, à situer le domaine périglaciaire aux marges du domaine glaciaire et par conséquent à lui adjoindre le domaine proglaciaire. A. Pissart (1987) précise en effet qu' «*étymologiquement, périglaciaire signifie autour du glacier*». Selon H.M. French (1989), «*bien que l'expression* (périglaciaire) *ait d'abord été appliquée aux régions voisines des inlandsis et des glaciers pléistocènes, elle est aujourd'hui employée pour décrire toute une série de caractéristiques des climats froids non glaciaires, peu importe la proximité temporelle ou spatiale de glaciers*». Accordant

du crédit à ces divergences, d'autres auteurs ont pu le qualifier de terme «*mal choisi*» et lui préférer celui de «*paraglaciaire*», qui s'applique pourtant des réalités géomorphologiques différentes (Derruau, 1972). Adoptant l'avis de J. Tricart (1981), A. Pissart (1987) insiste également, comme C. Embleton et C.A.M. King (1975), sur cette relative imprécision et les nombreuses réflexions se rapportant au sens étymologique de ce mot pourraient être interminablement développées, J. Dylik (1964) convenant à juste titre que l'«*on comprend le terme périglaciaire de maintes façons, ce qui découle de différents critères de cette compréhension*». À cet avis se rangent également C. Embleton et C.A.M. King (1975).

Cependant, sans pour autant ignorer ces débats relatifs à l'étymologie, au choix du terme, à la réalité spatio-temporelle qu'il recouvre et sans non plus s'en désintéresser d'ailleurs, l'essentiel demeure de convenir ici de ce que le sujet entend par «*périglaciaire*» dans l'expression «*dynamiques périglaciaires*». C'est en effet l'association des deux termes qui s'impose avant tout comme décisive : cette question est d'importance puisqu'il importe de définir le périglaciaire afin d'en reconnaître les limites et d'en identifier les dynamiques spatiales…

La question des limites revient par conséquent à une affaire de processus, donc de formes. Dans ce contexte, J. Tricart et A. Cailleux (1967) constatent les imperfections des définitions astronomiques et climatiques des pays froids qu'ils proposent de déterminer d'abord d'après leurs critères morphodynamiques (Dylik, 1970). J. Karte et H. Liedtke insistent eux aussi sur l'importance des formes dans la délimitation du périglaciaire (1981) : «*to define the term periglacial from a geographical point of view means to develop a theory and a pratical method for spatial delimitation of a morphoclimatic zone where all geomorphic processes are effectively influenced by frost action and the presence of intensely frozen ground.*».

Dans cette perspective, de nombreux auteurs ont insisté sur l'importance de la cryergie dans la description et l'analyse du domaine périglaciaire : ainsi, D. Barsch (1993) définit la géomorphologie périglaciaire comme «*le domaine d'étude des formes du relief et des processus géomorphologiques spécifiques des environnements froids*», et B. Valadas (1998) qualifie de périglaciaires «*tous les processus qui sont associés à l'action du gel dans les roches ou dans les sols, non couverts de glaciers*». A. Pissart (1987) convient que «*ces régions* (périglaciaires) *sont des régions froides où le gel est important* (…)» et que «*ce sont, en effet, les changements de phase de l'eau qui donnent naissance à des processus et, en conséquence, à des modelés particuliers*». Pour H.M. French (2000), le terme devrait être considéré comme synonyme de «*froid, non glaciaire*» et s'appliquer à des environnements dans lesquels les processus en relation avec le gel et le pergélisol sont soit dominants, soit caractéristiques (French, 2000, 2003). Ces approches peuvent paraître incomplètes si rigueur leur est tenue d'écarter des processus azonaux tels que le vent ou le ruissellement dont l'efficience comme agents de transport et de façonnement des modelés des milieux froids a été amplement démontrée (Dylik, 1972 ; Mercier, 1997, 1998a et b, 2000, 2001). La sous-commission terminologique sur le périglaciaire dont J. Dylik (1964) rapporte quelques réflexions et débats, accorde ainsi sa préférence à la notion «*d'espace caractérisé par un système morphologique combinant des éléments variés. En effet le modelé périglaciaire est caractérisé par l'influence prédominante d'une combinaison de processus, dont certains existent dans d'autres systèmes morphoclimatiques*». M. Brochu (1964) rappelle quant à lui que le périglaciaire regroupe «*tous les phénomènes et le modelé qui en résulte, liés à des alternances gel-dégel et survenant en terrain de préférence humide et à végétation peu importante et en terrain à mode granulométrique surtout argileux et limoneux*». Les notions de végétation, d'humidité des sols et de granulométrie, qui ont une importance capitale pour l'inscription des processus périglaciaires dans le relief, sont cette fois prises en considération, même si l'on objectera que la morphogenèse périglaciaire s'exprime aussi dans d'autres cas que ceux évoqués (cette thèse fera par exemple état d'un périglaciaire actif sous couvert forestier…).

En embrassant les données issues de ce court aperçu de la notion de «*périglaciaire*», il faut retenir qu'il s'agit d'un système morphogénique propre aux ambiances froides, limité spatialement aux zones à pergélisol et à celles caractérisées par des alternances gel/dégel, pour peu que leur fréquence et leur intensité soient suffisantes pour imprimer une marque dans le relief en donnant des formes durables. Il se manifeste, en termes d'étagement et pour ce qui concerne donc les milieux montagnards, par une limite supérieure et une limite inférieure que ces formes permettent justement d'identifier sur le terrain. Dans ce système se combinent et se relayent, notamment en fonction des paramètres biogéographiques, lithologiques et climatiques, des processus zonaux pour l'essentiel cryergiques mais aussi des processus azonaux dont les particularités sont cependant zonales. La plupart de ces phénomènes donnent lieu à des manifestations morphologiques tout à fait caractéristiques et significatives, donc révélatrices d'un modelé. Le périglaciaire n'est donc pas nécessairement périphérique des glaciers, ce qui est cependant le cas du Dovre-Rondane, l'altitude compensant dans ces massifs les carences de la latitude.

La sous-commission terminologique sur le périglaciaire, en réponse à la question «*la notion de périglaciaire a-t-elle un sens topographique (voisinage des glaciers), morphogénétique (existence de certains processus comme gélivation, cryergie, éolisation), ou plutôt un sens géographique (zones, étages) ?*», adopte quoi qu'il en soit et unanimement le «*sens géographique*» du terme (Dylik, 1964). J. Karte et H. Liedtke (1981) se rattachent entièrement à ce point de vue, en évoquant un terme qui a toujours eu une signification spatiale fondamentale : *«(…) it has always had a fundamental spatial meaning which has become the object of geographically orientated periglacial research.*»

Puisque le premier objectif de cette thèse consiste à déterminer les étagements périglaciaires fonctionnels dans les milieux montagnards concernés, il abonde par conséquent dans le même sens et fait siennes ces préoccupations géographiques : les limites de ces étagements représentant la césure géographique majeure entre la zone froide et la zone tempérée (Tricart et Cailleux, 1967), la démarche de ce travail s'inscrit en effet de plein pied dans des problématiques par définition géographiques et actuelles (***figure 1***).

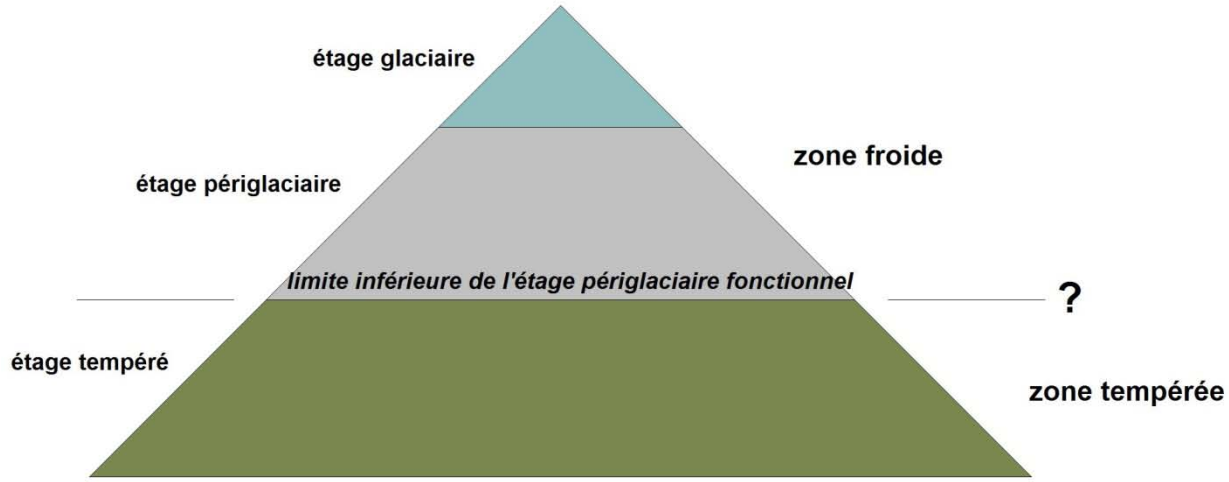


Figure 1 *: la détermination de la limite entre la zone froide et la zone tempérée : un objectif fondamentalement géographique.*

Le second volet de cette recherche, qui entend démontrer les mobilités actuelles des étagements concernés, donc leur abaissement ou leur remontée en altitude, est également fondamentalement géographique. La méthode employée pour atteindre ces objectifs, qui sera plus amplement développée au cours de cette introduction, suppose au préalable la détermination de marqueurs significatifs des étagements périglaciaires et d'indicateurs morphologiques des mobilités recherchées : il s'agit d'observer des formes, de s'en servir pour délimiter l'étage étudié comme pour évaluer ses dynamiques spatiales. Dans l'intitulé de ce travail, le «*périglaciaire*» englobe l'ensemble de ces indicateurs morphologiques et doit être interprété dans ce sens.

La détermination des étagements périglaciaires dans les milieux de montagne est la préoccupation fondamentale de cette thèse. L'identification de leurs mobilités spatiales en est la seconde. L'expression «dynamiques périglaciaires» résume ce double objectif au sens éminemment géographique. Les secteurs de recherche étant de hautes montagnes, ces évolutions spatiales concernent donc des mobilités selon la variable altitude : il sera par conséquent question de remontées ou de décroissances altitudinales, thèmes qui seront précisés au cours de cette introduction…

«*Ces montagnes qui flottent sur la mer*»…titrait Ch.-P. Péguy (1969). L'intitulé de ce passionnant livre sur le Spitsberg incite également à s'attarder sur l'expression «***milieu de haute montagne atlantique***». Quelques aspects relatifs à ces environnements originaux, notamment climatiques et météorologiques, se devinent d'ailleurs à la lecture de l'ouvrage et transparaissent

particulièrement dans les contraintes opposées aux chercheurs sur ces terrains rendus doublement contraignants par leur contexte à la fois maritime et montagnard.

De manière générale, D. Barsch et N. Caine (1984) caractérisent la haute montagne par des différences d'altitude d'au moins 1 000 m entre les fonds de vallées et les sommets, par la forte valeur de l'inclinaison des versants, par l'ampleur des entailles glaciaires et, en conséquence, par la magnitude des processus d'érosion et de transport. N. Caine (1974) et M. Kuhle (2007) insistent sur ce dernier point dès les premières lignes de leurs manuscrits. Pour M. Chardon (1984), «*la haute montagne ne se définit de prime abord que dans son contraste avec la moyenne montagne.*»

Mais c'est surtout A. Reffay (1974), à qui l'on doit un certain nombre de réflexions initiales, qui a eu le mérite de dégager les principaux éléments de caractérisation du milieu particulier de la haute montagne atlantique. Ceux-ci s'apprécient d'ailleurs dans la phrase conclusive extraite de son article précurseur traitant de ces espaces spécifiques : *«…Et pourtant, ses paysages s'imposent, évoquant ceux des Alpes, dans une austérité nue non dépouillée de grandeur : monde minéral de la haute montagne physique, royaume du vent ; landes désertes de la haute montagne humaine, royaume de l'humidité. Et il s'agit bien d'une haute montagne véritable, c'est-à-dire créée par les effets climatiques de l'élévation en altitude, ceux-ci se trouvant accentués par la position en latitude et la proximité de l'océan.»* (Reffay, 1974).

Plusieurs particularités permettent de saisir la réalité de la «*haute montagne atlantique*». Avant tout climatiques, les arguments qui en font un milieu géographique à part relèvent de la proximité de l'océan qui demeure indubitablement l'élément le plus décisif : profondément affecté par les nuances océaniques, le climat des hautes montagnes atlantiques en tire ses caractères originaux, où la fréquence du vent et l'humidité constante le disputent à la relative modération des amplitudes thermiques. Les massifs du Dovrefjell et des Rondane, positionnés respectivement à 200 et 266 km de la mer de Norvège, sont climatiquement concernés par ce premier critère de caractérisation, non sans nuances cependant et à des degrés divers qui seront traités dans ce travail. Ces éléments de définition fondamentaux ont également été examinés par D. Sellier dans sa thèse d'État portant sur la Norvège centrale, les Highlands d'Écosse et l'Irlande, qui s'imposent comme de bons exemples de montagnes atlantiques (Sellier, 2002). En commentant les travaux de J.J.G. Trueba (2007), D. Sellier rappelle encore, quelques années plus tard, les principaux critères qui confèrent à la haute montagne atlantique son identité, définie «*d'une façon générale, par des vents violents et fréquents, par une forte humidité (nébulosité élevée, précipitations abondantes, fort cœfficient de nivosité), par des rythmes thermiques peu contrastés (amplitudes faibles et extrêmes thermiques décalés, mais alternances de gel-dégel nombreuses et isothermes rabattues vers la mer en raison d'étés frais et courts) et, finalement, par des types de temps instables.*» (Sellier, 2007). Dès 1965 et à la suite des travaux menés notamment par A. Guilcher seul (1953), ou en collaboration avec J. Beaujeu-Garnier (1958), A. Godard débutait sa thèse magistrale en évoquant dans les premières pages du manuscrit «*la prédominance des temps perturbés d'ouest (…)*» pour caractériser l'Écosse septentrionale, montagne atlantique par excellence...une manière d'insister sur le rôle du facteur aérologique dans la caractérisation climatique de ces milieux particuliers (Rougerie, 1990), pour lesquels on évoque parfois un «*étage à vent*» (Sellier, 2002). L'instabilité du temps et les tempêtes prévalent notamment en hiver dans les massifs (Isaksen *et al.*, 2002), et le facteur aérologique détermine même, selon A. Reffay (1974), un «*gradient thermométrique plus fort (0.68° contre 0.55°), si bien que la haute montagne peut commencer dès l'altitude de 300 m.*»

Un second type d'arguments, toujours d'ordre physique, participe également à la caractérisation de ces milieux montagnards originaux : les héritages glaciaires et périglaciaires quaternaires, ou plus anciens d'ailleurs, confèrent à la haute montagne atlantique des traits singuliers, par leur fréquence et la vigueur de leur empreinte dans le paysage. Ils constituent de ce fait son deuxième paramètre physique le plus déterminant (Reffay, 1974). J.J.G. Trueba a ainsi beaucoup contribué, dans sa thèse sur les Picos de Europa (2007), à la définition de ces montagnes, particulièrement par l'examen de leurs formes pré-quaternaires et de leurs héritages pléistocènes qu'ils soient glaciaires ou périglaciaires (Sellier, 2007). D'autres aspects, relatifs cette fois aux étagements périglaciaires actuels, ajoutent encore à la définition de ces hautes montagnes (Sellier, 2006).

D'un point de vue humain enfin, la montagne atlantique apparaît en outre comme un espace très faiblement occupé, dont on a pu écrire qu'il est «*singulièrement vide d'hommes par rapport à l'alpine*» (Reffay, 1974).

En conséquence, les arguments majeurs qui définissent la haute montagne atlantique sont à rechercher, d'un point de vue climatique, dans la proximité et la forte influence de l'océan, et d'un point de vue géomorphologique dans l'omniprésence des héritages quaternaires et antérieurs.

Néanmoins, ces éléments de caractérisation doivent s'envisager avec prudence et la fréquence des héritages ne doit pas occulter la réalité suivante : la haute montagne atlantique et tout particulièrement les massifs du Dovrefjell et des Rondane, demeure un milieu mobile et évolutif. Il ne s'agit pas seulement d'un paysage qui ne serait qu'héritage, ou qui «apparaît comme un monde essentiellement figé» (…) «ignorant presque tout du gel et de la neige» (Reffay, 1974). Les examens de A. Reffay se fondent essentiellement sur l'Irlande, tandis que dans le Dovre-Rondane, les dynamiques périglaciaires contribuent actuellement à remodeler progressivement les paysages en se rendant responsables des mobilités spatiales des étagements. Cette thèse s'attachera à compléter autant que possible les caractères de définition de ces milieux montagnards originaux, particulièrement sous l'angle des étagements périglaciaires et de leurs mobilités, la présence d'un étage périglaciaire fonctionnel venant s'ajouter, en fait, aux critères proposés par A. Reffay.

Les dynamiques précitées s'exercent en outre dans le temps. Elles doivent donc invariablement être associées à un calage chronologique.

1.1.2. - L'échelle temporelle d'observation

L'étude et la mise en évidence de telles dynamiques et de leur implication spatiale supposent de manière incontournable le choix d'un pas de temps sur lequel caler l'observation. Afin que les modifications soient perceptibles en même temps que quantifiables, le choix se devait d'adopter une échelle temporelle commode et adaptée. En tenant compte de la «*dualité temporelle*» évoquée par D. Mercier (1998b), lorsqu'il rappelle que «*le paysage physique est permanence dès que l'on retient les longues échelles temporelles (le million ou le millier d'années),* mais qu'il «*devient mobile et changeant dès que l'échelle temporelle se réduit à des ordres de grandeurs proches du siècle ou de la vie humaine*», il a été décidé que ce travail embrasse les temps postérieurs au Petit Age Glaciaire. L'adjectif «*actuelles*» doit donc s'entendre ici comme «*contemporaines*». Dans le Dovre-Rondane comme ailleurs en Scandinavie, la fin de cet épisode de péjoration climatique demeure néanmoins moins aisé à préciser qu'il n'y paraît, le passé glaciaire et l'empreinte encore actuelle des glaciers rendant la chronologie concernée plus floue que pour d'autres milieux montagnards. La détermination de ces limites temporelles est par exemple bien plus simple dans les Alpes (Matthews et Briffa, 2005). En Norvège, l'époque «*néoglaciaire*», appellation souvent réservée au Petit Age Glaciaire, a ainsi connu des réavancées d'extension mineure entre les années 1903 et 1911, puis entre les années 1921 et 1931 (Karlén, 1988 ; Sellier, 2002 ; Grove, 2004). En dépit des difficultés associées à l'utilisation des appareils glaciaires pour délimiter cet épisode climatique, notamment en raison de leurs temps de réponse variables (Paasche et Bakke, 2010), les fluctuations des glaciers scandinaves et leurs dernières avancées identifiées entre 1920 et 1930 marqueraient ainsi la fin du Petit Age Glaciaire dans cette partie septentrionale de l'Europe (Nesje et Dahl, 2003 ; Grove, 2004 ; Corner, 2005 ; Nesje *et al.*, 2008a ; Laute et Beylich, 2012). Néanmoins et probablement par commodité, certains auteurs considèrent qu'il s'achève en Scandinavie au tout début du siècle dernier (Holmlund, 2005).

La fin du Petit Age Glaciaire doit tenir compte des dernières pulsations enregistrées dans les années 20, le pas de temps retenu comme calage chronologique de ce travail sur les étagements et les dynamiques périglaciaires qui leur sont associées débutant donc en 1930.

1.2. - La problématique de l'étude

Ces éclaircissements apportés aux termes du sujet permettent d'en élaborer la problématique. Cette dernière doit combiner et harmoniser plusieurs questionnements primordiaux qui ont servi de guides au cours des relevés de terrain et de la rédaction de cette thèse : quels sont actuellement les étagements périglaciaires fonctionnels en Norvège centrale et à quelles formes fonctionnelles recourir pour les déterminer ? Quelles sont les dynamiques spatiales de régression ou de progression dont fait preuve le système morphogénique périglaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire en Norvège centrale ? Au moyen de quels marqueurs les identifier sur le terrain ? En somme, de quelles façons et

pour quelles raisons les étagements actuels évoluent-ils ou sont-ils perturbés et quelles sont les implications géomorphologiques et la portée de ces fluctuations ? Enfin, au delà de ces axes de recherche fondamentale, quels peuvent être les moyens de présenter, pour les différents praticiens de ces massifs qui sont également des parcs nationaux, une valorisation sur ces problèmes et plus globalement sur leur patrimoine géomorphologique ?

Autant de questions et de directions de recherche qui méritent une thèse dans le Dovre-Rondane axée sur la problématique suivante :

Comment déterminer les étagements périglaciaires en Norvège centrale, évaluer et comprendre leurs mobilités ou leurs perturbations actuelles, tout en proposant des axes de valorisation de ces thèmes géomorphologiques dans les parcs nationaux du Dovre-Rondane ?

1.3. - Les objectifs de travail

1.3.1. - La détermination des étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane par le repérage sur le terrain des manifestations de la dynamique périglaciaire

C'est le premier objectif de cette thèse et il existe finalement peu de travaux portant sur la délimitation des étagements périglaciaires dans la zone froide, ce constat valant d'ailleurs pour les autres zones bioclimatiques. Cette lacune renforce par conséquent le caractère singulier de cette étude, dont l'azimut s'écarte quelque peu des axes de recherche le plus souvent suivis aujourd'hui en géomorphologie des milieux froids…

Ce souci de délimitation a constitué un élément essentiel et constant au cours des quatre missions de recherche sur le terrain. Certes, une telle préoccupation répond à la nécessité géographique de mieux connaître la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel étant donnée la valeur morphoclimatique qui lui est attribuée. Ce premier objectif n'est pourtant pas une fin en soi et en appelle un second : il est en effet indispensable de déterminer au préalable, pour les massifs étudiés, ce que sont actuellement les étagements périglaciaires normaux, ou mieux, «*standards*», avant d'envisager de mettre en lumière et d'expliquer leurs mobilités. Toute évolution se fait en effet à partir d'un stade initial.

Afin de disposer de ces données altitudinales nécessaires avant toute volonté de mise en évidence de ces dynamiques, cette étape pré-requise de détermination des étagements a débuté dès la première mission de terrain en 2008 et a été complétée au fur et à mesure des multiples cheminements réalisés au cours des années suivantes. Qu'ils soient géomorphologiques ou phytogéographiques, l'étude des étagements n'est pourtant pas une question nouvelle : il s'agit même, comme le rappelle D. Sellier (2002) à la suite de J.-C. Thouret (1984) et de G. Pautou et F. Vigny (1989), d'«*une notion banale associée aux montagnes*». L'étagement demeure néanmoins une notion commode de reconnaissance et de découpage de l'espace montagnard (Thouret, 1984). Son étude est de ce fait une préoccupation récurrente et régulièrement remise au goût du jour concernant les étagements périglaciaires et c'est sans nul doute la valeur reconnue de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel qui justifie cet intérêt résurgent.

Bien que les milieux périglaciaires soient «*difficiles à définir et à limiter géographiquement*» (Pissart, 1987), point également abordé par J. Tricart et A. Cailleux (1967), cette délimitation est d'importance puisque tout domaine morphoclimatique se trouve circonscrit par des limites à la fois latitudinales, longitudinales et altitudinales. Ainsi, comme le rappelle R. Coque (1993), «*à l'étagement des climats et de la végétation correspond celui des types d'érosion et des modelés. Il convient donc de définir des étages morphoclimatiques, qui enrichissent l'image offerte par les aspects de l'érosion et des modelés à la surface du globe*».

Cette question des étagements est par conséquent tout à fait d'actualité et d'une portée éminemment géographique. Elle constitue le soubassement de cette thèse (***figure 2***) en même temps qu'elle s'inscrit dans une volonté de contribution à la délimitation des domaines périglaciaires du nord ouest de l'Europe, en s'ajoutant aux données récoltées plus spécialement dans les massifs bordiers de la façade atlantique européenne mais également dans d'autres massifs européens (Troll, 1944, 1973 ; Poser, 1954 ; Rapp et Rudberg, 1960, 1964 ; Höllermann, 1964, 1967 ; Stingl, 1969 ; Rudberg, 1972, 1977 ; Barsch et Treter, 1976 ; Harris, 1982 ; Chardon, 1984 ; Veyret et Coque-Delhuille, 1989 ; Niessen *et al.*, 1992 ; Wilson et Sellier, 1995 ; Humlum et Christiansen, 1998 ; Kanzawa, 2001 ;

Sellier, 2002, 2006 ; Trueba, 2007 ; Feuillet et Sellier, 2008). Il est donc bien sûr question de régionalisation du périglaciaire, dans des massifs montagneux dont la situation originale en fait un carrefour d'influence entre altitude, nordicité, océanité et continentalité. Cette situation d'interface sera étudiée plus avant et renforce encore l'intérêt d'un tel jalon. En outre, cette recherche sur les étagements peut venir compléter certaines propositions de délimitations des zones nordiques en Fennoscandie (Cabouret, 1989).

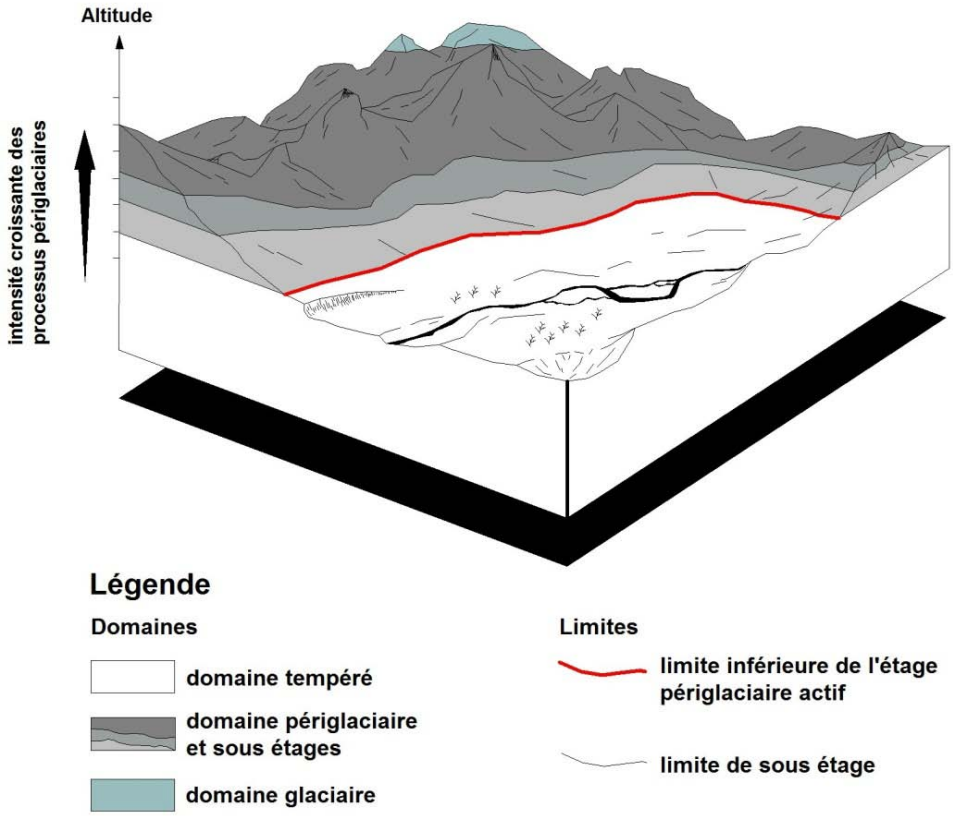


Figure 2 *: la détermination des étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane comme premier objectif de recherche.*

En définitive, les recherches en géomorphologie périglaciaire dans l'ensemble Dovre-Rondane ne sont pas pléthoriques (Williams, 1959 ; Barsch et Treter, 1976) et mener des investigations dans ce domaine en ayant pour but permanent d'établir et de comprendre les étagements en question restait par conséquent une entreprise à mener sur ces terres scandinaves...

1.3.2. - La mise en évidence des mobilités des étagements standards

Le second objectif consiste, en conformité avec la problématique, à mettre en évidence des dynamiques de mobilité des étagements périglaciaires dans le Dovre-Rondane. Les recherches se sont intéressées à deux types d'évolutions spatiales, antagonistes mais associées dans le temps et dans l'espace : les «*dynamiques périglaciaires de déprise*», significatives d'une remontée de l'étage morphologique concerné en altitude, et les «*dynamiques périglaciaires de reconquête*», ou de progression, révélatrices à l'inverse d'une extension spatiale du même étage. Cette thèse se propose de démontrer l'existence de telles modifications, donc d'exposer des translations et des variations dans l'épaisseur de l'étage morphologique en question. D'en proposer aussi, cela va de soi, des interprétations et des explications…

Les paramètres climatiques fondamentaux ont, entre autres, un rôle essentiel sur le système périglaciaire, sur le comportement de ses formes, sur leur répartition géographique, donc sur leurs étagements : envisager de telles mobilités entre par conséquent en résonnance avec les modifications récentes enregistrées par les climats des régions froides et de plus en plus couramment soulignées

par les climatologues et les géographes (Guilcher et Beaujeu-Garnier, 1958 ; Péguy, 1969 ; Lorius, 1991 ; Berger, 1992 ; Schlyter *et al.*, 1993 ; Rapp, 1995 ; Duplessy, 1996 ; Godard et Tabeaud, 1996 ; Leroux, 1996 ; Kastellet *et al.*, 1998 ; Mercier 1998b, 2005 ; Godard et André, 1999 ; Vigneau, 2000 ; IPCC, 2001, 2007 ; ACIA, 2004, 2005 ; Beniston, 2005 ; Van Vliet-Lanoë, 2005 ; Richter-Menge *et al.*, 2006 ; Slaymaker et Kelly, 2007 ; Barry, 2008). Chaque paramètre du climat a son importance dans le fonctionnement des environnements froids et les modifications climatiques actuelles étant un épisode de la mobilité constante des milieux morphoclimatiques, on peut se demander si le système morphogénique périglaciaire suit de manière corrélative ces modifications récentes enregistrées par les zones froides ou si les formes manifestent, au contraire, une certaine inertie vis-à-vis de telles fluctuations. Par conséquent, se pencher sur les modifications du système morphogénique périglaciaire et particulièrement sur l'évolution récente de ses limites altitudinales, devient une thématique de recherche pertinente dans la perspective du changement global, si elle évite l'écueil des perspectives alarmistes actuelles.

Un constat bibliographique s'impose sur ce point : dans la plupart des publications, ce genre d'évolutions relatives au périglaciaire reste focalisé sur les modifications enregistrées de manière plus ou moins récente par le pergélisol, à l'image du numéro spécial du *Norsk Geografisk Tidsskrift* (Humlum et Isaksen, 2005). Ce thème est en revanche peu appliqué aux formes en elles mêmes, bien qu'Y. Veyret (2001) rappelle que «*les formes et les modelés montagnards sont (…) à des degrés divers les marqueurs des fluctuations climatiques*». Il s'agit pourtant d'une question qui mérite d'être posée et potentiellement riche d'enseignements concernant les modalités d'évolution spatiales et chronologiques de ce système morphogénique ainsi que leur signification géographique. Ce genre de thème a été abordé pour la solifluction (Åkerman, 2005). Il est également retenu au sujet de la décrépitude des palses, en Suède (Sollid et Sørbel, 1974 ; Nihlén, 2000 ; Zuidhoff et Kolstrup, 2000 ; Zuidhoff, 2002, 2003) mais également dans le Dovrefjell où elles font l'objet depuis quelques années d'un programme d'observation étant donnée leur subordination au comportement du pergélisol, donc à celui du climat (Sollid et Sørbel, 1998 ; Hofgaard, 2003). Il a également été abordé dans les îles britanniques (Thorn et Loewenherz, 1987) ainsi qu'en Islande (Krüger, 1994). Il n'est cependant pas appliqué, du moins en Norvège centrale, à d'autres types de formes périglaciaires fonctionnelles.

Il y a donc là un bilan des publications à réaliser en même temps qu'un champ de recherche à explorer. S. Etienne (2006) rappelant qu'«*au terme de près d'un siècle de recherches, la géomorphologie en milieu périglaciaire est loin d'être une discipline figée : confrontées au réchauffement climatique contemporain, les transformations paysagères des milieux froids sont nombreuses et rapides, ce qui permet un renouvellement continu des thématiques de recherche de la discipline.*», cette thèse s'inscrit donc dans ces préoccupations fraîchement renouvelées en choisissant pour cadre le Dovre-Rondane.

Ces évolutions ont pourtant été envisagées en tant que dynamiques de déprise périglaciaires associées à des reconquêtes en altitude (Kerguillec, 2007), le terme de «*reconquête*», plus exactement de «*processus de reconquête*», ayant été proposé en premier lieu par D. Sellier (2006) qui laissait deviner, dès 2002, les prémices de cette problématique en évoquant des étages qui «*résultent d'abaissement et de remontées successifs des aires d'influence des processus périglaciaires en altitude (…)*». Il est bon de rappeler aussi que dès 1967, J. Tricart et A. Cailleux évoquaient des «*phénomènes périglaciaires de progression*» et des «*manifestations périglaciaires de récession*».

Plusieurs hypothèses concernant les dynamiques évolutives du périglaciaire ont d'ores et déjà été émises lors de précédents travaux, en émettant le postulat que l'ensemble du système morphogénique concerné est susceptible d'enregistrer des dynamiques spatiales de progression ou de régression : en réponse à divers facteurs, particulièrement aux changements climatiques contemporains constatés dans les régions boréales, l'évolution du système périglaciaire a été envisagée, en préparation à cette thèse, en termes de «*dynamiques de reconquête et d'abandon*» (Kerguillec, 2007). Ce travail de recherche est donc l'occasion de vérifier ces postulats dans le cadre du Dovre-Rondane.

Les implications géomorphologiques et géographiques d'une telle problématique sont multiples et se pencher sur l'évolution des limites de l'étage périglaciaire actif débouche sur un ensemble de questionnements qui va au-delà d'une simple affaire d'étagement : étant donnée leur signification, toute variation enregistrée par ces limites n'est pas sans avoir un écho géographique *ls* et déborde donc d'un cadre strictement géomorphologique ou climatique. L'intérêt très récent porté à ces questions par certaines équipes de recherche confirme, même si ces problèmes ne sont que furtivement évoqués, l'importance de ce champ de recherche en géomorphologie périglaciaire (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2011) : «*Climate change will affect both spatial distribution and intensity of frost related processes. (…) thermal effects of frost show a clear altitudinal distribution. Thus, the frost*

related geomorphic processes and landforms should migrate to higher altitudes, together with their driving climate parameters. This however will mainly happen through changes in magnitude (intensity, duration, frequency) of these processes.»

1.3.3. - La valorisation des reliefs du Dovre-Rondane, de leurs étagements périglaciaires et de leurs mobilités contemporaines

Le troisième et dernier volet de ce travail consiste à souscrire à une préoccupation récente de la géomorphologie contemporaine : la valorisation du patrimoine géomorphologique à destination du public, par le biais de la vulgarisation scientifique. D'un intérêt décuplé par le statut de parcs nationaux détenu par les massifs étudiés, cette troisième partie clôturera la thèse en ayant le souci de transmettre, de faire partager les démarches qui en assurent le support ainsi que les résultats qui s'en dégagent : dans le cadre de cette approche novatrice de la discipline, il importera donc de proposer des méthodes qui permettent aux usagers des parcs nationaux du Dovre-Rondane, autant qu'à leurs instances administratives, une découverte des massifs à travers le prisme de la géomorphologie.

Les massifs du Dovre Rondane, s'ils bénéficient à ce titre d'un potentiel peu commun compte tenu de leur richesse géomorphologique, compte tenu également des structures déjà en place et du type de public fréquentant les deux parcs, ne font pourtant pas l'objet d'une telle mise en valeur. Cette richesse doit être exploitée de manière globale selon une analyse mêlant de multiples thématiques géomorphologiques. Naturellement, ce travail portant sur un des domaines de la géomorphologie des milieux froids à travers une approche spécifique (le périglaciaire et ses dynamiques spatiales), une telle valorisation se doit d'être plus spécialement menée dans ce contexte. Il s'agira par conséquent de valoriser l'étage périglaciaire et ses dynamiques évolutives en tant qu'élément du patrimoine géomorphologique, ce qui reviendra à faire découvrir aux utilisateurs des parcs des formes et des processus à coup sûr ignorés, mais dont l'empreinte n'en demeure pas moins décisive dans le paysage.

Ce dernier volet espère finalement répondre à une attente du public norvégien, de culture fondamentalement naturaliste. En s'inscrivant dans cette voie, cette thèse veut participer en fin de compte à une volonté de rénovation de la discipline engagée ces dernières années par un nombre croissant de géomorphologues. Elle se propose donc de mettre en relation la recherche fondamentale et la recherche appliquée, selon ces principes.

2. - Un cadre d'étude adapté à la problématique

Le choix des terrains de recherche n'est pas fortuit. Il importait qu'ils réunissent un certain nombre de qualités et qu'ils soient adaptés aux thématiques de ce travail. Les massifs du Dovrefjell et des Rondane offrent de nombreux atouts pour répondre à la problématique de cette thèse et jouissent notamment d'une situation géographique particulière qui rend originale la réalisation d'une telle étude de géomorphologie périglaciaire en ces lieux.

2.1. - De hauts massifs nordiques au croisement d'influences climatiques multiples

Les massifs montagneux qui servent de cadre à cette étude appartiennent à la chaîne des Scandes. Distants de 25 km, ils sont situés aux alentours du 62e parallèle sur la façade océanique de l'Europe du nord ouest (***figure 3b***), cette situation empreinte d'océanité se trouvant confirmée par leur faible distance à la mer : les Rondane s'en trouvent éloignés de 266 km, cette distance se réduisant à seulement 200 km pour le Dovrefjell. Ce faible éloignement par rapport à la mer de Norvège s'avère encore plus réduit si le calcul tient compte des fonds de fjords (120 km pour le Dovrefjell et 170 km pour les Rondane). Il justifie leur appartenance aux montagnes atlantiques de l'Europe du nord ouest.

À cette position de façade s'ajoute la mitoyenneté des régions polaires, l'extrémité septentrionale du parc national du Dovrefjell n'étant distante que de 450 km par rapport au cercle polaire qui passe aux environs de Mo I Rana, à 360 km au nord de Trondheim. Les terrains de recherche sont donc également positionnés aux avant-postes des domaines arctiques de l'Europe du nord ouest (***figure 3a***).

Soumis par conséquent à des influences empreintes à la fois de nordicité et d'océanité et manifestant sous bien des aspects cette convergence, le Dovre-Rondane jouit d'une position toute particulière sur la façade atlantique scandinave et de ce fait d'une situation d'interface entre domaines océanique et polaire à laquelle collabore également l'altitude.

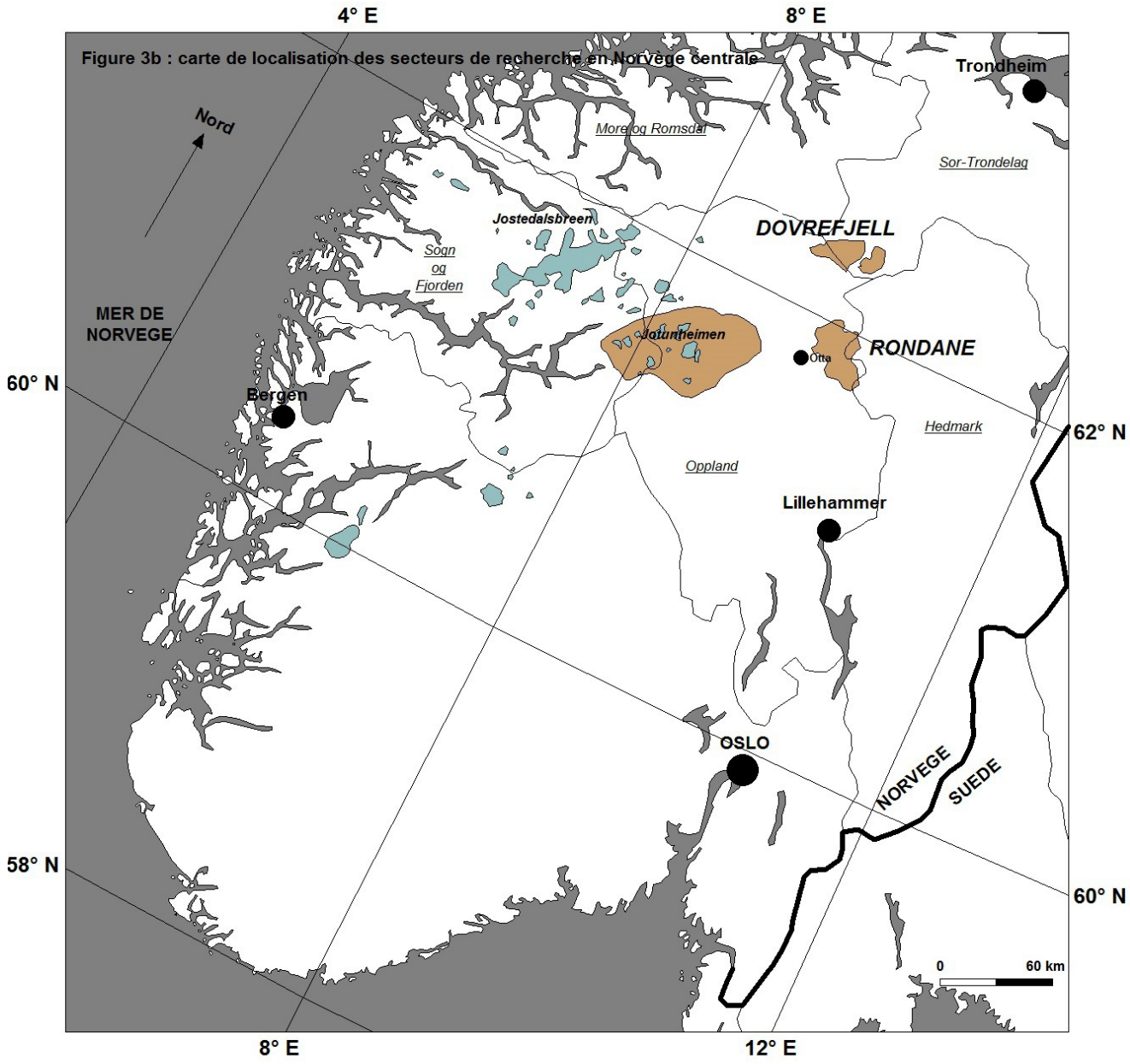


Figure 3b : carte de localisation des secteurs de recherche en Norvège centrale

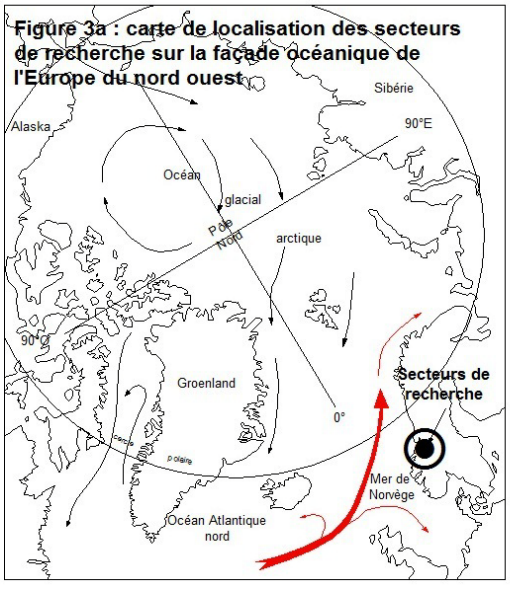


Figure 3a : carte de localisation des secteurs de recherche sur la façade océanique de l'Europe du nord ouest

Légende de la figure 3b

- Dovrefjell, Rondane et Jotunheimen
- Principaux appareils glaciaires actuels
- Principales étendues lacustres
- Frontière
- Limite de région administrative citée
- *Oppland* Région administrative citée
- Agglomération
- Localité-repère

Légende de la figure 3a

- Courant marin chaud
- Courant marin froid
- Secteurs de recherche

Données géographiques sur les secteurs de recherche

Données / Massif	Limite nord	Limite sud	Sommet	Altitude	Distance à la mer
Dovrefjell	*62°22' N*	*62°14' N*	Snöhetta *62°19'12" N-9°16'03"E*	2 286 m	200 km
Rondane	*62°03' N*	*61°46' N*	Rondslottet *61°54'54" N-9°51'07"E*	2 178 m	266 km

À cette position de contact originale s'ajoute un dernier type d'influence : la proximité des intérieurs continentaux. Les massifs du Dovre-Rondane occupent en définitive une position de carrefour triple entre océanité/continentalité/nordicité, compliquée par les effets de l'altitude et son cortège d'influences topoclimatiques. Ces hautes montagnes nordiques appartiennent par conséquent à un milieu non seulement original mais complexe.

Le Dovrefjell et les Rondane sont situés respectivement au nord est et à l'est du massif du Jotunheimen, aux limites des provinces administratives de l'Oppland, du Hedmark et du Sør-Trondelag (***figure 3b***). Leurs plus hauts sommets participent d'ailleurs à établir les limites entre ces provinces norvégiennes, comme c'est notamment le cas pour le Rondslottet (2 178 m) et le Vinjeronden (2 044 m) dans le massif des Rondane, dont les sommets jalonnent la limite administrative entre l'Oppland et le Hedmark.

Le Dovrefjell est positionné entre *62*° 22' N et 62° *14' N* pour ses limites septentrionales et méridionales, à 120 km au sud ouest de Trondheim. Il culmine à 2 286 m au sommet du Snöhetta (*62° 19' 20'' N/9° 16' 15'' E*).

Les Rondane (*62° 03' N/61° 46' N*) culminent à 2 178 m au sommet du Rondslottet (*61° 54' 58'' N/9° 51' 15'' E*) donc à une altitude comparable. Le massif est établi à 150 km au sud ouest de Trondheim (***figure 3b***).

S'ils font partie intégrante de la chaîne des Scandes où ils comptent parmi les plus hauts sommets du moins pour ce qui concerne la partie méridionale, ces deux massifs occupent néanmoins une position marginale par rapport à l'orographie du pays (Corner, 2005) : ils sont en effet les reliefs les plus élevés de l'est norvégien et constituent à ce titre les hautes montagnes les plus continentales de Norvège à partir desquelles les altitudes décroissent ensuite progressivement vers l'est et la mer Baltique (Peulvast, 1977). Le Dovre-Rondane se manifeste par conséquent comme une limite géographique importante à l'échelle de la péninsule scandinave puisqu'il est situé sur la ligne de partage des eaux Atlantique/Baltique, en même temps qu'il est un carrefour d'influences de natures diverses.

Le Dovre-Rondane offre une opportunité intéressante pour accueillir une étude périglaciaire et les critères qui ont orienté le choix du secteur d'étude sont en premier lieu structuraux. Ces montagnes sont effectivement aptes à accueillir les modelés périglaciaires en raison de leur structure homogène presque exclusivement quartzitique.

2.2. - Un cadre adapté à l'étude des dynamiques périglaciaires actuelles

La possibilité d'observer des formes périglaciaires fréquentes et variées afin de déterminer les étagements en question était en effet primordiale. La méthode de détermination, qui sera développée le moment venu, requiert une sélection de marqueurs morphologiques notoires : les quartzites, qui comptent parmi les supports les plus révélateurs de ces étagements en raison de leur propension à accueillir puis à conserver les modelés concernés (Godard, 1965 ; Reffay, 1974 ; Sellier, 2002, 2004a et b ; Hallégouët et Sellier, 2005), offraient justement cette possibilité. Les caractéristiques structurales des secteurs de recherche autorisent en effet une très bonne lecture des étagements et cette qualité a compté pour beaucoup dans le choix des terrains, où les étagements restaient à déterminer. Compte tenu de la problématique et de la volonté de mettre en évidence les dynamiques périglaciaires en question, il importait également que le terrain de recherche conserve quelques glaciers en vue de repérer d'éventuelles dynamiques de reconquête sur les secteurs juxtaglaciaires ou proglaciaires récemment libérés de l'emprise des glaces. Si quelques lambeaux de glaciers de parois subsistent encore dans les Rondane, le Dovrefjell conserve par contre quelques glaciers de cirques et des langues glaciaires qui permettent d'envisager cette démarche. D'ailleurs, le maintien de ces appareils glaciaires dans le Dovre à l'inverse des Rondane justifie encore, au passage, la position transitionnelle occupée par les terrains de recherche...

Le choix du Dovre-Rondane s'est donc naturellement imposé pour toutes ces raisons…

Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, le cadre d'étude s'est révélé être particulièrement adapté à la démarche de cette thèse et à sa problématique en vertu de sa qualité de haute montagne atlantique. Sa sensibilité vis à vis des changements susceptibles d'être enregistrés par le système périglaciaire en termes de dynamiques spatiales s'est tout d'abord affirmée comme un atout essentiel, par ailleurs déjà pressenti par D. Sellier concernant les Picos de Europa : *«comme toutes les montagnes atlantiques,* (les Picos) *se caractérisent par leur réactivité aux changements climatiques*.» (Sellier, 2007). Cette thèse montrera que dans le Dovre-Rondane plus qu'ailleurs, les modifications sont en effet rapidement perceptibles en raison de la situation géographique des massifs, à la fois transitionnelle (interface entre domaines arctique, continental et océanisé) et aux limites des domaines glaciaire et périglaciaire.

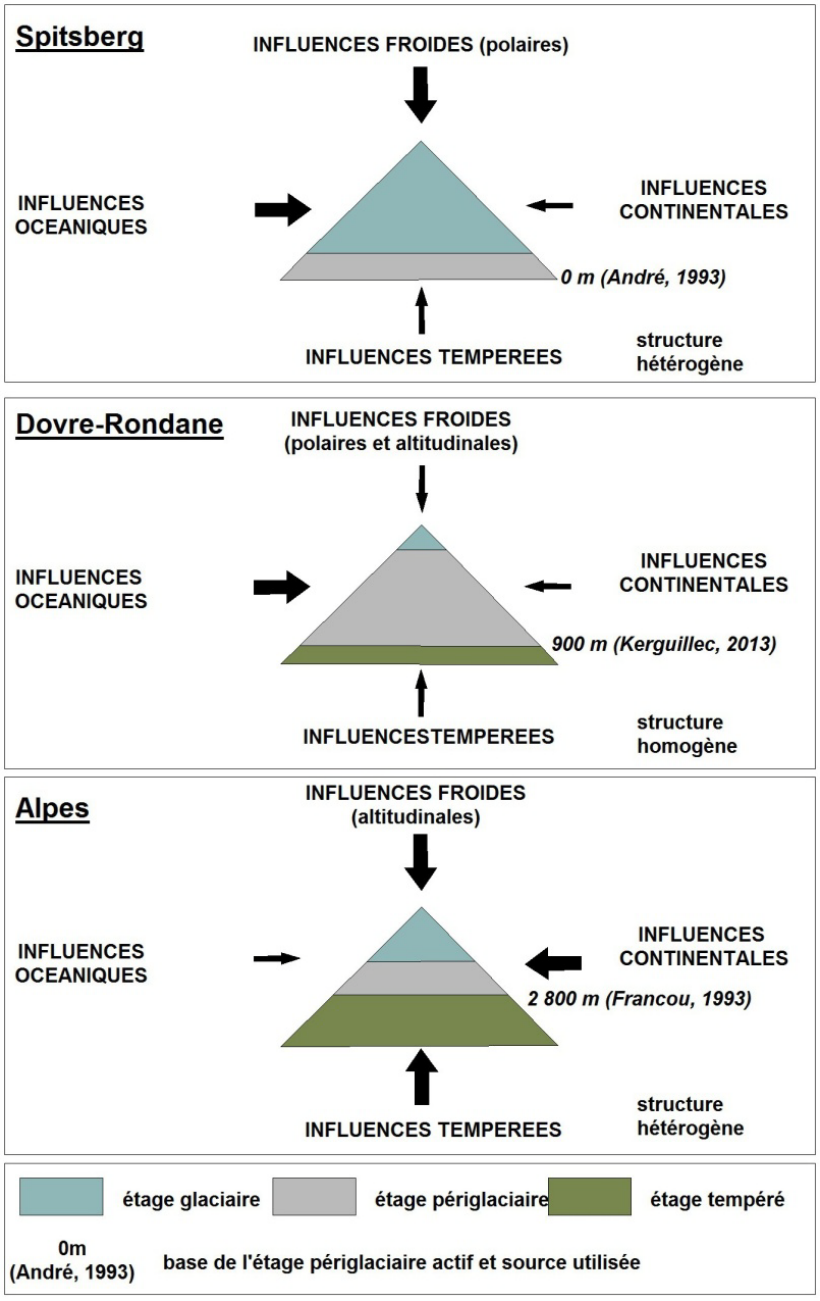


Figure 4 *: schémas comparatifs de quelques étages périglaciaires actifs européens. La structure et les caractéristiques climatiques font du Dovre-Rondane un cadre particulièrement adapté à l'étude de l'étage périglaciaire. Ces facteurs impliquent qu'il est l'un des plus épais d'Europe.* ***Remarque*** *: l'épaisseur des flèches représente l'importance relative de chaque influence climatique.*

Les espaces sélectionnés constituent en outre un terrain privilégié pour l'étude des phénomènes périglaciaires parce qu'ils s'étendent des marges glaciaires aux marges tempérées. En raison de leur structure, des altitudes et du rôle joué par les diverses influences climatiques, ils comptent parmi les étages périglaciaires les plus épais d'Europe (Francou, 1993 ; Sellier, 1992, 2002, 2006), ce qui ajoute encore à leur intérêt dans ce domaine (***figure 4***).

Cette extension de l'étage périglaciaire, facilitée par la minceur des étages glaciaire et tempéré en comparaison d'autres milieux montagnards européens, tient entres autres à leur situation géographique. Les travaux de B. Francou (1993), qui comparent la différence d'altitude entre la

position de la ELA (*Equilibrium Line Altitude*) et celle de l'isotherme 0°C annuelle pour 26 milieux de haute montagne à l'échelle de la planète, permettent d'apprécier cette épaisseur inégalée en Europe de l'étage périglaciaire des Rondane : estimée à 1 200 m, elle ne serait équivalente que dans certains secteurs de la Cordillère des Andes et de l'Himalaya. Elle serait néanmoins plus importante encore dans l'est du Pamir (1 800 m) et dans les Tian Shan centrales (1 700 m). M. Kuhle (2007) avance quant à lui une épaisseur d'au moins 3 000 m dans l'Himalaya. B. Francou précise également que «*l'importance relative prise par l'étage périglaciaire dans la cryosphère montagnarde est sans doute le principal facteur (…) de différenciation des milieux de la haute montagne*», avis auquel se range M. Kuhle pour ce qui concerne plus spécialement les montagnes subtropicales et tropicales (2007).

Compte tenu de ces multiples atouts, le cadre d'étude s'avère donc particulièrement approprié à la problématique de travail et à la mise en œuvre de la démarche suivie, point sur lequel cette thèse insistera à chaque fois que nécessaire.

2.3. - Les grands traits du paysage : de hautes montagnes surmontant des plateaux d'altitude (fjells)

D'un point de vue paysager, l'ensemble Dovre-Rondane présente des traits communs qui sont également caractéristiques de la plupart des massifs composant la chaîne des Scandes.

La similitude du Dovre-Rondane s'exprime avant tout par le même triptyque fondamental très fréquent dans cette partie de la péninsule scandinave : hauts massifs montagneux, fjells et auges glaciaires majeures (Peulvast, 1985). À petite échelle, les reliefs se singularisent par l'association binaire de hauts massifs culminant à plus de 2 000 m et de vastes fjells subhorizontaux qui en constituent l'assise et dont l'altitude moyenne atteint en moyenne 1 000 m (***figure 5***). Les contrastes sont par conséquent très marqués entre les reliefs culminants et la surface des fjells en raison d'une différence de commandement moyenne excédant la plupart du temps 1 000 m (***figure 6*** et ***photographies 1*** et ***2***).

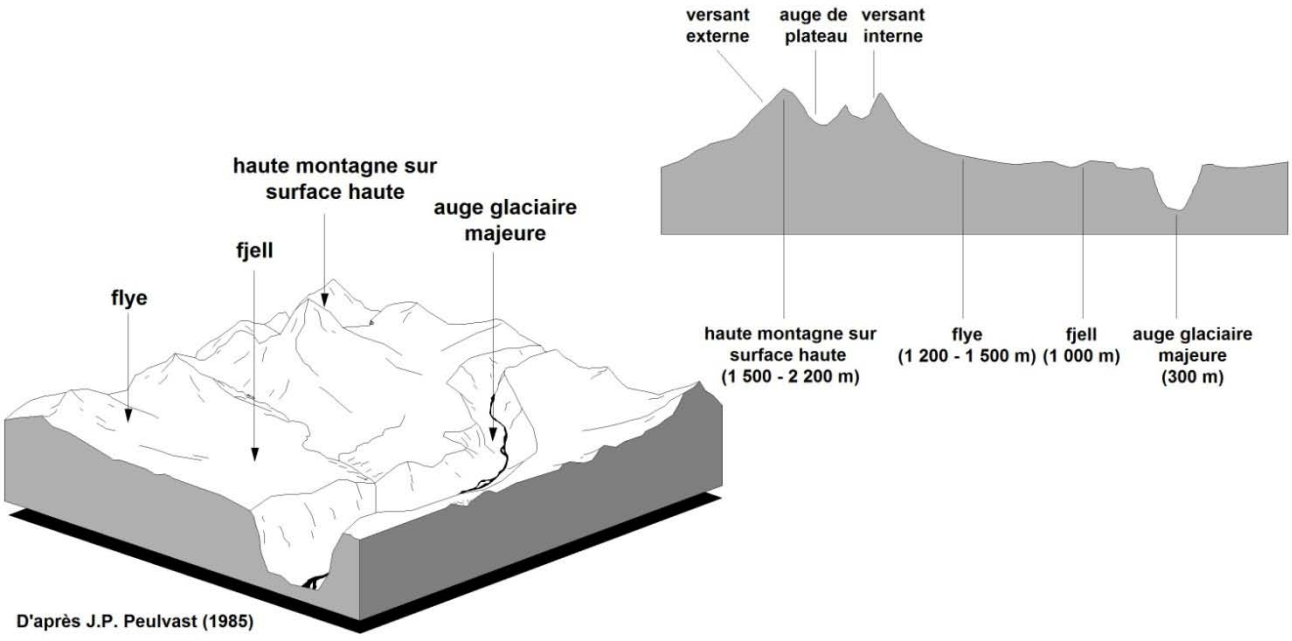


Figure 5 : bloc-diagramme du triptyque paysager commun aux massifs des Rondane et du Dovrefjell.

Sans surprise, l'environnement phytogéographique des massifs étudiés est caractérisé par ses traits montagnards, auxquels s'ajoutent les effets de leur position géographique. Les caractères de la végétation ainsi que sa distribution tiennent donc, entres autres, à l'altitude et à la situation d'interface occupée par le Dovre-Rondane, aux limites des influences tempérées, nordiques, océaniques et

continentales. Ils sont marqués par une succession d'étagements phytogéographiques depuis le fond des grandes auges glaciaires entaillant le fjell jusqu'aux sommets des montagnes étudiées.

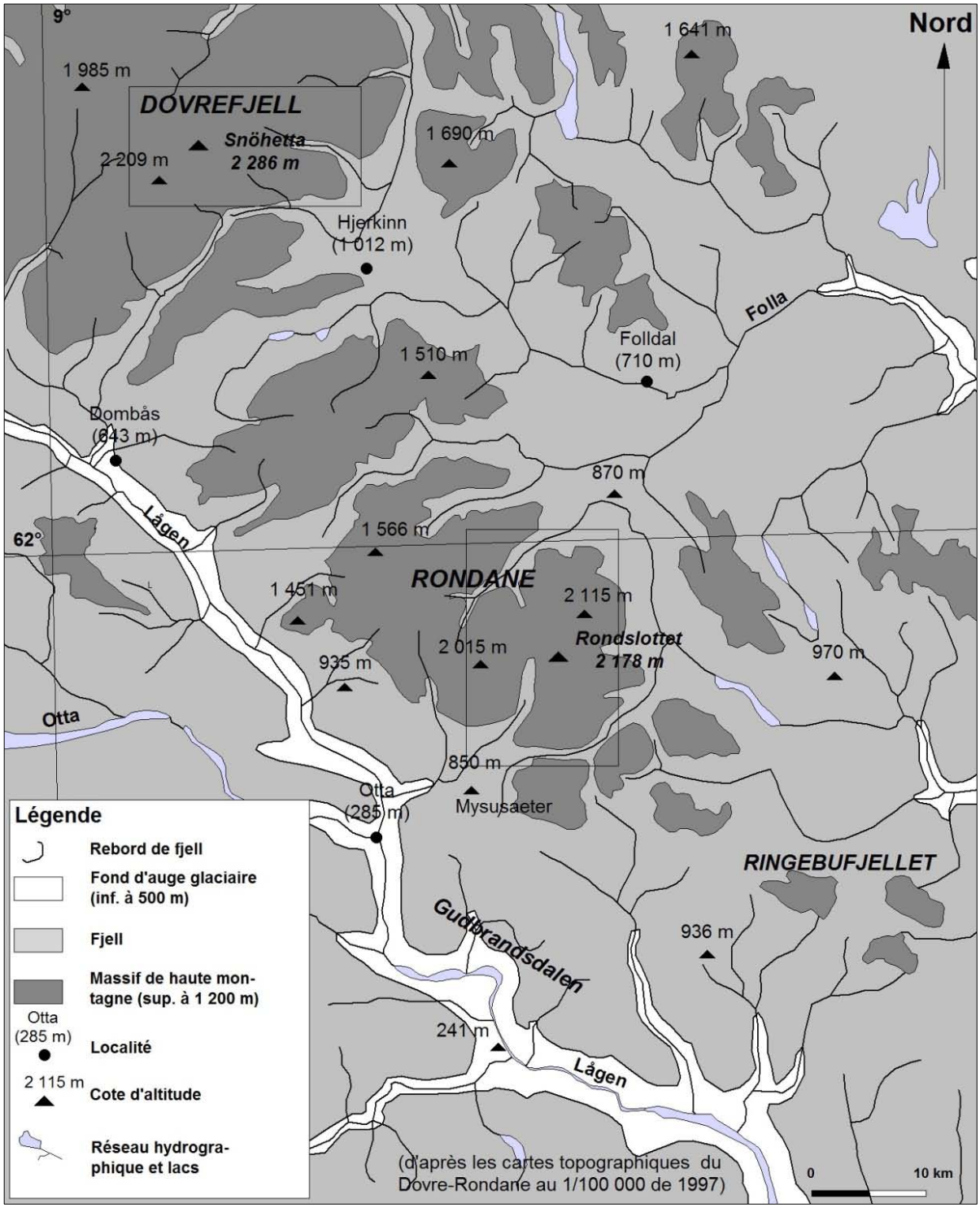


Figure 6 *: carte simplifiée des altitudes du Dovre-Rondane.* ***Remarque*** *: les cadres correspondent aux espaces cartographiés sur les* ***figures 7*** *et* ***8****.*

On retrouve, dans la synthèse la plus récente (Moen, 1987), les classifications des nomenclatures établies sur le modèle alpin : le fond des auges glaciaires entamant le fjell, au même titre que leurs versants, sont occupés par les étages boréaux où sont encore présents quelques espaces agricoles. Du fond de ces vallées glaciaires jusqu'aux rebords du fjell s'effectue la transition progressive entre les forêts de feuillus, qui disparaissent au-delà de 600-700 m, et les forêts de conifères principalement représentées par *Pinus sylvestris* et *Picea abies*. Le fjell correspond à la limite supérieure de la forêt (1 000-1 200m). Au-delà s'étendent d'autres étages, de types alpins, caractérisés par une toundra d'altitude comprenant une succession d'associations de groupements végétaux. La limite topographique fondamentale du fjell est donc en même temps une limite phytogéographique essentielle puisqu'elle correspond à celle de la forêt. Cette limite est également climatique étant donné qu'elle est jalonnée par l'isotherme 0°C annuelle. Elle marque donc, à ce niveau, des conditions écologiques rigoureuses et une saison végétative inférieure à 4 mois (Sellier, 2002).



Photographie 1 *: vue générale du massif du Snöhetta depuis le fjell de Hjerkinn, à l'altitude comprise entre 1 000 et 1 400 m. Le massif du Snöhetta (2 286 m) et le sommet du Kolla (1 652 m) le dominent à l'arrière plan.* ***Cliché pris à 1 000 m d'altitude, vers le nord ouest (août 2011)****.*



Photographie 2 *: vue générale du massif des Rondane depuis le fjell de Mysusæter, à l'altitude comprise entre 1 000 et 1 200 m. Les sommets du Veslesmeden (2 015 m), du Rondslottet (2 178 m) et du Storronden (2 138 m) le dominent à l'arrière plan.* ***Cliché pris à 1 100 m d'altitude, vers le nord est (juin 2008)****.*

Quelques termes, qui seront fréquemment employé dans ce travail, méritent ici de plus amples précisions. Le terme fjell est utilisé dans son sens le plus courant, pour désigner des plateaux d'altitude subhorizontaux, rabotés par les inlandsis quaternaires, qui font la jonction entre les auges glaciaires et les hauts sommets. Il correspond au «*fjeld*» décrit par E. de Martonne dans son *Traité de géographie physique* (1951). Il sert parfois à désigner communément l'ensemble hauts sommets/plateau d'altitude, donc la montagne dans sa globalité (Corner, 2005), ou bien à caractériser les secteurs situés au dessus de la limite supérieure de la forêt (Rudberg, 1962a, 1984b). Pour S. Rudberg (1962a), le mot «*fjell*» dérive du langage populaire et n'est pas nécessairement une haute montagne : «*By this word, taken from the popular language, is meant firstly areas above the timber line, secondly areas with a high and steep relief. A fjell is not necessarily really a high mountain.*»

Le terme «*flye*» désigne quant à lui les portions de versant faisant la jonction entre les fjells et la base des sommets. Leurs altitudes sont par conséquent comprises entre 1 200 et 1 500 m et leur inclinaison est intermédiaire entre celle des fjells et celle des versants qu'ils relient (***figure 5***). Ainsi du Vidalsflye, qui assure la jonction entre la vallée de Dørålen et le sommet du Digerronden (2 016 m) dans le nord du massif des Rondane, ou encore du Leirflye, qui établit le contact entre Spranghaugen et le sommet du Fremre Illmannhøe (1 602 m). Ces versants d'inclinaison en principe inférieure à 10° méritent par conséquent le nom de glacis.

Le support topographique, qui associe de grands versants à des surfaces (fjells), se prête par conséquent fort bien à la fois à l'apparition de formes périglaciaires caractéristiques des pentes ainsi qu'aux dynamiques requérant des supports d'inclinaison réduite. C'est donc une autre qualité des terrains de recherche compte tenu du souci constant de cette thèse d'en déterminer les étagements au moyen de formes fonctionnelles.

Les zones étudiées dans le Dovrefjell ont principalement concerné le massif du Snöhetta (2 286 m) et celui du Svånåtindan (2 209 m), donc les secteurs les plus élevés. Ils sont les seuls à conserver quelques appareils glaciaires parce qu'ils dominent le fjell de plus de 1 000 m, cette différence de commandement marquée les distinguant parfaitement des secteurs environnants (***figure 7***). Ces hauts massifs sont encadrés par un certain nombre de reliefs périphériques, dont les altitudes sont moindres et n'excèdent pas 1 700 m : montagne du Kolla à l'est sud est du Snöhetta (1 652 m), Brunkollen à l'est (1 665 m), Veslehetta au sud est (1 669 m). La superficie qui correspond aux secteurs étudiés depuis 2008, certes amputée de la zone militaire en cours de réhabilitation et par conséquent réglementée, est d'environ 60 km^2.

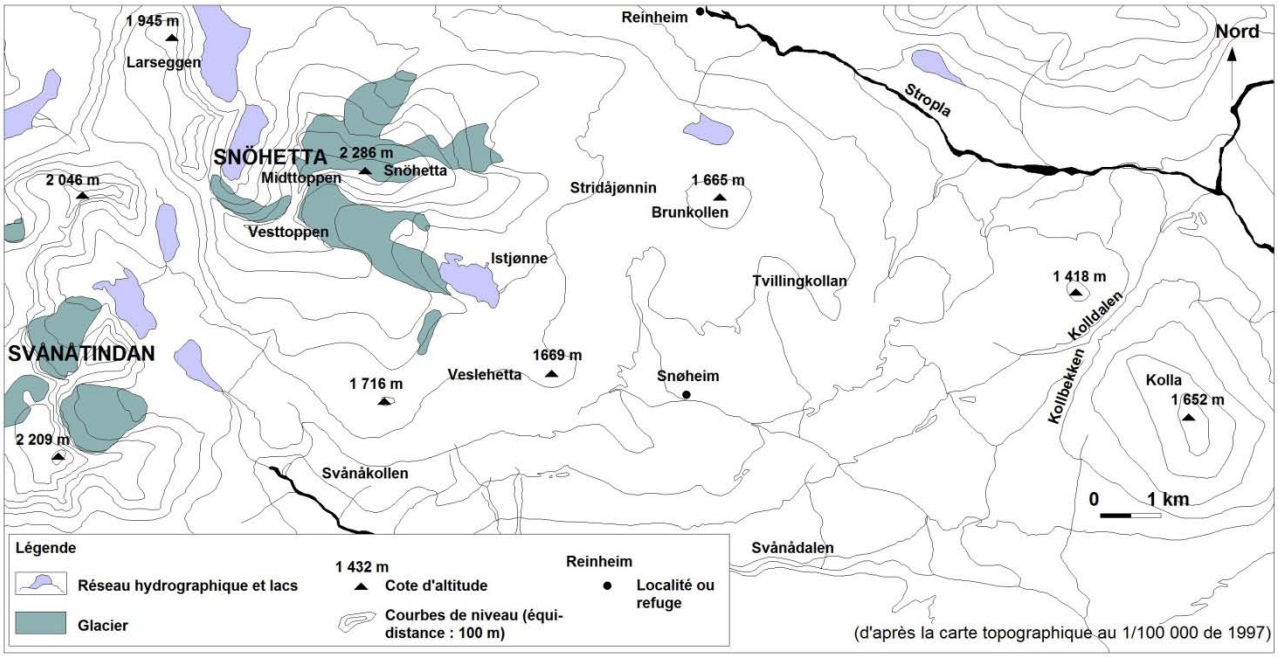


Figure 7 *: carte des secteurs étudiés dans le massif du Dovrefjell.*

Les zones étudiées dans le massif des Rondane concernent une superficie plus étendue (150 km^2) étant donné qu'elles s'étendent du Storkringla (1 380 m), au nord, à Spranghaugen (1 084 m) au sud (***figure 8***). Les Rondane se composent de trois massifs qui ont en commun des altitudes supérieures à 2 000 m et dont la centralité est bien retranscrite par la signification du toponyme norvégien «*Rondslottet*» (littéralement «*château des Rondane*») : le Smiubelgin à l'ouest, qui culmine au Storsmeden (2 016 m), le massif du Rondslottet (2 178 m) et celui du Høgronden au nord (2 118 m). Ces hauts massifs centraux sont également encadrés par quelques montagnes périphériques

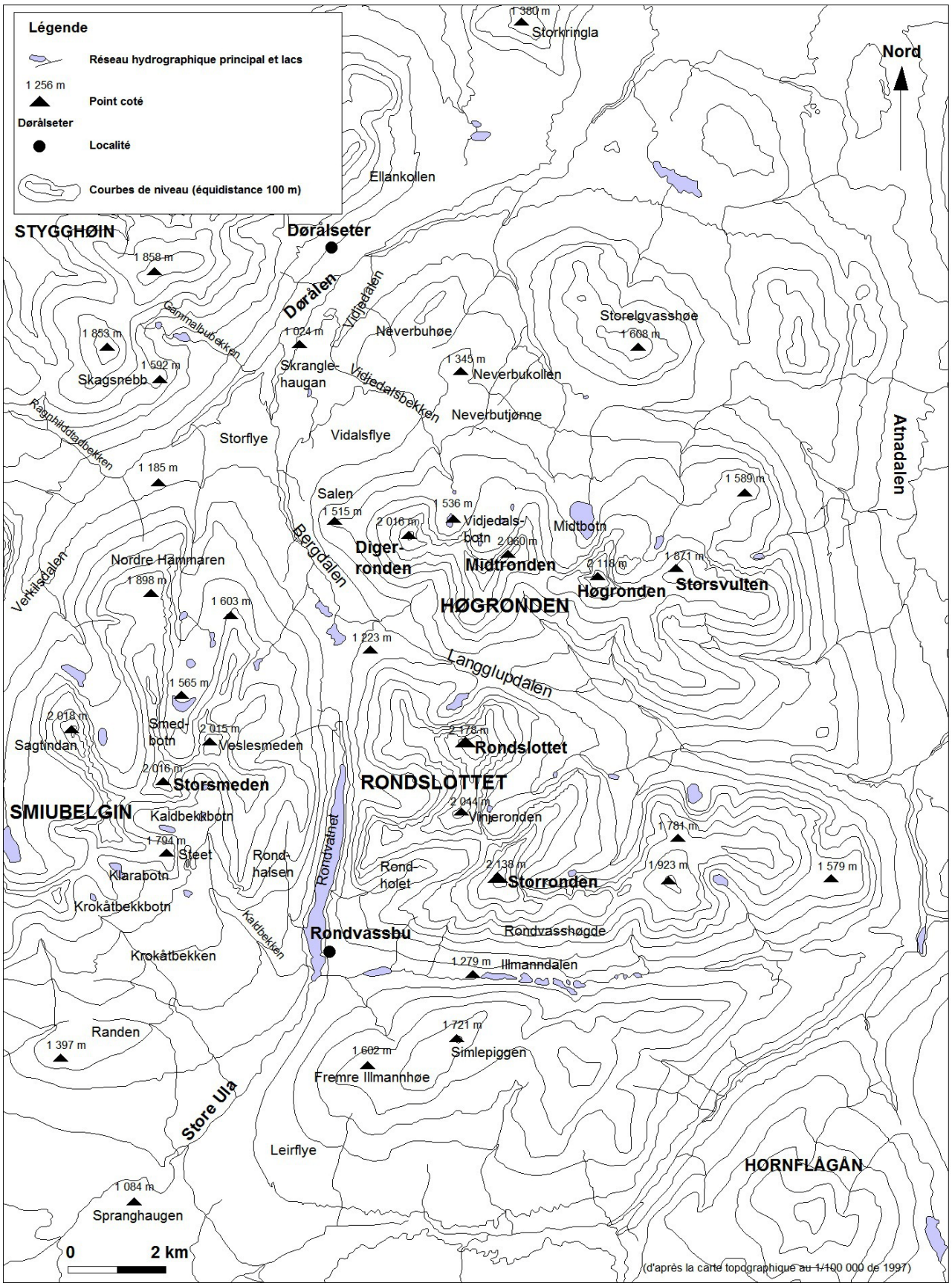


Figure 8 *: carte des secteurs étudiés dans le massif des Rondane.*

qu'ils dominent de plusieurs centaines de mètres, notamment par l'ensemble Fremre Illmannhøe-Simlepiggen (1 721 m) au sud du Rondslottet, par le Randen (1 397 m) au sud ouest, par le Storelgvasshøe (1 608 m) et le Storekringla (1 397 m) au nord (***figure 8***).

3. - Démarche adoptée et plan de l'étude

3.1. - Les trois objectifs poursuivis et les méthodes d'étude

3.1.1. - La détermination sur le terrain des étagements périglaciaires standards

Le découpage de la montagne en étages suppose l'utilisation de critères (Thouret, 1984). La détermination des étagements (***figure 9, étape 1***) est réalisée ici par l'observation de marqueurs morphologiques choisis selon certains critères de fiabilité et de représentativité : il s'agit par conséquent d'une méthode authentiquement morphologique déjà utilisée dans de précédents travaux (Sellier 2002, 2006 ; Kerguillec, 2011 ; Kerguillec et Sellier, 2012). Préalablement à cette détermination des étagements, il importera d'établir un inventaire puis une classification des formes périglaciaires fonctionnelles effectivement présentes dans le Dovre-Rondane afin de tenir compte des particularités des secteurs de recherche. La méthode d'étude consiste ensuite à fixer les limites des étages périglaciaires fonctionnels actuels par l'observation de groupements de formes sur des sites choisis lors de cheminements, où des données diverses sont recueillies de manière systématique (type de forme, fonctionnalité, géométrie, dimensions, altitude, environnement direct, végétation).

Cette méthodologie correspond en plusieurs points à celle préconisée par J. Karte et H. Liedtke (1981) : «*the geographical definition of the terme periglacial presupposes the definition of an inventory of periglacial processes, landforms and sediments and also implies the problem of determining the boundary conditions, above all the climatic boundary conditions of the periglacial environment*». Étant donné que le périglaciaire ne se limite pas aux seules zones à pergélisol, il importe par conséquent de tenir également compte des formes sur sols saisonnièrement gelés, point encore une fois souligné par J. Karte et H. Liedtke (1981) : «*the spatial extent of the periglacial zone is not absolutely identical with the distribution and extent of permafrost. Such a limitation seems too restrictive because many geomorphic features which are regarded as periglacial do not require permafrost for their formation*».

Méthodologiquement, la fixation des différents paliers périglaciaires des domaines de l'étude s'appuie donc sur le choix des marqueurs morphologiques les plus significatifs de ces étages parmi l'éventail des formes énumérées dans la classification proposée. Le principe consiste à établir un classement des formes selon leur degré d'élaboration, significatif de l'intensité croissante de l'activité périglaciaire avec l'altitude et par conséquent des différents niveaux de l'étage morphogénique étudié. Ce classement s'appuie tout particulièrement sur celui observé par D. Sellier (2002, 2006) et le complète en tenant compte des formes effectivement présentes dans le Dovre-Rondane (Kerguillec, 2011). Cette approche est aussi celle que suggèrent J. Karte et H. Liedtke (1981) : «*The spatial extent of the periglacial zone can only be delimited by means of the distribution and the boundaries of spatial associations of genetically different types of periglacial microrelief which can be regarded as climatic associations*».

3.1.2. - La mise en évidence des dynamiques spatiales des étagements

La mise en évidence des dynamiques de déprise et de reconquête périglaciaire à l'intérieur de l'étage concerné et de chaque sous étages s'appuie tout d'abord sur les résultats tirés de la détermination des étagements standards (***figure 9, étape 2***). Concernant les dynamiques de déprise, l'analyse conduit à rechercher des formes en cours de récession, particulièrement à la limite inférieure de l'étage concerné ainsi qu'aux limites des sous étages périglaciaires. Elle requiert l'utilisation de méthodes diverses, notamment l'observation de la végétation au sein des formes et la mise en évidence de reconquêtes végétales : elle amène à désigner certains marqueurs phytogéographiques associés au processus de déprise périglaciaire ; elle a nécessité également la réalisation de coupes en travers des formes afin d'observer leur dynamique en profondeur. Elle se complète parfois d'un traitement statistique en fonction des formes étudiées et des sites concernés.

La mise en évidence des dynamiques de reconquête a été réalisée sur deux types de localisation privilégiés : elle concerne d'abord des observations sur les marges glaciaires récemment libérées des glaces (Dovrefjell), mais également sur des secteurs identifiés comme des lieux de fonte du pergélisol et particulièrement sur des sites d'anciens névés relevant du Petit Age Glaciaire. Elle s'appuie sur la mise en évidence de formes fraîches en marge des glaciers actuels et des moraines frontales du Petit Age Glaciaire, mais également sur l'étude de formes actives et dont les paramètres sont en inadéquation avec l'altitude par rapport aux étagements standards.

3.1.3. - La valorisation du patrimoine géomorphologique à travers le prisme des étagements et de leurs mobilités

Ce troisième objectif se justifie à la lumière des deux précédents : les massifs du Dovre-Rondane, qui sont des sites exceptionnels du point de vue du périglaciaire et de ses dynamiques, sont tout aussi exceptionnels par la variété de leur relief en général et c'est notamment la valeur des paysages, en même temps que les spécificités de la faune et de la flore, qui ont abouti à leur classement en parcs nationaux. Une opération de valorisation peut donc être menée dans ces montagnes (***figure 9, étape 3***). Cette valorisation s'impose également comme la suite logique de la méthode employée tout au long de cette thèse et qui en constitue le socle : l'observation. Celle-ci aboutit effectivement à une expérience du terrain et de son analyse, qui peut être transmise aux praticiens des parcs nationaux du Dovre-Rondane.

La valorisation du patrimoine géomorphologique du Dovre-Rondane auprès du public s'appuie d'abord sur une réflexion préalable qui doit notamment faire le point des thématiques géomorphologiques à retenir. La détermination des géomorphosites qui comptent parmi les plus représentatifs et les plus pédagogiques est également l'une des étapes principales de cette valorisation : celle-ci propose, en guise de moyens, la mise à disposition de planches de vulgarisation et d'un livret de synthèse.

Ce dernier objectif vise finalement à établir un contact entre spécialistes et non spécialistes. Il en revient par conséquent à un passage de la recherche fondamentale à la recherche appliquée.

3.2. - Le plan de l'étude

Cette thèse est construite en trois parties (***figure 9***), dont l'enchaînement tient compte de la démarche adoptée. Il s'agit, dans l'ordre, de déterminer les étagements périglaciaires standards (**première partie**), de mettre en évidence leurs dynamiques de mobilité actuelles (**deuxième partie**), pour aboutir à une valorisation des reliefs du Dovre-Rondane et des observations réalisées sur les thèmes précités (**troisième partie**).

La première partie débute d'abord par l'étude des caractères généraux des montagnes concernées et constitue une présentation sur le plan de la structure et du climat (**chapitre 1**). Ce chapitre vise également à faire le point des facteurs qui déterminent le système morphogénique périglaciaire et le favorisent, donc à cerner avec précision le cadre morphoclimatique offert par les terrains de recherche. Cette présentation conduira à l'étude du système périglaciaire du Dovre-Rondane proprement dite et à la mise en évidence de ses particularités en tant que haute montagne atlantique (**chapitre 2**). Cette première partie s'achèvera par la détermination des étagements périglaciaires standards et leur mise en relation vis-à-vis des étagements phytogéographiques et des types de gélisols (**chapitre 3**).

La deuxième partie traite des dynamiques spatiales dont le système périglaciaire fait actuellement l'objet. Elle s'appuie par conséquent sur les résultats obtenus au terme de la première partie qui permettra d'utiles comparaisons. Elle cherchera à évaluer les mobilités des étagements précités, concernant dans un premier temps les reconquêtes périglaciaires (**chapitre 4**) puis les phénomènes de déprise périglaciaire (**chapitre 5**). Une synthèse sur la portée géomorphologique des observations effectuées clôturera ce deuxième volet de la thèse (**chapitre 6**)

La troisième partie se fera l'écho des préoccupations de valorisation du patrimoine géomorphologique et de vulgarisation scientifique dont les terrains de recherche peuvent faire l'objet. En préalable à cette valorisation, il conviendra de faire le point, en accord avec la problématique de cette thèse, sur les informations à véhiculer auprès du public des parcs nationaux : il s'agira par conséquent de mener une réflexion méthodologique sur ces aspects (**chapitre 7**). Ce dernier volet s'achèvera par des propositions de mise en valeur des massifs étudiés, notamment par une sélection des sites les plus représentatifs et par la réalisation d'un livret pédagogique (**chapitre 8**).

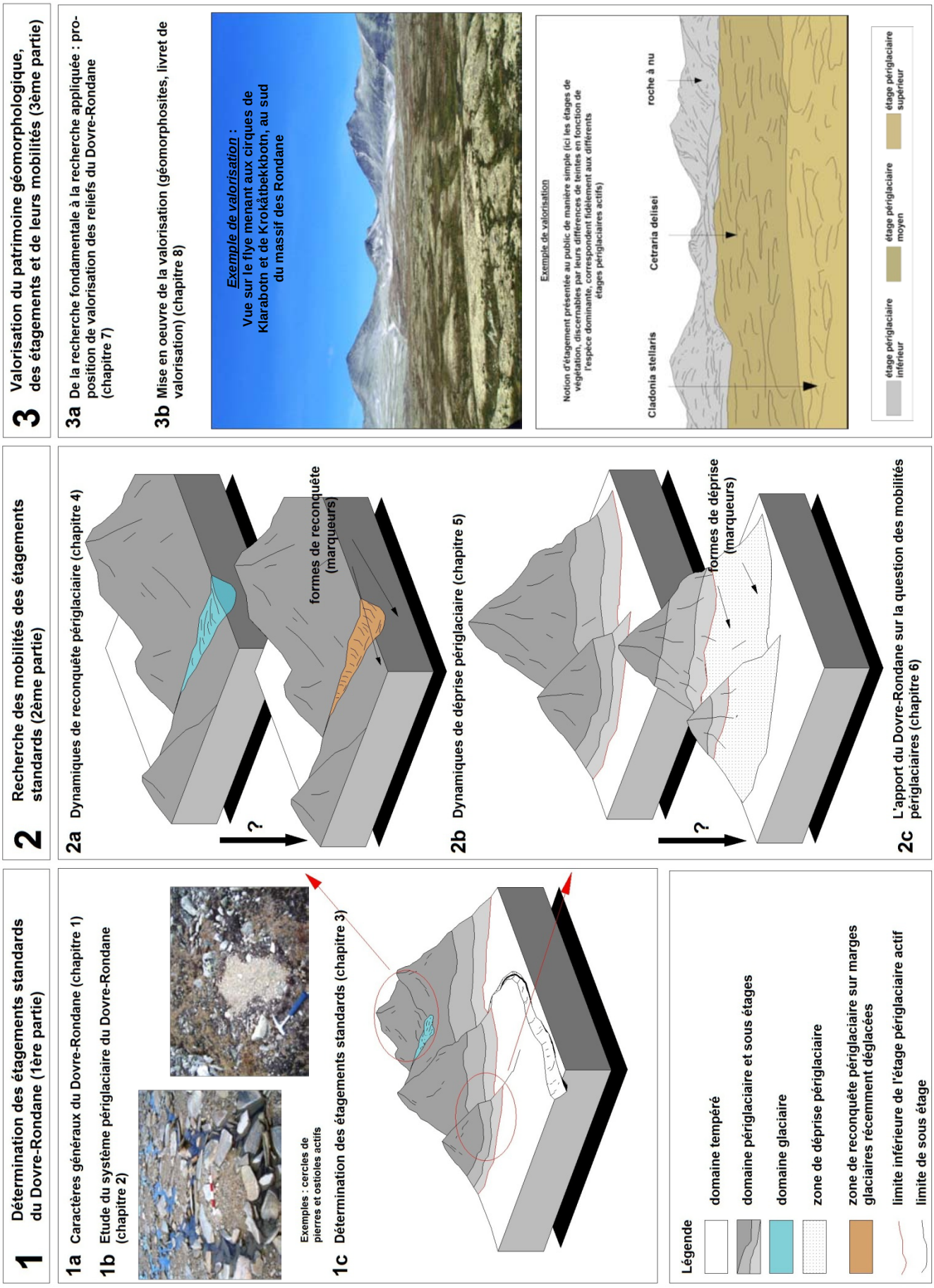


Figure 9 *: les objectifs de travail et les étapes de la thèse.*

PREMIÈRE PARTIE

Un milieu périglaciaire de haute montagne atlantique : caractères généraux du Dovre-Rondane et étagements morphoclimatiques standards

Introduction

Chapitre 1 : *les caractères généraux du Dovre-Rondane : une haute montagne quartzitique au croisement d'influences climatiques multiples*

Chapitre 2 : *le modelé périglaciaire du Dovre-Rondane : une grande variété de formes sur sols saisonnièrement gelés et sur pergélisol*

Chapitre 3 : *les étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane*

Conclusion



Photographie 3 *: grands cercles de pierres fonctionnels plurimétriques, constitués d'un centre matriciel et d'un pourtour pierreux de blocs de quartzite excédant parfois le mètre. Ces grandes formes triées sont révélatrices de l'étage périglaciaire supérieur et sont à mettre en relation avec la présence de pergélisol.* ***Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, 1 km au nord est du refuge de Snoheim, à 1 500 m d'altitude, vers le sud est (Dovrefjell, juillet 2010).***

INTRODUCTION À LA PREMIÈRE PARTIE

«Above the tree-line in the Scandinavian mountains a variety of small scale periglacial features occur (…) their distribution is related to regional climatic factors, notably mean temperatures and the number and intensity of frost cycles, and site-specific factors such as microclimate, relief, regolith, vegetation and drainage.»

(Ch. Harris, 1982).

Les massifs étudiés sont des milieux froids dont la particularité tient à la convergence des effets de la latitude et de l'altitude. Ce sont également des montagnes presque entièrement quartzitiques. Ils présentent de ce fait une unité climatique et structurale, à laquelle s'ajoute une unité paysagère qui tient entre autres à la fréquence des héritages périglaciaires et glaciaires, tout autant qu'à l'omniprésence et à la variété des dynamiques périglaciaires actuelles.

Cette forte représentation des formes périglaciaires fonctionnelles ou fossiles découle des potentialités peu communes offertes par les secteurs de recherche. Dans ce milieu de haute montagne nordique, de nombreux paramètres se conjuguent en effet pour offrir aux dynamiques cryogéniques un terrain de choix : l'ambiance climatique détermine d'abord le type et l'agressivité du système périglaciaire qui sévit dans le Dovre-Rondane où les températures annuelles moyennes approchent -1°C à 1 000 m au niveau du fjell. Elle conduit à définir un type de «*province périglaciaire*» d'altitude (Tricart et Cailleux, 1967 ; Etlicher, 1988 ; Veyret et Coque-Delhuille, 1989 ; Sellier, 2006), remarquable par son caractère transitionnel entre milieux subpolaires océaniques et milieux polaires continentaux (Kerguillec, 2011). Ce climat s'exerce par ailleurs sur une structure majoritairement quartzitique, particulièrement propice aux actions du gel lorsqu'on connait l'aptitude de cette roche à la fracturation et aux phénomènes de triage par classement bimodal (Sellier, 2002, 2004a). Ces données structurales, parfois décrites comme «*idéales*» pour l'étude des processus géomorphologiques en général (Strøm, 1945), génèrent des conditions lithologiques éminemment favorables aux processus concernés. S'ajoutent à ce contexte climatique et structural propice, d'autres paramètres non moins essentiels tels que les données paléogéographiques, topographiques et biogéographiques, qui contribuent dans une large mesure à justifier la diversité et le dynamisme du système morphogénique périglaciaire dans ces hauts massifs.

Cette première partie a d'abord pour objectif d'analyser le cadre morphoclimatique du Dovre-Rondane afin d'en dégager les prédispositions pour l'expression du périglaciaire. Elle conduit donc à préciser les caractères généraux de cet ensemble montagneux (**chapitre 1**), par conséquent à en dégager sa définition fondamentale selon la progression suivante : d'abord en précisant son ambiance climatique et la nature des gélisols, puis en étudiant son contexte structural ce qui revient à démontrer le rôle capital des quartzites dans la morphogenèse périglaciaire. Il s'agit donc de dégager la communauté de caractères entre le Dovrefjell et les Rondane.

Le deuxième objectif consiste en l'étude du système périglaciaire proprement dite dans les massifs concernés (**chapitre 2**) : les types de formes, leur fréquence et leur variété découlent d'un ensemble de caractères qui s'ajoutent aux paramètres structuraux et climatiques.

Cette caractérisation aboutit finalement à la détermination des étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane selon une méthode morphologique (**chapitre 3**), qui constitue l'un des objectifs centraux de cette thèse et qui est le résultat des observations de terrain menées chaque été entre 2008 et 2011.

CHAPITRE 1

Les caractères généraux du Dovre-Rondane : une haute montagne quartzitique au croisement d'influences climatiques multiples

Les données climatiques répondent, en Fennoscandie et *a fortiori* en Norvège, à certains particularismes essentiels et parmi eux à la localisation de cette région d'Europe au nord ouest de la plus grande masse continentale du monde, ainsi qu'à l'influence de la dérive nord-atlantique ajoutée à celle des vents de secteur ouest et sud ouest (Tikkanen, 2005). L'analyse climatique n'en demeure pas moins complexe à une échelle fine : elle achoppe en particulier sur un certain nombre d'obstacles communs aux milieux montagnards, particulièrement sur le choix des stations de référence, sur l'impact des données topoclimatiques en montagne et sur le nombre limité des stations d'altitude qui impose trop souvent le recours à l'extrapolation des données disponibles. De cet examen climatique ressortent quoi qu'il en soit trois renseignements fondamentaux : l'analyse révèle d'abord une grande similitude climatique entre le massif du Dovrefjell et celui des Rondane ; l'examen des données fournies par le *Norsk Meteorologisk Institutt* apportent des renseignements essentiels concernant les conditions climatiques offertes à la morphogenèse périglaciaire. Cette étude des paramètres fondamentaux du climat qui règne sur les terrains de recherche permet de statuer sur le type de «*province périglaciaire*» (Tricart et Cailleux, 1967 ; Dylik, 1970 ; Etlicher, 1988 ; Sellier, 2006) auquel appartient le Dovre-Rondane, celui-ci relevant d'un milieu d'interface entre influences montagnardes, océaniques, polaires et continentales.

L'analyse climatique, particulièrement sous l'angle des paramètres thermiques, est également d'un intérêt incontournable en ce qui concerne les propriétés et la nature des gélisols. Les conditions qui sévissent dans le Dovre-Rondane impliquent en effet la présence de sols saisonnièrement gelés et d'un étage à pergélisol. La caractérisation des massifs passe par l'étude de ces propriétés du gel dans le sol et dans les roches, qui sont autant de facteurs primordiaux dans une étude en géomorphologie périglaciaire...

Comprenant la péninsule scandinave avec la Norvège et la Suède, ainsi que la Finlande, la Carélie et la péninsule de Kola, la Fennoscandie appartient enfin, et pour l'essentiel de son étendue, au domaine des socles des hautes et moyennes latitudes (Embleton, 1984 ; Bergström et Näslund, 2005). Elle regroupe en effet de vastes espaces occupés aux trois quarts par le *Bouclier baltique*, mais également des massifs anciens qui constituent l'essentiel de sa partie occidentale et dont la mise en place relève du cycle orogénique calédonien. La juxtaposition de ces deux ensembles morphostructuraux majeurs a pour conséquence, à l'échelle des mégaformes, un contraste topographique fondamental entre hautes montagnes correspondant aux *Calédonides scandinaves* et bas plateaux dérivés du *Bouclier baltique* (Prost, 1975a et b ; Ploquin, 1977 ; Peulvast, 1985 ; Sellier, 2002 ; Bergström et Näslund, 2005). Cette opposition paysagère, fréquente et très prononcée dans cette partie de la Norvège, se retrouve dans les massifs concernés, contribue à leur caractérisation et justifie leur unité. Leur parcours géologique, long et complexe, a des conséquences de premier ordre en termes de structure. Les implications sur le système périglaciaire et son fonctionnement actuel sont fondamentales, faisant tout particulièrement la part belle au rôle capital des quartzites dans la compréhension et l'expression des dynamiques étudiées.

1. - L'ambiance climatique du Dovre-Rondane : une convergence d'influences multiples, favorables au périglaciaire et à une étude des étagements

1.1. - Remarques préalables

Quelques observations, traitant pour l'essentiel des obstacles et des limites que l'analyse climatique rencontre et ne peut ignorer, s'imposent en préalable à l'examen de la composante climatique du Dovre-Rondane : les difficultés rencontrées sont de trois ordres et tiennent d'abord à la délimitation parfois complexe entre les différentes nuances climatiques de la zone froide. Elles tiennent aussi aux aspects quantitatifs et qualitatifs des relevés climatiques en Norvège ; elles concernent enfin les spécificités des terrains étudiés, génératrices de perturbations topoclimatiques communes aux milieux montagnards.

1.1.1. - Les climats froids : de multiples nuances et dénominations

La caractérisation, la classification et finalement la dénomination des climats froids reviennent à une entreprise délicate qui traduit toute la complexité de leur étude climatique. Cette remarque vaut

tout particulièrement pour les régions situées aux marges des domaines froids, dont le Dovre-Rondane fait partie, D. Sellier (2002) rappelant que «*les questions relatives à la définition et à l'appellation des milieux montagnards situés aux marges des domaines tempérés et des domaines polaires ont été souvent abordées, sans recevoir de réponse définitive pour la série de régions considérées*». Cette difficulté transparaît clairement dans les divergences de dénomination climatique, voire de délimitation, qui apparaissent selon les auteurs. À titre d'exemple et pour illustrer ces différences de classification, J.P. Vigneau rappelle, en prélude à sa propre proposition de trame climatique mondiale, que «*le découpage en zones et en domaines ne va pas de soi. De nombreux spécialistes ont proposé leur version de la carte des climats : les limites ne coïncident guère ; les appellations des types sont des plus variées*» (2000). Les classifications climatiques représentent en effet un zonage symbolique reposant sur une sélection de critères qui peuvent donc varier d'un auteur à l'autre : établir une classification soulève d'emblée plusieurs questions, en particulier celles du choix de ces critères et de l'échelle d'analyse adoptée (Beltrando et Chémery, 1995).

Les secteurs de recherche sont ainsi tour à tour inclus dans différents types, par exemple en «*climat norvégien*» (De Martonne, 1957 ; Viers, 1968), ou encore en variante montagnarde des «*climats humides à hiver marqué*» (Tricart et Cailleux, 1967) voire en climat continental (Hofgaard, 2003). Le Dovre-Rondane appartient pour P. Pagney (1994) à la catégorie des climats des latitudes tempérées «*fraîches et froides*», et à l'intérieur de cette catégorie à un «*sous ensemble d'altitude*» qu'il classe dans les climats des façades maritimes occidentales. Sur sa carte des climats d'Europe, Ch. -P Péguy (1970) inclut le Dovre-Rondane dans les milieux «*arctiques*» et l'ensemble du fjell norvégien dans le «*subarctique*». G. Beltrando et L. Chémery (1995) semblent placer les secteurs de recherche à la limite entre «*climats océaniques ou hyperocéaniques*», «*océaniques de transition*» et «*climat tempéré froid*», l'échelle de la carte proposée ne permettant pas une plus grande précision.

La variante montagnarde, qui concerne indubitablement le Dovre-Rondane puisque ses sommets culminent à plus de 2 000 m, est même souvent omise dans les classifications, ce qui tient surtout au problème des échelles d'analyse et de mesures (Barry, 2008). Ces quelques exemples rappellent que la classification des régions situées aux marges du monde polaire et *a fortiori* montagnardes est une tâche moins aisée qu'il n'y paraît, les phénomènes de façade ou de continentalisation, de même que la dégradation des climats en altitude, compliquant sérieusement l'affaire. Ces problèmes de classification, donc de délimitation, posent en définitive la question de la sélection des critères retenus à cette fin.

1.1.2. - Les données climatiques disponibles

La caractérisation du type de climat qui règne sur le Dovre-Rondane impose le recours aux dernières séries climatiques disponibles et statistiquement exploitables, une période de 30 ans étant nécessaire à l'obtention des valeurs dites «*normales*», donc suffisamment représentatives (Péguy, 1970 ; Pagney, 1994 ; Beltrando et Chémery, 1995 ; Godard et Tabeaud, 1996 ; Barry, 2008). Un intervalle de 11 ans est plus rarement proposé (Beltrando et Chémery, 1995). L'étude climatique utilise dans ce qui suit les données mises à disposition par l'Institut météorologique norvégien (*Norsk Meteorologisk Institutt*) au moyen de deux sites internet[1] et s'appuie sur les moyennes mensuelles de la période 1980-2009.

Les alentours des secteurs de recherche disposent, comme le reste de la Norvège, d'un maillage relativement dense de stations météorologiques, du moins si on considère leur situation géographique aux marges des domaines froids des hautes latitudes. Néanmoins, bon nombre de stations ne disposent, par exemple, que de moyennes des totaux pluviométriques et ne proposent pas de mesures des températures sur un temps suffisamment long pour être statistiquement utilisables. D'autres fournissent des valeurs pour les paramètres fondamentaux «*températures*» et «*précipitations*» mais qui ne s'échelonnent que sur quelques années, ce qui nuit évidemment au traitement statistique ou l'interdit. L'utilisation de ces données se borne à ne servir que d'exemple sur une ou deux années au maximum, avec toutes les précautions qui s'imposent dans ce cas. La mesure de l'épaisseur de neige, paramètre essentiel dans le système périglaciaire, est en outre loin d'être systématique (***figure 11***).

À ces problèmes d'ordre qualitatif, qui mettent en lumière l'hétérogénéité des données disponibles, s'en ajoutent d'autres : les stations qui fournissent une série statistique complète de 30 ans, suffisamment proches des secteurs de recherche et dont la situation est comparable en termes d'altitude, de latitude et de longitude, s'avèrent finalement peu répandues. De multiples approches

[1] *www.met.no* et *www.eklima.no*

climatiques en zone froide se heurtent justement à ce manque de relevés climatiques ainsi qu'à leur incontournable extrapolation consécutive du maillage trop lâche des stations météorologiques. En Norvège, ce problème quantitatif concerne tout particulièrement les stations d'altitude, R.G. Barry (2008) insistant qui plus est sur la nécessité, pour l'étude des climats de montagne, d'un maillage dense de stations compte tenu des trois types de localisation possibles (sommet, versant, fond de vallée). Cette lacune demeure par conséquent un sérieux obstacle pour une étude des étagements périglaciaires, le contraste persistant entre la densité des données disponibles en plaine et celle des stations d'altitude ayant été souligné à maintes reprises au sujet des milieux froids, qu'ils soient montagnards ou pas (Godard, 1965 ; Flohn, 1968 ; Bodéré, 1985 ; Tveito et Førland, 1999 ; Sellier, 2002 ; 2007 ; Barry, 2008). D. Sellier (2007) rappelle ainsi que *«la connaissance des régimes thermiques des montagnes atlantiques souffre partout de la rareté des stations météorologiques d'altitude»*. La nécessité corollaire de recourir à des stations de plaine, voire à des stations trop éloignées des secteurs étudiés, constitue un handicap autant qu'une lacune fréquemment évoquée par les chercheurs (Flohn, 1968 ; Bodéré, 1985 ; Schlyter, 1992 ; André, 1993 ; Tveito et Førland, 1999 ; Humlum, 2002 ; Sellier, 2002 ; Taurisano *et al.,* 2004). Ce manque de stations d'altitude s'explique tout particulièrement par la nature du climat montagnard, dont la sévérité rend les mesures problématiques d'une manière assez similaire aux milieux polaires (Barry, 2008).

Les stations de *Venabu* et de *Kongsvoll Fjellstue* ont été désignées, en fonction de ces remarques, comme les plus aptes à caractériser le climat du Dovre-Rondane, l'analyse utilisant également d'autres stations présentes à l'entour afin d'affiner et de confirmer l'examen climatique (***figures 10*** et ***11***).

Dans ce contexte, il importe de rappeler la difficulté, bien souvent évoquée dans les publications au sujet des milieux de la zone froide, qui concerne l'inévitable extrapolation des données disponibles (Bodéré, 1985 ; Schlyter, 1992 ; André, 1993 ; Humlum, 2002 ; Sellier, 2002 ; Taurisano *et al.,* 2004).

Par conséquent, de nombreux examens climatiques se sont heurtés au délicat problème de la généralisation voire même de l'extrapolation des données. Cet écueil apparaît notamment lorsqu'il s'agit de corréler les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel avec les isolignes couramment retenues pour caractériser les milieux froids ou lorsqu'un recours aux gradients thermiques altitudinaux est nécessaire. Cette immanquable nécessité d'extrapoler les données, qui demeure pour l'instant la seule réponse apportée au problème posé, a même parfois conduit à des tentatives d'approches microclimatiques au niveau de la roche elle-même (Etienne, 2003). Dans le cas présent, il n'a pas été possible de mener une campagne de collecte de données au moyen de *dataloggers*, bien que l'apport de ce genre de relevés eût été considérable comme l'ont montré d'autres études en milieu périglaciaire (Humlum et Christiansen, 1998).

1.1.3. - Les perturbations induites par les spécificités du milieu montagnard

Un autre type d'obstacle, et non des moindres, tient enfin à la configuration même des secteurs de recherche : bien que le Dovre-Rondane soit en principe affranchi des grandes inversions thermiques communes aux milieux montagnards (Viers, 1968) en raison de sa situation de haute montagne sur surface haute (fjell), de multiples facteurs fournissent en effet une difficulté supplémentaire fréquemment rencontrée dans les milieux au relief cloisonné où l'influence des paramètres locaux peut revêtir une grande importance (Guilcher et Beaujeu-Garnier, 1958 ; Tricart et Cailleux, 1967 ; Viers, 1968 ; Caine, 1974, 1978 ; Escourrou, 1981 ; Douguédroit et de Saintignon, 1984 ; Joly, 1989 ; Rougerie, 1990 ; Schlyter, 1992 ; Francou, 1993 ; Pagney, 1994 ; Darmody et Thorn, 1997 ; Tveito et Førland, 1999 ; Thorn *et al.*, 2002 ; Barry, 2008).

En montagne, le compartimentage géographique, les multiples données environnementales et particulièrement la proximité des glaciers, l'effet des vents dominants dans les couloirs topographiques, mais aussi les situations d'abri ou l'exposition des versants en même temps que les phénomènes d'inversion de températures, sont autant de paramètres qui introduisent, en plus de l'altitude, des nuances topoclimatiques brouillant les pistes de l'analyse du climat et imposant localement une extrême variabilité des paramètres généraux. L'orientation des versants tient ici une place essentielle (Péguy, 1953 ; Derruau, 1972) : d'elle dépend la durée et l'intensité de l'insolation, donc du gel, au même titre que les caractères et la durée de l'enneigement et les modalités de la saison végétative. Elle est donc une variable fondamentale pour les dynamiques périglaciaires.

Pour les massifs concernés, D. Sellier (2002) rappelle ces sources de variabilité climatique à grande échelle en insistant sur «(…) *ce que divers phénomènes, introduits par les latitudes et la configuration du relief (conditions d'insolation, instabilité du temps, poids des facteurs microclimatiques), engendrent de particulier par rapport aux domaines véritablement polaires et subpolaires*». En n'occultant pas ces paramètres topoclimatiques, certains auteurs ont parfois été

amenés à contester, à juste titre, des généralisations qui ne tiennent pas suffisamment compte des conditions localement extrêmement variables concernant des sites finalement assez proches (Etienne, 1999). M. Derruau prévient qu' «*il va sans dire que les milieux périglaciaires sont divers*» (1972) : en effet, si les milieux froids des hautes latitudes sont homogènes sur de grandes distances bien que s'y juxtaposent des ensembles sensiblement différents (Sibérie, Canada, Groenland,…), ceux des hautes montagnes scandinaves font preuve d'une hétérogénéité qui tient à l'existence d'ensembles beaucoup plus morcelés et rapprochés. La mosaïque climatique qui en résulte est d'ailleurs une de leurs propriétés et découle de la juxtaposition de topoclimats variés. Les conditions de site des stations de référence, qui sont connues (***figure 11***), doivent par conséquent nuancer l'analyse climatique, R.G. Barry rappelant que la topographie est notamment capable de rendre les données non-représentatives dans certain cas (2008). Cette multiplicité des paramètres locaux susceptibles de modifier peu ou prou les données climatiques générales doit être constamment gardée à l'esprit, Ch. -P. Péguy insistant sur cette question : «*les climats de hautes montagnes ne traduisent en définitive que les modifications apportées par l'altitude et le relief à chacun des éléments du climat zonal dans lequel la montagne est implantée*» (1953).

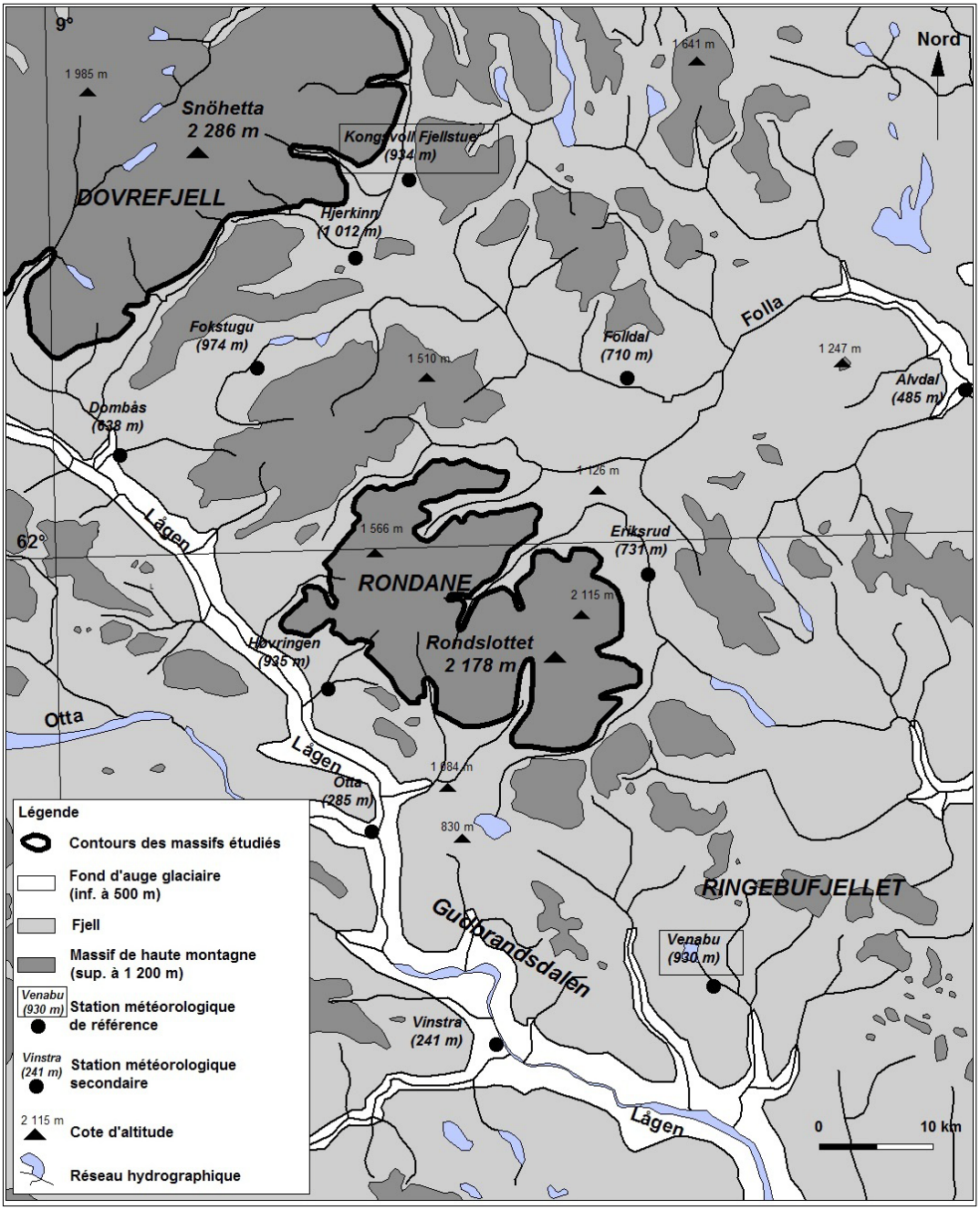


Figure 10 *: carte de localisation des stations météorologiques utilisées.*

Données / Stations	Coordonnées	Altitude	Conditions de site	Période de mesure	Données disponibles
Alvdal	***Lat. :*** *62°6'45''* N ***Long. :*** *10°37'84''* E	**485 m**	Station de fond de vallée	De juillet 1920 à septembre 1974	$T°^{moy}$, P^{mm}
Eriksrud	***Lat. :*** 61°97'25'' N ***Long. :*** 10°02'88'' E	**731 m**	Station de fond de vallée en position d'abri à l'est des Rondane	Depuis juin 1971	Epaisseur de neige, P^{mm}
Fokstugu	***Lat. :*** 62°11'33'' N ***Long. :*** 9°28'62'' E	**974 m**	Station de fjell entre le Dovrefjell et les Rondane. Site exposé aux flux d'ouest.	De mars 1923 à mai 1968	$T°^{max}$, $T°^{min}$, P^{mm}, vitesse du vent, épaisseur de neige
Folldal	***Lat. :*** 62°12'82'' N ***Long. :*** 9°99'47'' E	**710 m**	Station de fond de vallée en position interne par rapport aux massifs	Depuis 1895	$T°^{max}$, $T°^{min}$, P^{mm},
Hjerkinn	***Lat. :*** 62°22'67'' N ***Long. :*** 9°54'23'' E	**1 012 m**	Station de fjell en position d'abri à l'est du Dovrefjell	Depuis septembre 2010	$T°^{max}$, $T°^{min}$, P^{mm}, vitesse du vent, épaisseur de neige
Høvringen	***Lat. :*** 62°89'02'' N ***Long. :*** 9°47'17'' E	**935 m**	Station de fjell au sud ouest des Rondane	Depuis juin 1972	Epaisseur de neige, P^{mm}
Kongsvoll Fjellstue	***Lat. :*** **62°30'03'' N** ***Long. :*** **9°60'04'' E**	**934 m**	**Station de fjell en position d'abri à l'est du massif du Snöhetta**	**Depuis octobre 1980**	**$T°^{moy}$, P^{mm}**
Otta	***Lat. :*** 61°46'23'' N ***Long. :*** 9°32'20'' E	**285 m**	Station de fond de grande auge glaciaire	De juillet 1970 à août 1995	$T°^{moy}$, P^{mm}
Venabu	***Lat. :*** **61°65'13'' N** ***Long. :*** **10°10'87'' E**	**930 m**	**Station de fjell au sud est des Rondane**	**Depuis août 1980**	**$T°^{max}$, $T°^{min}$, P^{mm}, vitesse du vent, épaisseur de neige**
Vinstra	***Lat. :*** 61°46'23'' N ***Long. :*** 9°32'20'' E	**241 m**	Station de fond de grande auge glaciaire	De 1936 à mars 1968	$T°^{moy}$, P^{mm}

Figure 11 *: tableau récapitulatif des données relatives aux stations météorologiques utilisées et des données disponibles pour chaque station.* ***Abréviations :*** $T°^{max}$ *: température journalière maximale (en degrés).* $T°^{min}$ *: température journalière minimale (en degrés).* $T°^{moy}$ *: température journalière moyenne (en degrés).* P^{mm} *: précipitations journalières moyennes (en mm).* ***Remarque*** *: les stations de référence sont précisées en caractères gras.*

Pour l'ensemble de ces raisons, l'examen climatique ne peut apporter qu'un aperçu très général de la trame climatique du Dovre-Rondane qui a tout de même un intérêt, bien que certains spécialistes émettent des réserves sur l'application des classifications standards en milieu montagnard (Barry, 2008). A. Godard a également insisté sur ces difficultés concernant l'Écosse, en prévenant *«(…) combien il est difficile de porter un jugement un peu solide sur le climat des montagnes (…)*» (1965).

1.2. - Le massif du Dovrefjell : une ambiance de type «*polaire*»

1.2.1. - Les données de référence de Kongsvoll Fjellstue (62°30'03''N - 09°60'40''E, 934 m)

L'étude climatique du Dovrefjell se base sur la série climatique fournie par Kongsvoll Fjellstue (***figures 10, 11*** et **12**) : sa proximité avec le Snöhetta à la fois en distance (17.5 km à l'est) et en altitude (934 m), en fait la station la plus adaptée pour servir de référence, son ambiance climatique pouvant être considérée comme se rapprochant convenablement de celle du massif. Le calcul des normales mensuelles s'appuie sur la période 1980-2009. Les données sont de ce fait représentatives de la période actuelle en même temps que statistiquement recevables puisqu'elles concernent une période climatique de 29 ans (***figure 11***). La station de Hjerkinn, également assez proche du Snöhetta, ne peut pas servir à la caractérisation climatique du Dovre, les données disponibles concernant la période 1895-1914. Elles sont par conséquent trop anciennes et représentatives de la fin du Petit Age Glaciaire dans ce secteur des Scandes. Remise en service depuis septembre 2010, elle fournit néanmoins quelques indications supplémentaires qui seront examinées plus loin, notamment pour ce qui concerne la fréquence du gel sur le fjell.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Moy. annuelle	Ampl.
Températures (°C)	-9.4	-8.4	-6.4	-2.6	4	8.2	9.6	8.8	4.4	0.7	-5.4	-7.8	**-0.4**	19
Précipitations (mm)	28	21	22	17	27	52	68	60	48	40	34	33	**450**	

Figure 12 *: données climatiques moyennes mensuelles de la station de* ***Kongsvoll Fjellstue*** *(municipalité d'Oppdal, Sør-Trondelag, 934 m) pour la période 1980-2009 (****source*** *: données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

À Kongsvoll Fjellstue, le mois le plus chaud est le mois de juillet (+9.6°C), la moyenne mensuelle la plus froide étant relevée en janvier (-9.4°C). L'écart thermique annuel moyen atteint donc 19°C et son augmentation significative par rapport aux stations météorologiques positionnées sur les côtes de Norvège traduit l'effet rapide de la continentalisation sur les moyennes thermiques annuelles : à Hildre, station météorologique côtière située à la même latitude que le Dovrefjell et 200 km à l'ouest-nord-ouest, l'amplitude thermique annuelle n'est par exemple que de 11.1°C (Kerguillec et Sellier, 2012). Les températures moyennes estivales sont élevées par rapport à l'altitude et à la latitude des secteurs de recherche (62°19'20''N au Snöhetta, 2 286 m), ce qui confirme l'influence de la continentalisation sur les paramètres thermiques et la dégradation corrélative de l'effet de façade. La station de Kongsvoll Fjellstue enregistre par ailleurs, sur la période concernée, six mois en dessous 0°C en moyenne, soulignant la sévérité des températures hivernales sur le fjell. De nombreux climatologues rappellent que les climats polaires, encore dénommés «*climats froids*» ou «*climats des hautes latitudes*» (Péguy, 1953 ; Godard et Tabeaud, 1996), ont été définis par W. Köppen (1931) par une moyenne du mois le moins froid inférieure à +10°C (Péguy, 1953 ; Viers, 1968 ; Estienne et Godard, 1970 ; Péguy, 1970 ; Pagney, 1994 ; Godard et Tabeaud, 1996 ; Vigneau, 2000). Cette limite est également rappelée ou reprise par les morphologues pour sa commodité et sa réelle signification, compte tenu notamment de sa corrélation satisfaisante avec celle de l'arbre (Tricart et Cailleux, 1967 ; Viers, 1970 ; Washburn, 1973 ; Godard et André, 1999 ; Sellier 2002). L'isotherme +10°C est ainsi communément utilisée pour distinguer les climats polaires des climats subpolaires dans les régions arctiques (Estienne et Godard, 1970 ; Viers, 1970 ; Washburn, 1979 ; Pagney, 1994 ; Godard et André, 1999 ; Anderson, 2004) : les températures moyennes mensuelles n'excèdent jamais 10°C, Kongsvoll Fjellstue relevant en conséquence d'une station se rapprochant d'un type «*polaire*» (***figure 13***).



Photographie 4 *(****ci-contre****) : principale langue glaciaire du massif du Snöhetta, s'étendant de la paroi sud du sommet au lac proglaciaire Istjønne au sud est. L'altitude du front glaciaire est de 1 640 m, son sommet se situant à 2 050 m.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 640 m d'altitude, vers le nord ouest (Dovrefjell)****.*



Photographie 5 *(****ci-contre****): glacier de cirque au profil transversal plat, accroché sur la paroi nord est du Svånåtindan. L'altitude du front glaciaire est de 1 610 m, son sommet se situant vers 1 850 m.* ***Cliché pris en juillet 2009, à 1 550 m d'altitude, vers l'ouest (Dovrefjell)****.*

Les séries climatiques témoignent de l'indigence des précipitations malgré l'altitude (934 m). Le total des abats mensuels n'excède 50 mm que durant les trois mois d'été (juin, juillet et août) et s'avère même faible et inférieur à 30 mm pendant cinq mois, de janvier à mai. Il existe donc un maximum pluviométrique estival et un minimum de saison froide, caractéristiques d'un régime pluviométrique de type continental. La station a reçu, sur la période considérée, une lame d'eau annuelle moyenne de seulement 450 mm, ce qui souligne encore la faiblesse des précipitations et indique un milieu montagnard à tendance sèche où subsistent quelques petits appareils glaciaires qui ne concernent que les points culminants. Des totaux pluviométriques annuels moyens de 600 mm sont par exemple relevés à la base du Snöhetta (Isaksen *et al.*, 2002, citant Østrem *et al.*, 1988) ; D'autres auteurs ont signalé, au sujet du massif ou de secteurs proches, qu'il s'agit des montagnes les plus sèches de Norvège (Sellier, 2002 ; Löffler *et al.*, 2004). Les glaciers occupent en effet les flancs du Snöhetta, encadrés aux quatre points cardinaux par de courtes langues glaciaires ou des glaciers de cirques (***photographie 4***). Deux petits glaciers de cirques subsistent également contre les parois nord est du Svånåtindan, qui culmine à 2 209 m quelques kilomètres au sud ouest (***photographie 5***). La station ne montre aucun mois sec au sens initialement défini par H. Gaussen, donc par P<2T (***figure 13***). Cependant, février, mars et avril se rapprochent nettement de mois «*secs*» au sens ultérieurement donné par le même auteur (P<10 mm pour T<10°C), Kongsvoll Fjellstue se trouvant donc très proche des limites de l'aridité comme l'a déjà signalé D. Sellier (2002) au sujet de la station voisine de Hjerkinn. Elle se situerait dans un domaine de type «*semi-aride*», des totaux compris entre 300 et 450 mm étant couramment cités pour définir ce caractère, bien que ce critère ne soit pas applicable dans ce contexte (Beltrando et Chémery, 1995).

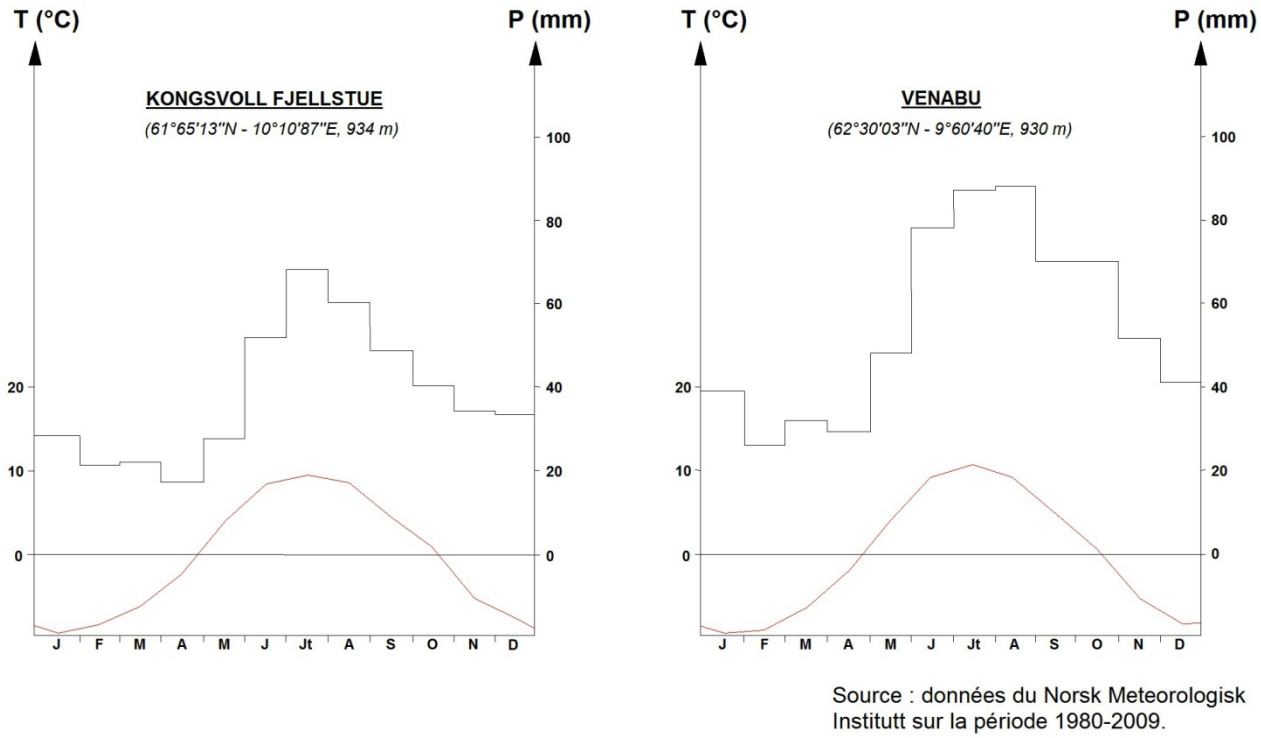


Figure 13 *: diagrammes ombrothermiques des stations de référence de* ***Kongsvoll Fjellstue*** *et de* ***Venabu****.*

En dépit de sa minceur, l'étage glacio-nival existe néanmoins bel et bien à l'inverse du massif des Rondane voisin, et c'est justement la faiblesse des précipitations qui permet de comprendre l'épaisseur de l'étage périglaciaire en raison de la minceur de l'étage glacio-nival. Comme l'a noté M. Kuhle (2007), «*A wide periglacial area and a narrow glacial one which is not restricted by the relief (…) stand for aridity. A far-reaching covering of the periglacial level by an expansive glacier level as in the Alps and Alaska (…) indicates humid mountains*». Somme toute, les caractères pluviométriques du

Dovre confirment, comme les paramètres thermiques, le caractère déjà continental du massif. Le propos est néanmoins à nuancer si l'on tient compte de la position d'abri occupée par Kongsvoll Fjellstue à l'est du Snöhetta (***figures 10*** et ***11***).

1.2.2. - L'apport des données complémentaires de stations secondaires proches

Quatre stations météorologiques proches du massif du Dovrefjell, dont le lecteur pourra consulter les données en ***annexe 2***, permettent d'affiner l'analyse climatique. Le choix a été fait de n'évoquer la nouvelle installation de Hjerkinn (1 012 m) qu'au moment de l'étude des types de gélisols étant donné que cette station, en service depuis fin 2010, fournit des relevés journaliers sur l'année 2011 exploitables après traitement statistique pour évaluer les cycles gel dégel sur le fjell, étant donné également qu'étudier les moyennes thermiques ou pluviométriques sur seulement deux ans n'aurait ici pas beaucoup de sens.

Les données de la station de Folldal (***figures 10*** et ***11***), en position plus continentale par rapport à Kongsvoll Fjellstue et d'une altitude de 710 m, permettent d'apprécier le renforcement rapide de la continentalisation : l'écart thermique annuel moyen atteint en effet 21.5°C, soit 2.5°C de plus qu'à Kongsvoll. Les extrêmes de température s'accroissent également, le mois le plus froid (janvier) étant mesuré à -10.2°C (contre -9.4°C à Kongsvoll) et le mois le plus chaud à +11.3°C (contre +9.6°C). La tendance suivie par les précipitations confirme la continentalisation progressive, 365 mm seulement ayant été précipités sur la période. La station d'Alvdal (***figures 10*** et ***11***) témoigne également des effets thermiques et pluviométriques de la continentalisation : la température du mois le plus froid y est encore plus faible (-11.4°C en janvier), le mois de juillet étant en moyenne sensiblement plus chaud (+12.5°C). Quant aux précipitations, elles confirment la continentalisation plus par leur rythme que par leur total moyen annuel (500 mm), celles-ci se déplaçant progressivement vers l'automne avec des maximas atteints de juin à octobre.

Fokstugu, située au sud du massif à une altitude de 974 m (***figures 10*** et ***11***), enregistre des données similaires à celles de Kongsvoll Fjellstue (***annexe 2***). Le mois le plus froid (janvier) se signale par des températures hivernales sévères (-10.3°C), le mois le plus chaud (juillet) atteignant +10°C. Selon le seuil retenu pour distinguer les climats «*polaires*» des climats «*subpolaires*» (§ 1.2.1), Fokstugu appartiendrait déjà ce second type climatique et cette limite fondamentale se situerait donc immédiatement au sud du massif du Dovre. La lame d'eau moyenne annuelle précipitée est identique (450 mm), au même titre que les rythmes pluviométriques, signalant par conséquent les mêmes caractéristiques que la station de référence.

1.3. - Le massif des Rondane : une ambiance «*subpolaire*»

1.3.1. - Les données de référence de Venabu (61°65'13''N - 10°10'87''E, 930 m)

L'étude climatique des Rondane s'appuie sur les normales climatiques fournies par Venabu (***figures 10, 11*** et ***14***), toujours pour des raisons de proximité et de similitude altitudinale : la station, située sur le fjell de Ringebu au sud est du Rondslottet, culmine à 930 m et n'est distante que de 30 km par rapport au cœur du massif. C'est la seule station suffisamment proche des Rondane et dont les données soient complètes, récentes et disponibles. La période de référence pour le calcul des normales mensuelles est par ailleurs identique à celle utilisée dans le Dovre.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Moy. annuelle	Ampl.
Températures (°C)	-9.7	-9.2	-6.6	-2.3	4.2	9.2	10.4	9.3	4.6	0.3	-5.4	-8.1	**-0.3**	20.1
Précipitations (mm)	39	26	32	29	48	78	87	88	70	70	52	41	**660**	

Figure 14 *: données climatiques moyennes mensuelles de la station de* ***Venabu*** *(municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) pour la période 1980-2009 (****source*** *: données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

À Venabu, le mois le plus chaud est enregistré en juillet (+10.4°C), la moyenne du mois le plus froid étant relevée en janvier (-9.7°C). L'écart thermique annuel moyen est donc supérieur à 20°C (+20.1°C), ce qui sous entend un léger renforcement de l'effet de continentalisation par rapport au Dovrefjell. La station de Venabu présente, en moyenne pour la période 1980-2009, six mois supérieurs à 0°C de mai à octobre ; la température chute sous 0°C pendant six mois et n'excède +10°C qu'en juillet. L'ambiance thermique dans le massif des Rondane apparaît donc d'une rudesse similaire au Dovre, à une nuance près cependant : les données climatiques font état d'un mois dont la

température franchit +10°C avec +10.4°C en juillet. En retenant le même seuil qu'à Kongsvoll Fjellstue, cette station appartient par conséquent à un type «*subpolaire*» (***figure 13***).

Venabu enregistre des précipitations sensiblement plus abondantes qu'à Kongsvoll Fjellstue située il est vrai en position d'abri à l'est du massif du Snöhetta (***figures 10*** et ***11***). Cette remarque ne doit cependant pas faire oublier leur indigence, la station n'ayant reçu qu'une lame d'eau annuelle moyenne de seulement 660 mm ce qui représente environ 200 mm de plus qu'à Kongsvoll. Le massif des Rondane est l'une des montagnes les plus sèches de Scandinavie (Sellier, 1992, 2002), ce qui tient non seulement à son éloignement de la mer mais également à sa situation abritée par rapport au massif du Jotunheimen qui le dépasse de 300 m au sud ouest. La période estivale est la plus arrosée, les totaux mensuels excédant 70 mm de juin à octobre avec un maximum en août (88 mm). Les précipitations peuvent avoir lieu sous forme d'orages, comme l'a montré l'épisode orageux du 28 juillet 2011 : 38 mm de précipitations ont été enregistrées sur le terrain en 1h, soit la moitié du cumul mensuel moyen, provoquant dans le nord des Rondane la réactivation de debris flow et en créant de nouveaux. Le total des précipitations, de concert avec leur régime annuel, indique, comme pour le Dovre, le caractère continental de la pluviométrie. La sévérité des températures hivernales est un deuxième argument confirmant cette tendance.

L'hiver, les précipitations ont lieu sous forme de neige. Les données nivométriques de la station de Venabu fournissent de ce point de vue un certain nombre de renseignements et demeurent pratiquement les seules données exploitables pour les massifs du Dovre-Rondane (***figure 15***). Si les premiers flocons apparaissent en septembre, les chutes de neige ne subsistent au sol qu'à partir d'octobre, les maximas étant mesurés au printemps (88 cm en mars). La neige se maintient durant tout le mois d'avril sur le fjell, les épaisseurs mesurées représentant, en moyenne, près de 70 cm à cette période de l'année. La fonte apparaît rapide au printemps, les trois quart du manteau neigeux ayant fondus fin mai. Ce calendrier, au même titre que l'épaisseur moyenne enregistrée, varie en fonction d'un certain nombre de critères. L'exposition, l'altitude et la localisation des secteurs abrités ou exposés aux vents dominants sont en effet responsables d'une grande variabilité dans l'espace et dans le temps. La variabilité interannuelle est également un aspect souligné par E. Dahl (1956) qui fait état de nombreux ouvrages, disponibles au refuge de Dørålseter (nord des Rondane) et relatant fréquemment la faible épaisseur du manteau neigeux hivernal. Les données de 1982 à 2009 confirment cet aspect concernant la station de Venabu (***annexe 2***).

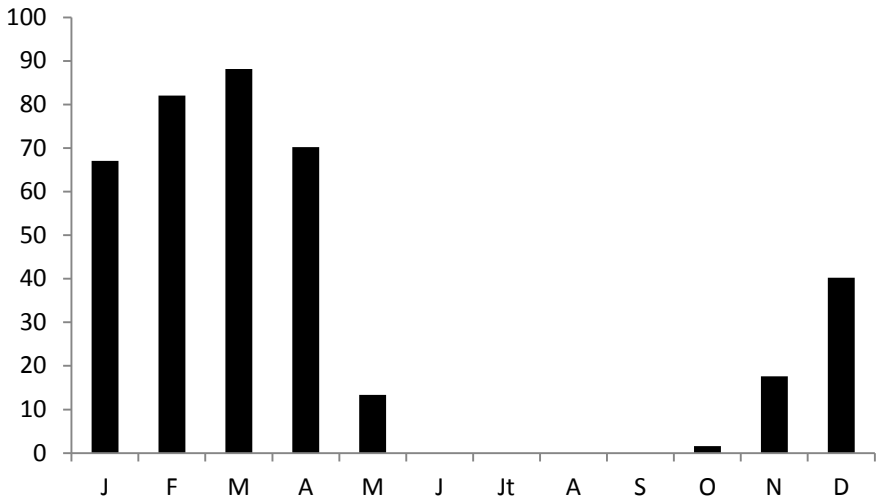


Figure 15 *: épaisseur moyenne mensuelle de neige (en cm) pour la station de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) pour la période 1982-2009, calculée d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.*

1.3.2. - L'apport des données complémentaires de stations secondaires proches

Plusieurs stations météorologiques situées non loin des Rondane permettent d'apporter des compléments à l'analyse climatique.

La station d'Alvdal (***figures 10*** et ***11***) témoigne, comme pour le Dovre, des effets thermiques et pluviométriques de la continentalisation : la température du mois le plus froid y est plus faible qu'à Venabu en dépit d'une altitude moindre (-11.4°C en janvier à 485 m), le mois de juillet étant en moyenne plus chaud de deux degrés (+12.5°C). Les précipitations apportent un argument supplémentaire de la continentalisation rapide, leur total moyen annuel de 500 mm se situant en

dessous de celui des Rondane et celles-ci se déplaçant progressivement vers l'automne avec des maximas atteints de juin à octobre. Les stations de Høvringen et d'Eriksrud, avec respectivement 440 et 490 mm, confirment ce constat si elles sont comparées aux valeurs moyennes enregistrées sur le littoral norvégien : à Hildre (***annexe 2***), le total annuel moyen est en effet nettement plus conséquent, de l'ordre de 1410 mm, avec des maximas placés cette fois entre la fin de l'été et le mois de janvier (Kerguillec et Sellier, 2012).

Vinstra et Otta (***figures 10*** et ***11***), qui sont deux stations de fond d'auge glaciaire situées au sud du massif des Rondane à des altitudes de 241 m et 285 m, témoignent de conditions climatiques qui diffèrent de celles du fjell : les moyennes des mois d'hiver sont plus accentuées, avec respectivement -11.5°C et -10.9°C en janvier, cette remarque valant pour les mois les plus chauds (+15°C et +14.5°C en juillet). Les amplitudes thermiques annuelles sont par conséquent plus marquées que celles du fjell (+26.5°C et +25.4°C). Les précipitations sont en revanche plus faibles, avec 430 mm en moyenne pour la station de Vinstra, et seulement 375 mm pour Otta.

1.4. - Une situation de transition climatique

L'étude des stations météorologiques de référence, associée aux stations proposées en complément, révèle principalement et en dépit des légères nuances soulignées, une forte similitude climatique. Ces hautes montagnes de Norvège centrale ont en effet toutes deux d'océaniques leurs paramètres thermiques et de continentales leurs données pluviométriques, signalant là un milieu montagnard transitionnel rendu original par sa position géographique charnière. Cette situation de transition entre l'océanique et le continental, parfois soulignée au sujet des montagnes scandinaves en général (Klingbjer, 2004), est exceptionnelle. Elle achève de rendre les secteurs d'analyse originaux par l'intérêt d'une étude dans un domaine périglaciaire d'interface climatique (Kerguillec, 2011), situation que plusieurs arguments consolident (***figure 16***) :

-Les premiers arguments sont d'abord d'ordre thermique. Selon un transect longitudinal, le caractère encore océanique des deux massifs, déjà souligné par D. Sellier (2002), s'appuie sur des amplitudes annuelles moyennes de l'ordre de 20°C qui restent inférieures aux 28°C proposés par Ch.-P. Péguy (1970) pour limiter les milieux froids continentaux qu'ils soient «*polaires*» ou «*subpolaires*». Les moyennes annuelles, bien que négatives (-0.4°C à Kongsvoll Fjellstue/-0.3°C à Venabu), demeurent en outre bien moins redoutables en comparaison de la sévérité thermique propre aux milieux froids des intérieurs continentaux scandinaves : ces minimas modérés contrastent fortement avec les températures moyennes minimales de l'intérieur suédois, atteignant -30°C voire -40°C en bordure du Golfe de Botnie selon P. Pagney (1994). Les massifs concernés se situent donc bien, longitudinalement et d'un point de vue thermique, dans une zone de transition entre domaine océanique et domaine continental. L'argument thermique en faveur d'une position géographique charnière du Dovre-Rondane se trouve également conforté de manière latitudinale, par le passage du Dovrefjell dans le domaine «*polaire*» alors que la station de Venabu au sud des Rondane, de type «*subpolaire*», en est encore exclue. La présence d'un mois dont la température moyenne dépasse +10°C, clairement retenue par P. Pagney (1994) ainsi que par d'autres climatologues (Viers, 1968 ; Péguy, 1970 ; Godard et Tabeaud, 1996 ; Vigneau, 2000), indique que cette limite climatique fondamentale se situe donc nécessairement entre les deux massifs (***figure 16***).

-Les données pluviométriques fournissent un deuxième type d'argument qui justifie l'ambiance déjà continentale du Dovre-Rondane : les régimes pluviométriques (maximas d'été typiques) ainsi que les totaux annuels relativement faibles comparés à ceux des stations météorologiques situées en position côtière, indiquent des montagnes d'ambiance déjà continentale, principalement pour le Dovre. L'un des effets de la continentalité passe en effet par l'inhibition des précipitations, leur caractère continental s'exprimant selon P. Pagney (1994) à partir d'une limite comprise entre 400 et 600 mm, le seuil de 600 mm étant retenu ici (***figure 16***).

-Le fait glaciaire apporte en outre un dernier type d'argument en faveur de cette position transitionnelle. Le massif du Dovrefjell matérialise une limite climatique étant entendu qu'aucun glacier n'existe ensuite en direction de l'est à une latitude identique, du moins en Norvège centrale (Andreassen et Winsvold, 2012) : les glaciers des massifs du Snöhetta et du Svånåtindan sont les derniers exemplaires rencontrés au-delà du 9ème méridien est, qui peut donc servir de limite convenable de ce point de vue (***figure 17***). Les Rondane sont eux-mêmes dépourvus de glaciers au sens strict du terme, si l'on excepte de rares secteurs de fond de cirque en position d'ubac affectés par des placages de glace résiduels (Sellier, 2006), ce qui conforte d'une preuve supplémentaire la

situation de transition détenue par les secteurs de recherche. Les appareils glaciaires apparaissent en revanche plus nombreux et plus développés dans les secteurs proches de la mer de Norvège. À près de 130 km à l'ouest sud ouest des Rondane, la fonna de Jostedalsbreen et ses émissaires constituent les plus beaux exemples glaciaires de Norvège, auxquels s'ajoutent ceux du massif du Jotunheimen, positionné 50 km au sud ouest des Rondane (***figure 17***).

Les terrains de recherche doivent donc être considérés comme appartenant à un type montagnard de transition entre les milieux «*subpolaires océaniques*» et «*polaires continentaux*». L'étude des données climatiques confirme bien que l'on se situe d'une part à la limite entre domaine «*polaire*» et domaine «*subpolaire*» d'altitude, d'autre part dans la zone de transition entre domaine océanisé et domaine continental.

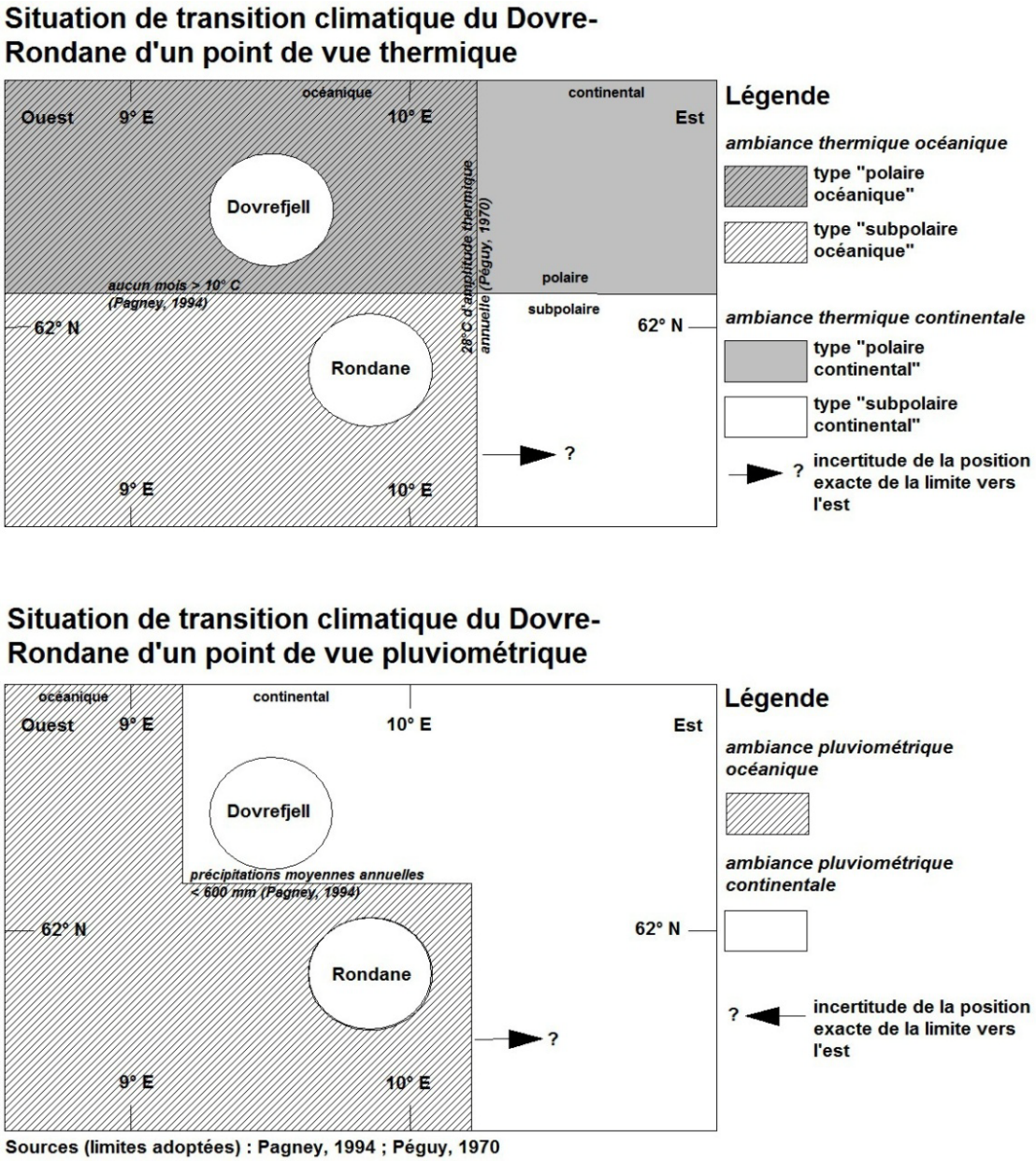
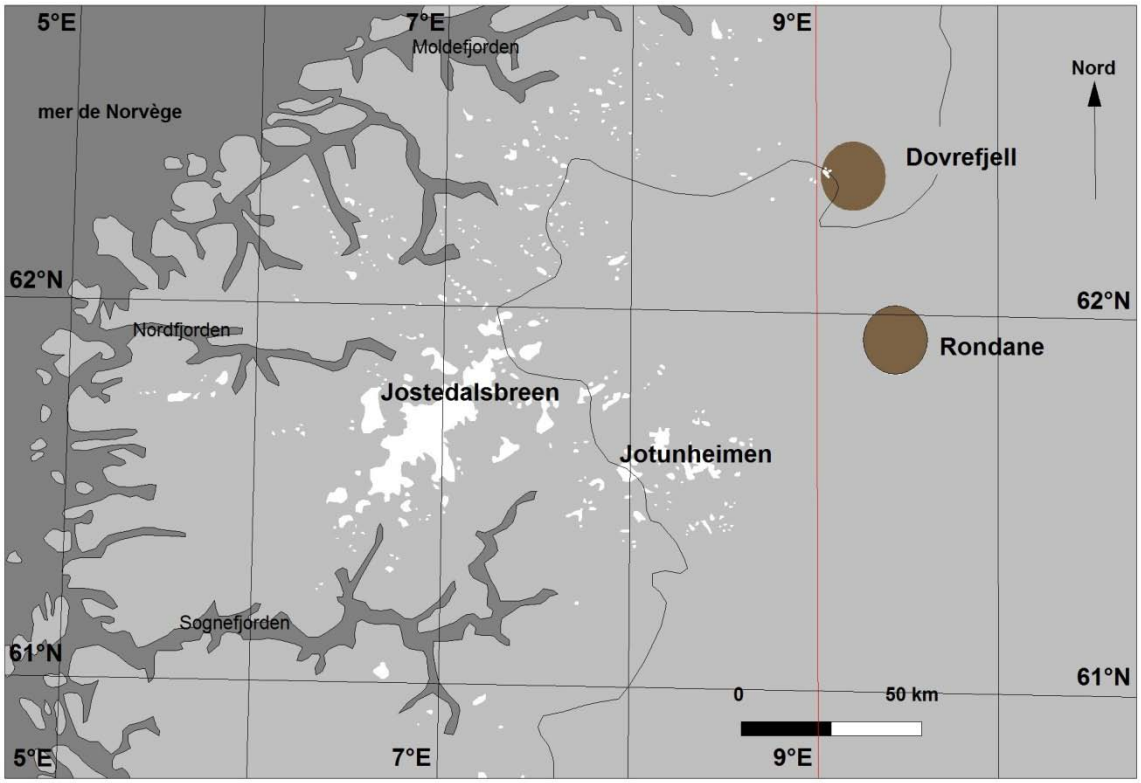


Figure 16 *: schéma de synthèse relatif à la situation de transition climatique occupée par le Dovre-Rondane.*



Légende

principaux appareils glaciaires actuels

massifs du Dovrefjell et des Rondane

ligne de partage des eaux Atlantique/Baltique

9ème méridien Est (limite atteinte vers l'est par les glaciers en Norvège centrale, déterminée par le Dovrefjell)

Source : Nesje et al., 2008b, simplifié et modifié.

Figure 17 *: la position de transition du Dovre-Rondane d'un point de vue glaciaire*

Conclusion ***: Les paramètres climatiques, caractéristiques d'une haute montagne atlantique, déterminent un type montagnard de transition entre les milieux «subpolaires océaniques» et «polaires continentaux», auquel les secteurs de recherche appartiennent tous deux en dépit de nuances infimes. Ces conditions favorisent les dynamiques du gel dans le sol et dans les roches pour au moins deux raisons : les paramètres pluviométriques induisent une alimentation satisfaisante des sols en eau, moins par la quantité de la lame d'eau moyenne précipitée que par l'impact essentiel de la fonte nivale printanière ; les paramètres thermiques autorisent le maintien de pergélisol en même temps qu'ils impliquent des cycles gel-dégel nombreux. L'ensemble de ces facteurs confère au Dovre-Rondane des conditions tout particulièrement propices aux dynamiques périglaciaires.***

2. - Un milieu montagnard à pergélisol et à sols saisonnièrement gelés

Plusieurs études portant sur les massifs du Dovre-Rondane fournissent des renseignements de premier ordre concernant la distribution du pergélisol. Les données du *Norsk Meteorologisk Institutt* apportent également, après traitement, des indications sur le calendrier du gel saisonnier dans le sol.

2.1. - *Le pergélisol dans le Dovre-Rondane entre données disponibles et extrapolées*

Les typologies du pergélisol, au même titre que leurs limites thermiques théoriques, peuvent varier selon les sources (Ray, 1951 ; Embleton et King, 1970, 1975 ; Washburn, 1979 ; Karte et Liedtke, 1981 ; King, 1983, 1984, 1986 ; Van Vliet-Lanoë, 1995 ; Valadas, 1998 ; Anderson, 2004 ; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2011). Bien que leur étendue demeure difficile à estimer dans les massifs montagneux quartzitiques (Sellier, 2002), le Référentiel pédologique français en distingue trois sous-types, en tenant compte du pourcentage des surfaces affectées et des isothermes les plus caractéristiques (Van Vliet-Lanoë, 1995) :

-le pergélisol sporadique est reconnu pour affecter moins de 30% des surfaces. Il est limité par l'isotherme annuelle -1°C.
-le pergélisol discontinu concerne entre 30 et 80% des surfaces et s'inscrit entre les isothermes annuelles -1°C et -5°C.
-le pergélisol continu s'observe sur plus de 80% des surfaces et s'étend à l'intérieur de l'isotherme annuelle -5°C.

A. Kellerer-Pirklbauer *et al.* (2011) en distingue par ailleurs quatre types :
-le pergélisol isolé (moins de 10% des surfaces affectées)
-le pergélisol sporadique (entre 10 et 50 % des surfaces)
-le pergélisol discontinu (entre 50 et 90 % des surfaces)
-le pergélisol continu (plus de 90 % des surfaces)

Ces mêmes auteurs établissent également une distinction entre le pergélisol froid caractérisé par une température inférieure à -1° C («*cold permafrost*»), et le pergélisol tempéré ou chaud («*temperate or warm permafrost*») dont la température est proche de 0° C.

Dans le cas des montagnes scandinaves, les travaux menés par L. King (1983, 1984, 1986) recommandent les limites thermiques suivantes :

- le pergélisol sporadique se situerait en dessous de l'isotherme -1.5°C.
- le pergélisol discontinu épars s'étendrait entre les isothermes -1.5°C et -3.5°C.
- le pergélisol discontinu étendu serait compris entre les isothermes -3.5°C et -6°C.
-le pergélisol continu ne concernerait que les zones situées au-dessus de l'isotherme annuelle -6°C.

Les limites du pergélisol dans le Dovre-Rondane varient sensiblement selon les publications disponibles, qu'il s'agisse de pergélisol sporadique, discontinu ou continu (***figure 18***). Ces variations témoignent notamment des méthodes de délimitation utilisées (mesures de résistivité, estimations à partir de limites théoriques, recours à des marqueurs morphologiques).

K. Isaksen et J.L. Sollid (2002b), au même titre que R.S. Ødegård *et al.* (1993), établissent la limite du pergélisol discontinu vers 1 450 m dans le Jotunheimen et vers 1 350-1 390 m dans le Dovrefjell, sans préciser s'il s'agit d'un type épars ou étendu. Ces valeurs, reprises par Heggem *et al.* (2005), confirment aussi à quelques dizaines de mètres près celles d'A. Niessen et de son équipe (1992). Le pergélisol sporadique apparaîtrait 300-400 m plus bas dans ces deux massifs, souvent en relation avec des palses. Toujours selon les mêmes sources, il est précisé qu'il y a peu de données de terrain concernant la limite inférieure du pergélisol en Norvège de l'ouest et du nord. La limite inférieure du pergélisol est positionnée à 1 490 m dans le Dovre par d'autres équipes, sans davantage de précisions caractérisant le type concerné (Isaksen *et al.*, 2002). Dans le Dovre, le pergélisol continu ne concernerait que les secteurs les plus élevés en altitude (Ødegård *et al.*, 1993 ; Sellier, 2002).

Certaines études précisent également l'altitude à laquelle sont identifiées des formes en relation avec la présence de pergélisol sporadique (Sollid et Sørbel, 1998) : «*On Dovrefjell, sporadic permafrost forms associated with bogs (palsa bogs) and marshy areas, are found down to c. 1 000 m a.s.l*». Un certain nombre de modelés servent en effet régulièrement de marqueurs pour déceler la présence de pergélisol : ainsi, d'après F.S. Zuidhoff (2002), les palses sont un indicateur remarquable de la présence de pergélisol pour ce qui concerne le versant est de la chaîne calédonienne, et A. Pissart (1985) rappelle que «*les pingos et les palses sont des buttes périglaciaires qui ne peuvent exister qu'en présence d'un pergélisol.*», point sur lequel s'accorde M. Seppälä (1986). Pour T. Nihlén (2000), les premières palses se rencontrent à 1 100 m d'altitude dans le massif du Dovre, ce que confirme A. Hofgaard (2003) qui leur attribue une tranche altitudinale comprise entre 1 100 m et 1 400 m. R.S. Ødegård *et al.* (1993) leur attribuent la qualité d'indicateur de pergélisol sporadique. Les

remarques de B. Van Vliet Lanoë (2005) invitent néanmoins à la prudence : arguant du principe selon lequel le pergélisol discontinu au même titre que le pergélisol sporadique sont des secteurs de prédilection des palses, celles-ci ne sembleraient donc pas systématiquement associées à tel ou tel type de pergélisol et ne constitueraient pas un marqueur indiscutable de ce point de vue. B. Valadas (1998), comme A. Hofgaard (2003), fait en effet état de leur apparition, dans les régions subarctiques, en relation avec un pergélisol discontinu.

Type de pergélisol / Massif	Altitude du pergélisol sporadique	Altitude du pergélisol discontinu épars	Altitude du pergélisol discontinu étendu	Altitude du pergélisol continu	Sources
Dovrefjell	1 000 m	1 490 m (?)	1 490 m (?)	-	Sollid et Sørbel (1998)
	1 000 m	-	-	-	Isaksen *et al.* (2002)
	940 m	-	-	-	King (1983, 1986)
	de 1 000 à 1 400 m	1 350 m (?)	1 350 m (?)	1 600 m	Isaksen et Sollid (2002b)
	environ 1 000 m	1 250 m	1 590 m	2 000 m	Sellier (2002)
	1 117 m	de 1 117 à 1 450 m	de 1 450 à 1 866 m	au dessus de 1 866 m	Limites théoriques (gradient moyen de 0.6°C/100m)
Rondane	940 m	de 1 100 à 1 330 m (?)	de 1 100 à 1 330 m (?)	1 720 m	King (1983)
	environ 1 000 m	1 250 m	1 590 m	2 000 m	Sellier (2002)
	1 129 m	de 1 129 à 1 463 m	de 1 463 à 1 879 m	au dessus de 1 879 m	Limites théoriques (gradient moyen de 0.6°C/100m)

Figure 18 *: tableau récapitulatif de la distribution du pergélisol dans le Dovre-Rondane, pour chaque sous-type et selon les sources.* ***Remarque*** *: la source ne précise pas systématiquement le sous-type de pergélisol discontinu, cette imprécision étant signalée par «?». Les limites théoriques sont calculées à partir des données des stations météorologiques de référence en fonction d'un gradient moyen de 0.6°C/100 m d'élévation.*

Les terrasses de cryoplanation, qui connaissent leurs meilleures conditions de développement dans les zones à pergélisol mais qui se développent également dans les zones qui en sont dépourvues (Czudek, 1995), ne constituent donc pas non plus un indicateur morphologique incontestable des zones à sols gelés en permanence. Par contre, certaines formes liées aux fentes de gel seraient de bons indicateurs de pergélisol (Svensson, 1992).

Dans le Dovre-Rondane, la présence de pergélisol est néanmoins localement attestée par certains indices : D. Sellier (2002) rapporte qu'elle «*se signale le long des sections supérieures des versants du Dovre et des Rondane par des lentilles de glace continues entre les blocs de pierriers de pente, ou par un ciment de glace entre les fragments des régolites à éléments plus fin au milieu de l'été*». Enfin, certains indicateurs phytogéographiques ont pu servir à détecter la limite du pergélisol, puisqu'il existe une coïncidence reconnue entre la limite de la forêt de sapins de Norvège (*Picea abies*) et celle du pergélisol discontinu (Kullman, 1991).

Les données concernant la répartition du pergélisol dans les Rondane sont sensiblement identiques : L. King (1983, 1984, 1986) fixe la limite inférieure du pergélisol discontinu entre 1100 m et 1 330 m en fonction des conditions d'exposition, le pergélisol de type continu se situant au dessus de 1 700 m dans le sud du massif (1 720 m au Simlepiggen). Il identifie également des zones de pergélisol sporadique à partir de 940 m en relation avec des secteurs à palses.

Les limites altitudinales théoriques pour la distribution du pergélisol au sein des massifs concernés peuvent être calculées, en se référant aux seuils thermiques retenus par L. King (1983, 1984, 1986) pour en fixer les contours ainsi qu'aux données climatiques des stations météorologiques de référence, tout en conservant un gradient altitudinal moyen de 0.6°C/100 m (***figure 18***). D'autres calculs, effectués en se basant cette fois sur un gradient moyen de 0.53°C/100 m, préconisé par Laaksonen en 1976, ou sur un gradient de 0.44°C/100 m (Aune, 1993 ; Isaksen *et al.*, 2002), donnent des résultats improbables pour les massifs étudiés. En fait, la variabilité des gradients thermiques altitudinaux est un fait reconnu en montagne (Péguy, 1953 ; Green et Harding, 1980 ; Douguédroit et de Saintignon, 1970, 1984 ; Thouret, 1984 ; Rougerie, 1990 ; Barry, 2008 ; Blandford *et al.*, 2008 ; Farbrot *et al.*, 2011) et la localisation du pergélisol demeure approximative quels que soient les critères retenus.

2.2. - L'occurrence du gel saisonnier dans le sol et dans les roches

Le nombre d'alternances gel-dégel est l'un des principaux facteurs de l'activité périglaciaire. Les données concernant les cycles gel-dégel affectant les massifs étudiés sont essentiellement fournies par les stations de Venabu et de Fokstugu : aucune autre mesure récente établie sur de longues périodes n'est disponible dans les environs du Dovre-Rondane. Des comparaisons peuvent en revanche être proposées avec la station de Fanaråken (*Jotunheim, municipalité de Luster, Sogn og fjordane, lat. : 61°31' N/ long. 7°54' E, 2 062 m*).

Un cycle gel/dégel est défini comme l'alternance d'un gel et d'un dégel (Van Vliet Lanoë, 2005). Leur fréquence augmente avec l'altitude, du moins jusqu'à un certain seuil compte tenu de la diminution du nombre de dégels sur les reliefs (Peulvast, 1985 ; Chardon, 1990 ; Sellier, 2002). En se référant à E. Dahl (1956), D. Sellier (2002) rappelle ainsi que le nombre d'alternances gel-dégel est moindre sur les plus hauts sommets de Norvège centrale que dans les étages montagnards situés en contrebas, compte tenu de la réduction des phases de dégel avec l'altitude : pour Fanaråken, qui demeure la seule station d'altitude norvégienne avec celle du Gausta (Telemark), 76 alternances gel/dégel sont enregistrées en moyenne chaque année. L'essentiel des cycles a lieu de mai à octobre, ce qui souligne un régime estival d'alternances gel/dégel (***figure 19***).

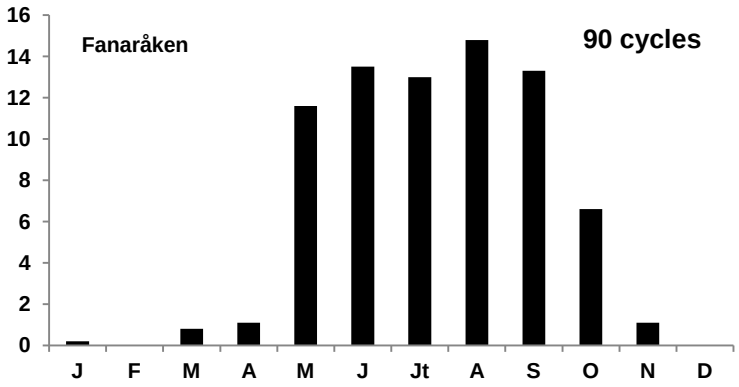


Figure 19 *: nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1931-1960 pour la station d'altitude de Fanaråken (municipalité de Luster, Sogn og fjordane, lat. : 61°31' N/ long. : 7°54' E, 2062 m)(**source** : D. Sellier, 2002, d'après les données du Norsk Meteorologisk Institutt, modifié).*

Les données journalières mesurées à Venabu depuis 1981 permettent d'apprécier la fréquence et le calendrier du gel sur le fjell à proximité des Rondane. Le traitement statistique se fonde sur la comparaison du minima et du maxima thermique journalier. Il permet par conséquent de déterminer s'il y a eu gel ou pas (***figure 20***).

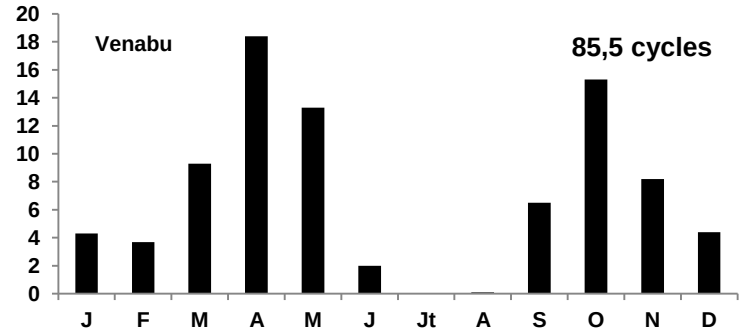


Figure 20 *: nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1981-2011 pour la station de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m), calculé d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt. **Remarque** : la station de Venabu est localisée sur la **figure 10**.*

Ces données (***annexe 2***) indiquent un nombre annuel de cycles gel/dégel voisin de 90 en moyenne (85,5 cycles) soit un peu moins qu'à Fanaråken. Mais surtout, elles viennent contredire le calendrier annuel du gel observé à haute altitude. Cette fois, la majorité des cycles a lieu d'avril à mai puis d'octobre à novembre (***figure 20***). Cette répartition témoignerait par conséquent d'un régime de

gel prenant place essentiellement aux saisons intermédiaires, comme c'est le cas dans les milieux périglaciaires océaniques de faible altitude (French, 2007 ; Kerguillec et Sellier, 2012). Le gel est très peu fréquent en été, les données ne faisant état que de 8 épisodes de gel en juillet-août depuis 1981. Les mesures procurées par la station de Venabu ne permettent cependant pas de déterminer s'il y a eu plusieurs épisodes de gel en 24 heures, ce qui reste envisageable en raison des influences océaniques auxquelles est soumise la station. Cependant, bien que l'instabilité du temps puisse être responsable de plusieurs alternances gel/dégel en 24 heures, la question de leur efficacité demeure. De courtes périodes de gel puis de dégel nocturnes ne sont également pas à exclure, ce qui porterait en réalité le nombre de cycles enregistrés au-delà de la moyenne de 85.5. Il convient de signaler enfin qu'il s'agit de données thermiques mesurées dans l'air, les modalités dans le sol pouvant être différentes (Tricart et Cailleux, 1967 ; Dylik, 1970 ; Karte, 1983 ; Ødegård, 1993 ; Thorn *et al.*, 2002, 2008).

Les données fournies par la station de Hjerkinn (*municipalité de Dovre, Oppland, 1 012 m*) en 2011 confirment, pour le Dovrefjell, le calendrier annuel des cycles gel/dégel défini pour les Rondane, à ceci près que les données ne sont complètes que sur une année (***figure 21***). L'année 2011 a enregistré 111 cycles gel/dégel à 1 012 m (***annexe 2***), principalement à la fin du printemps (avril et mai) et en automne (octobre et novembre). Cette année là, le nombre de cycles gel/dégel était moindre à Venabu (99), ce qui reste difficile à interpréter compte tenu des influences topoclimatiques. Les paramètres locaux peuvent sans surprise faire varier le nombre d'alternances. À Fokstugu, station localisée à 22 km au sud du Snöhetta à 974 m d'altitude, le nombre d'alternances est en moyenne de 102 sur la période 1991-2011 (***figure 22***).

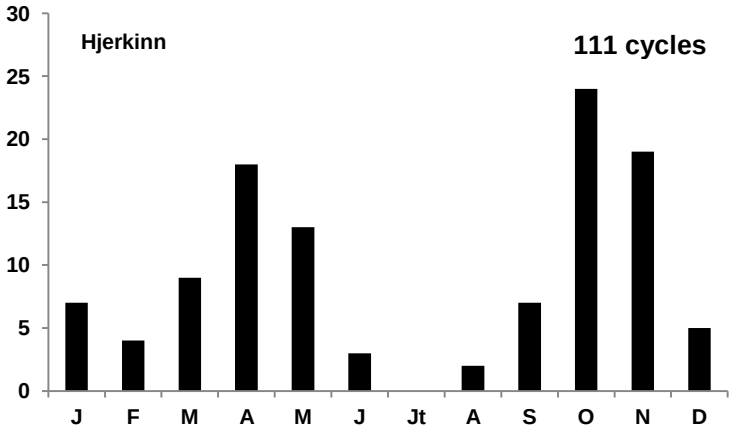


Figure 21 *: nombre de cycles gel/dégel mensuel sur l'année 2011 pour la station de Hjerkinn (municipalité de Dovre, Oppland, 1 012 m), calculé d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.* ***Remarque*** *: la station de Hjerkinn est localisée sur la* ***figure 10****.*

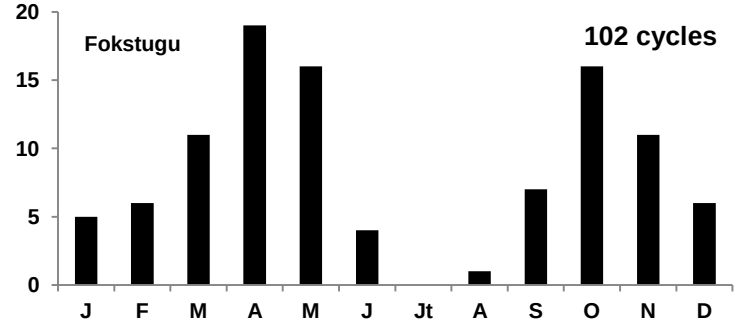


Figure 22 *: nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1991-2011 pour la station de Fokstugu (municipalité de Dovre, Oppland, 974 m), calculé d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.* ***Remarque*** *: la station de Fokstugu est localisée sur la* ***figure 10****.*

La variabilité interannuelle du nombre de cycles gel/dégel mérite également d'être relevée (***figure 23***). Le nombre de cycles minimum a été enregistré en 1988 (51), son maximum en 2003 (116). Il peut donc passer du simple au double d'une année sur l'autre, comme ce fut le cas de 1988 à 1989. Il n'est pas rare en effet que le nombre de cycles soit supérieur à 100 lors d'«*années à gel*», comme en 1989, 1991 ou encore en 2003.

année/mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	total
1981													59
1982													82
1983													75
1984													60
1985													63
1986													71
1987													80
1988													51
1989													**115**
1990													**101**
1991													**115**
1992													81
1993													80
1994													85
1995													56
1996													86
1997													97
1998													75
1999													99
2000													81
2001													77
2002													79
2003													**116**
2004													89
2005													**104**
2006													89
2007													**114**
2008													98
2009													98
2010													**100**
2011													99
										(moyenne :			**85.5)**

de 0 à 4 cycles

de 4 à 8 cycles

de 8 à 12 cycles

de 12 à 16 cycles

> à 16 cycles

Figure 23 *: répartition annuelle des cycles gel/dégel pour la station de Venabu sur la période 1981-2011 (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m). Le nombre de cycles est calculé d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.* ***Remarque*** *: les «années à gel» sont signalées en caractères gras. Les classes ont été déterminées selon la méthode des classes d'égale amplitude.*

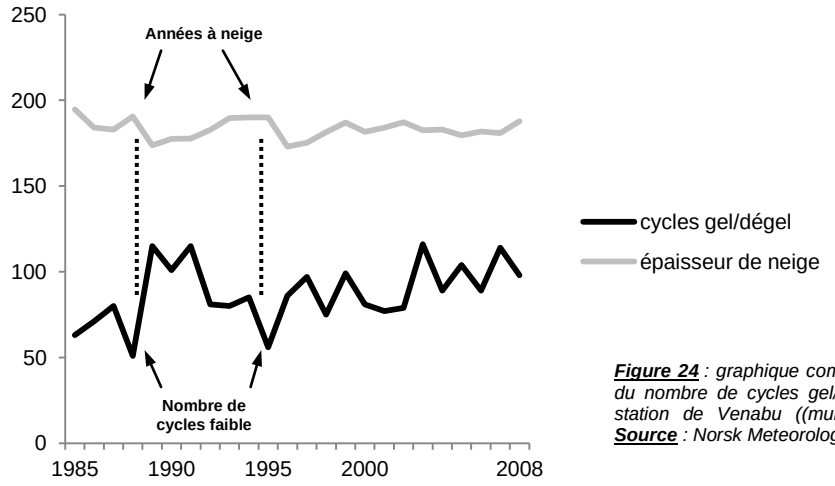


Figure 24 *: graphique comparatif de l'épaisseur moyenne de neige et du nombre de cycles gel/dégel annuel entre 1982 et 2008, pour la station de Venabu ((municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m).* ***Source*** *: Norsk Meteorologisk Institutt.*

Cette variabilité interannuelle dépend de facteurs thermiques et nivométriques. Les années à gel se caractérisent par des températures moyennes mensuelles plus chaudes, qu'il s'agisse de celles de l'hiver ou du printemps. L'année 1989, forte de 115 cycles, a enregistré une température moyenne de janvier de - 3.5°C, contre - 6.8°C en 1988 qui n'a enregistré que 51 cycles. L'année 2002 a connu 79 cycles, se rapprochant donc de la moyenne sur la période 1981-2011 (85.5). La température du mois de novembre était de -7.5°C et de -10.4°C en décembre. L'année suivante, 116 cycles ont été enregistrés, les moyennes thermiques étant de seulement -3.3°C et de -5.9°C pour les mêmes mois.

Par ailleurs, toutes les années à gel font état d'un nombre élevé d'alternances gel/dégel dès mars (2003 et 2007) puis en mai, l'occurrence du gel à cette période pouvant être faible voire nulle lors des années plus froides, comme ce fut le cas en 1988 ou en 1981. Le nombre de cycles gel/dégel paraît également corrélé avec l'épaisseur du manteau neigeux, les «*années à neige*» se manifestant par un nombre plus réduit de cycles gel/dégel, et inversement (***figure 24***).

L'influence de la neige sur les alternances de gel et de dégel est bien connue, particulièrement par son rôle d'entrave à la pénétration du gel dans le sol (Tricart *et al.*, 1962). La mise en parallèle du calendrier du manteau neigeux de Venabu avec la répartition annuelle des cycles gel/dégel suscite par ailleurs une seconde remarque. La majorité des cycles gel/dégel a généralement lieu au moment de la fonte nivale au printemps, donc lorsque les sols sont abondamment imprégnés par les eaux de fonte (***figure 25***). Les dynamiques périglaciaires sont donc spécialement favorisées à cette période de l'année.

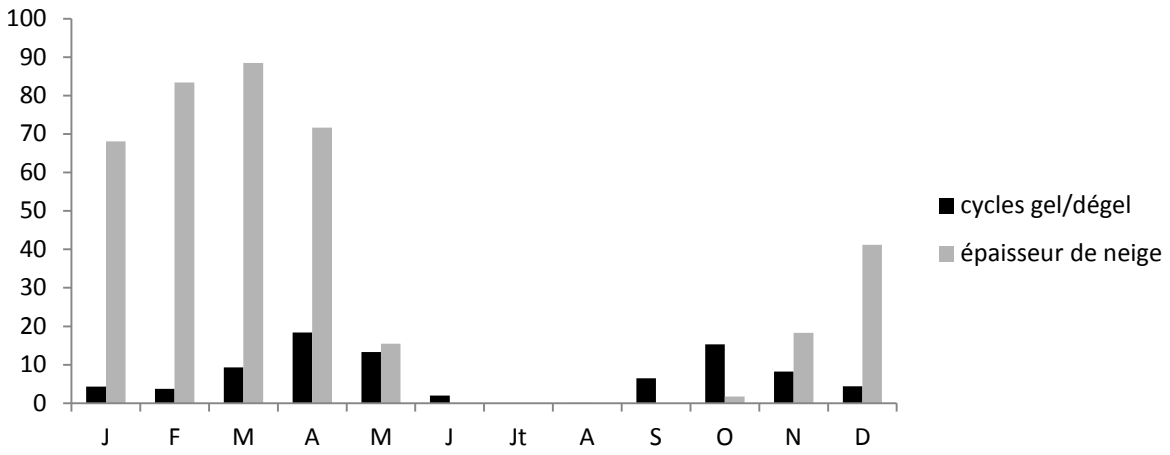


Figure 25 *: graphique comparatif du calendrier du manteau neigeux (épaisseur de neige exprimée en cm) et de la répartition annuelle moyenne du nombre de cycles gel/dégel pour la station de Venabu ((municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m), d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt sur la période 1982-2008.*

***Conclusion** : dans le Dovre-Rondane, le contexte climatique permet le maintien d'un pergélisol dès 1 000 m (pergélisol sporadique sur le fjell) en même temps qu'un gel saisonnier des sols. Les cycles gel/dégel sont nombreux, particulièrement au printemps lors de la fonte nivale, ainsi qu'en automne. Ces conditions sont par conséquent éminemment favorables aux dynamiques périglaciaires sur ces deux types de gélisols. Ces dynamiques s'exercent de surcroît sur une structure favorable au gel : les massifs appartiennent aux montagnes quartzitiques de l'Europe du nord ouest et ce support lithologique est reconnu pour être l'un des meilleurs révélateurs de l'expression des processus périglaciaires...*

3. - Le Dovre-Rondane : un ensemble de hautes montagnes quartzitiques surmontant le fjell norvégien

La mise en place du Dovrefjell et des Rondane n'est pas dissociable sur le plan structural : elle s'inscrit dans un contexte commun qui doit être envisagé sur une longue perspective au regard des temps géologiques et dont le résultat s'entrevoit dans la forte unité structurale de cet ensemble montagneux. La compréhension des étapes de cette genèse permet non seulement de situer les secteurs de recherche par rapport aux grands ensembles morphostructuraux de Norvège centrale, mais aussi de comprendre la place prépondérante des quartzites à l'échelle des formes majeures de ces massifs. Les conséquences qu'implique cette lithologie apparaissent en outre fondamentales pour la compréhension des dynamiques périglaciaires actuelles. Sur ces trois aspects successifs, les deux massifs font preuve d'une très forte unité qui justifie par conséquent une analyse conjointe.

3.1. - Une conjoncture structurale complexe

3.1.1. - La place du Dovre-Rondane dans les grands évènements géologiques

La mise en place des massifs montagneux des Rondane et du Dovrefjell, longue et complexe, résulte de trois phases distinctes qui alternent des dynamiques de compression et de distension (***figure 26***) :

La Fennoscandie correspond pour une large part au *Bouclier baltique*, donc à des roches précambriennes, cette vaste entité géologique provenant elle-même de plusieurs orogènes précambriens et des aplanissements successifs qu'ils ont subi (Peulvast, 1977, 1985 ; Rudberg, 1984a, Sellier, 2002 ; Bergström et Näslund, 2005). Parmi ceux-ci, on citera tout particulièrement le *socle dalsandien*, plissé entre 1000 et 900 Ma (Protérozoïque) lors du cycle «*dalslandien*», puis soumis à une longue phase érosive après 850 Ma qui a eu pour corollaire le dépôt corrélatif des *sparagmites* (***figure 26***). C'est en effet ce groupe de quartzites et de grès feldspathiques, accumulés à l'Infracambrien et à l'Eocambrien notamment en Norvège centrale, qui constitue aujourd'hui la majeure partie de l'assise lithologique du Dovre-Rondane (Prost, 1971). Ces couvertures sédimentaires détritiques et corrélatives ont recouvert les socles sous-jacents avant d'être plissées et charriées lors de l'*orogenèse calédonienne*.

La deuxième phase de la mise en place des massifs concernés met une nouvelle fois en jeu une dynamique de compression : le cycle «*calédonien*» donne lieu à la surrection des *Calédonides scandinaves*, qui concordent partiellement aux *Scandes* actuelles. Cette chaîne de collision se compose d'un empilement de nappes plissées et charriées au cours de l'orogenèse calédonienne du Silurien au Dévonien, il y a environ 400 Ma (Bergström et Näslund, 2005). Ces nappes, largement déversées à l'est sur le *Bouclier baltique* du moins pour ce qui concerne cette partie de l'Europe du nord (Peulvast, 1977), ont été subdivisées en deux grands ensembles par A. Prost, en écho à l'agencement interne des orogènes : les *Internides* à l'ouest d'une part, puis les *Externides* à l'est de la chaîne précitée (Prost, 1972, 1975b, 1977a et b). L'aplanissement de cette chaîne de montagnes entre le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque inférieur aboutit à un massif ancien (Battiau-Queney, 1990) (***figure 26***).

La dernière étape met en jeu une dynamique de distension : elle débute en effet avec l'ouverture de l'Atlantique nord à la charnière du Crétacé supérieur et du Paléocène (65 Ma) et s'accompagne du soulèvement épirogénique de la Scandinavie à partir de sa bordure occidentale et à la mise en place d'un long bourrelet marginal d'orientation subméridienne, désigné sous le terme de «*Scandes*» (***figure 26***). Le début de ce bombement est à peu près concomitant avec l'ouverture de l'Atlantique (Peulvast, 1977 ; Battiau-Queney, 1982 ; Godard, 1982). Il ne correspondrait cependant qu'approximativement aux *Calédonides scandinaves* (Peulvast, 1977 ; Fleitout et Peulvast, 1982). Le bourrelet marginal adopte un profil dissymétrique prononcé, compte tenu de l'opposition entre la retombée occidentale courte et fortement inclinée vers la mer de Norvège et le long versant oriental s'abaissant progressivement vers la mer Baltique et le golfe de Botnie (Peulvast, 1977 ; Fleitout et Peulvast, 1982). Il apparaît, en Scandinavie en tout cas, comme un cas d'école et offre une grande continuité sur plus de 1500 km du nord au sud (Godard, 1982).

Le Dovrefjell et les Rondane appartiennent à ce massif ancien issu du bombement néogène (23-3,6 Ma) et étiré sur plus de 1 500 km à l'ouest de la péninsule scandinave. Ils comptent parmi ses plus hauts massifs puisque leurs altitudes surpassent 2 000 m (Sollid, 1975 ; Corner, 2005), donc parmi les sommets les plus élevés de Norvège : les *Scandes* culminent en effet à près de 2 400 m un peu plus au sud ouest, dans le Jotunheimen (Glittertind, 2 469 m).

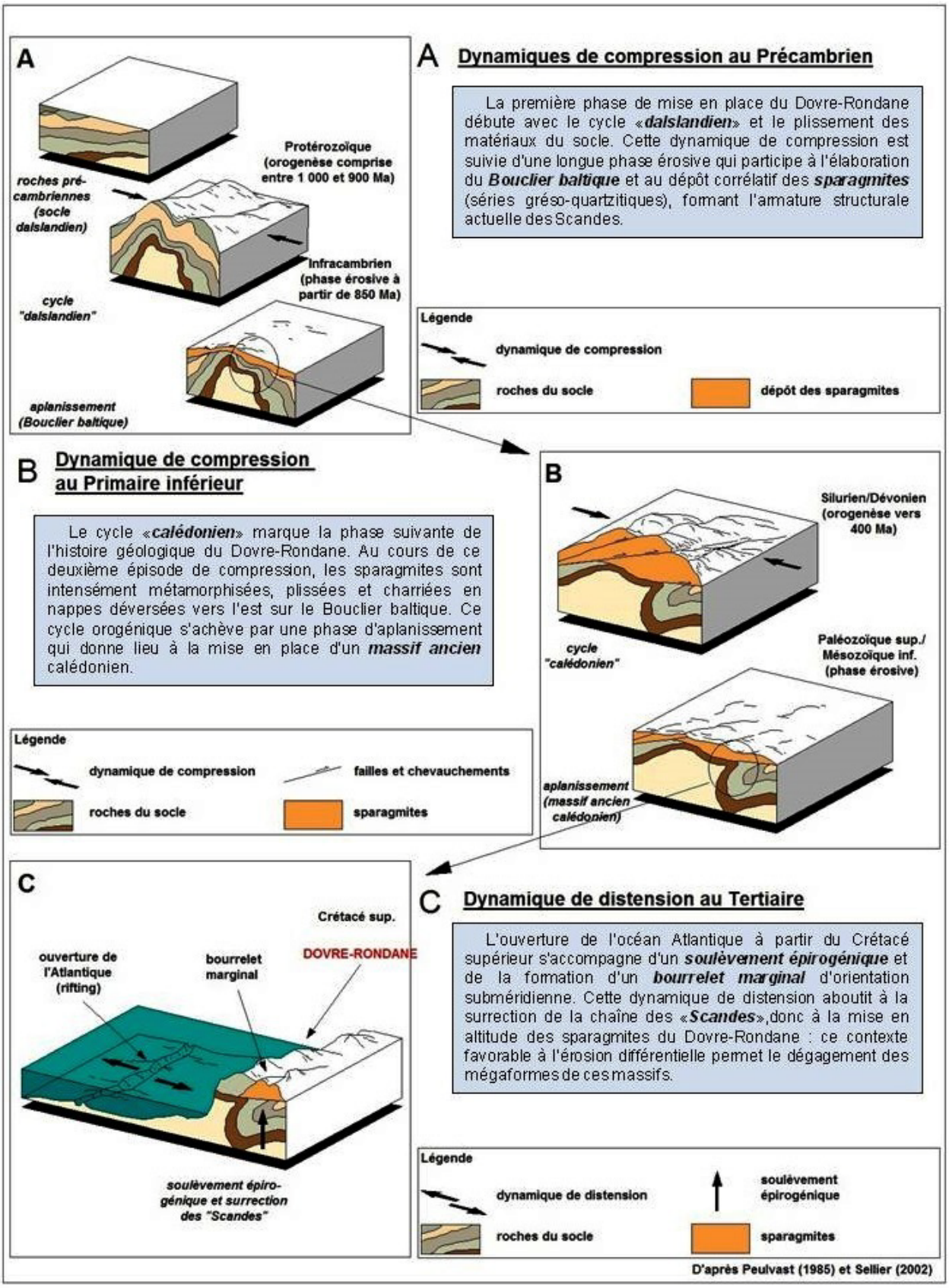


Figure 26 *: schéma de synthèse représentant les étapes de la mise en place du Dovre-Rondane.*

3.1.2. - La localisation du Dovre-Rondane à l'échelle des ensembles structuraux de Norvège centrale

La juxtaposition actuelle de quatre grandes unités structurales, disposées du nord ouest au sud est au niveau des secteurs de recherche et plus généralement en Norvège centrale et méridionale, se trouve éclairée par ce rapide examen de la mise en place du Dovre-Rondane (***figure 27***) :

- Le *Socle de l'ouest*, majoritairement formé par les «*gneiss de l'ouest*» (Complexe de Jostedal et Complexe des Fjords), est inséré entre la mer de Norvège et les *Internides*.
- Les *Internides scandinaves* lui succèdent au sud est et à l'est.
-Les *Externides* forment ensuite la bordure orientale des *Scandes*.
- Le *Bouclier baltique*, qui constitue donc l'avant-pays des nappes calédoniennes sur lequel celles-ci se sont déversées, s'étend jusqu'au golfe de Botnie.

À l'échelle de la Norvège centrale, le Dovrefjell et le massif des Rondane se rapportent donc aux charriages des Calédonides et sont insérés entre le *Socle de l'ouest* et le *Bouclier baltique* à l'est (***figure 27***).

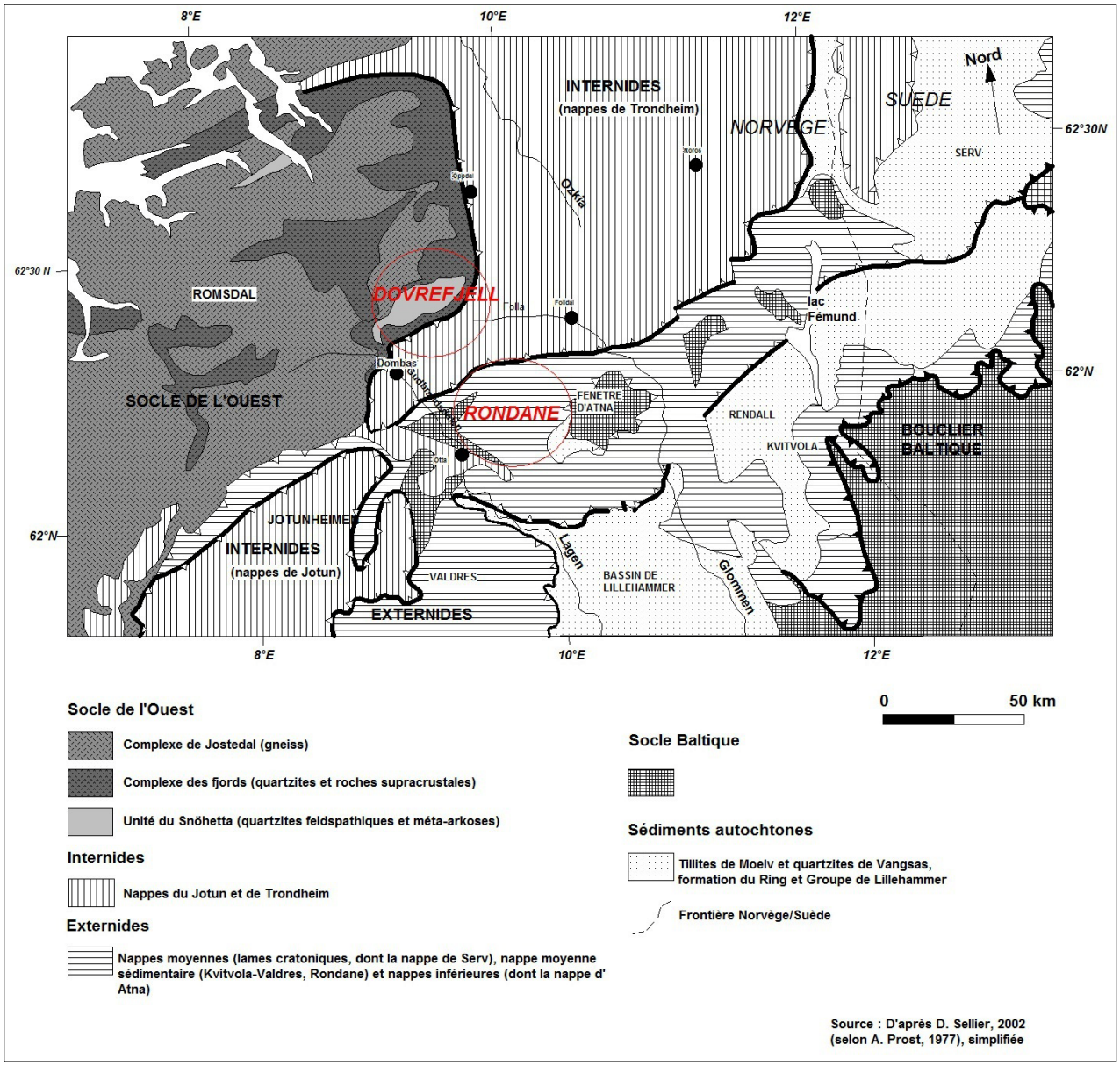


Figure 27 *: carte structurale du Dovre-Rondane.*

En adoptant la subdivision proposée par A. Prost (Prost, 1972, 1975b, 1977a et b), le Dovre correspond essentiellement aux *Internides*, dont il constitue à cette latitude le premier avant-poste vers la mer de Norvège. Il possède de ce fait une unité structurale forte. Il s'insère entre les nappes de charriage de Trondheim à l'est et au sud, et une région de socle essentiellement gneissique à l'ouest et au nord (Santarelli, 1977), identifiable jusqu'à la côte (***figure 27***). Il peut être délimité par la grande auge de plateau de Gudbrandsdalen au sud ouest, parcourue par le Lågen, et par la vallée de la Folla au sud est.

Situés à seulement quelques dizaines de kilomètres au sud est, les Rondane peuvent être délimités au nord par la vallée de Grimsadalen qui longe le contact entre *Internides* (nappe de Trondheim) et *Externides* (nappe des Rondane). Au sud et à l'ouest, c'est l'auge de plateau de Gudbrandsdalen qui sert de limite au massif. L'est correspond quant à lui à la fenêtre d'Atna, à l'intérieur de laquelle réapparaissent les roches cristallines du *Bouclier baltique* (granites). Les Rondane appartiennent donc entièrement aux *Externides* scandinaves ce qui leur confère une unité structurale encore plus évidente que celle du Dovre (***figure 27***).

3.2. - Des mégaformes imposées par les quartzites

Outre qu'ils sont issus du même orogène, qu'ils adoptent une situation géographique très semblable par rapport aux grands ensembles structuraux de Norvège centrale et qu'ils sont dotés d'une unité structurale forte, la filiation de ces massifs tient aussi à leur appartenance aux montagnes quartzitiques les plus élevées de l'Europe du nord ouest. Ces quartzites s'expriment très distinctement dans le paysage à l'échelle des mégaformes. Leur soulèvement lors du bombement épirogénique consécutif à l'ouverture de l'océan Atlantique a en effet créé un contexte favorable à l'érosion différentielle. Comme c'est aussi le cas de l'Écosse (Godard, 1965), la Scandinavie comptent parmi les régions où les reliefs quartzitiques s'expriment le mieux dans le relief : la fréquence des quartzites à l'intérieur des *Calédonides* ainsi que le rehaussement du socle, en sont les principales raisons (Sellier, 2002).

3.2.1. - La provenance des quartzites du Dovre-Rondane et les problèmes de dénomination

Ces quartzites, qui proviennent de la longue période de sédimentation détritique caractéristique de l'Infracambrien et du Cambrien, correspondent par conséquent à l'aplanissement des orogènes précambriens. En raison des conditions de sédimentation et de recristallisation nécessaires à leur formation, ils composent cependant des affleurements souvent discontinus et finalement peu représentés à l'échelle régionale comparés aux vastes surfaces homogènes et régulières dévolues aux gneiss, aux schistes et aux micaschistes. Malgré tout, les *sparagmites* composent des séries détritiques qui s'étendent presque continûment sur environ 1 200 km, du bassin de Lillehammer situé au sud du Dovre-Rondane jusqu'à la province du Finnmark au nord du pays (Sellier, 2002).

À une époque où grès et quartzites ne sont pas vraiment distingués bien que le terme de «*quartzite*» ait été proposé par A. Humboldt en 1823 mais vulgarisé ultérieurement, l'expression «*sparagmites*» est introduite par J. Esmark (1829) pour désigner des roches clastiques, donc détritiques et à caractères arkosiques, qui affleurent abondamment dans la partie orientale de la Norvège centrale (Sellier, 2002). Ces terrains sparagmitiques sont désignés sous deux qualificatifs, tour à tour sous celui de «*Champ des sparagmites*» (Wegman, 1959) ou encore sous celui de «*Bassin sparagmitique*» (Skjeseth, 1963). Le massif des Rondane, principalement armé de métaquartzites feldspathiques et micacés (Strøm, 1945 ; Sellier, 2002), en sont le point culminant. Le Dovrefjell se compose quant à lui essentiellement d'unités quartzitiques allochtones ayant recouvert le socle gneissique : son emplacement correspond à une puissante assise quartzitique en raison de la présence du «*complexe du Dovrefjell*», constitué de quartzites feldspathiques et de méta-arkoses. Le massif du Snöhetta, où se sont concentrées les investigations de terrain, concorde avec l'*Unité du Snöhetta*, composée pour l'essentiel de sparagmites et de méta-arkoses.

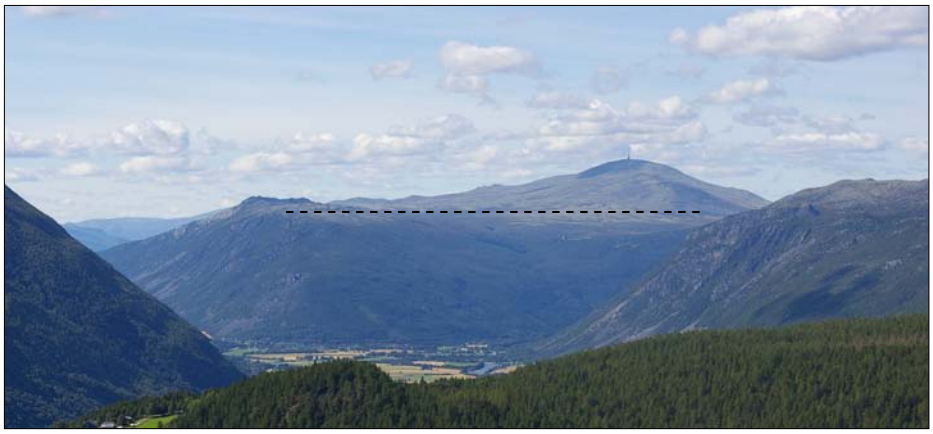
De multiples nuances existent dans l'appellation des roches quartzitiques des secteurs de recherche. Elles tiennent comptent essentiellement de leur composition minéralogique (Sellier, 2002). Dans les publications ou à la consultation des cartes géologiques, le lecteur rencontre ainsi des «*métaquartzites*», des «*méta-arkoses*», des «*sparagmites*» ou des «*quartzites feldspathiques et micacés*».

Sans occulter ces distinctions qui relèvent en particulier des conditions de leur recristallisation, ce qui importe avant tout consiste à retenir que ces roches de type gréso-quartzitique ont des résistances homologues et que leur juxtaposition avec des roches de résistance le plus souvent moindre permet le dégagement de formes d'érosion différentielle parfaitement identifiables à petite

échelle (Sellier, 2004b). Leurs propriétés pétrographiques et leur excellente réponse aux processus périglaciaires ont également une portée fondamentale aux échelles fines. Le périglaciaire s'exprime donc à tous les niveaux d'échelle, ce qui est un fait reconnu dans la plupart des paysages périglaciaires quartzitiques (Sellier, 2004b).

3.2.2. - L'expression des quartzites à l'échelle des mégaformes

Le rôle résistant des quartzites a été souligné en Scandinavie (Godard, 1977 ; Peulvast, 1977, 1985 ; Rudberg, 1988 ; Sellier, 2002, 2004b) comme dans d'autres montagnes atlantiques (Godard, 1965 ; Battiau-Queney, 1993). Ils ont effectivement une fonction majeure dans le relief à l'échelle des mégaformes et se traduisent par le triptyque paysager caractéristique de la chaîne des Scandes (Peulvast, 1985 ; Sellier, 2002). La structure quartzitique, par son homogénéité à petite échelle, dicte parfaitement les grandes lignes du relief lorsqu'elle est juxtaposée à des roches de résistance moindre : l'association des massifs du Dovre-Rondane d'un commandement excédant 2 000 m, perchés sur de vastes fjells d'une altitude moyenne de 1 000 m, en constituant un témoignage évident (***photographie 6*** et ***figure 28***).



Photographie 6 *: l'auge de Gudbrandsdalen au second plan, parcourue par le Lågen. La partie nord ouest du fjell de Mysusæter et la bordure nord ouest du massif des Rondane sont visibles à l'arrière plan.* ***Cliché pris à 800 m d'altitude, vers le nord ouest, août 2011.***

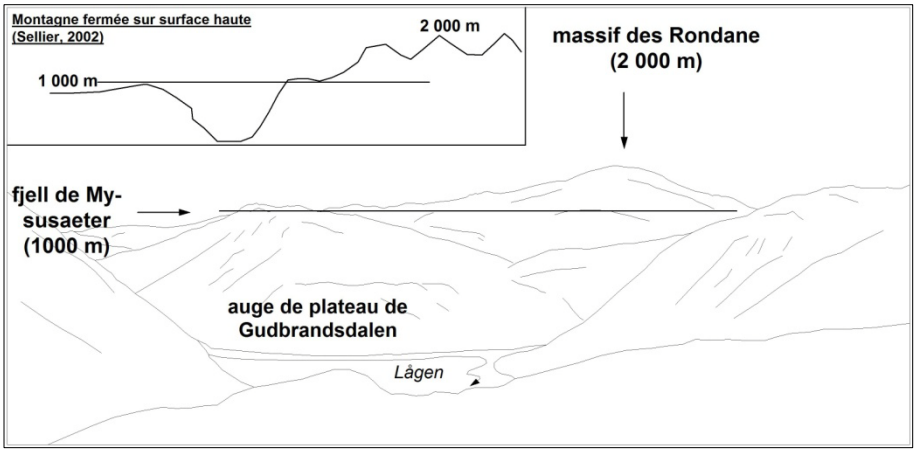
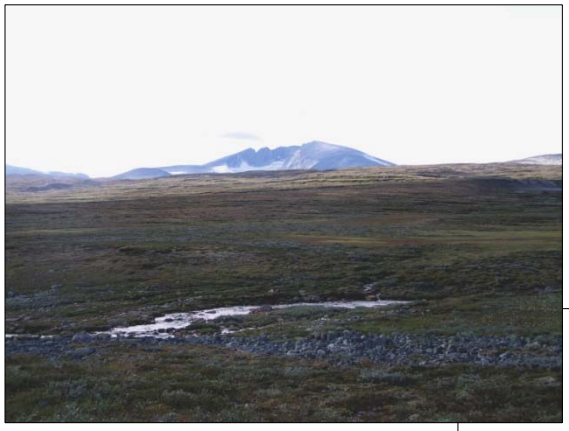
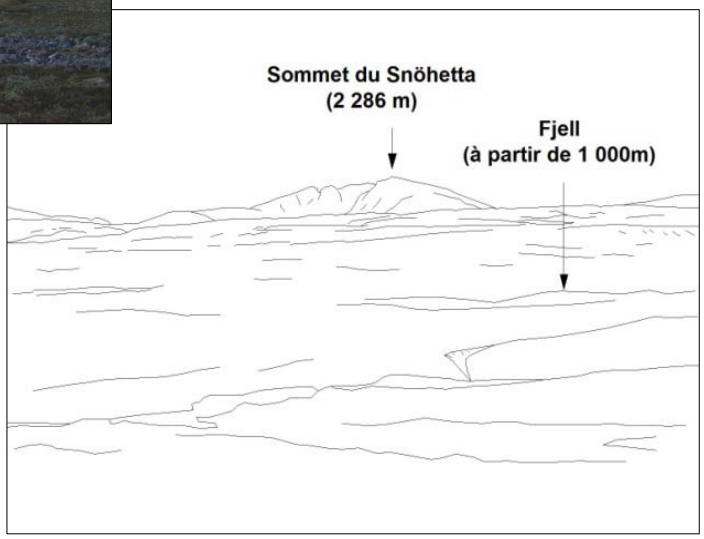


Figure 28 *: schéma d'interprétation de la* ***photographie 6****.*

À l'exception de certaines montagnes composées de gneiss, comme le Kolla au sud est (1 652 m), tous les points culminants du Dovrefjell correspondent ainsi à des quartzites. À cet égard, le massif du Snöhetta fournit un exemple de monadnock de résistance (***photographie 7*** et ***figure 29***) qui «*met en valeur le rôle des quartzites dans le paysage au niveau des formes majeures*» (Sellier, 2002).





Photographie 7 *: vue sur le fjell à l'est du massif du Snöhetta, visible à l'arrière plan, illustrant un exemple de l'expression efficace des quartzites dans le relief et, dans ce cas, le maintien d'un monadnock de résistance.* ***Cliché pris à 1 250 m d'altitude, vers le nord ouest (août 2011)****. À droite,* ***Figure 29*** *: schéma d'interprétation de la* ***photographie 7****.*

3.3. - Le rôle des quartzites aux échelles fines : une structure très favorable aux dynamiques périglaciaires

Le contexte lithologique majoritairement quartzitique, s'il guide efficacement les grandes lignes du relief des massifs étudiés, revêt une importance tout aussi capitale pour ce qui concerne l'inscription des dynamiques périglaciaires dans les modelés de détail. Les propriétés des quartzites sont fondamentales, à l'échelle des formes mineures et des microformes cette fois, dans la compréhension du système périglaciaire actuel ainsi que dans la diversité et la fréquence des formes concernées sur le terrain. Par leurs propriétés pétrographiques à la fois générales et locales, ils sont en effet un excellent support lithologique pour l'expression des processus périglaciaires et autorisent de ce fait une très bonne lecture des étagements (Sellier, 2004b).

3.3.1. - Les quartzites feldspathiques du Dovrefjell (Complexe du Dovrefjell et Unité du Snöhetta) et les sparagmites des Rondane

Il existe peu d'études pétrographiques sur ces massifs. Selon les auteurs de la carte géologique de la Norvège au 1/1 000 000, le Dovrefjell est par exemple armé par des «*grès, des quartiztes, des schistes et des dolomites*» (Sigmond *et al.*, 1984). A. Krill (1987) attribue le Snöhetta et ses alentours, du massif du Svånåtindan au sud jusqu'aux abords du sommet du Kolla au sud est, à des «*méta-arkoses*» d'âge précambrien. Les auteurs de la carte géologique au 1/250 000 évoquent pour le massif du Snöhetta une composition à base de «*méta-arkoses, de quartzites feldspathiques et de schistes en dalles*» (Nilsen et Wolff, 1988). Enfin, selon A. Prost *et al.*, (1977), le Dovrefjell est composé de méta-arkoses et de quartzites feldspathiques (métaquartzites), comprenant des intercalations de micaschistes. J.P. Peulvast (1977) rappelle en effet que «*le Dovrefjell correspond à la réapparition, en position plus occidentale par rapport à la nappe de Trondheim, de quartzites feldspathiques*».

Ces quartzites feldspathiques et micacés sont des roches claires, de texture grenue, comprenant des lits de feldspath dont les épaisseurs sont variables à l'échelle de l'affleurement. Celles-ci sont le plus souvent comprises entre quelques millimètres (***photographie 8***) et un centimètre, rarement davantage (***photographie 9***). Ces roches comprennent également des lits schisteux sur les plans de stratification.





Photographies 8 et 9 *: blocs de quartzite feldspathique à lits de feldspath d'épaisseurs variées. Chaque couleur de la réglette-repère mesure 10 cm.* ***Clichés pris à 1 650 m d'altitude sur les abords de la principale langue glaciaire du massif du Snöhetta, au sud ouest du lac proglaciaire Istjønne (juillet 2011).***

Une étude pétrographique des Rondane a été publiée dès les années 30 (Barth, 1938, cité par Strøm, 1945). Le massif est armé, pour l'essentiel, de *sparagmites*, donc de quartzites feldspathiques (Strøm, 1945). Selon la carte géologique de la Norvège au 1/1 000 000, il correspond à des grès feldspathiques noirs, à des quartzites à lits feldspathiques ainsi qu'à des schistes et des conglomérats (Sigmond *et al.*, 1984). Ces terrains sont épais de plusieurs milliers de mètres et se composent dans leur ensemble de *sparagmites* claires unanimement rangés dans la catégorie des roches d'origine gréseuse, de types feldspathique et quartzitique (Sellier, 2002).

Ils sont désignés, comme pour le Dovrefjell, sous des appellations diverses : dans la description de K. Strøm (1945) ces roches sont rapportées à des «*grès feldspathiques*» qui adoptent les propriétés des quartzites et présentent un débit en dalles. La description de C. Oftedahl (1950), rappelée par D. Sellier (2002), demeure l'étude pétrographique la plus complète sur le massif : l'auteur rapporte les roches concernées à des «*sparagmites claires*» qu'il assimile à des «*grès feldspathiques*» dont le type principal comprend trois minéraux essentiels : du quartz, des feldspaths et de la muscovite.

Les analyses effectuées par C. Oftedahl tendent à classer les sparagmites des Rondane parmi les métaquartzites feldspathiques et les méta-arkoses micacées. Ces roches présentent un débit en dalles d'épaisseur généralement comprise entre quelques centimètres et 1 m (***photographies 13*** et ***15***). Leur degré de recristallisation intense amène à les ranger dans la catégorie des roches quartzitiques. Les faces des blocs laissent voir les lits schisteux et quartzeux ainsi que des surfaces écailleuses caractéristiques de ces roches (***photographies 10*** et ***11***).





Photographies 10 et 11 *: blocs de sparagmite des Rondane à lits schisteux et quartzeux, comportant des surfaces écailleuses caractéristiques des quartzites.* Réglette-repère : 10 cm par couleur. ***Cliché 10 pris à 1 250 m d'altitude, au sud ouest de Rondvatnet, août 2011 (Photographie 11 : in D. Sellier, 2002).***

3.3.2. - La sensibilité des roches du Dovre-Rondane à l'érosion mécanique

En raison de leurs propriétés physico-chimiques, les roches du Dovre-Rondane sont très fragiles mécaniquement, quelle que soit leur composition minéralogique propre. Il s'agit là d'une propriété commune aux quartzites (Sellier, 1992, 2002, 2004b). Cette caractéristique les rend par conséquent particulièrement gélives, ce qui justifie la fréquence des éboulis sur les secteurs de recherche. Les innombrables discontinuités, qu'il s'agisse des plans de stratification ou des diaclases, rendent la roche perméable à l'échelle de l'affleurement, donc sensible au gel.

Bien que les quartzites soient perméables en grand, donc macrogélifs et favorables à la production de fragments grossiers, généralement homométriques et anguleux, ils sont en revanche peu poreux et par conséquent peu microgélifs. Ils s'avèrent donc défavorables à la production de grandes quantités d'éléments fins (Sellier, 2004b ; Hallégouët et Sellier, 2005). Pour ces raisons, cette roche est capable de fournir des fragments qui relèvent presque toujours d'un classement bimodal (blocs en forte proportion, sables et pélites en plus faibles proportions).



Photographie 12 *: exemple de débits variables au sein d'un affleurement de l'Unité du Snöhetta. Alternance d'un débit en dalles minces et d'un débit en «frites» visible au centre.* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 250 m d'altitude, au nord ouest du sommet du Kolla (Dovrefjell).***



Photographie 13 *: débit variable des sparagmites, dans le nord du massif des Rondane (débit en dalles d'épaisseur comprise entre quelques centimètres et un décimètre environ, mais également en petits blocs).* ***Cliché pris en juin 2008, à 1 380 m d'altitude, sur la face sud est du sommet du Storekringla.***

Les types de débits sont localement variables et fonction de l'espacement du diaclasage et des discontinuités (***photographie 15***), passant d'un débit en dalles minces à une fragmentation en plaquettes, voire en blocs, en «frites» (***photographie* 12**) ou en écailles (***photographie 14***). Le débit en dalles demeure néanmoins le plus répandu à l'échelle des massifs (***photographies 13*** et ***15***).



Photographie 14 *: influence du diaclasage et de l'écaillage des surfaces sur le type de fragments fournis par les sparagmites. La roche livre ici de petits fragments lithiques de dimensions centimétriques. La réglette-repère mesure 0,5 m.* ***Cliché pris à l'est du sommet du Neverbukollen, à 1 300 m, nord du massif des Rondane, en août 2011.***



Photographie 15 *: variation du diaclasage dans un bloc de sparagmite. Les dalles, écartées par la gélifluxion, présentent une épaisseur comprise entre 0,5 cm et 20 cm.* ***Cliché pris au sud de Klarabotn, à 1 650 m d'altitude (Rondane sud, juillet 2008)****.*

3.3.3. - L'aptitude des quartzites aux phénomènes de triage et de dérangements des sols

La conséquence capitale de ces caractères généraux propres aux quartzites est de fournir des stocks de régolites propices à l'effet de crible, c'est-à-dire au transit progressif des matériaux les plus fins en profondeur. D. Sellier (2004b) rappelle à ce sujet que les quartzites sont par conséquent très favorables, en raison du classement bimodal des régolites, à «*la superposition d'horizons superficiels grossiers à texture ouverte (peu gélifs) et d'horizons d'accumulation plus riches en sables et en pélites (donc très gélifs)*».



Photographie 16 *: coupe en travers d'un ostiole actif réalisée au sein d'un champ d'ostioles.* ***Cliché pris à 1 215 m d'altitude, au sud ouest du sommet du Kolla (Dovrefjell, août 2009)****.*

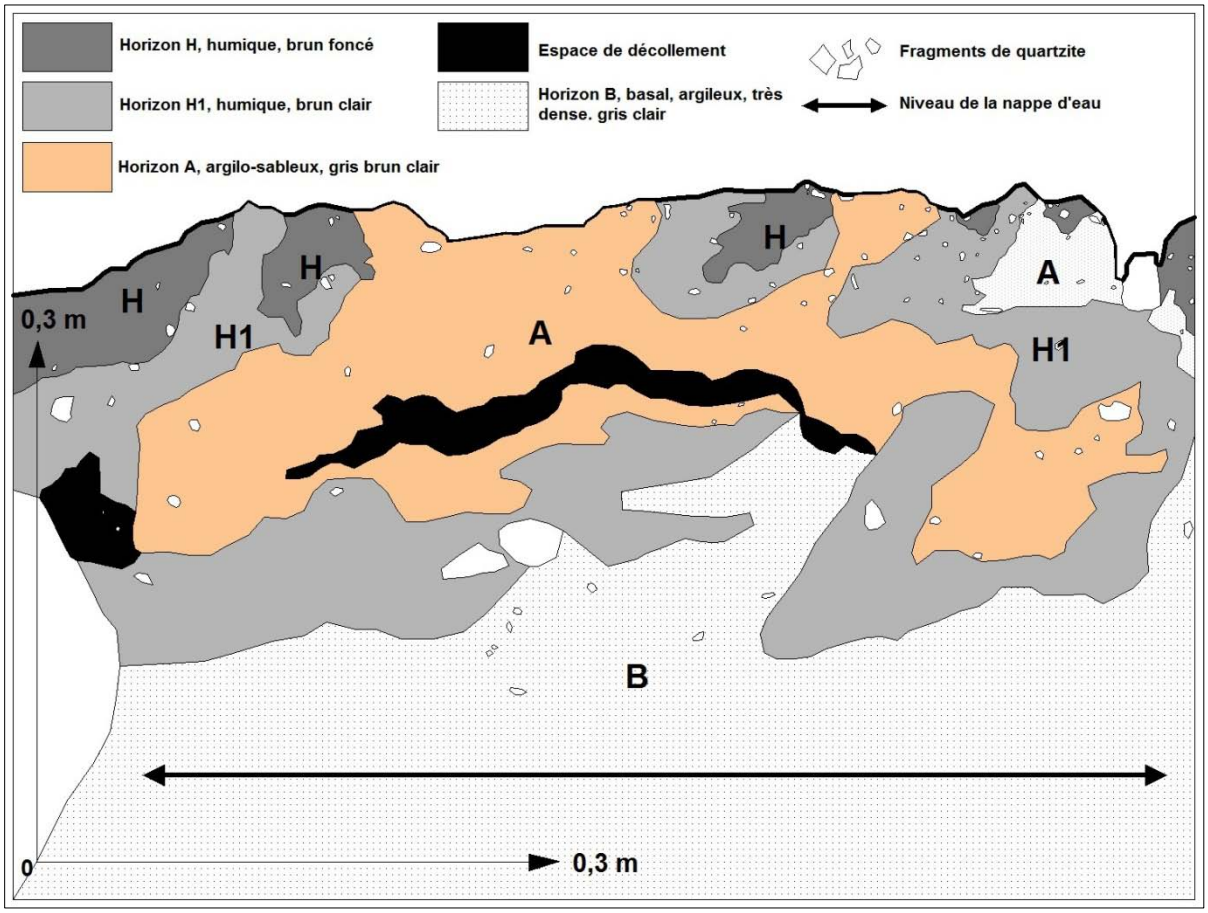


Figure 30 *(**ci-dessous**): schéma d'interprétation de la coupe de la* ***photographie 16****. Le contraste de gélivité élevé entre l'horizon A très gélif et l'horizon B provoque l'éjection de ce dernier et la formation d'un ostiole en surface.*

En conséquence, l'aptitude des roches du Dovre-Rondane aux processus périglaciaires de triage et de dérangements des sols tient à la juxtaposition fréquente de matériaux de gélivités différentes. Celle-ci implique de forts contrastes granulométriques entre les différents horizons du sol et de telles conditions sont éminemment propices au gonflement cryogénique différentiel (Van Vliet-Lanoë, 1988), théorie démontrée expérimentalement par A. Pissart (1982, 1987). Ce principe fondamental de l'effet du gel dans les sols a été complété ensuite par deux notions (Van Vliet Lanoë, 1985 ; 2005) : le *contraste* et le *gradient de gélivité*. Le *contraste de gélivité* résulte de la différence de gélivité entre matériaux superposés ou adjacents ; le *gradient de gélivité* indique le sens du contraste de gélivité entre deux sédiments superposés. Il est positif lorsque le matériel supérieur est le plus gélif, négatif dans le cas contraire. La *gélivité* est la capacité que possède un sédiment à former des lentilles de glace de ségrégation et à gonfler (Van Vliet Lanoë, 2005). Les observations effectuées sur le terrain confirment très souvent, notamment au moyen de coupes, le rôle important joué par les horizons argileux ou argilo-sableux dans les dynamiques périglaciaires faisant appel au gonflement cryogénique différentiel (***photographie 16*** et ***figure 30***).

Ces différences de gélivité des matériaux du sol ne sont cependant pas immuables dans le temps, principalement en raison de la migration des constituants des sols par illuviation, phénomène particulièrement efficace en contexte de gel saisonnier profond selon B. Van Vliet Lanoë (1988, 1988a, 2005). En fonction de ce processus, la nature des contrastes et des gradients de gélivité peut varier dans le temps et impliquer notamment des inversions de gradients et des modifications de la gélivité des différents horizons du sol. Ces transformations peuvent donc avoir des conséquences sur la fonctionnalité et l'évolution des formes dans le temps.

À ces propriétés communes aux quartzites s'ajoutent des particularités pétrographiques propres aux roches des terrains de recherche et essentielles vis-à-vis des phénomènes périglaciaires actifs aux échelles fines. Les analyses pétrographiques proposées par D. Sellier (2002) révèlent ainsi les proportions en feldspaths et en micas des quartzites du Dovre-Rondane et il s'agit là d'un constat essentiel.

Leur composition chimique, analysée par A. Andrieu au laboratoire de géographie physique URA 141-Cnrs de Meudon (Sellier, 2002), se manifeste par une teneur moyenne en silice certes élevée, comprise entre 85 et 90 %, quoique généralement plus réduite dans les quartzites du Dovre (***figure 31***). Ces analyses, conformes à celles de C. Oftedahl (1950), sont évidemment significatives d'une composition très quartzeuse des quartzites, la proportion de grains de quartz excédant 85 % et ne s'abaissant que dans le cas de l'Unité du Snöhetta (70 à 85%). Les teneurs en feldspaths et en micas, donc en minéraux secondaires, sont corrélativement plus réduites, bien qu'elles puissent atteindre des valeurs fortes de l'ordre de 20% selon les affleurements.

Localisation	Types de roches	SIO_2 (silice)	Al_2O_3 (oxyde d'alumine)	Fe_2O_3 (hématite)	TiO_2 (rutile)	CaO (oxyde de calcium)	MgO (oxyde de magnésium)	Na_2O (oxyde de sodium)	K_2O (oxyde de potassium)
Dovrefjell (Snöhetta)	Métaquartzites feldspathiques	**85.77**	**6.43**	**1.39**	**0**	**0.51**	**0.36**	**1.59**	**2.03**
Rondane	Sparagmites des Rondane	**89.85**	**4.56**	**0.95**	**0**	**0.20**	**0.12**	**0.47**	**2.56**
Telemark (Gausta)	Quartzite de Seljord	**90.69**	**6.88**	**0.44**	**0**	**0.41**	**0.07**	**0.18**	**0.78**

Figure 31 *: tableau récapitulatif des compositions chimiques des roches du Dovre-Rondane.* ***Remarque*** *: la teneur moyenne en silice ainsi que les composants chimiques caractéristiques des micas et des feldspaths, sont présentés en caractères gras.*

Cette composition des quartzites a des conséquences fondamentales vis-à-vis des dynamiques périglaciaires. Les impuretés feldspathiques et micacées des quartzites locaux (orthose, muscovite), bien que faiblement représentées dans la composition chimique des échantillons, sont suffisantes pour enrichir les régolites en limons et en argiles et il s'agit là d'un paramètre essentiel de la gélivité des substrats. Ces formations proviennent notamment de l'altération des feldspaths (Birot, 1981 ;

Pomerol et Renard, 1995 ; Sellier, 2002) et dans une moindre mesure de celle de passées pélitiques (Sellier, 2002).

Pour les milieux concernés, les quartzites se prêtent mal, de manière générale, à l'érosion chimique (Reffay, 1972, 1974 ; Sellier, 2002). Dans le Dovre-Rondane, la résistance des quartzites à une altération principalement pré-quaternaire s'exprime avant tout dans la hiérarchie des grands volumes topographiques (Sellier, 2002). Mais l'altération chimique a cependant fournit des stocks suffisamment importants d'altérites argilo-sableuses ou argilo-limoneuses qui renforcent, lorsqu'elles sont incorporées aux régolites, leur aptitude déjà prononcée à exprimer, en surface, les effets du gel dans le sol.

Les sables, issus de la désagrégation granulaire des quartzites et par conséquent caractéristiques de leur météorisation (Dutkiewicz, 1967 ; Sellier, 2002), sont par ailleurs fréquents sur les secteurs de recherche, ce qui ajoute encore aux capacités des substrats du Dovre-Rondane à enregistrer les dynamiques périglaciaires.

Les quartzites fournissent par conséquent, en raison à la fois de leurs caractères généraux et locaux, des stocks importants de fragments et de produits de l'altération, qui seront par la suite exploités par les dynamiques périglaciaires de triage et de dérangements des sols. Au Spitsberg et pour d'autres types de roches, ces paramètres ont été considérés comme particulièrement importants par B. Etzelmüller et J.L. Sollid (1991) : «*On Kvadehuksletta the development of frost sorted patterned grounds is directly related to the accumulation of fines, which seems to be a residue of the weathering of bedrock and autochtone dolomitic surficial material. This study suggests that chemical dissolution can be an important factor, even for the dynamics of cryogenic processes.*»

Les quartzites du Dovre-Rondane se prêtent donc fort bien aux relais de processus périglaciaires sur un même site, où l'action des alternances du gel et du dégel dans les sols prend en charge les débris issus de la gélifraction avec le concours des horizons de natures et de gélivités variées (***figure 32***).

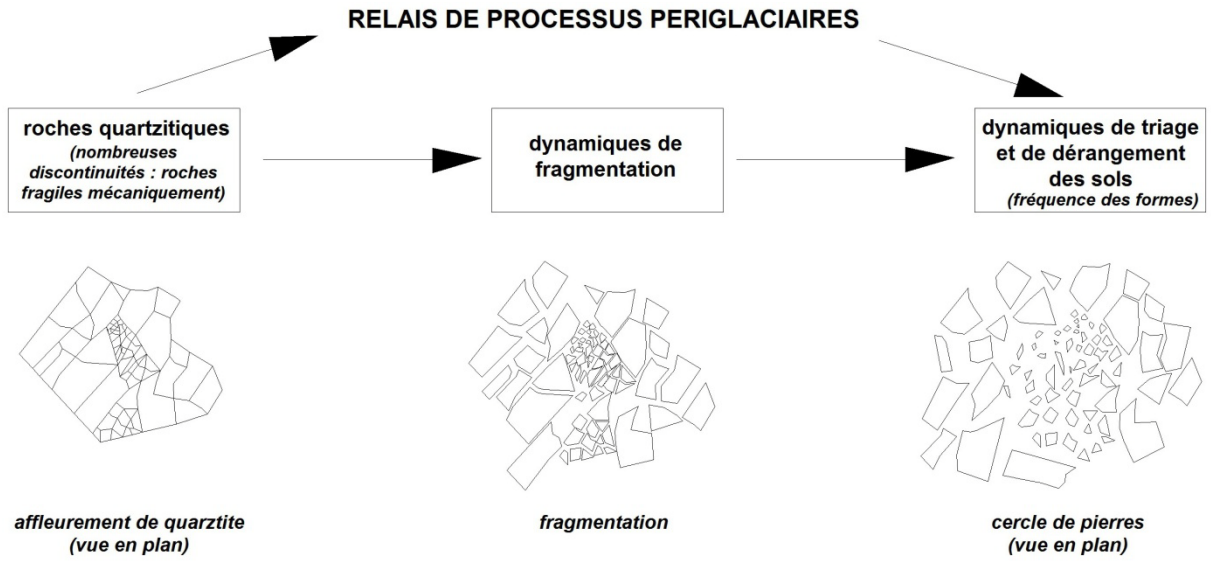


Figure 32 *: les propriétés des quartzites du Dovre-Rondane vis-à-vis des processus périglaciaires de fragmentation, de triage ou de dérangements des sols.*

Par conséquent, le mode de fragmentation des quartzites et le classement bimodal de leurs régolites créent des conditions exceptionnelles pour les dynamiques périglaciaires à l'inverse de ce que l'on constate dans d'autres substrats rocheux soumis à l'action du gel. Ce sont les roches qui sont le plus clairement sensibles aux phénomènes périglaciaires, D. Sellier (2004b) insistant sur ces faits qui «*confirment, s'il en était besoin, le poids de la lithodépendance et la portée du déterminisme structural dans les milieux froids*». La fréquence des figures périglaciaires est en effet moindre sur les

roches cristallines et cristallophylliennes comme les granites qui s'avèrent d'un intérêt limité à ce sujet (Godard, 1965 ; Sellier, 2002), ce qui également le cas des gneiss (Kerguillec et Sellier, 2012). Ce phénomène de lithodépendance marquée, désormais bien connu, était déjà pressenti dans un contexte différent par E. De Martonne (1951) : *«(…) C'est aux conditions spéciales du climat qu'on doit certainement attribuer ces aspects étranges du paysage ; mais la nature des roches a là encore son importance*».

A ces propriétés générales des quartzites s'ajoutent l'importance essentielle des particularités pétrographiques des quartzites locaux, qui amplifient encore la réponse des substrats au travail du gel. La lithologie est le facteur fondamental du degré d'expression des processus concernés dans le Dovre-Rondane, les séries quartzitiques de Norvège centrale présentant par conséquent un intérêt majeur pour la détermination des étagements périglaciaires et de leurs limites (Sellier, 2004b).

***Conclusion** : Les quartzites du Dovre-Rondane sont le produit d'une histoire géologique longue et complexe. Juxtaposés à des roches de résistance moindre, leur homogénéité fournit des supports favorables au dégagement de formes d'érosion différentielle parfaitement identifiables dans les paysages de Norvège centrale à l'échelle des mégaformes. Les particularités pétrographiques propres aux quartzites du Dovre-Rondane sont en effet insuffisantes pour remettre en question leurs propriétés générales…*

Aux échelles fines par contre, ces particularités de composition ont un effet décisif sur les dynamiques périglaciaires et soulignent la portée des paramètres pétrographiques sur l'expression des processus liés au gel et au dégel dans les milieux froids (Sellier, 2004a) : les quartzites locaux fournissent en effet, par leur nature même et la composition minéralogique de leurs séries, des substrats d'une lisibilité exceptionnelle pour les processus périglaciaires et leurs manifestations, étant donné qu'ils sont enrichis en formations provenant de l'altération des feldspaths qu'ils contiennent.

Ces remarques font donc de la lithologie le facteur fondamental régissant les dynamiques périglaciaires du Dovre-Rondane, comme M. Chardon l'a noté pour les Alpes concernant d'autres roches (1984). Ces supports quartzitiques subissent les assauts d'un climat montagnard de transition dont les caractéristiques favorisent de surcroît les dynamiques du gel dans le sol et dans les roches, en contexte à pergélisol et à sols saisonnièrement gelés.

Ces deux aspects fondamentaux impliquent une fréquence élevée des formes périglaciaires sur les secteurs de recherche et font du Dovre-Rondane un secteur privilégié pour l'étude des étagements périglaciaires fonctionnels…

CHAPITRE 2

Le modelé périglaciaire du Dovre-Rondane : une grande variété de formes sur sols saisonnièrement gelés et sur pergélisol

Place désormais aux observations de terrain.

Ce chapitre fait état des relevés réalisés depuis l'été 2008 au cours de quatre missions successives en Norvège centrale. Il présente la grande variété des formes périglaciaires fonctionnelles identifiables dans le Dovre-Rondane, après avoir précisé les multiples paramètres qui régissent leur localisation, à l'échelle stationnelle cette fois.

Cette progression aboutit finalement à proposer une nomenclature des formes fonctionnelles en présence, qui tient compte des travaux disponibles dans les publications mais qui demeure avant tout caractéristique des massifs étudiés.

Cette progression n'est pas fortuite.

Les massifs du Dovre-Rondane, qui sont des sites exceptionnels du point de vue du périglaciaire et de ses dynamiques, servent de supports à une proposition de valorisation en dernière partie de cette thèse. Il s'agira donc, et ce sera l'aboutissement de ce travail, de valoriser un «*patrimoine du regard*». Il paraît par conséquent plus cohérent de débuter par «*ce qui se voit sur le terrain*»…

1. - Les paramètres stationnels de localisation des formes périglaciaires actives (*conditions de site*)

Si le Dovre-Rondane présente l'un des étages périglaciaires les plus épais d'Europe (Sellier, 2002, 2006), les formes périglaciaires ne se retrouvent pourtant pas partout sur le terrain. Certaines conditions locales s'avèrent plus propices que d'autres, l'apparition des formes fonctionnelles obéissant, quel que soit leur type, à plusieurs paramètres stationnels déterminants (Karte, 1983 ; Iwata, 1986 ; Höllermann, 1985 ; Hjort *et al.*, 2007 ; Matsuoka, 2011). Ces variables, parfois volontairement évoquées sans ordre hiérarchique et regroupées en tant que «*conditions de site*», relèvent des phénomènes zonaux et azonaux qui ont un impact décisif sur les supports quartzitiques en raison de leur homogénéité et de leur réponse aux processus périglaciaires.

1.1. - La granulométrie des régolites et la proportion de fines disponible (matrice)

La taille et le mode fragmentation des régolites, de concert avec la proportion et la nature des fines disponibles, sont le premier type de paramètre dont l'influence a été reconnue comme primordiale concernant la localisation des formes périglaciaires fonctionnelles sur les secteurs de recherche. Ces facteurs ont en outre une influence de premier ordre sur les types de formes rencontrés.

À de nombreuses reprises, les investigations effectuées sur le terrain ont révélé l'absence de formes dans des secteurs pourtant supposés propices…à l'examen de la carte topographique et des photographies aériennes.

Ces secteurs déficitaires en manifestations périglaciaires, en dépit de conditions climatiques *a priori* jugées favorables, révèlent en réalité l'importance des facteurs évoqués ci-dessus. C'est le cas de la vallée subméridienne du Smedbotn, au nord des Rondane, qui brille autant par la présence du glacier rocheux le plus développé de l'ensemble des secteurs de recherche (Strøm, 1945 ; Sellier, 2002) que par la rareté des formes liées aux effets du gel dans le sol. C'est également le cas du cirque du Midtbotn situé au nord ouest du Høgronden (2 118 m), toujours dans le nord du massif des Rondane. Les exemples pourraient être longuement multipliés. Systématiquement, et malgré des conditions hydrologiques la plupart du temps propices, la granulométrie du matériel en présence ne permet pas, dans les cas précités, l'expression morphologique du périglaciaire. Pour avoir lieu, celle-ci doit autoriser le classement bimodal qui suppose la juxtaposition de régolites de taille hétérométrique ou présentant au moins un classement bimodal.

Cette absence remarquée de formes périglaciaires permet d'envisager plusieurs cas de figure. Elle doit être souvent rapportée à la présence d'un matériel de taille homogène, qu'il s'agisse d'éléments de gros ou de petit calibre. Elle est en outre à associer avec la proportion et la nature des fines disponibles. Les dépôts à texture fermée, disposant d'une quantité de matrice insuffisante, sont

souvent exempts de manifestations périglaciaires actuelles, à l'inverse des supports présentant une texture ouverte. C'est également le cas lorsque la matrice argilo-sableuse est absente ou en proportion trop faible.



Photographie 17 *: l'influence conjointe de la granulométrie des régolites et de la proportion de fines disponible détermine l'existence et le type des formes périglaciaires fonctionnelles. Au premier plan, l'abondance de matrice argilo-sableuse associée à des fragments quartzitiques de petite taille (graviers) se traduit par la formation de petits sols striés fonctionnels sur un versant d'inclinaison comprise entre 10 et 15°. Au second plan, de bonnes conditions hydrologiques associées à un classement bimodal des régolites et à une pente plus faible (< 5°), autorisent la formation de quelques petits cercles de pierres et de blocs plongeants. À l'arrière plan, un secteur aux conditions hydrologiques défavorables, pratiquement dépourvu de matrice, ne permet pas une bonne expression des processus périglaciaires, aucune forme fonctionnelle n'ayant été identifiée. Au fond, l'abondance de matrice associée à des blocs de quartzite de taille moyenne, facilite les conditions de triage et la formation de grands cercles de pierres actifs d'un diamètre plurimétrique. Si la taille des régolites, tout comme la nature et la quantité des fines disponibles, sont des paramètres de premier ordre, les conditions hydrologiques au même titre que le facteur pente ont aussi une influence sur les dynamiques périglaciaires observées à l'échelle locale. Il convient de noter également que l'association de ces paramètres entraîne une perturbation dans l'étagement des formes, les plus évoluées se situant au plus bas du transect et les plus réduites en haut de versant. Ce site fait donc état d'une inversion dans les étagements en fonction des paramètres stationnels.* ***Cliché pris à 1 500 m d'altitude, en août 2010, dans la partie septentrionale du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell, nord est du refuge de Snøheim).***

Bien souvent, ces paramètres qui tiennent aux caractéristiques des régolites, à la nature des formations meubles (fines et matrice) et à leur proportion, varient rapidement pour des sites voisins. Ils régissent la localisation des formes périglaciaires en même temps que leur type. Ils ont donc une importance tout aussi grande que les conditions hydrologiques locales, ces paramètres agissant souvent conjointement (***photographie 17***).

1.2. - Les conditions hydrologiques des sols

Les conditions hydrologiques des sols comptent parmi les paramètres locaux les plus décisifs (Höllermann, 1985). B. Van Vliet Lanoë (1988a) rappelle sur ce point que «*le rôle du drainage et de la nappe phréatique est capital. Il existe en effet une excellente corrélation entre la position de la nappe avant le gel et la répartition des formes et sols périglaciaires. Non seulement la position de la nappe*

régit l'intensité de la ségrégation (de glace) *au même titre que le gradient thermique, en favorisant l'alimentation en eau du substrat, mais elle agit également d'un point de vue thermique, en favorisant un dégel plus profond lorsqu'une fine lame d'eau recouvre le sol. Enfin, lorsque le milieu est engorgé au moment du gel, sa surface se rigidifie et limite considérablement l'expression superficielle du gonflement cryogénique, ce qui provoque l'apparition de cryoturbations et de sols structurés, même en l'absence de pergélisol*».



Photographie 18 *: grands cercles de pierres fonctionnels établis en périphérie d'une plaque neigeuse. Les apports hydrologiques réguliers en provenance de la fonte nivale justifient la localisation de ces formes qui sont absentes alentour, le rôle du pergélisol dans ces apports n'étant probablement pas à négliger (fonte d'une lentille de pergélisol suspectée).* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 250 m d'altitude (Dovrefjell)****.*

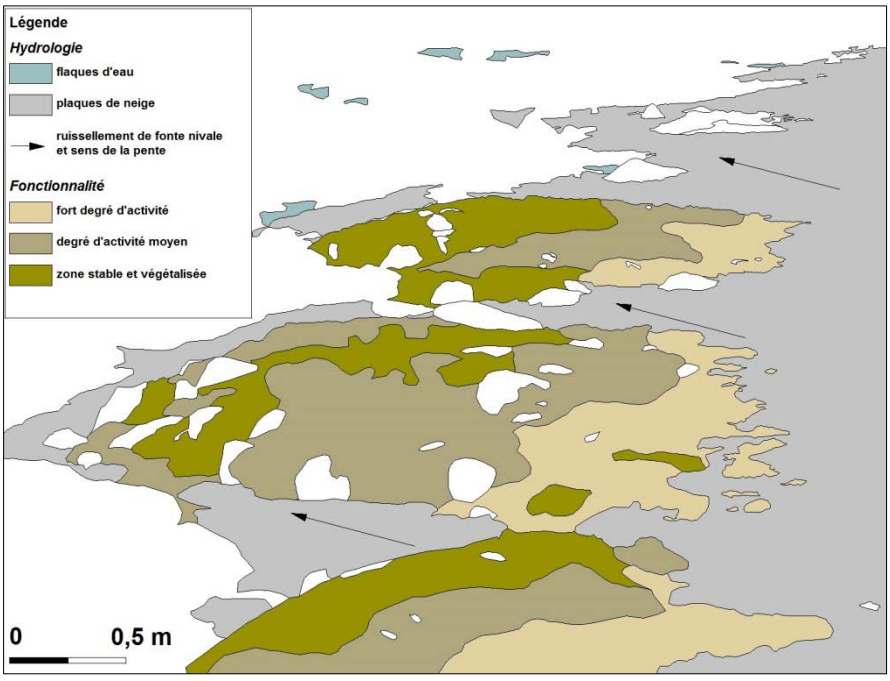


Figure 33 *: schéma d'interprétation de la* ***photographie 18****. À l'intérieur des cercles de pierres actifs, le degré de fonctionnalité varie en fonction des apports en eau, donc de la pente. Selon ce critère, les parties des formes situées les plus en amont sont les plus actives, et inversement.*

Cette dépendance vis-à-vis de la teneur des sols en eau a déjà été remarquée notamment pour les Rondane (Barsch et Treter, 1976 ; Sellier, 2002), mais vaut également pour le Dovre (Kerguillec, 2011) ou d'autres provinces périglaciaires (Walters, 1988). Pour certains massifs montagneux

proches des secteurs de recherche et concernant l'apparition des sols structurés périglaciaires, l'humidité disponible a été reconnue, dans le massif du Jotunheimen, comme étant le facteur environnemental le plus important qui détermine à la fois la distribution des sols structurés et leurs niveaux d'activité actuelle (Ødegård *et al.*, 1988 ; Matthews *et al.*, 1998). Les observations de terrain souscrivent entièrement à cet avis.

Ces remarques s'appliquent tout particulièrement, dans le Dovre-Rondane, aux formes à degré de triage intense. À l'échelle locale effectivement, de nombreuses figures périglaciaires triées s'avèrent intimement liées aux conditions hydriques des sols qui régissent pour une large part l'efficacité du gel dans le sol : dans tous les cas et indépendamment de leur taille, les cercles et les polygones sont par exemple bien représentés à l'aval des plaques de neige, fait également mentionné par D. Sellier (2002) sur les mêmes terrains et pour les manifestations périglaciaires en général. La présence de figures périglaciaires triées au sein de sites de nivation est ainsi révélée dans certaines communications où elles sont notamment mises en relation avec les eaux de fonte nivale saisonnières (Raczkowska, 1997). Ces mêmes publications font également état de variations dans le degré d'activité des formes en fonction de la distance les séparant de la zone d'accumulation neigeuse, ce que les observations de terrain ont permis de confirmer (***photographie 18*** et ***figure 33***).

D'autres secteurs, qui présentent aussi la particularité d'une abondante imprégnation des sols en eau, sont propices à la venue des formes périglaciaires triées. C'est le cas des zones marécageuses et des bordures de lac (***photographies 19*** et ***20***). Les fonds de cirques du Vidjedalsflye (nord des Rondane), de Klarabotn (sud des Rondane) et les abords du lac Istjønne (***photographie 19***) à la base du Snöhetta (Dovrefjell), constituent de loin les secteurs où s'observe les formes périglaciaires fonctionnelles les plus développées sur l'ensemble des secteurs de recherche.



Photographie 19 ***(ci-contre)*** *: importance de la péjoration des conditions hydrologiques dans la venue de formes périglaciaires intensément triées, en bordure du lac proglaciaire Istjønne. La coalescence de plusieurs grands cercles de pierres aboutit à un «pseudo cercle de pierres» parfaitement circulaire, les blocs de quartzite se trouvant au centre et non en périphérie de la figure (****Photographie prise à 1 650 m d'altitude, vers le nord ouest, juillet 2008, Dovrefjell****).*



Photographie 20 ***(ci-contre)*** *: champ de cercles de pierres de taille métrique en bordure du lac au Neverbutjønne, au nord du massif des Rondane. Les vides intercellulaires sont envahis par les eaux du lac. L'abondance hydrologique justifie ici la fréquence des formes autour et au fond du lac, et leur absence dans les environs immédiats. Ces figures montrent en outre un degré d'activité d'autant plus important qu'elles sont proches de l'eau.* ***Cliché pris à 1 300 m d'altitude, juin 2008****.*

Les formes triées fonctionnelles sous lacustres, mentionnées il y a peu (Kerguillec, 2011), méritent certaines remarques étant donnés leur rareté et les questionnements qu'elles suscitent. Les observations de terrain en font ponctuellement état, notamment sous les eaux des lacs Neverbutjønne et Vidjedalsbotn dans le nord du massif des Rondane, et dans une moindre mesure dans les petites étendues lacustres situées à l'est de Dørålsvatnet. Elles existent également dans les eaux du lac proglaciaire Istjønne (Dovrefjell) où elles cohabitent avec des formes semblables mais complètement émergées (***photographie 19***). Elles ont été observées dans la vallée de Illmanndalen, au sud des Rondane, au sein des lacs successifs dénommés Illmanntjønnen pour leur ensemble (Kerguillec, 2011). À ce stade des dépouillements bibliographiques, les publications n'en font aucune mention pour ce qui concerne les secteurs de recherche, bien que D. Sellier ait néanmoins eu l'occasion d'en observer dans les Rondane (D. Sellier, comm. pers.). Les observations effectuées par J.C. Walters (1988) rapportent des formes identiques, en position sous lacustre, dans des lacs permanents ou dans des secteurs temporairement inondés dans l'année. Il note également l'absence de ces formes dans les portions profondes des lacs, suggérant qu'elles ne se forment pas sous l'eau mais au contraire à l'air libre pour être immergées ensuite. Les cercles de pierres sous lacustres dont il est question sont également rapportés aux mouvements de la glace saisonnière plutôt qu'à une géliturbation authentique.



Photographie 21* (ci-contre)**: *cercle de pierres sous lacustre de taille métrique, observé sur les bords du lac de fond de cirque Vidjedalsbotn, sous une lame d'eau de 0.2 m d'épaisseur. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en juillet 2010, à 1 560 m d'altitude (nord des Rondane).



Photographie 22* (ci-contre)** : *cercle de pierres sous lacustre de taille décimétrique, sur le fond du lac de fond d'auge glaciaire Illmanntjønnen dans la vallée de Illmanndalen. La lame d'eau est inférieure à 0.1 m d'épaisseur.* ***Cliché pris en juin 2008, à 1 260 m d'altitude (sud des Rondane).

Les formes évoquées sont la plupart du temps de dimensions réduites, exception faite des grands cercles de pierres sous lacustres du lac Istjønne (Dovrefjell). Les plus remarquables

concernent des cercles de pierres fraîchement triés, dont le diamètre varie de 1 m (***photographie 21***) à quelques décimètres (***photographie 22***). Ils se composent d'un pourtour de blocs de quartzite et d'un cœur de matrice argilo-sableuse, de profil le plus souvent plat, parsemée de quelques cailloux. Les dynamiques cryogéniques à l'origine de ces formes, indubitablement fonctionnelles, posent problème étant donnée l'inhabituelle présence de la lame d'eau. Plusieurs hypothèses peuvent être émises à ce sujet (***figure 34***) :

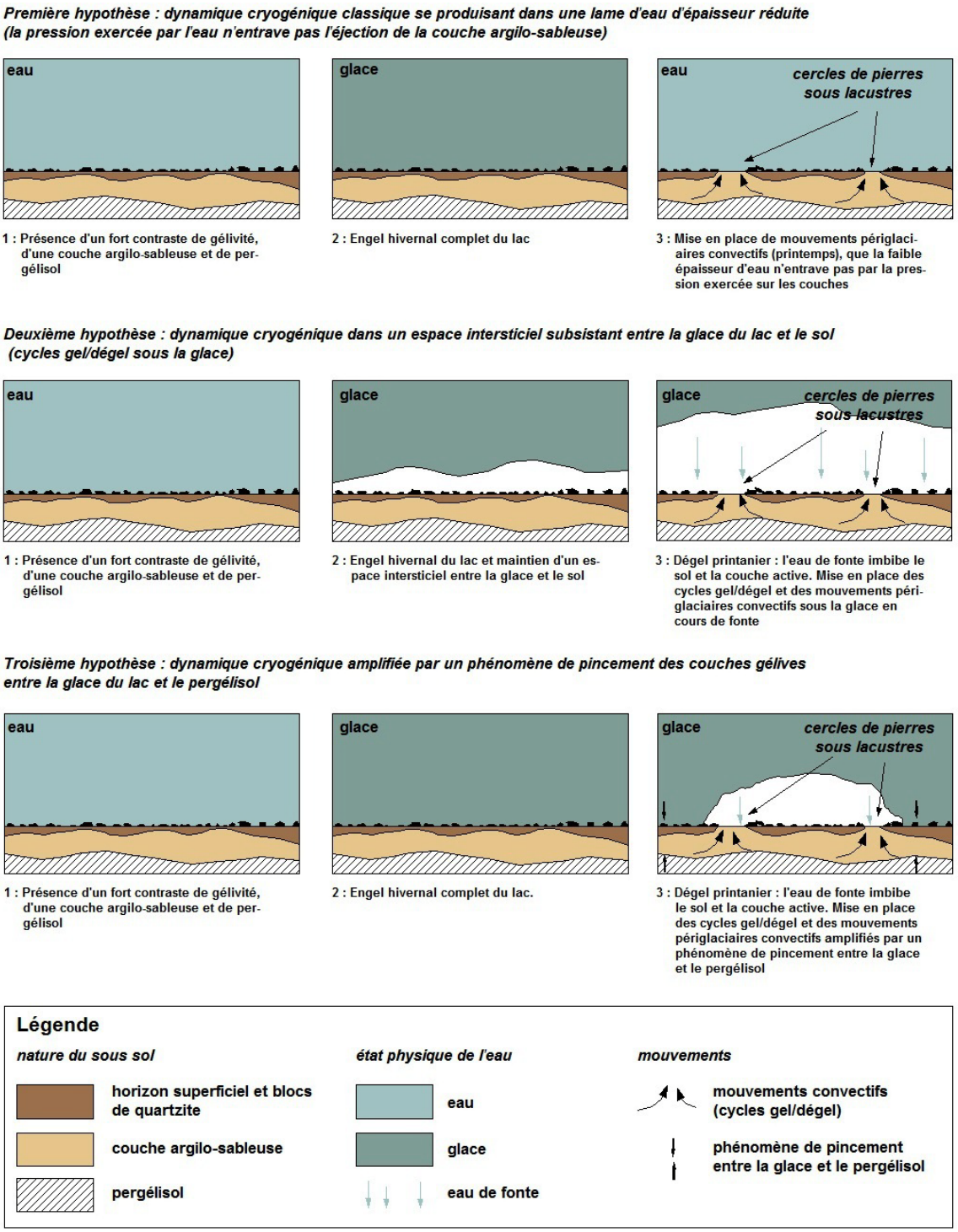


Figure 34 : *schémas relatifs aux trois hypothèses proposées concernant l'explication des formes sous lacustres des secteurs de recherche.*

La première d'entre elles consiste à admettre que la lame d'eau sous laquelle les formes sont noyées n'est en rien un obstacle à leur genèse. Sur l'ensemble des relevés relatifs à ces figures et en leur état d'avancement actuel, il a été noté que celle-ci n'excède pas 0.3 m d'épaisseur (Kerguillec, 2011), exception faite du cas présenté par les grandes formes actives présentes sur le fond du lac Istjønne (Dovrefjell). La pression exercée par une lame d'eau de quelques décimètres seulement n'aurait pas, selon cette hypothèse, une force suffisante pour empêcher les mouvements périglaciaires convectifs à l'origine des cercles de pierres sous lacustres. En tenant compte du cas de figure présenté par les formes du lac Istjønne, cette hypothèse suppose par conséquent l'existence d'un équilibre entre l'amplitude des mouvements périglaciaires de convection propres au site considéré, et la pression plus ou moins importante exercée par la lame d'eau dans le même secteur.

Une autre hypothèse tient compte de l'engel périodique des eaux du lac. Elle suggère le maintien d'un espace interstitiel entre la glace du lac et le sol où se développent les dites formes. La fonte de la glace au printemps favoriserait les cycles gel/dégel non seulement par leur fréquence sous la glace à cette période de l'année (températures oscillant autour de 0°C), mais également en imbibant régulièrement et de manière concomitante les horizons les plus gélifs. Les formes concernées se localisant en général sur les bordures des étendues lacustres, cette hypothèse justifierait par conséquent cette répartition si l'on considère que les secteurs les plus profonds ne sont pas complètement sous l'emprise des glaces au plus fort de la période hivernale (***nb*** : pour des raisons techniques évidentes, il n'a cependant pas été envisageable d'observer les secteurs les plus profonds des lacs).

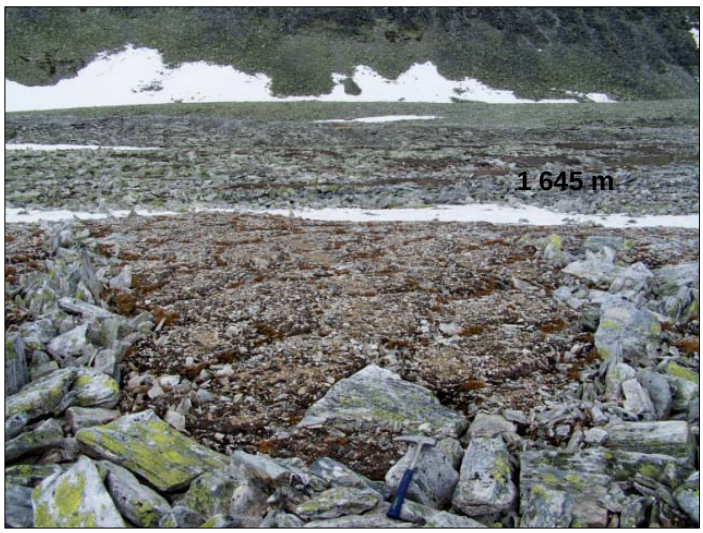
Une dernière hypothèse complèterait la précédente, en évoquant cette fois l'existence d'un phénomène de pincement de la couche active entre la glace et le toit du pergélisol, qui favoriserait la cryoéjection des horizons les plus gélifs ainsi comprimés.

Quoi qu'il en soit, la compréhension de ces formes périglaciaires fonctionnelles originales mériterait de plus amples relevés et doit, pour l'instant, s'en tenir à ces remarques.

En définitive, les conditions hydrologiques des sols, particulièrement à la période de l'année où les cycles gel/dégel sont les plus fréquents, demeurent l'un des paramètres essentiels relatifs à la genèse des formes périglaciaires fonctionnelles, à leur répartition et à leur degré d'activité.

1.3. - L'influence directe de l'inclinaison sur la physionomie des formes

L'influence de la pente sur les dynamiques périglaciaires n'est pas nouvelle, à tel point qu'il serait vain d'évoquer les très nombreuses publications auxquelles elle a donné lieu. Elle est par exemple déjà signalée par E. De Martonne en 1951 dans le paragraphe traitant des «*sols réticulés*». On retrouve chez C.A. Cotton (1948) parmi les premières études sur ce thème.



Photographie 23 *: forme de transition fonctionnelle plurimétrique entre un grand cercle de pierres et de grands sols striés, soumise à une polygonation secondaire en son centre. La forme est ouverte dans le sens de la pente, marquant le début de la zone de transition avec les grands sols striés.* ***Cliché pris au sud de Klarabotn, à 1 650 m d'altitude (Rondane sud, juillet 2008).***

De l'inclinaison dépendent d'abord des paramètres directs qui sont de premier ordre pour les dynamiques cryogéniques. Ceux-ci sont avant tout gravitaires, l'influence de la pente s'avérant

particulièrement décisive en ce qui concerne les modalités adoptées par l'expression morphologique du périglaciaire en surface. C'est un paramètre primordial pour la physionomie des formes (***photographie 23***), qui donne lieu à des cortèges de formes le long des versants où alternent, en fonction des valeurs locales de l'inclinaison, des figures périglaciaires triées sur des pentes modérées généralement inférieures à 10°, ou des formes de fluage sur les pentes plus prononcées. La pente détermine également les caractéristiques du drainage, particulièrement la vitesse de l'écoulement et sa concentration. Les formes sont notamment plus répandues à la base de certains versants lorsque celle-ci a des inclinaisons réduites : la base du versant conserve dans ce cas une humidité favorable aux formes, au même titre qu'elle conserve plus longtemps les eaux de fonte nivale par rétention.

1.4. - L'influence indirecte de l'inclinaison : les conditions d'exposition

La pente se manifeste tout autant de manière indirecte, particulièrement par son influence sur l'exposition au rayonnement solaire et aux précipitations, donc sur les conditions de la gélivation, du drainage et du maintien plus ou moins tardif des plaques de neige (Tricart *et al.*, 1962 ; Thouret, 1984 ; Chardon, 1990 ; André, 1991 ; Sellier, 2002). Elle est, dans ce contexte, un facteur de contrôle indirect mais essentiel des modalités de la gélivation.

Elle se manifeste, au moyen de ces vecteurs, par des oppositions de versants fréquentes sur le terrain (***photographie 24*** et ***figure 35***), fait classique en milieu montagnard mais qui n'en reste pas moins remarquable dans le Dovre-Rondane. Les dynamiques périglaciaires actives varient en fonction de l'exposition, particulièrement en relation avec le maintien des plaques de neige qui contrôlent en grande partie les conditions d'humidification des versants, donc la répartition et les types de formes fonctionnelles (***photographie 25*** et ***figure 36***). Par son influence sur la météorisation, elle entre aussi de façon non négligeable dans la nature et les propriétés des supports soumis à l'action du gel dans les sols : elle est impliquée dans l'intensité et les rythmes de la gélifraction, donc dans le degré de fragmentation des parois et des affleurements, mais également dans le maintien des fines *in situ* ou dans leur migration vers l'aval. L'exposition a une influence fondamentale sur les paramètres thermiques (Thouret, 1984), sur les rythmes et l'intensité du gel et du dégel, donc sur le nombre d'alternances gel/dégel. Les versants exposés en adret sont soumis à davantage de dégels diurnes que les versants en ubac (Péguy, 1953 ; Derruau, 1972). Elle exerce donc, en définitive, un contrôle essentiel sur les possibilités de triage offertes aux dynamiques périglaciaires. Elle entrerait finalement en jeu dans les limites des étagements périglaciaires, notamment dans les limites supérieures (Kuhle, 2007).



Photographie 24 *: crête d'intersection entre le sommet du Skagsnebb (1 592 m) et le point culminant du Stygghøin au nord ouest (1 853 m). Dissymétrie de versant adret/ubac, visible par le maintien de plaques de neige au sommet de la crête, en position d'ubac. Les formes périglaciaires sont assujetties à cette dissymétrie (**figure 20**).* ***Cliché pris en juillet 2010, vers le nord ouest, à 1 585 m d'altitude (nord du massif des Rondane).***

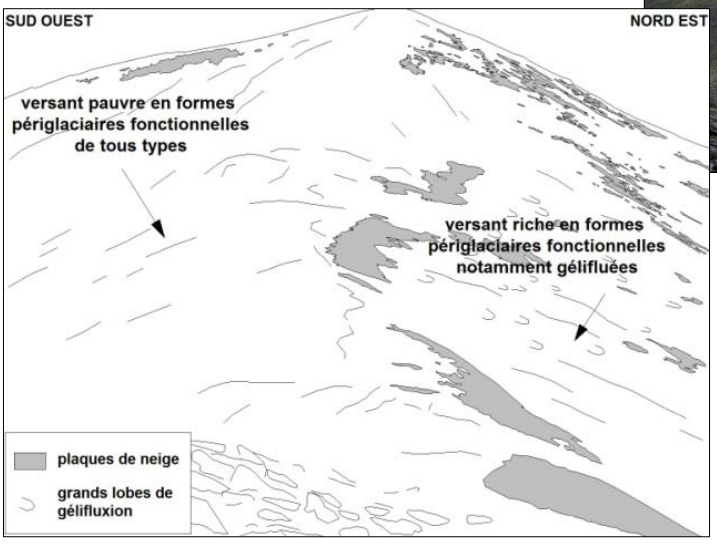


Figure 35 *: interprétation de la **photographie 24**. La dissymétrie dans la distribution des plaques de neige, contrôlée par l'exposition, se traduit par une opposition de versant concernant la localisation des formes périglaciaires fonctionnelles : le versant en adret présente de rares figures fonctionnelles, tandis que le versant en ubac, aux sols régulièrement imbibés d'eau lors de la fonte nivale, est très fourni en formes actives, notamment gélifluées.*

Les influences de l'exposition, qui s'exprimeraient par ailleurs plus largement dans les milieux structuralement et topographiquement homogènes comme c'est le cas du Dovre-Rondane (Sellier, 2002), se manifestent par conséquent par des topoclimats à l'échelle du versant (***photographie 24*** et ***figure 35***, ***photographie 25*** et ***figure 36***).



Photographie 25 *: ravin de Gammalbubekken, menant au lac Skagsnebbtjønne (1 286 m). L'exposition, de concert avec la répartition des reliefs voisins, contrôle la localisation des plaques de neige, fréquentes en ubac (haut de versant) et inexistantes en adret. L'influence des vents dominants est aussi responsable de la formation de congères dans les secteurs abrités, donc de stocks de neige dont la fonte est plus tardive au printemps.* ***Cliché pris vers le sud est, à 1 250 m d'altitude (juillet 2010, nord des Rondane).***

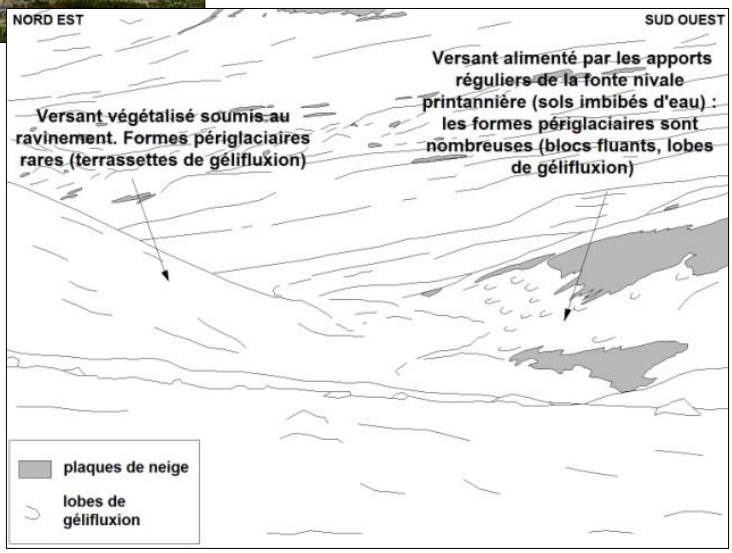


Figure 36 *: interprétation de la* ***photographie 25****. La répartition et le type de formes périglaciaires sont subordonnés au maintien des plaques de neige, donc à l'exposition par rapport au rayonnement solaire, aux précipitations liquides (facteur important de la fonte nivale) et aux vents dominants. La bonne alimentation des sols en eau en ubac autorise la formation de formes de fluage multiples (blocs fluants et petits lobes de gélifluxion), les dynamiques périglaciaires étant moins fréquentes en adret.*

1.5. - Les phénomènes de domination et de culmination

Ces phénomènes propres au milieu montagnard sont connus et ont fait l'objet d'observations et de développements dans le cadre des montagnes atlantiques de l'Europe du nord ouest, concernant leurs effets sur la morphogenèse au même titre que sur les biocénoses (Reffay, 1972 ; Sellier, 2002).

Le phénomène de domination peut être défini comme étant la variation d'altitude de certains phénomènes en rapport avec le commandement des versants et leur environnement (Sellier, 2002). Il se manifeste par des températures plus froides sur les reliefs les plus élevés et, jusqu'à une certaine limite caractéristique d'un *optimum pluviométrique* qui prête parfois à discussion (Viers, 1968 ; Rougerie, 1990 ; Vigneau, 2000, Veyret, 2001 ; Barry, 2008), par des précipitations plus abondantes donc des secteurs en principe plus enneigés en altitude. Ce phénomène a un retentissement sur l'intensité des processus (Veyret, 2001), donc sur la répartition des formes périglaciaires actives et, partant, sur leurs étagements. Pour M. Chardon (1984), «*la haute montagne* (alpine) *(…) exerce sur les versants et les fonds de vallée une action de domination morphologique qui est l'effet du relief, action s'exerçant par des processus discrets (écroulements, creeping,…) mais surtout brutaux et catastrophiques (…)*».

Plusieurs sommets et leurs versants environnants présentent, selon ce principe, un périglaciaire peu fréquent en raison de leur commandement trop faible : c'est le cas, entre autres, du Fremre Illmannhøe (1 602 m) au sud des Rondane, déjà décrit pour la rareté des dynamiques périglaciaires qu'il supporte en comparaison du Storronden (2 138 m) situé immédiatement au nord est (Sellier, 2002). Le sommet et les versants environnants du Randen (1 397 m) témoignent d'un phénomène identique. Ces circonstances se retrouvent également sur le Storflye, glacis surplombant la vallée de Dørålen entre 1 100 et 1 480 m, au nord du même massif, où les formes périglaciaires sont très rares quel que soit leur type.

En dehors de toutes considérations relatives aux possibilités de triage offertes aux dynamiques périglaciaires, ces quelques exemples illustrent tout particulièrement la subordination des conditions de drainage au commandement des reliefs : les plus élevés d'entre eux offrent un réceptacle plus vaste aux précipitations de tous types et présentent en général des conditions de drainage meilleures, ce qui est l'inverse dans le cas de reliefs de taille plus réduite.

L'effet de domination joue sur les conditions de triage, celles-ci se trouvant bien souvent inféodées aux héritages morphogéniques qui varient avec l'altitude et qui commandent dans une large mesure la nature et les propriétés des supports offerts à l'action actuelle du gel.

L'effet de culmination intervient également dans la répartition des phénomènes périglaciaires actuels. Il est subordonné à la configuration caractéristique des sommets et à leurs altitudes (Sellier, 2002). Les points les plus élevés sont soumis à une météorisation plus vigoureuse du fait d'une exposition maximale aux intempéries, particulièrement au ruissellement et au vent dans le cas des montagnes atlantiques.

1.6. - Le rôle du couvert végétal et de l'érosion anthropique

Les observations menées dans le Dovre-Rondane témoignent d'une influence en générale réduite du couvert végétal sur la localisation des formes périglaciaires. Celle-ci n'en mérite pas moins d'être abordée compte tenu de son rôle bien connu sur les conditions thermiques du sol et sur la pénétration du gel (Benninghoff, 1952).

L'impact de la végétation sur les dynamiques périglaciaires n'apparait prononcé qu'aux abords de sa limite inférieure. En bordure de la mer de Norvège à une latitude identique, l'étage forestier a d'ailleurs été reconnu récemment comme l'un des paramètres les plus déterminants concernant l'altitude de cette limite fondamentale (Kerguillec et Sellier, 2012). Au niveau de la base de l'étage concerné, les phénomènes actifs sont mineurs et la faible amplitude des effets du gel peut en effet être entravée non seulement par le développement des appareils racinaires, mais également par les rythmes du gel sous couvert végétal. Les traces de gélifraction actives ne sont identifiées, dans les étages périglaciaires inférieurs du Dovre-Rondane, qu'au niveau des blocs de quartzite émergeant au dessus de la végétation. Dans ces mêmes zones, la répartition des ostioles, donc des phénomènes de triage de faible intensité (Kerguillec, 2011), est également déterminée par le taux de recouvrement végétal, les secteurs soumis aux effets de la déflation étant généralement plus riches en formes fonctionnelles par la levée des entraves racinaires à leur développement (***photographie 26***). Ces remarques rejoignent les observations réalisées par J.C. Bodéré en Islande à propose des sols structurés (1985) : «*l'extension des sols structurés au-dessous de la limite de la végétation est rendue possible par la destruction localisée du couvert végétal (…) ; les effets de l'érosion anthropique et de la géli-déflation se renforcent mutuellement*». Dans le Dovre-Rondane, les manifestations du gel dans le sol existent néanmoins lorsque le couvert végétal reste mince : elles prennent dans ce cas la forme de buttes de soulèvement cryogénique différentiel, associées à des thufurs, et sont souvent révélées par les effets du piétinement qui met au jour les horizons argilo-sableux clairs (***photographie 27***).

Dans d'autres massifs, des travaux récents mettent en avant l'intensification de l'érosion par ruissellement linéaire sur les chemins de randonnées, ces secteurs étant reconnus pour accroître le taux de dénudation des versants et pour diminuer la stabilité des couvertures de débris (Hreško *et al*., 2009). Les chemins de randonnée modifient en outre les modalités du maintien du manteau neigeux : ils favorisent l'accumulation puis le maintien tardif de la neige et par conséquent un certain nombre de processus associés à la fonte des névés (creeping, mouvements de masse), au même titre qu'ils amplifient les processus en rapport avec l'érosion éolienne. Ces remarques s'appliquent à d'autres milieux et ont également été faites au sujet des Tatra en Pologne (Buchwal *et al*., 2009) ou en Crète (Bielawaska et Tsermegas, 2009), où les phénomènes évoqués seraient de surcroît plus marqués à certaines saisons.



Photographie 26 *: phénomène d'éjection en points multiples, caractérisé par des groupes d'ostioles créés par l'éjection de la couche argileuse à travers l'horizon humique (auréole de couleur brun foncé en périphérie des formes). Le phénomène se concentre sur un secteur soumis à une déflation efficace. Le diamètre des ostioles varie de 0.1 à 0.5 m. Réglette-repère : 10 cm par couleur.* ***Cliché pris à 1 130 m, au nord est de Spranghaugen (sud du massif des Rondane, juillet 2010).***



Photographie 27 *: buttes de soulèvement cryogénique différentiel apparues sous couvert végétal (Betula nana et Cladonia stellaris essentiellement), puis révélées par le piétinement qui les a partiellement arasées (trait en pointillés). La croûte cryptogamique est arrachée, révélant l'horizon argilo-sableux. Réglette-repère : 10 cm par couleur.* ***Cliché pris sur le chemin de randonnée menant au col de Rondhalsen, à l'ouest du refuge de Rondvassbu, à 1 200 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***

1.7. - Le rôle des paramètres paléogéographiques

Un certains nombre de données relevant des paléo-environnements des secteurs de recherche ont une implication à l'échelle stationnelle sur la répartition des manifestations périglaciaires. Ceux-ci font notamment appel aux englacements quaternaires qui ont laissé, d'une part, de nouvelles surfaces d'attaque qui se prêtent bien aux phénomènes périglaciaires de fragmentation et qui viennent alimenter les stocks de régolites exploitables par les dynamiques de triage. D'importantes quantités de till ont d'autre part été abandonnées par les glaces, bien que l'emprise de la glaciation weichselienne ait été telle en Norvège centrale qu'elle semble avoir effacé l'essentiel des dépôts glaciaires antérieurs (Sellier, 2002). De grandes quantités de supports morainiques de tous types, se rapportant pour l'essentiel à la dernière glaciation, recouvrent la surface des fjells et les versants du Dovre-Rondane. Ils sont identifiables jusqu'à limite supérieure de l'englacement dans ce massif déterminée entre 1 750 et 1 950 m selon les secteurs, pour le Dovre-Rondane et l'Oppland en général (Sellier, 2002). La distribution altitudinale des formes glaciaires en fonction du régime thermal de la calotte weichselienne a été étudiée par J.L.Sollid et L. Sørbel (1994) : les descriptions font état de la présence de moraines terminales dans le Dovre, mais également de moraines de fond dans les secteurs en creux. Ces remarques s'appliquent au massif des Rondane.

On doit à la dernière période froide ainsi qu'au Petit Age Glaciaire un autre facteur influençant la répartition et le dynamisme des formes périglaciaires fonctionnelles actuelles, et non des moindres : la présence de pergélisol, et tout particulièrement de zones à pergélisol qui ne sont en plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. Ce facteur est l'un des paramètres essentiels dans la répartition et le degré d'activité des formes périglaciaires dans certains secteurs du Dovre : les plaques de pergélisol en cours de fonte sont responsables d'apports supplémentaires dans le système hydrologique et de variations dans la couche active, ce qui a une influence considérable sur l'activité des formes.

1.8. - Des variables associées dans l'espace et dans le temps

Les différentes variables évoquées font état de la multiplicité des paramètres stationnels qui régissent la localisation des formes périglaciaires au même titre que leur physionomie. L'influence de chacun d'entre eux peut s'avérer décisive au point d'être tenté de reprendre l'expression «*facteur limitant*» fréquemment employée en biologie et en écologie : dans des secteurs propices aux dynamiques concernées et indépendamment de l'altitude qui dicte en grande partie les paramètres climatiques, la variation locale de l'une de ces variables a une influence immédiate sur le périglaciaire. Dans des secteurs dépourvus d'activité en raison, par exemple, d'une déficience des possibilités de

triage, des passées de fines rendent ponctuellement l'action des dynamiques du gel dans le sol localement visibles en surface ; les variations stationnelles dans les conditions de drainage et d'humidification des sols font par ailleurs se succéder, selon leur ampleur, des secteurs inertes de *déserts périglaciaires* à des zones contrastant par la vigueur de leur activité.

Néanmoins, si leur intervention peut être individuelle, ces variables agissent souvent de concert, l'interaction de plusieurs d'entre elles s'avérant déterminante concernant la localisation et la morphologie des formes sur le terrain.

1.8.1. - Le cas du replat oriental du Fremre Illmannhøe (1 602 m)

Le replat situé immédiatement au sud est du sommet du Fremre Illmannhøe, sommet de 1 602 m d'altitude situé dans le sud du massif des Rondane au sud du Storronden (2 138 m), présente l'intérêt d'une localisation précise des formes périglaciaires fonctionnelles au sein d'un champ de pierres en grande majorité occupé par des gélistructures inertes. Les formes actives consistent essentiellement en de grandes cellules périglaciaires triées, dans un matériel hétérométrique composé de blocs subanguleux d'origine glaciaire de 0.3 à 0.5 m en moyenne (ponctuellement 0.8 m), de petits fragments lithiques et de matrice (***photographie 29***). Les figures sont relayées, en fonction de l'inclinaison, par des ébauches de grands sols striés dont la largeur des sillons alterne de 0.5 à 2 m de large. La zone active concernée illustre un cas de transition entre figures périglaciaires fermées et figures ouvertes (***photographies 28*** et ***29***).



Photographie 28 (ci-contre) *: zone de transition entre figures périglaciaires fermées (grands cercles de pierres) et figures ouvertes (grands sols striés), caractérisée notamment par un allongement significatif des cellules dans le sens de la pente (5 à 6°).* ***Cliché pris vers le sud ouest, à 1 550 m d'altitude (juillet 2008, sud des Rondane).***

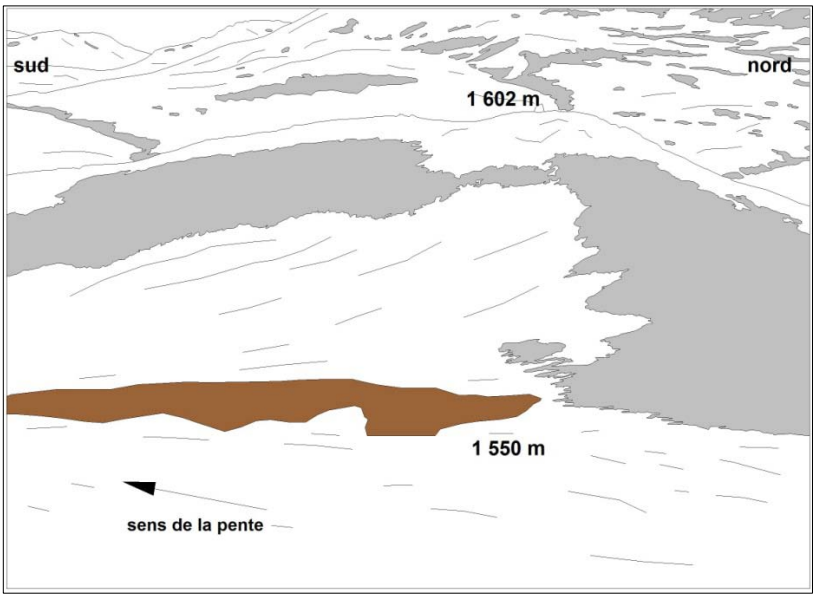


Photographie 29 (ci-contre) *: grands cercles de pierres fonctionnels, d'une largeur de 1.5 m et d'un pourtour atteignant 0.5 m, composés d'un centre matriciel bombé accueillant quelques pierres dressées. La cellule de droite présente un étirement dans le sens de la pente dont la valeur est comprise entre 5 et 6°.* ***Cliché pris vers le sud ouest, à 1 550 m d'altitude (juillet 2008, sud des Rondane).***



*Vue du versant est du Fremre Illmannhøe (1 602 m), dans le sud du massif des Rondane, prise vers le nord ouest en juillet 2008. Les formes périglaciaires actives sont rares malgré l'altitude, exceptée une zone comportant de grands cercles de pierres et de grands sols striés fonctionnels en contrebas du sommet, à une altitude de 1 550 m et sur une pente de 5 à 6° (voir **schéma d'interprétation** ci-dessous).*

*La localisation de cette zone active trouve son explication dans l'action conjointe de plusieurs paramètres locaux (voir **bloc-diagramme ci-dessous**).*



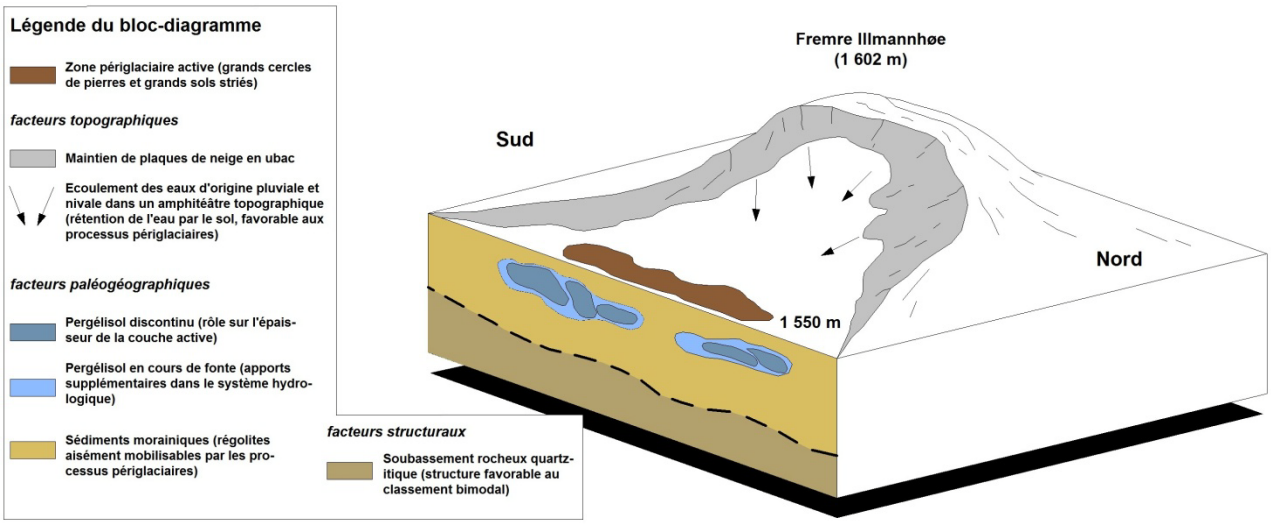


***Figure 37** : éléments d'interprétation des formes périglaciaires fonctionnelles du replat du versant est du Fremre Illmannhøe (1 602 m).*

L'activité des formes concernées est attestée par trois types d'indices : la colonisation lichénique des blocs composant les figures est particulièrement réduite en comparaison de celle des formes inertes édifiées au sein du champ de blocs. Elle atteste par conséquent de leur mobilité régulière. Les formes ne manifestent par ailleurs aucun début de colonisation végétale. Leur centre présente une thixotropie remarquable et son pourtour est occupé par de la glace en cours de fonte.

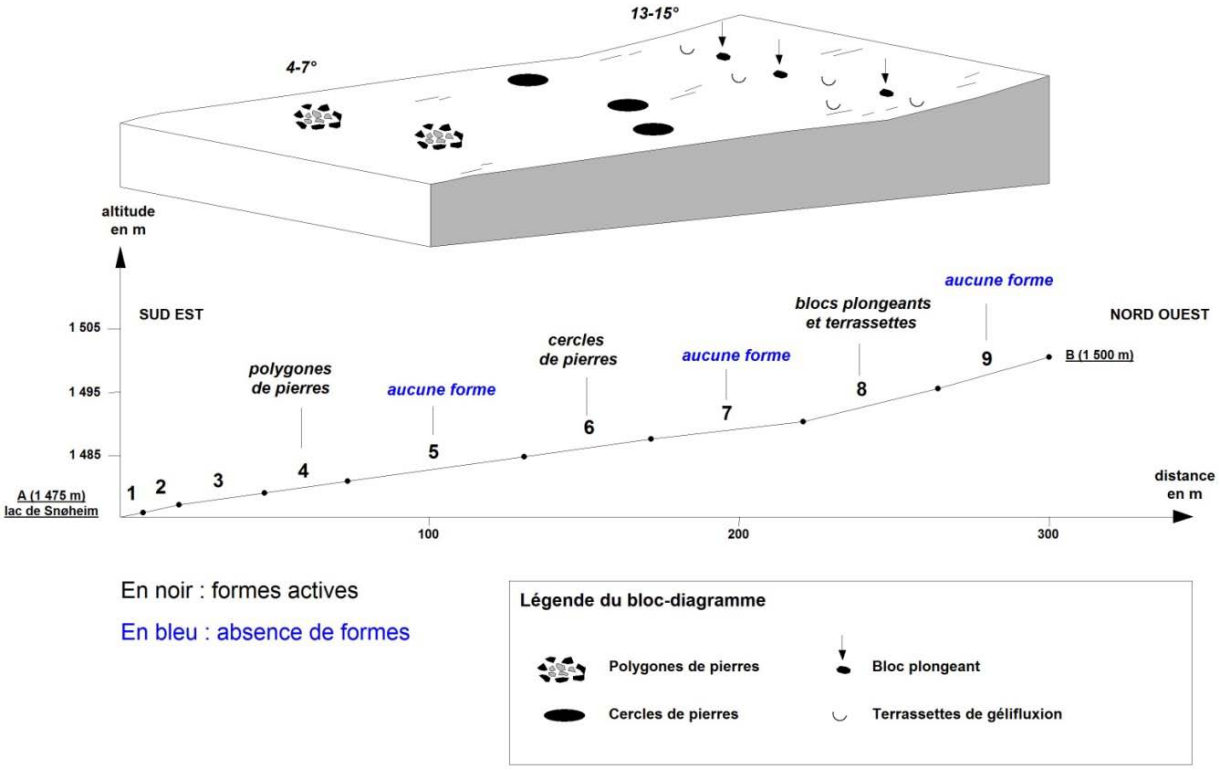
Le secteur actif, limitée à une zone d'environ 1 hectare (***figure 37***), implique plusieurs éléments d'interprétation. Elle est bien sûr fonction des conditions de triage, qui associent des blocs de granulométrie variée à une matrice en quantité suffisante. Cependant, celles-ci ne diffèrent pas de celles des zones voisines qui demeurent inactives. Les conditions offertes au triage ne sont donc pas responsables du caractère extrêmement localisé des gélistructures actives. Les formes fonctionnelles sont en revanche l'indice de conditions hydrologiques plus favorables que dans les zones adjacentes : elles s'expliquent notamment par leur situation au pied d'un réceptacle topographique qui permet le maintien tardif des plaques de neige et par conséquent une imbibition régulière en eau des sols situés en aval. Leur extrême localisation suggère également la fonte localisée d'une lentille de pergélisol et les apports hydrologiques supplémentaires qui en résultent. Les indices d'un pergélisol peuvent notamment être vus dans le maintien de glace entre les pierres.

1.8.2. - Les données des profils réalisés entre le refuge de Snøheim et le lac Istjønne (Dovrefjell)

La réalisation de plusieurs transects sur les secteurs de recherche a permis d'illustrer à plusieurs reprises l'association de ces paramètres dans l'espace. Parmi ceux-ci, le cheminement effectué entre le refuge de Snøheim et le lac proglaciaire Istjønne (Dovrefjell), présente tout l'éventail de ces variables, parfois associées dans leur action ou agissant individuellement. Il a été réalisé sur une distance de 1 850 m, dans une tranche altitudinale comprise entre 1 475 m et 1 615 m, donc dans l'étage du pergélisol discontinu. Pour des raisons de commodité de lecture, le profil a été scindé en six transects (***figures 38 à 43***). Étant donné la longueur du profil, le choix a été fait d'isoler sur le terrain des zones de conditions de site équivalentes (hydrologie, inclinaison, propriétés des dépôts, etc), chacune correspondant à une station dont les caractères sont regroupés dans un tableau pour chaque portion de transect. Cette méthode a été préférée à la réalisation de pas de 10 m, adoptée en d'autres lieux dans les massifs concernés. Les observations effectuées ont systématiquement concerné la valeur de l'inclinaison (mesurée à l'aide d'un clinomètre *Suunto*), la nature des dépôts soumis à l'action du gel, la proportion de fines disponible, les données relatives au couvert végétal et aux conditions stationnelles de drainage, la nature des formes et leur degré de fonctionnalité.

Profil A (de 1 475 m à 1 500 m, figure 38)

La première partie du profil concerne les abords immédiats du lac de Snøheim. Cette zone proximale du lac est propice aux polygones (***station 4***) et aux cercles de pierres sur les replats (***station 6***), principalement en raison de conditions de triage adéquates et d'une humidité des sols favorable. Ces zones alternent cependant avec des secteurs déficients en manifestations périglaciaires (***stations 5*** et ***7***), pour des raisons tenant prioritairement aux propriétés des dépôts : la granulométrie des blocs de quartzite et la texture ouverte des dépôts interdisent les dynamiques concernées (***station 5***), au même titre que l'absence de matrice (**station 7**). L'influence de l'inclinaison s'entrevoit sans surprise concernant la physionomie des formes en présence, les portions du profil supérieures à 10° ne présentant aucune figure de triage mais en général des formes fluées (***station 8*** : terrassettes de gélifluxion).



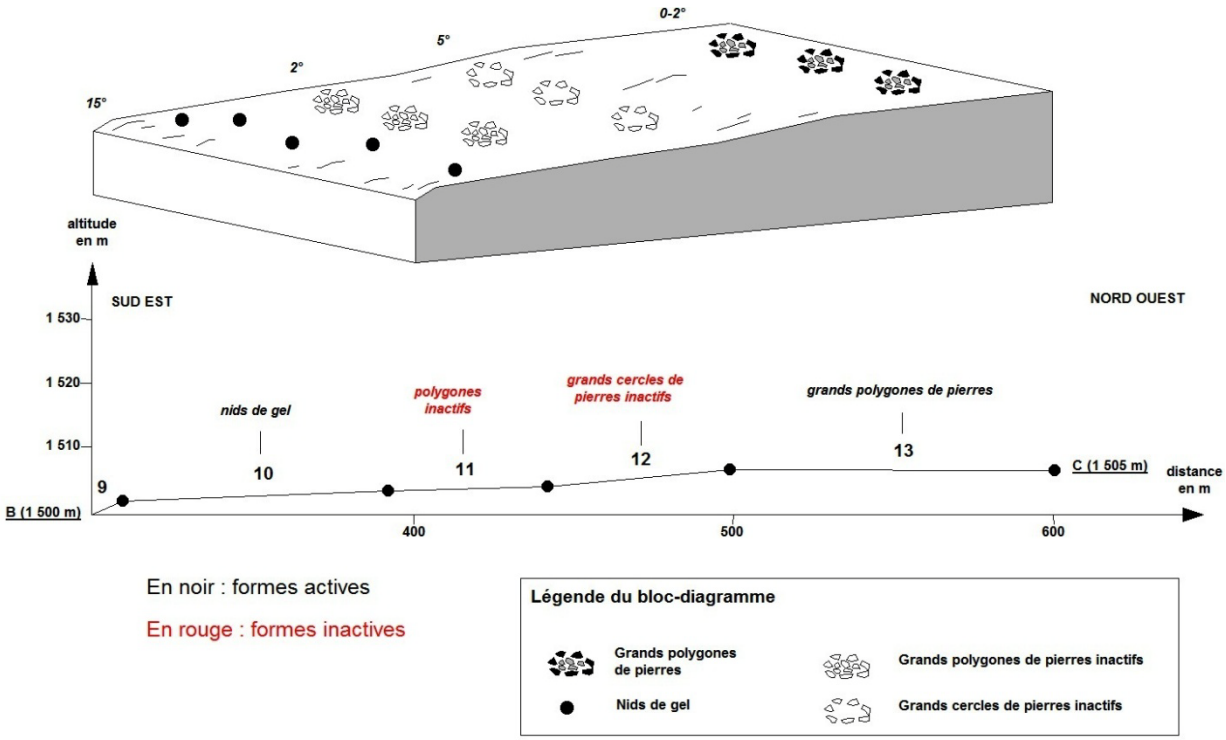
STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
1	4°	Galets et coulées de matrice	Aucune	Zone correspondant aux hautes eaux du lac. Absence de végétation	**Possibilités de triage inadéquates**
2	11°	Galets et blocs SAG.	Quelques nids de gel	Talus	**Possibilités de triage inadéquates**
3	7°	Galets, blocs SAG et matrice	Nids de gel et petits lobes de gélifluxion	-	**Rôle favorable de la matrice**
4	7°	Galets, blocs SAG et matrice	Polygones de pierres	Quelques replats favorables aux formes de triage	**Possibilités de triage et topographie favorables**
5	7°	Gros blocs à texture ouverte	Aucune	Nombreux lichens sur les blocs, matrice colonisé par *carex sp.* et croûte cryptogamique.	**Possibilités de triage inadéquates**
6	7°	Gros blocs, pierres jusqu'à 0.2 m, graviers	Quelques petits cercles de pierres	Hydrologie favorable (ruisseau)	**Possibilités de triage et hydrologie favorables**
7	6°	Blocs SAG jusqu'à 1 m, galets de 0.1 à 0.4 m, absence de matrice	Aucune	Ruissellement important	**Possibilités de triage médiocres par absence de matrice. Hydrologie interdisant le maintien des formes**
8	13°	Quelques gros blocs d'environ 1 m, matrice abondante	Gros blocs plongeants et quelques terrassettes de gélifluxion	Talus	**Abondance de matrice et topographie**
9	15°	Quelques gros blocs SAG, graviers, texture ouverte	Aucune	Talus	**Hydrologie défavorable**

Figure 38 *: profil A et données relatives aux relevés associés.*

Profil B (de 1 500 m à 1 505 m, figure 39)

La deuxième portion du profil présenté offre l'intérêt d'un replat sur environ 300 m de distance, la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas n'atteignant que 5 m. Les observations sont donc affranchies de la variable «inclinaison», les formes périglaciaires de triage se trouvant ici, en principe, favorisées par les conditions topographiques. Elles font effectivement état, pour l'essentiel, de formes triées, mais pour lesquelles alternent des secteurs fonctionnels et des zones inactives. Les conditions hydrologiques s'avèrent ici de première importance, commandant

l'activité des formes selon les modalités de l'écoulement dans les dépôts. Les sols secs, manifestant par conséquent un enfouissement du ruissellement dans les couches inférieures des dépôts, ne présentent aucune forme active caractéristique des phénomènes de triage (***stations 11*** et ***12***). Seuls les secteurs drainés en inféroflux comprennent des polygones actifs (***station 13***). Les variations des données relatives à l'hydrologie apparaissent par conséquent rapides et commandent ici l'activité des formes périglaciaires.

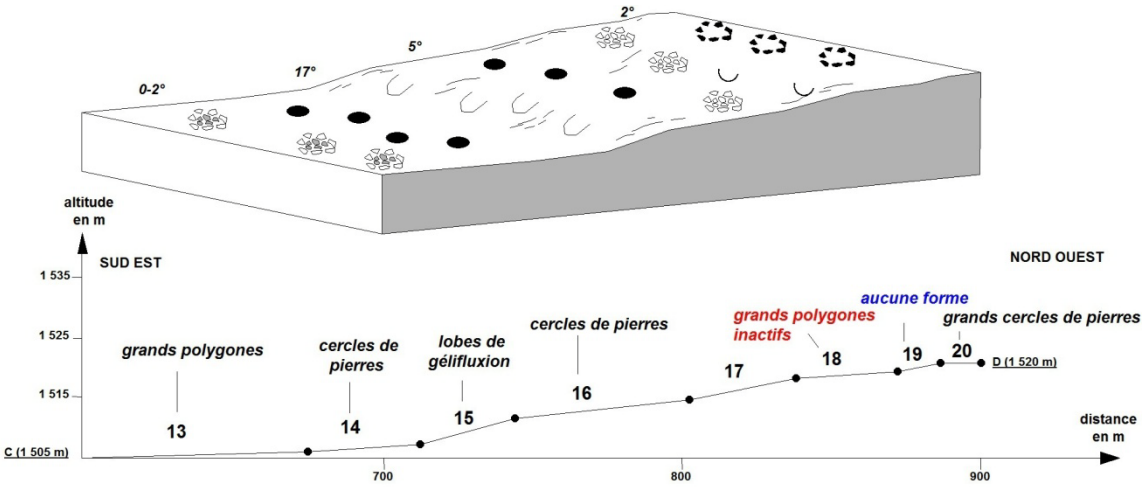


STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
9	15°	Quelques gros blocs SAG, graviers, texture ouverte	Aucune	Talus	**Possibilités de triage médiocres (texture)**
10	2°	Quelques gros blocs SAG, graviers, texture ouverte	Quelques nids de gel	sols secs	**Hydrologie défavorable**
11	2°	Quelques gros blocs SAG, graviers, texture ouverte	Grands polygones de pierres inactifs	sols secs	**Hydrologie défavorable**
12	5°	Gros blocs d'environ 2 m, blocs SAG et graviers	Grands cercles de pierres inactifs contenant ponctuellement des ostioles	Sols secs. Forte colonisation par *Juncus trifidus* et *carex sp.*	**Hydrologie défavorable**
13	0 à 2°	Galets de toutes tailles et blocs SAG	Grands polygones de pierres	Ruissellement en inféroflux	**Hydrologie et conditions de triage favorables**

Figure 39 *: profil B (suite du profil A) et données relatives aux relevés associés.*

Profil C (de 1 505 m à 1 520 m, figure 40)

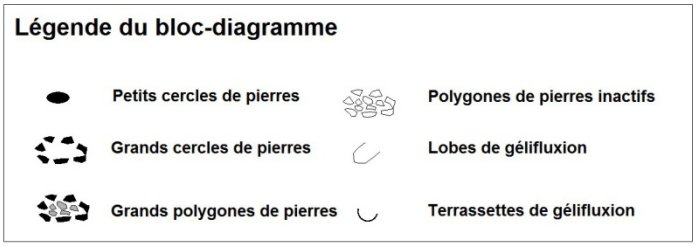
Ce relevé présente l'intérêt d'une succession de secteurs de faible inclinaison (replats) et de versants dont la pente varie de 10 à 17°. Il permet donc d'illustrer une fois encore le rôle de la topographie sur la physionomie des formes périglaciaires. Les zones à replat se manifestent par des figures périglaciaires triées (***stations 13***, ***14***, ***16*** et ***20***), à l'inverse des versants qui présentent des signes de fluage, notamment des lobes de gélifluxion fonctionnels (***station 15***). Les conditions offertes au triage apportent également leur lot de contrainte et l'on notera particulièrement le rôle joué par la texture des dépôts soumis au gel : la ***station 18*** se signale par un dépôt à texture fermée, à matrice peu abondante, où les figures périglaciaires sont sans exception inertes.



En noir : formes actives

En rouge : formes inactives

En bleu : absence de formes



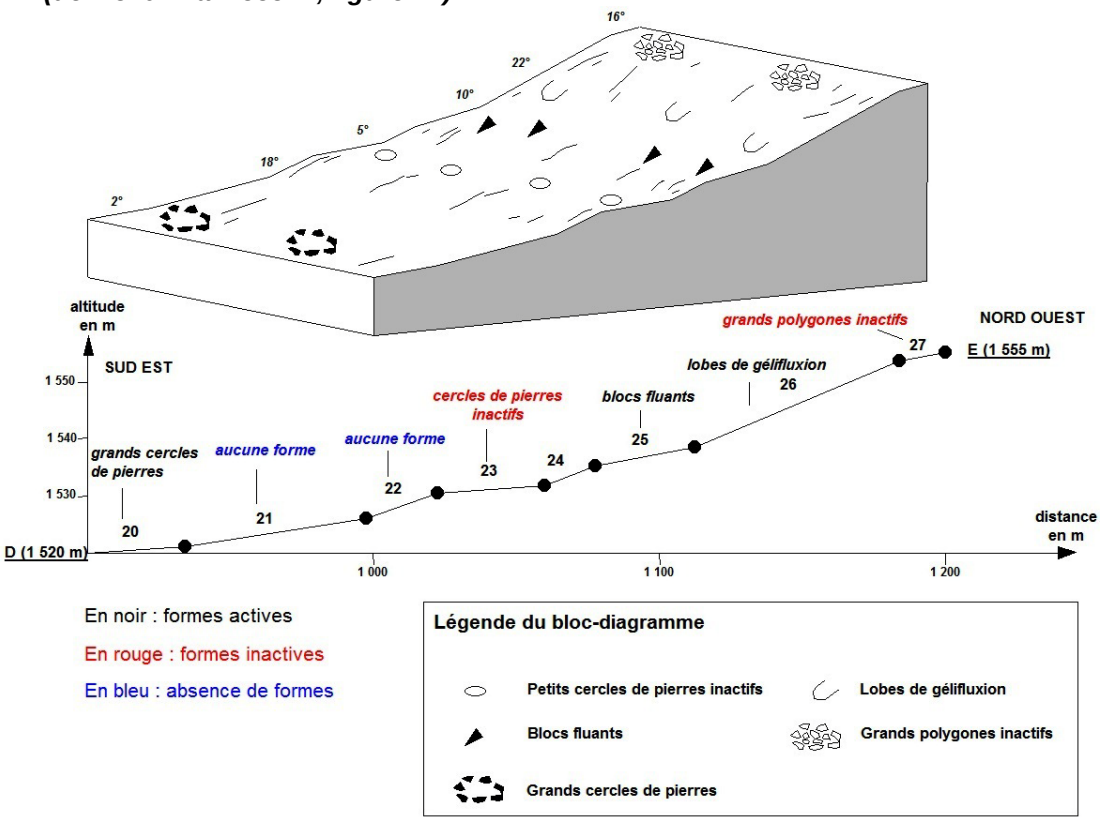
STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
13	0 à 2°	Galets de toutes tailles et blocs SAG	Grands polygones de pierres	Replat	**Hydrologie et conditions de triage favorables**
14	4°	Quelques gros blocs d'environ 1 m, galets de toutes tailles et blocs SAG	Cercles de pierres de 0.5 à 1.5 m, quelques polygones de pierres jusqu'à 0.5 m	Végétation rare	**Possibilités de triage favorables et topographie**
15	17°	Pierres SAG de 0.1 à 0.6 m, graviers, matrice	Petits lobes de gélifluxion et petits ostioles	Quelques touffes de *Cetraria delisei* et de *Juncus trifidus*.	**Topographie**
16	5°	Pierres SAG de 0.1 à 0.6 m, graviers, matrice	Cercles de pierres de 0.5 à 2 m, dont beaucoup ont seulement des points d'activité	Replat	**Possibilité de triage favorables et topographie**
17	10°	Blocs SAG jusqu'à 1 m	Quelques terrassettes en fonction de l'abondance de matrice	Talus	**Topographie et matrice**
18	4°	Blocs SAG de toutes tailles jusqu'à 1 m, matrice peu abondante, texture fermée	Grands polygones de pierres inactifs	Replat	**Texture du dépôt inapte au triage, rareté de la matrice**
19	10°	Blocs SAG < 1 m, petites pierres et matrice	Aucune	Végétation abondante et sols secs	**Hydrologie défavorable et taux de recouvrement végétal élevé**
20	2°	Blocs SAG de 0.1 à 0.6 m, quelques blocs d'environ 1 m, matrice abondante	Grands cercles de pierres de 1.5 à 2 m	Replat	**Possibilités de triage et hydrologie favorables**

Figure 40 *: profil C (suite du profil B) et données relatives aux relevés associés.*

De telles conditions évoquent une migration des fines par illuviation, donc une modification sensible des possibilités de triage et un arrêt, progressif sans doute, des dynamiques périglaciaires

actives. La migration des particules fines change dans ce cas la nature des contrastes et des gradients de gélivité (Van Vliet Lanoë, 1988a). Le facteur hydrologique manifeste souvent, au sein de ce profil, une importance décisive, la médiocrité de l'humidité des sols se traduisant par l'absence de formes fonctionnelles, de concert avec un taux de recouvrement végétal plus important que pour d'autres stations du profil (***station 19***).

Profil D (de 1 520 m à 1 555 m, figure 41)



STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
20	2°	Blocs SAG de 0.1 à 0.6 m, quelques blocs d'environ 1 m, matrice abondante	Grands cercles de pierres de 1.5 à 2 m	Replat	**Possibilités de triage et hydrologie favorables**
21	8°	Blocs SAG de 0.6 à 2 m, matrice absente	Aucune	Base de versant	**Pas de possibilité de triage par absence de matrice**
22	18°	Pierres de 0.1 à 0.3 m	Aucune	Matrice colonisée par carex sp. Et *Cetraria delisei*	**Végétation trop abondante**
23	5°	Blocs SAG jusqu'à 1 m et graviers	Cercles de pierres inactifs	Replat. Sols secs	**Hydrologie défavorable**
24	18°	Blocs SAG jusqu'à 1 m. Texture fermée	Aucune	Talus	**Possibilités de triage défavorables (pas de matrice et texture inappropriée)**
25	10°	Blocs SAG et matrice abondante	Gros blocs fluants actifs	Sols gorgés d'eau	**Hydrologie favorable**
26	22°	Blocs SAG de 0.1 à 1.5 m. Texture semi ouverte	Lobes de gélifluxion	Versant. Forte colonisation lichénique sur les blocs	**Topographie**
27	16°	Blocs SAG de 0.1 à 1.5 m. Texture fermée	Polygones de pierres inactifs	Talus. Sols secs	**Hydrologie défavorable**

Figure 41 *: profil D (suite du profil C) et données relatives aux relevés associés.*

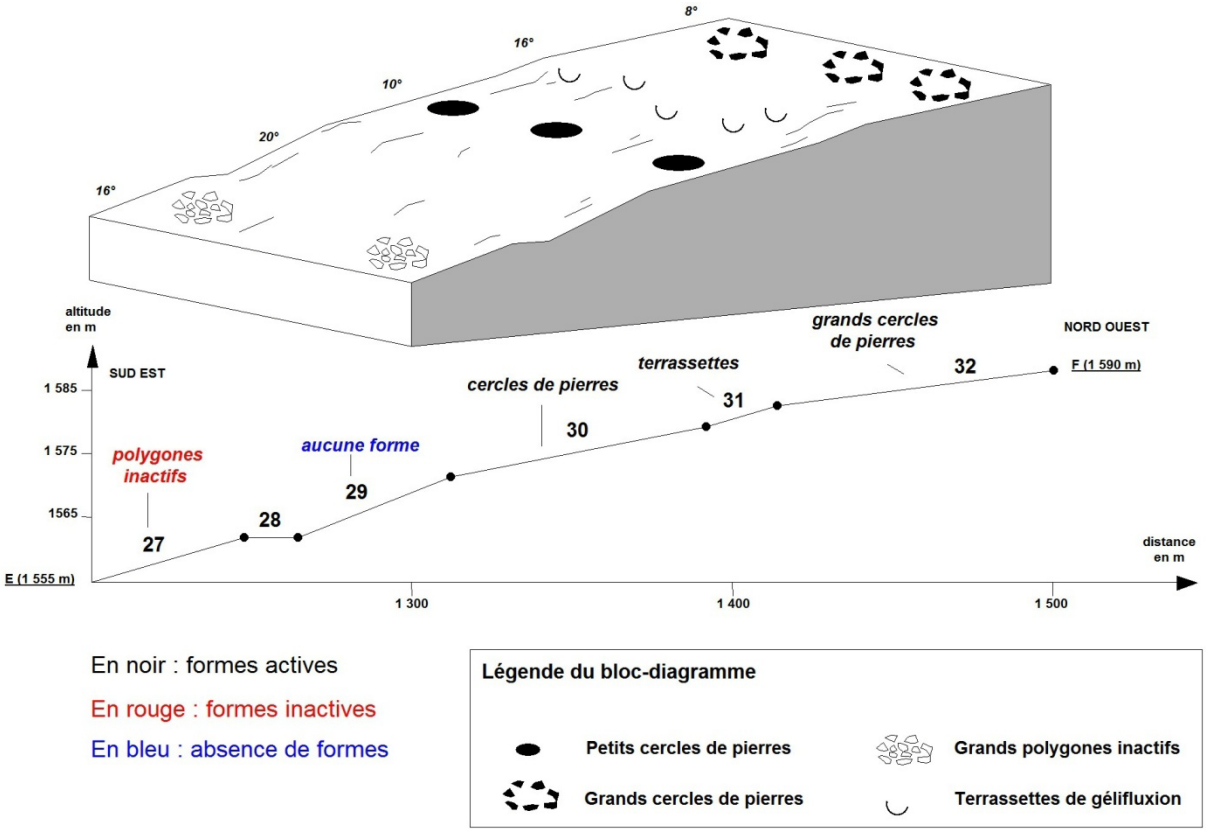
Cette quatrième portion du profil comprend pour l'essentiel des pentes supérieures à 15°. Tributaires de cette inclinaison, les formes relevées concernent en grande majorité, lorsqu'elles sont

fonctionnelles, des formes de fluage comprenant notamment des lobes de gélifluxion (***station 26***) ou des blocs fluants (***station 25***).

L'hydrologie varie considérablement d'une station à l'autre, et se manifeste, lorsqu'elle est déficiente, par des formes héritées (***station 23***). Lorsque la pente s'y prête, elle participe pour une bonne part à la mise en œuvre des dynamiques de fluage qui supposent une humidité satisfaisante des formations soumises au gel (***station 25***).

Profil E (de 1 555 m à 1 590 m, figure 42)

Les inclinaisons relatives à ce profil sont généralement supérieures à 10°. La plupart des stations présentent néanmoins de petits replats, qui n'apparaissent pas sur le profil et où s'établissent des formes de triage au bénéfice de conditions hydrologiques propices associées à des dépôts aptes au triage (***stations 30*** et ***32***). Les blocs plongeants présents sur le replat (***station 28***) ne bénéficient plus d'une imbibition suffisante des sols, ce qui tend à expliquer leur inactivité.

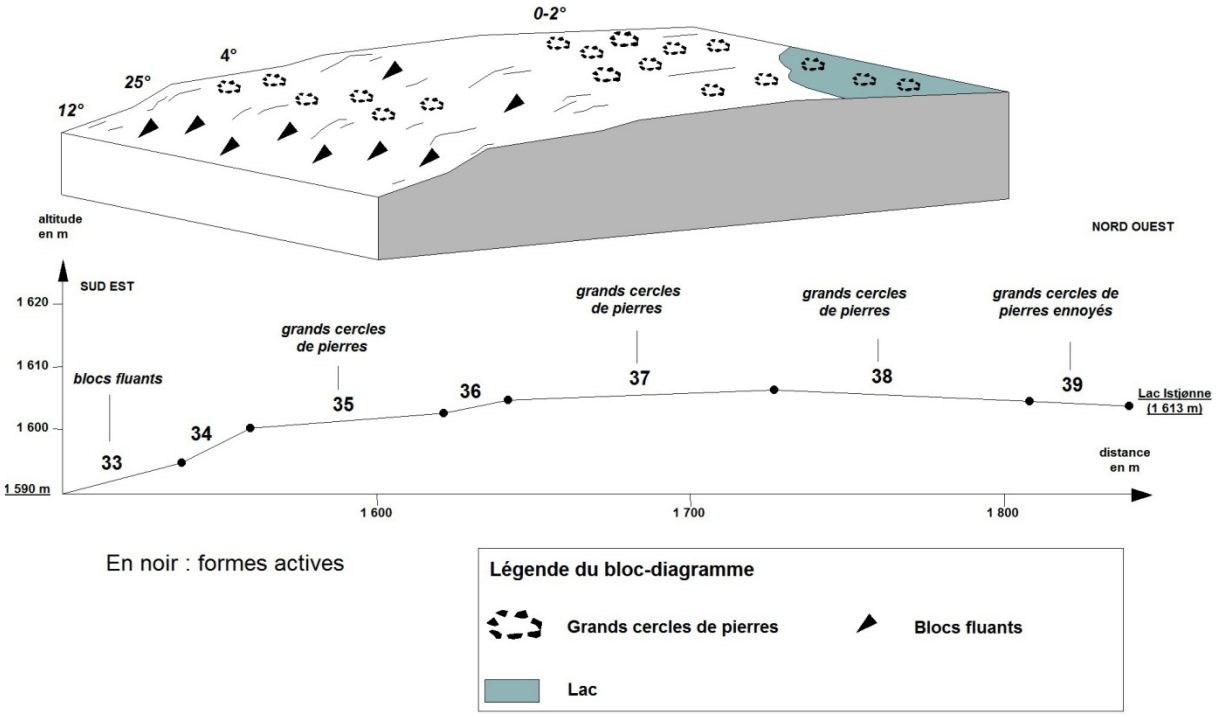


STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
27	16°	Blocs SAG de 0.1 à 1.5 m. Texture fermée	Polygones de pierres inactifs	Talus. Sols secs	**Hydrologie défavorable**
28	0°	Quelques gros blocs dans matrice avec graviers	Blocs plongeants inactifs	Replat. Sols secs	**Hydrologie défavorable**
29	20°	Blocs SAG jusqu'à 1 m dans matrice	Aucune	Versant. Matrice colonisée par *Juncus Trifidus*	**Possibilités de triage défavorables**
30	10°	Blocs SAG jusqu'à 1 m dans matrice avec graviers	Cercles de pierres actifs par points, de 1 à 2 m de diamètre	Flaques d'eau	**Possibilités de triage et hydrologie favorables**
31	16°	Blocs SAG jusqu'à 1 m dans matrice avec graviers	Terrassettes de gélifluxion	Haut de versant	**Topographie**
32	8°	Gros blocs d'environ 1.5 m et pierres SAG de toutes tailles. Texture ouverte	Grands cercles de pierres actifs par points	Haut de versant	**Possibilités de triage favorables**

Figure 42 *: profil E (suite du profil D) et données relatives aux relevés associés.*

Profil F (1 555 m à 1 590 m, figure 43)

Le transect s'achève, après un talus d'une inclinaison moyenne de 25° présentant des blocs fluants fonctionnels (***stations 34*** et ***35***), par un champ de pierres qui s'incline en pente douce vers le lac Istjønne (1 615 m). La valeur moyenne de 2° traduit la faiblesse de la pente dans cette direction. Les formes répertoriées consistent donc essentiellement en de grands cercles de pierres, étant données que les conditions hydrologiques sont bonnes au même titre que les conditions de triage (***stations 35***, ***37***, ***38*** et ***39***). Les stations concernées sont de celles qui présentent les formes périglaciaires les plus évoluées du Dovre-Rondane, et ont un degré d'activité qui s'accroît à mesure que la distance au lac diminue.



STATION	PENTE MOYENNE	COMPOSITION ET PROPRIETES DU DEPÔT	FORMES OBSERVEES	CONDITIONS DE SITE	FACTEUR(S) DETERMINANT(S) NOTABLE(S)
33	12°	Quelques gros blocs d'environ 2 m, matrice abondante, texture ouverte	Blocs fluants actifs	Champ de pierres	**Possibilités de triage défavorables**
34	25°	Blocs SAG, graviers et matrice abondante	Quelques blocs fluants actifs	Champ de pierres	**Topographie**
35	4°	Blocs SAG, graviers et matrice abondante	Grands cercles de pierres actifs par points et ostioles	Champ de pierres. Croûte cryptogamique cordée au centre des formes	**Possibilités de triage favorables et topographie**
36	12°	Blocs SAG, petites pierres et matrice abondante	Quelques blocs fluants actifs	Champ de pierres	**Topographie**
37	2°	Blocs SAG jusqu'à 1 m, petites pierres et matrice abondante	Grands cercles de pierres actifs par points	Champ de pierres	**Possibilités de triage favorables**
38	2°	Blocs SAG jusqu'à 1 m, petites pierres et matrice abondante	Grands cercles de pierres actifs par points et plaques de cryoéjection	Champ de pierres	**Possibilités de triage favorables**
39	0 à 2°	Blocs SAG jusqu'à 1 m, petites pierres et matrice abondante	Grands cercles de pierres ennoyés et coalescents	Bord du lac Istjønne	**Possibilités de triage favorables. Conditions hydrologiques péjorées**

Figure 43 *: profil F (suite du profil E) et données relatives aux relevés associés.*

L'ensemble des données relatives à ces profils réalisés entre Snøheim et le lac Istjønne donne des indications fondamentales au terme d'un traitement statistique qui prend en considération le nombre de fois où une variable donnée a une implication avérée dans les dynamiques périglaciaires (***figure 44***). Quatre paramètres sont retenus pour leur rôle dans la localisation, la physionomie et la fonctionnalité des formes périglaciaires :

-L'hydrologie et l'humidité des sols.

-Le taux de recouvrement végétal.

-La topographie (inclinaison).

-Les possibilités de triage (granulométrie, proportion de fines, texture des dépôts).

La structure, donc les possibilités de triage qui en dépendent, apparaît de loin le paramètre essentiel, suivi des conditions hydrologiques locales. Ces deux variables contrôlent dans une large mesure les dynamiques périglaciaires (***figure 44***). La topographie, particulièrement influente concernant la physionomie des formes, constitue le troisième type de paramètre dont la fonction est notoire. Les données relatives au couvert végétal interviennent finalement assez peu.

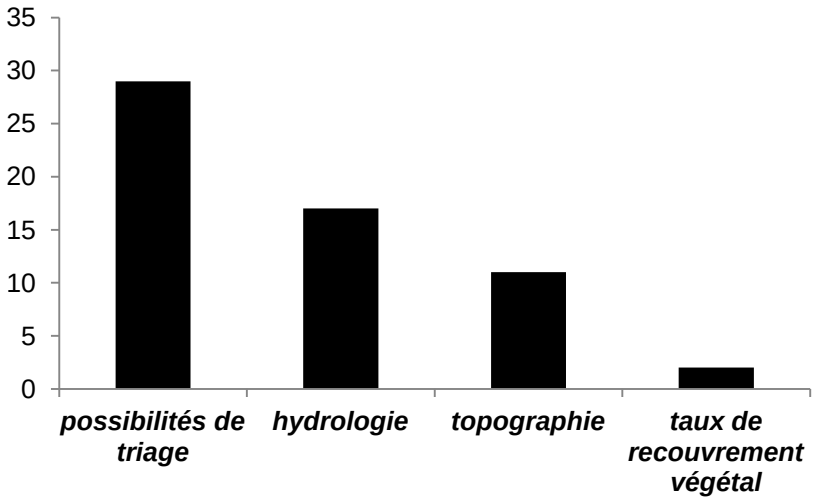


Figure 44 *: nombre de cas de figure, pour les quatre variables retenues, attestant une influence avérée dans la localisation, la fonctionnalité et la physionomie des formes périglaciaires le long d'un profil établi entre Snøheim (1 475 m) et le lac Istjønne (1 615 m). Massif du Dovrefjell.*

L'importance de la structure des dépôts sur le périglaciaire nécessite un traitement statistique à part, en individualisant les trois variables «*granulométrie*», «*proportion de fines*» et «*texture*». L'influence de la granulométrie sur les possibilités de triage se dégage dans la moitié des cas (***figure 45***). La proportion de fines disponible, au même titre que la texture des dépôts, participent bien moins souvent dans les modalités suivies par les manifestations périglaciaires fonctionnelles.

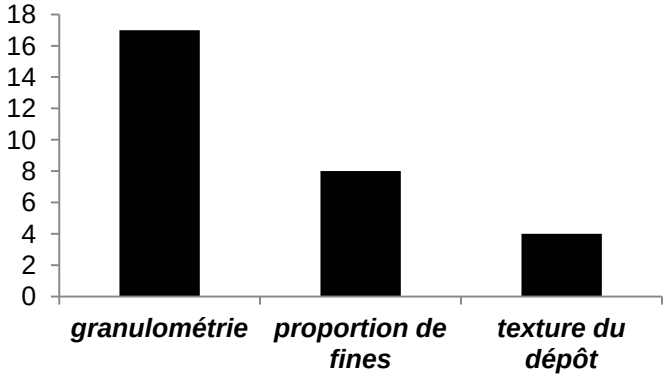
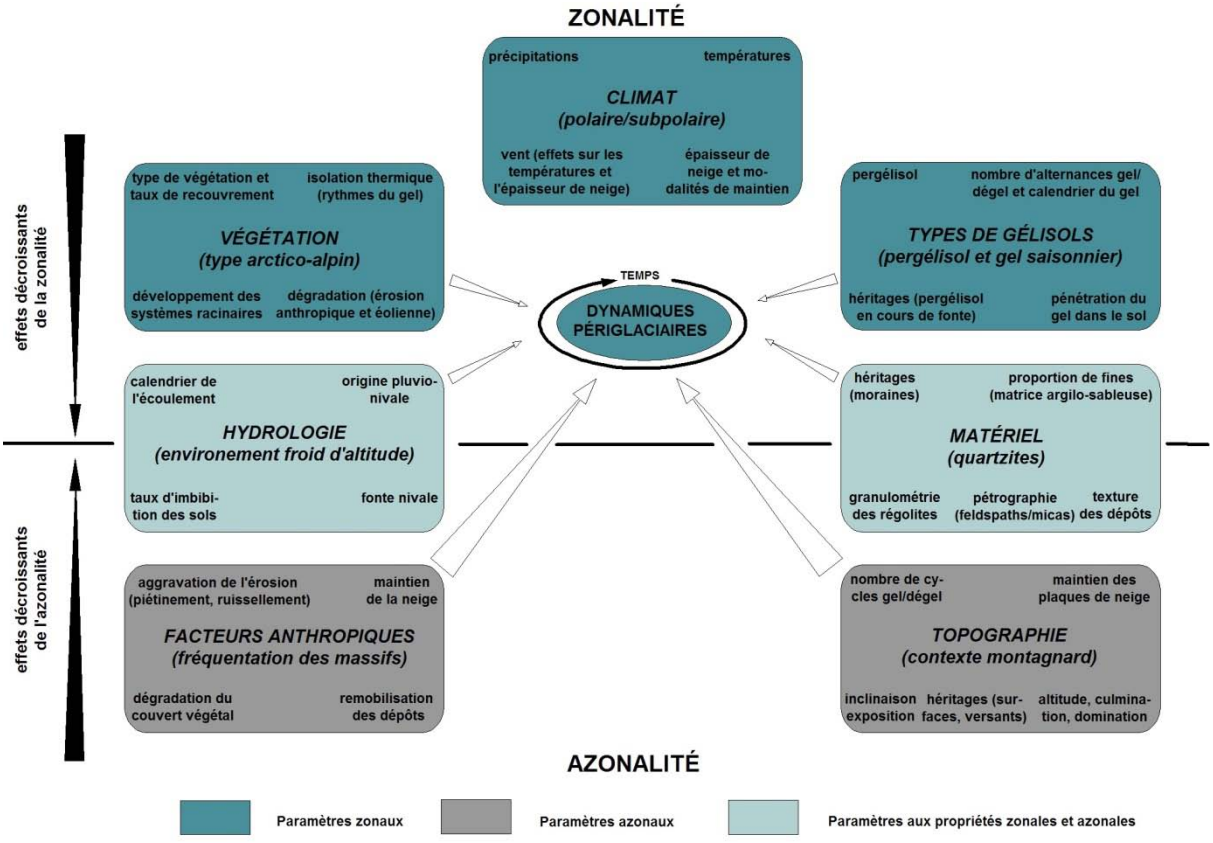


Figure 45 *: nombre de cas de figure pour la variable «possibilité de triage», dans la localisation, la fonctionnalité et la physionomie des formes périglaciaires le long d'un profil établi entre Snøheim (1 475 m) et le lac Istjønne (1 615 m). Massif du Dovrefjell.*

En définitive, la localisation des dynamiques périglaciaires est contrôlée par un ensemble de paramètres qui caractérisent les conditions de site. Ces variables, à la fois zonales et azonales,

agissent souvent de concert et s'ajoutent au facteur «temps» dont il doit invariablement être tenu compte dans l'apparition des formes, dans le système périglaciaire comme dans tout autre système morphogénique d'ailleurs (***figure 46***).



Variable \ Type d'influence	Sous type de variable (le cas échéant)	Influence sur le type de forme	Influence sur la fonctionnalité des formes	Influence sur la localisation des formes
Climat	-	**essentielle (étagements)**	oui	oui
Type de gélisol	Sols saisonnièrement gelés	oui	oui	oui
	Pergélisol	oui	oui	oui
Matériel	Granulométrie	**essentielle**	oui	**essentielle**
	Proportion de fines	oui	oui	oui
	Texture	oui	oui	oui
Hydrologie	-	oui	**essentielle**	importante
Végétation	-	faible	oui	oui
Topographie	Orientation	oui (opposition de versants)	oui (rôle de la neige)	oui (rôle de la neige et des cycles gel dégel)
	Inclinaison	oui	non	oui
	Culmination/Domination	oui	oui	oui

Figure 46 *: schéma de synthèse des conditions de site régissant l'apparition des phénomènes périglaciaires au même titre que leur type et leur fonctionnalité.*

***Conclusion** : les conditions de site comptent pour une large part dans l'apparition des formes périglaciaires fonctionnelles sur le terrain. Elles agissent le plus souvent de concert, et contrôlent la physionomie, le degré d'activité des formes et leur localisation. La structure (propriétés des quartzites) et le climat conservent leur suprématie, mais les autres variables stationnelles n'en demeurent pas moins déterminantes. Ces paramètres justifient, dans leur ensemble, la grande variété des formes observées dans le Dovre-Rondane. Ils justifient également, comme dans le cas des étagements phytogéographiques (Thouret, 1984), le caractère anisotrope des étagements morphologiques. Pour J. Karte (1983), comme pour A. Rapp et S. Rudberg (1964), le climat conserve cependant, à petite échelle, un rôle fondamental et une influence directe, l'importance des paramètres non climatiques grandissant avec l'observation à grande échelle.*

2. - La variété des formes périglaciaires fonctionnelles du Dovre-Rondane

Les premiers éléments de distinction des formes périglaciaires demeurent, avant tout autre facteur, la valeur de l'inclinaison et la dynamique impliquée dans leur genèse. Celle-ci dépend directement de la nature du substrat soumis à l'action du gel : les substrats de roche dure donnent lieu à des dynamiques de fragmentation. Les formations meubles autorisent les phénomènes d'éjection périglaciaires au même titre que les phénomènes de fluage sur les versants, par la remobilisation des produits de la gélifraction, même si celle-ci n'en est pas le fournisseur exclusif. Les dynamiques périglaciaires témoignent donc de relais de processus (***figure 47***).

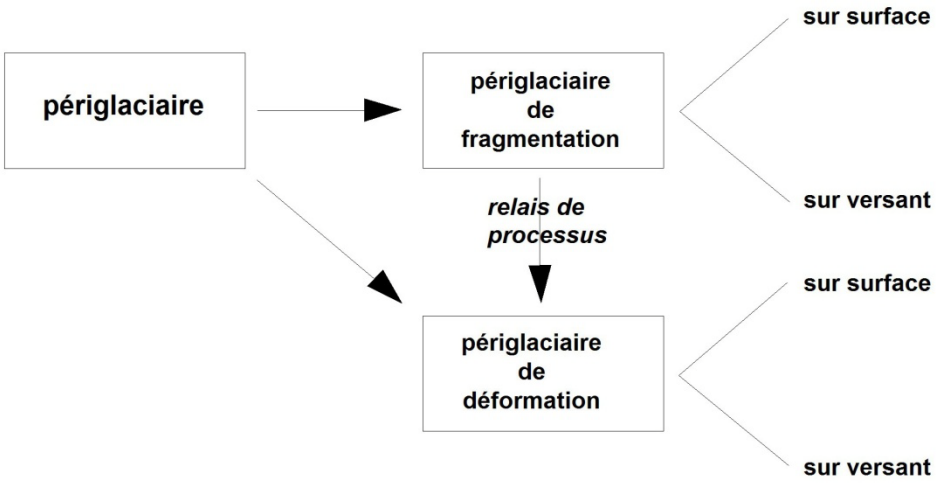


***Figure 47** : le type de dynamique périglaciaire comme principal élément de distinction des formes.*

Puisqu'elles sont en grande partie responsables de la fourniture de matériaux, la présentation des formes du Dovre-Rondane doit donc aborder en premier lieu les formes relatives aux dynamiques de fragmentation. La progression amène ensuite à traiter des formes issues des dynamiques périglaciaires de déformation sur substrats meubles.

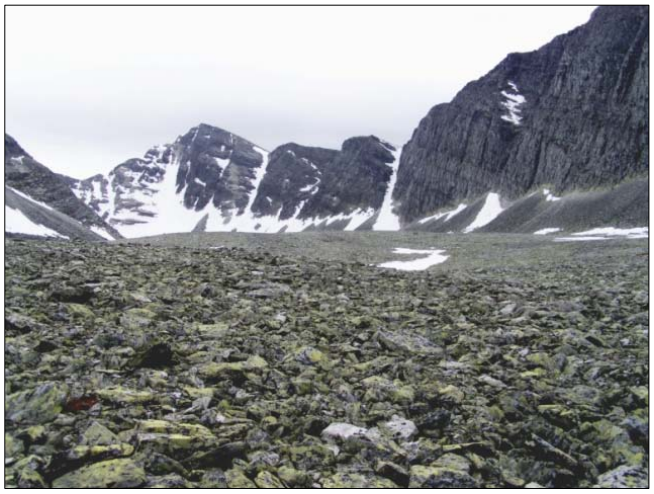
2.1. - Les formes de fragmentation

L'une des principales caractéristiques du quartzite est d'être l'une des roches les plus perméables à l'échelle de l'affleurement : il s'avère donc très gélif sur le terrain en raison de l'abondance des fissures et des discontinuités qui le caractérisent, comme l'a montré l'étude

structurale du Dovre-Rondane. Doté d'une faible résistance mécanique à cette échelle d'analyse, il fournit par conséquent d'abondantes formes de fragmentation sous l'effet des cycles gel/dégel.

Les formes produites par la gélifraction sont pléthoriques sur les secteurs de recherche. Elles se distinguent, dans un premier temps, selon qu'elles occupent un support incliné ou une surface. Leur extension peut également être une source de différenciation. Les formes de fragmentation *in situ* (nids de gel, champs de blocs,...) se distinguent donc des formes de fragmentation sur les versants (éboulis assistés ou non, niches de gélivation,…). Les premières occupent des surfaces planes ou en tout cas d'inclinaison réduite ; les secondes sont le propre des supports inclinés.

Les formes de fracturation affectant les surfaces ou les sub-surfaces du Dovre-Rondane sont notamment représentées par la famille des champs de blocs (***photographie 30***). De genèse souvent complexe et variée, ils concernent des «*revêtements de gros blocs anguleux ou subanguleux, autochtones pour l'essentiel (…) particulièrement bien développés dans les roches densément quadrillées de diaclases comme les quartzites*» (Godard et André, 1999). En Scandinavie, leur définition s'applique à une «*formation meuble composée d'une majorité de fragments de longueur supérieure à une trentaine de centimètres, à texture généralement ouverte»* (Sellier, 2002). Ils résultent en tout cas du travail de la macrogélifraction et/ou des effets de l'arrachement et du délogement glaciaire, leur qualité de marqueurs des limites des englacements weichseliens ayant été reconnues à plusieurs reprises (Sellier, 1995, 2002 ; Godard et André, 1999). Leur distribution est fréquente dans le Dovre-Rondane puisqu'ils occupent l'essentiel des fonds de vallée (Smedbotn, Verkilsdalen dans le nord des Rondane) comme la majorité des fonds de cirques, au même titre qu'ils se rencontrent sur les surfaces subhorizontales de certains sommets (Rondslottet, Snöhetta) et sur les flye.



Photographie 30* (ci-contre)**: *champ de blocs à texture fermée au fond de la vallée du Smedbotn, dominé par le sommet du Storsmeden visible à l'arrière plan (2 016 m).* ***Cliché pris à 1 500 m d'altitude, vers le sud (nord des Rondane, juillet 2010).



Photographie 31* (ci-contre)** : *éboulis coalescents affectant la paroi est du sommet du Nordre Smeden (1 898 m). Ces formes issues de la fragmentation poussée du quartzite sont assistées par le ruissellement (debris flows).* ***Cliché pris de la vallée du Smedbotn vers le nord ouest, à 1 450 m d'altitude (nord des Rondane, juillet 2010).

Les versants du Dovre-Rondane sont quant à eux affectés par une gélifraction intense qui produit des éboulis particulièrement développés, assistés ou non par d'autres processus liés notamment au ruissellement (***photographie 31***).

D'autres formes d'expression mineure sont également fréquemment observées : les nids de gel fonctionnels (***photographie 32***), les niches de gélivation (***photographie 33***) au même titre que les multiples traces témoignant du travail de la gélifraction sur les affleurements (rebords de blocs gélifractés, blocs ou dalles de quartzite gélifractés), comptent ainsi parmi les multiples manifestations de la fragmentation dans les quartzites.

Le propre des dynamiques de fragmentation est de d'alimenter les dynamiques d'éjection et de fluage par les nombreux fragments qu'elles mobilisent.



Photographie 32* (ci-contre)** *: nid de gel fonctionnel observé au sein du champ de blocs à texture ouverte occupant le sommet et les pentes septentrionales du Randen (1 397 m).* ***Cliché pris à 1 380 m (sud des Rondane, juin 2008)*.*



Photographie 33* (ci-contre)** *: niches de gélivation fonctionnelles au pied de la paroi septentrionale du Midtronden (2 060 m).* ***Cliché pris à 1 650 m d'altitude (nord des Rondane, juillet 2010)*.*

2.2. - Les formes de déformation par éjection

Le phénomène d'éjection concerne l'expulsion en surface, sous l'effet du gel, de matériaux de natures diverses, qu'il s'agisse de certains horizons du sol ou de gélifracts. Il est le résultat, en surface, du gonflement inégal sous l'effet du gel des matériaux présents dans le sol, selon la théorie du gonflement cryogénique différentiel (Pissart, 1982, 1987). Il s'accompagne d'un phénomène de triage plus ou moins intense en surface. Le matériel concerné doit nécessairement être de nature hétérogène et juxtaposer ou superposer des matériaux de gélivités différentes (Van Vliet-Lanoë, 1985 ; 2005).

Si le phénomène de triage est communément admis dans le cas des cercles de pierres par exemple, qui sont l'aboutissement d'un triage intense, il existe aussi dans le cas des ostioles qui sont l'expression d'une ségrégation entre les différents horizons du sol, mais qui résultent d'un triage d'intensité plus faible. Une distinction des formes peut donc être proposée selon leur degré de triage, en distinguant les *formes d'éjection à faible degré de triage* des *formes d'éjection à degré de triage intense* (Kerguillec, 2011). Cette distinction dépend par conséquent de l'intensité du tri granulométrique.

2.2.1. - Les formes d'éjection à faible degré de triage

Les formes d'éjection à faible degré de triage sont très abondantes dans le Dovre-Rondane. Elles naissent aux endroits où la végétation est absente, clairsemée ou dégradée en raison de divers phénomènes, particulièrement par le piétinement et la déflation. Elles affichent, en principe, une forte dépendance vis à vis des paramètres stationnels (conditions de site).

2.2.1.1. - Les ostioles

Ces formes sont très répandues sur les secteurs de recherche. Elles comptent en effet parmi les manifestations périglaciaires les plus fréquentes en milieu arctique, subpolaire et montagnard (Washburn, 1973). Bien qu'elles aient parfois été définies comme des «*maillages de petits gonflements du sol de forme circulaire (…), sans triage et sans rebord pierreux, entourés de végétation*». (Joly, 1997), elles témoignent pourtant d'un degré de triage élémentaire puisqu'elles résultent d'une ségrégation des horizons du sol selon leur gélivité (Kerguillec, 2011). Elles proviennent en effet de l'injection de matériaux plus fins et plus gélifs que le matériel superficiel, mais ne présentent pas, malgré tout, d'organisation caractéristique de leurs éléments caillouteux en surface (Tricart et Cailleux, 1967 ; Sellier, 2002). Ces formes sont effectivement associées à des cercles non triés (Washburn, 1973 ; Van Vliet Lanoë, 2005).



Photographie 34* (ci-contre)** *: micro-ostiole fonctionnel au centre légèrement déprimé et humide. Les régolithes ne sont pas rejetés en périphérie mais ont tendance à plonger (par exemple à droite de l'ostiole).* ***Cliché pris à 980 m d'altitude, à la base du versant sud est du Storkringla (nord du massif des Rondane, juin 2008).



Photographie 35* (ci-contre)** *: ostiole actif apparu au centre d'un grand cercle de pierre hérité, à proximité du lac de fond cirque Vidjedalsbotn. La forme, d'une longueur de 0.5 m, présente un centre au profil plat. Elle est probablement coalescente étant donné son aspect bicellulaire. Elle s'est développée dans un matériel déjà trié lors de l'élaboration du grand cercle (forme hôte).* ***Cliché pris à 1 535 m d'altitude (nord du massif des Rondane, juin 2008).

Les ostioles se distinguent entre eux prioritairement par leurs dimensions. Ils correspondent le plus souvent à des taches de terre, au profil transversal déprimé, plat ou légèrement bombé, de forme plus ou moins circulaire et de diamètre décimétrique à pluridécimétrique. Les micro-ostioles comptent ainsi parmi les expressions mineures du gel dans les sols (***photographie 34***). De taille pluridécimétrique, les ostioles prennent la forme de taches de terre de géométrie en général circulaire (***photographie 36***), excepté lorsqu'ils sont coalescents (***photographie 35***).

Très fréquents et parfois regroupés, les ostioles sont systématiquement le résultat du gonflement d'une couche d'argile en profondeur, qui provoque l'éjection des horizons supérieurs. Elles sont donc bien l'expression d'une certaine forme de ségrégation, bien que celle-ci ne soit pas suivie d'une organisation des pierres en surface. Certaines de ces formes comportent néanmoins l'amorce d'un tri et relèvent par conséquent d'un stade intermédiaire entre les taches de terre proprement dites et les cercles de pierres authentiques (***photographie 36***). En fonction des conditions de site et de l'altitude, il arrive que leur taille excède le mètre (***photographie 37***).



Photographie 36 ***(ci-contre)*** *: ostiole actif, au centre légèrement bombé, présentant des signes d'éjection des gélifracts vers la périphérie, ceux-ci ayant tendance à se regrouper préférentiellement sur le pourtour. Ce type d'ostiole est donc représentatif d'un stade intermédiaire avec un cercle de pierres. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 200 m d'altitude, sur la rive droite du torrent Store Ula (sud du massif des Rondane, juillet 2010).***

Photographie 37 ***(ci-contre)*** *: groupe de grands ostioles actifs de taille métrique sur le champ de pierres situé à l'est du Veslehetta (1 669 m). Les formes, au centre pratiquement plat, sont développées sur une pente faible (< 4°) et ne présentent aucun indice de triage en surface. Elles se composent d'une matrice argilo-sableuse comportant un semis de petits graviers et de blocs de taille réduite.* ***Cliché pris à 1 550 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2008).***



2.2.1.2. - Les plaques de cryoéjection

Les plaques de cryoéjection résultent également d'une ségrégation entre les horizons du sol selon leur comportement face au gel, et ne présentent pas de triage en surface au même titre que les ostioles. Elles en diffèrent cependant par leur taille, systématiquement métrique ou plurimétrique. Elles s'en distinguent également par leur rebord périphérique, généralement souligné par la végétation et inexistant chez les ostioles (***photographie 38*** et ***figure 48***).

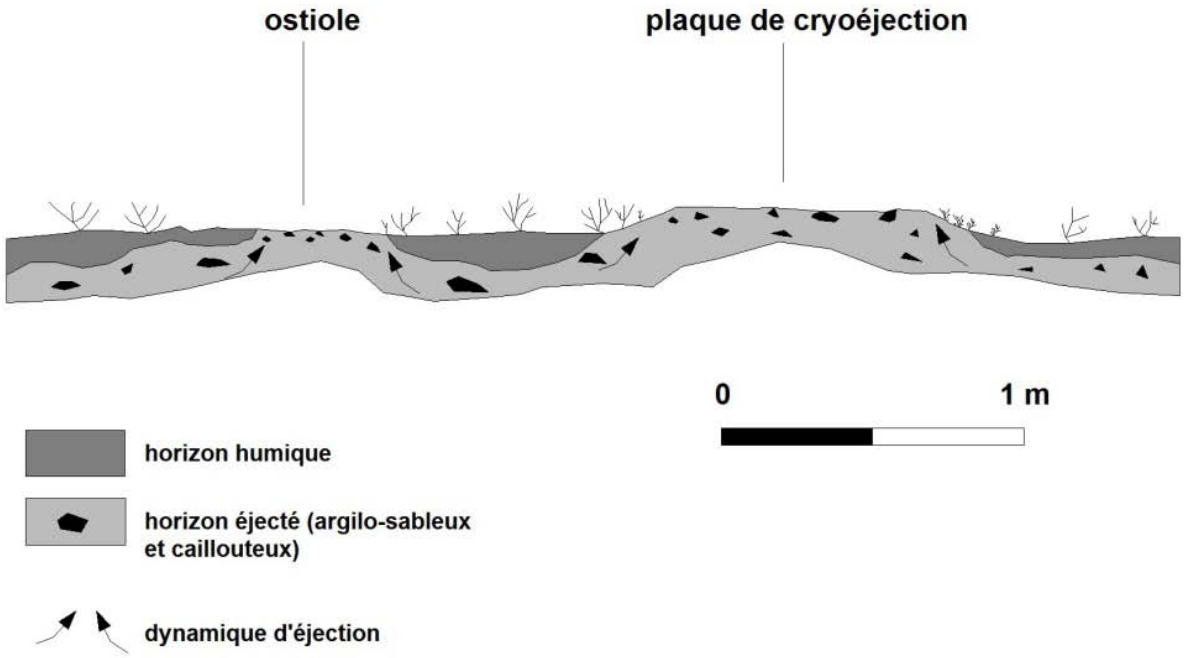


Figure 48 *: coupes schématiques et comparatives entre un ostiole et une plaque de cryoéjection.*

Ce rebord est constitué de matrice et d'éléments caillouteux sans organisation apparente. Il surélève les formes concernées de quelques centimètres par rapport à la surface du sol.

Essentiellement composées de matrice et de gélifracts centimétriques, ces formes sont particulièrement fréquentes sur les secteurs de recherche au même titre que les ostioles. De géométrie généralement polygonale, il leur a valu d'être décrites comme des «*polygones*» dans certaines publications portant sur les Rondane (Williams, 1959). Elles se caractérisent par l'éjection combinée de matrice et de gélifracts, la croûte cryptogamique étant parfois cordée en surface (***photographie 38***). En principe regroupées, ces formes témoignent, par leur rebord, d'une amplitude plus importante du phénomène d'éjection (***photographie 39***). Sans triage poussé comme c'est le cas des polygones de pierres, il est donc *a priori* justifié de les en distinguer (Kerguillec, 2011).



Photographie 38 *: plaque de cryoéjection de taille métrique, à croûte cryptogamique cordée. Dans le cas présent, le rebord est essentiellement souligné par Empetrum hermaphroditum. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au nord de Rondvatnet, à 1 200 m d'altitude (Rondane sud, août 2011).***



Photographie 39 *: champ de plaques de cryoéjection actives de taille métrique, sur le Vidjedalsflye en rive droite du torrent Vidjedalsbekken.* ***Cliché pris vers le nord est, à 1 200 m d'altitude (Rondane nord, juillet 2010).***

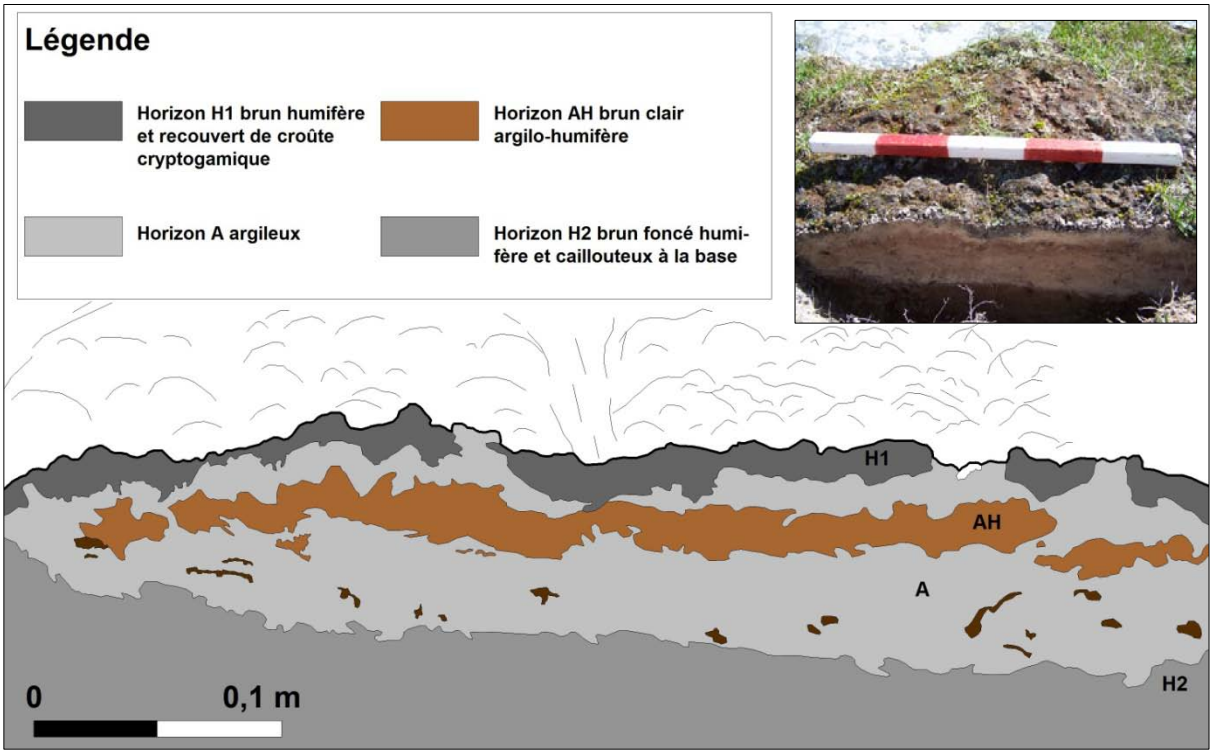


Figure 49 *: coupe dans une plaque de cryoéjection,* ***à l'est du refuge de Rondvassbu, 1 240 m (sud des Rondane, août 2011).*** *La réglette-repère mesure 0.5 m.*

Ces formes à faible degré de triage témoignent, dans la plupart des cas, d'un gonflement cryogénique différentiel des horizons argileux (***figure 49***). Lorsque l'inclinaison s'y prête, la géliturbation se trouve associée à un phénomène de fluage, cette combinaison de processus aboutissant à des formes composites (§ 2.4.2).

2.2.2. - Les formes d'éjection à degré de triage intense

Les formes d'éjection à fort degré de triage, d'une fréquence variable selon leur type, concernent principalement des cercles et des polygones de pierres de différentes dimensions, ainsi que de grands et de petits sols striés, plus rarement observés toutefois. Cette variété de formes s'avère également, et dans une large mesure, dépendante des conditions de site.

2.2.2.1. - Les cercles de pierres

Les cercles de pierres sont des figures périglaciaires circulaires triées en surface cette fois, formées d'un centre essentiellement matriciel cerné par un pourtour pierreux organisé. Elles comptent certainement parmi les formes périglaciaires les plus originales et les plus précocement décrites. Révélées au monde scientifique en 1910 lors du Congrès international de Géologie tenu à Stockholm, elles apparaissent parfois si parfaitement circulaires et triées que Ch. -P Péguy a écrit à leur sujet : «*les plus parfaits de ces cercles sont totalement isolés de leurs voisins, et leur régularité est telle que l'on a peine à croire qu'on ne se trouve point là en face des traces de quelque énigmatique civilisation*» (Péguy, 1969).

Ces formes sont le fruit du refoulement latéral des éléments superficiels caillouteux du fait des mouvements périglaciaires convectifs (Washburn, 1973 ; Pissart, 1987). Les critères de caractérisation concernent principalement leur géométrie de type circulaire et le contraste granulométrique entre les centres matriciels et les périmètres caillouteux.

Ces formes sont de dimensions variées, allant de quelques décimètres (***photographies 40*** et ***41***) à plusieurs mètres de diamètre. L'importance des paramètres stationnels concerne tout particulièrement la teneur des sols en eau, qui varie selon l'époque de l'année et contrôle le degré de

fonctionnalité des formes : les ***photographies 40*** et ***41*** ont été prises au même endroit, durant la période estivale, mais à un mois d'intervalle. Il en résulte des conditions hydrologiques différentes, donc des degrés de fonctionnalité plus ou moins importants attestés par un profil transversal plus ou moins bombé. À l'échelle locale, ces figures périglaciaires apparaissent effectivement déterminées par les possibilités de triage bimodal et intimement liées aux conditions hydriques des sols : dans tous les cas et indépendamment de leur taille, les cercles sont très bien représentés à l'aval des névés, dans les zones marécageuses et en bordure des lacs, donc dans les zones où les sols sont imprégnés d'eau au moment de la plus grande fréquence annuelle des cycles gel/dégel (automne et printemps).



Photographie 40 ***(ci-contre)*** *: petit cercle de pierres actif, de profil transversal plat, dont l'aspect bicellulaire suggère une coalescence.* ***Cliché pris à 1 300 m d'altitude, en bordure du lac Neverbutjønne (nord des Rondane, juin 2008).***



Photographie 41 ***(ci-contre)*** *: petit cercle de pierres actif, de profil transversal légèrement bombé. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en bordure du lac Neverbutjønne, à 1 300 m, en juillet 2011 (nord des Rondane).***

La taille des cercles de pierres varie principalement en fonction de l'altitude : plusieurs secteurs du massif du Dovre, au-delà de 1 500 m, comportent notamment de grands cercles de pierres de taille plurimétrique (***photographies 42*** et ***43***), ce diamètre étant plus rarement observé dans les Rondane. Ils se composent alors d'un centre plus ou moins bombé majoritairement constitué de matrice ainsi que de quelques petits gélifracts, et d'un pourtour de géométrie circulaire composé de blocs de quartzite à faible colonisation lichénique pouvant atteindre et dépasser le mètre. De telles figures sont à mettre en relation avec des paramètres hydrologiques particulièrement favorables, voire péjorés (***photographie 43***). Elles sont également associées à l'étage à pergélisol discontinu.



Photographie 42 ***(ci-contre)*** *: grand cercle de pierres fonctionnel plurimétrique, constitué d'un centre de matrice et d'un pourtour pierreux de blocs de quartzite parfois proches du mètre.* ***Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, 1 km au nord est de Snoheim, à 1 500 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010).*** *La réglette-repère mesure 0.5 m.*

Photographie 43 ***(ci-contre)*** *: grand cercle de pierres fonctionnel plurimétrique, constitué d'un centre de matrice et d'un pourtour ennoyé et pierreux.* ***Cliché pris en bordure du lac Istjønne, à 1 615 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2008).***



2.2.2.2. - Les polygones de pierres

Les polygones de pierres sont des figures périglaciaires triées dont la forme géométrique peut être variable et pas seulement polygonale. A. Pissart (1987) précise à ce sujet que «*la forme en plan (…) est rarement régulière*» ajoutant que «*les hexagones sont rares*». Les polygones sont limités par un pourtour caillouteux entourant un centre composé d'éléments gélifractés plus petits (Pissart, 1987).

Ces formes comptent par conséquent parmi celles qui dépendent le plus de la nature du classement granulométrique des éléments quartzitiques. À l'échelle stationnelle, elles impliquent pour le moins un classement bimodal des quartzites (***photographie 44***), mais la qualité du tri s'exprime encore mieux lorsque les éléments appartiennent à un classement multimodal (***photographie 45***).

Dans le Dovre-Rondane, la fréquence de ces formes est cependant moindre que celle des cercles de pierres, probablement en raison de leur plus grande exigence vis à vis du classement des régolites à l'échelle stationnelle. Leur dépendance vis-à-vis des conditions hydrologiques est cependant similaire, les zones déficientes en eau se manifestant par des polygones inertes.

Les polygones de pierres se distinguent entre eux prioritairement par leur taille, celle-ci pouvant être pluridécimétrique (***photographie 44***) et rarement plurimétrique (***photographie 45***). Ils peuvent concerner un matériel d'origine variable qui peut être entièrement morainique ou relever d'éléments subanguleux glaciaires (SAG).



Photographie 44 ***(ci-contre)*** *: petit polygone de pierres élaboré dans du matériel morainique, à la faveur d'un classement bimodal des blocs SAG. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à la base du versant oriental du Sletthøi, à 1 280 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010).***

Photographie 45 ***(ci-contre)*** *: grand polygone de pierres élaboré dans du matériel morainique. La taille de la forme est exceptionnelle et tient notamment au classement multimodal des blocs SAG : les éléments sont par conséquent triés des plus petits au plus gros en partant du centre vers la périphérie de la forme. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à l'est du Vesleranden, à 1 340 m d'altitude (sud des Rondane).***



2.2.2.3. - Les sols striés

Les sols striés sont des alignements parallèles ou subparallèles de gélifracts sur une pente dont l'inclinaison est généralement inférieure à 10°. Ils comptent également, au même titre que les cercles de pierres, parmi les figures les plus originales des milieux périglaciaires. Leur fréquence demeure faible sur les secteurs de recherche, ces formes entrant dans la catégorie de celles qui sont le plus rarement observées que ce soit dans le Dovrefjell ou dans les Rondane. Elles semblent pourtant plus fréquentes que dans d'autres montagnes atlantiques en raison de la teneur des roches en éléments feldspathiques (Sellier, 2002).

Leur extension est le plus souvent réduite à quelques mètres au maximum quel que soit leur type. Leur localisation tient à la teneur en eau des sols mais aussi à la présence de matrice argileuse ou argilo-sableuse : l'apparition des petits sols striés dépend en grande partie des possibilités de triage bimodal entre éléments fins (matrice) et gélifracts de faible calibre. L'étude de B. Francou *et al.* en Bolivie (2001) a par exemple démontré que ces formes ne dépendent pas seulement des mécanismes du gel dans le sol, mais aussi de la dynamique du flux de matériel le long des versant.

Ces formes se distinguent par leur taille, au même titre que les précédentes, donc par la largeur de leurs sillons et la granulométrie des gélifracts. Les petits sols striés forment, lorsqu'ils existent, des bandes de matériaux sablo-argileux, recouvertes ou non de croûte cryptogamique, alternant avec des bandes caillouteuses orientées dans le sens de la plus grande pente et espacées selon une distance généralement inférieure à 0.1 m (***photographies 46*** et ***47***). La présence de passées de matrice argilo-sableuse est effectivement apparue comme indispensable à la réalisation de ces formes (***photographie 48*** et ***figure 50***).

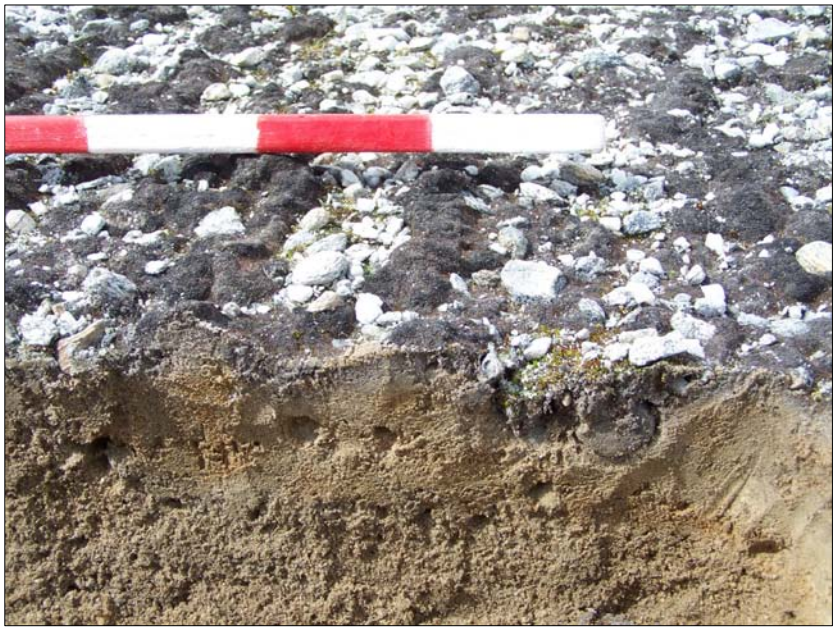


Photographie 46 *: petits sols striés fonctionnels, sur une pente de 8 à 10°, constitués par l'alternance de petits gélifracts quartzitiques de 5 mm à 3 cm, séparés par des bandes de matrice sans croûte cryptogamique. Ses formes contiennent également quelques blocs fluants. Elles sont établies sur un lobe de gélifluxion (emboîtement de formes). Le cliché en haut à droite donne une vue générale du site.* ***Cliché pris à 1 250 m d'altitude au sud ouest du Skagsnebb (1 592 m). Nord des Rondane, août 2009.***



Photographie 47 *: petits sols striés actifs sur une pente de 10°, constitués par l'alternance de petits gélifracts quartzitiques séparés par des bandes de matrice recouvertes de croûte cryptogamique. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, 1 km au nord est de Snoheim, à 1 520 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010).***

Les grands sols striés, la plupart du temps fossiles, sont aussi rares que leurs homologues de taille réduite, et sont souvent irrégulièrement dessinés (***photographie 49***). Ils sont formés de sillons de blocs parfois dressés et orientés dans le sens de la pente, séparés par des bandes la plupart du temps matricielles dont l'espacement est cette fois métrique. Plus rarement, les conditions de site se rapportant à la granulométrie des éléments quartzitiques, permettent d'observer des ébauches de grands sols striés uniquement formés d'éléments caillouteux, où la matrice est rare du moins en surface (***photographie 50***).



Photographie 48 *: coupe réalisée en travers de petits sols striés actifs.* ***Cliché pris sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, 1 km au nord est de Snoheim, à 1 520 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010).*** *La réglette-repère mesure 0.5 m.*

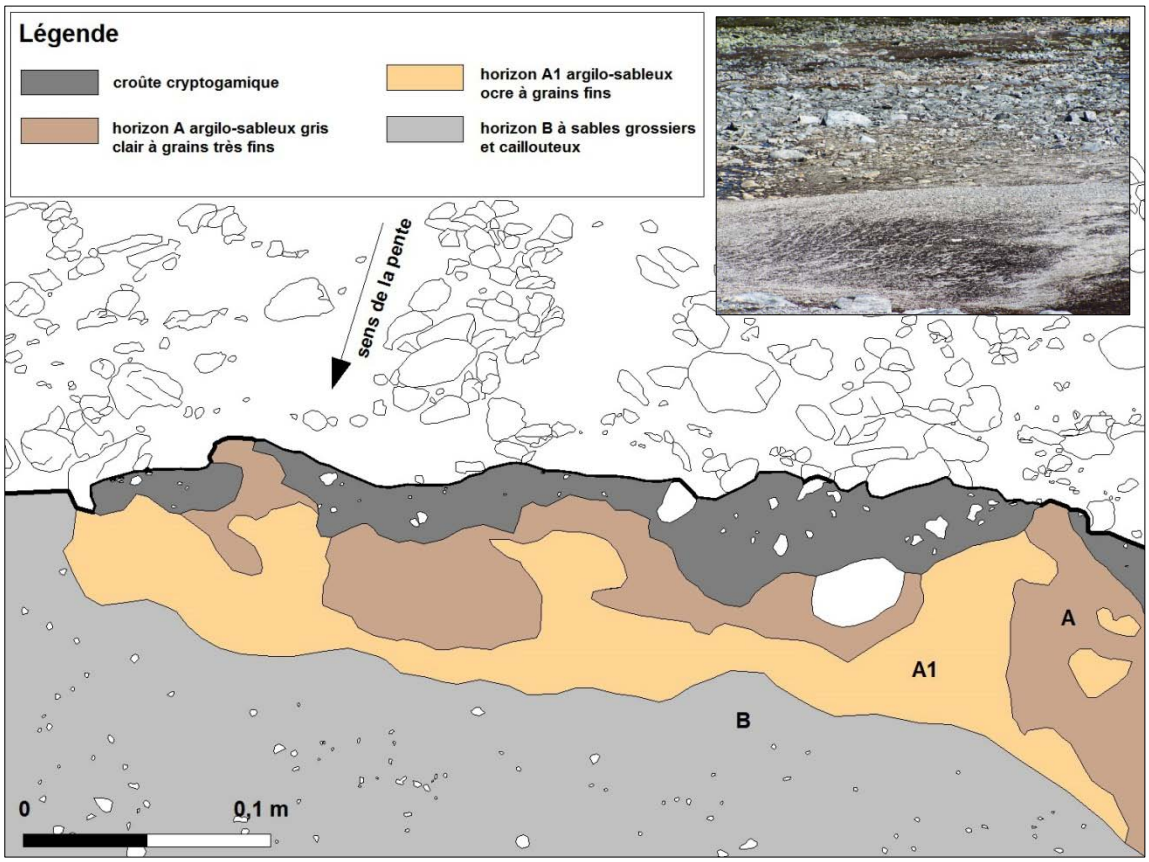


Figure 50 *: interprétation de la* ***photographie 48****. Le cliché en haut à droite donne une vue générale du site.*

Ces formes sont à mettre en rapport, dans certains cas qui sont loin d'être les plus fréquents sur le terrain, avec l'étirement et la déformation de polygones ou de cercles de pierres. Ces relations génétiques ne sont pas nouvelles (Cotton, 1948 ; Hamelin et Cook, 1967 ; Tricart et Cailleux, 1967 ; Washburn, 1973 ; Pissart, 1987 ; Sellier, 2002). Quoi qu'il en soit, elles requièrent systématiquement une inclinaison et sont par conséquent localisées sur les versants.



Photographie 49* (ci-contre)**: *grands sols striés fonctionnels alternant des alignements de blocs dans le sens de la pente (10 à 15°) et des bandes composées essentiellement de matrice.* ***Cliché pris à 1 500 m d'altitude, au sud est du Brunkollen (Dovrefjell, juillet 2010).



Photographie 50* (ci-contre)** : *ébauches de grands sols striés formées exclusivement de fragments lithiques.* ***Cliché pris à 1 650 m d'altitude, au sud de Klarabotn (sud des Rondane, juin 2008).

Les petits sols striés entretiennent parfois une relation spatiale et temporelle avec d'autres formes actives, particulièrement avec les lobes de gélifluxion. La mise en place de formes de fluage telles que les lobes s'accompagne d'un certain tri, ou pour le moins, d'un dérangement au sein des dépôts de pente. Les petits sols striés trouvent un terrain approprié à leur développement du fait de ce triage. Associés aux formes de fluage, ils témoignent dans ces cas précis d'emboîtements de formes périglaciaires fonctionnelles correspondant à deux générations de formes, où les lobes de gélifluxion

sont des formes hôtes et les sols striés des épiformes donc des manifestations secondaires de l'activité périglaciaire (***figure 51***).

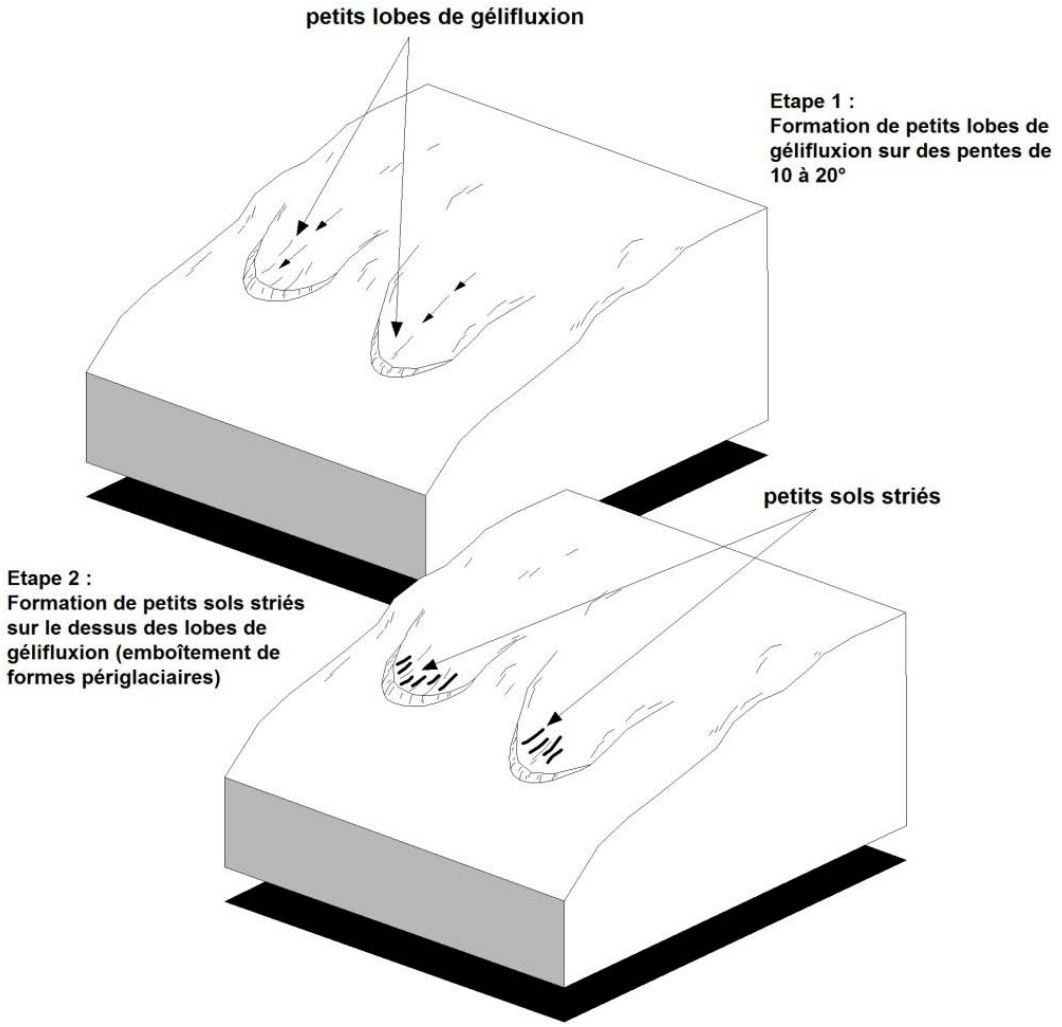


Figure 51 *: relation spatiale et temporelle entre les petits sols striés et les lobes de gélifluxion sur les versants.*

2.3. - Les formes de déformation par fluage

Les formes de fluage, associées nécessairement à un versant, sont représentées par la famille des lobes de gélifluxion de petite ou de grande dimension (métrique à décamétrique selon les secteurs altitudinaux), mais également par les terrassettes de gélifluxion ainsi que par les blocs fluants dont la taille peut également varier de quelques centimètres à plusieurs mètres de longueur toujours selon l'altitude.

2.3.1. - Les terrassettes de gélifluxion

Les terrassettes de gélifluxion sont l'une des formes périglaciaires actives les plus fréquentes des secteurs de recherche. Elles sont en effet particulièrement répandues dans les quartzites en raison de la végétalisation en principe limitée de ces supports (Sellier, 2002). Elles occupent très souvent, outre les portions de versants d'inclinaison suffisante, les rebords des dépôts morainiques, des chenaux latéraux ou des terrasses alluviales (***photographie 51***).

Elles comprennent une marche supérieure le plus souvent inclinée, plus rarement plane, où apparaissent ponctuellement quelques petits blocs plongeants, ainsi qu'un front pluridécimétrique le

plus souvent proche de 0.5 m. Les pentes qui les accueillent sont faiblement inclinées, en général de l'ordre de 10°. En fonction des conditions de site et particulièrement de la proportion de fines disponible, elles peuvent affecter des portions entières de versant (***photographie 52***). Elles sont alors le signal d'un fluage généralisé.





Photographie 52 (ci-dessus) *: versant affecté par un fluage généralisé (pente 25-30°). La partie supérieure est entièrement occupée par des terrassettes de gélifluxion actives, tandis que la partie inférieure est le siège de coulées de gélifluxion.* ***Cliché pris à 1 250 m d'altitude, au nord de Rondvatnet (sud des Rondane, août 2011).***

Photographie 51 (ci-dessus) *: terrassettes de gélifluxion actives sur un rebord de chenal latéral.* ***Cliché pris 1.5 km au sud de Klarabotn, à 1 300 m d'altitude (Rondane sud, juin 2008).***

Les terrassettes de gélifluxion sont la plupart du temps le résultat du gonflement et du fluage d'un horizon argileux. En fonction de l'intensité du processus, leur marche supérieure laisse apparaître cette couche au fort potentiel de gélivité lorsque celle-ci parvient à percer les horizons humiques (***photographie 53*** et ***figure 52***). Le fluage est généralement révélé en surface par l'aspect cordé de la croûte cryptogamique. Ces formes sont étroitement dépendantes des conditions hydrologiques et adoptent fréquemment, selon ce principe, une localisation en rapport avec les plaques de neige.



Photographie 53 *: coupe dans une terrassette de gélifluxion fonctionnelle. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au sud ouest du sommet du Kolla, sur la rive droite du torrent Kollbekken, à 1 240 m d'altitude (Dovrefjell, août 2011).***

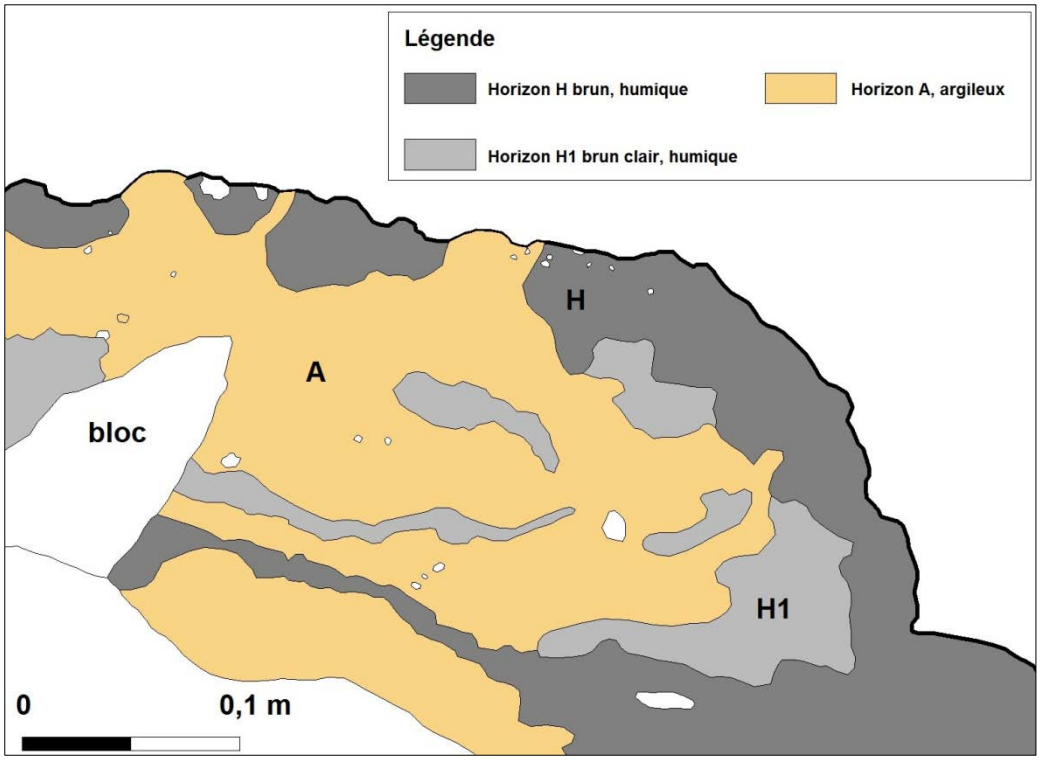


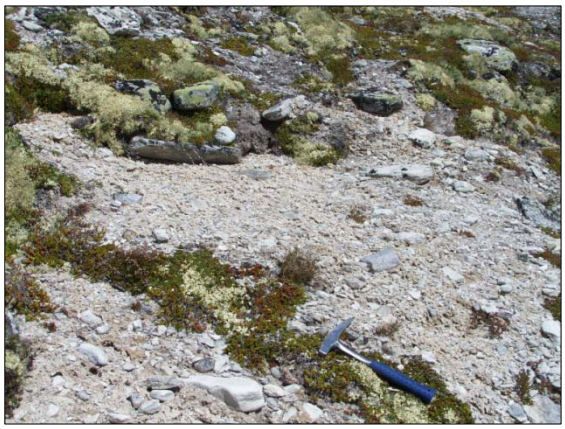
Figure 52 *: interprétation de la coupe de la* ***photographie 53****.*

2.3.2. Les lobes de gélifluxion

Les petits lobes de gélifluxion apparaissent en général sur les portions de versant d'inclinaison comprise entre 15 et 30°, particulièrement dans les secteurs où le couvert végétal est dégradé par la déflation ou le ruissellement. Sans que celui ci n'intervienne dans les formes précitées, il est ainsi fréquent d'observer des debris flows à leur proximité. Aux altitudes proches de 1 200 m, leur taille atteint quelques mètres de largeur. Ils comprennent toujours de la matrice en abondance ainsi que de petits graviers ou des blocs subanguleux glaciaires de taille décimétrique (***photographies 54*** et ***55***).

Plus haut en altitude, leurs dimensions et leur configuration changent : l'observation révèle alors de grands lobes de gélifluxion d'une dizaine de mètres de large qui se terminent par un front de blocs de quartzite dressés et enchevêtrés dont l'élévation peut atteindre 1.5 à 2 m (***photographie 56***). Ces grands lobes sont gorgés d'eau. Ils ont été systématiquement répertoriés en position d'ubac, dans les zones abondamment alimentées en eau de fonte nivale et lorsque le matériel se prête au fluage. Leur

dépendance vis-à-vis des conditions hydrologiques stationnelles est donc élevée, si bien qu'il est rare d'observer des portions entières de versant caractérisées par ce type de formes (***photographie 57***).



Photographie 54 *: petit lobe de gélifluxion fonctionnel, développé sur une pente de 30°, contenant de nombreux graviers, de la matrice en abondance et quelques petits blocs SAG.* ***Cliché pris dans le vallon de Vidjedalen, en position d'adret, à 1 180 m d'altitude (nord des Rondane, juin 2008).***



Photographie 55 *: petit lobe de gélifluxion actif sur une pente de 25°. Autres formes identiques à proximité.* ***Cliché pris en rive gauche de l'Atna, à l'ouest du refuge de Dørålseter, à une altitude de 1 235 m (nord des Rondane, juillet 2011).***



Photographie 56 ***(ci-contre)*** *: grands lobes de gélifluxion fonctionnels de taille décamétrique soulignés par les plaques de neige. La valeur de la pente est de 20°.* ***Cliché pris 2 km au sud du sommet de l'Austre Smeden (1 849 m), à 1 480 m d'altitude (Rondane nord, juillet 2010).***



Photographie 57 ***(ci-contre)*** *: grands lobes de gélifluxion fonctionnels de taille décamétrique affectant le versant septentrional du Nordre Smeden (1 898 m) à partir de l'altitude de 1 500 m. (****Rondane nord, juillet 2010****).*

2.3.3. - Les blocs fluants

Dans les massifs du Dovre-Rondane, les blocs fluants sont des formes liées au fluage qui comptent parmi les plus répandues. Initialement décrits par D. Sellier (2002, 2006), ils peuvent prendre des dimensions variables, leur taille étant très réduite aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire (***photographie 58***) tandis qu'ils atteignent couramment un cubage de plusieurs m^3 en altitude, au niveau des cirques glaciaires (environ 1 500-1 600 m).



Photographie 58 *: petit bloc fluant fonctionnel, sur une pente de 15° d'inclinaison.* ***Cliché pris sur le versant est du sommet périphérique du Kalven, au nord est de Dørålseter, à 945 m d'altitude (nord des Rondane, juin 2008).***



Photographie 59 *: bloc fluant de taille métrique, à 1 500 m d'altitude. Le bourrelet frontal est composé par des gélifracts de quartzite débités en lames et souligne par conséquent l'effet de poinçonnement relatif au fluage (**1**). La réglette-repère mesure 0.5 m* ***(sud des Rondane, août 2011).***

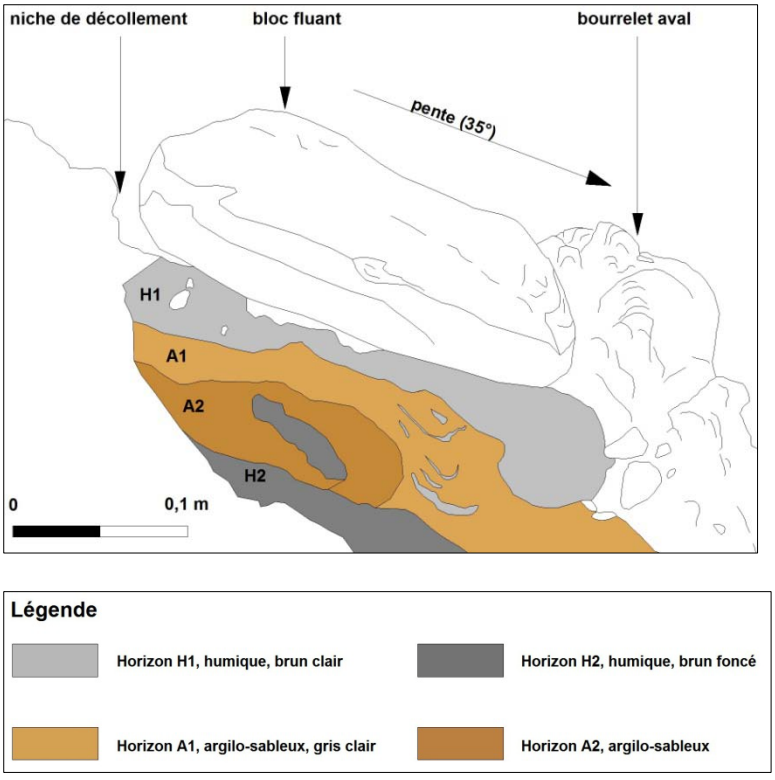




Figure 53 *: coupe en travers d'un bloc fluant fonctionnel (**nord des Rondane, juillet 2011**). Réglette-repère : 0.1 m par couleur.*

Les blocs fluants sont en général très présents sur les portions de versant dénudées à condition que l'inclinaison soit suffisante pour provoquer le fluage (environ 5°). Une fois encore, les pentes situées à l'aval des plaques de neige s'avèrent être des localisations privilégiées, ce qui souligne la

nécessité d'une teneur en eau suffisante des sols pour ce genre dynamique périglaciaire. Il est particulièrement fréquent d'observer des oppositions de versant selon l'exposition : le versant situé en ubac, qui conserve des plaques de neige en été, se caractérise par des sols plus humides et par de nombreux blocs fluants, par opposition au versant en adret, la plupart du temps dépourvu de plaques de neige et donc nettement moins favorable à ce type de forme.

Il semble donc que l'étalement de la fonte des neiges dans le temps soit propice aux phénomènes de fluage, plus qu'une fonte rapide. Les formes précitées sont toutes caractérisées par un bourrelet aval, significatif de leur mouvement de fluage et constitué de matrice à laquelle s'ajoutent de petits blocs dans le cas des plus gros spécimens (***photographie 59***). La matrice du bourrelet, fraîchement remuée, au même titre que sa colonisation végétale la plupart du temps faible ou nulle, sont des indices révélateurs du degré de fonctionnalité de la forme. Les blocs fluants authentiques présentent également une niche de décollement à l'amont (***figure 53***). Au même titre que des blocs plongeants sont parfois observables sur la partie sommitale des terrassettes de gélifluxion, il arrive en outre assez couramment que de petits blocs fluants apparaissent au sein des lobes de gélifluxion, signalant des emboîtements de formes périglaciaires fonctionnelles. Ils relèvent en tout cas d'un mouvement de fluage des horizons les plus gélifs lors du dégel des versants (***figure 53***).

2.3.4. - Le fluage généralisé

À partir d'une certaine altitude et en fonction de plusieurs paramètres stationnels qui tiennent notamment aux conditions hydrologiques, à la proportion de fines et à la valeur de l'inclinaison, le fluage a tendance à se généraliser.

Il ne se manifeste pas nécessairement, dans ce cas de figure, par des formes spécifiques, si l'on excepte les coulées de gélifluxion (***photographie 60***). Dans les autres cas, il est surtout attesté par des indices tels que le basculement de blocs (***photographie 61***), l'aspect cordé de la croûte cryptogamique et l'écartement de dalles gélifractées.



Photographie 60 *: coulées de gélifluxion en bas de versant, associées à un fluage généralisé. Les coulées comportent des blocs en transit vers l'aval-versant* ***(1)*** *et se terminent par un front de quelques décimètres constitué par un amas de blocs enchevêtrés et basculés* ***(2)****.* ***Cliché pris à 1 240 m d'altitude, au nord de Rondvatnet (sud des Rondane, août 2011).***



Photographie 61 *: fluage de matrice attestée par différents signaux. Bloc en transit* ***(1)****, bloc basculé* ***(2)****, dalle en cours de fossilisation par la matrice* ***(3)****. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 500 m d'altitude, en août 2010, dans la partie septentrionale du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell, nord est du refuge de Snøheim).***

2.4. - Les autres formes

Certaines formes n'entrent pas dans la catégorie relevant d'un phénomène d'éjection ou d'un phénomène de fluage. Elles doivent par conséquent être traitées séparément.

C'est le cas des blocs plongeants, qui n'entrent dans aucune des deux catégories précitées. C'est également le cas des plaques de cryoéjection fluées, qui mettent en jeu des combinaisons de processus et qui relèvent donc de formes mixtes.

2.4.1. - Les blocs plongeants

Les blocs plongeants sont de dimensions variables, variant de quelques centimètres à plusieurs mètres dans certains cas. Ils concernent des surfaces horizontales ou très faiblement inclinées (< 2°),

qui sont peu propices à un phénomène de fluage. Ils ne relèvent pas non plus d'un phénomène d'éjection et trouvent leur explication dans le plongement progressif au sein d'un sol à gel saisonnier (Berthling *et al.*, 2001a).

Ce sont par conséquent des indicateurs de sols à gel saisonniers. Leur plongement est attesté, la plupart du temps, par le bourrelet périphérique constitué de matériaux fins qui les entoure. Dans certains cas, il arrive que le bloc plonge dans une épaisseur de fragments lithiques, sans que le plongement soit suffisant pour provoquer leur éjection (***photographie 62***). Dans d'autres cas encore moins fréquents, le plongement d'un bloc peut être souligné par un anneau de graviers enchâssés dans la dépression périphérique créée lors de l'enfoncement (***photographie 63***).



Photographie 62* (ci-contre)** *: bloc plongeant de taille pluridécimétrique s'enfonçant dans une épaisseur de fragments de quartzites de taille plus réduite, sans provoquer leur éjection ou leur redressement. La fragmentation ultérieure du bloc pourrait éventuellement aboutir à une rose de pierres.* ***Cliché pris à 1 300 m d'altitude, en bordure du lac Neverbutjønne (nord des Rondane, juin 2008).



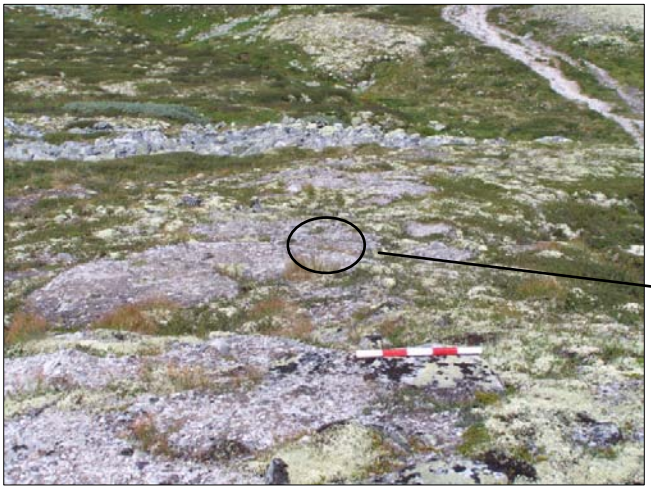
Photographie 63* (ci-contre)** *: petit bloc plongeant fonctionnel* ***(1) *s'enfonçant progressivement lors du dégel de la matrice. Le plongement est attesté par le rassemblement de graviers dans la dépression périphérique autour du bloc* ***(2)****. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à d'altitude (sud des Rondane, juillet 2010).***

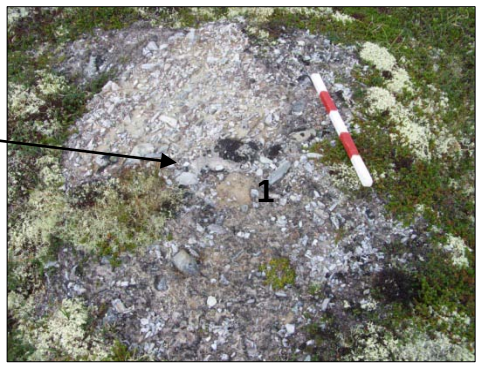
2.4.2. - Un exemple de formes composites : les coulées de gélifluxion retouchées par l'éjection

Dans certains cas, les formes périglaciaires se présentent non seulement sous l'aspect d'emboîtements de formes le long des versants, en même temps qu'elles sont le résultat de combinaisons de processus fonctionnels. Il serait alors arbitraire de les classer dans la catégorie du fluage ou dans celle de l'éjection étant donné qu'elles relèvent de l'association de ces deux types de dynamiques.

Sur les pentes d'inclinaison inférieure à 10° en moyenne, il est ainsi fréquent d'observer des emboîtements de coulées de gélifluxion mettant en évidence plusieurs générations de formes (***photographie 64a*** et ***figure 54a***). La déstabilisation des sols lors de la mise en place d'une grande coulée de 1ère génération, désormais inerte, peut dans certains cas permettre l'apparition de coulées secondaires (2ème génération). Pour les cas précités, le phénomène de fluage n'est pas le seul responsable de l'allure des formes actuelles, le déchirement des sols et de la couverture végétale permettant, dans un second temps, la mise en place de phénomènes qui relèvent cette fois de

l'éjection. Ces processus sont notamment attestés par de petits ostioles fonctionnels sur le dessus des coulées (***photographie 64b*** et ***figure 54b***). Le phénomène d'éjection apparaît dans ces cas précis subordonné au fluage.





Photographie 64a ***(ci-contre)****: coulées de gélifluxion étagées, à l'ouest du refuge de Rondvassbu, 1 250 m (sud des Rondane, août 2011).* ***Photographie 64b (ci-dessous)****: coulée de gélifluxion de taille métrique contenant de petits ostioles fonctionnels* ***(1)****. La réglette-repère mesure 0.5 m.*

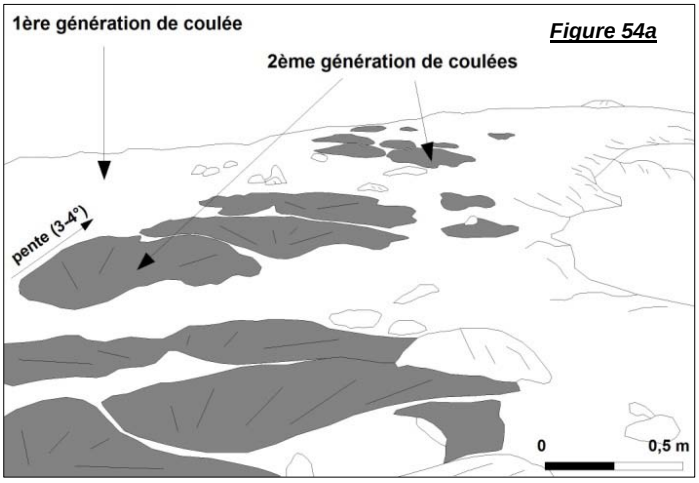
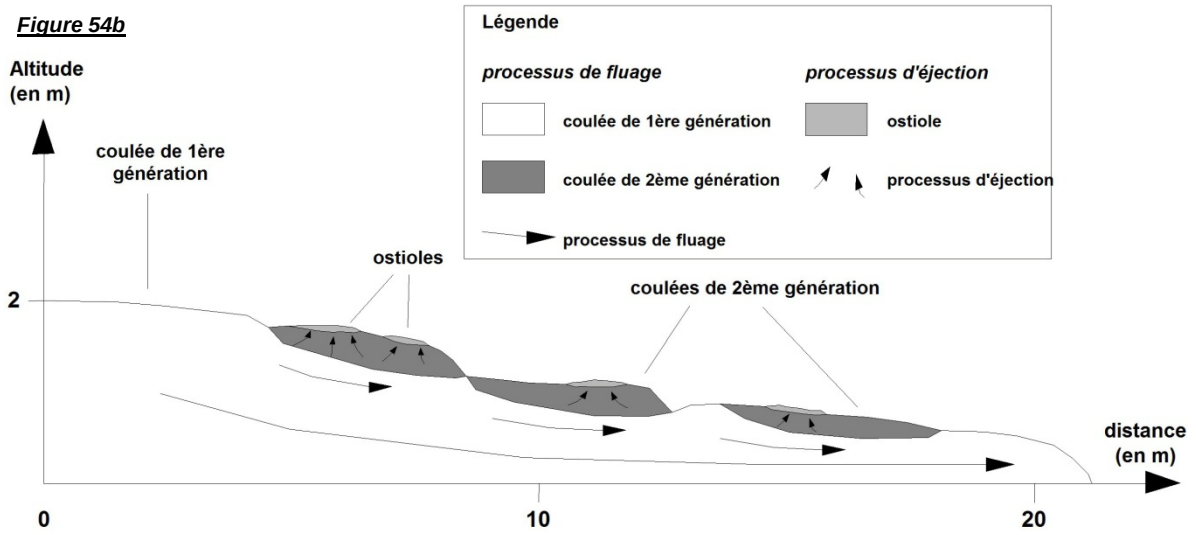


Figure 54a

Figures 54a et b *: schéma d'interprétation de la* ***photographie 64a****, illustrant à la fois un emboîtement de formes et une combinaison de processus périglaciaires. Des coulées de gélifluxion de 2e génération affectent une grande coulée plus ancienne et stabilisée* ***(figure 54a ci-contre)****. Le déchirement du couvert végétal et de la croûte cryptogamique crée des conditions de triage propices qui permettent ensuite la mise en place d'un dérangement des sols par éjection, signalé par de petits ostioles sur la marche supérieure des coulées* ***(figure 54b ci-dessous)****. L'éjection est par conséquent subordonnée au fluage et ce type de formes composites résulte de la succession de trois générations de formes ainsi que de deux types de dynamiques périglaciaires.*

Figure 54b



***Conclusion** : La variété et la fréquence des formes périglaciaires fonctionnelles dans le Dovre-Rondane tiennent à l'action du climat sur une structure adéquate qui rend particulièrement lisibles les manifestations concernées sur le terrain. Les conditions de site autorisent, ou contraignent, en tout cas contrôlent ces dynamiques périglaciaires. Celles-ci sont classées en plusieurs catégories prioritairement selon le processus concerné, ce qui n'exclut pas des combinaisons de formes et des relais de processus sur un même site. L'inventaire exhaustif des formes rencontrées sur le terrain permet la réalisation d'une nomenclature des formes périglaciaires des terrains de recherche, qui tient compte de l'ensemble des variables en jeu. Elle est par conséquent caractéristique de ce milieu de haute montagne atlantique.*

3. - Proposition d'une nomenclature pour le Dovre-Rondane

3.1. - Des provinces périglaciaires…des nomenclatures ?

La terminologie périglaciaire tient en grande partie de l'empirisme au même titre que de l'expérience de chacun, ce qui la rend «*incohérente, imprécise, incomplète et non systématique*» (Hamelin et Cook, 1967). Une des conséquences de ces divergences dans l'appellation des formes, autant que dans l'appréciation des processus à l'origine de leur genèse, s'apprécie par le nombre important de nomenclatures des formes périglaciaires proposées dans les publications : elles sont construites en fonction de critères variables et mettent en avant certains processus plutôt que d'autres (Hamelin et Cook, 1967). Celles de A.L. Washburn (1956), établies selon des critères géométriques et en fonction de la présence ou non de triage, comptent sans doute parmi les plus utilisées et les plus largement admises (Walters, 1988). J. Tricart et A. Cailleux (1967) ont également proposé une classification des formations superficielles périglaciaires qui a cependant été discutée (Dylik, 1970) : «*cet échec partiel* (de classification des phénomènes périglaciaires) *résulte sans aucun doute de l'état actuel des recherches, toujours loin d'un système conséquent et unique qui devrait être basé non pas sur des critères descriptifs, d'application apparemment facile, mais sur des données génétiques*». Les travaux d'A. Pissart (1987) ont également fait école.

Les divergences relevées et, la plupart du temps, l'absence de positionnement dans un cadre périglaciaire global, tiennent à l'originalité de chaque province périglaciaire. Elles sont donc la conséquence de la spécificité des formes.

Au détriment d'une nomenclature périglaciaire qui serait applicable à tous les milieux concernés, il paraît par conséquent tentant d'établir un classement spécifique pour chaque type de province. Compte tenu de la variété des formes observées dans le Dovre-Rondane, il n'est en effet pas inutile de proposer ici une nomenclature spécifique à ce milieu de haute montagne atlantique. En se basant sur l'inventaire des manifestations périglaciaires réalisé, le mode de classement choisi ici attribue la primauté à la dynamique en cause dans leur genèse. La nomenclature proposée prend également en considération certaines variables qui relèvent des conditions de site.

3.2. - Les critères de classification retenus

Le facteur génétique prime dans la classification proposée ci-après, et le processus en cause est d'abord fortement assujetti à la nature du substrat affecté. Les *dynamiques de fragmentation* sont donc distinguées des *dynamiques de déformation*, cette dernière catégorie regroupant les *dynamiques de déformation* par *fluage* et par *éjection*. D'autres critères, autres que dynamiques, permettent également la différenciation des formes périglaciaires fonctionnelles. Le facteur pente s'avère ainsi être l'un des principaux paramètres dont il faut tenir compte pour obtenir une classification adaptée des formes périglaciaires du Dovre-Rondane (***figure 55***) :

-La nature de la formation soumise à l'action du gel détermine dans un premier temps le type de dynamique possible : les formations meubles autorisent deux types de dynamiques, l'éjection et le fluage (*formes de fluage* et *formes d'éjection*) ; les roches sont soumises quant à elles aux dynamiques de fragmentation (*formes de fragmentation*).

-Le facteur pente permet une distinction fondamentale entre *formes de versant* et *formes de surface*. Dans le cas des *formes d'éjection*, cette variable influe sur la géométrie des figures concernées qui sont soit linéaires, soit circulaires. Elle s'avère bien entendu indispensable dans l'apparition des formes de fluage.

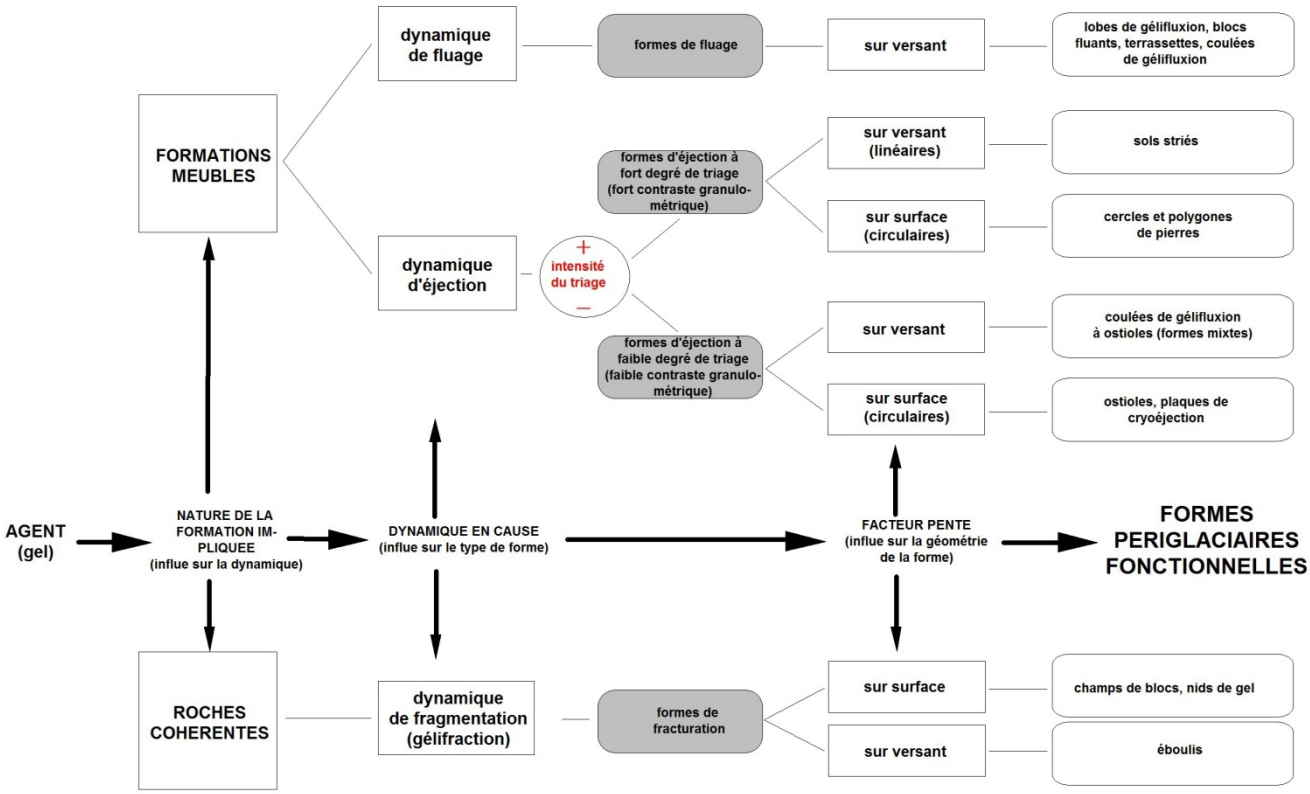


Figure 55 *: nomenclature des formes périglaciaires du Dovre-Rondane.*

***Conclusion** : le cadre morphoclimatique du Dovre-Rondane autorise une fréquence élevée des formes périglaciaires actives et justifie leur caractère varié, de concert avec l'influence primordiale des conditions de site à l'échelle locale. Les relevés de terrain aboutissent à l'élaboration d'une nomenclature adaptée à ce milieu de haute montagne atlantique, dans laquelle il manque néanmoins une variable et non des moindre : l'altitude…*

J. Dylik (1970), dans son analyse critique du tome II du monumental «Traité de géomorphologie» de J. Tricart et A. Cailleux (1967), commente en ces termes : «Ce n'est pas la première fois non plus qu'il critique les méthodes communes de détermination des aires périglaciaires (…). La détermination de la limite inférieure en latitude des aires périglaciaires, basée d'habitude sur le tracé de l'isotherme de juillet et sur la limite de la forêt est mise en question comme injustifiée et contraire aux faits observés dans le nature. L'auteur en tire la conclusion que ce qui est d'importance décisive ce sont les phénomènes périglaciaires actuels».

Il est temps de s'associer à cette méthode en démontrant qu'il est possible de déterminer les étagements périglaciaires actifs du Dovre-Rondane par les formes fonctionnelles et non par des limites théoriques ou supposées…

CHAPITRE 3

Les étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane

Les publications disponibles pour le Dovre-Rondane n'évoquent pas systématiquement leurs étagements morphologiques actuels. Le périglaciaire n'y est souvent abordé qu'à travers l'observation de certains types de formes, parfois sans référence altitudinale et sans être considéré dans sa globalité. Certaines d'entre elles rapportent néanmoins quelques observations sur les étagements, notamment pour les Rondane (Dahl, 1956 ; Williams, 1959 ; Barsh et Treter, 1976 ; Sellier, 2002, 2006). D'autres études relatives à la Scandinavie (Harris, 1982 ; Niessen *et al.*, 1992), ou évoquant ces régions (Troll, 1944, 1973), sont également bien connues.

Mais il n'existe pas, en tant que telle, d'étude spécifique et systématique traitant des étagements périglaciaires contemporains du Dovre-Rondane.

Ces montagnes offrent pourtant une opportunité intéressante de ce point de vue, particulièrement en raison de l'amplitude atteinte par l'étage en question, sans doute inégalée en Europe (Sellier, 2002, 2006) et d'autant plus que leur situation géographique transitionnelle fournit un jalon supplémentaire par rapport aux données déjà acquises dans d'autres massifs bordiers de la façade atlantique européenne (Troll, 1944, 1973 ; Poser, 1954 ; Höllermann, 1967 ; Stingl, 1969 ; Rudberg, 1972, 1977 ; Barsch et Treter, 1976 ; Rudberg, 1977 ; Harris, 1982 ; Veyret et Coque-Delhuille, 1989 ; Niessen *et al.*, 1992 ; Wilson et Sellier, 1995 ; Humlum et Christiansen, 1998 ; Kanzawa, 2001 ; Sellier, 2002, 2006 ; Trueba, 2007 ; Feuillet et Sellier, 2008).

La méthode de détermination des étagements précités est prioritairement morphologique. Elle consiste d'abord à déterminer la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel au moyen de formes peu élaborées mais révélatrices d'une activité périglaciaire incontestable. Ce procédé conduit ensuite à différencier plusieurs étages périglaciaires qui se singularisent par des formes à chaque fois spécifiques, dont les degrés d'élaboration et les dimensions, croissants avec l'altitude, sont significatifs de conditions climatiques de plus en plus sévères vers les sommets (Kuhle, 2007).

Cette démarche, fondamentalement géographique dans son rapport à l'espace, est par conséquent exclusivement basée sur des observations de terrain, ce dont elle tire son caractère naturaliste. Compte tenu de l'étendue des secteurs de recherche, elle a nécessité un quadrillage progressif, réalisé au moyen de cheminements effectués lors des quatre missions de recherche accomplies entre 2008 et 2011.

1. - La méthode de détermination des étagements standards

1.1. - Principes méthodologiques

1.1.1. - L'utilisation de marqueurs morphologiques périglaciaires

Parmi les études traitant des étagements périglaciaires en Scandinavie, celle conduite en Suède septentrionale, au sud ouest d'Abisko, par A. Niessen et son équipe (1992), est intéressante à plus d'un point de vue : d'une part, son objectif consistait à élaborer un inventaire des formes rencontrées en fonction de l'altitude, dans un petit massif montagneux soumis aux influences périglaciaires ; d'autre part, la méthode consistait à proposer cet inventaire d'après un quadrillage systématique du terrain au moyen de parcelles de 500 mètres de côté afin d'étudier la distribution statistique des formes. Il est surtout intéressant de constater que les auteurs ont tendance à exclure les formes qu'ils nomment «*extra-zonales*» («*extra zonal features*»), c'est-à-dire celles qui jalonnent justement les limites extrêmes de l'aire concernée, comme l'avait d'ailleurs fait F. Nelson (1989). Cette méthode s'oppose par conséquent à d'autres investigations qui retiennent quant à elles les limites extrêmes occupées par les formes actives (Tricart et Cailleux, 1967 ; Harris, 1982 ; Sellier, 2006).

Selon les auteurs de l'étude en question, le procédé évoqué, qui s'appuie sur la fréquence des formes en fonction de l'altitude, autorise davantage le traitement statistique. Il permet également d'introduire la notion de «*zone centrale*» («*core zone*») qui restitue mieux, de leur point de vue, la distribution moyenne de telle ou telle forme dans l'aire concernée. M. Kuhle (2007) évoque lui aussi une zone de développement optimale pour certaines formes périglaciaires et notamment pour les sols structurés.

Malgré l'intérêt de tels traitements statistiques, l'un des objectifs fondamentaux de cette thèse concerne l'identification des limites inférieures de l'étage périglaciaire dans le Dovre-Rondane. Les formes qui jalonnent les limites basses de ce système morphogénique sont donc l'objet de toutes les

attentions puisque leur distribution, même éparse, signifie que les facteurs commandant l'inscription des phénomènes périglaciaires sont réunis.

Cette méthode, qui reprend dans son principe l'approche de D. Sellier (2006), attache donc de l'intérêt aux microformes périglaciaires, justement évincées de l'étude d'A. Niessen et de son équipe (1992) étant donné qu'elles s'avèrent à leur sens trop dépendantes des conditions microclimatiques et des paramètres locaux des sols : «*microformes are excluded, because they are too much dependent on microclimatic and/or local edaphic conditions*». Il faut admettre qu'à partir du moment où des formes périglaciaires authentiques s'expriment dans le relief, et quand bien même celles-ci sont mineures, les effets du gel dans le sol doivent être considérés comme suffisants en fréquence et en intensité. Ils indiquent dès lors un système morphogénique fonctionnel. Cette méthode doit prévaloir dans une tentative de délimitation des aires périglaciaires actuelles (Tricart et Cailleux, 1967), bien qu'elle requiert un nombre importants de relevés. L'utilisation des microformes périglaciaires est également défendue par J. Karte (1983) compte tenu de leur rapidité d'apparition et par conséquent de leur signification climatique : «*In this respect periglacial phenomena offer another advantage besides their relatively simple dependence upon thermal conditions because most of them are small-scale relief features. As such they are produced within relatively short time and are in many cases in near equilibrium with existing climatic conditions*». Des méthodes discutables ont également été proposées et sont à signaler : M. Brochu (1969) énonce ainsi que «*l'existence des zones périglaciaires est relativement facile à préciser puisque, indépendamment de l'observation et même de l'existence effective des phénomènes périglaciaires, il suffit de l'enregistrement des températures ou de l'observation d'un fait climatologique simple, comme l'existence de neige (…) pour constituer un indice déterminant d'existence d'une zone périglaciaire (…)*».

Les étagements périglaciaires standards sont déterminés dans ce chapitre au moyen de l'observation de marqueurs morphologiques choisis selon certains critères de fiabilité et de représentativité : la méthode d'étude consiste à fixer les limites des étages périglaciaires fonctionnels actuels par l'observation d'associations de formes sur des sites choisis lors de cheminements. Cette méthode rejoint par conséquent celle qu'ont utilisée C. Troll (1944, 1973), Ch. Harris (1982) ou encore J. Karte (1983) qui insiste bien sur l'importance des associations de formes dans la délimitation du périglaciaire : «*(…) it is not only the diagnostic value of specific types of periglacial phenomena which is significant but also the diagnostic value of typical spatial associations of periglacial phenomena for the definition of the periglaciail zone and its subregions*».

Méthodologiquement, la fixation des différents paliers périglaciaires des domaines de l'étude s'appuie sur le choix des marqueurs morphologiques les plus significatifs de ces étages parmi l'éventail des formes en présence et passées en revue lors du chapitre précédent. Le principe consiste à établir un classement des formes selon leur degré d'élaboration, significatif de l'intensité croissante de l'activité périglaciaire avec l'altitude et par conséquent des différents niveaux de l'étage morphogénique étudié. Ce classement s'appuie tout particulièrement sur celui observé par D. Sellier (2002, 2006) et le complète en tenant compte des formes effectivement présentes dans le Dovre-Rondane (Kerguillec, 2011). Il distingue donc des *formes de premier rang*, rapportées à l'étage périglaciaire inférieur, des *formes de deuxième rang* significatives de l'étage périglaciaire moyen (ou intermédiaire), et des *formes de troisième rang* qui sont les marqueurs de l'étage périglaciaire sommital.

1.1.2. - Les marqueurs phytogéographiques

Cette approche morphologique des étagements est complétée par l'utilisation de repères phytogéographiques. L'intérêt de ces derniers, soulevé par A. Godard (1965) puis par D. Sellier (2002), tient au fait que l'organisation phytogéographique actuelle du Dovre-Rondane répond aux paramètres climatiques qui caractérisent ces massifs et se manifeste selon ce principe par une disposition des formations végétales en fonction de l'altitude. Cette succession d'étages, distincts par leurs propriétés climatiques, tient donc lieu d'indicateur des conditions de la morphogenèse, au même titre que les formes fonctionnelles. Par conséquent, les espèces ou les formations végétales caractéristiques de tel ou tel étage périglaciaire seront précisées dans ce qui suit lorsque seront détaillés les marqueurs morphologiques retenus.

1.1.3. Les indices d'activité des marqueurs

La détermination des niveaux périglaciaires au moyen de formes périglaciaires fonctionnelles ne vaut que si les processus cryogéniques sont clairement identifiés, d'une part. Cette méthode suppose, d'autre part, de disposer de critères qui permettent d'évaluer le degré d'activité d'une forme, par conséquent de faire la distinction sur le terrain entre les formes actives et les formes inertes.

Cette différenciation repose sur plusieurs critères qui s'apprécient la plupart du temps conjointement. Le premier d'entre eux concerne le degré de colonisation végétale du centre et de la circonférence d'une forme. Il s'agit, en principe, du paramètre le plus apparent. Il permet par conséquent d'apprécier rapidement le degré de fonctionnalité d'une forme sur le terrain. Plusieurs espèces colonisent ainsi les formes périglaciaires lorsque les mouvements qui les animent sont ralentis ou stoppés. Elles permettent de ce fait de repérer les formes inertes : il s'agit, pour l'essentiel, de *Carex bigelowii*, *Juncus trifidus* et *Juncus effusus*, *Vaccinium uliguinosum, Empetrum hermaphroditum*, *Racomitrium sp.*, *Alectoria ochroleuca*, *Cetraria nivalis*, *Betula nana*. Le degré de colonisation des pierres composant les formes par des lichens crustacés du genre *Rhizocarpon geographicum* est un autre indice utile à cette détermination. Il permet de déceler si les formes sont régulièrement affectées, ou non, par des mouvements dus à l'action du gel dans le sol (***photographies 65*** et ***66***).

Le degré d'humidification est un deuxième type d'indicateur fiable de la fonctionnalité des formes. Les figures sèches, présentant de surcroît une colonisation par de la croûte cryptogamique, doivent en principe être considérées comme inertes. En revanche, les gélistructures composées de centres humides sont actives. Lorsque la teneur en eau est élevée, une légère pression exercée au centre d'une forme provoque l'éjection de l'eau et le passage d'un état semi solide à un état visqueux (phénomène de thixotropie).



Photographie 65 ***(ci-contre)*** *: l'absence de colonisation lichénique sur le bloc plongeant et les pierres périphériques atteste sa fonctionnalité.* ***Cliché pris à 1 300 m d'altitude, en bordure du lac Neverbutjønne (nord des Rondane, juin 2008).***

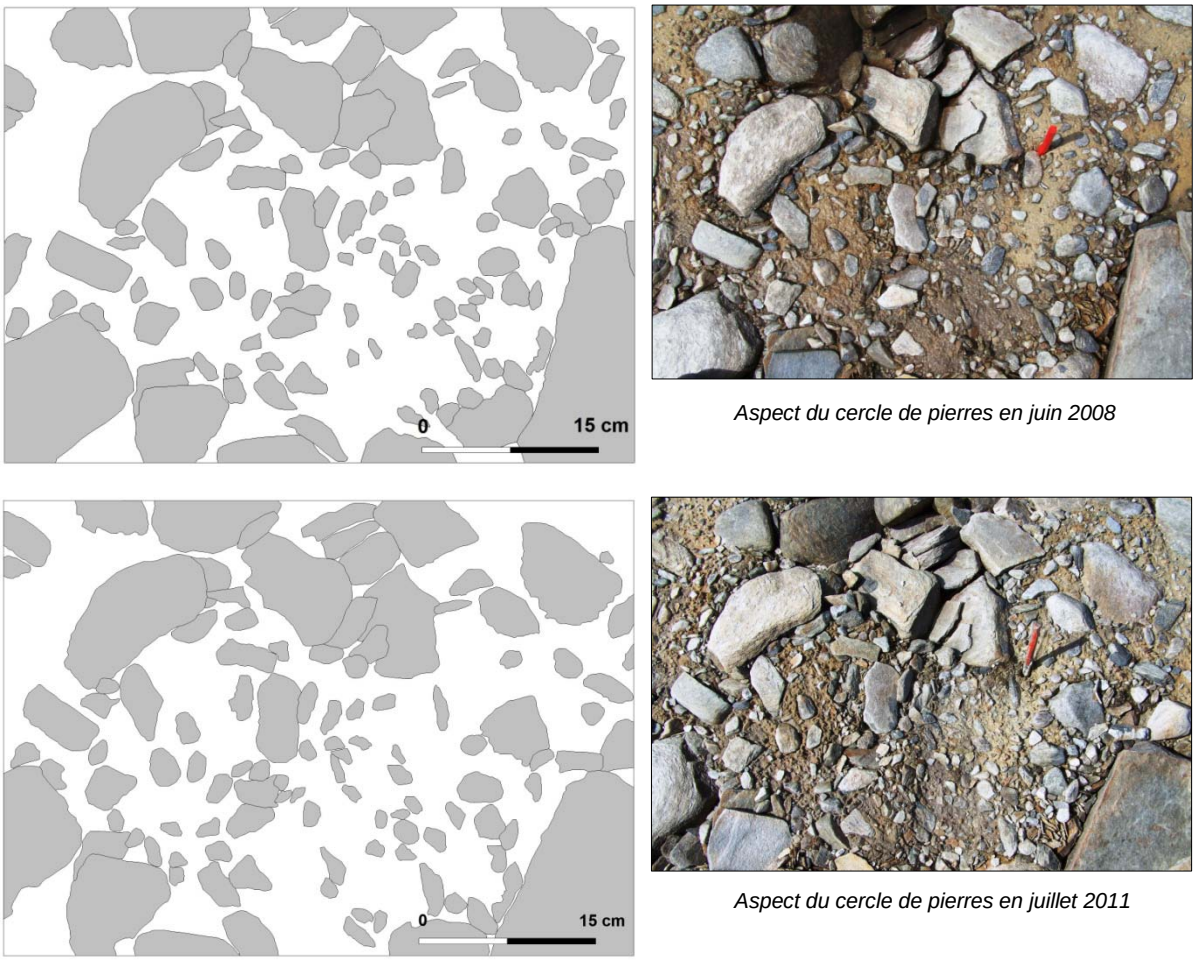


Photographie 66 ***(ci-contre)*** *: la colonisation lichénique sur le bloc plongeant et les pierres périphériques (Rhizocarpon geographicum) indique que les éléments qui composent la forme sont stables et ne sont pas affectés par un mouvement régulier.* ***Cliché pris à 1 500 m d'altitude, à l'entrée du cirque glaciaire de Kaldbekkbotn (sud des Rondane, juillet 2008).***

Les relevés de terrain ayant été réalisés sur plusieurs années, il a également été possible de suivre l'activité des marqueurs morphologiques sur quatre ans. Ainsi, les différences relevées dans la

disposition de surface des formes utilisées pour la détermination des étagements sont des signes irréfutables d'une activité de triage récente (***figure 56***).

.



Aspect du cercle de pierres en juin 2008

Aspect du cercle de pierres en juillet 2011

Figure 56 *: clichés d'un petit cercle de pierres fonctionnel pris en juin 2008 et en juillet 2011 et schémas associés.* ***Clichés pris à 1 300 m d'altitude, en bordure du lac Neverbutjønne (nord des Rondane).***

1.2. - Les marqueurs retenus

La détermination des niveaux périglaciaires au moyen de formes fonctionnelles doit débuter par la mise en évidence de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, qui se base sur l'identification de formes périglaciaires authentiques et élémentaires ainsi que sur les signes annonciateurs de l'étage concerné. Cette méthode fournit des repères morphologiques adaptés et transposables dans d'autres montagnes atlantiques, partant du principe que leur fonctionnement vaut aussi bien pour les régions à pergélisol que pour les régions à sols saisonnièrement gelés (Sellier, 2006).

1.2.1. - Les signes précurseurs de l'étage périglaciaire

Aux abords de la limite inférieure de l'étage étudié, l'observation révèle l'existence de signes avant-coureurs de l'activité périglaciaire. Ces indices précurseurs sont certes les marqueurs d'une activité liée au gel, mais qui reste cependant insuffisante pour aboutir à des formes authentiques. Elles illustrent par conséquent le décalage qui subsiste entre le périglaciaire «possible» et le périglaciaire «exprimé».

C'est notamment le cas des aires de soulèvement cryogénique différentiel (***photographie 67***), qui prennent l'aspect, sur des surfaces réduites, d'un gonflement du sol réalisé au détriment de la couverture végétale et d'une amplitude en général inférieure à 0.2 m. Ces manifestations sont les

premières à apparaître lors de la réalisation de cheminements en direction des sommets. Elles ne relèvent cependant pas de formes authentiquement reconnues comme périglaciaires, bien qu'elles demeurent indubitablement liées aux effets du gel dans le sol. Le fait qu'elles soient également répertoriées plus haut en altitude leur interdit par ailleurs de servir à la détermination des étagements car elles ne sont pas significatives de tel ou tel sous-étage.



Photographie 67 : *aire de soulèvement cryogénique différentiel du sol de taille métrique et d'une hauteur de 0.2 m.* ***Cliché pris à 940 m d'altitude, sur le versant est du Storkringla (1 389 m, nord des Rondane).***



Photographie 68 *: champ de buttes gazonnées («thufurs»), de taille métrique et la plupart du temps coalescentes. Le sommet des formes est déversé, les formes ayant tendance à retomber sur elles mêmes.* ***Cliché pris en rive droite du torrent Kollbekken, à 1 290 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2008).***

Le cas des thufurs est plus délicat. Il s'agit de petits tertres hémisphériques recouverts de végétation, souvent plus larges que hauts, dont la densité au sol est variable (***photographie 68***). Pour les plus développés d'entre eux, les dimensions atteignent 0.25 m de hauteur pour 0.3 m de diamètre (Bodéré, 1985), d'autres auteurs signalant une hauteur de 0.75 m et un diamètre proche de 2 m pour les spécimens les plus grands (Gerrard, 1992). Bien que leur genèse ait été abondamment discutée, les thufurs sont à rapporter à des mécanismes indubitablement cryogènes (Gerrard, 1992 ; Van Vliet Lanoë *et al.*, 1998) : en Islande, ces dynamiques sont associées à des conditions des sols spécifiques, leur apparition étant subordonnée à l'existence de loess volcaniques reposant sur un substrat drainant de nature basaltique ou fluvioglaciaire. Ces formes résultent partout d'un gel saisonnier profond, accompagné par un gonflement cryogénique exagéré, B. Van Vliet Lanoë *et al.*(1998) considérant qu'il s'agit en définitive «*d'une variété d'hummock, ou de polygone non-trié à centre surélevé contrôlé par le gel saisonnier et la dynamique de la couverture neigeuse*». Pour ce qui concerne la Suède, S. Rudberg (1962) considère de son côté que les thufurs appartiennent à la partie inférieure de la zone à toundra : «*Thufurs (…) belong to the lower part of the tundra zone*».

Cependant, ils ne sont considérés ici qu'en tant qu'indices d'un stade embryonnaire et annonciateur du périglaciaire, pour deux raisons principales : la première tient à leur faible degré d'élaboration, et la deuxième à leur répartition non spécifique de tel ou tel sous-étage périglaciaire fonctionnel. Ces formes peuvent au moins être appelées en renfort pour la localisation de la limite inférieure de l'étage périglaciaire actuel, particulièrement lorsque les indicateurs morphologiques authentiques font défaut. J. Gerrard (1992) considère d'ailleurs, pour ce qui concerne l'Islande, que les thufurs apparaissent davantage liés aux conditions de site qu'à des facteurs climatiques spécifiques.

Les indices précurseurs de l'étage périglaciaire se situent à la limite supérieure de la forêt ou à l'intérieur l'étage forestier. Dans tous les cas et exception faite des thufurs, ils sont les signes d'une activité périglaciaire authentique mais seulement embryonnaire : l'exemple fourni par la ***photographie 69*** et la coupe associée (***figure 57***) démontre que les mouvements périglaciaires sont à l'origine d'un soulèvement du sol, qui ne suffit cependant pas à l'éjection de l'horizon argileux.

Les problèmes posés par les manifestations de type cryonivales compliquent également l'entreprise de détermination des étagements périglaciaires au moyen des formes. Définis par B. Valadas (1998) comme «*l'ensemble des processus liés à la cryergie (mécanismes liés au gel/dégel) et à la nivation*», les processus cryonivaux concernent les dynamiques périglaciaires assistées par la fonte nivale et il s'agit donc la plupart du temps de phénomènes de fluage. Le problème survient tout

particulièrement lorsque les formes qui résultent de ces phénomènes s'apparentent à des formes liées au travail du gel dans le sol : certains versants ou rebords de torrents présentent ainsi de nombreux témoignages de mouvements de fluage, particulièrement sous l'aspect de pseudo-blocs fluants qui ressemblent à leurs homologues créés par les mouvements du gel dans le sol (***photographie 70*** et ***71***).



Photographie 69 : *coupe dans une butte de soulèvement cryogénique différentiel embryonnaire, effectuée à 830 m d'altitude* ***(sud des Rondane, août 2009).***

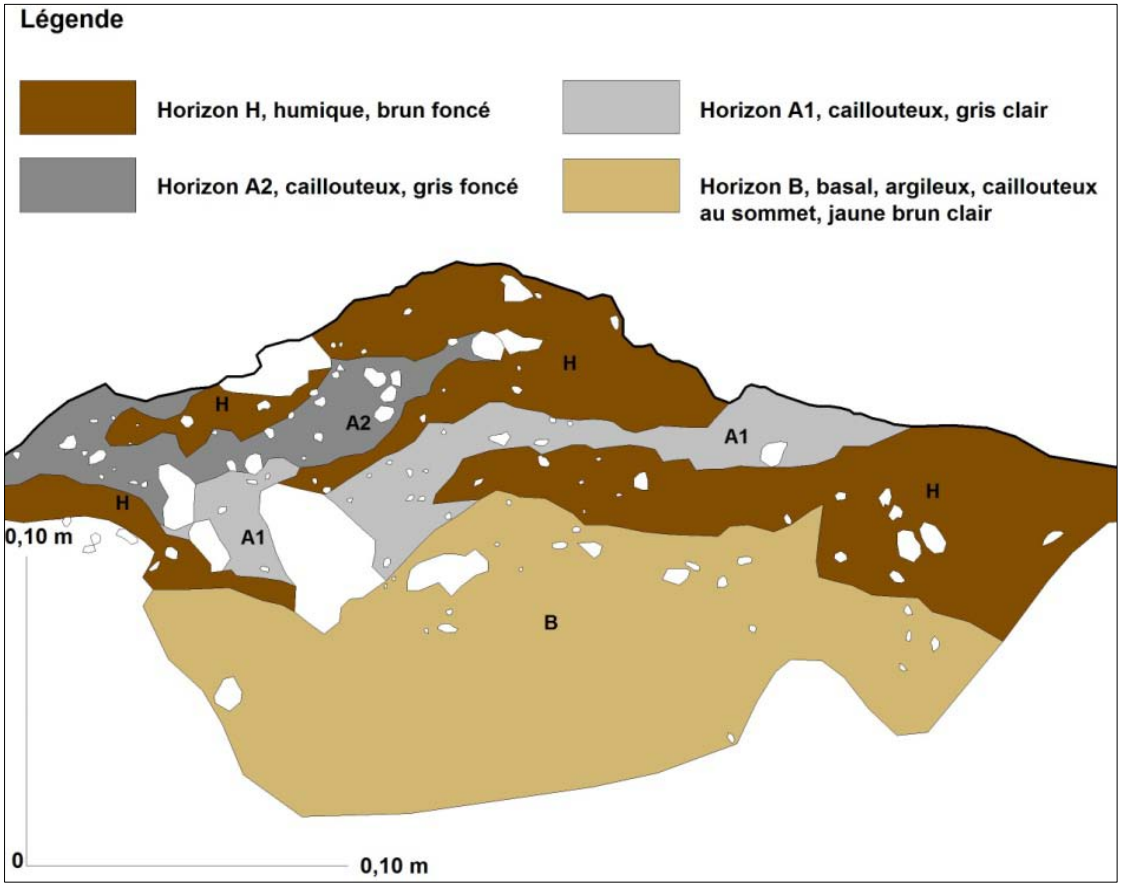


Figure 57 *: schéma d'interprétation de la coupe selon la* ***photographie 69****.*

La plupart du temps, les mouvements de fluage cryonivaux ne peuvent être discernés d'un fluage périglaciaire authentique qu'au moyen de coupes, qui démontrent ou pas, par l'observation des horizons mis à jour, l'existence de mouvements périglaciaires fluants (***photographies 72*** et ***73***).

Les formes précitées ne peuvent pas servir à la détermination des étagements standards étant donné qu'elles ne relèvent pas, ou pas uniquement, de mouvements périglaciaires indiscutablement liés au gel. Certaines formes, qui trouvent leur origine dans des processus non exclusivement périglaciaires, doivent en conséquence être écartées (Sellier, 2006 ; Kerguillec, 2007, 2011) : ainsi des blocs laboureurs, qui ne trouvent pas leur explication dans les seuls phénomènes cryogéniques (Sellier, 2006). Bien que l'importance de la gélifluxion dans le déplacement de ces blocs soit reconnue (Berthling *et al.*, 2001), d'autres processus autres que typiquement périglaciaires permettent en effet de comprendre le fonctionnement des blocs laboureurs (Ballantyne, 2001). Les blocs fluants ou plongeants sont par conséquent beaucoup plus démonstratifs des mouvements de masse périglaciaires fonctionnels et de ce fait des limites des étages périglaciaires (Sellier, 2006).



Photographie 70 (ci-contre) *: rebord du torrent temporaire Rondhalsbekken, asséché lors de l'observation, présentant quelques blocs fluants d'origine cryonivale (**1**) : le mouvement des blocs est du à la fonte nivale, responsable de l'imbibition régulière des sols, et non à un processus de déformation authentique (**photographie 71** **(ci-dessous)** : pseudo bloc fluant avec bourrelet aval attestant le fluage. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Clichés pris au sud de Rondhalsen, à 1 380 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***



Photographie 72 ***(ci-contre)*** *: mouvement de fluage cryonival à proximité du lit du torrent temporaire Rondhalsbekken (**coulée cryonivale**). Le fluage entraîne le transfert progressif du matériel vers le thalweg. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au sud de Rondhalsen, à 1 380 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***



Photographie 73 ***(ci-contre)*** *: une coupe en travers réalisée dans la coulée cryonivale (**photographie 72 ci-dessus**) confirme l'absence de mouvement de déformation périglaciaire authentique. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au sud de Rondhalsen, à 1 380 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***

1.2.2. - Les formes de 1er rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire inférieur

1.2.2.1. - Les marqueurs morphologiques (*formes initiales*)

La limite de l'étage périglaciaire jalonne les points les plus bas en altitude où les dynamiques périglaciaires s'expriment dans le relief par des formes authentiques. Elle se situe donc, en principe, au dessus des zones où sont repérés les signes annonciateurs du périglaciaire. À partir de cette limite se développe un étage périglaciaire inférieur caractérisé uniquement par ce type de formes.

La délimitation de cette limite inférieure suppose d'isoler les formes périglaciaires les moins élaborées, mais significatives d'une activité périglaciaire indéniable (***formes de premier rang***). Les manifestations périglaciaires de fluage et d'éjection en fournissent ainsi un certain nombre de jalons : les micro-ostioles et les ostioles, les petits blocs fluants ou plongeants, ainsi que les terrassettes de gélifluxion et les petits lobes de gélifluxion, comptent parmi les formes d'expression mineure qui permettent de fixer de manière fiable la limite basse de l'étage en question (***figure 58***). Parmi elles, les ostioles et les petits blocs fluants, par leur signification périglaciaire incontestable et leur forte représentation sur le terrain, sont les marqueurs le plus souvent utilisés dans ce but. Ces indicateurs morphologiques ont véritablement une importance décisive, car leur extrême sensibilité aux données climatiques fait que leur apparition coïncide souvent avec la limite inférieure des étages périglaciaires fonctionnels (Wilson et Sellier, 1995 ; Sellier, 2002 ; 2006). Leur venue concorde par ailleurs avec les zones de présence de pergélisol sporadique.

Ces formes mineures relèvent par conséquent de formes initiales d'un point de vue géographique. Ce sont elles qui sont visibles les premières, dès la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel. Il n'est cependant pas exclu de les rencontrer plus haut en altitude, lorsque

les paramètres stationnels s'y prêtent, mais elles demeurent exclusives du premier étage périglaciaire et en constituent donc les seuls indicateurs morphologiques recevables.

<table>
<tr><th colspan="3">MARQUEURS MORPHOLOGIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE INFERIEUR</th></tr>
<tr><td>Dynamiques périglaciaires d'éjection</td><td>Ostioles et micro-ostioles</td><td>  </td></tr>
<tr><td rowspan="3">Dynamiques périglaciaires de fluage</td><td>Petits lobes de gélifluxion</td><td>  </td></tr>
<tr><td>Terrassettes de gélifluxion</td><td>  </td></tr>
<tr><td>Petits blocs fluants et plongeants</td><td>  </td></tr>
</table>

Figure 58 *: les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire inférieur (**formes de premier rang**).*

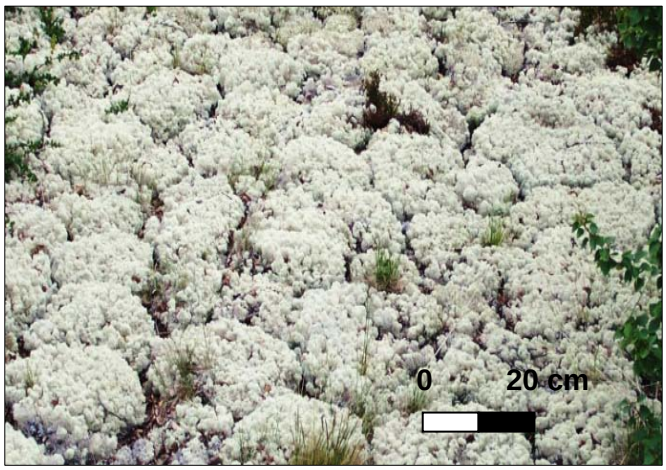
1.2.2.2. - Les marqueurs phytogéographiques

La détermination de l'étage périglaciaire inférieur s'aide de l'observation des formations végétales et de certaines espèces caractéristiques (***figure 59***), les identifications ayant été réalisées grâce au recours à des ouvrages spécifiques (Bloch, 1980 ; Jahns, 1996 ; Gjærevoll et Jørgensen, 2005). En principe, la limite inférieure se situe dans l'écotone forêt-toundra, qui s'étend en moyenne entre 900 m et 1 100 m selon les secteurs. Elle coïncide par ailleurs assez bien avec l'apparition de *Juncus trifidus*. Elle est caractérisée également par l'abondance de lichens, parmi lesquels *Cladonia stellaris* domine largement. Aux abords de la limite supérieure de l'étage morphologique concerné, *Cladonia stellaris* occupe cependant des secteurs plus épars. La zone de transition avec l'étage périglaciaire moyen correspond, en fait, à un étage où *Cladonia stellaris* se raréfie et cède la place à *Cetraria delisei*.

<table>
<tr><th colspan="3">MARQUEURS PHYTOGEOGRAPHIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE INFERIEUR</th></tr>
<tr><td>Les formations</td><td>La limite inférieure de l'étage périglaciaire actif se situe dans l'écotone forêt-toundra.
(cliché pris à 1 000 m, nord des Rondane).</td><td>  </td></tr>
<tr><td rowspan="2">Les espèces spécifiques</td><td>L'apparition de Juncus trifidus coïncide avec la limite inférieure de l'étage périglaciaire actif.</td><td>  </td></tr>
<tr><td>Cladonia stellaris caractérise l'étage périglaciaire inférieur par sa domination vis-à-vis des autres lichens</td><td>  </td></tr>
</table>

Figure 59 *: les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire inférieur.*

Le cas des «*figurations végétales fermées*» décrites dans la catégorie des figurations périglaciaires par L.E. Hamelin et F.A. Cook (1967), mérite une attention spécifique. Elles sont dues à une contraction polygonale du tapis de lichens provoquée par une sécheresse momentanée de l'air, ces aspects de la couverture lichénique étant fréquents dans l'écotone forêt-toundra (***photographie 74***). Leur existence ne doit cependant rien à un phénomène périglaciaire et ces manifestations ne figurent pas dans les indicateurs de l'étage périglaciaire inférieur, si ce n'est en tant que marqueur végétal puisque ces phénomènes concernent exclusivement *Cladonia stellaris*.



Photographie 74 *: phénomène de dessiccation dans des lichens (Cetraria stellaris), aboutissant à une polygonation sans rapport avec l'action du gel.* ***Cliché pris au sud du Veslekringla (1 126 m), à 900 m d'altitude (nord des Rondane, juin 2008).***

1.2.3. - Les formes de deuxième rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire moyen (ou intermédiaire)

1.2.3.1. - Les marqueurs morphologiques

L'étage périglaciaire moyen se manifeste par des formes plus élaborées que les premières et prennent leur relais en altitude (***formes de deuxième rang***). Leur apparition coïncide donc avec la limite supérieure de l'étage périglaciaire inférieur et la limite inférieure de l'étage périglaciaire moyen. Ces formes sont le fruit de dynamiques de triage, pour l'essentiel (***figure 60***). Parmi elles, les petits cercles ou polygones de pierres, les plaques de cryoéjection et les petits sols striés, sont sur le terrain les indices les plus révélateurs de l'étage concerné. Elles sont complétées par des manifestations périglaciaires dues au fluage qui n'étaient pas visibles plus bas en altitude (coulées de gélifluxion). Ces manifestations correspondent cette fois aux zones de pergélisol discontinu épars.

MARQUEURS MORPHOLOGIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE INTERMEDIAIRE		
Dynamiques périglaciaires de fluage	*Coulées de gélifluxion*	
Dynamiques périglaciaires d'éjection	*Plaques de cryoéjection*	
	Petits sols striés	
	Petits cercles de pierres	
	Petits polygones de pierres	

Figure 60 *: les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire intermédiaire (**formes de deuxième rang**).*

Ces formes indiquent, par leurs caractères, leurs propriétés et leur fréquence élevée sur le terrain, une intensification progressive des dynamiques périglaciaires avec l'altitude.

1.2.3.2. - Les marqueurs phytogéographiques

Les marqueurs phytogéographiques de cet étage morphologique sont de deux types (***figure 61***). Le premier concerne la nette domination de *Cetraria delisei* parmi les espèces lichéniques, au détriment de *Cladonia stellaris*. Le second tient à la limite supérieure de l'arbuste, principalement de *Betula nana* à ces altitudes : il existe en effet une bonne corrélation entre la limite supérieure de l'étage concerné et la limite extrême de l'arbuste dans le Dovre-Rondane.

MARQUEURS PHYTOGEOGRAPHIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE INTERMEDIAIRE		
Les formations	La ***limite extrême de l'arbuste*** *(Betula nana)* coïncide avec la limite supérieure de l'étage périglaciaire intermédiaire.	
Les espèces spécifiques	L'étage périglaciaire intermédiaire se caractérise par la domination de ***Cetraria delisei***.	

Figure 61 *: les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire intermédiaire.*

1.2.4. - Les formes de troisième rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire sommital

1.2.4.1. - Les marqueurs morphologiques

L'étage périglaciaire sommital est celui des phénomènes périglaciaires les plus accomplis des secteurs de recherche (***formes de troisième rang***). Il se caractérise par un degré de triage important et inégalé dans les étages inférieurs. Il se caractérise également par une intensification des phénomènes de fluage sur les versants, qui aboutit la plupart du temps à un fluage généralisé. Les figures qui lui sont spécifiques adoptent des dimensions plurimétriques. Les formes servant à la détermination de cet étage sommital comprennent les grands ostioles, les grands cercles ou polygones de pierres, les grands sols striés, les grandes plaques de cryoéjection, les gros blocs fluants ou plongeants, ainsi que les grands lobes de gélifluxion (***figure 62***). Cet étage correspond aux zones de pergélisol discontinu étendu puis de pergélisol continu pour ce qui concerne les secteurs les plus élevés.

Les manifestations périglaciaires concernées supposent des conditions climatiques plus sévères que dans les étages inférieurs. Certaines d'entre elles ont ainsi pu être rapprochées, par leurs propriétés, de celles observées dans l'Arctique (Sellier, 2002) : «*les polygones du Dovre présentent ainsi une disposition et des dimensions qui les apparentent complètement à ceux qui s'observe dans l'Arctique*».

1.2.4.2. - Les marqueurs phytogéographiques

L'étage périglaciaire sommital se caractérise essentiellement par la dominance d'affleurements de roche à nu. C'est par conséquent l'absence de marqueurs phytogéographiques qui délimite le mieux cet étage. Sa limite inférieure peut néanmoins être corrélée de manière assez satisfaisante avec la limite extrême de l'arbuste (*Betula nana*) de même qu'avec la disparition de *Cetraria delisei*. L'étage dans son ensemble est marqué par la domination de *Rhizocarpon geographicum* (***figure 63***).

MARQUEURS MORPHOLOGIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE SUPERIEUR		
Dynamiques périglaciaires de fluage	*Grands lobes de gélifluxion*	
	Grands blocs fluants ou plongeants (susceptibles de plonger dans la couche active)	
Dynamiques périglaciaires d'éjection	*Grands ostioles et grandes surfaces de cryoéjection*	
	Grands cercles de pierres	
	grands polygones de pierres	
	Grands sols striés	

Figure 62 *: les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire sommital (formes de troisième rang).*

MARQUEURS PHYTOGEOGRAPHIQUES DE L'ETAGE PERIGLACIAIRE SUPERIEUR		
Les formations	La ***limite extrême de l'arbuste*** *(Betula nana)* coïncide avec la limite inférieure de l'étage périglaciaire sommital.	
Les espèces spécifiques	La disparition de ***Cetraria delisei*** coïncide avec la limite inférieure de l'étage périglaciaire sommital.	
Autres	L'étage périglaciaire sommital correspond essentiellement à la ***roche à nu*** ou ne subsiste que ***Rhizocarpon geographicum*** pour l'essentiel.	

Figure 63 *: les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire sommital.*

1.3. - Les marqueurs écartés

Cette méthode consiste par conséquent à ne retenir que les formes indubitablement liées au gel. Certaines d'entre elles, douteuses ou mettant en jeu des processus autres que typiquement liés au gel, doivent donc être écartées. C'est également le cas des diverses formes liées à la fragmentation des roches

1.3.1. - Les formes de fragmentation et les glaciers rocheux : des formes trop fréquentes ou trop rares

Les multiples formes liées aux manifestations de la gélifraction, bien qu'abordées dans la classification proposée (***figure 55***), ne permettent pas de fixer de manière fiable les limites des étagements périglaciaires fonctionnels. Étant donné qu'elles se retrouvent sur l'ensemble de l'étage périglaciaire à partir de l'altitude où le gel est suffisamment intense et fréquent pour provoquer la fracturation des quartzites, elles ne sont nullement spécifiques à tel ou tel niveau périglaciaire et ne peuvent donc pas être utilisées compte tenu de la démarche adoptée. Elles ne peuvent pas, selon ce principe, être utilisées seules, et ne constituent pas un marqueur décisif des étagements périglaciaires mais seulement des indicateurs complémentaires. Il a ainsi été rappelé que les éboulis, même formellement actifs, débordent largement les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel (Sellier, 2006).

À l'inverse de ces manifestations trop fréquentes et non spécifiques d'un étage périglaciaire fonctionnel donné, les glaciers rocheux sont trop rares pour servir à la détermination des étagements. L'exemplaire le plus connu de ce type de forme est sans conteste celui du Smedbotn, au sud du massif des Rondane (***photographie 75***). Décrit de longue date (Strøm, 1945), il occupe le fond du cirque du Smedbotn, au nord du Storsmeden (2 016 m). D'autres glaciers rocheux embryonnaires ont été identifiés dans les fonds de cirques en position d'ubac, comme c'est le cas du Krokåtbekkbotn, toujours au sud du massif des Rondane.

Bien qu'établies dans les fonds de cirques, donc à des altitudes voisines de 1 500 m en moyenne, ces formes sont trop peu répandues pour servir efficacement à la détermination des étagements standards du Dovre-Rondane.



Photographie 75 *: glacier rocheux du Smedbotn (littéralement «le cirque du forgeron »).* ***Cliché pris vers le sud, à 1 530 m d'altitude (sud des Rondane, juillet 2010).***

1.3.2. - Les formes pseudo-périglaciaires : l'absence de dynamique de déformation authentique

La méthode est parfois confrontée, dans certains cas au demeurant peu fréquents, à des formes qui ressemblent à s'y méprendre à des formes périglaciaires authentiques mais qui ne sont pas le fruit de dynamiques incontestablement initiées par le gel dans le sol. Elles méritent, en dépit de leur rareté, un traitement particulier étant donné leur ressemblance avec les formes authentiquement liées au gel. Les observations ont ainsi révélé la présence, en fonction des conditions de site et particulièrement des propriétés des dépôts, de pseudo-sols striés généralement élaborés en bordure des dépôts fluvioglaciaires par les effets du ruissellement (***photographies 76*** et ***77***).



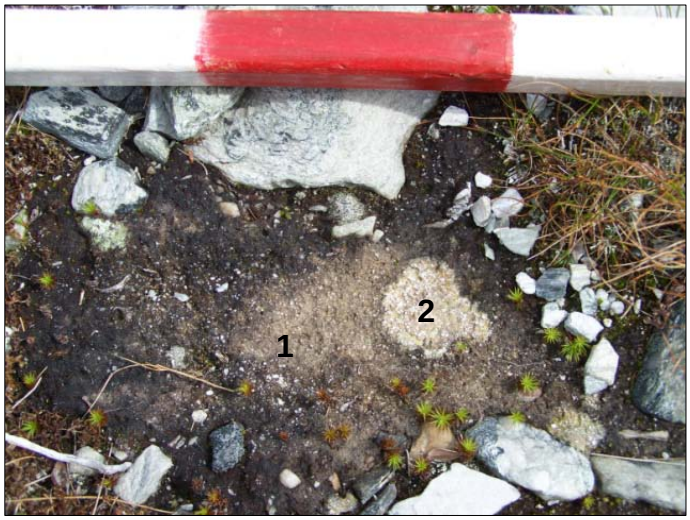
Photographie 76 *: pseudo sols striés en bordure de terrasse fluvioglaciaire (**vue de dessus**). Le ruissellement a creusé des rigoles sur le rebord du dépôt avant de les colmater par de petits graviers, donnant l'apparence de petits sols striés. La flèche indique le sens de la pente.* ***Cliché pris en rive gauche du torrent Vidjedalsbekken, à 1 070 m d'altitude (nord des Rondane, juin 2008).***



Photographie 77 *: pseudo sols striés (**vue de profil**).* ***Cliché pris en rive gauche du torrent Vidjedalsbekken, à 1 070 m d'altitude (nord des Rondane, juin 2008).***

1.3.3. - Les formes de convergence : une similitude physionomique sans rapport avec une action du gel dans le sol

Les observations effectuées rapportent également un certain nombre de formes, regroupées ici sous l'appellation de «*formes de convergence*», pour lesquelles une dynamique périglaciaire authentique n'a pas pu être mise en lumière. Il s'agit de manifestations de surface qui semblent être le fruit de mouvements périglaciaires étant leur similitude physionomique avec les véritables formes liées au gel, mais que les coupes contredisent. Entrent principalement dans cette catégorie les pseudo-formes d'éjection et notamment les pseudo-ostioles (***photographies 78***, ***79*** et ***81***) et les pseudo-cercles de pierres (***photographie 80***).



Photographie 78 *: microforme présentant a priori deux générations de mouvements d'éjection distincts (**1** et **2**). Chaque couleur de la réglette-repère mesure 10 cm.* ***Cliché pris au sud ouest du refuge de Rondvassbu, à 1 240 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***

Photographie 79 *: une coupe réalisée en travers de la forme de la* ***photographie 78*** *révèle l'absence de dynamique d'éjection des horizons du sol. Il s'agit par conséquent d'un pseudo-ostiole. Chaque couleur de la réglette- repère mesure 10 cm.* ***Cliché pris au sud ouest du refuge de Rondvassbu, à 1 240 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***



Les effets du ruissellement sur les horizons superficiels du sol et sur la croûte cryptogamique peuvent avoir des effets perturbateurs qui nuisent également à la détermination des formes. Le ruissellement élémentaire peut aboutir, selon les cas, à des pseudo-ostioles qui ne doivent pas être interprétés comme le résultat de l'éjection en surface d'une couche argileuse ou argilo-limoneuse (***photographie 81***). Ces formes traduisent souvent l'effet d'arrachement de la croûte cryptogamique et ne doivent pas être retenues comme marqueurs dans la détermination des étagements.

Dans la plupart des cas, seule la réalisation d'une coupe en travers de la forme concernée permet de lever le doute sur son origine. Des figures en apparence semblables peuvent être fondamentalement distinguées d'un point de vue dynamique par ce procédé (***photographies 82***, ***83*** et ***84***).



Photographie 80 ***(ci-contre)*** *: apparition d'un ostiole parmi des pierres disposées en cercle. Cette forme a donc l'apparence d'un pseudo cercle de pierres mais ne relève pas de mouvements périglaciaires convectifs authentiques (**pseudo-cercle de pierres**). La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris sur la rive droite du torrent Store Ula, 1 125 m d'altitude (sud des Rondane, juillet 2010).***

Photographie 81 ***(ci-contre)*** *: Le ruissellement élémentaire a créé des chenaux anastomosés et arraché la croûte cryptogamique qui ne subsiste que par lambeaux (**1**), laissant apparaître l'horizon argileux sous-jacent (**2**). Le phénomène d'éjection n'est donc pas responsable de ces formes (**pseudo-ostioles**). La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à l'ouest de Rondvassbu, à 1 200 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***





Photographie 82 *: petits cercles de pierres fonctionnels, constitués d'un centre matriciel et d'un pourtour de graviers. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au nord de Rondvatnet, à 1 250 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***



Photographie 83 *: pseudo-cercles de pierres, constitués d'un centre matriciel et d'un pourtour de graviers, observés sur le fond d'un lac temporairement asséché. Ces formes sont liées à un phénomène de dessiccation et ne sont pas périglaciaires. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au nord de Rondvatnet, à 1 250 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***



Photographie 84 *: la réalisation d'une coupe au sein des formes de la* ***photographie 82*** *révèle des mouvements de déformation authentiquement périglaciaires. Les mouvements convectifs sont attestés par l'enfoncement de l'horizon supérieur humique (**1**) et des graviers (**2**). La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au nord de Rondvatnet, à 1 250 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***

***Conclusion** : la détermination des étagements, réalisée à partir de critères morphologiques, conduit à écarter un certain nombre de marqueurs peu significatifs et quelques formes de convergence, pour ne retenir que les meilleurs signaux d'une activité périglaciaire incontestable. Cette méthode conduit à distinguer plusieurs groupements de formes fonctionnelles de plus en plus élaborées avec l'altitude, qui sont par conséquent significatifs de l'intensification des phénomènes périglaciaires. La détermination des étagements s'aide également de la répartition de certains marqueurs phytogéographiques.*

Cette méthode permet de définir, dans le Dovre-Rondane, trois étagements périglaciaires successifs…

2. - Les étages périglaciaires fonctionnels standards du Dovre-Rondane

La détermination des étagements du Dovre-Rondane est présentée successivement pour chaque massif, puis pour chaque sous-étage, certaines variations se manifestant dans les limites des étages concernés. Ces différences tiennent principalement à un fait géographique banal qui relève de l'abaissement de la limite inférieure du périglaciaire avec la latitude, malgré la proximité des deux massifs. Dans les deux cas, l'étage périglaciaire inférieur débute vers 900/950 m et se trouve donc compris pour partie à l'intérieur de l'étage forestier, du moins dans l'écotone forêt-toundra.

2.1. - Le massif des Rondane

2.1.1. - L'étage périglaciaire inférieur

Dans le nord des Rondane, la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel est identifiable dès **945 m**, donc au niveau du fjell (***figure 64***). La première preuve morphologique observée à cette altitude consiste en de petits blocs fluants actifs sur le versant est du sommet du Kalven (***photographie 58***). Les premiers micro-ostioles, d'un diamètre d'environ 0.2 m, ont été repérés à partir de 980 m dans des dépôts morainiques de fond ***(photographie 34***), leur localisation correspondant toujours au niveau du fjell et à l'étage forestier qui disparaît aux environs de 1 000 m/1 100 m aux abords du refuge de Dørålseter et le long de la vallée de Dørålen. Cet étage est principalement constitué des espèces *Betula pubescens*, *B. tortuosa,* et dans une moindre mesure par *Pinus sylvestris*. L'étage périglaciaire inférieur est donc partiellement inclus dans cet étage phytogéographique fondamental, du moins à l'intérieur de l'écotone forêt-toundra.

L'activité périglaciaire s'exprime cependant plus nettement au dessus de 1 000 m. Les dynamiques périglaciaires de déformation par éjection et par fluage deviennent plus lisibles à partir de cette altitude en raison de la raréfaction progressive de la couverture végétale. Leurs expressions

morphologiques les plus courantes consistent en des ostioles, des terrassettes de gélifluxion et des petits blocs fluants fonctionnels.

À 1 150 m, cet étage périglaciaire basal se caractérise par des formes déjà plus amples qui n'apparaissent pas plus bas, telles que des petits lobes de gélifluxion fonctionnels d'extension métrique comme l'attestent les exemplaires identifiés en rive droite du torrent Neverbubekken (***photographie 54***) et sur le versant situé immédiatement au sud ouest de Dørålseter (***photographie 55***). À partir de cette altitude, l'activité périglaciaire se manifeste également par la multiplication des dalles fraîchement dressées et par l'apparition des *formes de deuxième rang*, révélatrices de l'étage périglaciaire moyen. Les petits lobes de gélifluxion représenteraient par conséquent, étant donné leur répartition dans la partie supérieure de cet étage, des formes fonctionnelles qui font transition avec l'étage périglaciaire moyen.

Au sud du massif, les premières formes incontestablement périglaciaires ont été repérées à **965 m** au sud de Mysusæter, donc à des altitudes comparables et toujours dans l'écotone forêt-toundra. Elles consistent exclusivement en des ostioles actifs. Des terrassettes de gélifluxion, des blocs plongeants et de nombreux ostioles (***photographie 36***), souvent associés en groupes de quatre ou cinq exemplaires, sont les signes caractéristiques de cet étage. Ces manifestations périglaciaires fonctionnelles sont nombreuses entre 1 085 m et 1 200 m dans le secteur de Spranghaugen et sur la rive droite du torrent Store Ula, signalant indiscutablement l'étage périglaciaire inférieur. Des lobes de gélifluxion ont été repérés à partir de 1 215 m sur la rive droite du torrent Krokåtbekken. Ils apparaissent donc, comme pour les secteurs septentrionaux du massif, à une altitude sensiblement plus élevée que les manifestations périglaciaires élémentaires.

Dans cette portion du massif en position d'adret, l'étage concerné apparaît globalement moins lisible que dans la partie septentrionale. Les zones où la végétation est dégradée sont des secteurs privilégiés très utiles à la fixation des limites recherchées. Ce premier étage s'étend jusqu'à 1 260 m, altitude à partir de laquelle apparaissent les premiers petits cercles de pierres, donc les formes de deuxième rang spécifiques de l'étage périglaciaire moyen.

Les petits lobes de gélifluxion occupent par conséquent, comme au nord, la partie supérieure de l'étage périglaciaire inférieur et sont les indices annonciateurs de l'étage périglaciaire moyen.

Ce premier étage périglaciaire se manifeste par une épaisseur qui varie sensiblement du sud au nord, passant de 295 m dans la partie méridionale du massif à 205 m pour sa partie septentrionale.

2.1.2. - L'étage périglaciaire moyen

Les dimensions et le degré d'élaboration des formes périglaciaires fonctionnelles croissant progressivement avec l'altitude, un étage périglaciaire moyen fait office d'intermédiaire entre l'étage inférieur et l'étage sommital (Kerguillec, 2011).

Dans le nord des Rondane, il s'identifie par des formes d'éjection circulaires très communes, lesquelles dépassent les ostioles en dimension sans pour autant apparaître plus élaborées : au sud ouest de Dørålseter, dès **1 150 m**, ont en effet été répertoriées les premières petites plaques de cryoéjection actives. Jamais isolées, ces formes périglaciaires fonctionnelles sont la plupart du temps regroupées par champs de plusieurs dizaines de m^2 (***photographie 39***). De nombreux spécimens, reposant sur des coulées de gélifluxion fossiles, sont ainsi visibles sur le Vidjedalsflye aux alentours de 1 200 m sur la rive gauche du torrent Vidjedalsbekken. On les retrouve également, à des altitudes identiques, sur la rive gauche du torrent Neverbubekken ainsi qu'entre les petits sommets du Neverbukollen (1 345 m) et du Neverbuhøe (1 316 m). De tels regroupements occupent également, à la même altitude, le versant septentrional du Nordre Smeden (1 898 m) sur la rive gauche du torrent Smedbekken. Très courantes, ces formes sont ponctuellement associées à des petits polygones de pierres en fonction de la nature du matériel disponible.

Les petits cercles et polygones de pierres, moins fréquents, sont quant à eux bien représentés aux abords du lac Neverbutjønne (1 300 m) au sud du Neverbukollen (***photographies 40*** et ***41***). Leur venue est étroitement liée aux possibilités de triage ainsi qu'aux conditions hydriques des sols. Systématiquement, des variations dans le degré d'activité de ces formes apparaissent en effet en fonction de l'éloignement des nappes d'eau, celles qui en sont le plus proches étant les plus actives. Bien que révélateurs du même étage, les petits sols striés ne peuvent que confirmer ce deuxième palier périglaciaire, leur très faible fréquence sur le terrain n'en permettant pas une fixation commode : ils ont pu être identifiés en de rares endroits à partir de 1 250 m (***photographie 46***).

Au sud, les secteurs composés de formes révélatrices de l'étage périglaciaire intermédiaire demeurent encore une fois moins représentés qu'au nord. Les premiers petits cercles de pierres ont été repérés à une altitude de **1 260 m** dans la vallée de Illmanndalen, où ils occupent une position sous lacustre (***photographies 21*** et ***22***). Comme au nord du massif, de petites plaques de cryoéjection regroupées en champs ont été identifiées sur plusieurs secteurs, par exemple à l'ouest

du refuge de Rondvassbu sur la rive droite du torrent Rondhalsbekken, à une altitude de 1 250 m. Ces regroupements confirment que l'on se trouve bien dans l'étage périglaciaire intermédiaire, dont l'épaisseur est de 330 m dans le nord du massif et de 290 m dans le sud.

Aucune forme annonciatrice de l'étage périglaciaire sommital n'a pu être mise en évidence, que ce soit dans les Rondane ou le Dovrefjell. La limite supérieure de cet étage correspond par conséquent à l'apparition des premières *formes de troisième rang*.

2.1.3. - L'étage périglaciaire sommital

Dans le nord du massif des Rondane, les secteurs occupés par des formes révélatrices de l'étage sommital s'avèrent rares, les abords des lacs de fond de cirque présentant uniquement de grands cercles de pierres dont l'activité s'avère le plus souvent incomplète en ne s'exprimant que par points au cœur des cercles. Ce phénomène d'activité réduite et ponctuelle s'observe par exemple aux abords du Vidjedalsbotn (1 550 m) ainsi qu'en bordure des petits lacs qui lui sont associés à l'est (1 650 m). Par ailleurs, la plupart des secteurs situés à l'altitude requise et présentant des supports faiblement inclinés ne proposent pas, en revanche, les conditions de triage idéales qui permettent d'accueillir de grands sols striés ou encore de grands cercles et polygones de pierres qui comptent parmi les formes les plus caractéristiques de l'étage périglaciaire sommital : ainsi de la vallée du Smedbotn et des abords du lac Midtbotn (1 500 m) au nord ouest du Høgronden (2 118 m), et malgré des conditions hydriques des sols pourtant satisfaisantes. Les grandes formes de triage apparaissent donc ponctuelles.

De grands lobes de gélifluxion fonctionnels, composés d'une coulée d'une dizaine de mètres de large et d'un front de blocs de quartzite dont l'élévation peut atteindre 1.5 à 2 m, permettent cependant de fixer le début de l'étage périglaciaire sommital à **1 480 m** dans la partie septentrionale du massif (***photographie 56***). Ces formes, particulièrement gorgées d'eau, naissent systématiquement en position d'ubac dans les zones abondamment alimentées en eau de fonte nivale en aval des principales plaques de neige.

Au sud en revanche, plusieurs sites de première importance permettent d'établir la base de l'étage périglaciaire sommital à partir de **1 550 m** : de grands sols striés et de grands cercles de pierres fonctionnels, voisinant des formes identiques mais inactives, sont visibles sur le replat à l'est du sommet du Fremre Illmannhøe de manière extrêmement localisée (***photographies 28*** et ***29***). D'autres formes représentatives de l'étage sommital existent dans cette partie du massif, comme les gros blocs fluants qui occupent le fond du cirque de Kaldbekkbotn au nord du sommet du Steet à une altitude équivalente, et les grandes plaques de cryoéjection fonctionnelles présentes sur les bords du lac Klarabotn, à 1 650 m d'altitude. Ce secteur s'avère particulièrement propice du fait de la péjoration des conditions hydrologiques locales due aux difficultés de drainage, mais également en raison du débit en dalles du quartzite qui a été remarqué comme extrêmement favorable aux phénomènes à fort degré de triage.

Ce dernier étage périglaciaire s'étend jusqu'aux sommets. Cependant, passé 1 700 m, il ne se manifeste plus par des figures à fort degré de triage bien individualisées étant donné la vigueur des pentes. Il s'agit tout au plus d'ébauches de grands sols striés, probablement en partie entretenus comme en témoignent les exemplaires observés sur l'étroite crête au sud est du Hoggbeitet (1 805 m). Des observations analogues ont été réalisées sur les pentes du Storronden au dessus de 1 780-2 000 m (Sellier, 2002). Des signes périglaciaires élémentaires, identiques à ceux de l'étage inférieur, occupent néanmoins ponctuellement les pentes sommitales à la faveur de passées de fines, mais elles ne constituent en rien les marqueurs caractéristiques de cet étage sommital. Des terrassettes de gélifluxion sont ainsi observées sur le col au nord du Svart-Hammaren (1 751 m).

Les indices d'une activité périglaciaire exacerbée sur les sommets et les versants qui les relient aux cirques glaciaires sont à rechercher davantage dans un fluage généralisé au sein des formations de pente et dans l'intensification de la gélifraction : la macrogélifraction demeure ainsi le processus fonctionnel majeur à haute altitude (Sellier, 2002). Il n'existe par conséquent aucune forme périglaciaire fonctionnelle caractéristique des niveaux sommitaux dans les Rondane exception faite des manifestations attribuables à la gélifraction.

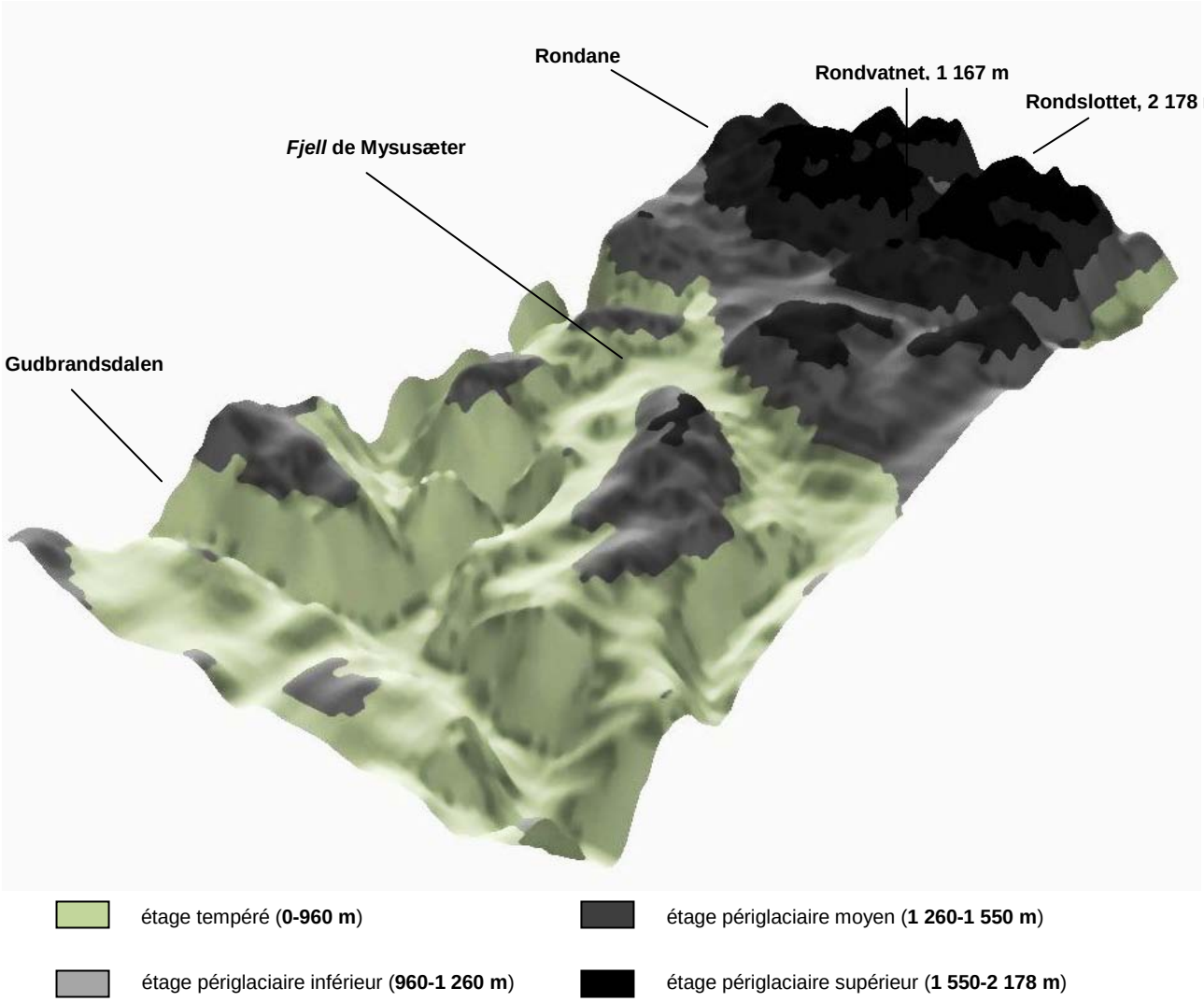


Figure 64 *: modèle numérique de terrain relatif aux étagements périglaciaires fonctionnels standards du sud du massif des Rondane.*

2.2. - Le massif du Dovrefjell

2.2.1. - L'étage périglaciaire inférieur

La limite de l'étage périglaciaire a été déterminée, au même titre que dans les Rondane, à l'intérieur de l'écotone forêt-toundra. Dans le Dovrefjell, les premières formes fonctionnelles ont été repérées légèrement plus bas que dans les Rondane (***figure 65***). Les premiers ostioles actifs ont été observés à **900 m** au sud est de la localité de Hjerkinn, toujours dans des secteurs où la végétation est clairsemée ou dégradée. La limite de l'étage périglaciaire actif peut donc être identifiée pratiquement 200 m plus bas que la limite supérieure de l'écotone forêt-toundra qui atteint 1 075 m dans ce secteur. Des lobes de gélifluxion apparaissent quant à eux dès 1 100 m, donc à des altitudes analogues à celles qui valent pour les Rondane. Les formes de deuxième rang typiques sont visibles à une altitude comparable, comme l'indiquent des petites plaques de cryoéjection actives à partir de 1080 m au nord est de la localité de Hjerkinn. Une fois encore, les petits lobes de gélifluxion jalonnent la limite supérieure de l'étage périglaciaire inférieur.

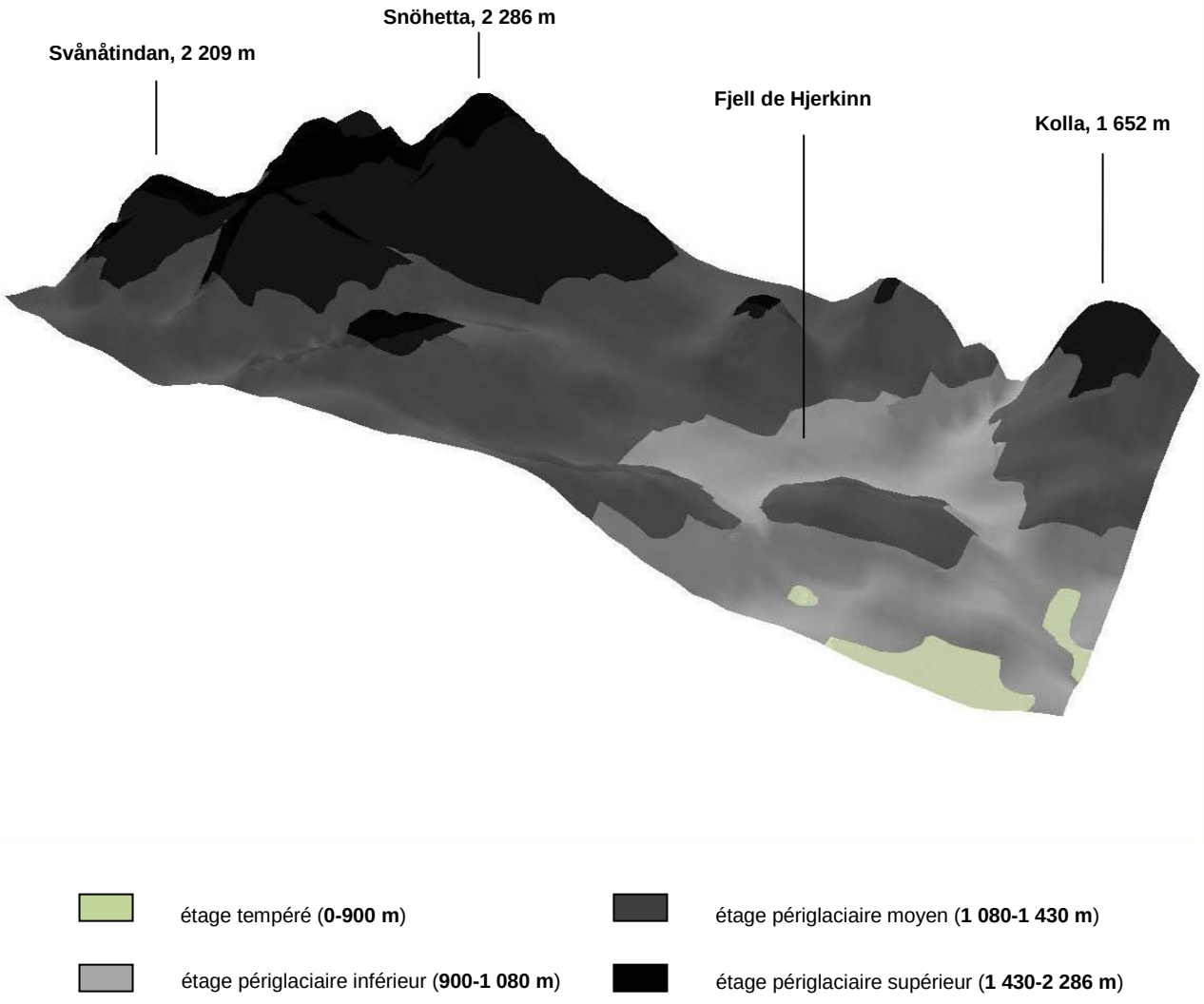


***Figure 65** : modèle numérique de terrain relatif aux étagements périglaciaires fonctionnels standards du massif du Dovrefjell.*

2.2.2. - L'étage périglaciaire moyen

Dans le massif du Dovrefjell, les formes de deuxième rang révélatrices de l'étage périglaciaire moyen ont été repérées dès **1 080 m** (petites plaques de cryoéjection). Par conséquent, l'étage périglaciaire intermédiaire débute 185 m plus bas par rapport au sud du massif des Rondane.

Plus que les formes périglaciaires d'expression mineure, celles de l'étage intermédiaire apparaissent très dépendantes des conditions hydrologiques locales et montrent une localisation inféodée à une teneur en eau constante des sols. Ainsi, les fonds de vallée, les secteurs situés à l'aval des grands névés, les zones de drainage difficile, et surtout les abords des lacs, sont des lieux privilégiés où elles peuvent être observées préférentiellement. L'observation a été largement entravée par la décontamination du champ de tir de Hjerkinn, qui correspond à l'extension de ce sous-étage. Les relevés n'ont pu être réalisés que lors des weekends du fait de l'arrêt hebdomadaire des opérations qui consistent à faire exploser les munitions éparpillées dans cette zone. Ils ont néanmoins permis d'en fixer les limites extrêmes.

2.2.3. - L'étage périglaciaire sommital

L'étage périglaciaire fonctionnel s'achève, dans le Dovre, par un niveau sommital aux formes nettement plus amples et plus élaborées induites par des conditions périglaciaires plus rudes que celles qui prévalent aux niveaux inférieurs.

Les formes de troisième rang, plus nombreuses, apparaissent à des niveaux plus bas que ceux qui ont été déterminés pour les Rondane. La limite inférieure de l'étage périglaciaire sommital doit être fixée à **1 430 m**, altitude à partir de laquelle on rencontre les premières formes à fort degré de triage : la bordure ouest du marais de Tvillingkollan, au nord est de Snøheim, présente ainsi de nombreux spécimens de grands cercles de pierres qui sont les premiers indices révélateurs de l'étage périglaciaire sommital dans le Dovrefjell (***photographie 43***). Les versants où les abords du Veslehetta (1 669 m) se caractérisent également par de nombreuses formes typiques de l'étage sommital, et notamment de gros blocs fluants, de grands cercles de pierres, et quelques grands lobes de gélifluxion fonctionnels. Les secteurs proches du lac Istjønne, établi à l'altitude de 1 615 m au sud est du sommet du Snöhetta, présentent sans nul doute la plus forte concentration en grandes gélistructures périglaciaires, et parmi elles de nombreux cercles de pierres plurimétriques, de grands ostioles et de grands cercles de pierres coalescents aux vides intercellulaires ennoyés par les eaux du lac (***photographie 42***). Ces formes, révélatrices d'un stade d'évolution avancé et donc séniles, s'expliquent ici par la péjoration des conditions hydrologiques locales.

Au même titre que dans le cas du massif des Rondane, les portions supérieures de l'étage périglaciaire fonctionnel sommital se caractérisent par la disparition des grandes figures périglaciaires en raison de l'inclinaison des pentes : les versants du Snöhetta sont ainsi le siège de mouvements de fluage généralisés et d'une macrogélifraction devenue dominante (Sellier, 2002).

Les observations effectuées sur le versant reliant le Veslehetta (1 669 m) au Larseggen (2 253 m) font état, à nouveau, de dynamiques périglaciaires de fluage (lobes de gélifluxion) et de polygones fonctionnels jusque vers 1 700 m.

***Conclusion** : Les relevés de terrain et l'application d'une méthode de détermination morphologique permet de fractionner l'étage périglaciaire fonctionnel en trois sous-étages distincts. Leurs formes caractéristiques sont à chaque fois plus amples et plus élaborées, manifestation morphologique flagrante de l'aggravation des conditions périglaciaires avec l'altitude. Cette tripartition est assez courante et a pu être dénommée de façon différente, notamment par l'emploi des appellations «étage infra-périglaciaire», «étage périglaciaire type» et «étage supra périglaciaire» (Chardon, 1984). J. Karte et H. Liedtke (1981) considèrent que cette disposition semble typique aux hautes montagnes des latitudes moyennes et subpolaires : «for the altitudinal periglacial zone in the high mountains of subpolar and middle latitudes a tripartite subdivision is typical (…)». En Norvège, Ch. Harris (1982) distingue également trois sous-étages périglaciaires à Okstindan, à proximité du cercle polaire. P. Höllermann (1985) établit quant à lui une subdivision de l'étage périglaciaire dans les montagnes des latitudes moyennes en deux principaux sous-étages : un étage inférieur à solifluction limitée («lower sub-belt of bound solifluction»), surmonté par un étage à solifluction généralisée et à sols structurés («upper sub-belt of unbound solifluction and patterned grounds»).*

3. - Les étagements périglaciaires du Dovre-Rondane vis-à-vis des étagements phytogéographiques, des isothermes caractéristiques et des types de pergélisols : une situation de transition à l'échelle de la péninsule scandinave

3.1. - Le comportement de l'étage périglaciaire à l'échelle régionale

3.1.1. - L'abaissement progressif de l'étage périglaciaire fonctionnel vers le nord

Les limites inférieures de l'étage périglaciaire actif sont donc assez semblables dans les deux massifs : 945 m au nord des Rondane, 965 m au sud, et légèrement plus bas dans le Dovre (900 m). La comparaison des altitudes respectives atteintes par les différents niveaux périglaciaires appellent cependant plusieurs remarques.

Le premier constat concerne l'abaissement progressif de la limite inférieure de l'étage concerné vers le nord, en fonction des effets classiques de la latitude (***figure 66***). Cette décroissance est sensible entre les deux massifs. Déterminée à 965 m dans le sud du massif des Rondane, cette limite ne se situe plus qu'à 900 m dans le Dovre. La décroissance de l'étage apparaît par conséquent rapide, de l'ordre de 65 m pour 74 km (distance séparant les deux stations météorologiques de référence) et les relevés réalisés dans le nord des Rondane, donc en situation intermédiaire, confirment cette tendance.

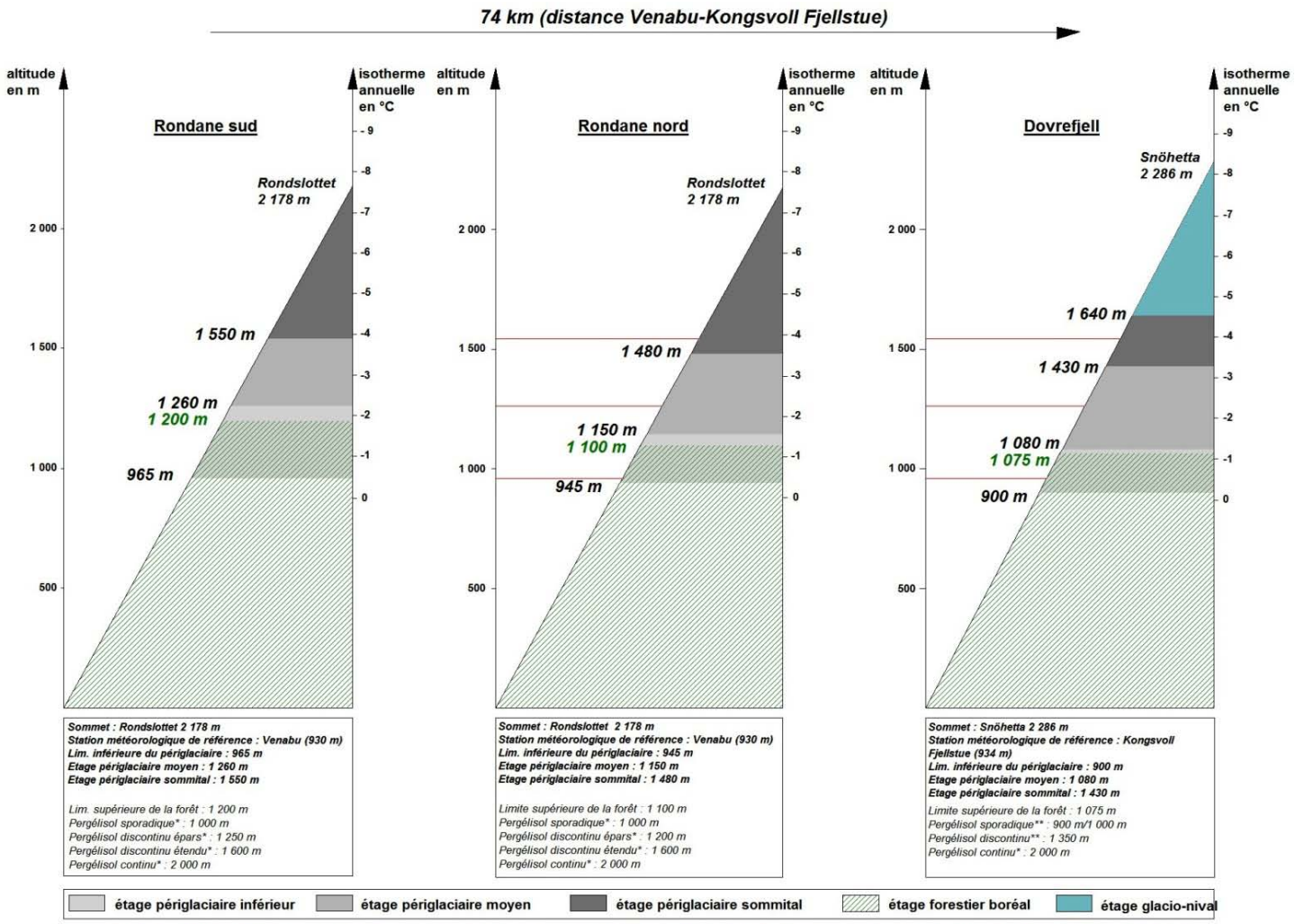


Figure 66 *: coupes schématiques de mise en relation latitudinale des étagements périglaciaires fonctionnels du Dovre-Rondane.*

Le deuxième relève des variations progressives des tranches latitudinales de chaque sous étage. L'étage périglaciaire inférieur atteint une épaisseur de 295 m dans le sud des Rondane et n'est plus que de 180 m dans le Dovre, attestant donc un amincissement vers le nord ; l'étage périglaciaire intermédiaire témoigne d'un comportement inverse étant donné qu'il se dilate, passant de 290 m dans les Rondane à 350 m dans le Dovrefjell. Le fait le plus marquant concernant l'étage périglaciaire sommital relève d'une part de sa compression par l'étage glaciaire dans le Dovrefjell, mais également de l'abaissement progressif de l'altitude à laquelle se rencontre les formes périglaciaires élaborées.

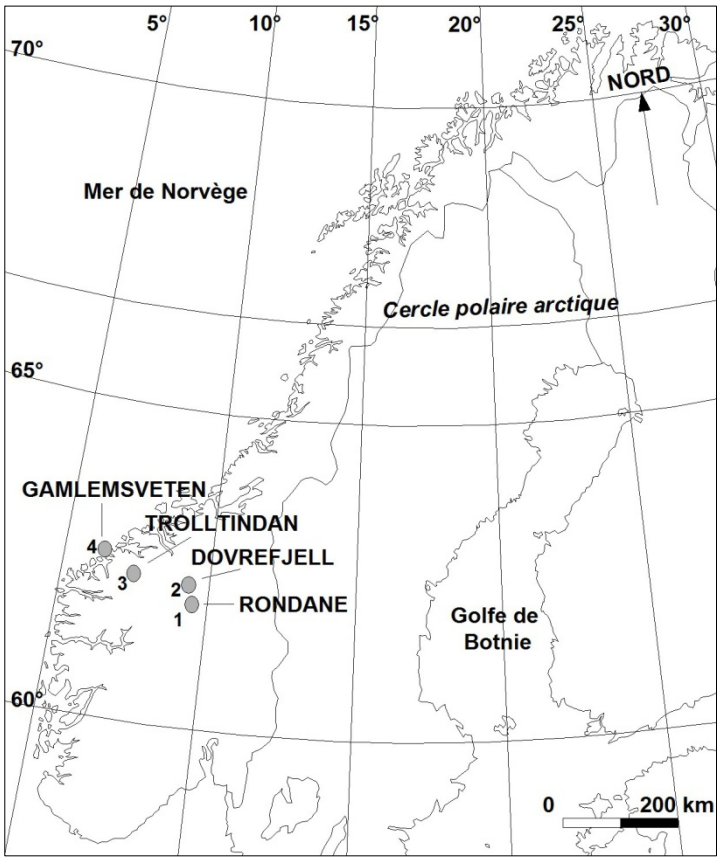
La dernière remarque concerne la position relative de l'étage périglaciaire inférieur par rapport à l'étage forestier boréal. Dans les deux massifs, la partie inférieure de l'étage en question est imbriquée dans celui de la forêt, ce qui tend à prouver que l'activité périglaciaire par éjection est possible à des altitudes encore incluses au domaine forestier. A. Rapp et S. Rudberg (1960, 1964) ont également rapporté un certain nombre de phénomènes liés au gel dans la forêt suédoise. N. Caine (1978) fait quant à lui état d'observations similaires concernant des hummocks et des fentes de gel : «*my own observations of hummocks and frost cracking in wet sites well below timberline in the Colorado Front Range confirm this report*».

Les observations permettent également de souligner l'amincissement de la portion supra-forestière de l'étage périglaciaire inférieur, dont la limite supérieure correspond de mieux en mieux avec la limite supérieure de l'écotone forêt-toundra vers le nord.

3.1.2. - L'abaissement de l'étage périglaciaire fonctionnel vers l'ouest (Mer de Norvège)

Des recherches complémentaires ont été menées en 2011 sur les côtes de Norvège, en collaboration avec Dominique Sellier, afin de replacer les observations réalisées dans le Dovre-Rondane dans un contexte régional et d'évaluer les tendances suivies par l'étage périglaciaire vers l'ouest et la mer de Norvège (Kerguillec et Sellier, 2012).

Des recherches visant à déterminer la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel ont été conduites, à des latitudes similaires, sur une montagne proche du littoral au nord est d'Ålesund (Gamlemsveten, 737 m), ainsi que dans le massif de Trolltindan (1 788 m) situé en position intermédiaire entre les côtes norvégiennes et le Dovre-Rondane (***figure 67***). Les distances à la mer relatives à chacun de ces secteurs d'observation varient entre 2 et 266 km. Elles permettent par conséquent d'évaluer le comportement de l'étage concerné en fonction des effets de l'océanité. La détermination s'est faite selon la même méthode morphologique, en reprenant par conséquent des marqueurs morphologiques identiques.



1 : Massif des Rondane
Point culminant : **Rondslottet**, 2178 m
Coordonnées : 61°54'54''N-9°51'7''E
Distance à la mer : 266 km

2 : Massif du Dovrefjell
Point culminant : **Snöhetta**, 2 286 m
Coordonnées : 62°19'12''N-9°16'3''E
Distance à la mer : 200 km

3 : Massif de Trolltindan
Point culminant : **Store Trolltind**, 1 788 m
Coordonnées : 62°29'10''N-7°43'4''E
Distance à la mer : 85 km

4 : Sommet du Gamlemsveten
Point culminant : **Gamlemsveten**, 737 m
Coordonnées : 62°34'29''N-6°19'6''E

Figure 67 *: carte de localisation des quatre secteurs d'observation de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel.*

En préalable au suivi altitudinal de la limite du périglaciaire, des indices de variations des étagements en direction de la mer de Norvège sont fournis par le comportement de l'étage forestier, dont P. Birot (1965) soulignait déjà la différence d'altitude entre la façade atlantique norvégienne et le versant oriental suédois (***figure 68***). L'analyse de la carte de la végétation de Norvège révèle en effet sa décroissance progressive vers l'ouest : A. Moen (1987) fixe la limite supérieure de la forêt à 1 100 m dans le Dovre et à 700 m dans le secteur d'Andalsnes, localité située quelques kilomètres au nord du Trolltindan. Sur le littoral norvégien à une latitude identique, la forêt n'excède pas une altitude de 450 m selon la même source, ce que les observations de terrain confirment : la limite de la forêt (*Picea abies* et *Betula tortuosa*) est fixée à 1 050-1 150 m dans le massif des Rondane (***photographie 85***), et à 1 100 m dans le Dovre. Vers l'ouest, l'étage forestier n'excède pas 650-680 m dans le Trolltindan (vallée de Storfjell Mejerdalen), tandis qu'en bordure de la mer de Norvège sur les versants du Gamlemsveten, sa limite supérieure survient dès 350-420 m selon l'exposition au vent et l'orientation, les massifs forestiers littoraux se composant essentiellement de *Pinus sylvestris* et de *Betula tortuosa*, *Picea abies* ayant disparu. Au dessus, les versants de ce sommet littoral sont occupés par une lande à scirpes et à graminées jusqu'à 515 m puis par des pierriers de pente à sphaignes, grossiers et ouverts, d'une inclinaison générale de 5 à 10° (***photographie 86***).

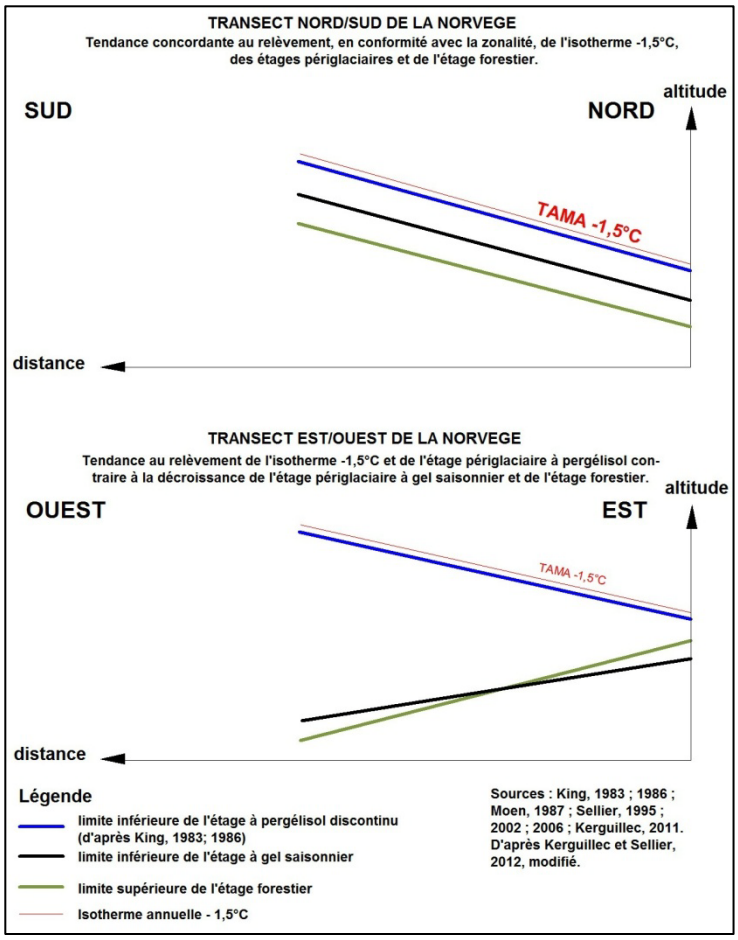
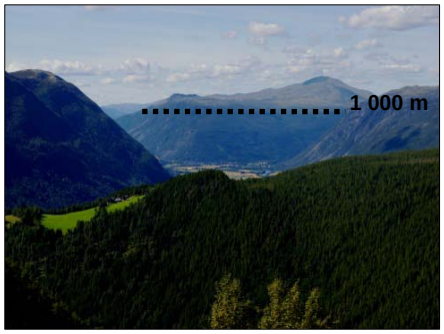


Figure 68 *: tendances suivies par les étagements montagnards caractéristiques en Norvège, suivant deux transects (nord/sud et est/ouest).*



Photographie 85 *: l'étage forestier à l'ouest des Rondane depuis la grande vallée glaciaire de Gudbrandsdalen (Otta). Le trait en pointillé souligne la limite supérieure de la forêt.*



Photographie 86 *: l'étage forestier sur la montagne du Gamlemsveten. Le trait en pointillé souligne la limite supérieure de la forêt.*

Les causes de cet abaissement sont multiples et doivent être prioritairement recherchées dans les paramètres du climat. Elles en appellent d'abord à l'absence d'étés significatifs et à la brièveté de la saison végétative sur le littoral, déjà soulignées par P. Birot (1965). Avec en moyenne seulement deux mois supérieurs à 10°C au niveau de sa limite supérieure en relation avec les effets classiques de l'océanité, la forêt est confrontée à des conditions thermiques contraignantes. Le facteur hydrique intervient également dans cette décroissance, les précipitations, copieuses sur les côtes de Norvège (1 410 mm à Hildre, station météorologique au nord du Gamlemsveten), n'étant pas favorables à *Pinus sylvestris* mieux adapté à la sécheresse (Viers, 1970). Le caractère océanique de la force et de la fréquence du vent est un autre facteur limitant qui influence les étagements de végétation de la façade atlantique norvégienne (Birot, 1965) : les versants du Gamlemsveten présentent ainsi, au dessus de la limite de la forêt, une lande à Cyperacées fortement dégradée par le vent et témoignant de ses effets (***photographie 86***). Son influence sur les limites altitudinales des étagements phytogéographiques dans les régions de reliefs subméridiens, comme dans le cas des Scandes, a en outre déjà été rapporté (Godard et André, 1999). C'est également le cas des facteurs anthropiques, le bois des massifs forestiers côtiers ayant notamment été utilisé, de manière séculaire, à des fins de construction navale (Viers, 1970 ; Moen, 1987). La décroissance de l'étage forestier associe par conséquent des causes climatiques et localement anthropiques.

Le massif de Trolltindan culmine au Store Trolltind (1 788 m). Il présente une structure essentiellement gneissique (gneiss migmatitiques). Les observations réalisées en 2010 et 2011 révèlent des formes périglaciaires mineures dès 700/720 m d'altitude qui concernent de petites coulées de gélifluxion, des blocs plongeants et de petites injections. La structure gneissique, peu encline à favoriser les dynamiques périglaciaires, ne permet pas l'apparition de formes plus évidentes.

Ces relevés confirment néanmoins l'inscription morphologique du gel dans le sol à une altitude inférieure de 200 m par rapport au Dovre-Rondane.

Le sommet du Gamlemsveten correspond, comme l'essentiel des massifs bordiers de la mer de Norvège à cette latitude, au «*complexe de Jostedal*» de constitution également gneissique. Ses versants sont en effet armés, pour l'essentiel, par des gneiss rubanés. Bien que cette lithologie soit nettement moins favorable que les quartzites pour l'apparition de formes périglaciaires, les relevés réalisés sur les pentes orientales de ce sommet côtier révèlent un certain nombre de manifestations périglaciaires indubitablement fonctionnelles. Les premiers signaux d'activité périglaciaire apparaissent vers 435 m, avec notamment quelques ébauches de terrassettes de gélifluxion, des blocs plongeants et fluants d'un diamètre compris entre 0.2 et 0.3 m, ainsi que des éjections de cailloux. D'autres terrassettes, comprenant cette fois des traces de triage sur leurs marches supérieures, sont visibles vers 570 m sur des pentes de 12 à 14°. La lithologie impose cependant de rechercher des manifestations encore plus franches : les signes les plus authentiques d'activité périglaciaire sont des formes initiales de géliturbation de graviers et de blocs de gneiss, notamment de petites gélistructures telles que de petits cercles de pierres parfaitement fonctionnels, visibles dès l'altitude de 610 m, auxquels se juxtaposent ponctuellement quelques polygones de pierres.

Les relevés réalisés soulignent par conséquent la tendance à la décroissance de l'étage périglaciaire fonctionnel vers l'ouest, tendance conforme à celle de l'étage forestier : sur le littoral, la limite inférieure du périglaciaire est en effet établie 300 m plus bas que dans les massifs internes. (***figure 69***). Cette décroissance, observée le long d'un profil à l'échelle des continents américain et eurasiatique, a déjà été signalée par P.W. Höllermann (1985).

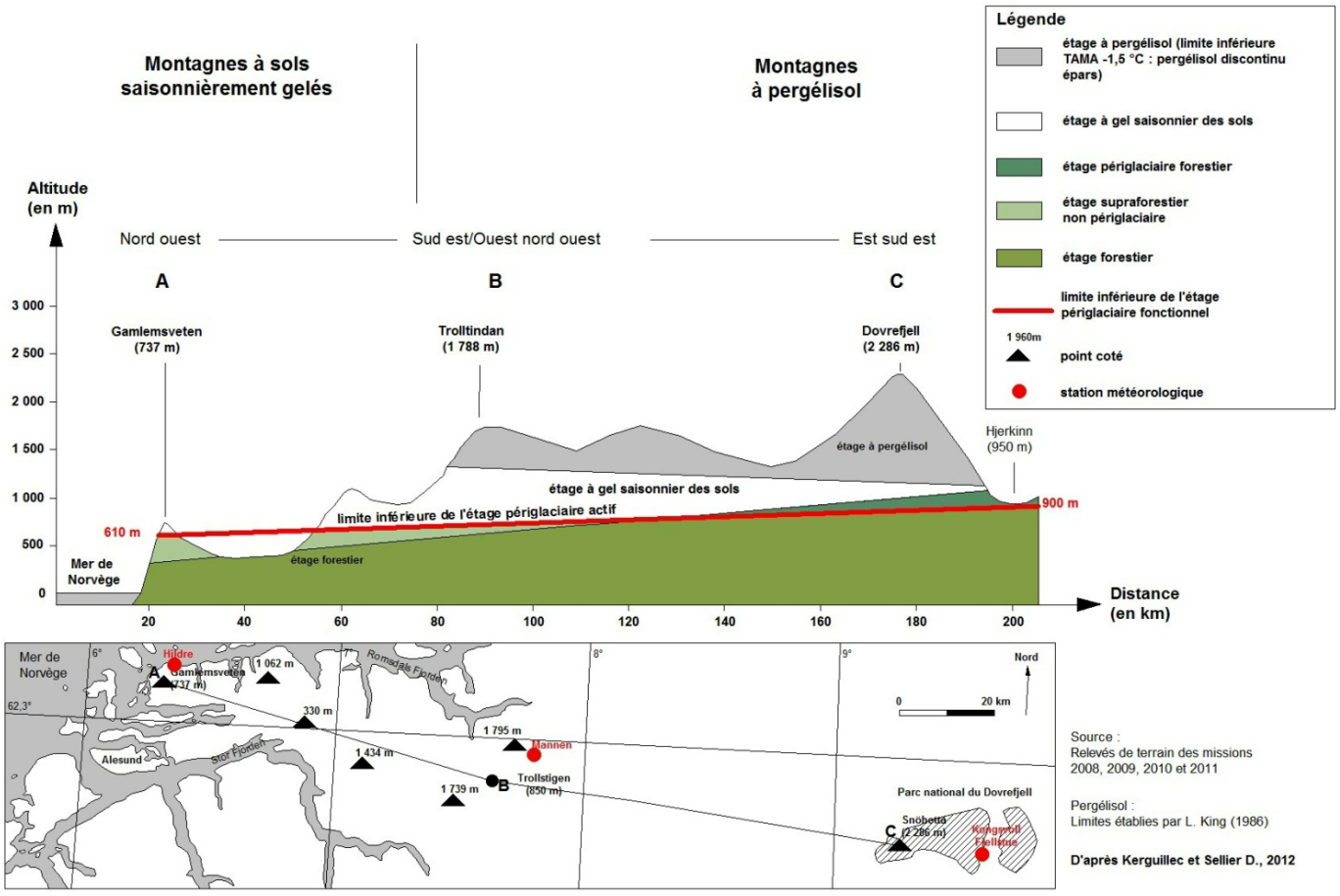


Figure 69 *: coupe schématique des étagements caractéristiques de la Norvège centrale vers le littoral.*

Cette tendance est néanmoins inverse par rapport au pergélisol : les données fournies par L. King (1986) concernant la localisation du pergélisol en Scandinavie indiquent en effet un relèvement

de la limite du pergélisol vers l'ouest et les côtes norvégiennes, relèvement dont l'auteur confirme par ailleurs qu'il suit une évolution contraire à la limite de la forêt. B. Etzelmüller *et al.* (2003) et H. Farbrot *et al.* (2011) ont également relevé cette tendance. Les cartes réalisées dans diverses publications indiquent en effet très clairement ce relèvement sur les côtes occidentales de la Norvège (King, 1983 ; 1986). En ayant recours à l'isotherme -1.5° C (TAMA) qu'il préconise pour positionner le passage d'un pergélisol sporadique à un pergélisol discontinu épars, ce dernier apparaîtrait vers 1 120-1 150 m dans le Dovrefjell. Il se situerait vers 1 300 m dans le massif de Trolltindan, et ne concernerait pas le Gamlemsveten puisqu'il dépasserait le sommet d'environ 650 m, ce dernier n'étant donc concerné que par un gel saisonnier des sols. Ce relèvement marqué s'explique par les paramètres thermiques : les hivers du littoral norvégien sont caractérisés à cette latitude par des températures moyennes mensuelles qui, bien que fraîches, restent positives au niveau de la mer : ils s'opposent par conséquent à la sévérité hivernale des massifs de l'intérieur, favorable à l'existence d'un pergélisol au dessus de 1 000 m, et ne permettent pas son maintien sur la côte d'où le relèvement de l'étage concerné vers la mer.

L'ensemble de ces éléments amènent donc, en définitive, à opposer des massifs côtiers, qui ne connaissent qu'un gel saisonnier des sols exprimé morphologiquement à une altitude relativement basse, à des massifs internes à pergélisol où cette limite intervient plus haut. La présence d'un étage périglaciaire actif particulièrement dilaté dès 900/945 m s'explique dans le Dovre-Rondane par l'action d'un climat propice sur une lithologie très favorable aux actions périglaciaires de tous types (Kerguillec, 2011).

L'activité périglaciaire morphologiquement exprimée à une altitude encore plus basse dans le Trolltindan et sur le Gamlemsveten, en dépit de conditions lithologiques pourtant moins favorables, a été prioritairement recherchée dans les données climatiques : Les manifestations morphologiques observées confirment que le climat qui caractérise le Gamlemsveten, à l'amplitude thermique annuelle faible et significative d'étés doux et d'hivers frais, favorise le fonctionnement des processus périglaciaires en raison de sa conjugaison avec les effets de l'orographie et de la latitude, fait communément admis dans d'autres montagnes océaniques (Sellier, 2006 ; Kerguillec et Sellier, 2012).

Sans priver les paramètres climatiques de toute leur responsabilité dans l'abaissement de l'étage à gel saisonnier, celui ci ne saurait pourtant être dissocié de la décroissance manifestée parallèlement par l'étage forestier : les relevés de terrain effectués depuis 2008 dans le Dovre-Rondane, s'ils ont permis de découvrir des formes périglaciaires actives à l'intérieur de l'étage forestier (Kerguillec, 2011), confirment en effet et sans surprise l'obstacle que constitue la végétation pour l'expression morphologique du périglaciaire, les manifestations du gel dans le sol sous couvert forestier s'avérant en effet ponctuelles. De manière générale, le rôle d'entrave au développement des formes périglaciaires joué par la forêt a notamment été suggéré par P.J. Williams (1961) : «*large scale solifluction requiring a deep-lying still-frozen layer in the spring (…) + 1°C is suggested as an approximate limit. If forest is present this will prevent its development at even lower mean annual temperatures*».

La décroissance de l'étage forestier vers la mer de Norvège offre par conséquent l'opportunité au système périglaciaire d'occuper davantage d'espace et de descendre plus bas en altitude, dans la limite des paramètres climatiques qui le régissent. Sur le sommet du Gamlemsveten, la dégradation de la lande d'altitude par le vent introduit un second paramètre favorisant le développement du périglaciaire sur les versants. Le recul de l'étage forestier et la dégradation des étages de végétation, de concert avec le rôle des paramètres climatiques saisonniers, deviennent par conséquent des arguments décisifs qui permettent d'interpréter la décroissance de l'étage périglaciaire fonctionnel vers l'ouest. Les conclusions de P.W. Höllermann (1985) confirment d'ailleurs cette analyse : *«(…) the lower limit of the present-day periglacial belt in mid-latitude mountains is not caused directly by cold-climatic thresholds, but in the widest sense by the geoecological discontinuity between the exposed high mountain belt and the more protected forest belt*».

Les relevés réalisés sur les versants du Gamlemsveten permettent également de combler le hiatus entre ceux effectués en Norvège centrale et les données disponibles notamment pour les îles britanniques : la limite de l'étage périglaciaire actif a en effet été fixée 475-500 m dans l'Assynt (Sellier, 2002) et entre 540 et 580 m au sommet du Muckish dans le Donegal (Wilson et Sellier, 1995). La limite inférieure de l'étage concerné a par ailleurs été fixée entre 250 et 450 m dans les îles Féroé (Humlum et Christiansen, 1998). Les observations apportent donc un jalon supplémentaire au sujet de la «régionalisation» du périglaciaire sur la façade atlantique de l'Europe en venant s'ajouter aux données acquises dans d'autres montagnes atlantiques. Elles permettent en effet de suivre de manière continue la limite inférieure du périglaciaire du Spitsberg à l'Ibérie, en ajoutant un point d'observation entre la Norvège centrale et les îles britanniques.

Ces observations conduisent surtout à opposer d'une part une montagne périglaciaire où la décroissance de l'étage forestier permet celle de l'étage à gel saisonnier aux cycles gel/dégel nombreux aux saisons intermédiaires en raison de l'effet de façade (Gamlemsveten), et d'autre part des massifs internes (Dovre-Rondane) affectés par un périglaciaire à pergélisol et présentant un étage à gel saisonnier aminci et partiellement intégré à l'étage forestier (***figure 69***). Elles permettent par conséquent de distinguer une montagne à gel saisonnier des sols régi par les paramètres climatiques saisonniers d'une montagne à pergélisol contrôlée par les paramètres thermiques annuels.

	Latitude	altitude sommitale	Altitude de la base des glaciers	limite inférieure de l'étage périglaciaire actif	Types de figures périglaci-aires le long des versants	Altitude du contact entre pergélisols discontinu et sporadique (<-1,5°C annuel)	Limite supérieure de la forêt	Isotherme estivale + 10°C	Isotherme annuelle 0°C	T° annuelle moy.	T° moy. du mois le plus froid	T° moy. du mois le plus chaud	Nombre annuel de cycles gel-dégel	Obser-vations sur le terrain
TRANSECT NORD/SUD										*base de l'étage périglaciaire*				
Okstindan (*Nordland*)	66° N	1 915 m	750-1 400 m	**650 m**	1 et 2	pergélisol discontinu vers 900 m	550-700 m	Vers 800 m	vers 650 m	Env. +0,1°C	Env. -10°C	Env. +11°C	80 cycles à 500 m	
Rondane (*Oppland*)	61°54' N	2 178 m	Rares glaciers de parois	**945 m (révisé)**	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 050-1 150 m	Vers 1 000 m	Vers 880 - 900 m	Env. -0,3°C	Env. -9,7°C	Env. +10,4°C	85.5	oui
Mont Gausta (*Telemark*)	59°51' N	1 883 m	Absence de glaciers	**1 200 - 1 375 m**	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 350 m	1 180-1 270 m	Vers 1 100 m	Vers 1 100 m	Env. -1,5°C	Env. -8°C	Env. +9°C	73 cycles à 1 828 m	oui
Sellier, 2006														
TRANSECT EST/OUEST														
Rondane (*Oppland*)	61°54' N	2 178 m	Rares glaciers de parois	**945 m (révisé)**	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 050-1 150 m	Vers 1 000 m	Vers 880 - 900 m	Env. -0,3°C	Env. -9,7°C	Env. +10,4°C	85.5	oui
Dovrefjell (*Sør Trondelag*)	62°19' N	2 286 m	Glaciers de cirques (1 650 m)	**900 m (révisé)**	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 100 m	Vers 900 m	Vers 870 - 1030 m	Env. -0,4°C	Env. -9,4°C	Env. +9,6°C	102	oui
Trolltindan (*More og Romsdal*)	62°29' N	1 788 m	Glaciers de cirques (vers 1 300 m)	**700 - 720 m**	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 300 m*	650-680 m	Vers 1 080 m*	Vers 1500-1 530 m*	?	?	?	?	oui
Gamlemsveten (*More og Romsdal*)	62°34' N	737 m	Absence de glaciers	**610 m**	1	Absence de pergélisol (sol à gel saisonnier)	350-420 m	Vers 480 m	Supérieure au sommet	Env. +3,2°C	Env. -1,8°C	Env. +9,3°C	?	oui
Kerguillec et Sellier, 2012														

	Place de la moyenne mensuelle 0°C à la base de l'étage périglaciaire fonctionnel		Station utilisée - Altitude	Nombre de mois >10°C (à la limite supérieure de la forêt)	Nombre de mois < 0°C (à la base de l'étage périglaciaire actif)
	Printemps	*Automne*			
Okstindan (*Nordland*)	?	?		?	?
Rondane (*Oppland*)	Fin avril-début mai	Fin octobre-début novembre	**Venabu (930 m)**	1	6 mois de novembre à avril
Dovrefjell (*Sør Trondelag*)	Fin avril-début mai	Fin octobre-début novembre	**Kongsvoll (934 m)**	0	6 mois de novembre à avril
Trolltindan (*More og Romsdal*)	Fin mars-début avril*	Fin novembre-début décembre*	**Mannen (1 294 m)**	2 mois de juillet à août*	4 mois de décembre à mars*
Gamlemsveten (*More og Romsdal*)	Fin mars-début avril	Fin novembre-début décembre	**Hildre (13m)**	2 mois de juillet à août	4 mois de décembre à mars

Sources : Dahl, 1966 ; Harris, 1982 ; King, 1983 ; 1986 ; Moen, 1987 ; Sellier, 1995 ; 2002 ; 2006 ; Kerguillec, 2011 ; Kerguillec et Sellier, 2012. Données climatiques du Norsk Meteorologisk Institutt.

*** d'après calcul sur l'année 2011 (station en fonction depuis 2010 seulement)**

Figure 70 : *les altitudes des limites inférieures de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège en relation avec les données thermiques et les limites caractéristiques.*

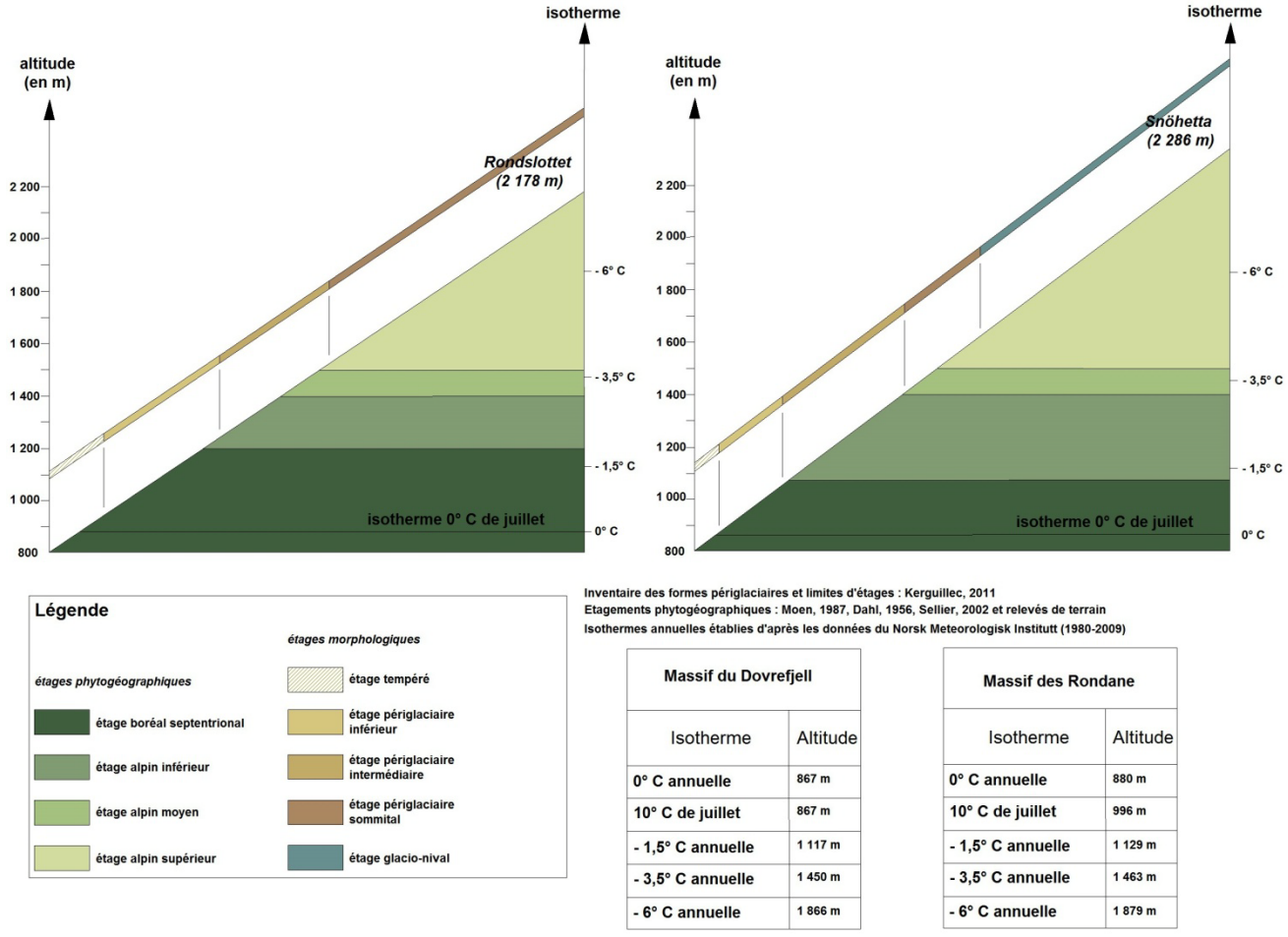
Sur le Gamlemsveten, elles aident à définir, d'autre part, un domaine périglaciaire à gel saisonnier assez semblable à celui décrit par Y. Veyret et B. Coque-Delhuille (1989), qui évoquent une province «*dépourvue de pergélisol, (…) fortement marquée par le gel, le vent et l'humidité (…)*». Elles participent en cela à la caractérisation de la montagne atlantique et en complètent la définition établie par A. Reffay (1974), en insistant sur les tendances remarquables suivies par les étagements montagnards caractéristiques : la montagne atlantique n'est propice ni au maintien du pergélisol ni à l'extension de l'étage forestier. En conséquence, elle l'est par contre à l'épaisseur de l'étage périglaciaire actif et témoigne de la sorte d'un renversement de tendance entre la primauté des paramètres climatiques annuels dans les massifs intérieurs qui devient, sur le littoral, celle des paramètres saisonniers, principaux responsables de l'extension et de l'agencement des étagements.

À l'échelle régionale, le Dovre-Rondane occupe par conséquent une position charnière à partir de laquelle la limite de l'étage périglaciaire fonctionnel s'abaisse vers l'ouest et vers le nord (***figure 70***). Cette limite se situe à un niveau légèrement inférieur à celle de l'étage forestier, ce qui souligne encore la spécificité de la localisation géographique des massifs. L'ensemble des variations précitées, à la fois latitudinales et longitudinales, confirment, compte tenu de leur rapidité, la sensibilité du système périglaciaire du Dovre-Rondane. Elles permettent d'insister sur l'un des caractères propres à la montagne atlantique et contribuent à renforcer l'intérêt qui consiste à mettre en lumière des

évolutions spatiales dans le Dovre-Rondane. Ces évolutions doivent être, en principe, plus rapides et plus sensibles que dans d'autres milieux froids.

3.2. - Mise en relation des étagements périglaciaires avec les étagements phytogéographiques

Ces développements relatifs à la position de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel par rapport à l'étage forestier incitent à préciser davantage la disposition altitudinale des étagements morphologiques du Dovre-Rondane par rapport aux étagements phytogéographiques. Ces relations entre étagements montagnards caractéristiques revêtent une importance d'autant plus grande que la végétation est un marqueur supplémentaire des conditions climatiques le long des versants. Elle participe par conséquent au repérage des étagements morphologiques.



Inventaire des formes périglaciaires et limites d'étages : Kerguillec, 2011
Etagements phytogéographiques : Moen, 1987, Dahl, 1956, Sellier, 2002 et relevés de terrain
Isothermes annuelles établies d'après les données du Norsk Meteorologisk Institutt (1980-2009)

Massif du Dovrefjell	
Isotherme	Altitude
0° C annuelle	867 m
10° C de juillet	867 m
- 1,5° C annuelle	1 117 m
- 3,5° C annuelle	1 450 m
- 6° C annuelle	1 866 m

Massif des Rondane	
Isotherme	Altitude
0° C annuelle	880 m
10° C de juillet	996 m
- 1,5° C annuelle	1 129 m
- 3,5° C annuelle	1 463 m
- 6° C annuelle	1 879 m

Figure 71 *: coupes schématiques de mise en relation des étagements morphologiques et phytogéographiques du Dovre-Rondane.*

En appui de sa carte de la végétation, A. Moen (1987) a établi la synthèse la plus récente traitant des caractéristiques fondamentales des étagements phytogéographiques en Norvège. Leur étude est également complétée par l'ouvrage non moins fondamental d'E. Dahl (1956). Les modèles d'étagements établis pour les Alpes servent de référence dans la plupart des études. Trois étages successifs caractérisent le Dovre-Rondane à partir du fjell, l'ensemble des massifs montagneux dominant le fjell étant comprise à l'intérieur des étages alpins.

Le fjell correspond à la partie supérieure de l'étage boréal septentrional (étage subalpin). Si cet étage en lui-même est principalement caractérisé par une forêt de conifères (*Pinus sylvestris*, *Picea abies*) dominant souvent une strate cryptogamique à *Cladonia stellaris* prépondérante, sa partie

supérieure préfigure, en raison de l'apparition de l'écotone forêt-toundra, les étages phytogéographiques «alpins» proprement dits : c'est dans cette ceinture forestière ouverte de bouleaux (*Betula pubescens*, *Betula tortuosa*), qui disparaît entre 1 000 et 1 100 m, que sont identifiées les premières formes périglaciaires fonctionnelles d'expression mineure. La limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel se trouve donc, sur les secteurs de recherche, à l'intérieur de l'écotone forêt-toundra. Cet étage correspond en principe à la limite de l'arbre dans sa partie supérieure en même temps qu'à l'étage subalpin du modèle alpin. Pour P.W. Höllermann (1985), cet écotone a une importance capitale dans la détection de la limite inférieure du périglaciaire : *«(…) the natural timberline ecotone gives a much better approximation of the lower limit of the contemporary periglacial belt than any cold climatic factor*».

E. Dahl (1956) a relevé que les limites de l'arbre et celles de la forêt se confondent dans les Rondane. Dans le Dovrefjell, en raison de l'abaissement progressif de l'étage morphologique périglaciaire vers le nord, la totalité de l'étage périglaciaire inférieur se trouve incluse dans cet écotone (***figure 71***). En Norvège centrale, la limite supérieure de la forêt est à son altitude la plus élevée, comme l'a montré l'étude des massifs montagneux littoraux (***figure 70***). Si la limite supérieure de cet étage à pu être rapprochée, à juste titre, de l'isotherme annuelle 0° C (Sellier, 2002), les calculs selon les dernières normales climatiques apportent une correspondance moins satisfaisante entre ces deux limites fondamentales (***figure 71***). Néanmoins, la limite supérieure de cet étage correspond à des conditions écologiques rigoureuses et notamment à une saison végétative relativement courte d'environ quatre mois (Sellier, 2002).

L'étage alpin inférieur, compris entre l'écotone forêt-toundra et 1 400 m (Moen, 1987), est caractérisé par plusieurs groupements végétaux et principalement par une lande à myrtilles (*Vaccinium myrtillus*), par une toundra essentiellement composée de bouleaux nains (*Betula nana*) et de saules nains (*Salix sp.*), et par des associations de lichens (*Cladonia stellaris* encore majoritaire, *Cetraria delisei*), de carex et de scirpes. D'autres espèces telles que *Juniper communis*, *Empetrum hermaphroditum* et *Vaccinium uliginosum*, peuvent également être identifiées à l'intérieur de cet étage. Il est limité vers le haut par la disparition de la lande à *Vaccinium myrtillus* (Sellier, 2002). Il correspond, dans les Rondane, à la moitié inférieure de l'étage périglaciaire intermédiaire, mais coïncide parfaitement, dans le Dovre, à la tranche altitudinale occupée par ce même étage (***figure 71***).

L'étage alpin moyen s'étendrait jusqu'à 1 600 en Norvège centrale selon A. Moen (1987). Principalement caractérisé par des pelouses à *Carex sp.*, *Juncus sp.* et *V. uliginosum*, il est particulièrement comprimé sur les secteurs de recherche, fait déjà signalé par D. Sellier (2002). Dans les Rondane, sa limite supérieure correspond à peu près à l'altitude maximale atteinte par l'étage périglaciaire intermédiaire ; dans le Dovre, sa limite inférieure coïncide exactement avec celle de l'étage périglaciaire supérieur (***figure 71***).

L'étage alpin supérieur, qui s'étende à partir de 1 600 1 700 m jusqu'aux sommets, n'est plus qu'une formation végétale très ouverte de lichens crustacés et de mousses, où les surfaces rocheuses dominent (champs de blocs, affleurements). Son originalité tient en outre au fait qu'il n'est pas ou peu englacé.

En vertu des correspondances étroites entre étagements phytogéographiques et morphologiques évoquées ci-dessus, l'observation des formes ne peut donc être dissociée de celle des groupements végétaux. L'intérêt de l'utilisation de repères phytogéographiques, souligné par A. Godard (1965) et D. Sellier (2002), tient effectivement au fait que l'organisation phytogéographique actuelle du Dovre-Rondane répond aux paramètres climatiques qui caractérisent ces massifs. Elle concorde donc en principe avec les étagements morphologiques.

3.3. - Mise en relation des types de gélisols avec les isothermes caractéristiques

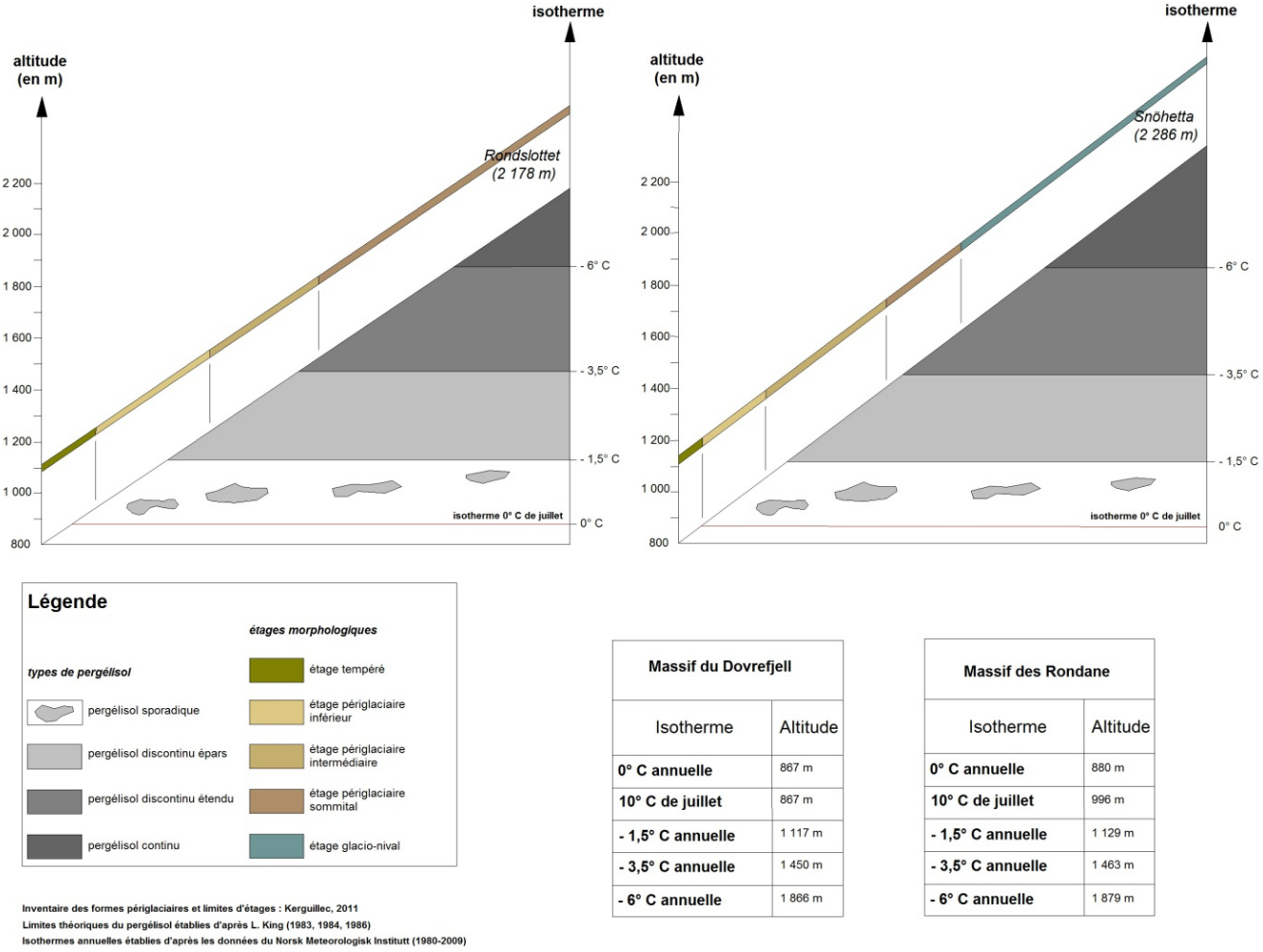
Cette mise en relation des étagements périglaciaires fonctionnels serait incomplète si elle n'abordait pas les rapports entre les formes et les différents types de gélisols. Ces relations sont par conséquent à rapprocher des isothermes les plus caractéristiques calculées selon les normales climatiques des stations de référence de Kongsvoll Fjellstue et de Venabu.

Les limites altitudinales théoriques pour la distribution du pergélisol dans les massifs du Dovre-Rondane peuvent être calculées en se référant aux seuils thermiques retenus par L. King pour en fixer les contours (1983, 1984, 1986), ainsi qu'aux données climatiques des stations météorologiques de référence, tout en conservant un gradient altitudinal moyen de 0.6°C/100 m. Croisées avec l'inventaire des formes périglaciaires, elles livrent plusieurs types de renseignements.

La limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel, positionnée à 965 m au sud des Rondane, coïncide à quelques dizaines de mètres près avec l'apparition du pergélisol sporadique,

généralement repéré par l'isotherme annuelle 0° C. La correspondance est presque parfaite pour le massif du Dovre. Dans les Rondane, si l'étage périglaciaire inférieur se trouve partiellement inclus aux zones à pergélisol discontinu épars, il correspond de manière satisfaisante, dans le Dovre, à l'ensemble de la tranche altitudinale concernée par le pergélisol sporadique (***figure 72***).

Dans ce massif, la correspondance est également presque parfaite pour l'étage périglaciaire intermédiaire, qui concernerait l'étage à pergélisol discontinu épars. Dans les deux massifs, la limite supérieure de cet étage morphologique se situe à des altitudes similaires à celles où apparaît le pergélisol discontinu étendu (isotherme annuelle -3.5°C). L'étage périglaciaire supérieur correspond par conséquent, dans les deux cas, aux zones à pergélisol discontinu étendu (Kerguillec, 2011).



Massif du Dovrefjell	
Isotherme	Altitude
0° C annuelle	867 m
10° C de juillet	867 m
- 1,5° C annuelle	1 117 m
- 3,5° C annuelle	1 450 m
- 6° C annuelle	1 866 m

Massif des Rondane	
Isotherme	Altitude
0° C annuelle	880 m
10° C de juillet	996 m
- 1,5° C annuelle	1 129 m
- 3,5° C annuelle	1 463 m
- 6° C annuelle	1 879 m

Figure 72 *: coupes schématiques de mise en relation des étagements morphologiques avec les zones de pergélisol du Dovre-Rondane.*

Conclusion : la mise en relation des étagements morphologiques entre les deux massifs d'une part, mais également avec les étagements phytogéographiques et les types de pergélisol, livrent différents types de renseignements. De cette étude croisée ressort surtout l'extrême sensibilité des massifs étudiés étant données les variations rapides dont ils font l'objet, à la fois en latitude et en longitude.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Dans le Dovre-Rondane, les paramètres climatiques sont ceux d'une haute montagne atlantique. Caractéristiques d'un type montagnard de transition entre les milieux «subpolaires océaniques» et «polaires continentaux», ils sont propices au gel dans le sol et dans les roches ; ils autorisent le maintien d'un pergélisol sporadique dès 900 - 1 000 m, en même temps qu'ils se distinguent par la fréquence des cycles gel-dégel tout particulièrement aux saisons intermédiaires. Ils s'appliquent surtout sur une structure quartzitique reconnue comme l'une des plus révélatrices des dynamiques cryogéniques. Aux échelles fines, les quartzites fournissent en effet, par leur nature même et la composition minéralogique de leurs séries, des substrats d'une lisibilité exceptionnelle pour l'inscription des processus périglaciaires dans le relief.

Par conséquent, les marqueurs morphologiques d'une activité périglaciaire authentique, qui dépendent des conditions de site à l'échelle locale, sont fréquents et variés sur le terrain. Leur inventaire systématique et leur classement conduisent, au-delà de la simple élaboration d'une nomenclature adaptée à l'espace traité, à distinguer plusieurs groupements de formes fonctionnelles, de plus en plus élaborées avec l'altitude, donc significatifs de l'intensification des phénomènes périglaciaires. Cette méthode de lecture morphologique permet de définir, à partir de la limite inférieure du périglaciaire vers 900-950 m, trois sous étages périglaciaires fonctionnels successifs aux caractères morphologiques distincts.

En tant que haute montagne atlantique, le propre du Dovre-Rondane tient dans cette netteté exemplaire des étagements périglaciaires fonctionnels. Ces étagements, qui comptent parmi les plus épais d'Europe, s'avèrent en outre particulièrement sensibles compte tenu des évolutions rapides qu'ils subissent en latitude comme en longitude.

Le Dovre-Rondane offre donc l'opportunité de détecter des modifications altitudinales récentes du système morphogénique concerné, justement parce qu'il se situe aux limites du domaine périglaciaire dans cette partie de la Scandinavie…

DEUXIÈME PARTIE

Les mobilités des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane : des dynamiques périglaciaires actuelles de déprise et de reconquête

Introduction

Chapitre 4 : *les dynamiques périglaciaires de reconquête sur les marges glaciaires récemment déglacées et les sites de névés du Petit Age Glaciaire*

Chapitre 5 : *les dynamiques de déprise dans l'étage périglaciaire et sur ses marges*

Chapitre 6 *: l'intérêt du Dovre-Rondane pour la connaissance des mobilités actuelles des étagements dans les montagnes atlantiques*

Conclusion



Photographie 87 : *formes de reconquête périglaciaires, en position supraglaciaire, observées dans la partie supérieure de la langue glaciaire occupant le flanc sud du Snöhetta (2 286 m) et en bordure de la paroi sud ouest de ce sommet. Ces figures authentiquement périglaciaires, intensément triées, se caractérisent par un centre constitué d'une fine épaisseur de matrice et de petits graviers surmontant directement la glace visible à l'arrière plan ainsi qu'au centre des gélistructures (second plan). La formation de ces formes initiales, originales puisque disposées à même la glace et dépourvues de sols, correspond à des dynamiques périglaciaires développées en contexte paraglaciaire. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 860 m d'altitude (Dovrefjell, août 2011, zone C sur figure 74)****.*

INTRODUCTION À LA DEUXIÈME PARTIE

«Cependant, depuis 1993, nous avons pu observer beaucoup de modifications aussi bien dans des milieux à pergélisol sporadique, comme en Islande (fonte de palses), qu'en haut Arctique, au Spitzberg (…). Il se passe donc bien quelque chose, malgré des températures moyennes peu variables».

(B. Van Vliet-Lanoë, 2005).

Les observations de terrain ont permis d'établir, au cours de la première partie de ce travail, les limites actuelles des étagements périglaciaires fonctionnels du Dovre-Rondane. Elles ont par conséquent conduit à préciser dans le détail leur configuration standard et affirmé leur excellente lisibilité sur le terrain en raison des propriétés du quartzite. Ces étagements précisément établis sont néanmoins mobiles puisqu'ils comportent des indices d'évolutions spatiales récentes : ils sont actuellement l'objet de modifications, pour l'instant limitées dans la plupart des cas, mais parfaitement identifiables sur le terrain. Le second objectif de cette thèse consiste, en conformité avec la problématique, à rechercher de telles preuves de ces mobilités actuelles dans les massifs concernés, à les exposer, à les expliquer puis à en saisir la portée géomorphologique (***figure 73***). Les observations se sont concentrées sur deux types d'évolutions spatiales, antagonistes mais associées dans le temps et dans l'espace : les «*dynamiques périglaciaires de déprise*», significatives d'une remontée de l'étage morphologique concerné en altitude, et les «*dynamiques périglaciaires de reconquête*», révélatrices à l'inverse d'une extension spatiale du même étage en altitude ou sur des sites particuliers. Ces mobilités collaborent à l'évolution de l'étage périglaciaire dans son ensemble. Elles illustrent des translations et des variations dans l'épaisseur de cet étage morphologique en Norvège centrale.

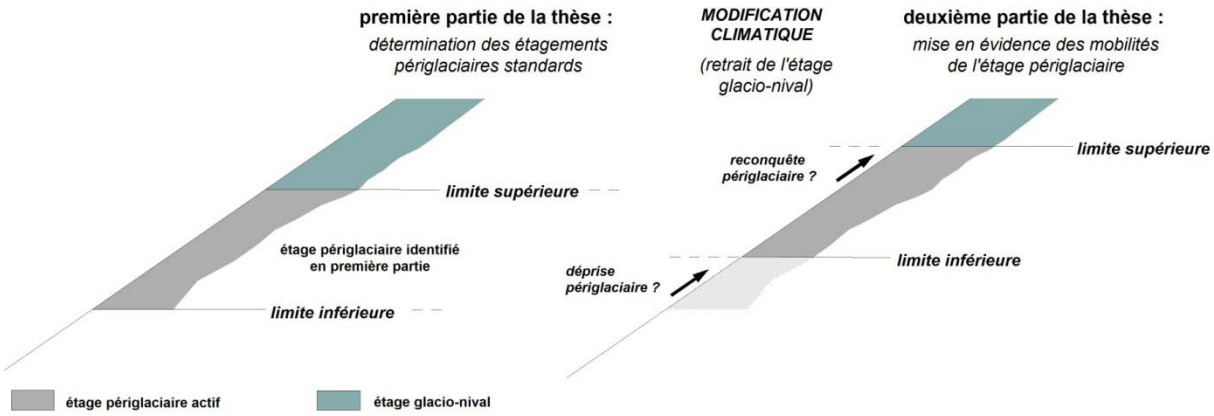


Figure 73 *: la recherche des mobilités de l'étage périglaciaire comme deuxième objectif de la thèse.*

De 2008 à 2011, les observations se sont notamment concentrées sur les marges et les bordures des glaciers encore présents dans le Dovrefjell. Dans ce massif, le maintien de quelques appareils glaciaires a d'ailleurs influencé le choix initial des secteurs de recherche, leur taille réduite renforçant leur intérêt en raison de leur sensibilité et de leur temps de réponse rapide aux changements climatiques, fait signalé par J.L. Carrivick et T.R. Brewer pour quelques glaciers de la péninsule scandinave (2004). Compte tenu de l'absence de glaciers dans les Rondane, la recherche

des dynamiques de progression spatiales du périglaciaire s'est par conséquent concentrée dans le Dovre. Le **chapitre 4** traite de ces dynamiques de progression. Les relevés se sont portés, entre autres, sur des secteurs récemment déglacés, afin d'observer le comportement du périglaciaire après le départ des glaces depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Le quadrillage du terrain par des cheminements a également permis de découvrir des sites de névés devant être rapportés à cet épisode froid récent, dont l'un d'eux se prête bien à des relevés systématiques et fournit un autre exemple de ce type de dynamique de reconquête spatiale.

À l'inverse, la recherche d'indices de déprise périglaciaires n'a pas été réalisée sur des secteurs sélectionnés : les nombreux cheminements réalisés ont permis de les identifier fréquemment à l'intérieur de l'étage périglaciaire et sur ses marges, par conséquent sur l'ensemble des secteurs de recherche et en de multiples endroits. Ces dynamiques, qui sont antagonistes aux précédentes, sont traitées dans le **chapitre 5**.

Le **chapitre 6** établira en définitive un bilan des connaissances et des publications sur la question des mobilités de l'étage morphogénique concerné, ce qui relève d'une étape incontournable. Les implications géomorphologiques et géographiques de ces mobilités spatiales sont multiples et se pencher sur l'évolution des limites de l'étage périglaciaire actif suppose d'aborder un ensemble de questionnements qui va au-delà de la notion d'étagement. Le cas du Dovre-Rondane fournit sur ces thèmes un exemple concret puisqu'il se fonde entièrement sur des observations méthodiques menées sur le terrain, non sur des estimations, voire des hypothèses ou des prospectives. Il permet d'apprécier la portée de la mobilité des étagements dans les montagnes atlantiques par l'interprétation de ce que le terrain exprime, donc par l'analyse des formes.

CHAPITRE 4

Les dynamiques périglaciaires de reconquête sur les marges glaciaires récemment déglacées et les sites de névés du Petit Age Glaciaire

Le massif du Dovrefjell conserve des appareils glaciaires dont l'extension s'est réduite depuis la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. Leurs zones marginales peuvent par conséquent fournir un cadre commode pour la recherche de formes périglaciaires de reconquête contemporaines. Dans ce contexte, la plupart des glaciers du Dovrefjell ont fait l'objet d'observations personnelles depuis 2008, excepté les deux appareils occupant la face septentrionale du sommet du Snöhetta qui n'ont pas pu être étudiés pour des raisons d'accessibilité (***figure 74***).

Le massif comporte également quelques sites de névés relevant du Petit Age Glaciaire. L'un de ces sites, situé à la base du versant du Sletthøi (1 441 m), petit sommet périphérique du Snöhetta, fournit des renseignements fondamentaux sur les dynamiques de reconquêtes périglaciaires actuelles et sur leur portée géomorphologique. Il comporte des formes dont le stade d'accomplissement est en inadéquation avec l'altitude, par conséquent perturbatrices de la régularité des étagements standards. Les relevés réalisés permettent d'illustrer un cas de reconquête d'un site de névé datant du Petit Age Glaciaire par de grandes formes périglaciaires de transition. Cette reconquête provisoire, corrélative d'une fonte locale du pergélisol, témoigne des irrégularités spatio-temporelles de l'étagement périglaciaire, les zones périphériques des glaciers fournissant finalement des renseignements similaires.

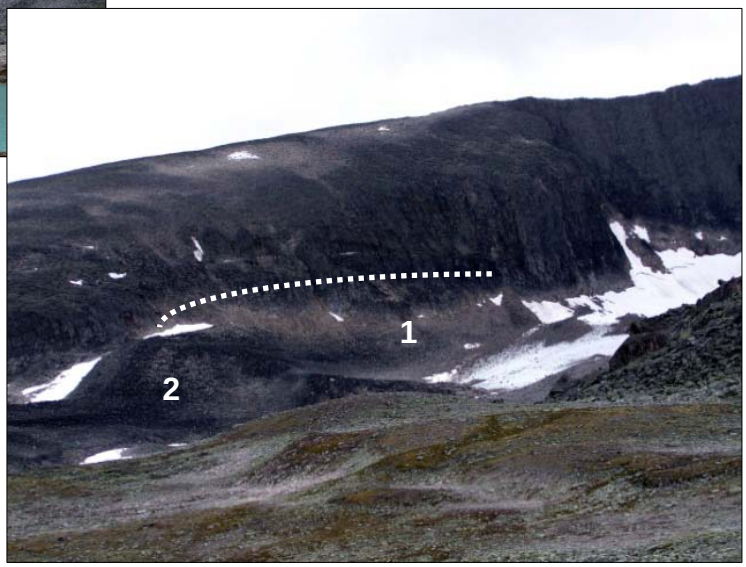
1. - Les enseignements des zones proglaciaires et des abords des glaciers du Dovrefjell

1.1. - Les sites d'observation retenus (figure 74)

Quatre zones d'observations des formes périglaciaires de reconquête ont été retenues, compte tenu de la configuration des zones marginales et des bordures latérales des glaciers concernés.



Photographie 88 ***(ci-contre)****: glacier de cirque oriental du massif du Svånåtindan, dont le profil transversal plat indique une dynamique de retrait. L'altitude du front glaciaire est de 1 610 m, son sommet se situant vers 1 850 m.* ***Cliché pris en juillet 2009, à 1 550 m d'altitude, vers l'ouest (massif du Dovrefjell, zone D sur figure 74)****.*



Photographie 89 ***(ci-contre)****: vue oblique montrant l'ampleur du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire sur le glacier oriental du Svånåtindan en raison de la coloration plus claire des parois du cirque (**1**). La moraine de poussée (**2**) se situe à une distance de 250 m par rapport au front actuel.* ***Cliché pris en juillet 2009, à 1 550 m d'altitude, vers le sud (massif du Dovrefjell, zone D sur figure 74)****.*

Les glaciers du Dovrefjell s'étendent en contrebas des deux sommets les plus élevés du massif. Les relevés se sont concentrés sur les glaciers de cirques du massif du Svånåtindan (2 209 m) au sud ouest du massif du Snöhetta, ainsi que sur la langue glaciaire occupant le flanc sud du Snöhetta (2 286 m) et sur le glacier de cirque au nord du Stortoppen. Les configurations des zones marginales, étudiées dans le détail, ont imposé de concentrer les recherches sur le glacier de cirque le plus oriental du Svånåtindan (***photographies 88*** et ***89***, ***zone D sur figure 74***) au même titre que sur la principale langue glaciaire du Dovrefjell au sud du Snöhetta (***photographies 90*** et ***91***, ***zones A à C sur figure 74***).



Photographie 90 ***(ci-contre)***: *principale langue glaciaire du massif du Snöhetta, s'étendant de la paroi sud du sommet du massif au lac proglaciaire Istjønne au sud est. L'altitude du front glaciaire est de 1 640 m, son sommet se situant vers 2 050 m. Le profil transversal du glacier est dissymétrique en raison d'une fonte moins prononcée en ubac, à l'abri de la crête menant au Vesttoppen.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 620 m d'altitude, vers le nord ouest (massif du Dovrefjell, zone A sur figure 74)***.



Photographie 91 ***(ci-contre)***: *vue oblique montrant l'ampleur du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire sur le glacier principal du Snöhetta. Le lac Istjønne occupe l'espace proglaciaire entre la moraine de poussée du PAG (**1**) et le front actuel (**2**) situé environ 300 m en arrière de la moraine. Un replat récemment libéré des glaces et proche du front actuel (**3**) a notamment fait l'objet d'une recherche de formes de reconquête.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 800 m d'altitude, vers le sud est (massif du Dovrefjell, zones A et B sur figure 74)***.



Photographie 92 *: glacier de paroi subsistant au nord du sommet du Stortoppen. La configuration de la zone marginale ne se prête pas à la problématique.* ***Cliché pris vers l'ouest, depuis la moraine du PAG, en juillet 2008 (massif du Dovrefjell)***.



Photographie 93 *: glacier de cirque occupant la partie septentrionale du Svånåtindan. L'intensité du ruissellement proglaciaire nuit à l'apparition de formes périglaciaires de reconquête ou ne se prête pas à leur maintien.* ***Cliché pris en juillet 2010, vers le sud ouest (massif du Dovrefjell)***.

Les autres secteurs glaciaires se sont progressivement avérés inadaptés à la thématique de recherche, le glacier septentrional du Svånåtindan conservant un lac proglaciaire dont les abords sont dépourvus de formes authentiques principalement en raison de l'intensité du ruissellement proglaciaire (***photographie 93*** et ***figure 74***). Du fait d'une zone marginale essentiellement constituée par une moraine de poussée à gros blocs enchevêtrés sans aucune passées de matrice, le petit glacier de paroi occupant la face nord du Stortoppen ne présente pas non plus les conditions requises à l'apparition des formes recherchées (***photographie 92*** et ***figure 74***).

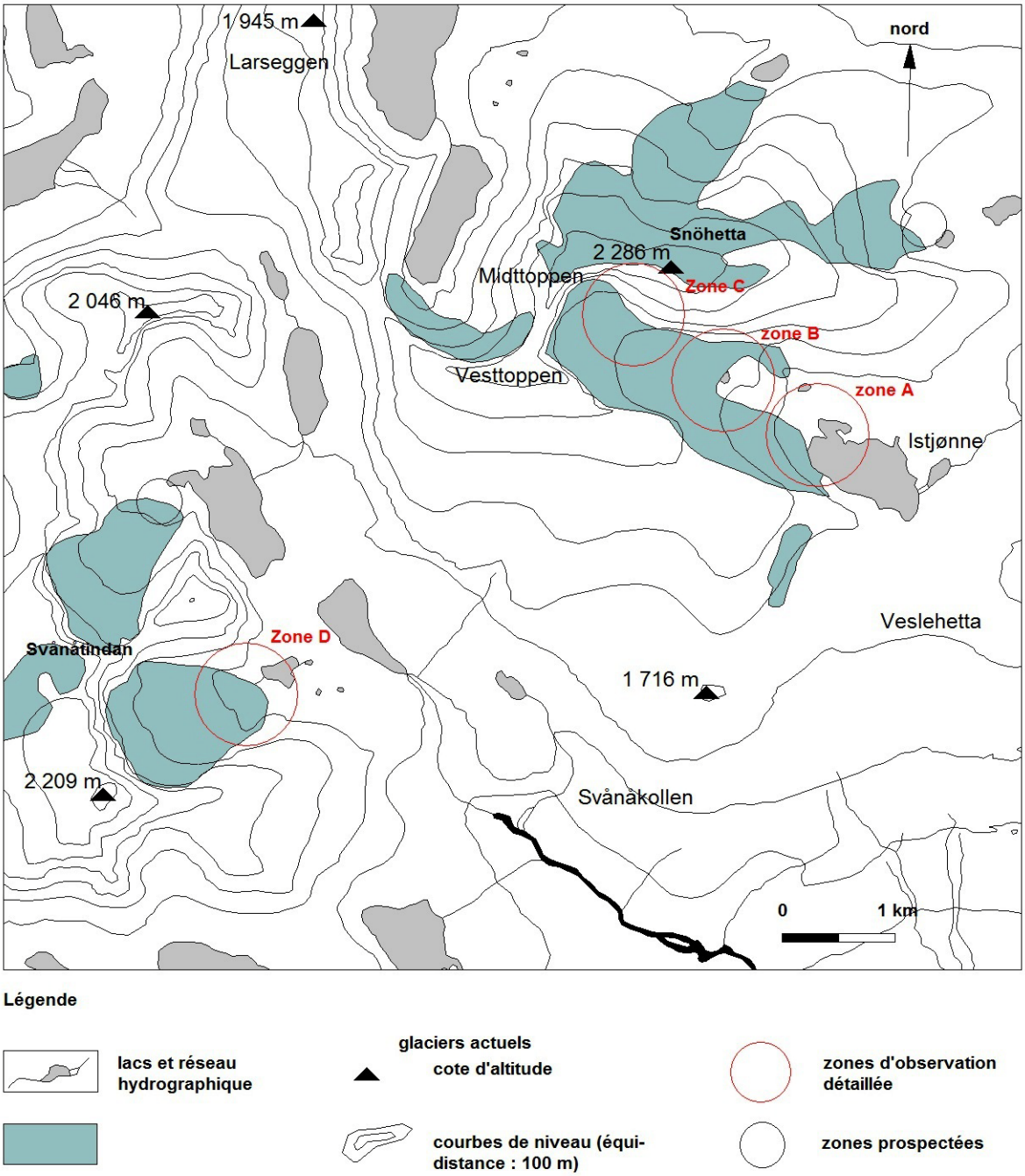


Figure 74 *: carte des zones d'observation relatives aux formes périglaciaires de reconquête dans le Dovrefjell.* ***Remarque*** *: les zones A, B, C et D sont référencées dans le texte et précisées sur les photographies concernées.*

1.2. - Les formes périglaciaires initiales en bordure de la langue glaciaire du Snöhetta et sur sa zone marginale

Deux types de sites d'observation ont été utilisés sur les zones déglacées de la langue glaciaire du Snöhetta : les espaces proglaciaires concernent tout particulièrement le replat situé immédiatement en avant du front actuel (***photographie 91, zone A, figure 74***). Ce secteur offre la possibilité d'observer des formes à fort degré de triage notamment en raison de sa faible inclinaison (pente < 10°). La bordure septentrionale de la langue glaciaire, où la fonte est actuellement la plus intense, a permis des relevés sur des pentes plus prononcées comprises entre 15 et 30° (***zones B*** et ***C, figure 74***).

1.2.1. - Le replat de la zone marginale du glacier du Snöhetta (zone A, figure 74)

Le replat libéré des glaces et situé à 10 m en avant du glacier est un affleurement de moraine de fond, constitué la plupart du temps de blocs subanguleux glaciaires et de quelques éléments anguleux dont la taille n'excède pas le mètre. Son altitude est de 1 620-1 630 m et sa texture est en générale ouverte en raison d'une matrice argilo-sableuse abondante. La colonisation végétale de ce secteur est réduite, compte tenu d'une part de l'altitude et d'autre part du caractère récent de l'abandon des glaces. Elle comprend quelques mousses et des lichens crustacés, pour l'essentiel.



Photographie 94 (ci-contre) *: petit cercle de pierres fonctionnel au profil transversal légèrement bombé, sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta.* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 620 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***



Photographie 95 (ci-contre) *: petit cercle de pierres en cours de formation, sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta.* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 620 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***

Les possibilités de triage bimodal autorisent l'apparition de formes périglaciaires de second rang qui consistent principalement en de petits cercles de pierres fonctionnels pluridécimétriques aux centres légèrement bombés et aux composants dépourvus de colonisation lichénique (***photographie***

94). Par la mise en évidence de certains exemplaires en cours de formation, les relevés réalisés attestent le caractère actif de cette dynamique de reconquête : certaines de ces gélistructures manifestent en effet une éjection de matrice et de petits fragments lithiques en leur centre, caractéristiques de l'efficacité actuelle du gel dans le sol (***photographie 95***).

Quelques formes de troisième rang se juxtaposent à ces petites gélistructures, mais demeurent moins représentées : elles concernent ponctuellement quelques grands cercles de pierres d'un diamètre proche de deux mètres (***photographie 97***) au même titre que de grands sols striés d'extension limitée, lorsque la pente atteint une valeur de 9-10° (***photographie 96***). La fonctionnalité des formes en question apparaît plus limitée que dans le cas des formes de second rang, comme l'indiquent l'absence de thixotropie au centre des cercles et l'ampleur de la colonisation lichénique. Les centres de ces sols structurés conservent malgré tout un profil transversal bombé. La fonctionnalité limitée de ces grandes gélistructures intensément triées est à mettre en relation d'une part avec les conditions hydrologiques actuelles du dépôt qui s'avèrent relativement médiocres, d'autre part avec les possibilités de triage : ces formes ont une activité actuelle réduite en raison des variations intervenues dans les conditions hydrologiques du dépôt, probablement au terme de la fonte du stock de glace morte. Ces grandes figures ont également atteint leur degré de maturité du fait de l'épuisement du stock de matériel à trier et du stade atteint par les gradients et les contrastes de gélivité.



Photographie 97 ***(ci-contre)****: grand cercle de pierres au profil transversal légèrement bombé, sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta. L'activité apparaît ralentie ou stoppée notamment en raison des paramètres hydrologiques (assèchement progressif des supports morainiques suite à la fonte totale de la glace morte).* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 620 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***



Photographie 96 ***(ci-contre)****: grands sols striés sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta, dans un secteur où la pente est de 9°. En dépit du profil légèrement bombé des bandes de terre séparant les sillons, l'ampleur de la colonisation lichénique sur les blocs est l'un des paramètres qui indiquent la fonctionnalité désormais limitée de cette forme.* ***Cliché pris en juillet 2008, à 1 620 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***

Ces différentes manifestations morphologiques confirment quoi qu'il en soit l'existence d'une dynamique de reconquête périglaciaire indéniable qui fait suite au départ des glaces. Celle-ci conserve un caractère actuel pour les formes de deuxième rang, le degré de fonctionnalité des formes de plus grandes dimensions imposant de les replacer dans le cadre d'une reconquête subactuelle

pour l'instant stoppée, sans préjuger des évolutions à venir dans les conditions de site (évolution progressive des conditions hydrologiques ainsi que des gradients et des contrastes de gélivité).

1.2.2. - Les bordures latérales du glacier du Snöhetta (zone B, figure 74)

Les espaces dégagés par la glace sur la bordure septentrionale du glacier du Snöhetta sont un enchevêtrement de blocs de toutes tailles mêlés à une matrice argileuse abondante. Ils s'étendent du front glaciaire jusqu'à 1 850 m d'altitude. Il s'agit par conséquent de conditions de site propices aux phénomènes périglaciaires de triage étant donnée la granulométrie variée des supports offerts à l'action du gel. La valeur de la pente, comprise entre 15 et 30°, autorise également la mise en œuvre de dynamiques périglaciaires de fluage.

Les principaux indicateurs morphologiques d'un phénomène de reconquête périglaciaire consistent ici en de petits cercles de pierres, souvent dédoublés, d'un diamètre systématiquement inférieur au mètre et dont les blocs ne comportent aucune colonisation lichénique (***photographies 98*** et ***99***). La fraîcheur du triage implique de considérer ces gélistructures comme des manifestations d'une reconquête actuelle.



Photographie 98 ***(ci-contre)*** *: petit cercle de pierres fonctionnel et dédoublé, en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta.* ***Cliché pris en août 2009, à 1 815 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***



Photographie 99 ***(ci-contre)*** *: petit cercle de pierres fonctionnel, fraîchement trié, en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 800 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***

Les formes observées sur les bordures latérales du glacier se rapportent également à des phénomènes périglaciaires fonctionnels procédant d'un contexte paraglaciaire, étant donné qu'ils résultent dans certains cas de la fonte de culots de glace morte : les zones distantes de quelques mètres seulement par rapport à la glace abondent en indices morphologiques de fluage, particulièrement en blocs fluants de toutes tailles (***photographie 101***). Ces secteurs sont également

le siège de phénomènes de plongement dans la matrice au fur et à mesure de la fonte du stock de glace morte (***photographie 100***).



Photographie 100* (ci-contre)** *: bloc plongeant de taille moyenne immédiatement en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta. Le plongement (**1**) est le résultat de la fonte d'un culot de glace morte qui subsiste en bordure du glacier. Le maintien d'eau chargée de farine glaciaire autour du bloc, confirme cette dynamique. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 750 m d'altitude (massif du Dovrefjell).



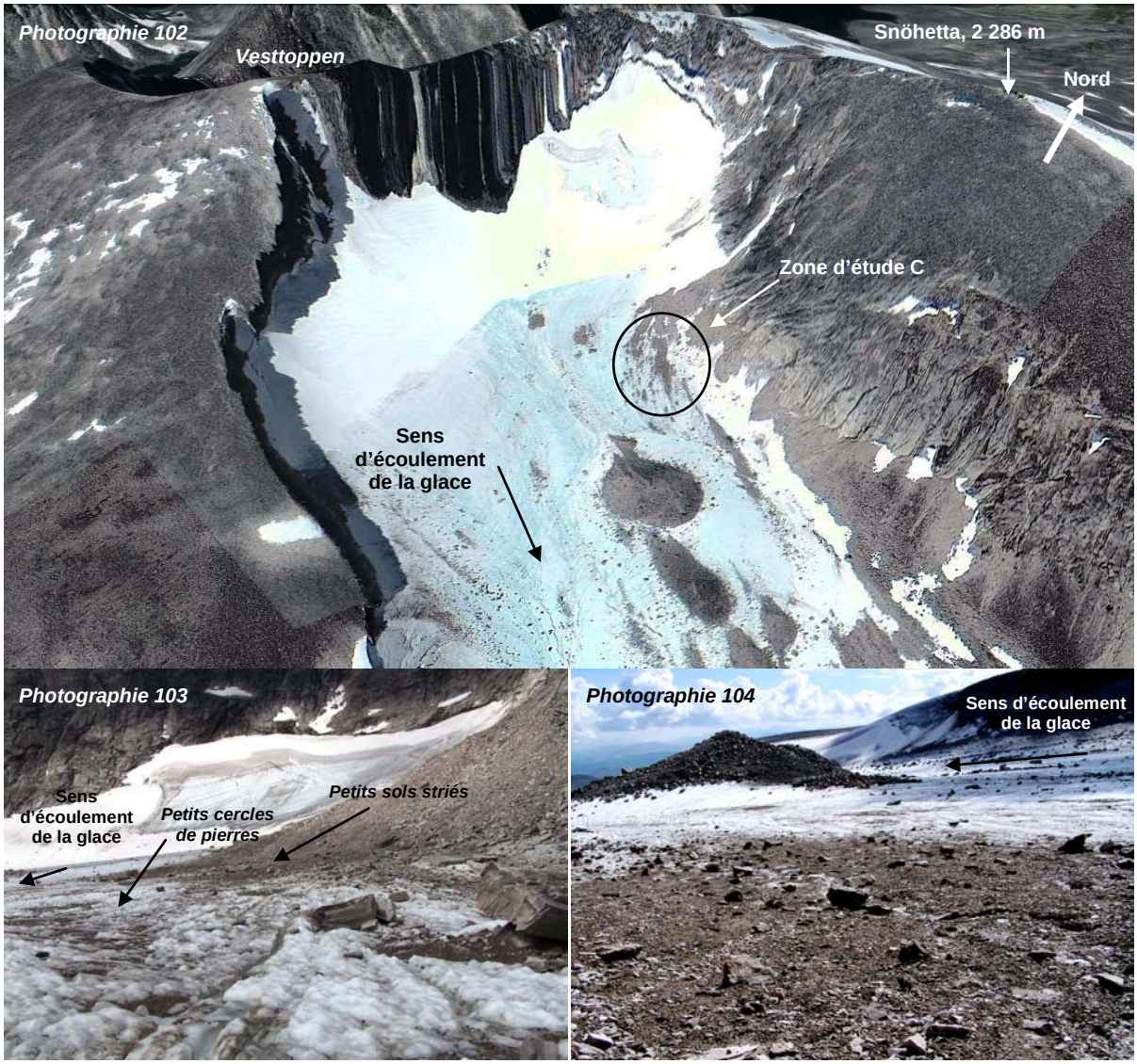
Photographie 101* (ci-contre)** *: bloc fluant d'un volume voisin du m^3 immédiatement en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta. Le fluage (**1**) est également à corréler avec la fonte d'un culot de glace morte. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en juillet 2011, à 1 750 m d'altitude (massif du Dovrefjell).

Les observations sur les bordures du glacier du Snöhetta confirment l'existence de dynamiques de reconquête périglaciaire, qu'il s'agisse de processus périglaciaires authentiques ou de phénomènes périglaciaires établis en contexte paraglaciaire et relevant de la fonte progressive de la glace morte. Ces constatations laissent supposer que la fonctionnalité réduite des formes de troisième rang observées sur la zone marginale du glacier (***photographies 96*** et ***97***) est effectivement à rapporter à la fonte complète du stock de glace morte sur le replat concerné, au même titre qu'à l'épuisement du stock de matériel à trier (***zone A, figure 74***). Par conséquent, les formes établies en relation avec la glace morte seraient à considérer comme provisoires.

1.2.3. - La partie supérieure du glacier du Snöhetta (zone C, figure 74)

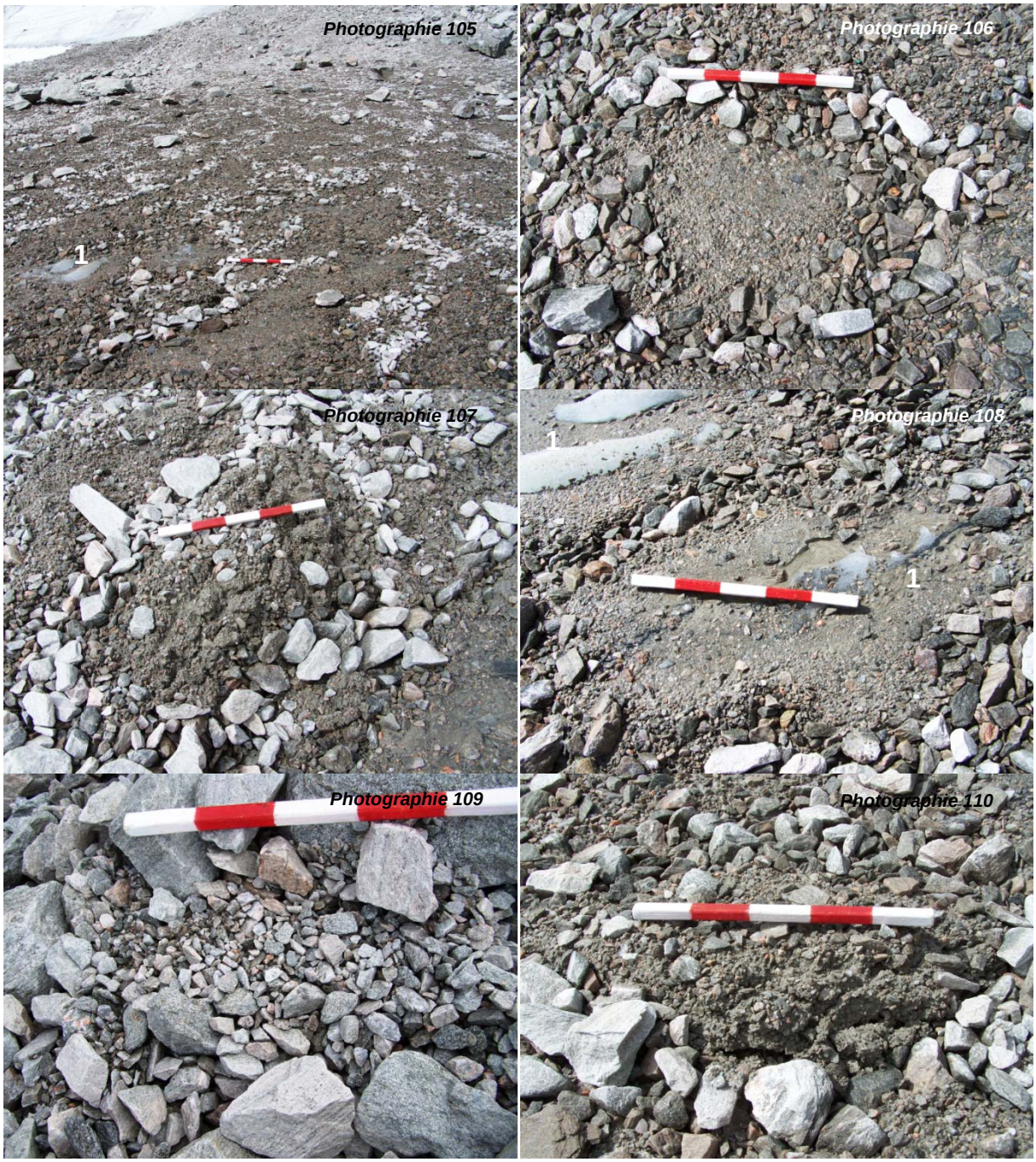
Les bordures de la langue glaciaire du Snöhetta ont également fait l'objet d'observations dans la partie supérieure du glacier, donc dans sa zone d'accumulation actuellement en cours de fonte (***zone C, figure 74 et photographie 102***).

Les relevés ont été réalisés entre 1 850 et 1 925 m d'altitude dans une zone où les débris issus de l'éboulisation et de la décompression postglaciaire de la paroi sud ouest du sommet du Snöhetta s'accumulent sur la langue glaciaire et sur ses flancs, par conséquent en position supraglaciaire et juxtaglaciaire (***photographies 102*** à ***104***).



Photographie 102 *: vue générale de la partie supérieure du glacier du Snöhetta et de la zone d'étude C. On remarque la quantité de matériel sur le glacier et ses bordures, en raison de l'ampleur de la décompression postglaciaire et de l'intensité de la gélifraction sur la paroi sud du sommet du Snöhetta (**cliché du 23 juillet 2010 réalisé par le satellite Spot, extrait de Google Earth©**). **Photographie 103** : vue amont des éboulis supraglaciaires de la zone d'observation C du glacier du Snöhetta. Le matériel issu des parois, qui comprend des fragments de toutes dimensions y compris des blocs plurimétriques, donne lieu à des dynamiques périglaciaires fonctionnelles. **Cliché pris en juillet 2011, à 1 860 m d'altitude, vers le nord ouest (massif du Dovrefjell). Photographie 104 :** vue aval des éboulis supraglaciaires de la zone d'observation C du glacier du Snöhetta**. Cliché pris en juillet 2011, à 1 860 m d'altitude, vers le sud est (massif du Dovrefjell).***

L'importante quantité de débris issus des parois tient d'abord à l'ampleur de la décompression depuis la fin du Weichselien, à laquelle s'ajoutent, en principe, les effets de la décompression qui faite suite au Petit Age Glaciaire ; elle relève également de la gélifraction intense des parois du Snöhetta, positionnées ici en adret et soumises par conséquent à de nombreux cycles gel/dégel. Les éléments composant les éboulis sont de ce fait la plupart du temps anguleux et hétérométriques. Le remaniement des moraines contribue également à alimenter le stock de matériel. Les éléments qui composent les dépôts comprennent tous les calibres y compris des mégablocs de plusieurs tonnes. L'intensité du lavage des éboulis fournit de surcroît une grande quantité de matrice argileuse principalement accumulée dans leur partie inférieure (***photographie 104***). Les conditions de triage, qui juxtaposent des blocs de toutes tailles et des passées de fines, sont par conséquent propices aux dynamiques périglaciaires (***photographie 104***).



Photographies 105 à 110 *: formes périglaciaires de reconquête en position supraglaciaire sur le glacier du Snöhetta. Lorsqu'elle est visible, la glace est indiquée par (**1**). La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Clichés pris entre 1 860 et 1 880 m d'altitude, en juillet 2011 (massif du Dovrefjell).***

Dans ce secteur, l'originalité des formes recensées tient essentiellement à leur position supraglaciaire (Kerguillec, 2013). Elles concernent, dans les zones les plus inclinées (10°), de petits sols striés dont les sillons sont irréguliers et d'une largeur inférieure à 0.5 m (***photographie 105***). Les bandes alternant entre les sillons, d'une largeur moyenne de 1 m, se composent essentiellement d'une matrice argileuse non bombée et de quelques fragments lithiques. Ces formes actives sont relayées dans les zones les plus faiblement inclinées et selon la succession communément observée le long des versants, par de petits cercles de pierres parfaitement triés (***photographie 106***), plus rarement par de petits polygones de pierres (***photographie 109***), en tout cas par des gélistructures parfaitement triées de taille pluridécimétrique. Certains cercles de pierres, en cours de formation,

attestent le caractère actuel de ces dynamiques périglaciaires puisqu'ils présentent un centre bombé assorti d'une éjection des cailloux en périphérie (***photographies 107*** et ***110***).

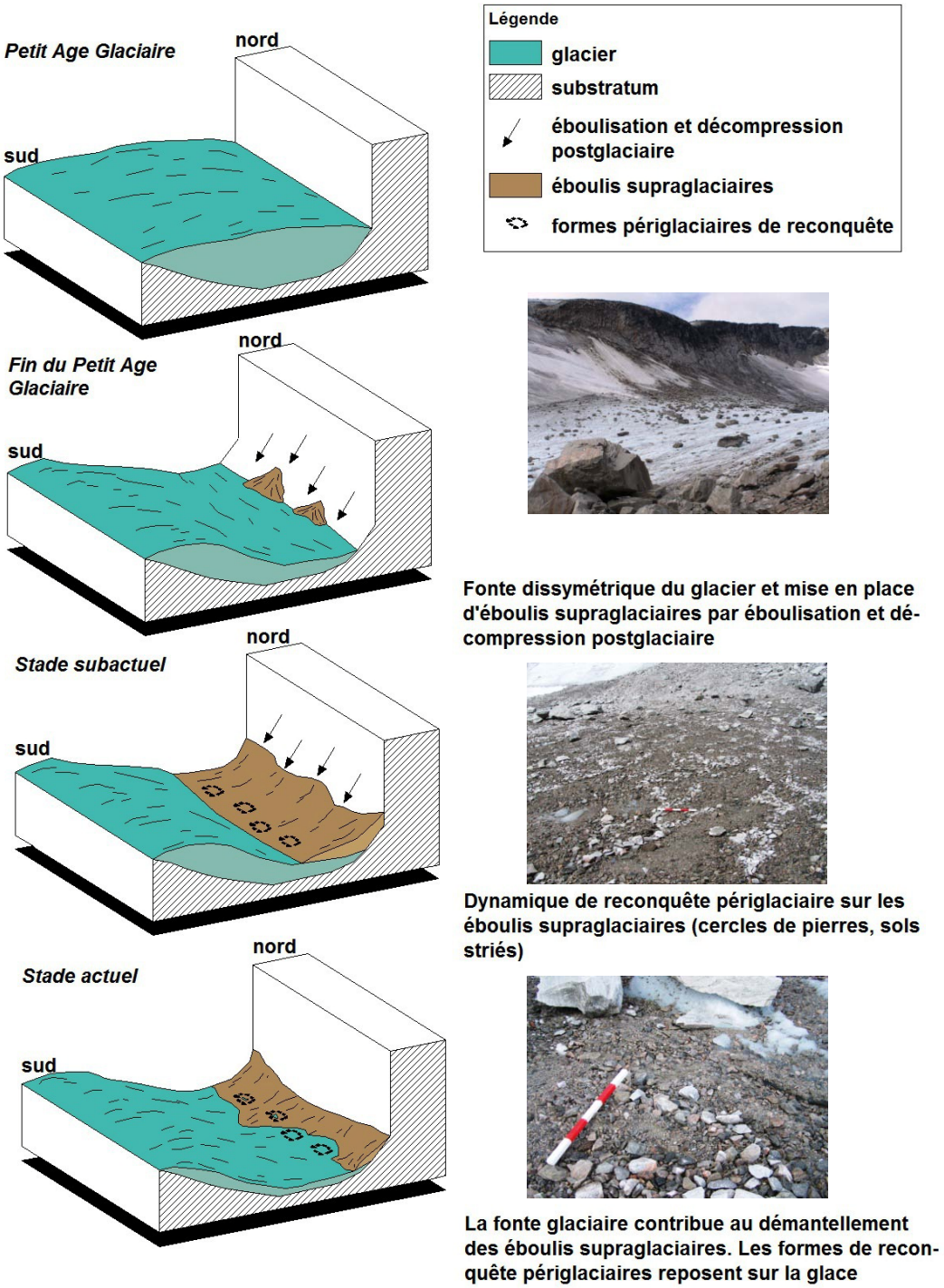


Figure 75 *: blocs-diagrammes d'interprétation de l'origine des formes de reconquêtes supraglaciaires observées sur le glacier du Snöhetta.*

Les formes évoquées se caractérisent toutes par une thixotropie prononcée de leur centre, composé de graviers et de matériel argileux. Leur colonisation végétale est nulle. Le fait le plus remarquable tient à leur profil en profondeur, l'épaisseur des zones centrales des cercles de pierres

s'avérant dans tout les cas particulièrement réduite, la plupart du temps de l'ordre de quelques millimètres et rarement plus d'un centimètre. Elles ne comportent donc pas de sol à proprement parler et reposent directement sur la glace qui perce au cœur des gélistructures ou à proximité immédiate (***photographie 108***). Selon un profil transversal, la glace se situe cependant à une profondeur plus importante sous les pierres périphériques des gélistructures. Le profil transversal plat de nombreuses figures tient probablement, quant à lui, au phénomène de tassement qu'implique le manteau neigeux annuel. Le ruissellement de fonte supraglaciaire emprunte le pourtour des cercles de pierres et affecte en fin de compte assez peu leur géométrie.

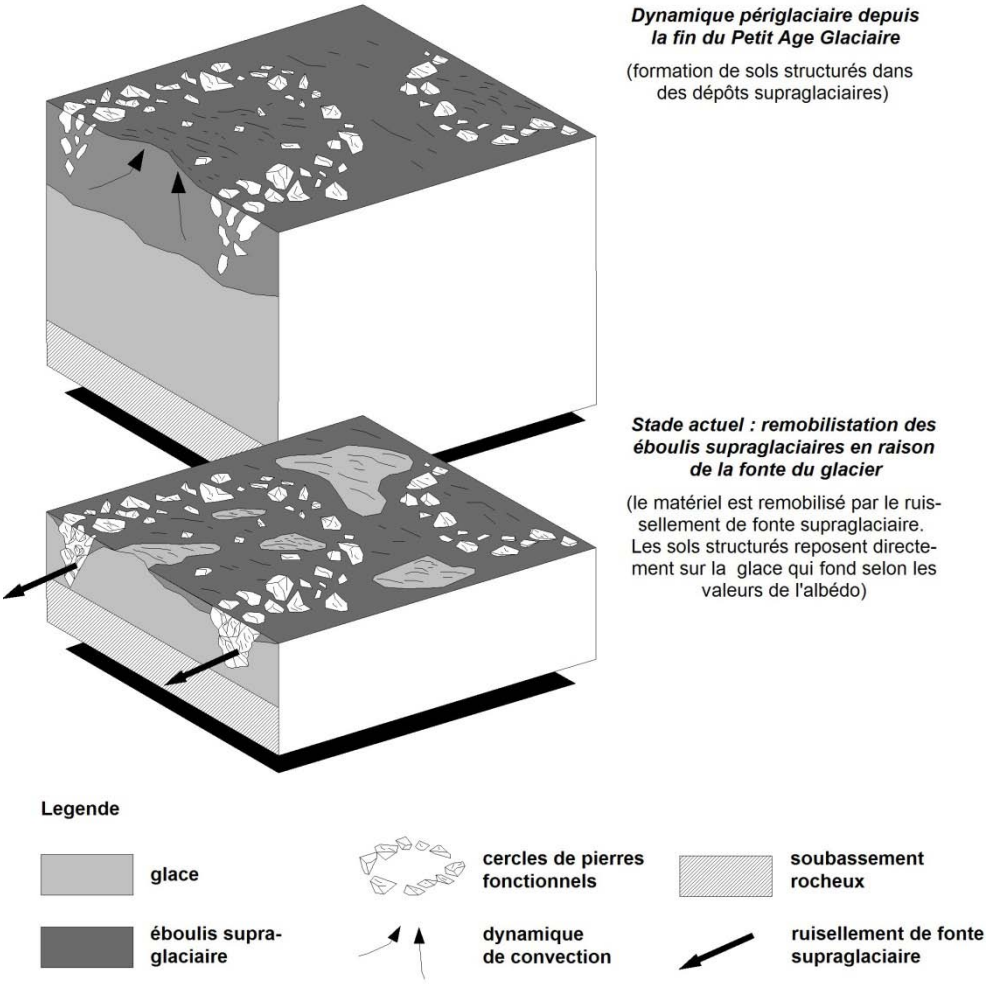


Figure 76 *: schéma d'interprétation des formes périglaciaires supraglaciaires du glacier du Snöhetta.*

La genèse des formes en question correspond d'abord à un contexte paraglaciaire étant donné qu'elles sont élaborées d'une part dans un matériel issu partiellement de la décompression postglaciaire, auquel s'ajoutent quoi qu'il en soit les débris d'une attaque particulièrement active sur les parois du Snöhetta par la gélifraction (***figure 75***). D'autre part, la fonte progressive de la glace remobilise progressivement les gélistructures, sans remettre en cause pour l'instant leur géométrie.

La dynamique à l'origine de ces formes est en revanche incontestablement périglaciaire puisqu'elle met en jeu d'authentiques mouvements de déformation par triage différentiel dans le matériel concerné. Les observations fournissent donc un exemple local de la succession temporelle de ces deux types de dynamiques (***figure 75)***.

La dynamique paraglaciaire, liée au ruissellement de fonte supraglaciaire, remobilise progressivement les sols structurés sans en perturber la géométrie. Elle est donc suffisamment modérée pour permettre le maintien des formes de reconquête. Ses modalités expliquent les

caractéristiques des formes en profondeur (***figure 76***) : par un lavage régulier et un ruissellement qui ne se concentre qu'à la périphérie des formes, la dynamique paraglaciaire permet de comprendre d'une part la disposition des figures étudiées à même la glace. Elle détermine d'autre part leur profil en travers puisqu'elle est commandée par l'ampleur de la fonte au sein des formes donc par les valeurs de l'albédo qui diffèrent entre le centre et la périphérie des gélistructures (***figure 76***). La différence de niveau de la glace entre de gros blocs supraglaciaires et les sols structurés adjacents permet d'apprécier l'ampleur de cette remobilisation et le rôle joué par la réflectivité des surfaces (***photographie 111***).



Photographie 111 *: petit cercle de pierres développé en surface du glacier (premier plan). La glace est visible sous un bloc supraglaciaire (arrière plan), la différence de hauteur entre la forme périglaciaire et la base du bloc permettant d'apprécier la remobilisation des fines. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 860 m d'altitude (Dovrefjell, août 2011, zone C sur figure 74)****.*

Le degré d'activité des formes évoquées reste néanmoins à discuter. Les cercles de pierres qui conservent encore une épaisseur de matrice suffisante au sein de leur centre, parmi lesquels certains spécimens ont un profil bombé, doivent encore être considérés comme fonctionnels. Cependant, la plupart des manifestations périglaciaires décrites ne conservent pas une épaisseur de sol suffisante au maintien de dynamiques périglaciaires de triage. Elles doivent donc être considérées comme reliques.

Sur la zone d'étude C, les dynamiques paraglaciaires fournissent par conséquent le matériel nécessaire aux dynamiques périglaciaires. Les modalités de progression du paraglaciaire commandent ensuite l'évolution des formes. Elles sont suffisamment lentes pour permettre l'expression morphologique du périglaciaire et suffisamment modérées pour les remobiliser lentement au lieu de les détruire.

1.3. - L'exemple complémentaire du glacier de cirque du Svånåtindan oriental (zone D, figure 74)

La zone marginale et les bordures du glacier le plus oriental du Svånåtindan (***zone D, figure 74***) comportent également des marqueurs morphologiques d'une reconquête périglaciaire récente, qui ne diffèrent pas, ou peu, de celles observées sur les zones A et B du glacier du Snöhetta. Les dépôts qui supportent ces manifestations récentes du gel consistent essentiellement en des blocs subanguleux glaciaires de toutes tailles, sans organisation particulière. Les passées de matériaux fins sont rares et attestent l'ampleur du délavage proglaciaire. Les formes apparaissent par conséquent aux endroits épargnés par le ruissellement proglaciaire qui ont en même temps servi à piéger la matrice.

Ces manifestations comprennent de petits cercles de pierres de taille décimétrique (***photographie 112***), composés d'un anneau extérieur de fragments quartzitiques anguleux n'excédant pas 0.5 m et d'un centre de matrice argileuse toujours bombé. De petits polygones de pierres actifs figurent également parmi ces preuves morphologiques. La fonctionnalité des formes apparaît néanmoins réduite, comme l'atteste entre autres la faible thixotropie des centres matriciels

observée dans la plupart des cas. Le degré de fonctionnalité doit être corrélé avec les conditions hydrologiques relativement médiocres des dépôts où sont établies les formes concernées, ceux-ci présentant un enfouissement de la nappe en profondeur.

L'apport de cet exemple complémentaire tient, entre autres, à la possibilité d'observer la répartition des formes selon la distance par rapport à la position actuelle du front glaciaire, ce que le site du glacier du Snöhetta n'autorise pas. Les premières manifestations morphologiques du gel dans les dépôts proglaciaires apparaissent à 10 m de la glace. Elles consistent en des cercles de pierres de 0.5 m de large, parfois coalescents, aux centres convexes et aux fragments lithiques en cours d'éjection vers la périphérie (***photographie 112***). Ces gélistructures de second rang cohabitent avec des cercles de pierres de dimensions métriques étirés dans le sens de la pente lorsque l'inclinaison atteint 5° ainsi qu'avec quelques blocs fluants fonctionnels. À 30 m du glacier, des ébauches de grands sols striés qui proviennent de l'étirement dans le sens de la pente de grandes gélistructures d'un diamètre de 2 m en moyenne, complètent ces relevés (***photographie 113***). Ces formes, qui entrent dans la catégorie du troisième rang compte tenu de classification établie, sont inactives dans la majorité des cas.

Ces observations complètent par conséquent les relevés réalisés aux abords du Snöhetta. Elles illustrent d'une part une succession de formes de rangs différents en fonction de la distance au glacier, les formes les moins évoluées se situant au plus près de la position actuelle de la glace. Elles mettent d'autre part en évidence des variations dans la fonctionnalité des manifestations périglaciaires observées en fonction du même paramètre.



Photographie 112 ***(ci-contre)****: petit cercle de pierres de taille pluridécimétrique sur la zone marginale du glacier oriental du Svånåtindan. La forme est située à 10 m du front actuel du glacier.* ***Cliché pris en août 2009, à 1 610 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***



Photographie 113 ***(ci-contre)****: grandes gélistructures étirées dans le sens de la pente, évoquant des ébauches de grands sols striés. Les formes sont situées à 30 m du front actuel du glacier.* ***Cliché pris en août 2009, à 1605 m d'altitude (massif du Dovrefjell).***

Conclusion : dans les massifs du Snöhetta et du Svånåtindan, les zones libérées des glaces depuis la fin de la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire comportent un nombre important de formes périglaciaires authentiques dont la fonctionnalité témoigne d'une dynamique de reconquête périglaciaire contemporaine indéniable, d'une durée néanmoins variable suivant le contexte. La plupart des formes relatives à cette reconquête en altitude appartiennent deuxième rang. Cette reconquête a lieu dans certains cas en contexte paraglaciaire : elles sont provisoires lorsque les conditions hydrologiques des substrats affectés sont commandées par la fonte de stocks de glace morte ; elles sont éphémères lorsque les dynamiques paraglaciaires remobilisent progressivement les formes qu'elles ont permis au périglaciaire de créer. Elles sont durables dans le cas de formes fonctionnelles, dont la dynamique ne tient pas à la fonte de glace morte et qui ne montrent pas de signes de remobilisation par le paraglaciaire.

D'autres secteurs du Dovre, bien que situés plus bas en altitude, se caractérisent également par des formes de reconquête actuelles. Ils présentent cependant des gélistructures de troisième rang donc des manifestations périglaciaires plus élaborées.

2. - Un exemple de dynamique de reconquête périglaciaire récente sur un site de névé du Petit Age Glaciaire : le cas du versant du Sletthøi (1 441 m)

2.1. - Localisation et environnement du site d'étude

Dans la partie est du massif du Dovre, le Sletthøi (1 441 m) est un sommet périphérique situé entre le Snöhetta au nord ouest et le sommet du Kolla au sud est. Les relevés de terrain ont concerné la base de son versant oriental, longée 500 m au sud est par le torrent Kollbekken (***figure 77***).

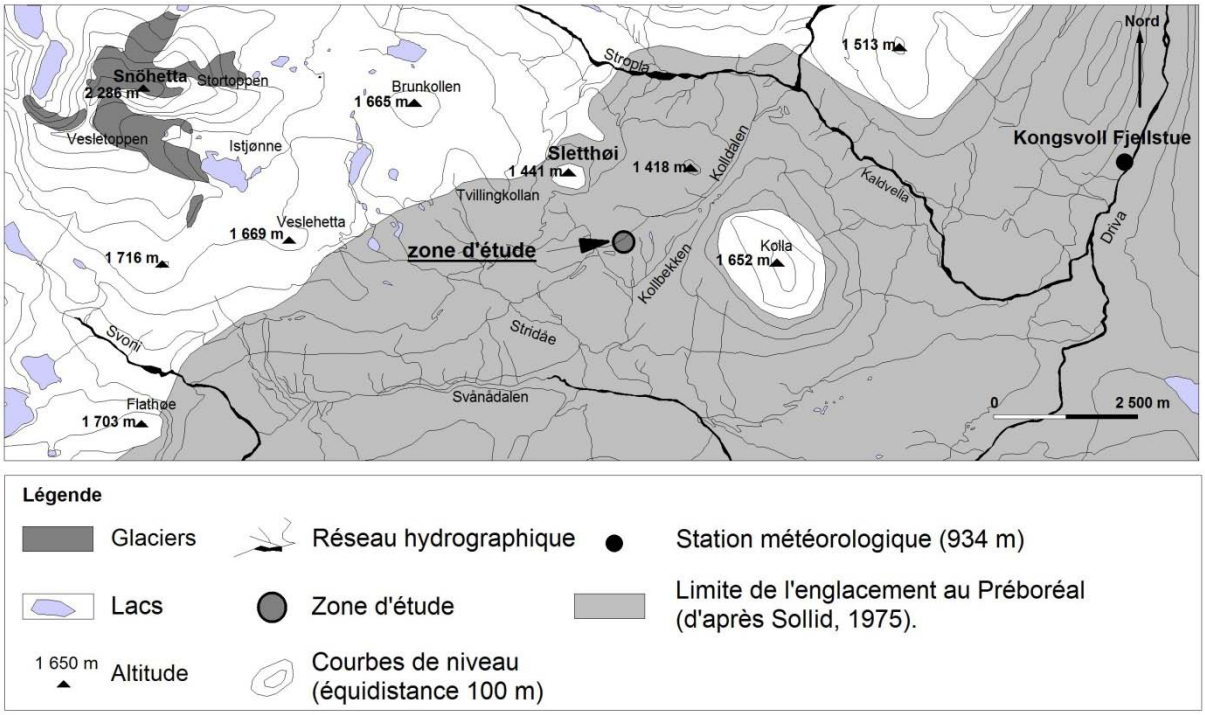


Figure 77 *: carte de localisation du site étudié (D'après J.L. Sollid, 1975, modifié et complété).*



Photographie 114 *: vue générale de la niche de nivation. La base de sa contremarche, soulignée par la neige, présente un maintien tardif du manteau neigeux jusqu'au milieu de la période estivale.* ***Cliché pris en juillet 2010, à 1 278 m d'altitude, vers le nord est (massif du Dovrefjell).***

La base de ce versant secondaire est constituée de plusieurs dépôts de moraine de fond, séparés par des réseaux de chenaux latéraux considérés comme préboréaux, significatifs d'un écoulement des glaces vers le nord est en direction de la vallée de la Driva avant la fusion définitive de l'inlandsis weichselien (Sollid, 1975). Ces chenaux, signalés jusqu'à 1 550-1 600 m, sont très distincts de 1 320 à 1 425 m sur le versant du Sletthøi (Sellier, 2002). Ils jalonneraient ainsi les extrêmes limites de l'inlandsis en retrait au Préboréal dans ce secteur.

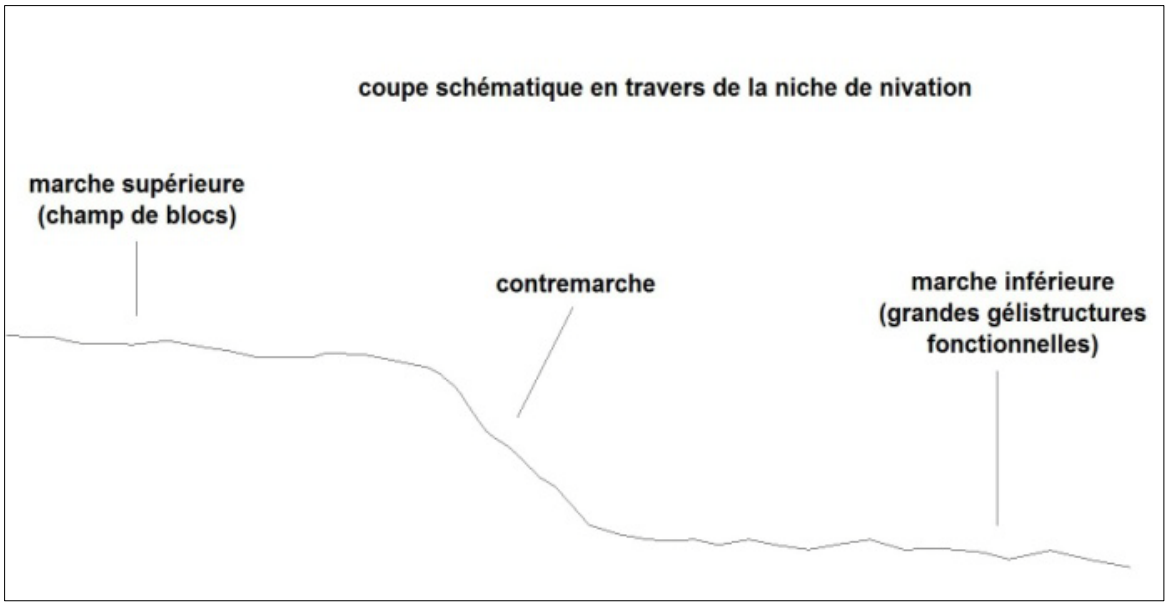


Figure 78 *: coupe schématique en travers de la niche de nivation.*



Photographie 115 *: vue générale de la niche de nivation, presque entièrement déneigée à la fin de l'été. Elle est affectée par un paquet glissé visible au deuxième plan.* ***Cliché pris en août 2011, à 1280 m d'altitude, vers le sud ouest (massif du Dovrefjell)****.*

Les observations se sont concentrées sur le dépôt morainique positionné plus bas que le dernier chenal latéral, dont l'altitude est donc comprise entre 1 278 m et 1 290 m (***photographies 114 et 115***). Le front du dépôt regarde vers le sud est, et son altitude l'intègre à l'étage alpin inférieur. Il correspondrait par conséquent à un milieu à pergélisol discontinu épars si l'on s'en tient à la disposition altitudinale des types de gélisols dans le massif (***figure 72***). Le front du dépôt a une longueur d'environ 250 m. Son orientation a permis le maintien pluriannuel de la neige et la formation

progressive d'une encoche au profil transversal convexo-concave dont les caractéristiques sont celle d'une niche de nivation (***figure 78***). La niche déneige tous les ans de manière tardive, la ***photographie 114*** témoignant du maintien du manteau neigeux durant une partie de la période estivale (juillet). Elle est localement affectée par des paquets glissés qui rompent son profil (***photographie 115***).

Le processus de nivation et son rôle géomorphologique n'emportent cependant pas l'unanimité puisqu'ils ont fait l'objet de critiques appuyées, émises en premier lieu par C.E. Thorn (1988) dans son article intitulé «*Nivation : a geomorphic Chimera*». On retrouve également dans la dernière édition de l'ouvrage de référence de H.M. French (2007), un avis on ne peut plus clair sur l'usage du terme : «(...) *modern usage of the term is not generally recommanded*». H.M. French ne consacre d'ailleurs à ce processus aucun chapitre ni développement spécifique et sur cette même question, Marie Françoise André (1999) s'interroge également sur la «*fin d'un mythe*» en minimisant le rôle géomorphologique de la neige : «*les niches de nivation n'en sont pas, la neige se bornant à occuper des creux préexistants sans en accroître les dimensions*».

Les processus de nivation et les formes qui lui sont associées ont également leurs partisans, y compris pour des secteurs subtropicaux (Guillien et Rondeau, 1966). H.H. Christiansen, qui est l'une des spécialistes les plus reconnues sur le sujet pour y avoir consacré bon nombre d'études (1996, 1998a, 1998b, 2001, 2004), insiste pour en faire un concept parallèle à celui de glaciation compte tenu de l'importance de la neige et de ses effets géomorphologiques en milieu périglaciaire (1996) : «*despite the criticism of the concept of nivation, it seems evident that the wide occurrence of snow and the associated nivation processes in periglacial landscapes call for a common concept, e.g. parallel to the concept of glaciation*». Nombreux sont les auteurs qui reconnaissent effectivement à la stagnation de la neige un rôle géomorphologique de premier ordre, à l'image de B. Van Vliet Lanoë (2005) qui définit une niche de nivation comme une «*encoche dans un versant liée à la stagnation de neige*». A. Pissart (1987) rappelle, au même titre que Y. Kariya (2002), que le terme de nivation a été créé en 1900 par Matthes pour décrire l'action d'érosion locale que produit une couverture de neige immobile et discontinue : «*pendant tout l'été ou une partie de celui-ci persistent (…) localement des plaques de neige qui fondent peu à peu. Ces plaques de neige ne tardent pas à provoquer l'apparition d'un creux ou d'un replat appelé niche, banquette, ou terrasse de nivation. Comme ces formes s'accentuent progressivement, elles deviennent fort apparentes dans le paysage*». Pour A.L. Washburn (1973), les effets de l'accumulation de la neige engendrent effectivement un certain nombre de formes, dont les niches de nivation («*nivation hollows*») font partie. C. Embleton et C.A.M. King (1975) renchérissent en écrivant que celles-ci comptent parmi les formes d'érosion liées à la neige les plus évidentes : «*the most important erosion feature* (attribuable to nivation) *is the nivation hollow*». Z. Raczkowska se range elle aussi à cet avis en s'appuyant sur un certain nombre d'observations effectuées dans des massifs européens (1997), y compris dans secteurs nordiques où la nivation occupe selon elle une place de premier ordre dans l'évolution actuelle des versants (1990). En Laponie suédoise, S. Rudberg (1974) a lui aussi insisté sur les processus en jeu autour des plaques de neige qui engendrent un certain nombre de formes spécifiques dont les niches de nivation font partie : «*The term nivation covers a variety of processes associated with a patchy snow cover (…). They produce specific erosion and deposition forms, such as nivation hollows, accumulation terraces etc*». Pour L.E. Hamelin et F.A. Cook (1967) enfin, les «*niches nivales*» sont «*des cavités inscrites dans une masse saillante et causées, au moins en partie, par les diverses actions de la neige sur le modelé des versants. Le fond est concave, rectiligne ou même convexe ; l'extrémité aval de la niche est raccordée au versant par une inclinaison en biseau ou, parfois, par un petit talus d'accumulation (bourrelet d'évacuation)*».

2.2. - Des formes périglaciaires actives en décalage par rapport aux étagements standards du Dovrefjell

Les observations rapportées ici n'ont pas vocation à entrer dans ces débats qui relèvent notamment de l'activation de la gélifraction aux abords des plaques de neige et qui ne s'accordent pas sur les processus entrant dans l'élargissement des niches de nivation. En revanche, elles révèlent des formes périglaciaires fonctionnelles de types et de dimensions variés, qu'il s'agisse de formes d'éjection et de triage ou de formes de fluage. Leur particularité tient ici à leur nature et à leurs degrés d'élaboration qui ne concordent pas avec l'altitude.

Les plus remarquables d'entre elles concernent de grands cercles de pierres actifs, d'un diamètre avoisinant deux mètres, aux vides intercellulaires occupés par des flaques d'eau : ces formes sont les plus externes de la niche de nivation et sont établies en aval de son talus (***photographie 116***). De grands polygones de pierres s'observent plus rarement à proximité des

grands cercles, l'un ou l'autre type se succédant en fonction de la proportion de fines disponible (***photographie 117***).

Ces grandes formes fonctionnelles, sans conteste de *troisième rang* compte tenu du classement qui sert de référence au positionnement des étagements standards, ont la particularité d'être sans rapport avec l'altitude : les étagements habituels du massif du Dovrefjell n'en font normalement état qu'à partir de 1 430 m, donc au moins 150 m plus haut. Sans rapport avec l'étagement, elles en constituent donc une perturbation locale qui pose problème. Par ailleurs, la distribution des figures périglaciaires actives au sein de la niche de nivation montre non seulement une répartition selon le facteur pente, mais également en fonction de la position au sein de cette forme d'accueil : les plus externes sont le plus souvent inertes, le degré d'activité augmentant à mesure que l'on se rapproche de la contremarche.

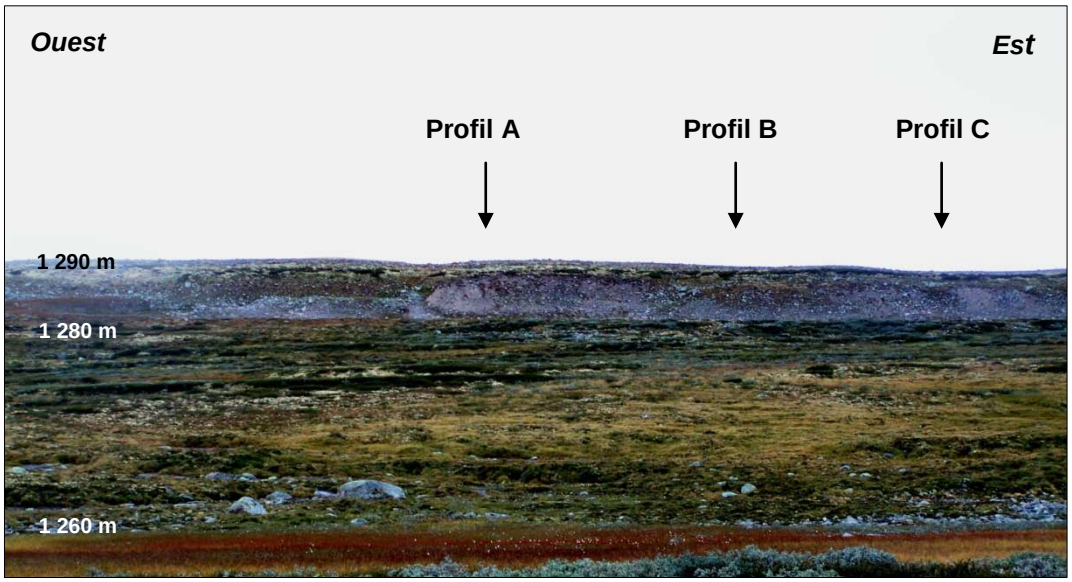


Photographie 116 ***(ci-contre)*** *: grand cercle de pierres actif, d'un diamètre proche de deux mètres, aux vides intercellulaires remplis d'eau.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 278 m d'altitude (massif du Dovrefjell)****.*



Photographie 117 ***(ci-contre)*** *: grand polygone de pierres actif, d'un diamètre proche de deux mètres. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 278 m d'altitude (massif du Dovrefjell)****.*

Afin de mieux saisir cette répartition, trois transects ont été levés au clinomètre *Suunto* en travers de la niche de nivation, de sa base jusqu'à son sommet, en respectant un intervalle de 10 m entre chaque station (***photographie 118 et figure 79***) : l'inclinaison, la nature du matériel en présence, la végétation et la distribution des espèces botaniques, la nature des formes ainsi que leur degré d'activité et les indices d'un pergélisol, ont été systématiquement répertoriés (***figure 80***).



Photographie 118 *: emplacements des profils A, B et C levés à travers de la niche de nivation.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 260 m d'altitude, vers le nord (massif du Dovrefjell). Distance entre A et C : 100 m.***

2.2.1. - Profil A (ouest de la niche de nivation)

Coordonnées **station 1** : 62°17'644''N/9°26'090''E
Coordonnées **station 12** : 62°17'692''N/9°26'032''E
Altitude **station 1** : 1 278 m
Altitude **station 12** : 1 287 m

Le profil A concerne un profil à talus rectiligne sans paquet glissé (***figure 80***). La base de la niche est occupée par de grands cercles de pierres inactifs (**S1**), d'un diamètre avoisinant deux mètres, dont les vides intercellulaires sont remplis d'eau. Le centre de leurs cellules est colonisé par des saules nains, *Betula nana*, *Cladonia sp.*, et *Juncus trifidus*.

Ces grandes formes inertes cèdent la place, vers l'amont, à des formes identiques mais dont l'activité commence à se manifester comme l'indiquent des points d'activité au centre des cellules (**S2**). Les formes incontestablement fonctionnelles, aux cellules terreuses comportant une croûte cryptogamique bombée, n'apparaissent cependant qu'en **S3** (***figure 80***) : elles sont partiellement colonisées par quelques saules nains, *Salix herbacea* et *Saxifragia stellaris*.

À proximité du talus (**S5**), ces grandes formes sont déformées par des mouvements de masse ayant ponctuellement tendance à les estomper ; d'autres formes périglaciaires, telles que de petits cercles de pierres à petits fragments lithiques au centre, des blocs plongeants, mais également des traces de gélifraction en rondelles, sont les autres manifestations périglaciaires qui peuvent être recensées à ce niveau du transect. La végétation devient à ce niveau plus éparse, la croûte cryptogamique visible au centre des grands cercles ayant en outre tendance à se déchirer. Cette zone marque la fin de la section périglaciaire la plus active et le niveau à partir duquel les formes de triage sont progressivement remplacées par des formes de fluage en raison de l'inclinaison : bien que le milieu soit plus sec, le secteur correspond en effet à un fluage actif quoique modéré, comprenant de nombreux blocs fluants ainsi qu'un ruissellement superficiel prenant en charge de petits graviers (**S6/S7**). Des blocs gélifractés et déplacés sont les autres manifestations du fluage qui affectent la base de la contremarche. Au niveau de sa concavité basale, où affleure la moraine (blocs subanguleux glaciaires), apparaissent aussi les premiers blocs laboureurs (**S7**), orientés dans le sens de la pente : ils comprennent une niche vide à l'amont et un bourrelet à l'aval, caractéristiques de leur fonctionnalité.

Le talus en lui-même est taillé dans les moraines à l'affleurement et des touffes de *Juncus trifidus* composent, pour l'essentiel, le couvert végétal épars de cette section du profil. À ce niveau s'observent en outre les premières terrassettes de gélifluxion. La convexité sommitale (**S9**), où la morphogenèse est nulle, comporte une végétation fermée (*Cetraria nivalis*, *Cladonia sp*., *Betula nana* et *Juncus trifidus* essentiellement).

Le sommet de la niche de nivation (**S10/S11/S12**) est le siège d'une toundra pierreuse, donc d'une végétation fermée et sèche composée de *Betula nana*, *Cladonia sp*., et *Juncus trifidus* pour l'essentiel. Elle est ponctuée de gros blocs enchevêtrés, hérités de grands cercles de pierres inertes, colonisés par des lichens noirs.

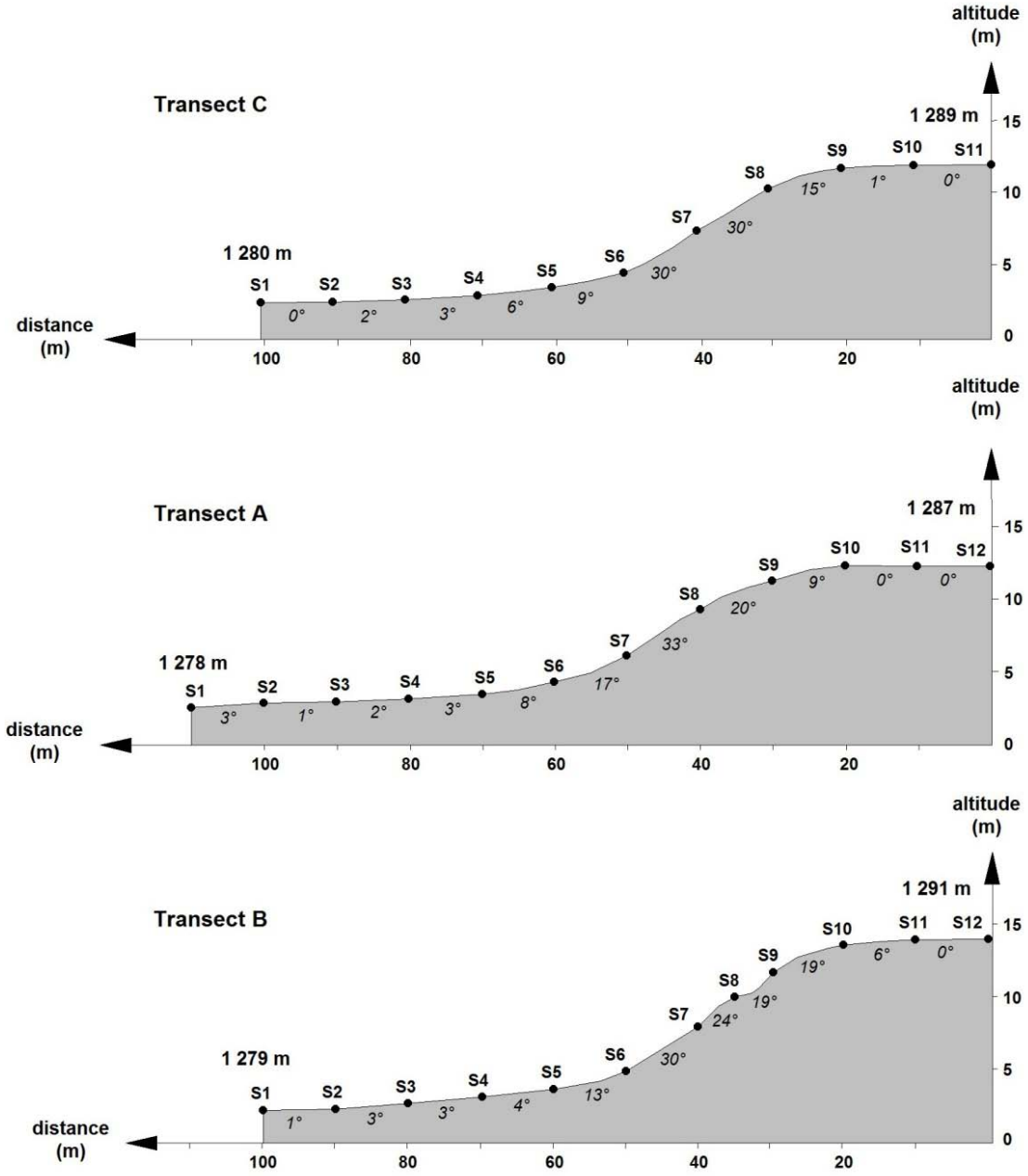


Figure 79 *: transects A, B et C levés au clinomètre en travers de la niche de nivation.*

2.2.2. - Profil B (centre de la niche de nivation)

Le profil B correspond cette fois à un transect à paquet glissé où les manifestations périglaciaires sont moins fréquentes (***figure 80***). La base de la niche de nivation est occupée, au départ du profil (**S1**), par de grands cercles de pierres tous inactifs, ponctuellement étirés dans le sens de la pente, dont les vides intercellulaires sont ennoyés.

Coordonnées **station 1** : 62°17'663''N/9°26'137''E
Coordonnées **station 12** : 62°17'700''N/9°26'078''E
Altitude **station 1** : 1 279 m
Altitude **station 12** : 1 289 m

Ces formes sont colonisées par de la croûte cryptogamique, quelques saules nains et *Empetrum nigrum*. Les seules marques d'activité périglaciaire dans cette zone concernent quelques petits ostioles fonctionnels. Jusqu'à la base du talus, le paysage est un champ de blocs fossile et

ouvert, constitué d'éléments subanguleux glaciaires. Il est ponctuellement affecté par quelques blocs plongeants actifs, d'un calibre variant de 0.1 à 1 m ainsi que par des blocs dressés probablement actifs. La proportion de fines est globalement beaucoup plus faible qu'au sein du profil A et la nappe d'eau se situe approximativement 0.5 m sous le champ de blocs. Celui-ci est issu du lavage de la moraine, demeure sans organisation apparente et ne comporte pratiquement aucune activité périglaciaire. La plupart des figures en présence sont manifestement héritées, comme l'indiquent de grands cercles de pierres effacés par un dallage nival, tandis que la végétation au sein du champ de blocs est quasiment inexistante. À l'approche de la base du talus s'observent néanmoins quelques petits cercles de pierres fonctionnels (**S4/S5**), la nappe d'eau ne se situant plus qu'à environ 0.2 m sous les blocs. La granulométrie diminue progressivement dans cette zone, tandis que des coulées de fines, recouvertes de croûte cryptogamique, affectent localement la base du dépôt morainique.

Le début de la contremarche, occupé par une végétation éparse constituée essentiellement de mousses et de carex, montre cette fois une texture ouverte dans laquelle apparaissent les premiers blocs laboureurs (**S6**). Le paquet glissé se présente sous la forme d'une pente d'éboulis taillée dans une moraine hétérométrique à texture fermée et colonisée par une couverture végétale discontinue (*Juncus trifidus*, *Empetrum nigrum*, lichens fruticuleux). Les rhizocarpons recouvrant les blocs témoignent de la stabilité actuelle du glissement. Son sommet, occupée par *Cladonia sp*., *Juncus trifidus*, *Empetrum nigrum* et *Vaccinium hermaphroditum*, est le siège de quelques gros blocs fluants inactifs (**S8**). Il est également souligné par un liseré de *Juniperus communis*.

La surface sommitale de la niche de nivation correspond toujours à une toundra pierreuse comme pour le profil A (végétation fermée et sèche composée de *Betula nana*, *Cladonia sp*., et *Juncus trifidus*). Elle est ponctuée, de la même façon, par de gros blocs enchevêtrés hérités de grands cercles de pierres inertes et colonisés par des lichens noirs.

2.2.3. - Profil C (est de la niche de nivation)

Coordonnées **station 1** : 62°17'685''N/9°26'194''E
Coordonnées **station 12** : 62°17'719''N/9°26'140''E
Altitude **station 1** : 1 280 m
Altitude **station 11** : 1 289 m

Le profil C correspond à un transect sans paquet glissé sur la contremarche de la niche de nivation. Il comporte des sols polygonaux étendus et actifs sur la marche inférieure (***figure 80***). Au départ du transect apparaissent de grands cercles de pierres parfaitement actifs, d'un diamètre compris entre 1 et 2 m, aux cellules bombées à croûte cryptogamique comportant des signes de cryoéjection fonctionnelle (**S1/S2**).

Les vides intercellulaires sont inondés et bordés de saules nains, ces figures étant ponctuellement subdivisées par le centre. Ce secteur périglaciaire très actif présente également des blocs plongeants fonctionnels en nombre significatif, auxquels s'ajoutent de gros blocs gélifractés et ponctuellement dressés. Jusqu'à la concavité basale de la niche de nivation, la pente est faible et occupée par de nombreux cercles de pierres fonctionnels. À ce niveau, la texture devient fermée dans une matrice de fines sableuses (**S5**). La concavité basale comporte des coulées de fines à croûte cryptogamique cordée ainsi que des blocs fluants, des dalles gélifractées, des blocs plongeants et des ébauches de petits sols striés.

La contremarche de la niche de nivation est une moraine hétérométrique à l'affleurement, dont la texture, sans indices de tri granulométrique, est fermée. Sur cette section du profil apparaissent les premiers blocs laboureurs actifs ainsi que des traces de ruissellement (**S6**). Plus haut, ces blocs cèdent la place à des blocs fluants et à de petites coulées à croûte cryptogamique cordée (**S7**). La végétation est essentiellement composée à ce niveau de *Juncus trifidus*. Le rebord supérieur de la contremarche comporte un paquet glissé mineur, nettement plus réduit que sur le profil B car de dimensions métriques, et se manifeste encore par un liseré continu de *Juniperus communis*.

La surface sommitale est une toundra pierreuse sans morphogenèse apparente à l'exception de quelques traces de déflation.

Par conséquent, les grandes formes périglaciaires fonctionnelles à degré de triage intense (*troisième rang*) des **transects A** et **C** font état de dimensions et de degrés d'élaboration qui ne concordent pas avec l'altitude. Elles sont cependant toutes inactives sur le **profil B** qui présente la particularité d'une rupture de pente en raison d'un paquet glissé. Par ailleurs, si ces formes sont toutes fonctionnelles pour le **transect C**, elles se caractérisent sur le **transect A** par des degrés d'activité progressifs, qui croissent à mesure que l'on se rapproche de la base du talus de la niche de nivation.

Sur tous les profils, les formes de fluage, qui concernent presque systématiquement des formes de premier rang (blocs laboureurs, blocs fluants, terrassettes de gélifluxion…), prennent le relais des

formes de triage sur la contremarche de la niche de nivation selon la succession classique observée le long des versants et commandée par l'inclinaison. Le rebord supérieur de la forme d'accueil, quasiment dépourvu d'activité périglaciaire quel que soit le profil concerné, se montre particulièrement sec tandis que sa marche inférieure témoigne en revanche d'une abondance hydrologique assez remarquable.

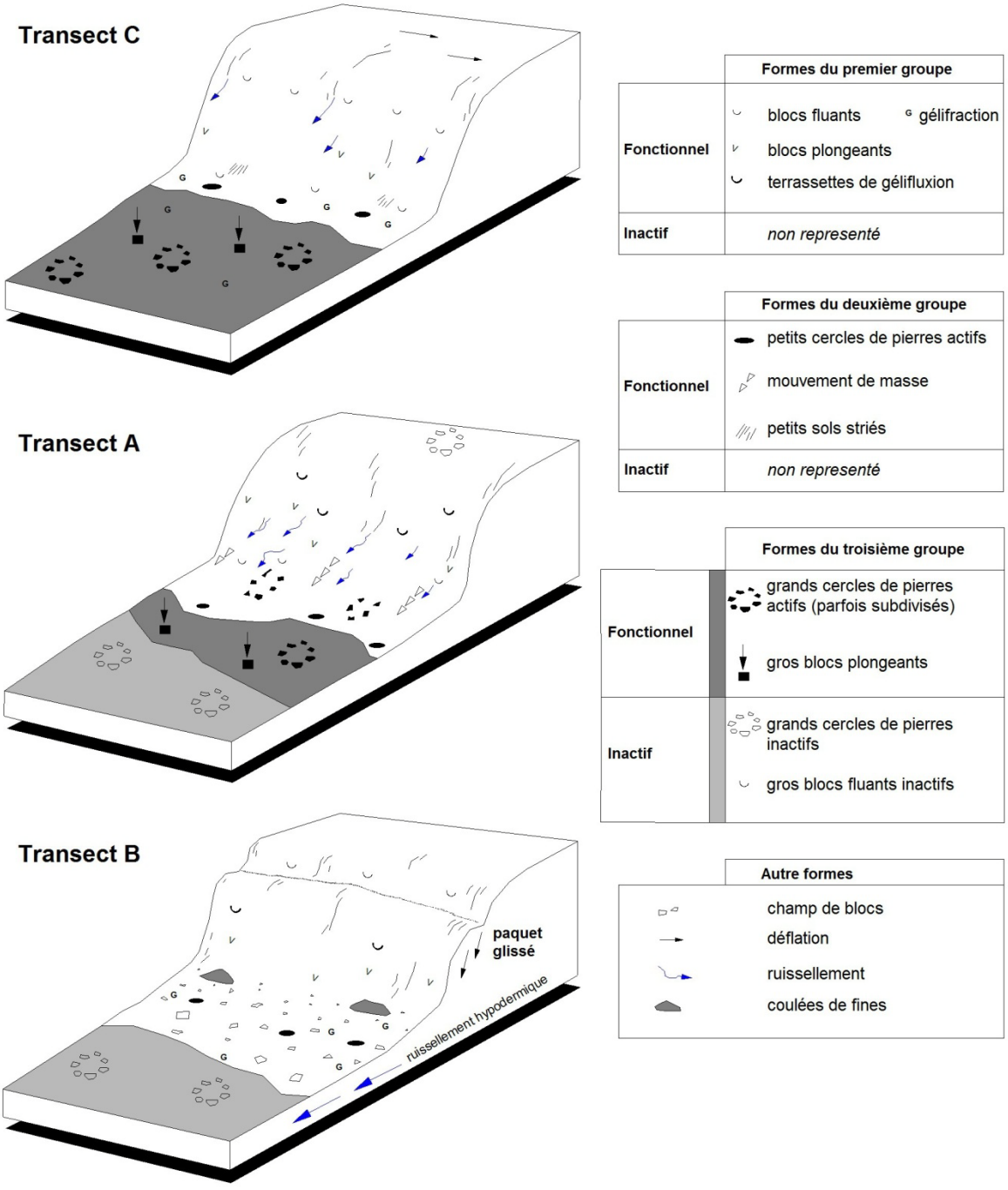


Figure 80 *: blocs-diagrammes associés aux transects A, B et C levés en travers de la niche de nivation. (**les niveaux de gris correspondent aux degrés d'activité des formes de troisième rang et le blanc est attribué aux formes de deuxième rang**).*

2.3. - Un processus de déprise glacio-nivale et de reconquête périglaciaire

Ces constats, relatifs à la répartition du périglaciaire dans la forme d'accueil, à la nature des formes et à leur degré d'activité ainsi qu'à la perturbation locale des étagements standards dont celles-ci sont responsables, posent la question de la signification morphologique des figures concernées et de celle du site où elles sont établies.

Dans d'autres milieux montagnards, la persistance des plaques de neige a été reconnue pour réduire de manière significative la croissance de la végétation, impliquant du même coup une accélération de certains processus d'érosion et particulièrement le délavage des versants (Nyberg, 1991 ; Andrès *et al.*, 2007). L'apparition de figures périglaciaires triées au sein de sites de nivation ou à l'aval des plaques de neige a en outre été révélée dans quelques communications (Kling, 1997 ; Raczkowska, 1997). Z. Raczkowska (1997) établit notamment une relation entre ces formes et les eaux de fonte nivale saisonnières. Cette publication fait également état, comme pour le site du Sletthøi, de variations significatives dans le degré d'activité des formes en fonction de la distance les séparant de la zone d'accumulation neigeuse. En suède à proximité d'Abisko, J. Kling (1997) rapporte quant à lui une diminution du diamètre des cercles de pierres étudiés ainsi qu'une diminution de leur colonisation végétale, à mesure que la distance avec la plaque de neige diminue.

Quoiqu'il en soit, l'abondance hydrologique constatée en particulier sur la marche inférieure ne peut être attribuée au seul compte d'une fonte nivale saisonnière, la totalité de la couverture neigeuse ayant fondue l'année de la réalisation des transects. Par ailleurs, aucune chute de pluie abondante et récente ne s'est produite dans les jours précédents les observations, et aucun écoulement pérenne n'a lieu à proximité ni au sein de la niche.

À la base du versant du Sletthøi, d'autres paramètres apportent sur ce point des éléments complémentaires, de nombreux indices témoignant d'un pergélisol en cours de fonte dans la niche de nivation.

2.3.1. - Les signes d'une décrépitude du pergélisol

Les marqueurs morphologiques d'un pergélisol en cours de décrépitude concernent surtout de gros blocs plongeants, d'un volume supérieur au m^3, au pourtour ennoyé sous plusieurs décimètres d'eau (***photographie 119***). La plupart de ces blocs sont déprimés par rapport au plancher de la niche de nivation, cette position indiquant qu'ils s'enfoncent dans la couche active et reposent sur le toit d'une lentille de pergélisol. Les observations réalisées lors des transects font également état, en de multiples points, de stagnation d'eau sous les pierres (nappe d'eau visible entre 0.5 et 0.2 m de profondeur) et autour des formes périglaciaires qu'elles soient actives ou non. Certains blocs conservent également la marque de la baisse du niveau de la nappe d'eau en été, par une différence de teinte due à l'absence de lichens et d'organismes fongiques (***photographie 120***). Ces marques attestent une nappe permanente dont l'alimentation est régulière.



Photographie 119 *: gros bloc plongeant d'un volume supérieur au m^3 et entouré d'eau sur une profondeur qui atteint par endroit 0.5 m. Il repose sur le pergélisol et sa base se trouve légèrement en dessous du plancher de la niche de nivation. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 276 m d'altitude, vers l'ouest (massif du Dovrefjell)****.*



Photographie 120 *: variation de coloration à la base d'un bloc reposant dans l'eau. La stagnation d'eau a empêché la mise en place des lichens et des organismes fongiques. La différence de niveau atteint 5 cm et témoigne de la baisse correspondante du niveau de l'aquifère au cours de l'été. Chaque couleur de la réglette-repère mesure 10 cm.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 276 m d'altitude (massif du Dovrefjell)****.*



Photographie 121 *: bloc plongeant fonctionnel au pourtour colonisé par des mousses et de la croûte cryptogamique, du fait de l'éjection de la couche active. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris en août 2011, à 1 278 m d'altitude (massif du Dovrefjell)****.*

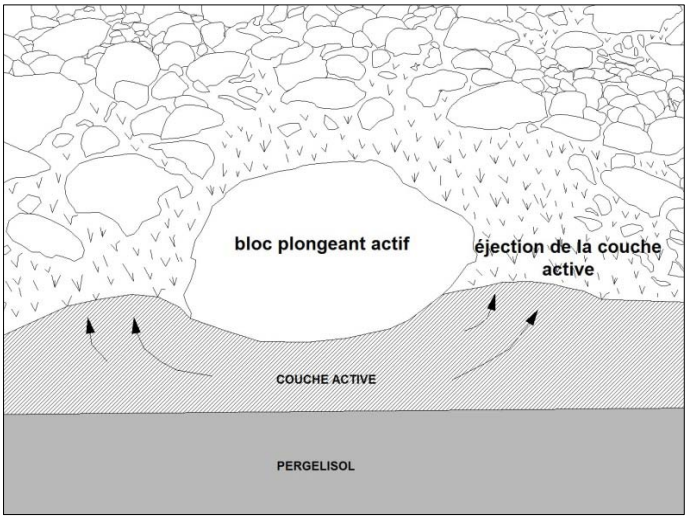


Figure 81 *: schéma d'interprétation de la* ***photographie 121****.*

D'autres signes révèlent la présence de pergélisol à l'approche du talus de la niche de nivation ou sur sa contremarche : les coulées de fines provenant de l'intérieur du dépôt par éluviation, associées le plus souvent à des sourcins (**profil B**), confirment une entrée d'eau dans le système

hydrologique qui ne tient pas seulement aux précipitations pluvieuses ou neigeuses. Les blocs laboureurs, qui ne sont pas exclusivement liés à des processus périglaciaires authentiques, se révèlent en outre particulièrement fréquents sur la contremarche et peuvent être considérés en l'occurrence comme des marqueurs du pergélisol. Le plongement de blocs volumineux dans la couche active et l'éjection de celle-ci à l'air libre (***photographie 121*** et ***figure 81***), constitue un autre type d'indice moins fréquent toutefois : coincée entre le bloc et le pergélisol puis éjectée, la couche active est ensuite colonisée par des mousses, de la croûte cryptogamique et ponctuellement *Saxifragia stellaris*, qui semble par ailleurs être un marqueur végétal du pergélisol en raison de son association quasi systématique avec les formes périglaciaires actives de troisième rang.

Enfin, la contremarche de la niche de nivation est ponctuellement affectée par des paquets glissés qui rompent son profil : limités par une cicatrice de décollement aux deux tiers supérieurs du talus, ils ont généralement une largeur approximative d'une dizaine de mètres. Ces glissements, qui affectent souvent l'arrière des niches de nivation (Christiansen, 1998a) pourraient également être attribués à la fonte de lambeaux de pergélisol et à la détérioration localisée de la contremarche par ce phénomène de fonte. Ces phénomènes, bien connus pour «*altérer considérablement l'environnement*» (Pissart, 1994) et regroupés sous l'appellation «*retrogressive thaw slumps*», sont associés à la fonte de pergélisol et seraient l'un des processus d'érosion les plus rapides dans les environnements périglaciaires actuels (French, 2007). Certains auteurs les attribuent également, dans certains cas, à un phénomène de creep affectant le pergélisol (Lewkowicz, 1988).

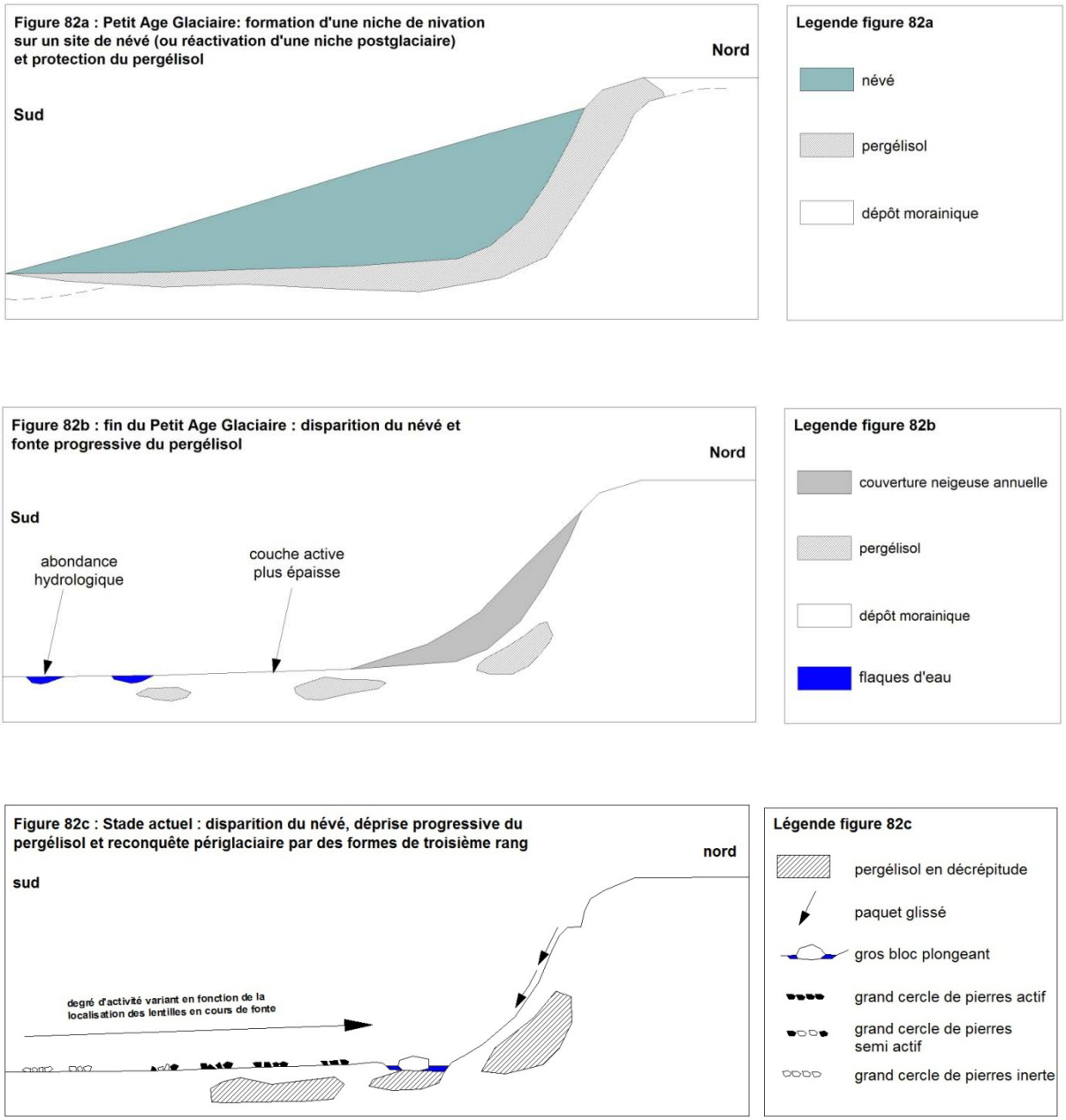
En définitive, l'ensemble de ces manifestations morphologiques sont les marqueurs tangibles d'un pergélisol en phase de décrépitude, l'abondance hydrologique constatée dans la niche de nivation devant nécessairement être attribuée à cette fonte et à l'apport hydrologique qui en résulte.

2.3.2. - Une déprise glacio-nivale depuis la fin du Petit Age Glaciaire

La niche de nivation, comprise entre 1 278 et 1 290 m, se situe dans une tranche altitudinale limite, étant donné qu'aucune forme de ce type n'a pu être recensée à des altitudes inférieures. Elle correspond par ailleurs à l'étage du pergélisol discontinu épars. Les multiples indices relevés sur le terrain indiquent que celui-ci se trouve actuellement dans une phase de fonte prononcée et qu'il ne semble donc plus en équilibre avec les conditions de site et/ou les paramètres climatiques.

Encore englacée au Préboréal comme l'indique sa localisation par rapport aux chenaux latéraux, la niche de nivation ne peut être le fait que d'une accumulation neigeuse liée à un refroidissement postérieur à cette période : ses caractères propres et particulièrement son orientation par rapport aux vents dominants d'ouest et de sud ouest, indiquent qu'elle s'est formée sur un site de névé devant être rapporté au Petit Age Glaciaire ou qu'il s'agit d'une niche de nivation postglaciaire réactivée au cours de cet épisode froid. Sa fraîcheur assure en tout cas de son fonctionnement durant cette période. Le névé a permis la protection de lentilles de pergélisol au cours de cet épisode froid en raison de son pouvoir isolant (***figure 82a***), celles-ci se trouvant en phase de décrépitude depuis la fin de la péjoration climatique concernée suite à la fonte progressive du névé (***figure 82b***). Les travaux de F. Ling et T. Zhang (2003) confirment que le régime thermique de la couche active et du pergélisol sont par exemple sensibles aux variations du calendrier du manteau neigeux : «*delaying the snow cover onset date by 10 days in autumn results in a decrease in ground temperatures, advancing the snow cover disappearance date by 10 days in spring leads to an increase in ground temperatures.(…) this study suggests that the earlier disappearance of spring snow cover (…) has an important contribution to Arctic warming and permafrost thawing*». L'épaisseur de la couche active serait également influencée par la microtopographie des plaques de neige (Christiansen, 2004). R.S. Ødegård et son équipe insistent en outre sur la sensibilité supposée du pergélisol vis-à-vis de changements climatiques limités (Ødegård *et al.*, 1999) : «*Permafrost at higher altitudes in European mountains is potentially sensitive to even small climatic changes*».

Cette déprise localisée du pergélisol implique une abondance hydrologique qui est de loin le paramètre le plus décisif pour la localisation des formes périglaciaires dans les massifs du Dovre-Rondane (Kerguillec, 2011). L'abondance d'eau rend compte par conséquent de la présence de formes périglaciaires très élaborées à une altitude où elles n'apparaissent en principe pas encore. La fonte du pergélisol détermine en outre une couche active localement plus épaisse à une altitude où elle est habituellement plus réduite (***figure 82b***), une modification de l'un des paramètres du pergélisol étant en effet susceptible de faire varier l'épaisseur de cette couche dans des proportions conséquentes (Pissart, 1987 ; Åkerman et Johanssonn, 2008).



Figures 82a, b et c *: schéma interprétatif des différents stades relatifs à la reconquête périglaciaire sur site de névé.*

2.3.3. - Une reconquête périglaciaire provisoire et corrélative de la décrépitude du pergélisol

La déprise locale du pergélisol interfère par conséquent sur la localisation habituelle des formes périglaciaires fonctionnelles : elle permet l'apparition de formes de troisième rang à une altitude plus basse que l'étage où elles sont normalement recensées dans le massif. L'abondance hydrologique, de concert avec l'épaississement de la couche active, sont les deux paramètres qui justifient l'apparition de figures périglaciaires élaborées à un niveau altitudinal qui leur est, sous d'autres conditions, proscrit (***figure 82b***).

En définitive, la base du versant du Sletthøi est le siège d'une déprise glacio-nivale depuis la fin du Petit Age Glaciaire, celle-ci ayant pour corollaire la fonte du pergélisol puisqu'il n'est plus en accord avec les conditions de site et les paramètres climatiques. Cette déprise locale du pergélisol autorise une reconquête de la niche de nivation par un périglaciaire de troisième rang actif (***figure 82c***). Cette reconquête périglaciaire à la base du versant du Sletthøi tient donc à des conditions stationnelles

exceptionnelles à l'échelle du massif. Elles relèvent en fin de compte de la signification paléogéographique du site concerné.

***Conclusion** : les conditions de site relatives à la niche de nivation étudiée à la base du versant du Sletthøi autorisent l'existence de grandes gélistructures en inadéquation avec les étagements standards du massif. Ces formes sont caractéristiques d'une dynamique de reconquête périglaciaire contemporaine dont le caractère est temporaire, comme c'est le cas des formes de troisième rang relevées sur les bordures et les marges des glaciers du massif du Dovrefjell bien que le contexte diffère. Cette perturbation des étagements liée à la dynamique périglaciaire de reconquête à la base du Sletthøi, témoigne de l'irrégularité de l'étage périglaciaire. Les observations réalisées confirment en effet qu'il n'est fixe ni dans le temps ni dans l'espace.*

Ces observations contribuent en outre à la connaissance du processus de nivation en précisant certains aspects de l'évolution des niches, qui peuvent être des sites favorables aux formes périglaciaires de tous types. L'abondance hydrologique qui les caractérise ainsi que la présence d'un pergélisol en décrépitude progressive depuis la fin du Petit Age Glaciaire sont en effet des paramètres favorables aux manifestations périglaciaires de triage ou de fluage.

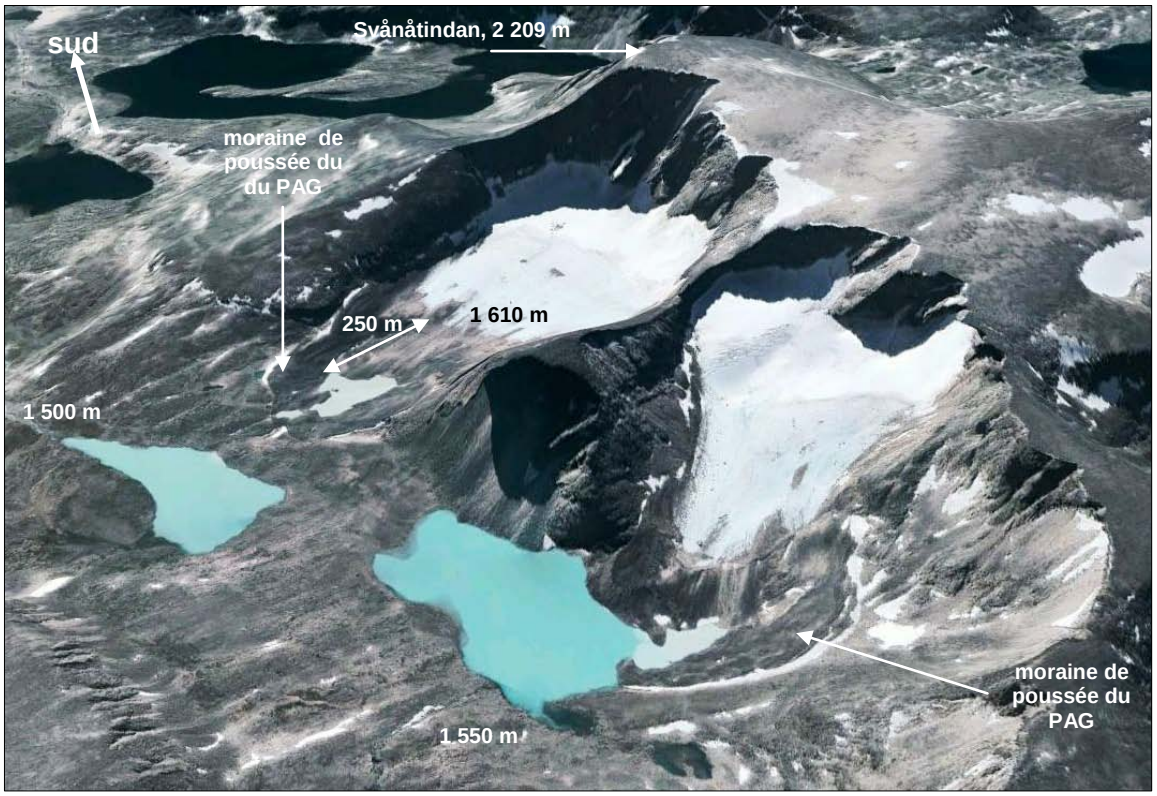
3. - La portée géomorphologique des dynamiques de reconquête périglaciaires actuelles : rythmes et durabilité variables des mobilités des étagements

Les observations réalisées dans le Dovrefjell, sur les abords des glaciers des massifs du Snöhetta et du Svånåtindan ainsi qu'à la base du versant du Sletthøi, correspondent à plusieurs cas de reconquête périglaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Ils se caractérisent par des modalités spécifiques et relèvent par conséquent de significations qui leur sont propres. Les observations de terrain permettent d'envisager trois cas de figure en fonction du contexte : des reconquêtes périglaciaires d'espaces déglacés, des reconquêtes de supports mis en place en contexte paraglaciaire, ou des reconquêtes de zones de déprise du pergélisol. Leur portée géomorphologique diffère selon chaque cas, au même titre que leurs rythmes et leur durabilité. Se pencher sur ces questions impose d'abord d'affiner autant que faire se peut les rythmes du retrait de l'étage glacio-nival dans le massif.

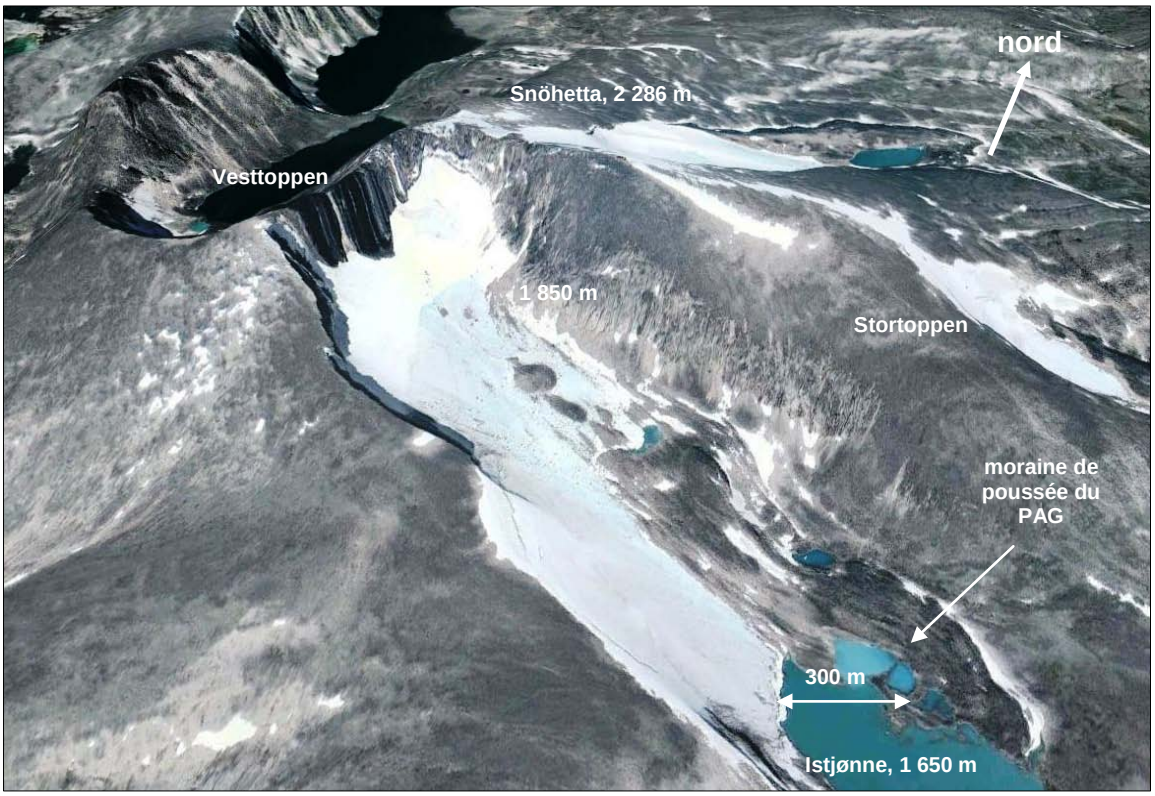
3.1. - Les rythmes du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovrefjell

L'échelle temporelle d'observation concerne les temps postérieurs au Petit Age Glaciaire, le terme de «*néoglaciaire*» s'appliquant, en Norvège, à cette période de refroidissement climatique au cours de laquelle les glaciers auraient connu une extension maximale vers 1750-1760 (Bickerton et Matthews, 1993 ; Østrem et Haakensen, 1993 ; Sellier, 2002 ; Nesje *et al.*, 2008a et b ; Baumann *et al.*, 2009 ; Laute et Beylich, 2012). Ils ont ensuite enregistré des phases de retraits successifs, interrompues par des réavancées d'extension limitée jusqu'en 1931 (Karlén, 1988 ; Sellier, 2002 ; Nesje et Dahl, 2003 ; Grove, 2004 ; Corner, 2005 ; Nesje *et al.*, 2008a ; Laute et Beylich, 2012). Cette connaissance du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire fournit des éléments de calage chronologique qui demeurent néanmoins généraux à l'échelle de la Norvège. Ils peuvent effectivement souffrir d'une multitude de nuances à l'échelle de chaque massif, comme en fonction des conditions de site ou du comportement de chaque appareil glaciaire. Un certain nombre de glaciers norvégiens, notamment en position maritime, ont connu par exemple des réavancées dans les années 80-90 (Winkler et Nesje, 1999 ; Chinn *et al.*, 2005 ; Fealy et Sweeney, 2005 ; Wangensteen *et al.*, 2006). À ce titre, il existe finalement peu de données relatives aux rythmes du retrait glaciaire depuis les années 1930 dans le Dovre.

Des indices morphologiques laissés par les glaces apportent cependant quelques renseignements d'importance qui sont principalement fournis par les moraines de poussée situées à l'entrée des cirques étudiés (***photographies 122 et 123***). Ils consistent également en quelques lambeaux de moraines latérales. Les dépôts morainiques concernés ne comportent pas de formes périglaciaires actives puisqu'ils sont essentiellement constituées de gros blocs anguleux à subanguleux enchevêtrés, instables, sans passées de matrice en raison de l'effet de crible. De rares manifestations périglaciaires ont néanmoins pu être relevées sur la moraine de poussée du glacier de cirque oriental du Svånåtindan à la faveur de coulées de matrice argileuse entre les blocs en provenance des versants surplombant les dépôts (petits lobes de gélifluxion, petits ostioles fonctionnels). Les microformes glaciaires sont par contre plus ou moins bien conservées dans les



Photographie 122 *: image des deux principaux appareils glaciaires du Svånåtindan, réalisée par le satellite Spot (23 juillet 2010). La position des moraines de poussée du Petit Age Glaciaire par rapport aux fronts glaciaires actuels permet d'apprécier l'ampleur de la fonte des glaces depuis la fin de cet épisode froid.* ***Image extraite de Google Earth©****.*



Photographie 123 : *image du principal appareil glaciaire du Snöhetta, réalisée par le satellite Spot (23 juillet 2010). La position de la moraine de poussée du Petit Age Glaciaire par rapport au front glaciaire actuel permet d'apprécier l'ampleur de la fonte des glaces depuis la fin de cet épisode froid.* ***Image extraite de Google Earth©****.*

quartzites du Dovre-Rondane et ne sont pas utilisées ici pour connaître les zones englacées au cours de cette période.

L'analyse des photographies aériennes de 1982 et des cartes topographiques permet d'estimer à 250 m la distance séparant la moraine de poussée du Petit Age Glaciaire de la position actuelle du front du glacier oriental du massif du Svånåtindan (***photographie 122*** et ***figure 83***). Le glacier est protégé par les sommets environnants qui excèdent 2 000 m d'altitude, sa parfaite position d'ubac justifiant un retrait sensiblement plus lent que dans le cas du glacier du Snöhetta. Il aurait atteint en moyenne 3 m par an depuis 1930.

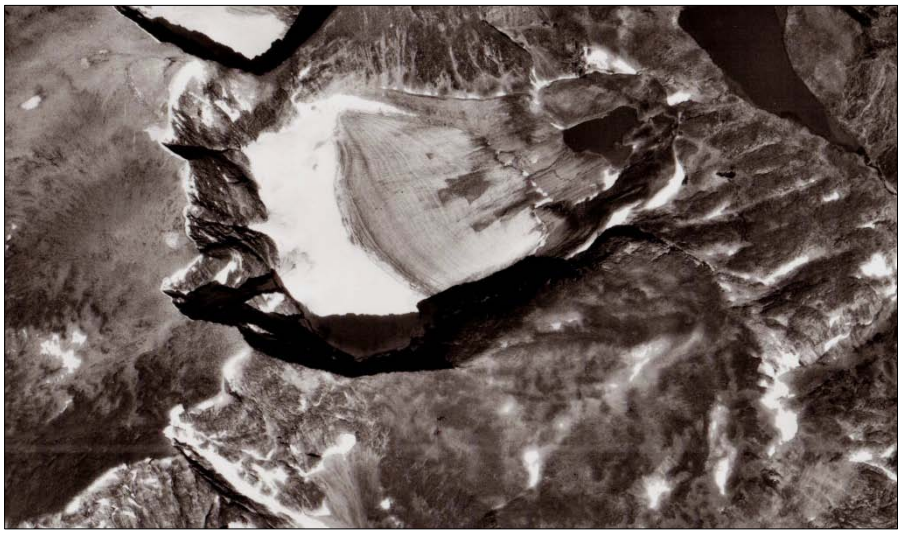
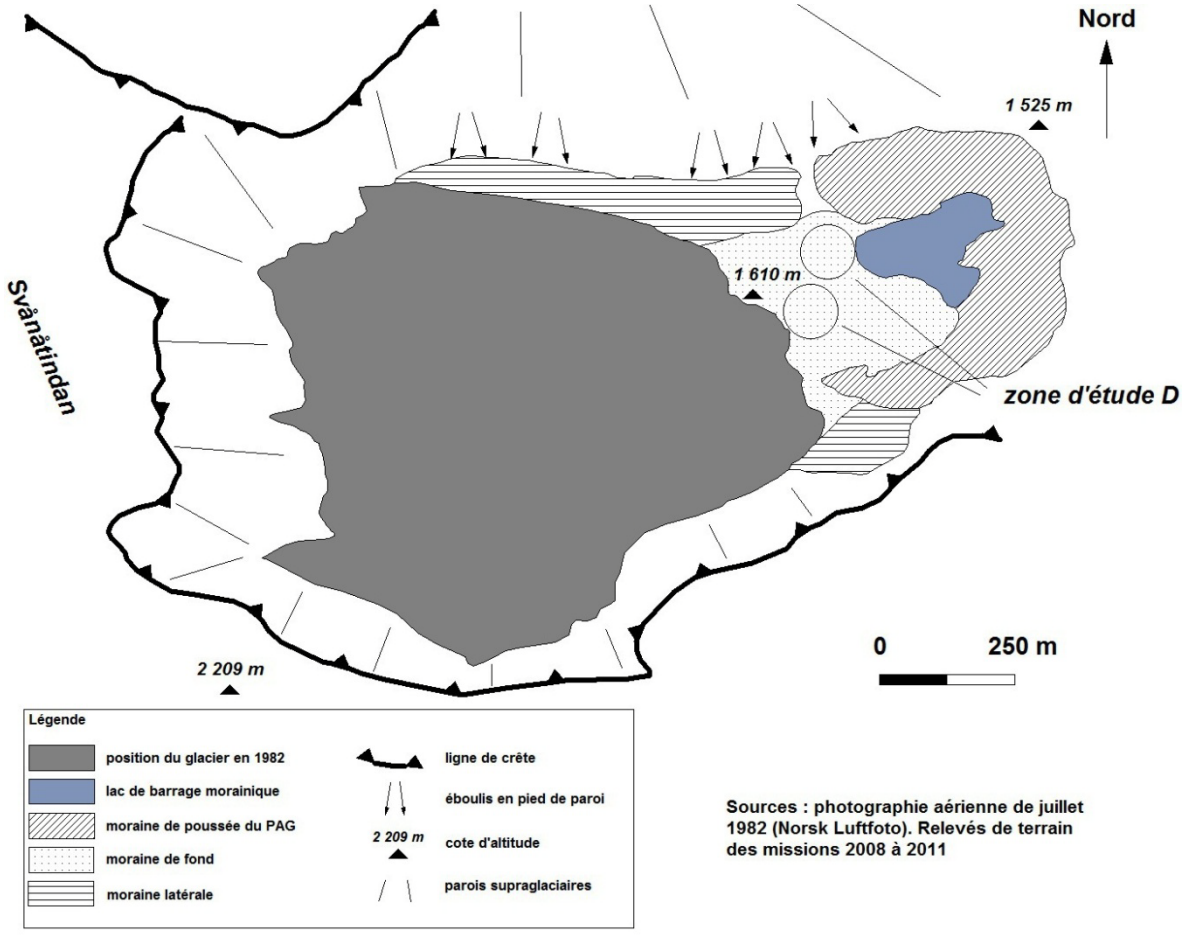


Figure 83 (ci-dessous)*: carte géomorphologique du glacier du Svånåtindan et de sa zone marginale (zone D sur* ***figure 74****), réalisée d'après la photographie aérienne de 1982 fournie par le Norsk Luftfoto (****ci-contre****).*



Les caractéristiques topographiques des versants encadrant la langue glaciaire occupant le flanc sud du Snöhetta fournissent des renseignements sur le rythme plus rapide de la fonte glaciaire et sur ses modalités. L'allure actuelle du glacier indique que la fonte s'est d'abord produite plus rapidement au niveau du front que sur ses bordures, la crête menant au Vesttoppen protégeant moins cette zone du glacier : la distance vis-à-vis de la moraine de poussée rapportée au Petit Age Glaciaire étant connue (300 m), la vitesse de retrait à ce niveau peut être évaluée entre 3.5 et 4 m par an en moyenne. La fonte en avant du glacier paraît actuellement ralentie en bordure du lac proglaciaire, cette zone étant désormais mieux protégée par la crête. Elle concerne davantage sa bordure septentrionale et apparaît par conséquent dissymétrique étant donné qu'elle fond par son adret (***photographie 123***).

Ces données chronologiques relatives au rythme du retrait glaciaire et à ses vitesses moyennes permettent d'apporter un certain nombre de précisions sur la datation des formes de reconquête observées.

Le calage chronologique peut être affiné pour le glacier du Snöhetta après un traitement comparatif de deux photos aériennes prises en 1982 puis en 2010 (***figure 84***). Ces clichés fournis par le *Norsk Luftfoto* permettent d'apprécier le retrait glaciaire sur 28 ans, donc sur un pas de temps plus court. Le même traitement n'est pas présenté ici pour le glacier du Svånåtindan pour lequel le recul entre les deux dates est apparu difficilement cartographiable.

Dans le massif du Snöhetta, le recul glaciaire apparaît lent au niveau du front entre 1982 et 2010, exception faite de la bordure rocheuse à l'extrême sud est du glacier. Il est en revanche plus prononcé sur l'ensemble de sa bordure septentrionale positionnée en adret. L'analyse des photographies aériennes indiquent que si le replat en avant du front glaciaire était déjà déglacé en 1982 (**zone d'étude A**), l'ensemble des observations relatives à la bordure septentrionale concernent des zones déglacées depuis 28 ans (**zones B et C**). Cette connaissance plus fine de la déglaciation permet de préciser davantage le cadre chronologique des reconquêtes périglaciaires observées sur le terrain en même temps qu'elle aide à évaluer la durabilité des dynamiques concernées.

Trois types de dynamiques de reconquête périglaciaires doivent être distingués en fonction de ce critère.

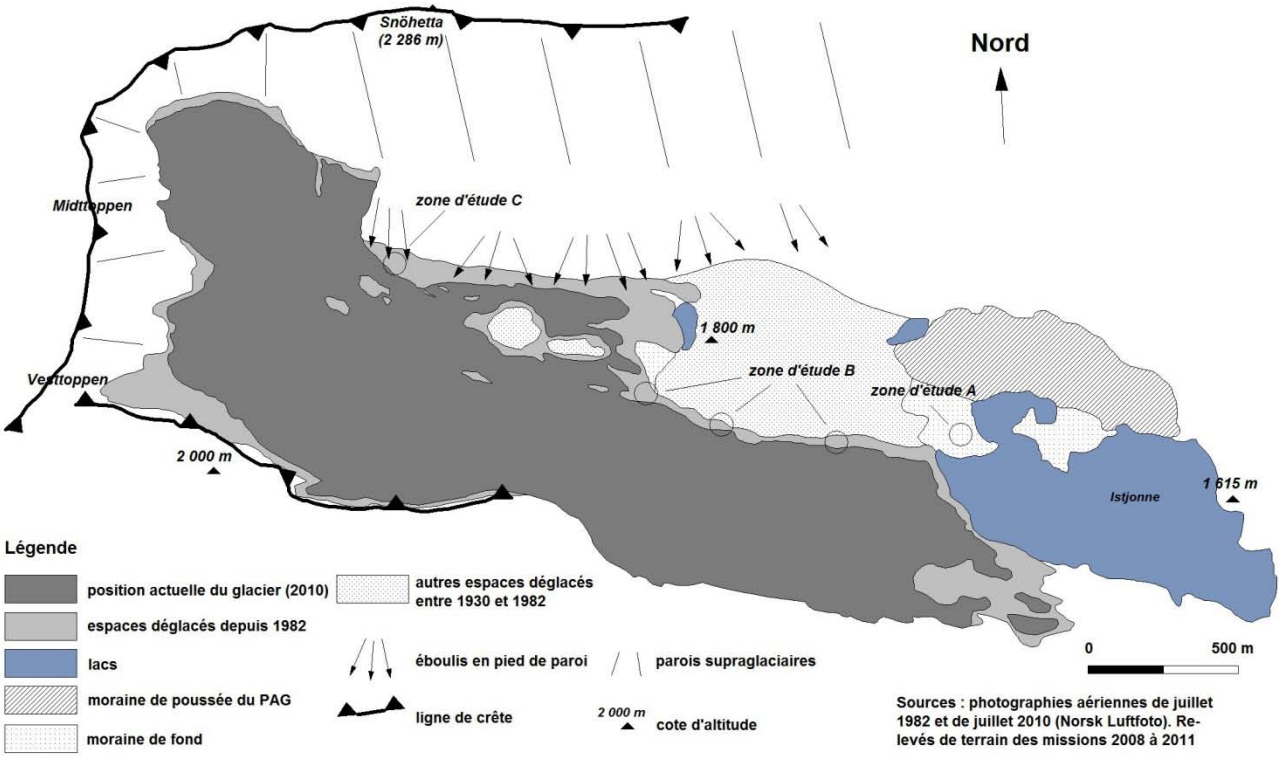


Figure 84 : *carte géomorphologique du glacier du massif du Snöhetta et rythmes du retrait glaciaire entre 1982 et 2010.*

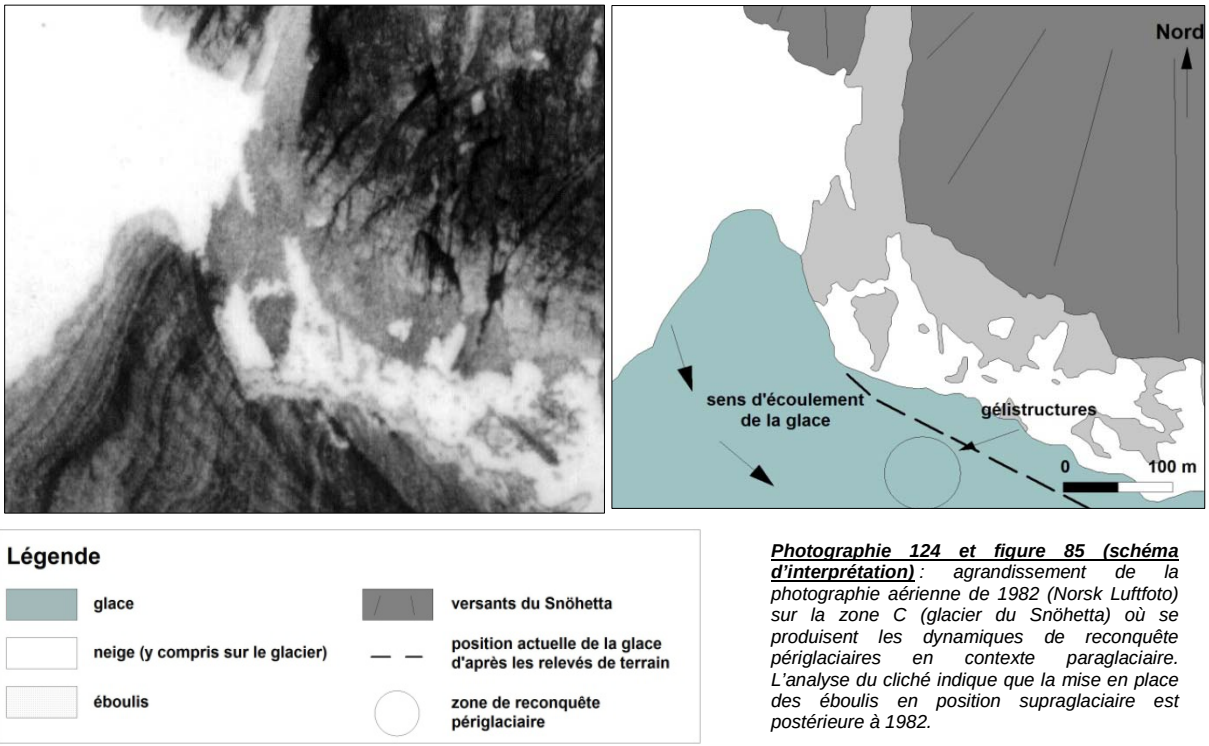
3.2. - Des reconquêtes périglaciaires éphémères en contexte paraglaciaire

Les gélistructures observées à l'amont du glacier du Snöhetta (**zone C**) on fait l'objet d'une publication séparée du fait de leur position supraglaciaire et de l'originalité du contexte paraglaciaire auquel elles correspondent (Kerguillec, 2013). Ces formes sont à ranger dans la catégorie des reconquêtes périglaciaires authentiques étant donné qu'elles affectent des dépôts qui correspondent en grande partie à une déprise glaciaire et particulièrement à des éboulis supraglaciaires en relation avec la décompression. Elles ont un caractère éphémère puisqu'elles s'appliquent à des supports progressivement remobilisés par la fonte du glacier. Malgré tout, cette dynamique de reconquête périglaciaire n'est pas achevée étant donné qu'elle se poursuit actuellement comme l'attestent certaines formes en cours d'élaboration.

Les manifestations périglaciaires observées sont par conséquent un marqueur morphologique d'une dynamique de reconquête fugace, d'une durabilité probablement pluriannuelle compte tenu du contexte instable commandé par la remobilisation paraglaciaire. Elles mettent en avant l'importance du paraglaciaire dans leur élaboration et dans leur évolution, en même temps qu'elles apportent un exemple original de la succession chronologique des dynamiques paraglaciaires et périglaciaires sur un même site. Elles correspondent par conséquent à un exemple de dynamique «*parapériglaciaire*» (Mercier, 2008, 2010) qui n'est pas associé ici à la fonte du pergélisol mais à celle d'un glacier (Kerguillec, 2013).

Les données disponibles sur les rythmes du retrait glaciaire dans ce secteur depuis la fin du Petit Age Glaciaire permettent d'affiner la connaissance des calages chronologiques relatifs à ces gélistructures. Dans un premier temps, elles indiquent que la mise en place du support sur lequel elles sont établies est postérieure à la fin de cet épisode de refroidissement (1930). Les manifestations périglaciaires concernées ont donc au maximum 80 ans.

Cependant, les éboulis supraglaciaires concernés n'apparaissent pas sur les photographies aériennes de 1982 là où ont été observées les gélistructures en 2011 (***photographie 124 et figure 85***). Par conséquent, la mise en place des éboulis sur la glace est postérieure à cette date. Le cas étudié fournit donc un exemple de la succession des dynamiques paraglaciaire/périglaciaire sur un pas de temps de 28 ans. Il fournit également une indication chronologique supplémentaire sur la question de la naissance et de la durée de vie des formes périglaciaires triées.



Photographie 124 et figure 85 (schéma d'interprétation) *: agrandissement de la photographie aérienne de 1982 (Norsk Luftfoto) sur la zone C (glacier du Snöhetta) où se produisent les dynamiques de reconquête périglaciaires en contexte paraglaciaire. L'analyse du cliché indique que la mise en place des éboulis en position supraglaciaire est postérieure à 1982.*

Compte tenu de leur durée de vie trentenaire, les dynamiques de reconquête étudiées ne participent pas de manière durable à la mobilité des étagements. Les formes produites par ces dynamiques contribuent néanmoins à la connaissance des rythmes de vie de ce genre de formes de reconquête, la plupart d'entre elles devant être considérées à ce jour et sur ce site, comme reliques (Kerguillec, 2013).

3.3. - Des reconquêtes périglaciaires temporaires par les formes de troisième rang

Les grandes figures périglaciaires observées à la base du versant du Sletthøi, au même titre que les grands cercles de pierres et les grands sols striés rencontrés sur la zone proglaciaire du glacier du Svånåtindan ainsi que sur le replat situé en avant du front du glacier du Snöhetta, sont caractéristiques du troisième rang et ont une durée de vie provisoire. À ce titre, elles sont révélatrices d'une étape morphologique dans la progression de la reconquête périglaciaire, quelle que soit l'altitude d'observation.

3.3.1. - Les renseignements fournis par le site du Sletthøi

Les relevés effectués au sein de la niche de nivation à la base du versant du Sletthøi révèlent l'irrégularité de la fonte du pergélisol : les degrés d'activité plus ou moins prononcés des formes de troisième rang suggèrent en effet des variations dans le stade de décrépitude du pergélisol selon la localisation dans la forme d'accueil (***figure 86***). Ces variations commandent le rythme adopté par la reconquête périglaciaire orchestrée par les formes de troisième rang et les profils réalisés sont caractéristiques de trois stades distincts.

Transect / Caractéristiques	Transect A	Transect B	Transect C
Formes de troisième rang actives	oui	non	oui
Formes de troisième rang inactives	oui	oui	non
Paquet glissé	non	oui	non
Indices de fonte du pergélisol	oui	oui	oui
Profondeur de la nappe d'eau	Entre 0.2 et 0.5 m	Environ 0.5 m	Environ 0.2 m

Figure 86 *: tableau récapitulatif des caractéristiques principales des transects A, B et C réalisés sur le site du Sletthøi.*

Le **profil C**, qui possède des formes de troisième rang en pleine phase d'activité pour la majorité d'entre elles, s'avère caractéristique d'une reconquête périglaciaire en phase d'expansion : ce transect témoigne d'un stade de transition périglaciaire progressif (***figure 87***), les caractéristiques des formes périglaciaires qui le composent indiquant que la fonte du pergélisol dans ce secteur de la niche de nivation est en cours.

Le **profil A** se distingue des autres parce qu'il fait état de formes périglaciaires de troisième rang caractéristiques de trois degrés d'activité distincts (actif, semi-actif, inactif). Si certains grands cercles de pierres sont parfaitement fonctionnels, d'autres s'avèrent en effet inertes, particulièrement lorsqu'ils sont le plus éloignés du talus de la niche de nivation. Ce profil serait donc caractéristique d'un stade de transition périglaciaire déjà régressif (***figure 87***). La fonctionnalité réduite ou stoppée de certaines des gélistructures concernées serait le signe d'un stade de fonte du pergélisol plus avancé que sur le transect C, par conséquent d'apports plus modestes dans le système hydrologique de ce secteur de la niche de nivation et de paramètres de la couche active moins propices.

L'originalité du **profil B** tient quant à elle à l'absence de grandes formes périglaciaires authentiquement fonctionnelles, contrairement aux deux précédents transects. Elle tient également à

sa rupture de pente en raison d'un paquet glissé dont les paramètres, et particulièrement la texture fermée de la moraine à ce niveau du dépôt au même titre que l'importance de la colonisation lichénique, indiquent par ailleurs qu'il est stabilisé. Les manifestations périglaciaires actives qui caractérisent ce profil appartiennent toutes au deuxième rang, ces formes s'avérant par conséquent en adéquation avec l'altitude. Ce transect témoigne donc d'un état périglaciaire standard (***figure 87***), conforme à l'altitude compte tenu de ses formes périglaciaires actives de deuxième rang. Il caractérise une reconquête périglaciaire achevée, les formes de reconquêtes de troisième rang cédant la place à des formes de deuxième rang fonctionnelles et en rapport avec les étagements standards du massif.

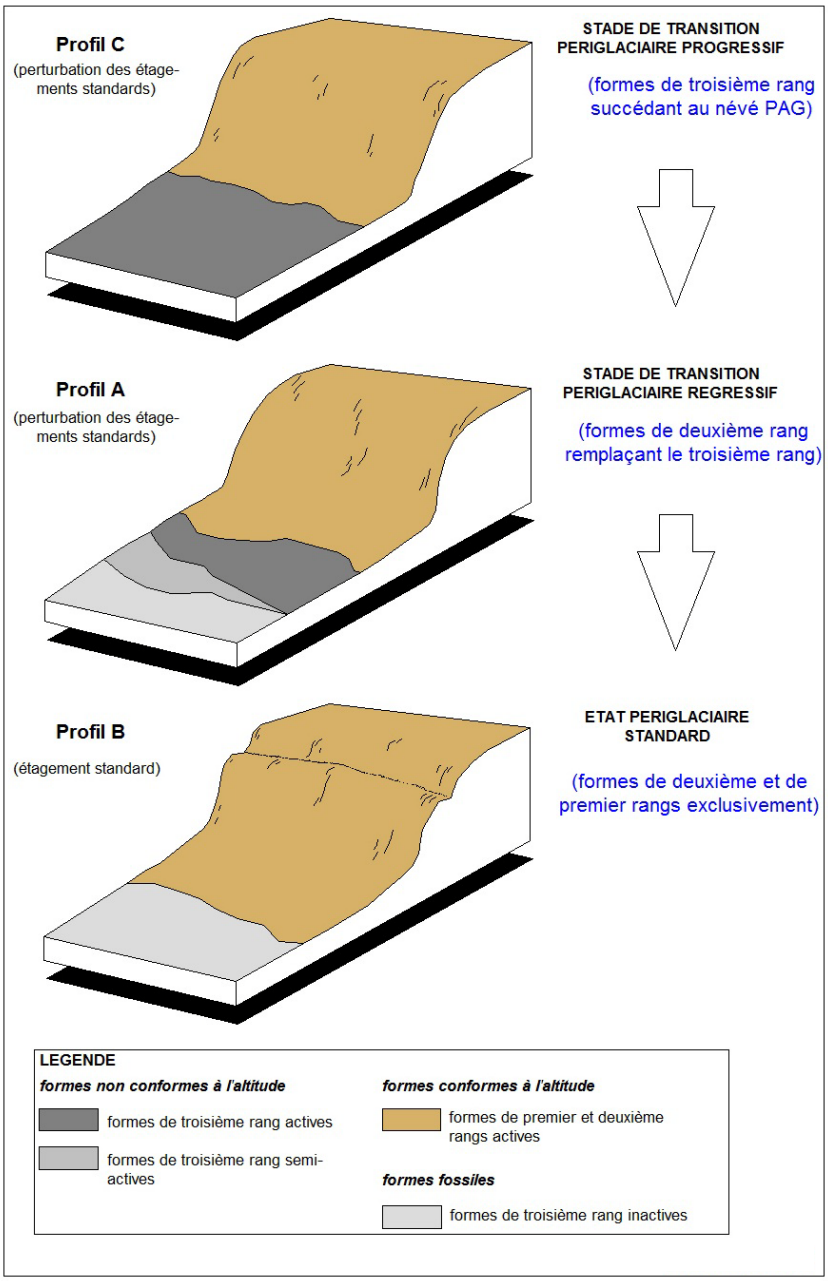


Figure 87 *: schéma de synthèse relatif aux différents stades de reconquête périglaciaire sur le site du Sletthøi.*

L'absence de grandes gélistructures fonctionnelles sur ce profil est à corréler aux caractéristiques de ce secteur de la niche de nivation. Elle appelle deux hypothèses successives :

Le niveau de la nappe ayant été constaté comme plus profond en plusieurs points de ce transect (0.5 m au lieu de 0.2 m en moyenne), une première hypothèse consisterait à attribuer au paquet glissé une modification de la porosité du dépôt, donc un enfoncement de l'écoulement qui se produit désormais en inféroflux. Les conditions hydrologiques actuelles s'en trouveraient modifiées, en tout cas suffisamment pour défavoriser le maintien de figures périglaciaires élaborées fonctionnelles.

La deuxième serait d'envisager une fonte intégrale du pergélisol au niveau du **transect B**. Les paramètres relatifs tant à la couche active qu'aux conditions hydrologiques seraient dans ce contexte moins propices au maintien de dynamiques périglaciaires élaborées, donc de formes de troisième rang actives comme c'est le cas sur les deux autres profils. Le paquet glissé relèverait dans ce cas d'un indice d'une décrépitude achevée du sol gelé en permanence.

Le site du versant du Sletthøi présente en tout cas un exemple concret de reconquête locale par des formes fonctionnelles de troisième rang authentiquement fonctionnelles. Cette dynamique périglaciaire de reconquête témoigne, en fait, de l'irrégularité de l'étage périglaciaire, à l'image de celle, toujours plus évidente dans le paysage, de l'étage glaciaire. Les observations réalisées confirment que le périglaciaire n'est fixe ni dans le temps ni dans l'espace. Les profils réalisés indiquent en outre que différents stades d'évolution peuvent se succéder sur le même site (*stade de transition périglaciaire progressif*, *régressif*, et *état périglaciaire standard*).

Les relevés de terrain illustrent également la manière dont se succèdent les différents types de formes lors d'un tel processus de reconquête. Dans le cas étudié, la durée de vie des formes de troisième rang n'est que provisoire car elles ne correspondent pas à l'altitude. Celles-ci n'apparaissent seulement, et de manière provisoire, qu'au bénéfice de conditions locales extrêmement favorables. Cette reconquête n'est par conséquent qu'une pulsation qui accompagne le rythme de fonte du pergélisol et devient rapidement caduque car elle n'est pas en accord avec les conditions de site.

Par contre, elle est suivie ou accompagnée par un phénomène de reconquête durable orchestrée cette fois par des formes de deuxième rang qui sont, pour le cas étudié, en équilibre avec les conditions de site, ce qui leur confère un caractère moins passager.

L'exemple développé illustre des variations dans les paramètres climatiques puis dans les conditions de site, en associant une déprise glacio-nivale progressive depuis la fin du Petit Age Glaciaire, à une fonte corrélative du pergélisol. Cette décrépitude du pergélisol se rend responsable non seulement d'un apport supplémentaire dans le système hydrologique, mais aussi de variations localisées dans les paramètres de la couche active. Le cas du Sletthøi s'associe donc aux perspectives qu'envisageaient L. King dès 1986, qui suggérait de se pencher sur «*l'étude du changement climatique subrécent et de ses conséquences pour la dynamique du pergélisol (pergélisol relique, cryosols inactifs)*». Il confirme au passage l'importance des conditions de site dans l'analyse morphodynamique et l'étude du système périglaciaire.

La fonte du pergélisol est ici confirmée par une lecture des formes en présence, donc au moyen d'une analyse strictement morphologique. Elle pourrait être complétée non seulement par des mesures de résistivité en plusieurs points de la niche de nivation, mais également par l'étude détaillée d'autres sites qui présentent des caractéristiques similaires : dans les Rondane entre 1 250 et 1 300 m au sud est de Krokåtbekkbotn, un certain nombre de grandes gélistructures fonctionnelles ont également pu être répertoriées. Ces formes ne concordent pas non plus avec l'altitude de la limite inférieure de l'étage périglaciaire sommital fixée à 1 550 m dans ce secteur du massif, et le site concerné se caractérise également par une abondance hydrologique. Ce secteur n'a pas encore fait l'objet de relevés détaillés comme dans le cas du Sletthøi, mais pourrait venir compléter la connaissance des formes de reconquête sur les sites de fonte du pergélisol.

Dans tous les cas, le recours à ces zones de reconquête périglaciaire momentanées pourrait finalement servir à identifier, selon le cas, les zones de pergélisol en cours de déprise. Les formes périglaciaires concernées seraient donc, le cas échéant, un nouveau marqueur des zones de fonte du pergélisol.

L'exemple développé confirme également l'intérêt des niches de nivation dans l'étude des dynamiques de reconquête périglaciaire, intérêt d'autant plus grand que l'exemple exposé se situe à proximité de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel : cette zone est donc la mieux à même d'enregistrer d'éventuelles modifications spatiales de l'étage concerné.

En tout cas, le périglaciaire succède dans l'espace et dans le temps à un autre système morphogénique, glacio-nival dans le cas de la reconquête du site de névé du Sletthøi, glaciaire dans le cas des marges récemment déglacées.

3.3.2. - Le cas des marges déglacées

Les observations réalisées sur le replat en avant du front du glacier du Snöhetta ainsi que sur la zone marginale du glacier du Svånåtindan témoignent, comme au Sletthøi, du caractère provisoire de l'activité des formes de troisième rang : les gélistructures de ce type ont toutes été rangées, sur les sites concernés et d'après leurs caractéristiques propres, dans la catégorie des formes inertes ou d'activité ralentie. Cette remarque souffre néanmoins une nuance, compte tenu du fait que dans les cas évoqués, les formes sont cette fois en adéquation avec l'altitude ce qui n'était pas le cas dans la niche de nivation du Sletthøi.

Les sites de marge glaciaire confirment par conséquent, comme au Sletthøi, le poids des conditions de site dans la durabilité de la reconquête par le troisième rang. L'exigence de ce type de formes vis-à-vis des paramètres hydrologiques et structuraux s'affirme comme fondamentale et commande la durabilité du phénomène de reconquête. Ces paramètres relèvent surtout de la quantité de matériel à trier, de sa granulométrie, de la proportion de fines et de la valeur des gradients et des contrastes de gélivité. L'ensemble de ces facteurs peut évoluer dans le temps, d'autant que le contexte de déglaciation implique un réajustement rapide de ces conditions de site et régit du même coup l'évolution de l'efficacité du gel dans le sol. Parmi ces exigences, la question qui relève de la fonte progressive des lentilles de glace morte mérite d'être soulevée. L'apport hydrologique qui accompagne la fonte de ces stocks de glace a été reconnu en plusieurs endroits comme un facteur important de la dynamique des formes de reconquêtes, particulièrement pour celles qui relèvent d'un phénomène de fluage. On peut émettre l'hypothèse que cette dépendance entre dans l'explication du ralentissement ou de l'arrêt progressif de la fonctionnalité des formes de troisième rang, plus exigeantes de ce point de vue, et que cette évolution de fonctionnalité suit de manière corrélative la progression de la fonte de la glace. Cette hypothèse rejoindrait les constatations faites au Sletthøi, où l'évolution des lentilles de pergélisol commande l'activité des formes du même type.

Ce type de reconquête par des formes de troisième rang n'est par conséquent qu'une pulsation étant donné le réajustement constant des paramètres précités en contexte de départ des glaces. Chronologiquement, elle se produit néanmoins la première compte tenu du fait que les formes évoquées sont actuellement les plus éloignées du front du glacier du Svånåtindan.

3.4. - Des reconquêtes périglaciaires durables par les formes de deuxième rang

Le cas des reconquêtes périglaciaires par des formes de deuxième rang est en revanche à ranger dans la catégorie des phénomènes de reconquête durable. Sur tous les sites examinés et exception faite de la zone amont du glacier du Snöhetta où la reconquête se produit dans un contexte paraglaciaire qui nuit au maintien des formes, le processus de progression du système morphogénique périglaciaire est systématiquement durable pour les formes de deuxième rang. En somme, se sont les formes les moins exigeantes vis-à-vis des conditions de site et du climat qui se maintiennent le plus durablement.

Des observations focalisées sur la mise en évidence de formes périglaciaires récentes ou sub-récentes sur les bordures des glaciers actuels ou abordant cette question, ont été menées en premier lieu en Norvège centrale (Ballantyne et Matthews, 1982, 1983 ; Matthews *et al.*, 1998 ; Haugland, 2004, 2006). En Islande, J. Krüger (1994) a également observé de petits polygones de pierres sur les dépôts de moraine de fond libérés des glaces du Myrdalsjökull depuis 40 ans.

Toutes ces observations confirment l'existence de reconquêtes périglaciaires sur les marges déglacées par des formes périglaciaires initiales mineures qui appartiennent au deuxième rang. Ces reconquêtes prouvent que l'étage périglaciaire accompagne de manière durable le retrait glaciaire ou celui du pergélisol, en effectuant une translation en altitude. Ces remarques n'excluent cependant pas, en fonction des modifications des conditions de site en contexte de déprise glaciaire ou de fonte de pergélisol, un réajustement progressif dans la translation en altitude de l'étage périglaciaire actif par l'apparition à plus ou moins long terme de formes de troisième rang en rapport avec l'altitude. Elles n'excluent pas non plus une reprise de l'activité des formes de ce type qui ont déjà été créées, en fonction de l'évolution des paramètres qui commandent le gel dans le sol.

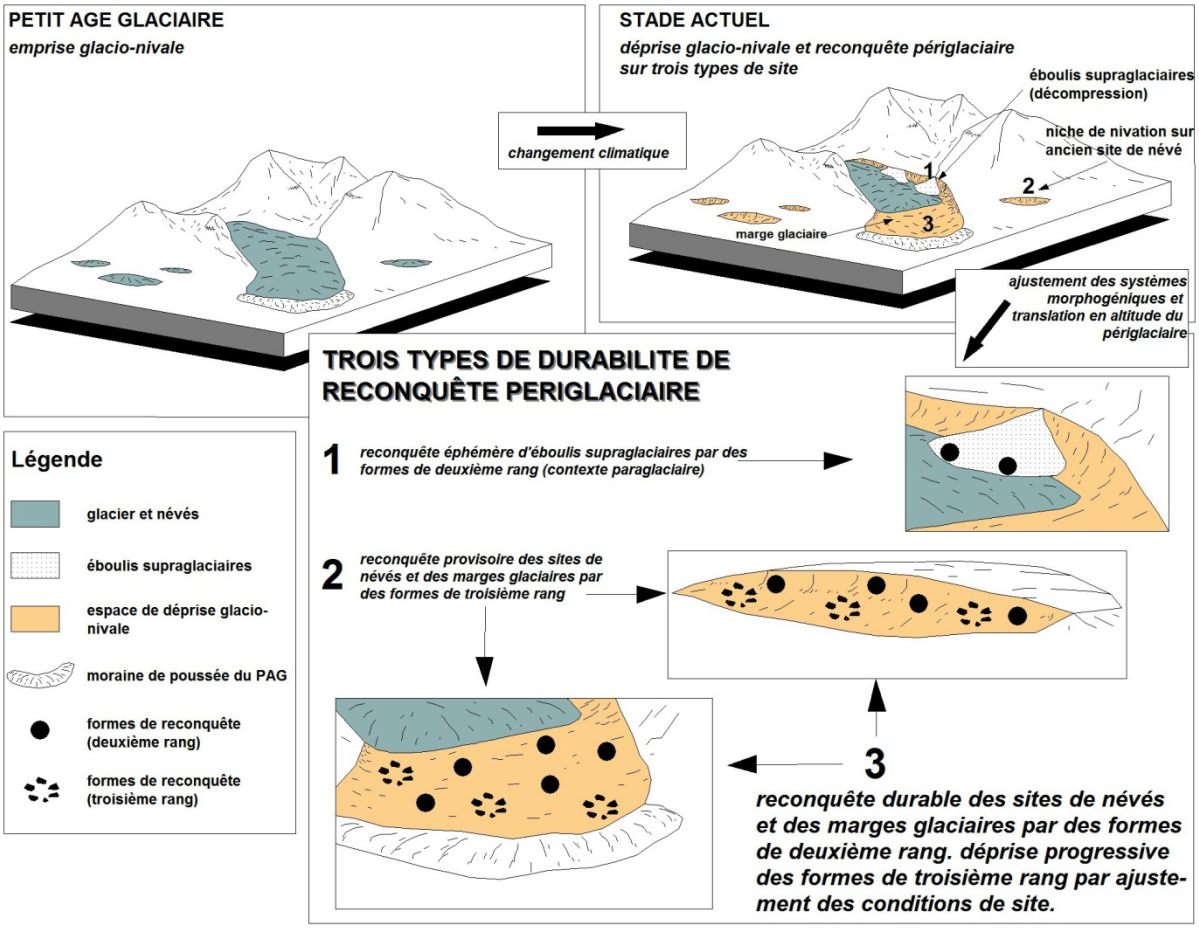


***Figure 88** : schéma de synthèse des reconquêtes périglaciaires.*

***Conclusion** : les observations de terrain réalisées dans le Dovrefjell confirment l'existence de dynamiques de reconquête périglaciaire actuellement à l'œuvre sur les marges déglacées et sur les sites de névé, depuis la fin du Petit Age Glaciaire.*

Ces dynamiques diffèrent principalement en fonction de leur durabilité (figure 88). Leur rôle dans la mobilité des étagements et dans leur translation en altitude au détriment de l'étage glacio-nival doit être interprété selon ce paramètre. Seules les formes de deuxième rang sont actuellement responsables d'une mobilité durable des étagements.

CHAPITRE 5

Les dynamiques de déprise dans l'étage périglaciaire et sur ses marges

Les formes périglaciaires initiales observées sur les marges glaciaires et les sites de névé relevant du Petit Age Glaciaire ont confirmé l'existence de dynamiques actuelles de mobilité de l'étage périglaciaire fonctionnel qui équivalent à une progression des formes en altitude, corrélative du retrait progressif de l'étage glacio-nival. Des dynamiques de déprise, qui leur sont antagonistes, sont également à l'œuvre dans les massifs du Dovre-Rondane, leur portée géomorphologique dans le cadre des étagements morphologiques restant à préciser.

Avant de faire état des observations de terrain réalisées et des enseignements qu'elles fournissent sur cette question, il importe d'établir des critères qui permettent d'identifier et d'évaluer les dynamiques précitées. Cette détermination recourt en fin de compte à une analyse multifactorielle qui a été utilisée sur le terrain pour estimer le caractère récessif des formes périglaciaires.

Dans le Dovre-Rondane, des preuves morphologiques d'une déprise contemporaine sont identifiables à l'intérieur des trois sous-étages périglaciaires au même titre que sur leurs marges. Elles s'appliquent en même temps à plusieurs types de formes, à des degrés divers et selon des modalités qui leur sont propres.

1. - Les indicateurs spécifiques de la déprise périglaciaire

Les indices traitant de la fonctionnalité des formes périglaciaires ont déjà été abordés (chapitre 3, § 1.1.3.). Des indicateurs plus spécifiquement adaptés à la mise en évidence d'un phénomène de déprise, parmi lesquels se distinguent les témoignages de surface des renseignements fournis par les coupes, viennent compléter ces critères de caractérisation. Les questions soulevées par les emboîtements de formes périglaciaires méritent de ce point de vue un traitement à part compte tenu des diverses interprétations auxquelles elles peuvent donner lieu.

Invariablement, évaluer une dynamique de déprise sur le terrain suppose en tout cas de ne retenir que les zones où les conditions de site (granulométrie, conditions hydrologiques et phytogéographiques) ne varient pas de manière significative à l'échelle stationnelle. Afin de pouvoir s'assurer de manière incontestable que les signes de ralentissement dans l'activité d'une forme périglaciaire sont formellement liés aux paramètres climatiques directs ou indirects, les observations qui font état de modifications des paramètres stationnels pour des sites voisins doivent être systématiquement écartées.

1.1. - Les indicateurs de déprise en surface

Les indicateurs de surface apportent des renseignements sur l'existence de mouvements récents en relation avec les effets du gel dans le sol. Ils comprennent des indices d'ordre morphologiques, hydrologiques ou biologiques. Ils sont en tout cas les premiers éléments visibles sur le terrain.

Un certain nombre de renseignements traitant des manifestations périglaciaires dans leurs rapports avec la végétation sont notamment fournit par J.E. Haugland (2006) qui a étudié trois marges glaciaires du massif du Jotunheimen sur plusieurs chronoséquences, notamment à partir de 1750, date généralement admise pour marquer l'avancée glaciaire maximale du Petit Age Glaciaire dans les massifs de Norvège centrale (Bickerton et Matthews, 1993 ; Østrem et Haakensen, 1993 ; Sellier, 2002 Nesje *et al.*, 2008a et b ; Baumann *et al.*, 2009 ; Laute et Beylich, 2012). Sans préciser les espèces concernées mais en se basant sur le taux de couverture végétale, cette étude fait notamment état de l'ampleur de la colonisation végétale pionnière du pourtour des gélistructures tout en soulignant l'insignifiance statistique de celle des centres. Une précédente publication du même auteur, portant toujours sur des espaces déglacés depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Jotunheimen, apporte quelques précisions supplémentaires sur les modalités de la colonisation par la croûte cryptogamique en fonction de l'âge des gélistructures (2004). L'un des intérêts de ce travail est d'illustrer une colonisation qui débute systématiquement par le pourtour des formes et que l'auteur met en rapport avec un ralentissement des mouvements perturbateurs liés au gel : «*Horizonization and increasing bryophytic (organic) crust cover at the borders suggests a decrease in frost disturbance (…). Yet this decrease is at the fine-scale because the center positions contain neither horizonization nor any developmental properties, suggesting a continuation of disturbance*». La

colonisation végétale des figures périglaciaires, spécialement par de la croûte cryptogamique, doit donc être considérée comme un indicateur de déprise des formes en rapport avec la diminution des effets perturbateurs du gel dans le sol.

Dans d'autres milieux froids, les apports de la végétation en tant qu'«*indicateur morphodynamique et chronologique*» ont été auparavant largement démontrés par M.F. André (1990, 1993). Au Spitsberg, l'étude de détail des cortèges floristiques s'avère ainsi révélatrice à la fois de dynamiques violentes et de remaniements mineurs. Plus récemment, les travaux de S. Huc dans les Pyrénées (2008) montrent l'importance de certaines plantes comme marqueurs de dynamiques particulières et mettent en évidence leur intérêt dans l'évaluation du degré de mobilité superficielle des versants d'éboulis. L'article de P. Pech (1991) a également contribué à la connaissance des groupements végétaux dans leurs rapports avec les processus morphogéniques en milieu alpin : il signale par exemple la capacité de *Ranunculus glacialis* à «*s'adapter à des sols soumis à une intense cryoturbation*», et inversement, la qualité de marqueur des secteurs stabilisés attribuable à *Salix herbacea*. P. Pech suggère également la rapidité d'adaptation de la végétation : «*On assiste à une colonisation végétale en année tiède et humide et à une activité cryogénique en année froide peu neigeuse ou à gel précoce et tardif. La dynamique changeante du phytomorphosystème traduit les fluctuations des conditions climatiques*».

Les manifestations périglaciaires actives sont responsables, selon N. Polunin (1967), de «*perturbations persistantes*» vis-à-vis de la végétation. Dans les Rondane, E. Dahl (1956) apporte ainsi des informations sur les rapports entre la végétation et le degré d'activité de la solifluxion : les zones actives se caractérisent par des fragments rocheux déplacés en surface et retournés, en général privés de leur couverture lichénique et ne comprenant que de petits lichens crustacés. L'auteur fournit surtout une précieuse classification des espèces en fonction du degré d'activité de la solifluction (***figure 89***). Il s'agit donc d'un apport essentiel concernant les relations des espèces végétales vis-à-vis de l'activité du gel dans les sols.

Espèces caractéristiques des sols stables	***Espèces dominantes sur sols remués***
Betula nana, Salix lapponum, Vaccinum myrtillus, Vaccinum Uliginosum, Nardus stricta, Lycopodium alpinum, Trientalis europaea, Hylocomium parietinum, Hyloconium splendens, Polytrichum commune, Cladonia alpetris	*Salix herbacea, Carex bigelowii, Carex lachenalii, Deschampsia flexuosa, Juncus trifidus, Luzula confuse, Luzula spicata, Cassiope hypnoides, Gnaphalium supinum, Lycopodium selago, Polygonum viviparum, Anthelia julacea, Cesia concinnata, Cesia coralloides, Cesia varians, Polytrichum norvegicum, Polytrichum piliferum, Webera nutans, Cetraria delisei, Cetraria islandica, Cladonia bellidiflora, Cladonia coccifera, Cladonia crispate, Cladonia ecmocyna, Cladonia gracilis, Solorina crocea, Sereocaulon alpinum, Crocynia neglecta, Ochrolechia frigid, Lecidea Caesioatra*

Figure 89 *: signification morphodynamique de quelques espèces végétales dans les Rondane (d'après E. Dahl, 1956).*

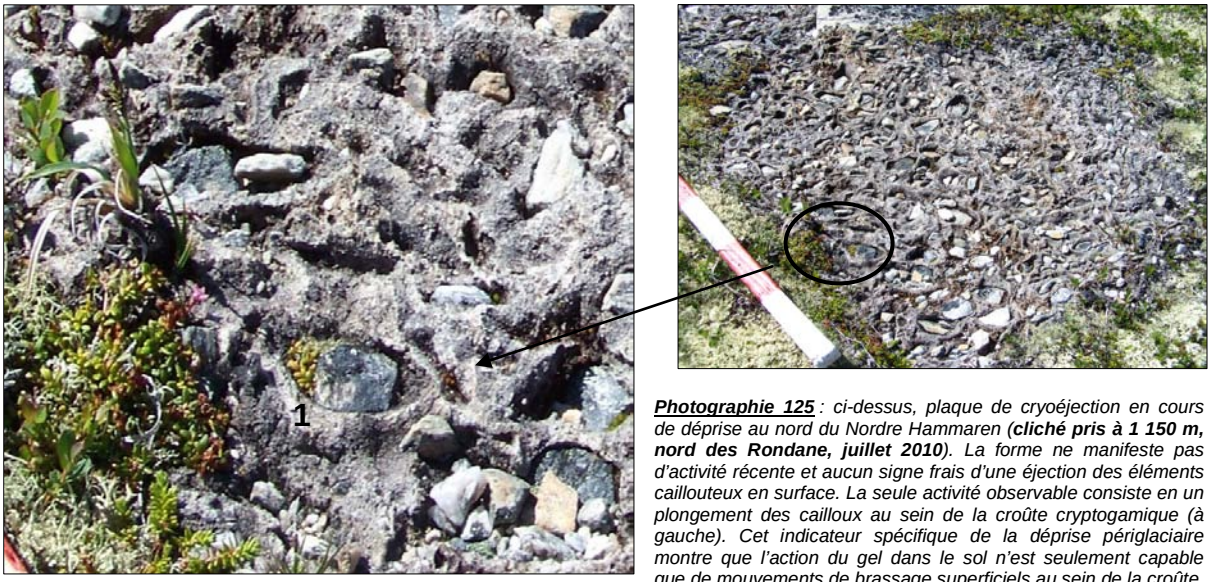
1.1.1. - Les indicateurs morphologiques et hydrologiques

Plusieurs critères de surface, révélateurs de la dynamique périglaciaire, permettent d'évaluer la déprise d'une forme. Le paramètre le plus spécifique de ce phénomène consiste en l'absence d'éjection récente en surface : une forme en cours de déprise ne présente pas de matrice fraîchement mobilisée ni de mouvement des éléments caillouteux vers la périphérie des gélistructures, cette migration des régolites se manifestant d'ordinaire par des cailloux dressés ou en cours de basculement vers l'extérieur d'une forme. Cette remarque vaut également pour les formes de fluage : sur les blocs fluants en cours de déprise, l'activité périglaciaire actuelle ne se manifeste que de manière partielle, comme c'est le cas lorsque ne subsiste qu'un point d'activité alors que le reste du bourrelet est inerte.

Cette absence de mouvement récent causé par le gel au sein d'une forme se détecte également par le plongement superficiel d'éléments quartzitiques dans la croûte cryptogamique (***photographie 125***). Cet indicateur est avant tout le signe d'une absence de mouvements convectifs typiquement périglaciaires suffisamment amples pour éjecter, dresser ou renverser les cailloux. Il indique d'autre part que la seule dynamique ayant affecté la forme au cours de l'année relève d'un brassage modéré de la croûte cryptogamique, sans que celui-ci ne s'accompagne d'un arrachement

des organismes lichéniques et fongiques. Cette mobilité à caractère superficiel tend à fossiliser les éléments caillouteux qui s'enfoncent légèrement dans la matrice, faisant de ce marqueur un signe qui doit être considéré comme spécifique d'une déprise périglaciaire.

Le cas des formes semi-actives apporte un autre type d'indice morphologique de surface. Les plaques de cryoéjection, qui comptent parmi les formes les plus caractéristiques de l'étage périglaciaire intermédiaire, manifestent fréquemment un dédoublement par le centre. Pour les exemplaires concernés, la déprise s'identifie fréquemment par un contraste entre les dynamiques affectant les deux parties de la forme (***photographie 126***). Dans de nombreux cas, seule une partie de la forme est encore le siège de dynamiques périglaciaires actives de type convectif tandis que l'autre présente des signes de déprise, parmi lesquels l'absence d'éjection en surface associée en général à une colonisation végétale des pourtours et à un développement généralisé de la croûte cryptogamique. Ces témoignages d'une activité périglaciaire composite font également partie des indicateurs morphologiques significatifs d'une déprise périglaciaire en surface.



Photographie 125 *: ci-dessus, plaque de cryoéjection en cours de déprise au nord du Nordre Hammaren (**cliché pris à 1 150 m, nord des Rondane, juillet 2010**). La forme ne manifeste pas d'activité récente et aucun signe frais d'une éjection des éléments caillouteux en surface. La seule activité observable consiste en un plongement des cailloux au sein de la croûte cryptogamique (à gauche). Cet indicateur spécifique de la déprise périglaciaire montre que l'action du gel dans le sol n'est seulement capable que de mouvements de brassage superficiels au sein de la croûte. À gauche, **l'agrandissement du cliché 125** montre que le pourtour de certains cailloux est également l'objet d'une colonisation végétale (**1**). La forme concernée se situant à la limite inférieure de l'étage périglaciaire intermédiaire, il s'agit donc d'un exemple de déprise sur les marges de ce sous-étage.*



Photographie 126 *: plaque de cryoéjection dédoublée par son centre, principalement colonisé par Cetraria nivalis et Alectoria Ochroleuca (**cliché pris à 1 250 m d'altitude, sur le Vidalsflye, nord des Rondane, août 2009**).La partie droite de la forme présente des signes de surface d'activité périglaciaire récente comme l'attestent l'éjection des horizons argileux (**1**) et quelques blocs plongeants fonctionnels (**2**). La partie de gauche est inerte, puisqu'elle ne présente aucun signe d'éjection récente et qu'elle comporte une colonisation végétale plus prononcée et une extension généralisée de la croûte cryptogamique. Observée 100 m plus haut en altitude que la limite inférieure de l'étage périglaciaire intermédiaire dans cette partie du massif, cette forme est donc caractéristique d'un phénomène de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire fonctionnel.*

Le taux d'humidité de surface des gélistructures, bien qu'il puisse subir des variations saisonnières, compte également parmi ces indicateurs, l'absence de thixotropie ou de fines humides au sein des formes aidant également à les classer selon leur degré de fonctionnalité récent. L'aspect transversal du centre des gélistructures est aussi un indicateur de l'occurrence de mouvements récents dans le sol : les centres d'aspect convexe caractérisent, en principe, une dynamique efficace du gel dans le sol et caractéristique de mouvements convectifs, à l'inverse des centres déprimés qui sont le signe d'un arrêt ou d'un ralentissement de cette mobilité.

Dans le cas des manifestations périglaciaires issues de dynamiques de fluage authentiques, donc significatives d'un mouvement dans le sens de la pente, des indices secondaires complètent également cette panoplie de marqueurs destinés à évaluer la fonctionnalité d'une forme. Des cas de fossilisations partielles de blocs fluants ont ainsi été relevés et attestent à chaque fois un ralentissement dans le transit des formes vers l'aval-versant (***photographie 127***). Cette fossilisation s'avère alors caractéristique d'un ralentissement des mouvements périglaciaires auxquels la forme doit sa mobilité. Le comblement progressif de la dépression caractéristique située à l'amont des blocs fluants fonctionnels revient au même raisonnement.



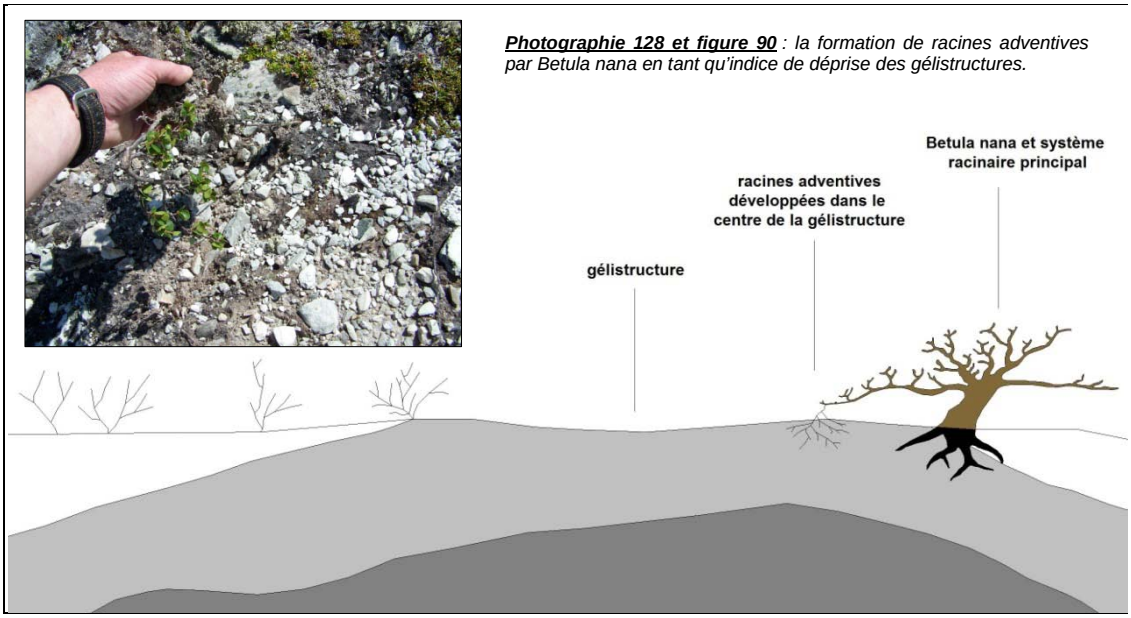
Photographie 127 *: bloc fluant en cours de déprise. La réglette-repère mesure 0.5 m. (**cliché pris à 1 400 m d'altitude, au sud ouest de Rondhalsen, sud des Rondane, août 2011**). Plusieurs indices révèlent ce stade d'évolution : la fossilisation du bloc par une coulée de graviers et sa colonisation par des lichens crustacés (**1**) ; La végétalisation du bourrelet aval (**2**) et des pourtours du bloc (**3**) ; le mouvement de fluage qui se résume à un seul point d'activité sur le bourrelet (**4**).*

1.1.2. - Les indicateurs de type biologique

Les renseignements de premier ordre fournis par la végétation entrent également pour une large part dans l'évaluation de la déprise périglaciaire sur le terrain. Le taux de recouvrement lichénique, déjà évoqué (chapitre 3, § 1.1.3.), permet d'évaluer la mobilité des éléments caillouteux constitutifs d'une forme. La végétalisation des zones de débloublement des gélistructures comptent également parmi les indices de type biologique (***photographie 126***), au même titre que la colonisation végétale des centres y compris par de la croûte cryptogamique.

Parmi les espèces pionnières observées sur le terrain, *Juncus effusus* et *Juncus trifidus*, *Racomitrium sp.*, *Carex bigelowii* et *Betula nana* comptent parmi les plus fréquentes. La présence de *Betula nana* et des réseaux racinaires de surface associés à cet arbuste (***photographie 128***), doit également être interprété comme le signe tangible d'une déprise périglaciaire, en accord avec les observations d'E. Dahl (1956). Les dynamiques de développement des appareils racinaires de cette espèce commune à l'étage périglaciaire fonctionnel entre 1 000 et 1 350 m (Sellier, 2002) sont un autre indice spécifique de déprise périglaciaire, l'arbuste ayant la capacité de développer, à des fins d'ancrage, dans un but nutritionnel ou colonisateur, des racines adventives puis des stolons à partir de branches établies au ras du sol (Polunin, 1967 ; Gjærevoll et Jørgensen, 2005) à la manière d'autres végétaux des milieux arctiques (André, 1993). Ce phénomène, lorsqu'il affecte le centre d'une forme, est un révélateur commun du ralentissement ou de l'arrêt des mouvements du gel dans le sol, donc d'un phénomène de déprise (***figure 90***). L'extension en altitude de cette espèce autorise en

outre une utilisation commode en tant que marqueur de récession périglaciaire. S. Jonasson (1986) a effectué des observations similaires en Suède et rapporte la disparition de *Betula nana* et de *Vaccinium uliginosum* sur les sols instables ou perturbés. Son étude précise que la végétation des sols soumis aux effets du gel est contrôlée par les effets perturbateurs du soulèvement du sol dans les parties inférieures de la plante et par une variation dans son apport nutritionnel ; la végétation passe d'une dominance de plantes à rhizomes (graminées) et d'arbustes (*Betula nana* et saules) sur sols stables, à une dominance de plantes fibreuses pérennes sur sols fortement perturbés.



Photographie 128 et figure 90 *: la formation de racines adventives par Betula nana en tant qu'indice de déprise des gélistructures.*

La colonisation du périmètre d'une forme par des anneaux de végétation compte sans doute parmi les signes de déprise les plus révélateurs sur le terrain. Une gélistructure dont l'activité est stoppée ou ralentie comporte la plupart du temps une couronne de végétation plus ou moins continue (***photographie 129***), dont la composition fournit des marqueurs biologiques spécifiques de la déprise périglaciaire. *Empetrum hermaphroditum* (***photographie 130***) et *Vaccinium uliginosum* (***photographie 131***), qui entrent majoritairement dans la composition de ces couronnes, sont par conséquent les premières plantes à coloniser le périmètre d'une forme en cours de déprise et peuvent servir de ce fait comme marqueurs spécifiques de récession périglaciaire et de ralentissement des mouvements liés au gel dans le sol. Leur tranche altitudinale de répartition s'étendrait de 1 100-1 450 m pour *Empetrum hermaphroditum* et de 1 150-1 600 m dans le cas de *Vaccinium uliginosum* (Dahl 1956 ; Sellier, 2002). Les observations de terrain attestent en effet leur raréfaction à partir de 1 300-1 350 m, *Empetrum hermaphroditum* ayant été remarqué jusqu'à 1 550 m au Vidjedalsbotn, de rares spécimens de *Vaccinium uliginosum* subsistant effectivement jusqu'à 1 600 m dans le même secteur. Ces deux plantes peuvent par conséquent être utilisés comme marqueurs jusqu'à 1 550 m, si tant est qu'ils conservent à cette altitude des capacités colonisatrices identiques. Le long des versants stabilisés, la qualité de plante pionnière de *Vaccinium uliginosum* a en outre été reconnue dans d'autres contextes de type alpin (Koizumi, 1980).

Le niveau de développement de la croûte cryptogamique est également un révélateur sensible du degré de déprise d'une forme compte tenu de sa forte dépendance vis-à-vis des paramètres du sol. Composée essentiellement de lichens, d'algues, de mousses, de cyanobactéries et d'organismes microfongiques (Peterson, 2001 ; Allen, 2010 ; Belnap *et al*., 2012), son extension et son degré de développement ont d'une part été reconnus comme des paramètres essentiels vis-à-vis de la stabilité des sols, de l'érosion, du ruissellement et de l'infiltration de l'eau (Peterson, 2001 ; Belnap *et al*., 2012). Mais surtout, se sont les sols les plus stables et composés des éléments les plus fins qui supportent les couvertures cryptogamiques les plus étendues et les plus riches en espèces, la composition de la croûte cryptogamique étant à ce titre un indicateur satisfaisant de l'histoire écologique du site qui l'accueille (Peterson, 2001). L'extension de la croûte cryptogamique est pour toutes ces raisons un excellent marqueur pour enregistrer les dynamiques de déprise périglaciaires,

bien qu'elle soit influencée en principe par les conditions topoclimatiques, donc par l'exposition, l'altitude et le développement de la couverture neigeuse annuelle (Peterson, 2001).







Photographies 129, 130 et 131 *: la colonisation discontinue des pourtours d'une forme périglaciaire (**1**), à laquelle s'ajoute une colonisation interne (**2**), sont deux signes qui attestent du phénomène de déprise. La réglette-repère mesure 0.5 m. (**photographie 129, prise à 1 250 m d'altitude, au nord de Rondvatnet, sud des Rondane, août 2011**). Les plantes composant ces couronnes (**photographie 130** : Empetrum hermaphroditum. **Photographie 131** : Vaccinium uliginosum et lichens fruticuleux) sont des indicateurs spécifiques de déprise périglaciaire étant donné qu'elles sont les espèces pionnières du pourtour des formes.*

1.2. - Les indicateurs de déprise en profondeur (coupes)

Aux marqueurs de surface s'ajoutent des indicateurs de la déprise périglaciaire en profondeur. Leur appréciation suppose par conséquent la réalisation de coupes en travers des gélistructures ou en travers des bourrelets matriciels dans le cas des formes de fluage.

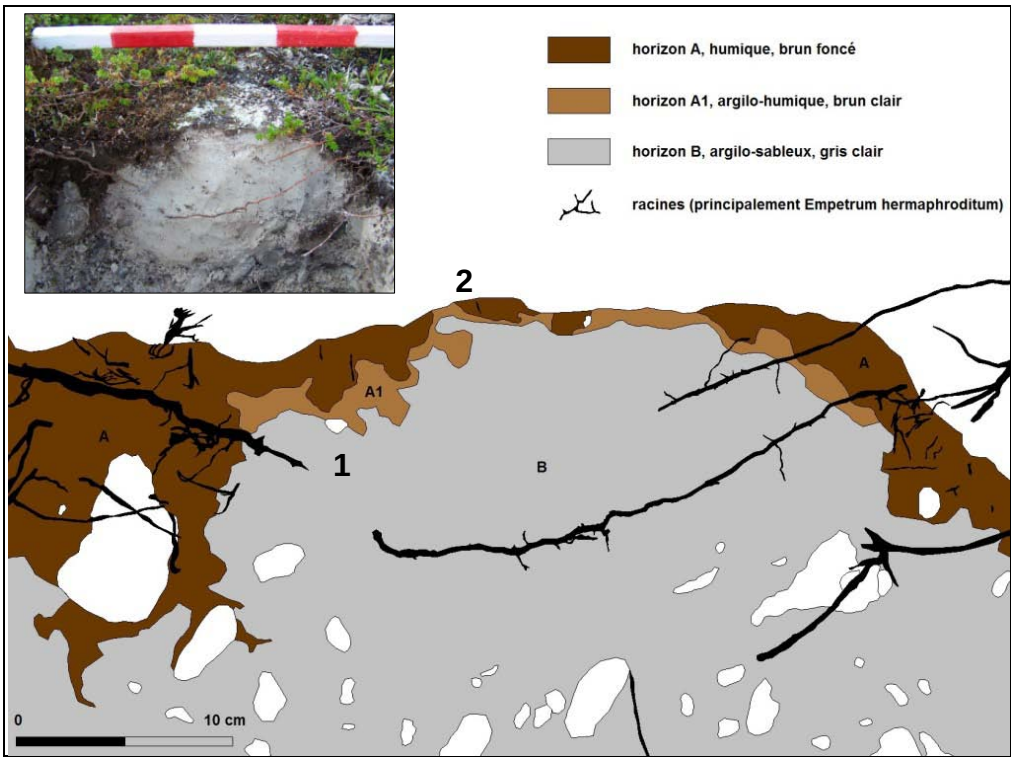
1.2.1. - Les indicateurs hydrologiques

La faiblesse du taux d'humidité en profondeur compte parmi les signes d'inactivité les plus patents. Un sol sec n'est pas apte à exprimer les mouvements différentiels liés au gel, au même titre qu'il n'offre pas la possibilité aux gradients et aux contrastes de gélivité de s'exprimer.

Les formes dont l'activité est indéniable se manifestent en principe par des sols gorgés d'eau en été. Lors de la réalisation des coupes, la nappe d'eau se rencontre très fréquemment à faible profondeur sous les gélistructures et stagne à moins de 50 cm sur le toit du pergélisol. Une forme parfaitement fonctionnelle manifeste dans certain cas une tendance à l'affaissement lors de la réalisation des coupes, en raison du phénomène de dégorgement rapide qui accompagne cette opération et probablement en raison des lentilles de glaces résiduelles.

1.2.2. - Les indicateurs de type biologique

Les coupes permettent également d'évaluer l'aspect quantitatif et qualitatif du développement des systèmes racinaires en profondeur. Une extension généralisée des rhizomes en travers des gélistructures doit être considéré comme le signe tangible d'un fonctionnement ralenti ou stoppé des dynamiques périglaciaires, ce développement des racines ne pouvant avoir lieu que si les mouvements convectifs concernés n'y opposent plus d'entrave (***photographie 132*** et ***figure 91***).



Photographie 132 et figure 91 *: coupe en travers d'un ostiole inactif. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***(cliché et coupe réalisés au sud ouest du refuge de Dørålseter, à 1 090 m d'altitude, juillet 2011, nord des Rondane****). Les racines ont été préservées lors de la réalisation de la coupe, dans la mesure du possible. La racine centrale* ***(1)*** *traverse la forme de part en part au niveau de l'horizon B qui était le plus gélif. Un réseau racinaire de surface* ***(2)****, non représentable ici étant donné sa minceur (2 mm d'épaisseur), se met en place sur le centre de la forme au même titre que la croûte cryptogamique* ***(2)****.*

L'extension des racines au sein d'une forme active n'affecte les horizons gélifs que dans de très faibles proportions et se cantonne par conséquent davantage sur la périphérie. Les systèmes

racinaires observés dans les formes fonctionnelles sont constitués de réseaux secondaires de très faible diamètre, en même temps qu'ils présentent des racines sectionnées par le gel et les soulèvements différentiels qui lui sont liés. Dans certains cas, des racines ou des branches sectionnées par le mouvement d'une forme de fluage est un indice qui peut venir s'ajouter aux signes révélateurs de sa fonctionnalité (***photographie 133***).



Photographie 133 *: branche inférieure de Betula nana sectionnée par le mouvement de fluage d'un bloc fluant. La réglette-repère mesure 0.5 m. Les deux extrémités de la branche sectionnée on été enveloppées dans du papier aluminium afin de mieux les visualiser sur le cliché. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Photographie prise à 1 210 m d'altitude au nord ouest du refuge de Dørålseter (nord des Rondane, juillet 2011)****.*

1.3. - Les questions soulevées par les emboîtements de formes

Dans certaines circonstances, les emboîtements de formes peuvent également servir à identifier des cas de déprise périglaciaire et de mobilité des étagements. L'utilisation de cette méthode suppose des conditions particulières et repose sur l'identification de formes de rang inférieur parfaitement fonctionnelles (1er ou 2e rang), établies au sein de formes d'accueil de nature plus élaborée mais partiellement ou totalement inertes (2e ou 3e rang selon le cas). Elle ne peut donc s'appliquer que dans le cas où des formes caractéristiques de l'étage périglaciaire intermédiaire ou supérieur sont colonisées par des manifestations périglaciaires de rang inférieur (***figure 92***). Elle ne vaut donc pas pour l'évaluation des cas de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire inférieur.

Cette dynamique de colonisation par des formes périglaciaires mineures est à chaque fois facilitée par les conditions particulières au sein de la forme d'accueil : la forme hôte ayant déjà été affectée soit par un triage plus ou moins prononcé des régolites dans le cas d'une dynamique d'éjection (éléments caillouteux/fines), soit par un brassage suivi d'un étalement dans le sens de la pente lorsqu'il s'agit d'une dynamique périglaciaire de fluage, les dynamiques périglaciaires colonisatrices trouvent là des conditions favorables qui facilitent leur expression morphologique.

Les observations réalisées dans le Dovre-Rondane font état de multiples cas d'emboîtement de formes périglaciaires, de signification cependant inégale pour ce qui relève de la détection de phénomènes de déprise (***figure 93***). Dans la plupart des cas, ces emboîtements sont à considérer comme parfaitement normaux étant donné qu'ils mettent en jeu des cohabitations classiques commandées par le type de dynamique périglaciaire : les blocs fluants et plongeants, parce qu'ils sont couramment observés au sein des formes de triage ou de fluage, ne peuvent donc pas servir de marqueurs de la déprise périglaciaire.

Forme d'accueil / Forme colonisatrice	Formes de 2ème rang (étage périglaciaire intermédiaire)		Formes de 3ème rang (étage périglaciaire supérieur)	
	observation	***mobilité des étagements***	***observation***	***mobilité des étagements***
Formes de 1er rang	oui	déprise de l'étage intermédiaire et translation en altitude de l'étage périglaciaire inférieur	oui	déprise de l'étage supérieur et translation en altitude des étages précédents
Formes de 2e rang	oui	non	oui	déprise de l'étage supérieur et translation en altitude de l'étage intermédiaire
Formes de 3e rang	-	-	oui	non

Figure 92 *: signification des différents cas d'emboîtements de formes observés dans un contexte de mobilité des étagements.*



Photographie 134 ***(ci-contre)*** *: plaque de cryoéjection dont le stade de déprise est attesté par une activité qui ne se manifeste plus que par points au centre de la forme (**gros plan ci-dessous**), les zones inactives étant recouvertes de croûte cryptogamique (**cliché pris à 1 240 m d'altitude, Vidjedalsflye, nord des Rondane, juin 2008**).*



Les indicateurs les plus fiables concernent systématiquement les gélistructures caractéristiques de l'étage périglaciaire inférieur (ostioles) ou intermédiaire (petits cercles et polygones de pierres), lorsqu'elles sont identifiées au sein de formes de rang supérieur (2e ou 3e rang selon le cas). Les ostioles, observés au sein de gélistructures de 2e ou de 3e rang, sont notamment le signe d'une activité résiduelle des formes d'accueil qui ne subsiste que par points d'activité (***photographie 134***). Ils sont à considérer, dans ce cas de figure, soit comme des marqueurs révélateurs d'une décroissance de l'activité de la forme mère, donc d'un processus de déprise authentique, soit comme

des marqueurs d'une réactivation partielle de la forme concernée. La signification des petits cercles ou polygones de pierres est identique lorsque ceux-ci sont établis au sein de gélistructures de plus grandes dimensions (***photographie 135***).

forme colonisatrice \ forme mère		Formes de deuxième rang			Formes de troisième rang			
		petit cercle de pierres ou polygone	*petite plaque de cryoéjection*	*petit lobe de gélifluxion*	*grand cercle de pierres ou polygone*	*grande plaque de cryoéjection*	*grand ostiole*	*grand lobe de gélifluxion*
Formes de premier rang	*ostiole (point d'activité)*							
	bloc fluant							
	bloc plongeant							
	terrassette de gélifluxion							
Formes de deuxième rang	*petit sol strié*							
	petit lobe de gélifluxion							
	petit polygone ou cercle de pierres							
	petite plaque de cryoéjection							

	cas de déprise de la forme mère
	emboîtement de forme normal
	emboîtement de forme jamais observé
	cas impossible (dynamiques contradictoires)

Figure 93 *: interprétation des différents cas possibles d'emboîtements de formes observés dans le Dovre-Rondane.* ***Remarque*** *: les formes de troisième rang étant les plus élaborées des secteurs de recherche, elles ne peuvent pas être employées pour évaluer les cas de déprise. Elles ne sont donc pas représentées ici en tant que formes colonisatrices.*

Sur le terrain, établir la distinction entre processus de déprise authentiques et dynamiques de réactivation d'une forme demeure néanmoins une entreprise d'autant plus malaisée qu'elle aboutit à des significations opposées, l'une étant significative d'une récession de l'étage périglaciaire, l'autre devant être interprétée comme le signe d'une tendance inverse. S'assurer d'une dynamique de déprise requiert par conséquent une analyse systématiquement multifactorielle qui prend en compte l'ensemble des indices de déprise recueillis sur le terrain.

La recherche de dynamiques de déprise au sein de l'étage périglaciaire doit en outre recourir aux changements d'échelle. L'analyse d'une forme doit nécessairement être replacée dans un contexte plus général à l'échelle de son site d'accueil et l'interprétation doit tenir le plus grand compte des éléments recueillis sur les formes qui cohabitent entre elles sur le terrain (***figure 94***). Le croisement des données relatives à l'activité des manifestations périglaciaires sur un même site aboutit à évaluer l'ampleur de la dynamique de déprise, en écartant éventuellement les formes qui réagissent à des variations minimes dans les conditions caractéristiques d'un site.



Photographie 135 *: petit cercle de pierres (**1**) et petit polygone actif (**2**) colonisant un grand polygone de pierres en cours de déprise, comme l'indique le taux de recouvrement lichénique des blocs les plus volumineux et inertes (**cliché pris à 1 280 m d'altitude, à la base du versant du Sletthøi, Dovrefjell, juillet 2010**). La réglette-repère mesure 0.5 m.*

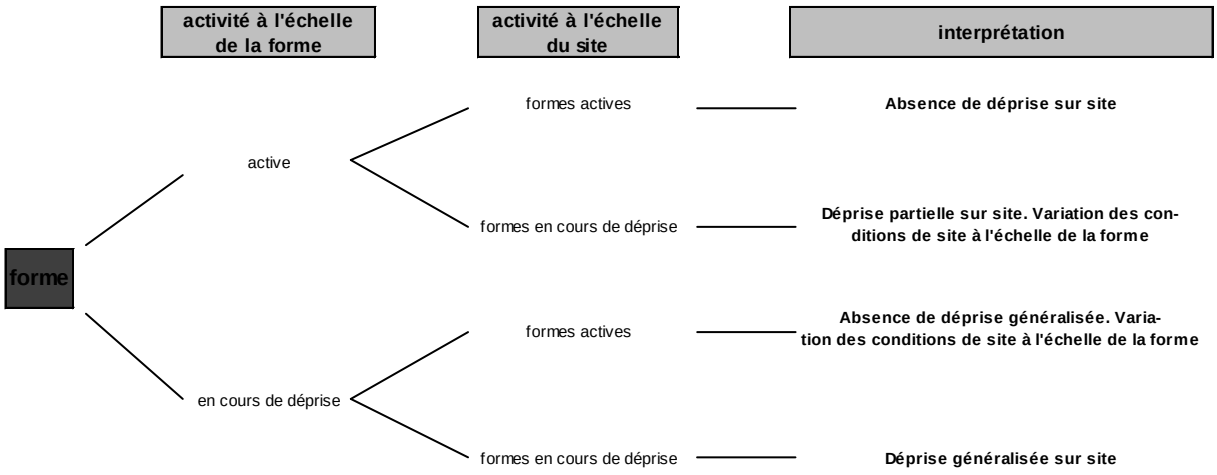


Figure 94 *: l'importance des changements d'échelle pour la détection de la déprise périglaciaire.*

Conclusion : les marqueurs de la déprise périglaciaire dans le Dovre-Rondane sont multiples et mettent en jeu des indices, parfois spécifiques et la plupart du temps locaux, qui sont à la fois de nature morphologique, hydrologique, ou biologique. À l'échelle de la forme, l'évaluation d'un processus de déprise authentique suppose néanmoins de recueillir un certain nombre d'indices selon une analyse multicritères. À l'échelle du site, elle implique l'observation de groupements de formes aux tendances similaires. L'interprétation du phénomène de déprise suppose par conséquent d'appliquer la méthode des changements d'échelle.

2. - Les manifestations de la déprise périglaciaire à l'intérieur de l'étage périglaciaire fonctionnel et sur ses marges

Les cas de déprise périglaciaire dans le Dovre-Rondane sont fréquents, aussi bien aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire qu'à l'intérieur de l'ensemble de l'étage proprement dit. S'ils concernent en principe tous les types de formes, certaines d'entre elles enregistrent mieux la déprise que d'autres et les témoignages de déclin de l'activité périglaciaire s'avèrent en général plus commodes à identifier au sein des gélistructures les moins élaborées (ostioles, plaques de cryoéjection). Les figures périglaciaires à triage plus intense (cercles et polygones de pierres) constituent également, quoique dans une moindre mesure, de bons jalons des dynamiques de déprise. C'est également le cas de certaines formes de fluage, ce qui est particulièrement vrai pour les blocs fluants.

La majeure partie des renseignements concernant les dynamiques de déprise à l'intérieur des sous-étages inférieur et moyen a été recueillie dans les Rondane. Dans le Dovrefjell, les observations se sont limitées aux zones d'accès autorisé, compte tenu des interdictions hebdomadaires relatives au nettoyage de l'ancien champ de tir militaire.

2.1. - les manifestations de la déprise périglaciaire aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel et à l'intérieur de l'étage inférieur : le cas des ostioles

Étudier les manifestations de la déprise périglaciaire à la limite inférieure de l'étage concerné est d'un intérêt renforcé par la signification géographique de cette limite, véritable césure entre milieu tempéré et milieu froid. C'est à cette altitude qu'apparaissent les premières manifestations morphologiques actives authentiquement induites par les effets du gel dans le sol et dans les roches.

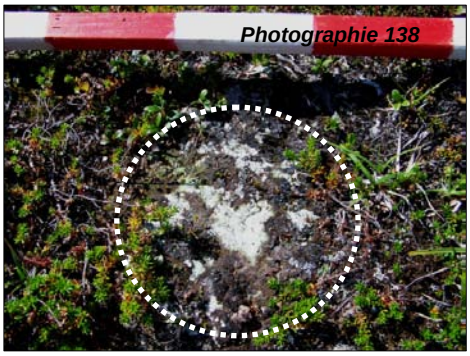


ostiole actif

ostiole en voie d'abandon



ostiole fossile



Photographies 136 à 138 *: stade d'évolution d'ostioles aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel. La* ***photographie 136*** *présente un ostiole parfaitement fonctionnel, dont seul le pourtour* ***(1)*** *est colonisé par de la croûte cryptogamique. Les mouvements du gel dans le sol sont généralisés et affectent l'essentiel du centre de la forme. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***(cliché pris à 1 130 m, au nord est de Spranghaugen, sud du massif des Rondane, juillet 2010)****. La* ***photographie 137*** *relève du stade d'évolution suivant, par conséquent d'un phénomène de déprise en cours de progression, manifesté par un pourtour en voie de colonisation par Empetrum hermaphroditum et Vaccinium uliginosum et par une activité périglaciaire restreinte* ***(2)*** *à un seul point d'activité (****cliché pris à 1 090 m, Dovrefjell, août 2009)****. La* ***photographie 138*** *illustre le stade ultime d'évolution, par conséquent un ostiole fossile, complètement colonisé sur son pourtour par Empetrum hermaphroditum et en son centre par la croûte cryptogamique. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***(cliché pris à 1 090 m, sud ouest du refuge de Dørålseter, nord des Rondane, juillet 2011****).*

Les marqueurs utilisés pour déterminer l'altitude de cette limite comptent d'une part parmi les formes les plus sensibles au climat en raison du faible niveau d'exigence vis-à-vis des conditions périglaciaires qui leur confère un statut de formes initiales d'un point de vue géographique. Les formes concernées s'expriment dans le relief dès que les conditions climatiques périglaciaires atteignent l'intensité requise. Par leur sensibilité, elles sont donc en principe les premières à répondre à une modification des conditions climatiques et notamment à un radoucissement des paramètres thermiques, du moins si l'on se rang à l'avis de O. Humlum (2008) qui estime que les formes les plus grandes et les plus résistantes ont un temps de réponse plus long : «*the larger or more resistant a landform, the longer, in general, it takes to adjust to a change in climate*». Mais surtout, c'est aux abords de cette limite, reconnue pour sa qualité d'interface entre deux étages morphogéniques fondamentaux, que sont susceptibles de se manifester ces premières modifications des données climatiques. La limite inférieure de l'étage périglaciaire est donc un lieu privilégié pour observer et mesurer les conséquences morphologiques des fluctuations climatiques contemporaines.

Aux abords de la limite inférieure, les ostioles fournissent des renseignements de premier ordre sur la déprise périglaciaire dont ils constituent les marqueurs qui comptent sans doute parmi les plus patents, les plus commodes à analyser, en même temps que les plus fréquents. La plupart du temps, les ostioles en cours de déprise présentent un pourtour en voie de colonisation par *Empetrum hermaphroditum* associé ou non avec *Vaccinium uliginosum*, qui sont les deux marqueurs biologiques identifiés comme spécifiques du phénomène recherché (***photographie 137***). L'activité périglaciaire actuelle au sein de ces formes est incomplète et ne se manifeste que par des points d'activité (***photographie 137***). Il s'agit par conséquent d'une activité résiduelle. Les observations font également état de nombreux cas d'ostioles inertes, totalement colonisés sur leur pourtour par les marqueurs biologiques spécifiques ainsi qu'en leur centre par de la croûte cryptogamique (**photographie 138**). Les trois stades d'évolution (forme active, forme en cours de déprise, forme inerte) cohabitent généralement sur le terrain au sein de l'étage inférieur (***photographies 136*** à ***138***), les sites comprenant ce genre de manifestations de déclin périglaciaire demeurant malgré tout peu fréquents au-delà de 1 200 m. Cette répartition n'enlève pas aux ostioles leur qualité d'excellents jalons de la déprise périglaciaire aux niveaux les plus bas de l'étage morphologique étudié, ces formes étant en outre d'un intérêt renforcé par leur fréquence élevée sur le terrain.

À proximité de la limite inférieure, d'autres formes de premier rang manifestent également des signes de déprise, comme c'est le cas des petits blocs fluants et des terrassettes de gélifluxion. Les blocs fluants dont l'activité décline présentent systématiquement un bourrelet aval colonisé à divers degrés par la végétation et la croûte cryptogamique. Le mouvement de fluage n'est plus généralisé mais limité à quelques points d'éjection situé sur la partie supérieure du bourrelet. Le phénomène de déprise se détecte également par le comblement progressif des dépressions situées à l'amont des blocs et qui comptent parmi leurs critères de définition. Les terrassettes de gélifluxion, qui s'avèrent aussi des marqueurs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, se signalent lors des coupes par un réseau racinaire développé lorsqu'elles sont affectées par une dynamique de récession. Cette extension des racines en profondeur compte parmi les signes les plus éloquents d'un ralentissement ou d'un arrêt dans les dynamiques liées au gel dans le sol.

2.2. - Les manifestations de la déprise périglaciaire à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire et sur ses marges

Les expressions morphologiques de la déprise périglaciaire à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire apparaissent sans doute plus distinctement qu'ailleurs étant donné leur fréquence et la richesse de cet étage en formes périglaciaires de tous types. Si elles en affectent les formes spécifiques, les dynamiques de déprise concernent cependant des formes de rang moindre, donc caractéristiques de l'étage périglaciaire inférieur. Ces cas de déprise exprimés par des formes de premier rang au sein de l'étage moyen comptent sans nul doute parmi les témoignages les plus démonstratifs de la dynamique de récession recherchée. À un étage où les conditions climatiques sont en principe satisfaisantes pour ces formes qui apparaissent aux altitudes les plus basses, ce cas de figure donne la mesure de l'impact des processus de déprise en cours.

2.2.1. - Le déclin des formes de premier rang à l'intérieur de l'étage périglaciaire moyen et à proximité de sa limite inférieure (1 150 m - 1 260 m)

Les formes caractéristiques de l'étage périglaciaire inférieur apportent les premiers témoignages des dynamiques de déprise en cours dans les Rondane. Leur prise en compte devient un argument de poids en raison de la faible exigence de ce type de formes vis-à-vis des conditions climatiques. À l'intérieur de l'étage intermédiaire, les processus de récession affectent notamment la

dynamique des ostioles, des petits sols striés (***photographie 140***), des terrassettes de gélifluxion et des petits blocs fluants (***photographie 139***), selon des modalités analogues aux phénomènes en cours aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire au même titre qu'à l'intérieur de l'étage périglaciaire inférieur.



Photographie 139 ***(ci-contre)*** *: petits sols striés affectés par une dynamique de déprise. Plusieurs indices aident à ranger cette forme dans la catégorie des formes en cours de déclin, comme la présence des deux marqueurs végétaux Empetrum hermaphroditum et Vaccinium uliginosum au même titre que des branches de Betula nana. Les mouvements liés au gel dans le sol ne sont par ailleurs pas généralisés mais cantonnés à quelques points d'activité sur les sillons. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 290 m, au nord est du refuge de Rondvassbu au sud des Rondane, en août 2011****.*



Photographie 140 ***(ci-contre)*** *: petit bloc fluant en cours de déprise, comme l'indique la colonisation végétale du bourrelet par de la croûte cryptogamique et quelques lichens, et celle de ses bordures par Empetrum hermaphroditum, Vaccinium uliginosum, Betula nana, Cetraria nivalis et Alectoria ochroleuca. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 240 m, au nord est du refuge de Rondvassbu au sud des Rondane, en août 2011****.*

Les relevés effectués dans un vallon périglaciaire au nord est du refuge de Rondvassbu mettent de surcroît en évidence le rôle joué par les plaques de neige dans le maintien des formes d'expression mineure (***figure 95***) : à 1 240 m, par conséquent à la limite entre l'étage périglaciaire inférieur et intermédiaire dans cette partie du massif, les seules formes fonctionnelles consistent en de petits blocs fluants dont l'activité est soutenue par une dynamique cryonivale, les processus de fluage étant favorisés en ubac par le maintien plus tardif de la couverture neigeuse annuelle.

Le terme «*cryonival*» a été proposé la première fois par G. Baeckeroot en 1952 pour désigner, comme le rappelle D. Mercier (2010), «*les phénomènes se produisant indépendamment de la présence d'un glacier*». Pour J.P. Tihay (1973), le cryonival désigne «*l'ensemble des phénomènes liés à l'action du froid et de la neige dans les milieux montagnards méditerranéens*». Le terme s'applique en effets à des processus liés aux alternances gel/dégel, où la neige fournit les apports hydrologiques, comme le rappellent C. Embleton et C.A.M. King (1975) : «*Cryonival indicates conditions in which freeze-thaw is dominant and snow melt provides the water*».

Les autres formes en présence, qui consistent essentiellement en de petits ostioles, sont majoritairement inertes où affectées par un processus de décrépitude dont l'ampleur de la colonisation végétale, l'absence de matrice fraîchement remuée au sein des formes et l'extension généralisée de

la croûte cryptogamique, permettent d'évaluer l'état d'avancement. Ces observations, relatives à la difficulté de maintien de formes modérément exigeantes à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire ou à proximité de sa limite inférieure, renforce l'argumentation en faveur de dynamiques de déprise en cours dans ce sous-étage. En tant que tel, le type de processus actuellement dominant renseigne également sur la déprise actuelle, les dynamiques de type cryonival prenant le pas sur des mouvements périglaciaires authentiques en principe efficaces à cette altitude.

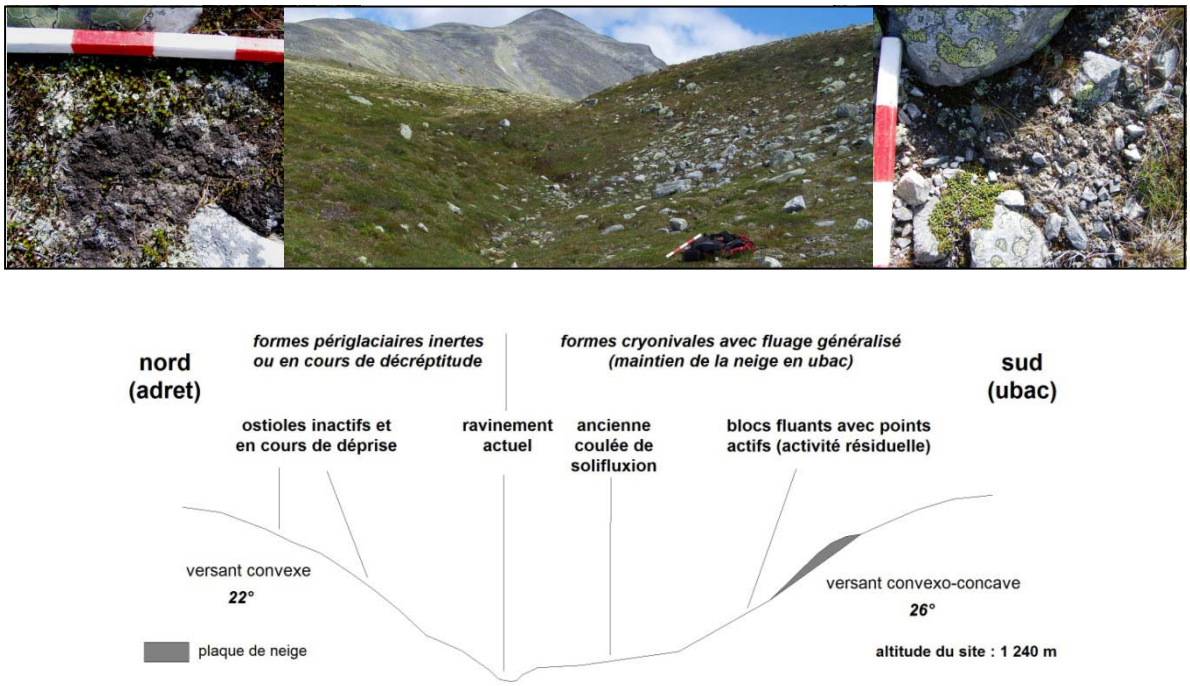


Figure 95 et photographies associées *: Vallon périglaciaire (**au centre**) à **1 240 m d'altitude (étage périglaciaire intermédiaire) au nord est du refuge de Rondvassbu (sud des Rondane)**. Le vallon est caractérisé par une forte dissymétrie dans la fonctionnalité des formes de premier rang, qui tient notamment à la répartition des plaques de neige selon l'exposition. Les seules formes fonctionnelles sont à rapporter à des blocs fluants de type cryonival (**à droite**) étant donné que leur dynamique de fluage est commandée par la fonte du manteau neigeux annuel. Ce mouvement de fluage facilite l'apparition d'ostioles (points d'activité) sur le bourrelet situé à l'aval des blocs concernés. Les autres formes recensées dans ce secteur sont des formes de premier rang inactives ou en cours de décrépitude, notamment des ostioles (**à gauche**). Cette dynamique de déprise périglaciaire est à mettre sur le compte des seules conditions climatiques locales, étant donné que les autres paramètres (granulométrie du matériel, taux d'humidité du sol, taux de recouvrement végétal,…) sont satisfaisants.*

2.2.2. - Les enseignements fournis par les petites plaques de cryoéjection

Les petites plaques de cryoéjection sont l'un des marqueurs les plus utiles pour déceler des dynamiques de déprise périglaciaire au sein de l'étage périglaciaire intermédiaire, compte tenu de leur aptitude à enregistrer cette tendance, de leur forte représentation dans les Rondane et de leur distribution à l'intérieur de l'ensemble de l'étage concerné. Ces formes, qui se rencontrent dès la limite entre l'étage inférieur et l'étage moyen, figurent effectivement parmi les marqueurs qui caractérisent le mieux cet étage.

Les plaques de cryoéjection comportent de multiples signes d'une déprise périglaciaire contemporaine, décelables à la fois par des indicateurs morphologiques et biologiques. Comme dans le cas des ostioles, trois stades d'évolution distincts cohabitent sur le terrain à des altitudes assez similaires (***photographies 141*** à ***143***). Dans les Rondane, les observations de terrain confirment la fréquence des dynamiques de déprise au sein de ce type de gélistructures au-delà de 1 250-1 280 m. Les formes en cours de décrépitude manifestent dans presque tous les cas une colonisation végétale prononcée, qu'il s'agisse de leurs centres ou de leurs périphéries (***photographies 142*** et ***143***). Les marqueurs biologiques spécifiques affectent les petites plaques de cryoéjection par des couronnes plus ou moins continues sur leurs pourtours, tandis que *Betula nana* en colonise à la fois le périmètre et le centre par des racines adventives. De multiples sites, comme au nord de Rondvatnet (1 250 m)

ainsi que sur le Vidjedalsflye à la même altitude, comportent également des exemplaires de plaques de cryoéjection en cours de démantèlement par le ruissellement (***figure 96*** et ***photographies 144***, ***145***), ce qui tend à démontrer que le ruissellement prend actuellement le pas sur les phénomènes périglaciaires d'éjection authentiques et témoigne par conséquent en faveur du ralentissement ou de l'arrêt des effets du gel dans le sol. Dans le nord du massif, les secteurs situés entre 1 100 et 1 200 m donc à proximité de la limite entre l'étage périglaciaire inférieur et intermédiaire, comportent des formes inertes particulièrement répandues, comme c'est le cas au nord est et à l'est du sommet du Neverbuhøe entre 1 150 et 1 200 m, sur le versant septentrional du Nordre dans la même tranche altitudinale, ainsi qu'au nord est de Dørålseter autour du replat de Ellankollen au dessus de 1 100 m.



Photographies 141 à 143 *: stades d'évolution de petites plaques de cryoéjection. La* ***photographie 141 (cliché pris à 1 310 m, à proximité du lac Neverbutjønne, nord du massif des Rondane, juillet 2011****) représente une forme parfaitement fonctionnelle, étant donné que l'activité du gel affecte la totalité de sa surface. La* ***photographie 142 (cliché pris à 1 250 m, sur le Vidalsflye, nord des Rondane, août 2009****) montre une plaque de cryoéjection dédoublée par son centre. Le dédoublement est principalement colonisé par Cetraria nivalis et Alectoria ochroleuca. La partie droite de la forme présente des signes de surface d'activité périglaciaire récente (****1****). La partie de gauche est inerte, puisqu'elle ne présente aucun signe d'éjection récente ainsi qu'une colonisation végétale plus prononcée et une extension de la croûte cryptogamique généralisée (****2****). La* ***photographie 143 (cliché pris à 1 220 m d'altitude, sur le Vidjedalsflye, nord du massif des Rondane, août 2009****) correspond au stade ultime de l'évolution de ce type de forme : la gélistructure est complètement figée puisqu'elle ne présente aucun point d'éjection, et sa colonisation végétale est caractéristique d'une forme fossile.*

plaque de cryoéjection fonctionnelle



plaque de cryoéjection en voie d'abandon



plaque de cryoéjection inactive

Dans ce contexte de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire et compte tenu de l'apparente imbrication des formes récessives avec leurs homologues fonctionnelles, l'apport de données chiffrées apportent un éclairage supplémentaire qui permet de mieux évaluer l'ampleur du phénomène. Dans le nord du massif des Rondane, le Vidjedalsflye est un versant en position d'ubac qui s'étend entre 1 100 m et 2 016 m, depuis les dépôts fluvioglaciaires et les reliefs de kettles de Skranglehaugen jusqu'au sommet du Digerronden. D'une remarquable continuité sur plusieurs kilomètres, il présente l'intérêt de pouvoir effectuer des cheminements à travers l'ensemble de l'étage périglaciaire fonctionnel, donc d'évaluer les dynamiques de déprise sur un même versant. Parce qu'il

comporte plusieurs niveaux étagés de champs de plaques de cryoéjection, il apporte des indications complémentaires concernant les proportions actuelles de la déprise périglaciaire, dans des conditions analogues qui s'affranchissent de l'exposition, du commandement et des effets de la domination. D'une inclinaison régulière jusqu'à la base de la pyramide du Digerronden, cette portion de versant a également été retenue compte tenu de conditions structurales et hydrologiques similaires sur chacun des sites analysés. En conséquence, les observations réalisées sur ces secteurs étagés offrent l'intérêt d'évaluer les effets du climat sur la dynamique des formes étant donné que l'altitude est la seule variable qui distingue les sites concernés.

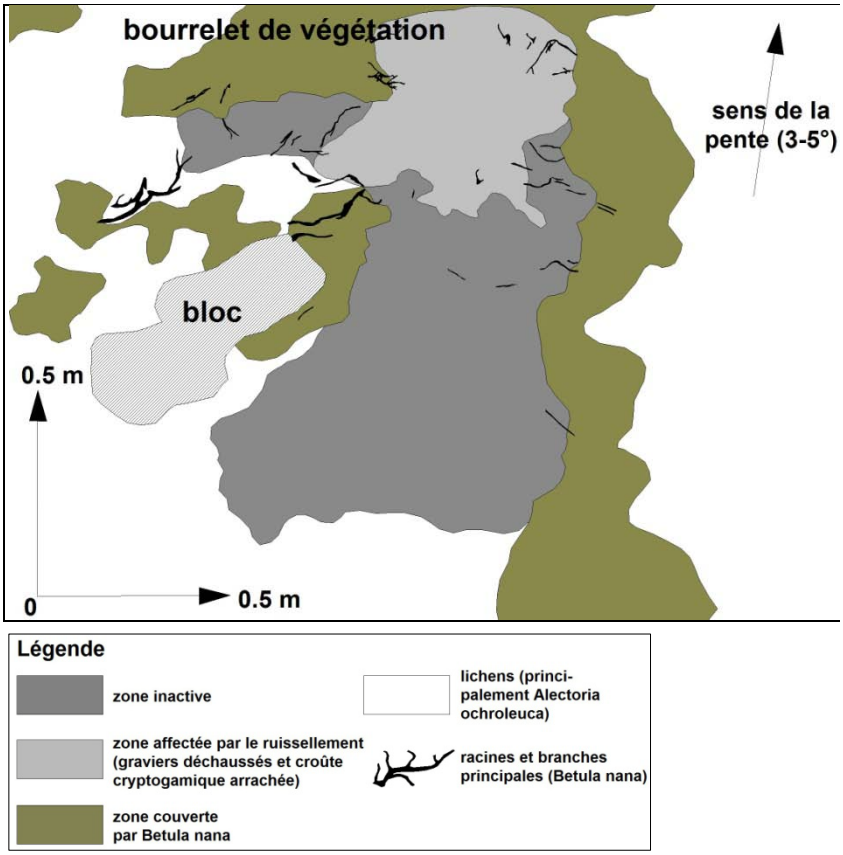


Figure 96* (ci-contre)** et ***photographie 144* (ci-dessous)**: *plaque de cryoéjection en cours de déprise et de démantèlement par le ruissellement. L'expansion des racines et des branches de Betula nana, au même titre que la colonisation du pourtour de la forme par les marqueurs biologiques spécifiques et l'absence d'éjection périglaciaire récente au sein de la forme, confirment une dynamique de déprise. Le développement végétal est dans une certaine mesure responsable de cette évolution : le développement de Betula nana a créé un bourrelet végétal à l'aval de la forme, se comportant comme un barrage et favorisant le maintien de l'eau dans cette partie de la gélistructure. Le ruissellement, qui n'est pas un processus périglaciaire typique, succède aux phénomènes périglaciaires d'éjection du fait de leur récession. La réglette-repère mesure 0.5 m.* (cliché pris à 1 250 m d'altitude, au nord est du refuge de Rondvassbu, sud du massif des Rondane***).



Photographie 145 ***(ci-contre)*** *: plaque de cryoéjection en cours de destruction par le ruissellement. La forme est soumise à une dynamique de déprise comme l'attestent l'absence d'éjection périglaciaire récente, l'ampleur de la colonisation végétale sur le pourtour, et l'extension généralisée de la croûte cryptogamique en surface. En relation avec une pente modérée (5°) et une imbibition du sol suffisante, la gélistructure est encore affectée par un fluage sporadique (**1**) qui a tendance à fossiliser les marqueurs biologiques (**2**). La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris au nord de Rondvatnet, à 1 250 m d'altitude, août 2011, sud des Rondane****.*



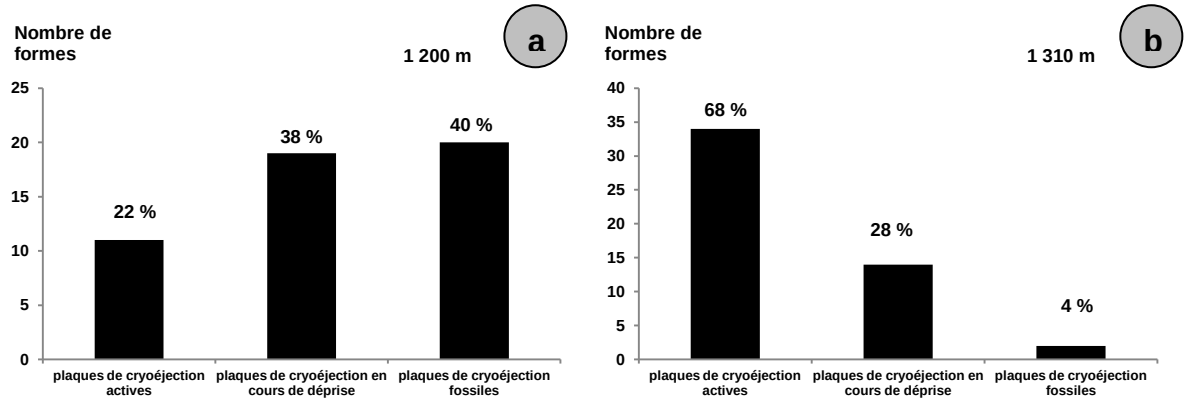


Parmi les nombreuses manifestations de déprise périglaciaire affectant les formes dans cette partie du massif des Rondane, le site étudié par P.J. Williams (1959) sur la rive gauche du torrent Vidjedalsbekken à 1 200 m d'altitude (nord des Rondane), permet également une comparaison des observations sur un pas de temps d'une cinquantaine d'années, entre 1959 à 2009. Les «*polygones*» décrits par Williams («*polygons*») correspondent, en fait, à de petites plaques de cryoéjection. Les descriptions relatives à ces gélistructures caractérisées par une absence de triage en surface, par des dimensions métriques et par un rebord périphérique constitué de matrice et d'éléments caillouteux sans organisation apparente qui, outre leur taille, les distinguent des ostioles, ont conduit à les distinguer des polygones de pierres classiques. Leur dénomination de «*polygones*» tient, sans doute, à leur géométrie grossièrement polygonale. Sans triage poussé comme c'est le cas des polygones de pierres authentiques, il est cependant justifié de les en distinguer (Kerguillec, 2011).

Le site correspond à la rive gauche du torrent Vidjedalsbekken. Les plaques de cryoéjection colonisent des coulées de gélifluxion inertes en deux niveaux étagés, aux altitudes respectives de 1 200 et 1 310 m. Un inventaire de l'ensemble des gélistructures concernées a été effectué en 2009, en recueillant des informations permettant d'évaluer leur activité (taux de colonisation végétale, degré de développement de la croûte cryptogamique, taux de recouvrement lichénique, état actuel des dynamiques périglaciaires d'éjection, granulométrie des régolites, taux d'humidité). Sur un même versant où les conditions de site sont similaires, cet inventaire apporte des informations chiffrées relatives à l'état du dynamisme actuel des plaques de cryoéjection (***figures 97a*** et ***b***).

À 1 200 m, l'analyse du premier champ de plaques de cryoéjection (***figure 97a***) révèle que 78 % des formes décrites en 1959 par P.J. Williams sont désormais inertes ou affectées par des dynamiques de déprise, seulement 22 % d'entre elles se maintenant encore par des mouvements authentiquement liés au gel dans le sol. C'est sur le champ de plaques de cryoéjection supérieur, à 1 310 m (***figure 97b***), que les dynamiques périglaciaires fonctionnelles conservent encore toute leur vigueur, la majorité des gélistructures étant à ranger dans ce secteur parmi les formes actives (68 %) tandis que les figures fossiles sont devenues rares à ce niveau (4 %). Néanmoins, les indices de déprise périglaciaire concernent encore près d'un tiers des formes recensées à cette altitude (28%).

En tenant compte des observations réalisées par P.J. Williams en 1959, les relevés récents effectués sur le champ de plaques de cryoéjection positionné à 1 200 m apportent des précisions sur le cadre temporel des dynamiques de déprise affectant les formes concernées : les constatations de Williams, effectuées à 1 200 m, font état de «*polygones*» fonctionnels sans aucune information relative à des signes d'inactivité ou de déprise, alors que seulement 22 % des gélistructures conservent aujourd'hui une activité reconnue comme authentique.

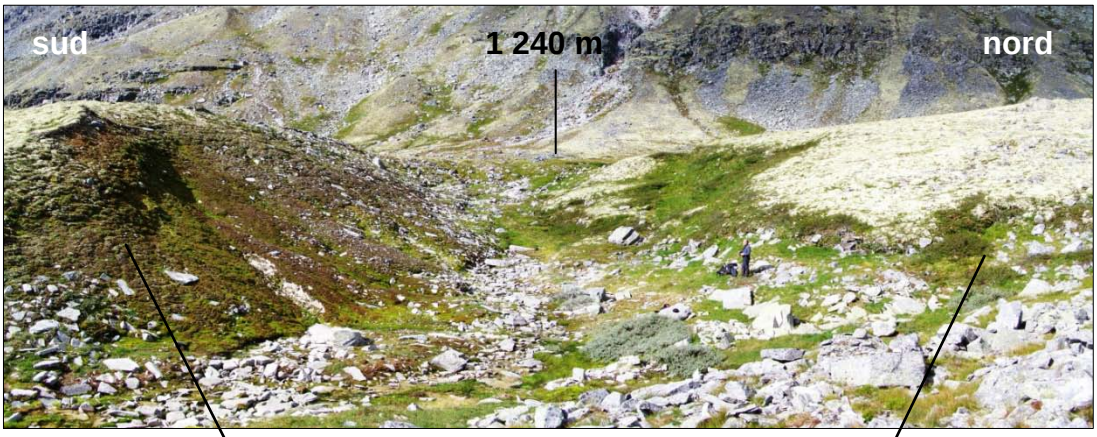


Figures 97 a et b *: évaluation chiffrée du dynamisme actuel des plaques de cryoéjection sur le site du Vidjedalsflye (échantillon de 50 formes pour chaque site).*

Par conséquent, l'amorce des dynamiques de déprise a eu lieu au cours de cette chronoséquence d'une cinquantaine d'années. Le passage à des dynamiques efficaces du gel dans le sol s'avère par ailleurs relativement rapide compte tenu de la différence d'altitude modérée entre les deux sites (110 m). Cet exemple fournit donc deux renseignements complémentaires sur le processus étudié, le premier permettant de préciser le cadre chronologique de la déprise qui imprime sa marque dans le relief en quelques dizaines d'années seulement, le deuxième relevant de la rapidité du passage de phénomènes de récession caractéristiques à des phénomènes actifs. Sur ce dernier aspect, les sites étudiés introduiraient, entre 1 200 et 1 300 m, la notion d'*étage de déprise périglaciaire critique*.

Le massif des Rondane comporte encore d'autres témoignages morphologiques des dynamiques de déprise contemporaines. Comme dans le cas des formes de premier rang (***figure 95***), des oppositions de versants associées à des différences dans l'activité des formes s'observent également parmi les manifestations périglaciaires caractéristiques de l'étage intermédiaire (***figure 98*** et ***photographies associées***). Au nord de Rondvatnet, plusieurs vallons périglaciaires permettent une fois encore d'apprécier le rôle hydrologique fondamental joué par les plaques de neige dans le maintien de formes d'expression mineure, soutenues dans ce contexte par une dynamique de type cryonival (terrassettes de gélifluxion et petits blocs fluants). C'est également le cas de coulées de gélifluxion qui comptent parmi les exemplaires les plus démonstratifs de cette partie du massif. À 1 240 m, donc à la limite entre l'étage périglaciaire inférieur et intermédiaire, l'apport hydrologique en relation avec le maintien plus tardif du manteau neigeux maintient en ubac des dynamiques de fluage efficaces. En adret, les phénomènes de déprise attestés par les indicateurs habituels, l'emportent en

revanche dans la majorité des cas (plaques de cryoéjection en décrépitude ou exemplaires inertes). Le maintien prolongé du manteau neigeux, sa distribution ainsi que son épaisseur, comptent par conséquent parmi les facteurs qui ont une importance décisive sur les modalités de la déprise périglaciaire : les dynamiques de type cryonival entretiennent l'activité des formes périglaciaires liées au fluage, ce qui n'est pas le cas des formes exposées en adret qui subissent un processus de récession avancé.



ubac	
inclinaison moyenne	25-30°
formes	formes fonctionnelles (terrassettes de gélifluxion, blocs fluants, coulées de gélifluxion

adret	
inclinaison moyenne	15-20°
formes	plaques de cryoéjection inertes ou en cours de déprise



Versant à processus cryonivaux (coulées de gélifluxion, blocs fluants, terrassettes de gélifluxion).



Versant à processus périglaciaires inertes ou affectés par une déprise périglaciaire.

<u>Figure 98 et photographies associées</u> *: Vallon périglaciaire (**en haut**) à **1 240 m d'altitude (étage périglaciaire intermédiaire) au nord de Rondvatnet (sud des Rondane)**. Le vallon est caractérisé par une forte dissymétrie dans la fonctionnalité des formes en raison de la répartition des plaques de neige selon l'exposition. Les seules formes fonctionnelles sont situées en ubac et sont à rapporter à un fluage de type cryonival (**en bas à gauche**). Le versant exposé en adret fait état de multiples formes de récession périglaciaire, particulièrement de plaques de cryoéjection inertes ou en cours de déprise (**en bas à droite**). **Cliché pris à 1 240 m d'altitude, vers l'ouest, 1 500 m au nord de Rondvatnet (sud du massif des Rondane, août 2011)**.*

2.3. - Les dynamiques de déprise dans la section supérieure de l'étage périglaciaire

2.3.1. - Dans le massif des Rondane

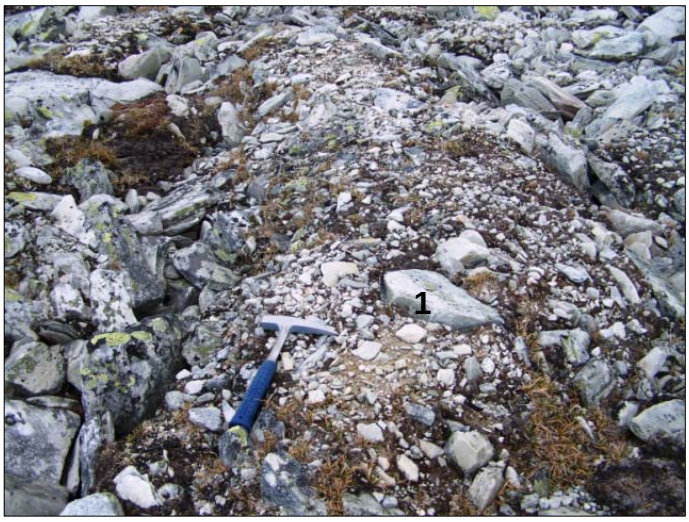
De nombreux cas de déprise ont également été identifiés à l'intérieur de l'étage périglaciaire supérieur. Ils concernent presque tous les types de formes exception faite des grands lobes de gélifluxion qui ne manifestent la plupart du temps, lorsqu'un ralentissement du fluage les affecte, qu'une colonisation végétale éparse entre les pierres dressées qui jalonnent leurs limites en aval (***photographie 146***). Leur dynamisme s'avère il est vrai particulièrement dépendant du manteau neigeux, comme le suggère leur localisation exclusive en ubac : l'apport hydrologique annuel lors de la fonte nivale assiste les processus de fluage périglaciaire authentiques et les aide à maintenir leur efficacité.



Photographie 146 *: grand lobe de gélifluxion en cours de déprise, manifestant une stabilisation de l'extrémité de son bourrelet soulignée par l'implantation éparse de Juncus trifidus entre les pierres (**en haut à gauche**). **Cliché pris à 1 550 m, Vidjedalsbotn, nord des Rondane, juillet 2010**.La réglette-repère mesure 0.5 m.*

Les gros blocs fluants en cours de déprise comptent parmi les formes les plus démonstratives du processus de déprise en même temps que les plus fréquentes. Cette récession s'exprime par un ralentissement ou un arrêt du mouvement de fluage, qui rend possible l'installation sur les bourrelets aval de certaines espèces végétales parmi lesquelles domine largement *Juncus trifidus* à l'altitude où ces formes apparaissent (1 500 m en moyenne). Le comblement des dépressions amont par du matériel fin et des graviers compte presque systématiquement parmi les signes de cette déprise.

Les observations effectuées dans les Rondane font aussi état d'un certain nombre de secteurs à grandes gélistructures plurimétriques en état de déprise à l'intérieur de l'étage qui leur est en principe dévolu à l'état de formes fonctionnelles. Les cirques glaciaires sont de ce point de vue les secteurs les plus démonstratifs, et parmi eux le cirque de Vidjedalsbotn au nord du massif (1 530-1 550 m) au même titre que celui du Midtbotn situé plus à l'est (1 500-15 50 m). Dans ces zones dont les altitudes excèdent 1 500 m se rencontrent de nombreux exemplaires de grands cercles de pierres en cours de déprise dont les pourtours et le centre sont essentiellement colonisés par *Juncus trifidus*, et dont l'activité actuelle se réduit seulement à quelques points d'activité (***photographie 147***).



Photographie 147 *: grand cercle de pierres en cours de déprise. L'analyse de l'activité actuelle de ce type de gélistructure associe plusieurs critères, notamment le taux de colonisation lichénique important des pierres périphériques, le degré d'activité résiduel du centre matriciel qui se limite à un seul point d'activité (**1**) et le degré de développement de la croûte cryptogamique au cœur et sur les pourtours de la forme.* ***Cliché pris au nord du Vidjedalsbotn, à 1 530 m (nord des Rondane, juin 2008)****.*

2.3.2. - Dans le massif du Dovrefjell

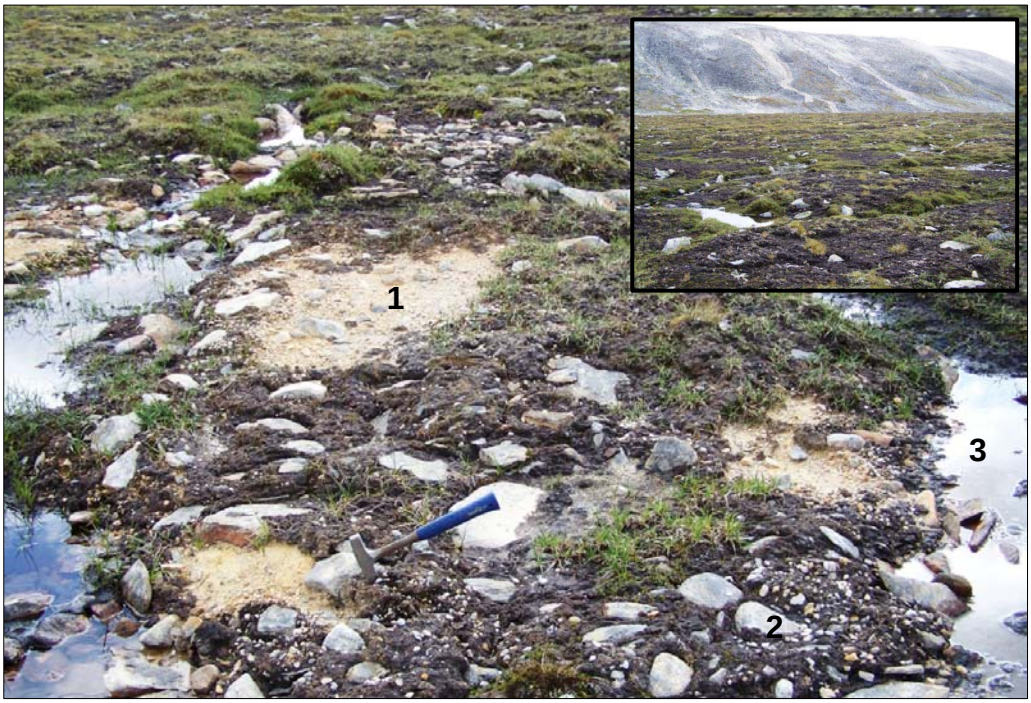
Un certain nombre d'observations sur la question des dynamiques de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire supérieur ont pu être réalisées dans le Dovrefjell, cet étage n'étant pas soumis à l'accès réglementé qui s'est avéré un obstacle aux altitudes des étages inférieur et moyen.

Dans le Dovre, les secteurs les plus éloignés du lac Istjønne ont déjà été décrits comme majoritairement inactifs et comportent de grands cercles de pierres fossiles comme l'indiquent la colonisation de leur partie centrale par des lichens fruticuleux et celle des blocs périphériques par des lichens crustacés du genre *Rhizocarpon* (Sellier, 2002). Les zones éloignées du lac de quelques dizaines de mètres, qui bénéficient en principe d'une humidité des sols moins adéquate, présentent effectivement de nombreuses cellules plurimétriques dont les caractères sont le signe d'une déprise. Seuls les abords immédiats du lac proglaciaire, qui comprennent les manifestations périglaciaires qui comptent parmi les plus élaborées de l'ensemble Dovre-Rondane, sont indubitablement actifs comme le prouvent en particulier la dénudation et la thixotropie de leurs zones centrales.

À ce titre, les travaux de D. Sellier (2002) rapportent l'existence dans ce secteur de «*tous les intermédiaires entre les polygones inertes et les polygones actifs. Ces formes de transition se remarquent à la présence d'ostioles fonctionnels, simples ou multiples, argileux ou caillouteux, ponctuant leur partie centrale, et à celle d'une croûte cryptogamique discontinue et déchirée (…)*». Ces remarques relatives à des «*formes de transition*» seraient à considérer comme des indices tangibles d'une déprise périglaciaire contemporaine. Elles demeurent néanmoins difficiles à interpréter compte tenu du rôle primordial joué par les conditions de site et tout particulièrement par les caractéristiques hydrologiques des sols. Les observations réalisées dans ce secteur penchent en effet en faveur d'un maintien d'une activité périglaciaire efficace en bordure de lac en raison de paramètres hydrologiques péjorés, ce qui n'est pas le cas des zones plus éloignées et ce qui complique la mise en évidence de dynamiques de déprise.

Par contre, les espaces situés immédiatement à l'est du massif du Svånåtindan fournissent des informations nettement plus démonstratives d'une déprise avérée, étant donné qu'elles offrent l'avantage de pouvoir s'affranchir d'un certain nombre de paramètres qui brouillent l'analyse du processus de récession périglaciaire recherché. Les sites concernés sont en effet particulièrement propices aux effets du gel dans le sol pour ce qui est des conditions hydrologiques des sols, ce qui rend légitime de négliger l'intervention de ce critère dans l'appréciation de l'activité des formes.

Entre 1 500 et 1 515 m d'altitude, le grand replat situé à l'est du massif du Svånåtindan et au nord ouest du sommet de l'Innaste (1 642 m), d'une inclinaison moyenne de 4°, comporte un champ de plusieurs hectares occupé par de grandes cellules plurimétriques apparentées à de grands cercles de pierres. Ces formes sont suffisamment grandes et nombreuses pour être visibles sur les photographies aériennes du Norsk Luftfoto en date de 1982. Leur diamètre atteint des valeurs de l'ordre de 6 m, bien que plus généralement compris entre 3 et 4 m. Ces gélistructures font par conséquent partie des exemplaires les plus grands de l'ensemble Dovre-Rondane (***photographie 148***).



Photographie 148 *: grand cercle de pierres au sein d'un champ de gélistructures du même type affecté par une dynamique de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire supérieur (**vue générale du site en haut à droite**). L'activité résiduelle limitée à trois points d'activité (**1**), de concert avec la colonisation végétale et le développement de la croûte cryptogamique (**2**), sont les indices caractéristiques d'une déprise induite par les paramètres climatiques étant donné que les conditions hydrologiques sont satisfaisantes (**3**). **Cliché pris à l'est du Svånåtindan, à 1 515 m d'altitude (Dovrefjell, août 2009)**.*

Les paramètres impliqués dans les dynamiques périglaciaires bénéficient ici de conditions optimales pour ce qui concernent notamment ceux qui ont été reconnus sur le terrain comme les plus décisifs. Les conditions de triage, qui associent une matrice très abondante de couleur jaune-beige caractéristique de sols sablo-argileux, à des fragments quartzitiques dont la granulométrie comprend toutes les dimensions (graviers et blocs de quartzites compris entre 0.1 et 0.6 m) dans des proportions favorables, apportent des conditions idéales aux dynamiques périglaciaires de triage. Le centre des formes manifeste également un taux d'imprégnation à chaque fois important, leurs pourtours étant eux-mêmes occupés par des flaques d'eau suffisamment profondes pour ennoyer la plupart des blocs périphériques, dont les dimensions sont la plupart du temps comprises entre 0.2 et 0.6 m.

Malgré ce contexte adéquat associant des sols riches en eau à des conditions de triage favorables d'un point de vue structural, l'activité au centre des formes n'a lieu que sous forme résiduelle comme l'attestent les points d'activité qui soulignent les éjections ponctuelles des horizons les plus gélifs (***photographie 148***). Les espèces végétales colonisatrices, majoritairement dominées par *Juncus trifidus*, *Cetraria delisei* et *carex sp.* et dans une moindre mesure par des mousses du genre *Rhacomitrium sp.* et *Philonotis sp.*, recouvrent en moyenne 50% de la surface des gélistructures, ce qui est un autre argument en faveur d'une récession périglaciaire actuelle et d'un ralentissement des dynamiques du gel dans le sol.

Tous ces indices sont le signe d'une déprise périglaciaire à l'œuvre à l'intérieur de l'étage supérieur et imputable aux seuls changements climatiques compte tenu du fait que les conditions de site ne souffrent aucune carence (hydrologie, conditions de triage, etc).

***Conclusion** : dans le massif des Rondane, les diverses manifestations de la déprise périglaciaire se produisent dès les abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel en même temps que dans chacun de ses sous-étages. Ce processus de récession affecte la plupart des types de formes caractéristiques du Dovre-Rondane, bien qu'il soit plus aisé à évaluer au sein des gélistructures. Les données recueillies dans le Dovrefjell pour ce qui concerne l'étage périglaciaire supérieur confirment également cette tendance à la déprise.*

Ces observations, qui prouvent que l'étage morphogénique étudié n'est fixe ni dans le temps ni dans l'espace, ont une portée géomorphologique capitale en ce qui concerne l'évolution spatiale des étagements.

3. - La portée géomorphologique des dynamiques de déprise périglaciaire actuelles

Les multiples témoignages de déprise recueillis sur le terrain confirment l'occurrence contemporaine du processus de déprise périglaciaire, les supports quartzitiques s'avérant particulièrement appropriés à révéler ce type de dynamique. L'exemple du massif des Rondane, pour lequel les données récoltées sont les plus nombreuses, est à ce titre particulièrement démonstratif. La portée géomorphologique de cette dynamique de retrait demeure quoi qu'il en soit difficile à évaluer en tant que telle, ce qui tient à deux raisons principales. En premier lieu, les manifestations de déprise intéressent des types de formes périglaciaires variés, ce qui a pour effet de compliquer une tentative de synthèse sur cette question. Cette variété implique par conséquent de ne conserver que les marqueurs qui comptent parmi les plus caractéristiques du phénomène étudié. Les témoignages de déprise se rencontrent par ailleurs à des altitudes variées étant donné qu'ils cohabitent avec des figures périglaciaires fonctionnelles. Cette dispersion apparente des phénomènes de récession à l'intérieur de l'ensemble de l'étage périglaciaire actif brouille l'interprétation du processus de déprise et complique notamment l'évaluation de son amplitude altitudinale.

Ces obstacles supposent d'une part de présenter des traitements de données différents en ne retenant que les meilleurs marqueurs du processus étudié, ce qui revient également à un changement d'échelle d'analyse. Ils supposent d'autre part le recours à des éléments de calage chronologique d'altitude connue pour proposer une évaluation chiffrée de l'ampleur de la remontée de l'étage périglaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire. L'emploi de ces jalons chronologiques comporte aussi l'avantage de préciser le cadre temporel de la déprise depuis la fin de cet épisode froid.

3.1. - Mise en évidence d'étages critiques dans le massif des Rondane

Le traitement des données récoltées sur la totalité des sites offre l'avantage d'une analyse à l'échelle du massif des Rondane dans son ensemble. Il facilite par conséquent l'interprétation du phénomène de déprise en recourant à un changement d'échelle. Ce procédé aboutit à déterminer, à petite échelle, deux étages «critiques» distincts, particulièrement affectés par les dynamiques de déprise.

3.1.1. - Un étage de déprise critique pour les ostioles entre la limite inférieure de l'étage périglaciaire (945-960 m) et 1 150 m d'altitude

Saisir la portée des dynamiques de récession périglaciaires implique de déterminer un marqueur fiable et largement représenté à l'échelle du massif. À ce titre, les ostioles offrent l'intérêt d'être des formes au sein desquelles les dynamiques de déprise sont parmi les plus lisibles. Leur présence généralisée à l'intérieur de l'étage périglaciaire actif et particulièrement au sein de l'étage inférieur dont ils sont une des formes les plus caractéristiques, contribue par ailleurs à asseoir leur statut de marqueur le plus pratique et le plus représentatif du processus de récession dans ce sous-étage. La mise en commun de la totalité des observations recueillies au terme des quatre missions de terrain sur 60 sites à ostioles retenus, permet de présenter les informations apportées par ces formes sur un même graphique (***figure 99***).

Un certain nombre de renseignements se dégagent de cet inventaire : les sites à ostioles sont tout d'abord à rapporter à trois types de dynamiques qui cohabitent sur le terrain (formes inertes, formes en cours de déprise, formes fonctionnelles). Au-delà de cette apparente imbrication des sites qui comprennent tous les types d'activité, chacune de ces trois dynamiques intéresse néanmoins un étage qui lui est propre. De 900 à 1 000 m, les dynamiques de déprise affectant les ostioles concernent ainsi 50 % des sites tandis que les secteurs à ostioles actifs ne représentent que 22 % des cas (***figure 99a***). À cet étage aux formes majoritairement fossiles en succède un autre, compris entre 1 000 à 1 100 m (***figure 99b***), où les dynamiques de déprise sont très fréquentes (58 %) et au sein duquel les cas d'inactivité sont devenus exceptionnels (4 %). C'est seulement à partir de 1 100 m que 80 % des sites sont caractérisés par des formes incontestablement fonctionnelles, bien que se rencontre encore quelques secteurs à ostioles inactifs (10 %) ou soumis à un processus de déprise (10 %) (***figure 99c***).

Ce traitement statistique élémentaire permet de mieux évaluer le processus de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire inférieur : les ostioles, qui comptent parmi les formes les moins exigeantes vis-à-vis du climat, offrent par conséquent la possibilité de définir, à l'intérieur de ce sous-étage, un étage «critique» en termes de déprise périglaciaire à partir de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel jusqu'à une altitude de 1 100 - 1 120 m. C'est dans cet étage, dont l'extension

concerne donc une tranche altitudinale d'environ 150 m, que sont répertoriés la plupart des sites comportant des ostioles en cours de déprise (***figure 100***).

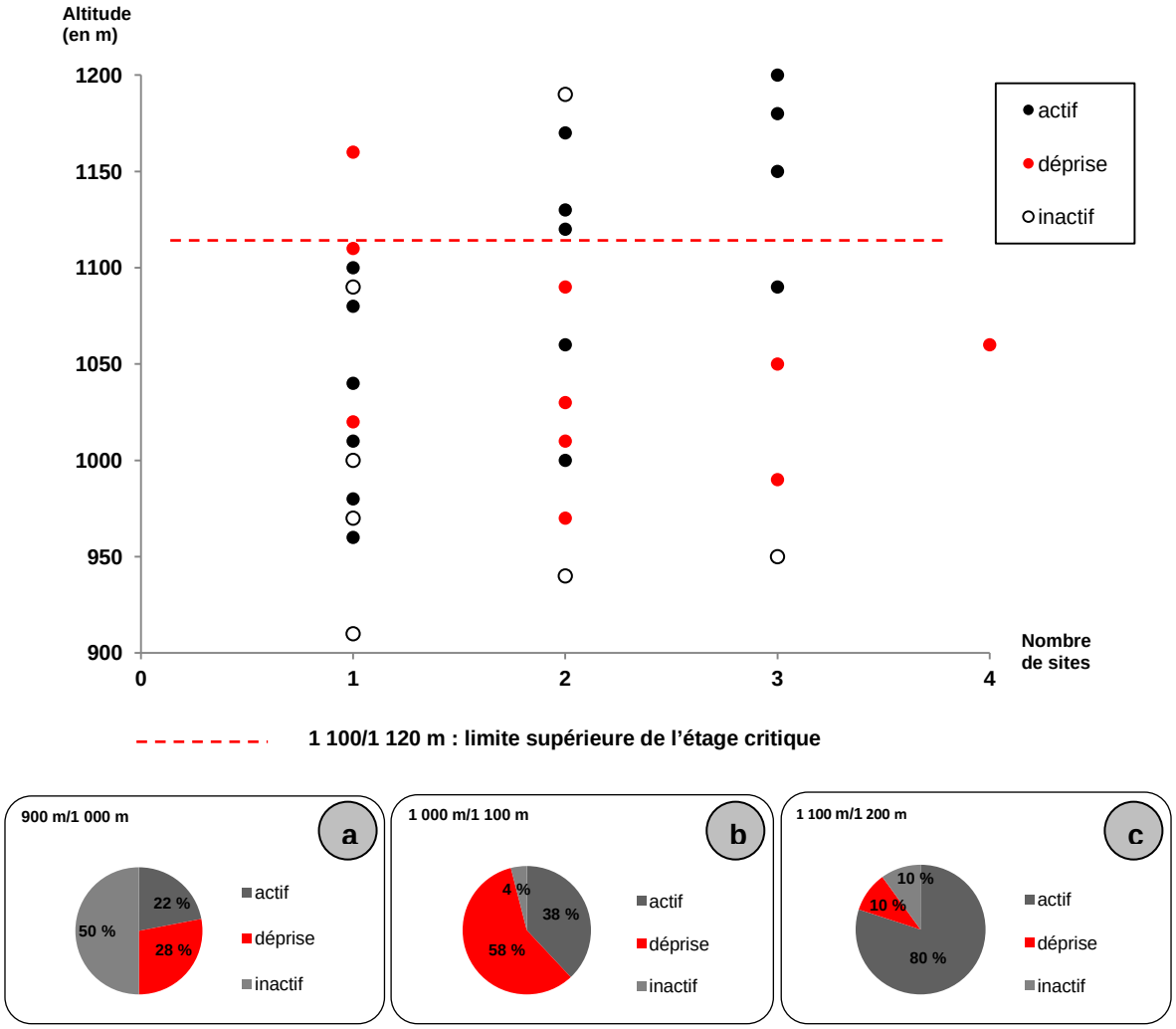


Figure 99 *: état de l'activité des ostioles en fonction de l'altitude, pour 60 sites étudiés dans le massif des Rondane.*

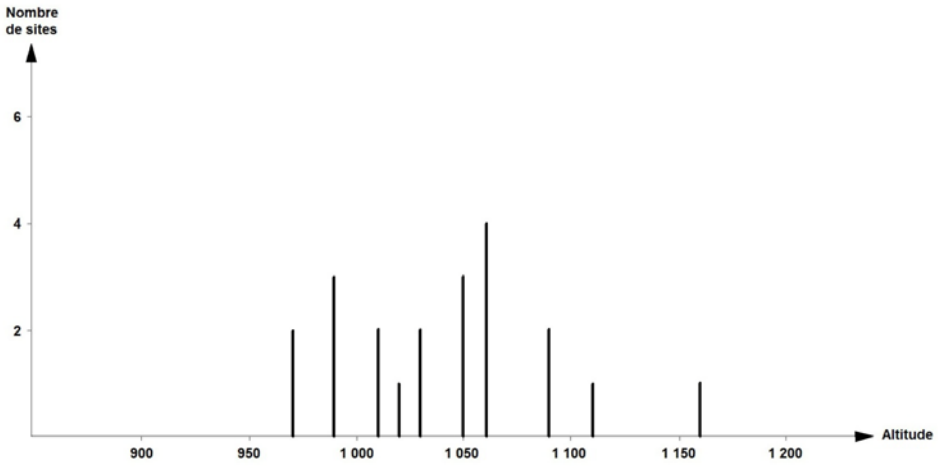


Figure 100 *: répartition altitudinale des sites à ostioles en cours de déprise dans le massif des Rondane.*

Les ostioles, qui comptent parmi les marqueurs les plus commodes pour déterminer l'altitude de la limite inférieure de l'étage périglaciaire actif, s'avèrent par conséquent de bons indicateurs du processus de déprise périglaciaire, cette seconde qualité tenant d'une part à leur forte représentation sur le terrain qui permet un quadrillage satisfaisant du massif, d'autre part à leur propension à enregistrer de manière fiable les dynamiques recherchées.

3.1.2. - Un étage critique pour les plaques de cryoéjection à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire (1 150-1 300 m)

La fréquence des plaques de cryoéjection sur le terrain, à laquelle s'ajoute leur tendance à enregistrer la déprise, autorise un traitement statistique similaire qui s'appuie cette fois sur 23 sites (***figure 101***).

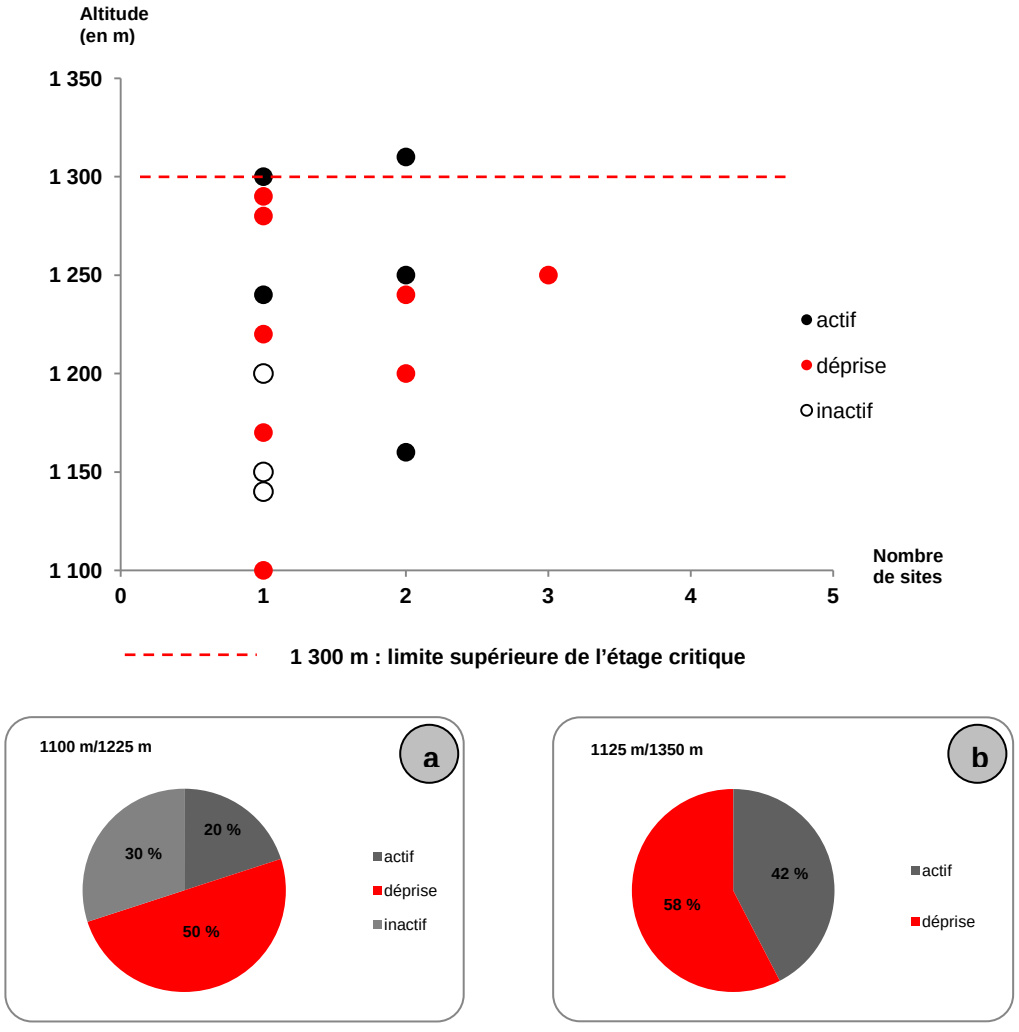


Figure 101 : *état de l'activité des plaques de cryoéjection en fonction de l'altitude, pour 23 sites étudiés dans le massif des Rondane.*

Comme dans le cas des ostioles, les plaques de cryoéjection fonctionnelles cohabitent sur le terrain avec des formes inertes ou en cours de déprise. De 1 100 à 1 225 m, elles sont sujettes à une dynamique de déprise dans 50 % des cas, alors que seulement 20 % des sites retenus comportent une majorité de formes fonctionnelles (***figure 101a***). Ces dynamiques de récession périglaciaire sont particulièrement fréquentes jusqu'à 1 300 m, avec 58 % des sites dans ce cas (***figure 101b***). L'étage périglaciaire intermédiaire s'étendant de 1 150-1 260 m jusqu'à 1 480-1 550 m dans les Rondane, la déprise périglaciaire correspond par conséquent à un *étage critique* identifiable au moins jusqu'à 1 300 m. Elle concerne donc entre 1/3 et 2/3 de l'extension de l'étage intermédiaire.

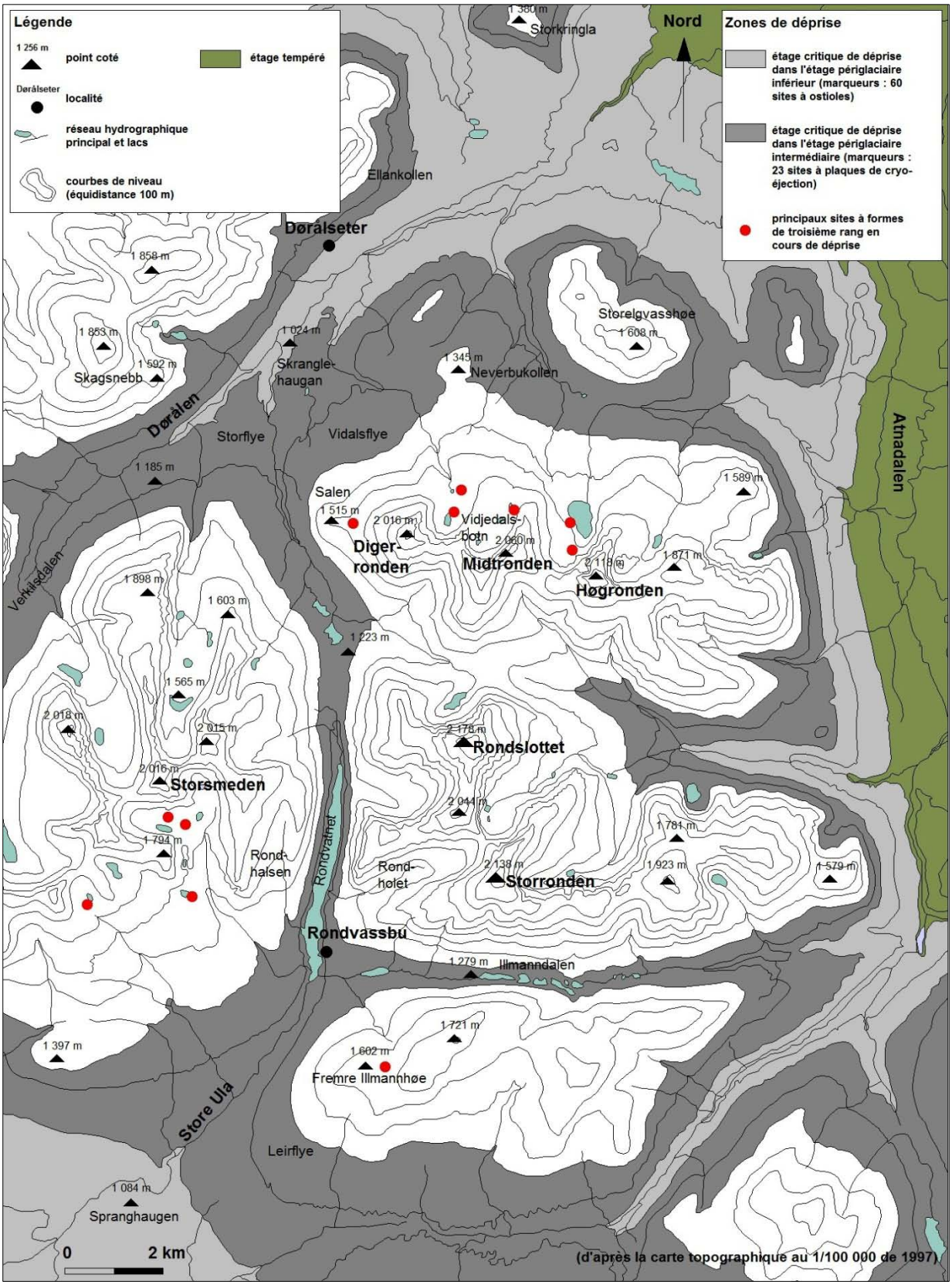


Figure 102 *: carte des étages de déprise critiques pour le massif des Rondane.*

Les quatre missions effectuées de 2008 à 2011 ont permis une couverture satisfaisante du massif des Rondane, et tous les sites à plaques de cryoéjection ont été répertoriés sur les zones

observées, quel que soit leur degré de fonctionnalité. À cet inventaire s'ajoute un nombre de sites à ostioles suffisamment important pour autoriser une cartographie des étages critiques à l'intérieur du massif (***figure 102***). La déprise affecterait non seulement l'ensemble du fjell, mais également les vallées internes du massif des Rondane compte tenu de leurs altitudes inférieures à 1 300 m (Illmanndalen, Døralen, Verkilsdalen par exemple).

Les multiples signes de déprise manifestés par les autres types de formes périglaciaires, particulièrement lisibles parmi les blocs fluants, confirment également la tendance en cours dans ces étages critiques de déprise qui s'étendent depuis la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel (fjell), jusqu'à une altitude de 1 300 m. Les données concernant les formes de déprise dans l'étage périglaciaire supérieur, moins nombreuses, ne permettent pas la caractérisation d'un étage critique, mais peuvent néanmoins être cartographiés à l'échelle stationnelle.

3.2. - L'utilisation des calages chronologiques pour l'évaluation de l'amplitude de la déprise de l'étage périglaciaire supérieur

Les formes de troisième rang caractéristiques de l'étage périglaciaire supérieur présentent cependant un autre intérêt. Pour s'en tenir aux sites de déprise les plus probants, ceux qui fournissent des éléments de calage chronologique permettent de compléter la connaissance du cadre temporel des dynamiques concernées, donc d'effectuer des corrélations entre la fin du Petit Age Glaciaire et les rythmes de la déprise affectant l'étage étudié. Dans les Rondane, certains cirques glaciaires conservent à ce titre des arcs morainiques plus ou moins complets, en tout cas d'une remarquable fraîcheur, qui jalonnent les limites maximales atteintes par les glaces lors du Petit Age Glaciaire (Strøm, 1945 ; Sellier, 2002). Ces moraines de poussée fournissent un calage chronologique utile à l'évaluation des dynamiques de déprise affectant des formes de conquête post-PAG sur une chronoséquence de l'ordre de 80 ans.



Photographie 149 *: champ de grands cercles de pierres en cours de déprise situé en arrière de la moraine de poussée du PAG, en contrebas du cirque glaciaire de Klarabotn (vue générale du site* ***en haut à gauche****). Le site se situe 100 m plus bas en altitude que la limite inférieure actuelle de l'étage périglaciaire supérieur dans cette partie du massif (1 550 m), où ont été relevées les premières gélistructures similaires mais authentiquement fonctionnelles. Ce secteur doit par conséquent être interprété comme un exemple concret d'une remontée progressive de l'étage périglaciaire supérieur depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans les Rondane. Au passage, il permet également d'apprécier la sévérité des conditions climatiques qui ont régné à la fin de cet épisode froid et leur rôle dans l'élaboration de telles gélistructures, aujourd'hui en déséquilibre avec le climat.* ***Cliché pris à 1 450 m d'altitude, juin 2008 (sud des Rondane)****.*

La moraine du cirque de Klarabotn, positionnée à 1 450 m d'altitude en bordure du lac Klaratjønne (1 446 m) et en contrebas de l'éperon du Steet (1 794 m), est précédée d'un champ de grandes gélistructures dont les caractéristiques réunissent la plupart des critères en faveur d'une déprise contemporaine.

Le site en question est par conséquent d'une réelle utilité pour affiner la datation des phénomènes de récession recherchés (***photographie 149***). Il rend surtout possible une évaluation de la remontée en altitude du sous-étage périglaciaire supérieur en corrélant les données récoltées aux valeurs atteintes par ses limites actuelles.

Dans ce secteur, les figures périglaciaires les plus caractéristiques d'une déprise consistent essentiellement en de grands cercles de pierres composés de cellules de 2 à 3 m de large et de pourtours de dalles dressées et enchevêtrées dont les dimensions excèdent souvent 1 m (***photographie 149***). Au centre des gélistructures, les blocs de quartzite sont gélifractés en dalles et ponctuellement disposés roses de pierres. Les conditions de triage sont favorables aux dynamiques de triage et s'avèrent particulièrement propices en raison d'un débitage en dalles de dimensions variées et de l'abondance de petits fragments quartzitiques issus de l'écaillage des blocs. La colonisation végétale affecte les formes sur l'essentiel de leur surface centrale bien que les centres soient encore le siège d'une activité périglaciaire résiduelle qui prend la forme d'ostioles actifs, de nids de gel et d'un boursouflement ponctuel de la matrice qui constitue le centre des gélistructures.

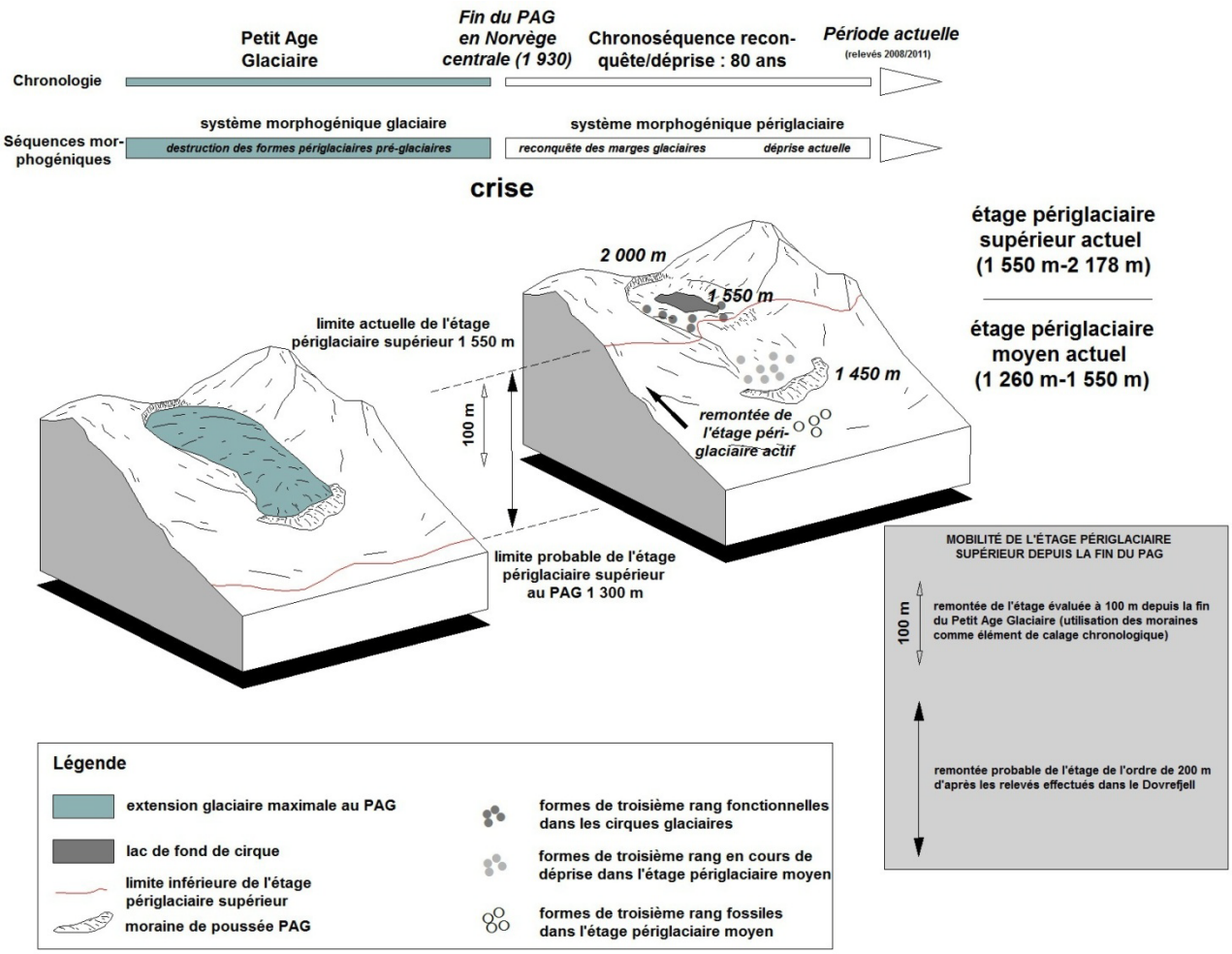


Figure 103 *: évaluation de la remontée de l'étage périglaciaire supérieur depuis la fin du Petit Age Glaciaire grâce au recours aux moraines de poussée comme éléments de calage chronologique.*

Ces dernières relèvent d'abord d'une reconquête périglaciaire qui a fait suite au Petit Age Glaciaire, compte tenu de leur position en arrière de la moraine de poussée. Elles se situent par ailleurs 100 m en dessous de la limite inférieure actuelle de l'étage périglaciaire supérieur, fixée à 1 550 m dans cette partie du massif. L'aspect actuel des formes concernées, au même titre que les dynamiques actuellement mineures qui les affectent, désigne un phénomène de déprise périglaciaire : en dépit de conditions de triage satisfaisantes et de la proximité du lac impliquant un taux d'humidité des sols convenable, ces grandes gélistructures ne sont plus adaptées aux paramètres climatiques actuel et témoignent d'une déprise affectant des formes de reconquête post PAG.

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire se sont donc succédé, sur une chronoséquence de 80 ans et sur le même site, une dynamique de reconquête puis une dynamique de déprise en cours d'achèvement. Ces relevés, appuyés par un calage chronologique, apportent des éléments qui précisent le cadre temporel de la succession entre dynamique de reconquête/dynamique de déprise sur un même site. Ce cadrage temporel fournit également un ordre de grandeur au sujet du cycle de vie de ce type de gélistructures dans un contexte de réchauffement post PAG.

La contribution de cette moraine datée, dont l'altitude est par ailleurs connue, s'applique surtout à l'évaluation de la remontée de l'étage périglaciaire supérieur depuis la fin de cet épisode froid. En se référant aux étagements standards actuels, la translation en altitude de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel peut être évaluée au minimum à 100 m en 80 ans, puisqu'elle est passée de 1 450 m à 1 550 m (***figure 103***). L'amplitude altitudinale de cette remontée de l'étage à formes de troisième rang a probablement atteint des valeurs plus importantes si l'on se réfère aux observations effectuées dans le Dovre qui conserve encore des appareils glaciaires : l'étage périglaciaire supérieur s'y rencontre actuellement à 1 430 m, c'est-à-dire 200 m plus bas que les premières moraines frontales du massif du Snöhetta, ce qui pencherait en faveur d'une remontée probable de l'étage périglaciaire supérieur d'au moins de 200 m depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovre-Rondane.

Des observations complémentaires, effectuées dans le nord des Rondane aux abords du cirque du Midtbotn et en arrière de la moraine de poussée positionnée à une altitude identique (1 450 m), concordent avec les conclusions relatives au cirque de Klarabotn. Les grandes gélistructures identifiées dans cette zone, quoique moins fréquentes en raison de conditions de triage plus mauvaises, manifestent des signes de déprise semblables. Les grands cercles de pierres fonctionnels ne se rencontrent pas avant une altitude de 1 540 m et ont été identifiés au fond du cirque, au pied de la paroi du Høgronden (2 118 m). Cet étagement dans l'activité des formes de même type serait la preuve d'une remontée de l'étage périglaciaire supérieur depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans des proportions analogues à celles qui ont été définies au Klarabotn.

3.3. - Validité des limites des étages périglaciaires actuels

Compte tenu de la multiplicité des manifestations de déprise périglaciaire sur le terrain, de la mise en évidence des étages critiques et de l'ampleur de la remontée en altitude de l'étage supérieur depuis presque un siècle, se pose la question de la validité actuelle des étagements standards préalablement définis (***chapitre 3***), ou pour le moins celle de leur pérennité.

En dépit de ces témoignages plaidant en faveur d'une déprise, les étagements périglaciaires standards ne sont pas remis en cause pour l'instant. Des formes périglaciaires authentiquement fonctionnelles ont permis d'en fixer précisément les limites qui conservent leur validité. Par ailleurs, ces étagements concordent toujours à quelques dizaines de mètres près aux altitudes inférieures de l'étage périglaciaire déterminées à ce titre par D. Sellier dans les années 80-90 (***figure 104***). La détermination de l'altitude inférieure de l'étage périglaciaire actif à des altitudes plus basses de quelques dizaines de mètres par rapport aux relevés de D. Sellier, tient à ce que cette thèse fait de la question des étagements périglaciaires un thème central qui s'appuie sur des relevés systématiques. Ces variations sensibles dans les niveaux périglaciaires ne doivent donc pas être interprétées comme un abaissement de la limite inférieure depuis les années 80, et ne s'écartent pas des normes de l'étage périglaciaire dans ces hauts massifs scandinaves.

	Limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel		Etage périglaciaire inférieur		Etage périglaciaire moyen		Etage périglaciaire supérieur	
	Rondane	Dovrefjell	Rondane	Dovrefjell	Rondane	Dovrefjell	Rondane	Dovrefjell
Présente étude	965 m	900 m	965/1 260 m	900/1 080 m	1 260/1 550 m	1 080/1 430 m	1 550/2 178 m	1430/2 286 m
D. Sellier (2002, 2006)	1 000 m	950 m	-	-	formes de deuxième rang à partir de 1 230 m	-	formes de troisième rang à partir de 1 400 m	-

Figure 104 *: tableau comparatif des altitudes des étagements périglaciaires déterminées dans la présente étude avec les relevés de D. Sellier (2002, 2006).* ***Remarques*** *: pour le massif des Rondane, les altitudes des étagements se réfèrent à celles qui ont été déterminées dans la partie sud du massif. Les limites des sous-étages n'ont pas été déterminées en tant que telles par D. Sellier, qui apporte cependant des indications sur l'altitude des formes de deuxième et de troisième rang selon une nomenclature des marqueurs analogue.*

Conclusion : les multiples témoignages recueillis au moyen d'une stricte analyse des formes sur le terrain plaident en faveur d'une déprise périglaciaire actuellement à l'œuvre dans le Dovre-Rondane. Par le jeu des changements d'échelle d'analyse, les données de terrain permettent de distinguer des étages critiques au sein desquels le phénomène est particulièrement bien représenté pour les formes qui ont été retenues comme les plus démonstratives (ostioles et plaques de cryoéjection). Ces étages où les dynamiques périglaciaires sont en difficulté concernent les altitudes qui jalonnent la base des massifs centraux des Rondane. La remontée de l'étage périglaciaire supérieur, qui a pu être estimée, témoigne également en faveur d'une mobilité significative des étagements depuis la Fin du Petit Age Glaciaire.

En dépit de ce constat, la limite fondamentale entre domaine tempéré et domaine périglaciaire persiste à des niveaux similaires à ceux qui ont été déterminés il y a une vingtaine d'années (Sellier, 2002). Et pourtant, «il se passe bien quelque chose» comme l'écrivait récemment B. Van Vliet Lanoë (2005)…

CHAPITRE 6
L'intérêt du Dovre-Rondane pour la connaissance des mobilités actuelles des étagements dans les montagnes atlantiques

Certes, les relevés concernant la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel dans le Dovre-Rondane s'accordent toujours avec les altitudes observées par D. Sellier il y a une vingtaine d'années (2002). Les multiples témoignages exprimés par les formes sur le terrain convergent pourtant dans le sens d'une mobilité actuelle des étagements, qui combine à la fois une progression du système morphogénique périglaciaire vers les sommets (zones déglacées ou libérées de l'emprise des névés) à une déprise en cours au sein de tous les sous-étages, sans que celle-ci ne contredise pour l'instant la valeur altitudinale reconnue de la limite inférieure.

Un bilan des connaissances et des publications sur cette question et plus largement sur les changements manifestés par les formes dans les milieux froids, s'avère utile afin de mieux saisir la portée des observations réalisées dans cette thèse et de les replacer dans ce champ de connaissances et de recherche.

À cette étape indispensable en succède une autre, qui concerne l'étude des changements récemment enregistrés dans le Dovre-Rondane par les paramètres climatiques fondamentaux et par les données liées au gel, ces précisions apportant un éclairage supplémentaire sur les mobilités décrites.

Ces développements permettent en fin de compte de mieux comprendre les multiples implications géomorphologiques et géographiques des mobilités spatiales en cours dans les massifs étudiés et de préciser leurs apports dans ce champ de recherche. Le Dovre-Rondane fournit en effet, dans un cadre nordique, des exemples concrets et novateurs sur les mobilités périglaciaires enregistrées par les milieux de hautes montagnes atlantiques. Il correspond à un terrain d'analyse exceptionnel puisqu'il comprend l'un des étages périglaciaires les plus épais d'Europe, puisqu'il conserve un étage glacio-nival authentique et parce que les quartzites qui en constituent l'armature sont de très bons révélateurs du périglaciaire en même temps que de ses dynamiques spatiales.

1. - L'état des connaissances sur les changements récents exprimés par les formes périglaciaires en milieu froid en réponse aux fluctuations du climat

1.1. - Bilan des connaissances sur la genèse des formes périglaciaires sur les zones déglacées

1.1.1. - Un thème peu documenté

Les études qui font état d'observations relatives à l'apparition de formes périglaciaires récentes sur les zones récemment libérées des glaces ne sont pas légion. L'Islande et la Norvège ont fourni à ce titre l'essentiel, pour ne pas dire la totalité des renseignements relatifs aux types de formes susceptibles d'apparaître sur les marges glaciaires, aux chronoséquences de leur mise en place et aux paramètres contrôlant leur formation puis leur évolution dans ce contexte.

C'est en Norvège que ces travaux ont été les plus nombreux. W.B. Whalley, J.E. Gordon et D.L. Thompson (1981) sont les premiers, semble-t-il, à avoir révéler l'existence de figures périglaciaires en bordure de la fonna en retrait de Balgesvarri, à proximité de Lyngen en Norvège du nord, sans envisager cependant que ces formes puissent être postglaciaires. Dans ce travail, quelques gélistructures de petites dimensions sont effectivement attribuées à des figures préglaciaires étant donné qu'aucun témoignage relatif à des formes apparues en contexte sous-glaciaire n'existe dans la littérature. À défaut d'éléments de calage précis, W.B. Whalley et son équipe formulent l'hypothèse d'une élaboration des cercles de pierres concernés au cours de l'optimum climatique de l'époque médiévale, puis de leur recouvrement lors de l'avancée des glaces du Petit Age Glaciaire. Cette hypothèse intéressante supposerait que les glaces aient eut une action très peu perturbatrice sur la disposition des gélistructures, ce qui paraît peu probable lorsqu'on connaît l'influence de l'effet de défonçage par les glaces sur la genèse de certains champs de blocs (Sellier, 1995, 2002). En outre, la possibilité d'une genèse postglaciaire des formes n'est à aucun moment envisagée, probablement en raison d'une méconnaissance des rythmes de croissance rapides qui caractérisent généralement ce type de figures périglaciaires, comme l'ont par exemple souligné J. Tricart et A. Cailleux (1967), appuyés ensuite par J. Dylik (1970) : «*les phénomènes périglaciaires se déclenchent sans retard appréciable sur les oscillations climatiques qui les provoquent*».

Dans le massif du Jotunheimen, en Norvège centrale, C.K. Ballantyne et J.A. Matthews (1982) ont étudié l'apparition de cercles de pierres sur les espaces libérés par le glacier Slettmarkbreen depuis 1750, thème qu'il ont également appliqué l'année suivante, dans le même massif, sur les marges du Storbreen (Ballantyne et Matthews, 1983). Ces deux études envisagent cette fois la formation de gélistructures sur des supports frais et ne rangent pas les figures concernées dans la catégorie des formes préglaciaires. Le Jotunheimen a également accueilli, en avant du Styggedalsbreen, les observations de J.A. Matthews et de son équipe qui ont permis de mieux saisir, dans un contexte de départ des glaces, l'influence des paramètres micro-topographiques, paraglaciaires et géoécologiques dans le développement des gélistructures (Matthews *et al.*, 1998). Dans le même massif, J.E. Haugland s'est penché par deux fois sur l'examen de formes périglaciaires apparues sur les zones déglacées du Styggedalsbreen, du Slettmarkbreen et du Vestre Memurubreen, plus particulièrement sous l'angle du développement des sols et de la végétation au sein des gélistructures et à leur proximité immédiate (2004, 2006).

	localisation et type(s) de zone étudiée	**principaux type de formes colonisatrices**	**chronoséquence**	**principales conclusions**
Whalley, Gordon et Thompson (1981)	**Lyngen, nord de la Norvège** *Fonna de Balgesvarri* *(bordures glaciaires)*	*petits cercles de pierres*	**-**	-figures périglaciaires préglaciaires (hypothèse formulée : élaboration des gélistructures lors de l'optimum climatique de l'époque médiévale)
Ballantyne et Matthews (1982)	**Jotunheim, Norvège centrale,** Slettmarkbreen *(marge glaciaire)*	*petits et grands cercles de pierres*	**depuis 1750**	-similarité des formes par rapport à celles qui sont élaborées en contexte périglaciaire «classique» -importance de la lenteur du retrait glaciaire dans l'apparition des formes et influence fondamentale des paramètres hydrologiques à proximité du glacier. -stabilisation progressive des gélistructures en rapport avec les modifications des conditions de site accompagnant le retrait glaciaire. -problème de l'interprétation des formes fossiles.
Ballantyne et Matthews (1983)	**Jotunheim, Norvège centrale,** Storbreen *(moraine flutée, marge glaciaire)*	*fentes de gel, petits polygones de pierres*	**35 ans**	-rôle des fines (éluviation) dans les caractéristiques des fentes de gel. -développement lent des polygones de pierres. -durée de vie limitée des formes.
Krüger (1994)	**Islande, nord du Myrdalsjökull** Maelifellssandur (moraine de fond sur marge glaciaire)	*fentes de gel, petits polygones de pierres*	**40 ans**	-la formation des gélistructures se fait en rapport avec celle des fentes de gel. Elle est parfois assistée du vent et du ruissellement pour ce qui concerne la migration des fines dans les fentes de gel (donc combinaison de processus).
Matthews *et al.*, 1998	**Jotunheim, Norvège centrale,** Styggedalsbreen *(marge glaciaire)*	*réseaux polygonaux de fentes de gel, petits ostioles, blocs laboureurs, lobes de solifluxion*	**25 ans - 60 ans**	-rapidité de formation des formes périglaciaires. -l'humidité des substrats est le facteur le plus important dans la distribution des sols structurés et pour ce qui concerne leur niveau d'activité actuel. -influence des facteurs microtopographiques liés à la déglaciation. -rôle de la végétation dans la formation des figures périglaciaires et dans leur durée de vie.
Dabski et Gryglewicz (1998)	**Islande, est du Vatnajökull** Fláajökull (moraine de fond sur marge glaciaire)	*grands sols striés, blocs plongeants, petits et grands cercles de pierres*	**plusieurs supports morainiques datés à partir de 1870**	-importance du gel dans le sol dans l'apparition des formes. -importance des conditions climatiques locales (T° proches de ° C, précipitations abondantes). -les fentes de gel ont probablement un rôle initial dans la genèse des formes.
Haugland (2004)	**Jotunheim, Norvège centrale,** Styggedalsbreen, Slettmarkbreen *(marge glaciaire)*	*petits cercles de pierres et petits ostioles*	**depuis 1750**	-développement d'un sol à la périphérie des gélistructures, en rapport avec les effets perturbateurs liés au gel. -activité variable du gel selon la distance au glacier (hypothèse de l'existence d'une «zone périglaciaire» immédiatement en avant du front glaciaire). -activité éphémère des gélistructures.
Haugland (2006)	**Jotunheim, Norvège centrale,** Styggedalsbreen, Slettmarkbreen, Vestre Memurubreen *(marge glaciaire)*	*petits cercles de pierres*	**depuis 1750**	- les processus relatifs à la genèse des formes sont en rapport avec les conditions de marges glaciaires. -déclin des formes en rapport avec le recul progressif du glacier.
Présente étude (observations de 2008 à 2011)	**Dovrefjell, Norvège centrale** Snöhetta et Svånåtindan *(marges et bordures glaciaires)*	*grands cercles et polygones de pierres, petits cercles et polygones de pierres, petits sols striés*	**1930-2011**	-phénomène de reconquête du système morphogénique périglaciaire et progression en altitude des étagements. Majorité de formes de deuxième rang et rareté des gélistructures plurimétriques (troisième rang). -rôle de la glace morte dans l'apparition de formes périglaciaires. -activité inégale selon le type de forme et la distance au glacier (formes de troisième rang).
Présente étude (observations de 2008 à 2011)	**Dovrefjell, Norvège centrale** Snöhetta et Svånåtindan (*éboulis supraglaciaires*)	*petits cercles et polygones de pierres, petits sols striés*	**1982-2011**	-formation de gélistructures éphémères en contexte paraglaciaire. -importance du paraglaciaire dans la fourniture du matériel et dans l'évolution des formes.

Figure 105 *: tableau récapitulatif des apports scientifiques relatifs à la genèse de formes périglaciaires en contexte de déglaciation.*

En Islande cette fois, J. Krüger a observé dans les années 90 quelques petits polygones de pierres authentiques sur les dépôts morainiques de fond abandonnés depuis 40 ans par les glaces en retrait au nord du Myrdalsjökull (1994). C'est également en Islande que se sont portées quelques années plus tard les recherches de M. Dabski et E. Gryglewicz sur la zone marginale du Fláajökull, à l'est du Vatnajökull (1998) : bien que les cas de polygonation de mousses évoqués dans l'inventaire

des formes apparaissent davantage liés à des phénomènes de dessiccation au sein des tapis de mousses plutôt qu'à des processus effectivement liés au travail du gel dans le sol, les grands sols striés ainsi que les gélistructures de dimensions variées décrites par les auteurs correspondent en revanche à des dynamiques authentiquement périglaciaires.

Il s'agit en fin de compte d'un thème assez peu documenté, qui n'a été appliqué qu'en Europe du nord ouest sur des glaciers réputés pour la lenteur de leur recul. En outre, il concerne uniquement des milieux qui appartiennent aux montagnes atlantiques et ne dispose d'aucune donnée fournie par d'autres types de marges glaciaires qui seraient utiles à des fins de comparaison, dans des massifs montagneux de type continental ou tropical par exemple.

Ces études fournissent néanmoins des renseignements nouveaux sur la formation des gélistructures et de quelques autres types de formes périglaciaires mineures en contexte de déglaciation. Les conclusions des auteurs varient selon les sites étudiés, et si l'on excepte l'étude de W.B. Whalley, J.E. Gordon et D.L. Thompson (1981) qui attribuent les formes observées à des manifestations préglaciaires, ces divergences tiennent principalement aux caractéristiques des formes selon la distance au glacier et aux rythmes de leur genèse (***figure 105***).

1.1.2. - L'impasse sur les dynamiques de reconquête et sur la translation en altitude de l'étage périglaciaire dans les publications scientifiques

Le principal intérêt de cette synthèse bibliographique consiste surtout à souligner qu'aucune de ces études n'envisage l'apparition de gélistructures sur les zones déglacées en tant que phénomène de reconquête par le système morphogénique périglaciaire, que cette progression soit provisoire ou pas. Ces travaux privilégient une analyse à l'échelle des marges glaciaires et n'interprètent pas non plus les phénomènes observés comme une mobilité des étagements à l'échelle de leurs massifs respectifs. Ils concernent pourtant des dynamiques, certes plus ou moins durables, mais qui entrent sans exception dans le cadre de phénomènes de reconquête périglaciaire. Elles caractérisent en fin de compte le passage d'un système dominé par les processus glaciaires à un système authentiquement périglaciaire. Elles contribuent finalement à la connaissance des transformations des domaines marginaux depuis la fin du Petit Age Glaciaire (Kergormard, 1984a).

1.1.3. - L'intérêt du Dovre-Rondane au sujet de la connaissance des reconquêtes périglaciaires

Cette thèse fournit d'abord, pour la Norvège, des exemples complémentaires au sujet des formes périglaciaires qui apparaissent en contexte de départ des glaces. L'étude des zones déglacées est à ce titre d'un intérêt double, à la condition requise que les rythmes chronologiques de la fonte glaciaire soient formellement connus.

Ces secteurs offrent d'abord l'avantage de pouvoir observer l'apparition des formes sur des supports récents puisque leur âge n'excède pas un siècle. Ils permettent par conséquent d'apprécier les dynamiques à l'œuvre dans la mise en place initiale du système périglaciaire durant les décennies qui succèdent au départ des glaces, en même temps qu'ils facilitent le suivi des étapes de ce qui doit être considéré comme une recolonisation. Dans ce sens, le Dovrefjell contribue à la connaissance des dynamiques en question par la mise en évidence, dans certains cas, du rôle de la glace morte sur les marges et les bordures glaciaires. Dans un contexte particulier, les zones étudiées en amont du glacier du Snöhetta (Kerguillec, 2013) plaident également en faveur de l'importance du paraglaciaire dans la fourniture du matériel et dans l'évolution des figures périglaciaires rencontrées dans ce cas de figure.

L'autre intérêt des zones de déprise glaciaire consiste ensuite à fournir des renseignements sur les rythmes de mise en place des formes périglaciaires et éventuellement, selon les cas, sur leur évolution. Sur ce point, les glaciers du Snöhetta et du Svånåtindan, parce qu'ils se prêtent à des observations sur des chronoséquences à peu près équivalentes, corroborent les résultats des études antérieures effectuées sur les marges glaciaires y compris sur leurs moraines (Ballantyne et Matthews, 1982, 1983 ; Krüger, 1994 ; Dabski et Gryglewicz, 1998 ; Matthews *et al.*, 1998 ; Haugland, 2004, 2006). Ainsi, les formes éphémères élaborées en contexte paraglaciaire sur le glacier du Snöhetta vont dans le sens d'une mise en place particulièrement rapide compte tenu de l'achèvement de leur cycle de vie en 29 ans au maximum : ces observations s'accorderaient par conséquent avec d'autres travaux qui évoquent des séquences d'une ou deux décennies seulement pour la formation de gélistructures élémentaires (Matthews *et al.*, 1998). Les marges et les bordures glaciaires, qui demeurent le cadre d'étude le plus fréquemment rencontré sur le terrain, permettent une lecture des formes sur une chronoséquence d'environ 80 ans (1930-2011), ce qui ne contredit pas non plus les indications chronologiques fournies par certaines recherches analogues en Norvège

centrale ou en Islande (Matthews *et al.*, 1998 ; Dabski et Gryglewicz, 1998). Les données recueillies en contexte de marge glaciaire s'accordent en outre également avec les conclusions de C.K. Ballantyne et J.A. Matthews (1982), au même titre qu'avec celles de Matthews *et al.* (1998), sur la question de l'importance essentielle des paramètres hydrologiques locaux dans l'apparition des formes périglaciaires.

En outre, elles s'en rapprochent partiellement sur la question de la stabilisation progressive des gélistructures évoquée par les auteurs, en liaison avec les modifications des conditions de site accompagnant le retrait glaciaire. Cette convergence de points de vue souffre cependant d'un certain nombre de nuances dans le détail.

Dans le Dovrefjell, la décroissance de l'activité des formes ne concerne d'une part que les plus exigeantes d'entre elles (formes de troisième rang) et ne s'applique en aucun cas à l'ensemble des manifestations périglaciaires recensées. D'autre part, sans remettre en cause l'existence probable d'une «*zone périglaciaire*» située immédiatement en avant du front glaciaire et supposée connaître des températures estivales plus froides et des supports plus humides (Ballantyne et Matthews, 1982 ; Haugland, 2004), les conclusions relatives aux observations de terrain préfèrent évoquer deux cas de figure pour expliquer le ralentissement ou l'arrêt dans le fonctionnement de certaines gélistructures : les modifications enregistrées par les conditions de site concerneraient, plutôt que des variations climatiques sensibles dues à l'éloignement progressif du front glaciaire, soit des évolutions des paramètres hydrologiques, soit des changements dans la capacité des dépôts à enregistrer les effets du gel, l'action conjointe de ces deux paramètres n'étant par ailleurs pas exclue. Au fur et à mesure du retrait glaciaire, les conditions hydrologiques peuvent en principe être considérablement modifiées au même titre que les conditions de triage. En outre, dans un contexte de dépôts à texture ouverte qui est l'une des caractéristiques principales des supports morainiques des glaciers du Dovre, des modifications intervenant dans les conditions de triage en raison de phénomènes d'éluviation ou d'illuviation ne sont pas à écarter. Ces évolutions des dépôts, synchrones ou postérieures à la fonte glaciaire, entreraient pour une part importante dans l'explication du déclin dans l'activité des formes compte tenu des changements consécutifs dans les contrastes et les gradients de gélivité. Plutôt qu'une modification sensible du microclimat corrélée à l'éloignement du front glaciaire, un dernier argument en faveur d'une modification des paramètres hydrologiques ou d'une évolution des conditions de triage tient dans la disposition actuelle des étagements périglaciaires standards du Dovrefjell : les grandes gélistructures de troisième rang observées sur les espaces récemment déglacés se situent à l'intérieur de l'étage périglaciaire supérieur caractérisé par des formes analogues parfaitement fonctionnelles. Pour ce qui concerne le Dovre, il semble donc que les paramètres climatiques, même envisagés à une échelle très fine de l'ordre de la dizaine de mètres, entrent peu dans l'explication des formes de reconquête aujourd'hui inertes et stabilisées. Dans les travaux évoqués, ce microclimat censé affecter les environs immédiats des fronts glaciaires n'est par ailleurs confirmé par aucun enregistrement climatique. Il relève cependant d'une hypothèse intéressante qu'il serait judicieux d'approfondir davantage.

L'apport de cette thèse par rapport aux travaux précités tient surtout en ce qu'elle considère la formation des figures périglaciaires élaborées dans ce contexte en tant que phénomène de reconquête périglaciaire. Cette approche originale est corollaire de la préoccupation même de ce travail, qui a fait de l'étude des étagements et de leur mobilité des thèmes fondamentaux. En réponse à une modification climatique qui fait suite au Petit Age Glaciaire, ces formes sont considérées ici comme des marqueurs d'une mobilité des étagements et, dans le cas présent, d'une progression en altitude du système morphogénique périglaciaire au détriment de l'étage glacio-nival.

Ce travail fournit par conséquent une méthode d'analyse des changements enregistrés par les systèmes morphogéniques propres aux ambiances froides. Cet examen souscrit d'une part à la méthode des changements d'échelle étant donné que les constats effectués sur les espaces récemment déglacés sont replacés à l'échelle du massif lui-même et sont considérés comme des jalons de la mobilité des étagements. Ces modifications sont mises en lumière par la stricte analyse des formes périglaciaires en regard de leurs étagements actuels et nullement au moyen de mesures du pergélisol, ou encore par le recourt à des scénarios ou des modèles de réaction du terrain comme certaines études l'ont proposé pour d'autres régions de l'hémisphère nord (Dixon *et al*., 1995 ; Kirkby, 1995 ; Pepin, 1995 ; 1997 ; Luetschg et Haeberli, 2005). L'objectif consistait ici à rechercher des preuves morphologiques de la mobilité supposée des étagements et à confronter cette hypothèse avec la réalité du terrain, et les exemples fournit par le Dovre confirment ces suppositions déjà formulées en préalable à ce travail (Kerguillec, 2007). Ils confirment également la synchronisation des pulsations glaciaires et des actions périglaciaires.

1.2. - Bilan des connaissances sur les phénomènes de déprises périglaciaires associés aux fluctuations du climat

1.2.1. - Un champ de recherche centré sur l'étude du pergélisol et sur ses effets morphologiques

D'un point de vue quantitatif, les analyses traitant des déprises périglaciaires souffrent d'un constat bibliographique analogue et occupent une place finalement peu importante dans la géomorphologie périglaciaire actuelle. Le thème a pourtant été plus ou moins directement rappelé par Y. Veyret (2001), D. Sellier (2006) ou encore S. Etienne (2006) et, pour s'en tenir aux chercheurs français, J. Tricart et A. Cailleux évoquaient dès 1967 des «*phénomènes périglaciaires de récession*». En outre, E.A. Koster et H.M. French rapportaient en 1988 les propos suivants, attribués à Washburn (1979) au sujet des grands axes de la géomorphologie périglaciaire contemporaine : «*the objectives of periglacial research are to (1) determine the exact mechanism of periglacial processes, (2) determine the environmental significance of the processes, (3), apply the information to reconstruct Quaternary environments, and (4) use these historical and process approaches as an aid in predicting environmental changes.*». M.G. Marcus *et al.* (1992) ont également insisté quelques années après Washburn sur la qualité d'indicateur joué par la cryosphère dans ce contexte : *«(…) the cryosphere, in its multitude of manifestations, is at the same time a sensitive index of climatic change (…)*».

Malgré ces annonces prometteuses et en supplément de cette lacune thématique, le fait le plus remarquable tient surtout au contenu de l'inventaire bibliographique. En effet, la documentation disponible sur le thème des modifications subies par les formes périglaciaires fait des palses un objet d'étude presque exclusif, thème souvent associé à l'idée de leur attribuer la qualité d'indicateur du changement climatique contemporain ou de marqueur pour son suivi en raison de leur subordination au comportement du pergélisol, donc à celui du climat (Nelson *et al.*, 1991). L'étude des palses s'applique presque exclusivement à la Norvège, à la Suède ou à la Finlande, et l'on retrouve dans les écrits de J.L. Sollid et L. Sørbel (1974, 1998), T. Nihlén (2000), F.S. Zuidhoff seule (2002, 2003) ou en collaboration avec E. Kolstrup (Zuidhoff et Kolstrup, 2000), les analyses les plus connues sur ces questions. On citera également, à propos de ces formes intimement liées au pergélisol et concernant leur évolution récente, les travaux de M.J. Laberge et S. Payette (1995), de P.O. Oksanen (2005), de Fronzek *et al.* (2006) et de U. Kokfelt *et al.* (2009). Plus précocement, D. Lagarec en faisait dès 1982 et en prélude aux travaux précités, des indicateurs de suivi de l'état du pergélisol. Les analyses de K. Lie (1996), d'A. Hofgaard (2003) puis de M. Febrar (2009), occupent dans cet inventaire bibliographique une place particulière et sont d'un intérêt renforcé parce qu'elles portent sur les champs de palses du Dovrefjell qui semblent être les plus méridionaux de la péninsule scandinave, du moins si l'on s'en tient aux cartographies réalisées par K. Lie en 1996 puis par J.L. Sollid et L. Sørbel deux ans plus tard (Sollid et Sørbel, 1998).

Les travaux traitant du comportement des autres types de formes périglaciaires en réponse aux modifications contemporaines enregistrées par les paramètres climatiques sont peu fréquents, en tout cas s'ils sont comparés à la foisonnante bibliographie sur la question des réactions manifestées par le pergélisol sur laquelle il serait vain de prétendre à l'exhaustivité (Ødegård *et al.*, 1993 ; Pissart, 1994 ; Gorbunov, 1996 ; Lunardini, 1996 ; Smith et Riseborough, 1996 ; French, 1999 ; Osterkamp et Romanovsky, 1999 ; Harris, 2001 ; Isaksen et Sollid, 2002a ; Humlum *et al.*, 2003 ; Lloyd *et al.*, 2003 ; Harris, 2005 ; Humlum et Isaksen, 2005 ; Haeberli *et al.*, 2006 ; Slaymaker et Kelly, 2007 ; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2011). Par ailleurs, la fonte du pergélisol est connue pour provoquer des effondrements (Czudek et Demek, 1970 ; Soloviev, 1973 ; Costard, 1990) et les observations relatives aux phénomènes thermokarstiques donnent récemment au comportement du pergélisol un élan renouvelé (Kääb et Haeberli, 2001 ; Toniolo *et al.*, 2005 ; Desyatkin et Desyatkin, 2006 ; Hedding, 2006 ; Slaymaker et Kelly, 2007 ; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2011), bien qu'ils aient été pressentis au milieu des années 70 (Embleton and King, 1975). Ces phénomènes relatifs au thermokarst (en même temps qu'aux palses) sont également évoqués par B. Van Vliet Lanoë, et ce en dépit de changements dans les paramètres climatiques considérés comme finalement peu marqués (2005).

On doit néanmoins à A. Rapp (1995) et Schlyter *et al.* (1993) un certain nombre d'études sur la recrudescence de plusieurs phénomènes en rapport avec le climat, dans le secteur suédois de Kärkevagge (Abisko). Les objectifs de ces travaux sont notamment de comparer les rythmes actuels des processus avec ceux préalablement déterminés dans le même secteur par A. Rapp en 1960. Ils consistent également à évaluer dans quelle mesure les conditions climatiques actuelles affectent les rythmes de certains processus des milieux froids montagnards.

Certaines équipes de recherche se sont également penchées sur le comportement des glaciers rocheux en rapport avec celui du pergélisol, notamment dans les Alpes (Bodin *et al.*, 2009 ; Crepaz *et*

al., 2011 ; Deline *et al.*, 2011 ; Krainer, 2011 ; Schoeneich *et al.*, 2011a et b ; Seppi *et al.*, 2011a et b), mais en fin de compte, les phénomènes observés ne concernent pas les formes périglaciaires analysées dans la présente thèse.

Malgré le titre évocateur de «*Geomorphic features as indicators of climatic fluctuations in a periglacial environment, Northern Sweden*», R. Nyberg et L. Lindh (1990) ne traitent pas non plus de ces formes élémentaires mais principalement de la fréquence des avalanches de slush. Le thème «*Geomorphology and geomorphological responses to climate change in the interior of sub-Antarctic Marion Island*» (Hedding, 2006) est tout aussi attrayant mais souffre du même constat. Pour ce qui relève des sols saisonnièrement gelés, on citera cependant les campagnes de mesures du Circumpolar Active Layer Monitoring (Christiansen, 2004), au sujet desquelles on objectera que l'épaisseur de la couche active est connue pour varier de manière significative sur de courtes distances et que les méthodes de mesures s'avèrent limitées dans leur capacité à fournir des informations d'ordre spatial (Slaymaker et Kelly, 2007).

Un constat analogue se dégage à la lecture de l'ouvrage collectif «*Global Change and mountain regions*, *an overview of current knowledge*» (Beniston, 2005) : les modifications glaciaires, climatiques, hydrologiques ou écologiques occupent une part essentielle de ce recueil d'articles, les changements liés à la cryosphère se limitant une fois encore, outre au fait glaciaire, au pergélisol et au manteau nival. Contre toute attente, l'une des références les plus récentes en matière de géomorphologie périglaciaire n'évoque pas non plus clairement la réponse des formes périglaciaires de détail face au changement climatique (French, 2007).

En définitive, c'est bien sur le pergélisol que se focalise l'essentiel des préoccupations sur la question de la réponse des formes aux changements contemporains du climat, ce qui est particulièrement vrai dans le cas des palses et des phénomènes thermokarstiques. Les autres formes périglaciaires ne sont que le parent pauvre de ce champ de recherche. L'évolution des étagements phytogéographiques, et particulièrement celle de la limite de l'arbre, connaissent également un intérêt constant (Guilcher et Beaujeu-Garnier, 1958 ; Kullman, 2000 ; Löffler *et al.*, 2004 ; Kjällgren et Kullman, 1998, 2002 ; Kullman et Kjällgren, 2006 ; Bryn, 2008).

Ainsi, J. Karte (1983) est probablement l'un des seuls à avoir manifesté un intérêt précoce et explicite pour les phénomènes périglaciaires sur sols saisonnièrement gelés, en tout cas du point de vue de leur vocation à servir d'indicateurs climatique. Dans son article au titre évocateur «*Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators*» (1983), il ne se contente pas de traiter des formes liées aux différents types de pergélisol, mais inclut également la plupart de celles qui sont induites par les mouvements saisonniers et diurnes liés au gel et au dégel dans les sols. «*Their significance, however, results from the fact that as being controlled by a highly complex system of regional and local, direct and indirect climatic as well as more local site-specific conditions, at the same time they function as environmental indicators for these conditions. As such they have a diagnostic value for periglacial climate including regional and temporal variations, for frozen ground conditions, especially for permafrost and ground ice conditions, for specific frost-action processes and for topographical, hydrological and edaphic site conditions*». Pour cet auteur, la réponse des microformes périglaciaires à un changement climatique est courte, notamment en raison de leur taille limitée et de leur rapidité d'apparition : «*The response time to climatic change is usually short. Due to their small size and relatively short duration of formation they have proved especially rewarding for the study of their environment -diagnostic value because direct and correlate observation and measurement of periglacial processes and controlling environmental factors are possible*».

1.2.2. - Des analyses qui ne traitent pas de l'évolution des étagements

Passées ces remarques, qui relèvent principalement des déséquilibres existants sur les marqueurs le plus souvent utilisés en tant qu'indicateurs des changements climatiques, la question de la place accordée à la dimension spatiale du périglaciaire et à son évolution s'impose comme le second aspect remarquable dans la documentation.

Certes, on peut entrevoir dans la communication de P. Schlyter et de son équipe (1993) l'idée que les modifications climatiques en cours peuvent être potentiellement à l'origine de changements dans les processus et mieux encore, dans leur répartition : «*In such situations* (de changement climatique) *vegetation, permafrost, geomorphic process rates, as well as their spatial distribution in the boreal and arctic/alpine areas are likely to change in the near future*». Des modifications dans la distribution géographique des formes sont par conséquent pressenties et l'on serait en droit de s'attendre ici à ce que le concept d'étagement mobilise une part importante dans la problématique de cet article. Mais curieusement, ce thème de l'évolution altitudinale des étagements ne fait pas l'objet de plus amples développements.

Ce thème de recherche nouveau a été pressenti en 2002 et surtout en 2006 par D. Sellier, qui estime que «*(…) l'analyse détaillée et suivie de ses limites* (de l'étage périglaciaire) *dans l'espace et dans le temps est d'un intérêt particulier. L'enregistrement de la remontée des limites inférieures de l'étage périglaciaire fonctionnel peut en effet fournir un révélateur privilégié de la tendance actuelle au réchauffement du climat, à condition de préciser le tracé de ces limites en distinguant les marqueurs morphologiques actifs de marqueurs récemment désactivés. Il constituerait ainsi le complément d'analyse des retraits glaciaires et des processus de reconquête périglaciaire qui ne manquent pas de les accompagner aux limites supérieures de l'étage périglaciaire fonctionnel aux dépens des espaces les plus récemment libérés par la glace*».

1.2.3. - L'apport du Dovre-Rondane à la connaissance des déprises périglaciaires

La contribution de cette thèse sur la connaissance des dynamiques spatiales de récession périglaciaires est en effet de fournir, dans le cas de la Norvège centrale, des exemples tangibles de déprises périglaciaires exprimés par les formes sur le terrain. Cette étude n'a donc pas privilégié une approche théorique et encore moins une démarche prospective, mais elle s'est voulue morphologique, pratique et appuyée sur des observations concrètes. Il s'agit d'une méthode nouvelle dans le sens où elle accorde un rôle de marqueurs des changements climatiques récents à des formes périglaciaires jusqu'ici négligées et reléguées au rang d'éléments de détail dans la géomorphologie des montagnes atlantiques (***figure 106***).

Massif	Apports des techniques de terrain
Rondane	-Mise en évidence de dynamiques de déprise périglaciaire exprimée par des formes périglaciaires sur sols saisonnièrement gelés. Détermination des marqueurs les plus démonstratifs de la déprise (ostioles et plaques de cryoéjection) -Extension géographique de la déprise dans une haute montagne atlantique nordique et détermination d'étages critiques -Temporalité de la déprise et évaluation de son ampleur depuis la fin du PAG -Mise en évidence et utilisation d'indicateurs biologiques spécifiques de la déprise périglaciaire -Remontée globale de l'étage périglaciaire fonctionnel en association avec les reconquêtes en altitude
Dovrefjell	-Mise en évidence de cas de déprise au sein de l'étage périglaciaire supérieur (étage à pergélisol discontinu étendu)

Figure 106 *: apports des techniques de terrain appliquées dans Dovre-Rondane concernant les déprises périglaciaires.*

Un tel procédé supposait d'abord de mettre au point un ensemble de critères afin d'identifier les processus de déprise au sein des formes. Les exemples fournis par le Dovre-Rondane font en effet intervenir des indices morphologiques et biologiques, parfois spécifiques, qui sont les signaux de la déprise actuelle et qui peuvent, en outre, être employés dans d'autres contextes montagnards.

Cette démarche illustre également la sensibilité des formes périglaciaires sur sols saisonnièrement gelés vis-à-vis des variations climatiques actuelles. Elle a donc permis de vérifier la réactivité pressentie des milieux de haute montagne atlantique par rapport à de telles évolutions, à travers le langage des formes.

Mais surtout, cette mise en lumière des déprises périglaciaires a été effectuée à travers le prisme des étagements et l'analyse morphologique systématique des formes a permis d'une part de délimiter des étages où le phénomène de récession périglaciaire est critique, d'autre part de proposer des éléments d'évaluation de l'ampleur de la remontée de l'étage grâce au recours à des supports morainiques de date connue. Le résultat n'en est que plus géographique et les étagements

périglaciaires s'avèrent des traceurs utiles dans un contexte d'évolution du climat, à condition de connaître leurs niveaux anciens ou leurs niveaux standards. L'étude des dynamiques de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire en même temps que sur ses marges confirme la remontée globale de l'étage périglaciaire actif en altitude, de concert avec les observations relatives à la progression vers les sommets des formes fonctionnelles sur les espaces déglacés (***figure 107***).

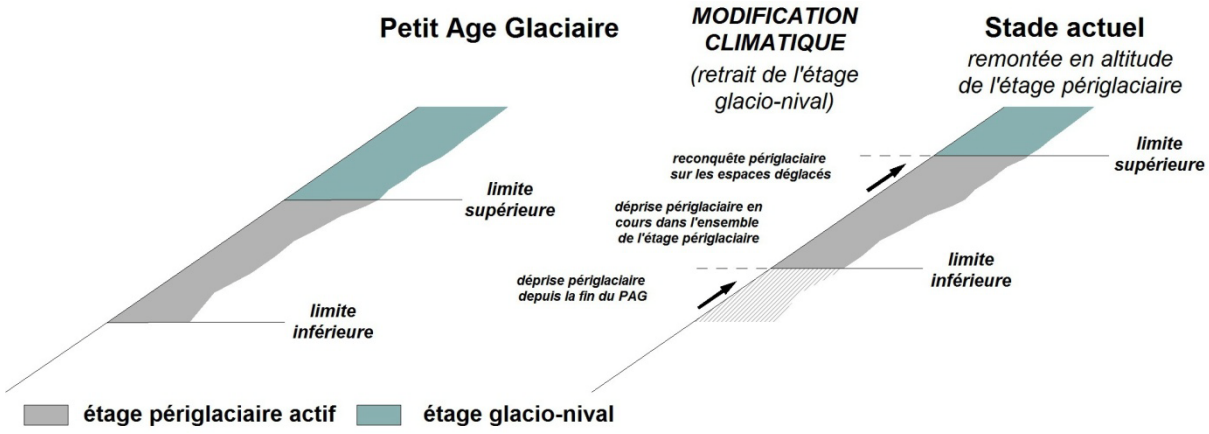


Figure 107 *: la mise en évidence de la remontée de l'étage périglaciaire fonctionnel comme résultat principal des recherches effectuées dans le Dovre-Rondane.*

Conclusion : dans un champ de recherche jusqu'ici peu documenté et qui n'exploite pas, ou peu, la dimension spatiale et altitudinale du système morphogénique périglaciaire, le Dovre-Rondane fournit, en tant que haute montagne atlantique, un exemple concret des mobilités spatiales actuelles qui caractérisent ses étagements. Cette entreprise a été menée au moyen d'une méthode morphologique, ce qui souligne l'intérêt de l'analyse des formes sur le terrain.

Ce travail doit désormais être complété par l'étude des changements récents enregistrés par les paramètres climatiques dans les massifs concernés. Cet examen sera l'occasion d'évaluer la corrélation entre la tendance actuelle de l'évolution climatique et ce qui se passe effectivement sur le terrain.

2. - Les changements climatiques récents enregistrés dans le Dovre-Rondane, dans le contexte du réchauffement post-PAG

Un certain nombre d'oscillations climatiques ont affecté l'Europe du nord et du nord ouest depuis la fin de la dernière glaciation (Guilcher et Beaujeu-Garnier, 1958 ; Kergormard, 1984 ; Berger, 1992 ; Karlén et Matthews, 1992 ; Labeyrie, 1993 ; Duplessy, 1996 ; Lindholm et Eronen, 2000 ; Mc Bean *et al.*, 2005 ; Maasch *et al.*, 2005 ; Seppälä, 2005 ; Mercier, 2010). Leur ampleur et leur déroulement sont notamment retracés grâce à un certain nombre de techniques, comme les analyses polliniques, l'étude des foraminifères, les carottages des glaciers ou encore la dendrochronologie et l'étude des sédiments lacustres (Lorius, 1991). Dans le cadre de la présente étude, ce qui importe consiste cependant moins à s'attarder sur ces diverses fluctuations mis en évidence pour l'Holocène dans l'hémisphère nord et plus spécialement en Scandinavie, qu'à éclaircir les changements récents enregistrés dans cette région du globe. Étudier l'ampleur et la géographie des variations postglaciaires du climat trouverait un intérêt certain dans le cadre de problématiques différentes, mais l'essentiel tient effectivement à analyser dans cette thèse les mobilités spatiales récentes des étagements périglaciaires. Ce souci implique par conséquent de s'en tenir à des cadres temporels adaptés et par conséquent plus restreints. L'étude des modifications enregistrées par les paramètres climatiques fondamentaux concernent donc les temps postérieurs au Petit Age Glaciaire : les évolutions précitées ne se limitent pas seulement aux dernières décennies puisqu'elles caractérisent

en effet l'ensemble de la chronoséquence qui s'étend depuis la fin de cet épisode froid jusqu'à nos jours.

L'entreprise n'est pas simple et doit contourner un certain nombre d'écueils. Le premier revient d'abord à rappeler que ces changements suscitent un certain nombre de débats et occasionnellement des remises en cause pour ce qui concerne notamment les données fournies par le Groupement d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) dans ses rapports de 2001 et de 2007 : pour ne citer qu'un exemple parmi les plus démonstratifs, B. Van Vliet Lanoë (2005) intervient ainsi en insistant sur le fait que «*nous sommes en droit de nous poser des questions sur la représentativité de la courbe des températures de l'hémisphère Nord produite par le GIEC*». Il n'empêche qu'à en croire C.C. Wallen (1986), le bassin arctique aurait connu le changement climatique le plus spectaculaire sur la période considérée. Malgré tout, cette thèse n'a pas pour objet de prendre part à ces débats. En revanche, l'analyse des formes et des expressions morphologiques des fluctuations climatiques est souvent perdue de vue dans ces désaccords…

En fait, étudier les oscillations climatiques post-PAG revient la plupart du temps à un problème d'échelle d'analyse. Il s'agit d'une question que de nombreux auteurs ont illustrée ou sur laquelle l'accent a été mis (Berger, 1992 ; Leroux, 1996 ; Mercier, 1998, 2005, 2010 ; Richter-Menge *et al.*, 2006). Les modifications dont il s'agit se caractérisent par une géographie variable et sont en effet réputées pour se produire non seulement dans des proportions inégales selon le cadre géographique considéré, en même temps qu'elles concernent éventuellement des tendances opposées qui juxtaposent des secteurs où le réchauffement est avéré à des secteurs qui se sont refroidis sur la même période. Si le réchauffement climatique du XXe siècle a été d'environ + 0.6° C pour l'ensemble du globe (Sadourny, 1994 ; Mercier, 1998, 2001, 2005 ; Barry, 2008), il est loin d'être homogène sur le plan spatial et se complique de nuances inter et intrarégionales en même temps que ses impacts diffèrent en fonction de facteurs locaux voire stationnels (ACIA, 2004, 2005 ; Mercier, 2005 ; Richter-Menge *et al.*, 2006). Cette géographie contrastée n'est pas sans compliquer la lecture et l'interprétation des changements évoqués. À titre d'exemple, A. Guilcher et J. Beaujeu-Garnier (1958) ont déjà démontré que ces évolutions souffrent d'une grande variabilité régionale à l'échelle de l'Europe du nord et du nord ouest. Inversement, il semble que les variations thermiques aient été relativement uniformes à l'échelle de la seule Fennoscandie (Hanssen-Bauer *et al.*, 1996 ; Moberg *et al.*, 2005).

Dans ces conditions, une analyse des variations climatiques à une échelle trop petite pourrait s'avérer trompeuse. Pour s'affranchir au maximum des achoppements précités, c'est par conséquent une étude des modifications évoquées à l'échelle des massifs du Dovre-Rondane qui a été préférée dans ce qui suit, ce qui ne dispense pas de rappeler succinctement les tendances générales observées notamment pour la Scandinavie.

2.1. - Les changements observés dans les paramètres fondamentaux du climat

2.1.1. - L'évolution générale des paramètres thermiques depuis la fin du Petit Age Glaciaire selon différentes échelles spatiales

À l'échelle planétaire, le réchauffement climatique contemporain a atteint en moyenne + 0,6° C en un siècle, avec une incertitude de 0.2° C. Cette hausse globale des températures s'est déroulée en deux phases, avec une première augmentation entre 1910 et 1945, suivie d'une seconde de 1975 à nos jours (Sadourny, 1994 ; Kastellet *et al.*, 1998 ; Bengtsson *et al.*, 2004 ; Mc Bean *et al.*, 2005 ; Mercier, 2010).

Dans l'Arctique, la période 1901-1930 était plus froide que la période 1961-1990. La période 1931-1960 était en revanche plus chaude qu'entre 1961 et 1990 (Mc Bean *et al.*, 2005 ; Richter-Menge *et al.*, 2006). Pour les deux dernières décennies, les températures enregistrées sont plus élevées que celles de la période 1961-1990, exception faite de la partie occidentale du Groenland où les stations présentent des températures plus basses qu'entre 1961 et 1990 et où la période de référence 1931-1960 conserve des valeurs thermiques plus élevées (ACIA, 2004, 2005 ; Førland *et al.*, 2004 ; Mercier, 2010).

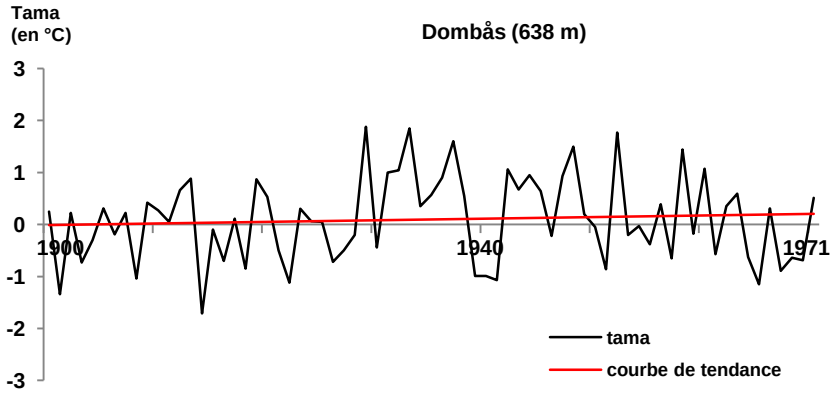
Pour la Fennoscandie, Moberg *et al.* (2005) chiffrent le réchauffement à + 1° C en moyenne depuis le milieu du XIXe siècle jusqu'à 1930. Cette période d'élévation des températures, observée dans d'autres massifs montagneux en Europe ou ailleurs dans le monde (Barry, 2008), a été suivie d'un léger refroidissement à la fin des années 60. Les années 90 ont été aussi chaudes ou légèrement plus chaudes que les années 30, ce que les auteurs attribuent surtout à des températures hivernales plus élevées et dans une moindre mesure au relèvement des températures printanières. Les tendances suivies sont donc tout à fait similaires à ce qui a été observé en Europe et dans

l'hémisphère nord en général (Tveito *et al.*, 2000 ; Moberg *et al.*, 2005). L'élévation globale de la température sur le XXe siècle est également conforme aux mesures rapportées à des échelles plus petites (+ 0.64° C). Selon d'autres sources, le réchauffement établi sur les 50 dernières années atteindrait + 1° C en Scandinavie (ACIA, 2004).

2.1.2. - L'évolution des températures depuis la fin du Petit Age Glaciaire pour deux stations proches du Dovre-Rondane (Dombås, Fokstugu)

Étudier les variations thermiques depuis le début du siècle dernier dans le Dovre-Rondane ou dans son environnement immédiat suppose de pouvoir s'appuyer sur des séries climatiques suffisamment longues et enregistrées par la même station météorologique. Pour limiter autant que faire se peut l'influence des variations intrarégionales dans l'évolution du climat et pour établir une tendance qui retranscrive le plus fidèlement possible celle suivie par les secteurs de recherche au cours du XXe siècle, il importe également de ne retenir que les stations qui sont les plus proches des massifs étudiés et dont l'altitude est à peu près similaire.

Il existe en fin de compte peu de stations qui présentent ses qualités, soit parce que les lieux de mesure sont trop éloignés des secteurs de recherche, soit parce que les enregistrements ont été stoppés ou interrompus pour diverses raisons. Seules les stations de Dombås (municipalité de Dovre, 638 m) et de Fokstugu (municipalité de Dovre, 973 m) remplissent ces conditions pré-requises, les autres stations figurant dans les environs immédiats du Dovre-Rondane offrant des séries incomplètes comprenant des lacunes soit au début du siècle dernier, soit au milieu ou à la fin de ce dernier (***figures 10*** et ***11***).

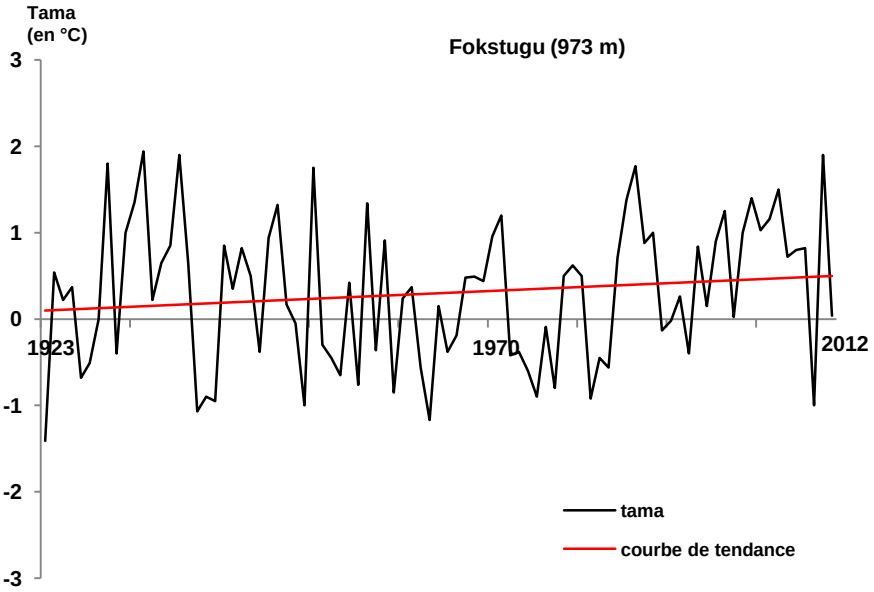


période	TAMA
1901-1910	-0.22
1911-1920	-0.05
1921-1930	-0.02
1931-1940	0.64
1941-1950	0.37
1951-1960	0.12
1961-1971	-0.16

Figure 108 *: courbe d'évolution des températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Dombås (municipalité de Dovre, Oppland, 638 m) de 1901 à 1971 (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

Les données thermiques de la période 1901/1971 fournies par la station de Dombås, positionnée à 27 km au sud sud ouest du Snöhetta et à 638 m d'altitude (***figure 108***), confirment l'évolution générale observée en Fennoscandie à travers les modifications sensibles de la température atmosphérique moyenne annuelle (TAMA). De 1901 à 1930, la TAMA était de - 0.1° C en moyenne, donc plus faible que pour la période 1931-1960 (+ 0.37° C en moyenne) en dépit des hivers particulièrement marqués entre 1939 et 1941. Toujours en accord avec ce qui est observé pour la Fennoscandie, la fin des années 60 se caractérise par un refroidissement des températures, la TAMA entre 1961 à 1971 étant de - 0.16° C en moyenne.

Les mesures de la station de Fokstugu (22 km au sud du Snöhetta, 973 m d'altitude) témoignent de ces rythmes d'évolution des températures au cours du XXe siècle dans ce secteur de Norvège centrale (***figure 109***). Elles permettent également d'observer les tendances suivies dans les dernières décennies du XXe siècle étant donné qu'elles sont le résultat d'enregistrements de 1923 à 2012 et que ceux-ci se poursuivent encore aujourd'hui.



période	TAMA
1923-1930	0.04
1931-1940	0.7
1941-1950	0.27
1951-1960	0
1961-1970	-0.17
1971-1980	0.12
1981-1990	0.28
1991-2000	0.48
2001-2012	0.8

Figure 109 *: courbe d'évolution des températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Fokstugu (municipalité de Dovre, Oppland, 973 m) de 1923 à 2012 (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

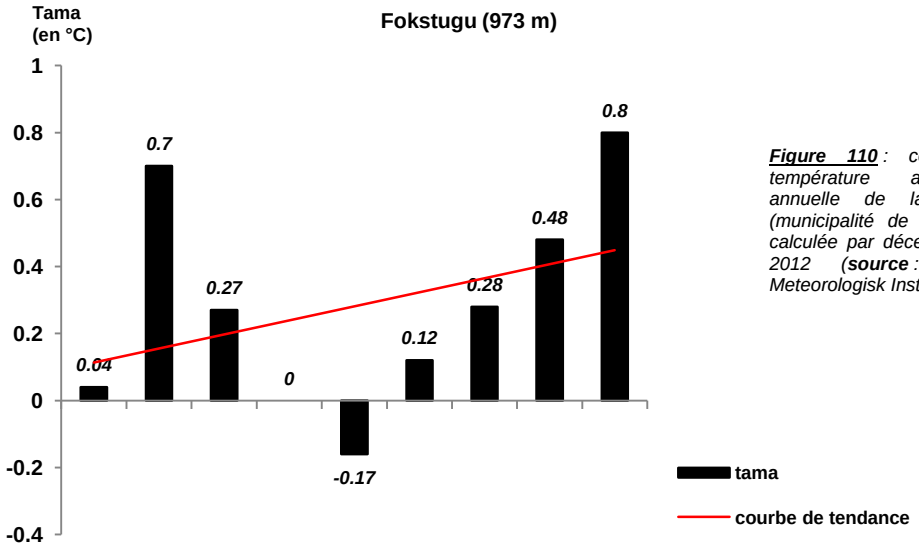


Figure 110 *: courbe d'évolution de la température atmosphérique moyenne annuelle de la station de Fokstugu (municipalité de Dovre, Oppland, 973 m), calculée par décennie, sur la période 1923-2012 (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

Comme pour le reste de la Fennoscandie, les années 60 sont plus froides à Fokstugu (TAMA -0.17° C en moyenne) et rompent par conséquent avec la tendance au réchauffement observée entre 1923 et 1950 (***figure 110***). Les dernières décennies se caractérisent par une reprise de l'augmentation des températures à partir des années 70 : la TAMA a plus que doublée entre 1971 et 1990, passant de + 0.12 à + 0.28° C. Elle augmente de manière assez semblable si l'on compare la décennie 1981-1990 avec la période 1991-2000, passant de + 0.28° C à + 0.48° C, le réchauffement donnant le signe d'une légère accélération entre 2000 et 2012 (+ 0.8°C), fait par ailleurs observé dans

d'autres massifs montagneux (Barry, 2008). La comparaison des TAMA moyennes des décennies 1923-1930 et 2000-2012 signale une augmentation de l'ordre de + 0.76° C, ce qui concorderait avec les mesures correspondant à l'hémisphère nord et au reste du globe.

2.1.3. - L'évolution des précipitations depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovre-Rondane (stations de Venabu et de Fokstugu)

Évaluer l'évolution des précipitations se heurte au problème de la sous-estimation des précipitations véritables dans les totaux pluviométriques (Moberg *et al.*, 2005). Pour la Fennoscandie plusieurs travaux ont néanmoins mis en évidence une augmentation des précipitations de l'ordre de 12% au XXe siècle pour toutes les régions situées entre 55° et 85° de latitude (Folland *et al.*, 2001 ; Moberg *et al.*, 2005). Dans cette partie de la Norvège, cette évolution est principalement à mettre sur le compte d'une augmentation des précipitations automnales et de l'intensification de la circulation atmosphérique d'ouest (Moberg *et al.*, 2005).

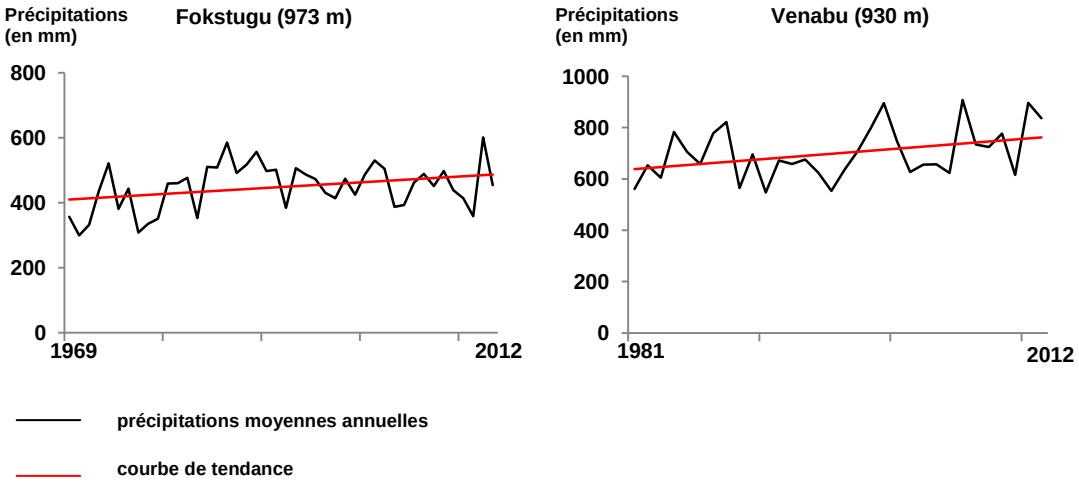


Figure 111 *: courbes d'évolution des précipitations moyennes annuelles pour la station de Fokstugu (municipalité de Dovre, Oppland, 973 m) de 1969 à 2012 et pour celle de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) de 1981 à 2012 (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

L'étude des précipitations moyennes annuelles des stations de Fokstugu (période 1969-2012) et de Venabu (période 1981-2012) confirment cette tendance à l'accroissement de la pluviométrie pour les dernières décennies (***figure 111***). À titre d'exemple, les précipitations moyennes annuelles de la station de Venabu, calculées sur une décennie, passent de 670 mm de 1981 à 1991, puis à 696 mm de 1991 à 2001 et enfin à 732 mm pour la période 2001-2012.

L'augmentation des précipitations s'accompagne d'une évolution inverse des précipitations neigeuses. Depuis les années 20, qui coïncident avec la fin du Petit Age Glaciaire en Norvège centrale, on observe à l'échelle de l'hémisphère nord une baisse tangible de la moyenne des surfaces enneigées, cette baisse s'accentuant depuis le début des années 80 selon R.D. Brown (2000), dont les conclusions sont reprises par le GIEC (IPCC, 2007). Ces évolutions sont confirmées par d'autres sources (Folland *et al.*, 2001 ; Kuusisto, 2005).

À l'échelle de la Fennoscandie, l'extension du manteau nival est inversement corrélé avec la courbe des températures (Moberg *et al.*, 2005) et l'analyse des données fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt pour les stations de Venabu et de Fokstugu sur les dernières décennies indiquent effectivement une décroissance de l'épaisseur de neige moyenne annuelle (***figure 112***).

Les modifications enregistrées par la couverture nivale sont pressenties pour avoir une influence non seulement sur le nombre de cycles gel/dégel dans les zones concernées par le gel saisonnier, mais également sur la profondeur atteinte par l'onde de gel (Kellerer-Pirklbauer *et al.,*

2011) : «*the snow cover history in early winter will thus largely determine the winter ground surface temperature (…) the mean ground surface temperature in february and march. On area of seasonal frost, i twill determine the freezing or no freezing of the soil, as well as the frost depth*».

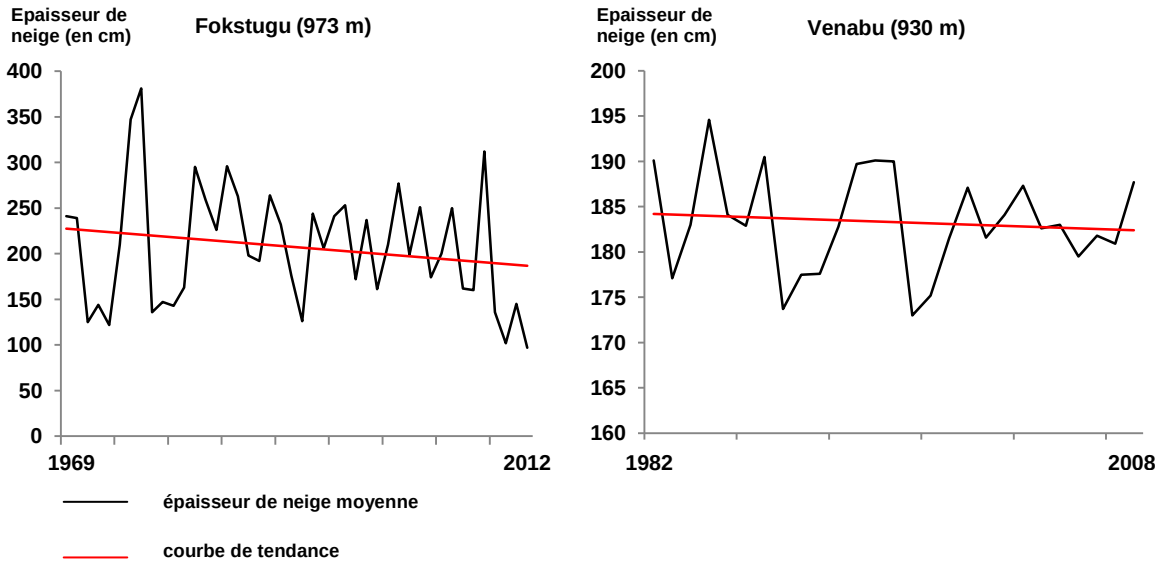


Figure 112 *: courbes d'évolution de l'épaisseur de neige moyenne pour la station de Fokstugu (municipalité de Dovre, Oppland, 973 m) de 1969 à 2012 et pour celle de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) de 1982 à 2008 (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

2.2. - Analyse de l'évolution des cycles gel/dégel (stations de Venabu et de Fokstugu)

2.2.1. - Un accroissement de la fréquence des alternances gel/dégel au cours des trois dernières décennies

L'étude des données fournies par ces deux stations proches du Dovre-Rondane mettent par conséquent en évidence des changements tangibles dans les paramètres fondamentaux du climat depuis le début du siècle dernier. Ces évolutions sont également confirmées à différentes échelles et par plusieurs sources. Compte tenu du rôle décisif joué par les températures et par la neige dans les dynamiques périglaciaires, il importe maintenant d'apporter des éléments qui permettent d'évaluer l'évolution des cycles gel-dégel dans l'air sur la même période.

Les stations météorologiques de Venabu (*municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m*) et de Fokstugu (*municipalité de Dovre, Oppland, 974 m)* fournissent également des données diurnes qui sont utiles à l'analyse des changements concernant la fréquence du gel dans l'air dans les massifs du Dovre-Rondane, à ceci près qu'elles ne sont disponibles que depuis le début des années 80. Le traitement de ces données sur 30 ans révèle une augmentation régulière du nombre de cycles gel/dégel dans l'air sur la période concernée (***figure 113***). Calculés par décennie sur la période 1981-2011, le nombre annuel moyen de cycles gel/dégel est ainsi passé de 75.7 à Venabu pour la période 1981-1990, à 85.5 pour la période 1991-2000 puis à 96.6 pour les années 2001-2011. La station de Fokstugu a connu en moyenne 91.3 cycles gel/dégel par an sur la décennie 1981-1990, 102.3 cycles sur la période 1991-2000, et 103.2 sur la dernière décennie.

Les données qui démontrent concrètement l'évolution récente des cycles gel/dégel sur des périodes suffisamment longues restent rares, la détermination du nombre de cycles mensuel à partir de relevés diurnes étant en effet une démarche assez lourde si elle s'opère sur plusieurs décennies, d'autant qu'elle se heurte encore une fois au manque de données climatiques particulièrement pour ce qui concerne les relevés quotidiens. En contexte de réchauffement climatique, une telle augmentation du nombre de cycles gel/dégel a été pressentie par S.V. Goryachkin et son équipe

(1999) au sujet de la Sibérie continentale : «*winter warming associated with climate change could cause an intensification of cryoturbation in the continental part of Siberia* (…)». Des modifications dans la fréquence des cycles de gel ont également été conjecturées selon plusieurs scénarios d'évolution des températures (Pepin, 1997).

En tout cas, une augmentation des cycles gel/dégel a une influence sur le type de climat périglaciaire. Dans l'une des références mondiales les plus récentes en géomorphologie périglaciaire, H.M. French (2007) propose une classification qui tient compte, entre autres paramètres, du nombre d'alternances gel/dégel et de leur périodicité. Le nombre de cycles et leur calendrier entre pour une part importante dans le type de modelé et dans le dynamisme des formes.

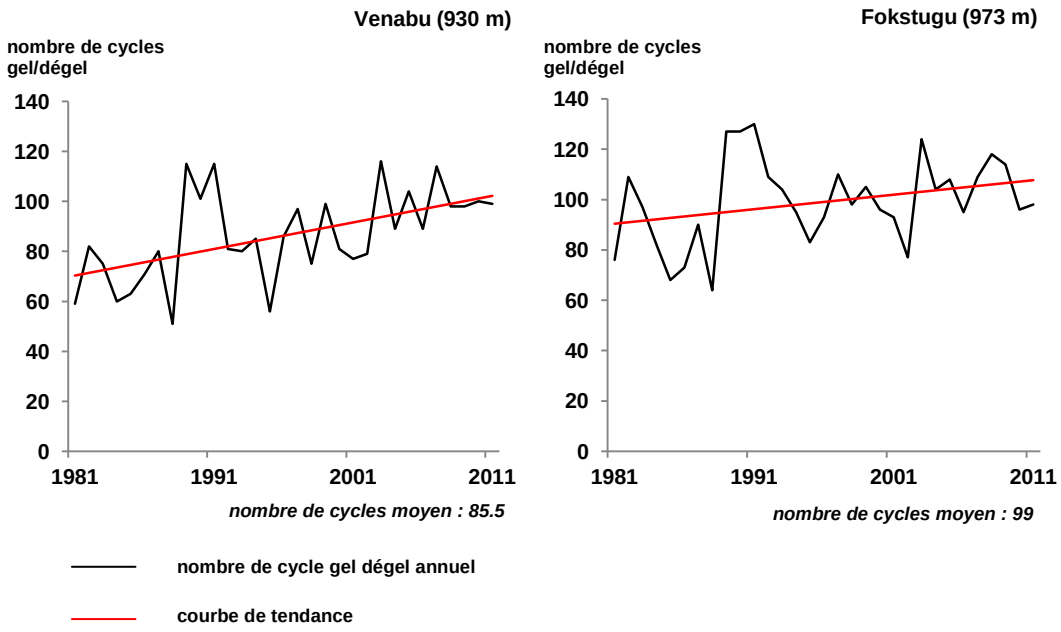


Figure 113 *: évolution du nombre de cycles gel/dégel par an sur la période 1981-2011 pour les stations de Venabu (Rondane, 930 m) et de Fokstugu (Dovre, 974 m). (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt). **Remarque** : les stations concernées sont localisées sur la **figure 10**.*

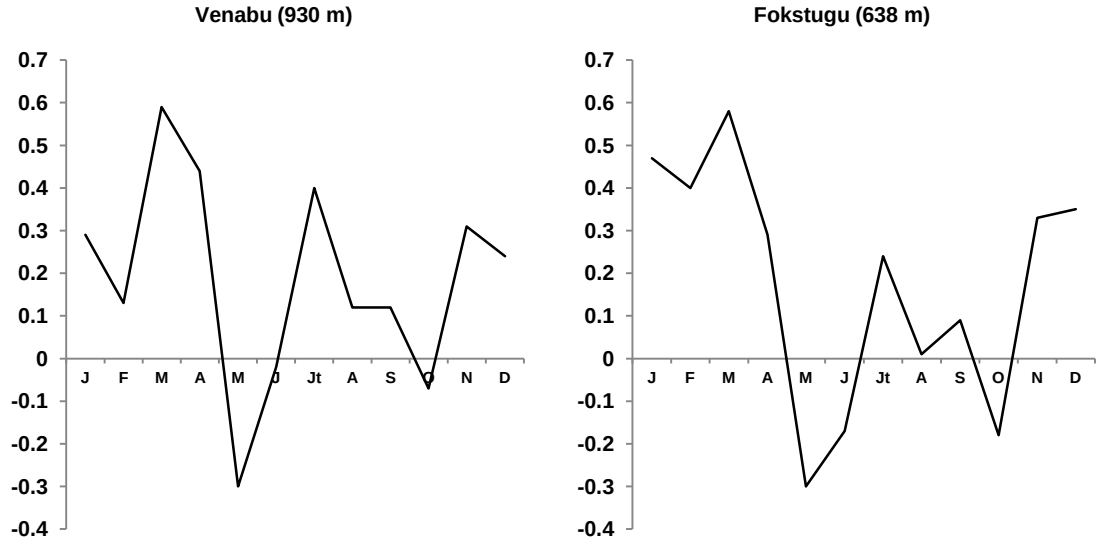
2.2.2. - Une corrélation remarquable entre l'évolution des cycles gel/dégel et celle des températures du mois de mars

L'évolution des cycles de gel mise en évidence pour les stations de Venabu et de Fokstugu sur les trois dernières décennies reste à expliquer à la lumière des changements manifestés par les paramètres fondamentaux du climat. Cet objectif implique en priorité d'évaluer le degré de corrélation avec la tendance suivie par les paramètres thermiques sur la même période.

Dans un premier temps, le calcul du coefficient de corrélation entre le nombre de cycles gel/dégel annuel et les températures moyennes mensuelles de 1981 à 2011 donne une corrélation satisfaisante avec les températures moyennes du mois de mars pour chacune des deux stations météorologiques retenues : le coefficient de corrélation concernant ce mois est de 0.59 et de 0.58 respectivement pour Venabu et pour Fokstugu, une corrélation étant interprétée comme parfaite lorsque sa valeur absolue atteint 1 (***figure 114***).

Afin d'affiner la relation qui existe entre les températures de mars et le nombre de cycles gel/dégel, le coefficient a ensuite été calculé à la fois pour les moyennes des températures les plus chaudes et les plus froides du même mois. La corrélation s'avère particulièrement satisfaisante avec la moyenne des températures les plus chaudes, avec une valeur de 0.7 pour Venabu et de 0.6 pour Fokstugu. Cette forte relation entre les deux variables est retranscrite visuellement par les courbes correspondantes (***figures 115*** et ***116***) : le nombre de cycles gel/dégel annuel entretient une relation serrée avec les températures les plus élevées du mois de mars et augmente de manière significative

lorsque celles-ci oscillent entre - 2° C et + 2° C, comme ce fut par exemple le cas pour Venabu de 1989 à 1991 ou au printemps des années 2003 et 2007, ce qui a également pu être observé sur la station de Fokstugu.



Valeurs des coefficients de corrélations mensuels, calculées sur la période 1981-2011,

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Venabu	0.29	0.13	**0.59**	0.44	-0.3	-0.02	0.4	0.12	0.12	-0.07	0.31	0.24
Fokstugu	0.47	0.4	**0.58**	0.29	-0.3	-0.17	0.24	0.01	0.09	-0.18	0.33	0.35

Figure 114 *: valeurs des coefficients de corrélation entre le nombre de cycles gel/dégel annuel et les températures moyennes mensuelles sur la période 1981-2011, et courbes associées. (**source** : données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

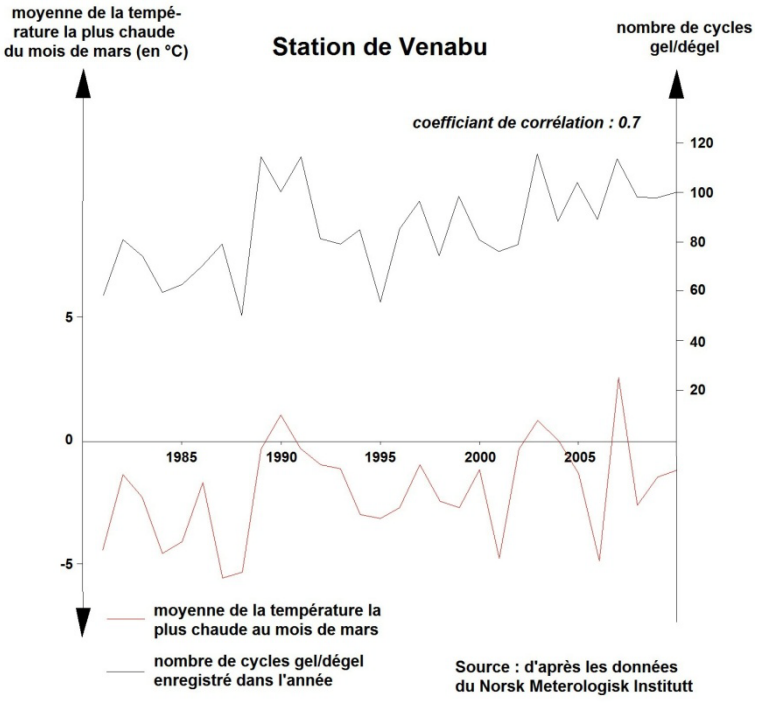


Figure 115 *: courbes des cycles gel/dégel moyens annuels et courbes des températures les plus chaudes du mois de mars sur la période 1981-2011 pour la station de Venabu (**source** : données diurnes du Norsk Meteorologisk Institutt).*

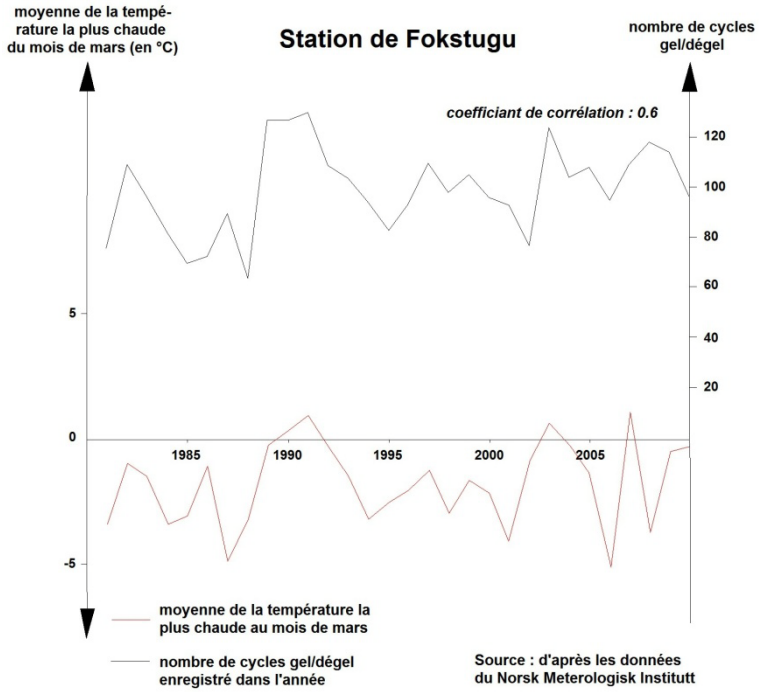


Figure 116 *: courbes des cycles gel/dégel moyens annuels et courbes des températures les plus chaudes du mois de mars sur la période 1981-2011 pour la station de Fokstugu (**source** : données diurnes du Norsk Meteorologisk Institutt).*

Le nombre de cycles gel/dégel annuel entretient en outre une relation avec l'épaisseur du manteau neigeux annuel, avec un coefficiant de corrélation de 0.53 pour la station de Venabu sur la période 1981-2008, cette relation étant moins évidente à Fokstugu avec un coefficiant de 0.38 sur la même période.

***Conclusion** : depuis la fin du Petit Age Glaciaire, les paramètres climatiques fondamentaux des massifs du Dovre-Rondane ont subi un certain nombre de modifications qui concordent avec ce qui a été observé par ailleurs à l'échelle de la Fennoscandie.*

Ces évolutions concernent en premier lieu les paramètres thermiques, les secteurs de recherche ayant suivi les mêmes tendances que le reste de la Fennoscandie avec des rythmes et un réchauffement analogues sur la chronoséquence concernée. L'évolution des précipitations, conforme également aux modifications relevées aux échelles plus petites, se caractérise principalement par une augmentation des précipitations liquides au cours du XXe siècle en même temps qu'elle s'accompagne d'une diminution de l'épaisseur du manteau neigeux annuel comme l'ont démontré les données fournies par les stations de Venabu et de Fokstugu depuis le début des années 80.

Ces évolutions s'accompagnent enfin d'une augmentation du nombre de cycles gel-dégel, mise en évidence pour les trois dernières décennies par le traitement des données quotidiennement enregistrées par les stations de Venabu et de Fokstugu. Cet accroissement de la fréquence du gel dans l'air s'avère particulièrement bien corrélé avec les températures les plus chaudes du mois de mars. Le Dovre-Rondane offre par conséquent un exemple de changements dans le système périglaciaire particulièrement déterminants lors de la saison intermédiaire printanière, qui est sans doute la période la plus efficace sur le plan morphogénique car elle associe un grand nombre d'alternances gel/dégel à une teneur des sols en eau satisfaisante en raison de la fonte nivale qui se produit simultanément.

Ces modifications patentes des paramètres du gel sur les trois dernières décennies restent à mettre en relation avec ce que manifestent les formes sur le terrain : l'étude de l'évolution du gel sur 30 ans soulève en effet une contradiction apparente entre les phénomènes de déprise authentiques observés à l'intérieur de l'étage périglaciaire et l'évolution du gel sur la même période.

3. - Synthèse sur la mobilité des étagements périglaciaires fonctionnels

Le croisement des données de terrain avec les résultats de l'analyse climatique sur les 30 dernières années permet d'affiner la connaissance des mobilités des étagements périglaciaires depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Elle fournit un schéma d'évolution général des mobilités depuis le début du siècle dernier en combinant les phénomènes de déprise et de reconquête.

3.1. - Une translation en altitude de l'étage périglaciaire fonctionnel dans le Dovre-Rondane

Les multiples formes de reconquête, observées tout particulièrement dans le massif du Dovre, attestent une progression en altitude de l'étage périglaciaire sur les espaces libérés des glaciers ou des névés. Dans le même temps, les nombreux témoignages de déprise relevés au sein des étages périglaciaires critiques sont le signe d'une tendance à la remontée en altitude du périglaciaire à partir des niveaux les plus bas.

Ces deux dynamiques sont certes antagonistes en raison de leurs significations morphologiques différentes, mais elles s'associent dans l'espace et dans le temps pour aboutir à une translation générale des étagements périglaciaires en altitude depuis la fin du PAG (***figure 117***).

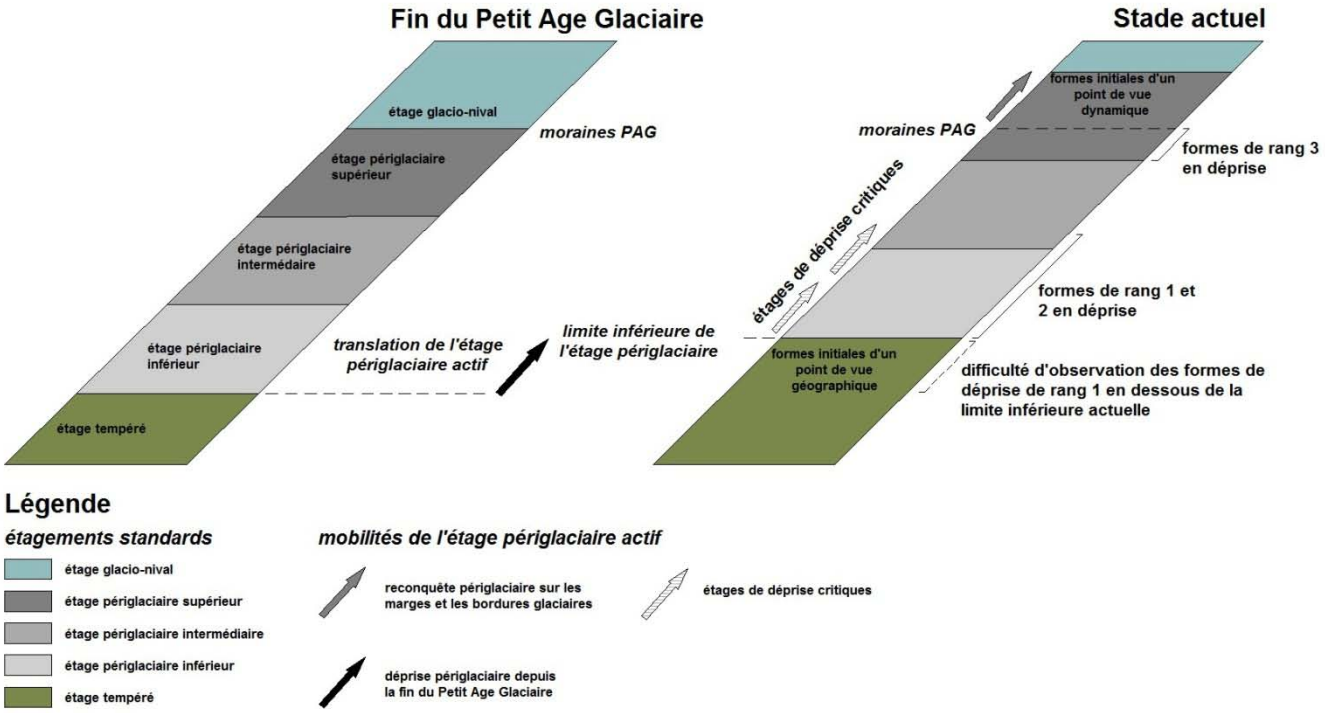


Figure 117 *: schéma de synthèse de la mobilité des étagements depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovre-Rondane.*

Il demeure néanmoins difficile d'observer des formes périglaciaires de premier rang fossiles en dessous de la limite inférieure actuelle de l'étage périglaciaire fonctionnel puisqu'elles sont masquées par la végétation. Ces formes élémentaires seraient pourtant un témoignage supplémentaire de la remontée de l'étage concerné depuis la fin du Petit Age Glaciaire. J.L. Sollid et L. Sørbel (1998) fixent néanmoins la limite inférieure des palses dans le Dovrefjell à 900 m au cours du Petit Age Glaciaire,

en relation avec un pergélisol sporadique. Elles se rencontrent actuellement à partir de 1 000 m selon la même source.

L'évolution de l'altitude des isothermes caractéristiques pour la station de Fokstugu depuis la fin de cet épisode froid permet néanmoins d'évaluer l'ampleur de la remontée de la limite inférieure de l'étage périglaciaire. Pour faciliter la comparaison, les isothermes caractéristiques ont été calculées sur la période 1923-1930, donc à la fin du PAG, puis sur la période 2001-2012 (***figure 118***). L'isotherme annuelle 0° C, qui correspond presque parfaitement à l'étage périglaciaire actif dans le Dovre selon les données de la station de Kongsvoll Fjellstue et d'après l'inventaire des formes sur le terrain, serait remontée d'environ 130 m depuis le début du siècle dernier d'après les données de la station de Fokstugu, si l'on se réfère au calcul sur les périodes concernées.

	Altitude des isothermes caractéristiques dans le massif du Dovrefjell (*station de Fokstugu*)	
	Sur la période 1923-1930	**Sur la période 2001-2012**
Température moyenne annuelle	0° C	0.8° C
Altitude du contact entre pergélisol discontinu et sporadique (-1.5° C annuel)	1 222 m	1 355 m
Température moyenne de juillet sur la période	10.6° C	11.3° C
Isotherme estivale + 10° C	1 072 m	1 356 m
Isotherme annuelle 0° C	973 m	1 106 m

***Figure 118** : comparaison de l'altitude des isothermes caractéristiques du Dovre-Rondane entre la fin du PAG et la situation actuelle (isothermes calculées d'après les données du Norsk Meteorologisk Institutt).*

3.2. - Les formes de déprise en tant que marqueurs du passage d'un milieu à pergélisol à des sols saisonnièrement gelés ?

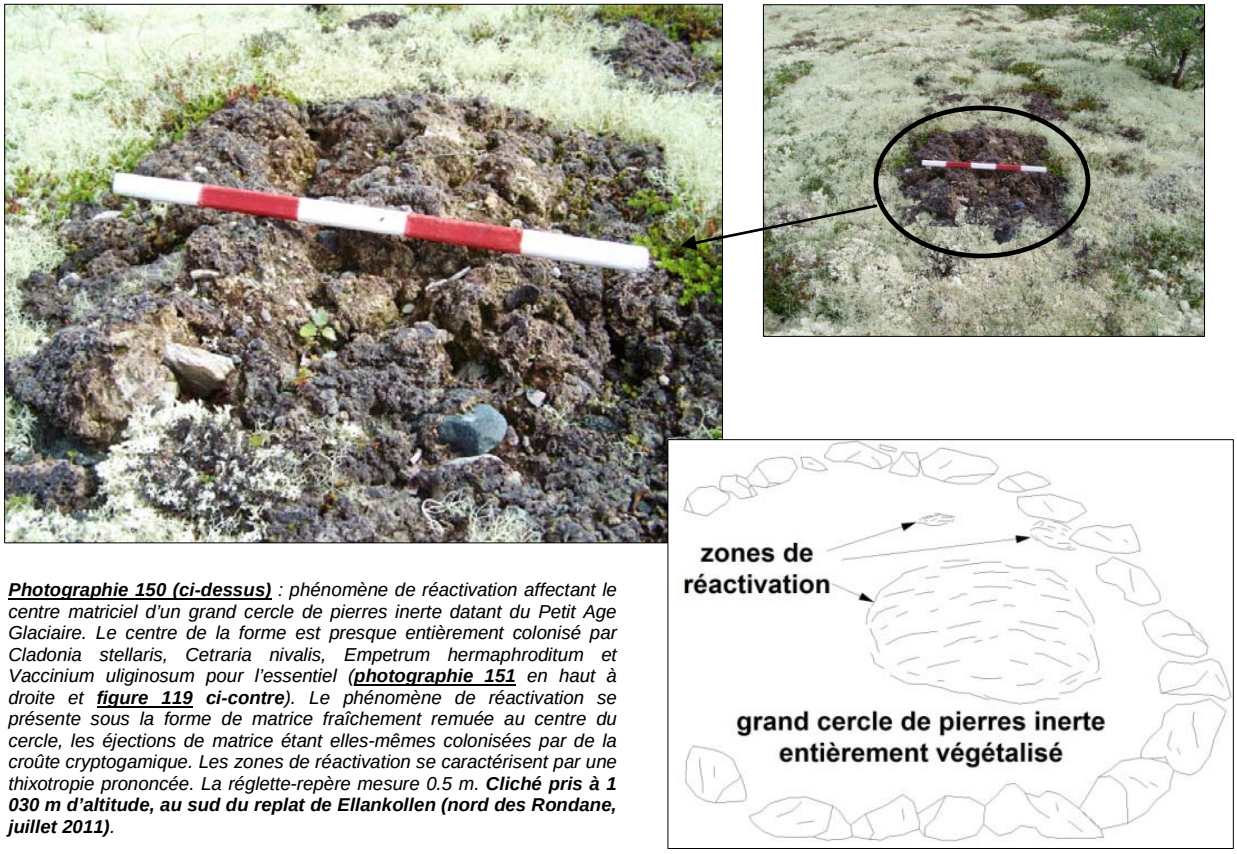
L'augmentation du nombre de cycles gel/dégel depuis le début des années 80 a été mise en évidence pour deux stations météorologiques. Il n'existe pas d'autre station proche du Dovre-Rondane et fournissant au moins deux relevés quotidiens afin de calculer le nombre d'alternances sur des périodes aussi longues. Néanmoins, cette recrudescence du gel soulève une contradiction apparente avec les multiples témoignages de déprise répertoriés sur le terrain, particulièrement au sein d'étages qui ont été qualifiés d'*étages de déprise critiques*. Dans le Dovre-Rondane, les observations ont en effet permis de souligner la fréquence des formes en voie d'abandon alors que le système périglaciaire est supposé fonctionner avec davantage d'efficacité compte tenu de l'accroissement récent et régulier du nombre de cycles. Bien que les formes de déprise observées ne remettent pas en cause pour l'instant l'altitude de la limite inférieure et la disposition des sous-étages périglaciaires, cette évolution récente de la fréquence des alternances gel/dégel pose donc un certain nombre de problèmes relatifs à la discordance apparente entre les formes et les processus.

L'augmentation des alternances gel/dégel doit d'abord être replacée dans son contexte. Il s'agit premièrement d'une augmentation des cycles de gel dans l'air et par conséquent, celle-ci ne s'accompagne pas nécessairement d'une tendance identique dans le sol. La réduction des amplitudes thermiques quotidiennes, suivie par celle du manteau neigeux sur la même période, a certes pour corollaire une recrudescence du gel dans l'air en raison de températures qui se rapprochent de 0° C. Les variations dans la pénétration du gel dans le sol ne sont cependant pas connues. L'augmentation des alternances gel/dégel depuis le début des années 80 n'est donc probablement pas un signal climatique suffisamment fort pour donner lieu à une réponse morphologique, donc à une recrudescence des formes sur le terrain et à un maintien du dynamisme des formes existantes. Localement, un certain nombre d'observations font néanmoins état de phénomènes ponctuels de réactivation dans les Rondane, parfois aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel, et dont les signes se surimposent à ceux de la déprise (***photographies 150***, ***151***, ***figure***

119). À l'échelle locale, ils doivent être considérés comme une dynamique de maintien provisoire des étagements à leurs niveaux actuels.

Il est également difficile d'évaluer le jeu subtil des influences topoclimatiques et l'évolution du gel aux échelles fines peut fort bien ne pas suivre les tendances générales enregistrées à Fokstugu et à Venabu. Les paramètres thermiques locaux peuvent en effet souffrir d'un certain nombre de nuances à l'échelle stationnelle.

En supposant que la recrudescence du gel soit un signal climatique suffisant, il demeure par ailleurs peu probable que le phénomène de déprise soit irréversible étant donnée que seule l'évolution des conditions de triage locales, notamment en raison de la migration des fines en profondeur, a été reconnue comme l'un des principaux paramètres susceptibles de mettre un terme prolongé au fonctionnement des formes périglaciaires. Il n'existe en outre aucune documentation portant sur l'irréversibilité de l'arrêt de fonctionnement d'une forme périglaciaire. A. Pissart (1973, 1987) a également démontré que de petits polygones de pierres et de petits sols striés sont capables de se reconstituer en quelques années après avoir été volontairement détruits, ce qui tendrait à prouver non seulement la persistance des dynamiques périglaciaires dans ce genre de contexte, mais également la capacité que possèdent les formes à se régénérer après leur disparition complète. L'irréversibilité du phénomène de déprise paraît donc peu probable, ce qui en reviendrait à une capacité de «*rémanence*» des formes évoquée par Ch. Le Coeur au sujet de certains glaciers rocheux (2007).



Photographie 150 (ci-dessus) *: phénomène de réactivation affectant le centre matriciel d'un grand cercle de pierres inerte datant du Petit Age Glaciaire. Le centre de la forme est presque entièrement colonisé par Cladonia stellaris, Cetraria nivalis, Empetrum hermaphroditum et Vaccinium uliginosum pour l'essentiel (****photographie 151*** *en haut à droite et* ***figure 119*** ***ci-contre****). Le phénomène de réactivation se présente sous la forme de matrice fraîchement remuée au centre du cercle, les éjections de matrice étant elles-mêmes colonisées par de la croûte cryptogamique. Les zones de réactivation se caractérisent par une thixotropie prononcée. La réglette-repère mesure 0.5 m.* ***Cliché pris à 1 030 m d'altitude, au sud du replat de Ellankollen (nord des Rondane, juillet 2011)****.*

L'analyse se doit également tenir compte du paramètre temporel. Il n'est pas exclu que les formes manifestent une certaine inertie morphogénique et que leur réponse par rapport à un signal climatique, et ici à une recrudescence du gel, soit éventuellement légèrement différée (***figure 120***). Néanmoins, les précisions apportées sur le développement des formes périglaciaires lors de l'étude des processus de reconquête penchent plutôt en faveur d'une réponse particulièrement rapide vis-à-

vis de l'évolution des paramètres climatiques, ce qui tendrait à écarter l'éventualité d'une réponse à retardement.

En fait, si les conditions de site peuvent être considérées comme stables (altitude, structure, inclinaison, exposition, domination, culmination,…), le comportement du pergélisol à l'échelle locale est quant à lui moins bien connu. Le relèvement des températures sur les 30 dernières années conduit, certes, à une augmentation de la fréquence du gel dans l'air. Il n'est cependant pas exclu que celle-ci s'accompagne, dans le même temps, d'une décrépitude progressive du sol gelé en permanence en raison du relèvement progressif des températures moyennes. Les sites où ont été observés les phénomènes de déprise se caractérisent tous par des conditions hydrologiques satisfaisantes, mais l'impact de la fonte du pergélisol est cependant susceptible de modifier les caractères de la couche active, donc les dynamiques périglaciaires.

En l'état actuel des connaissances, il est permis d'envisager que les étages de déprise critiques sont en fin de compte à ranger dans la catégorie des témoignages de cette décrépitude. Ils seraient du même coup des marqueurs du passage progressif d'un milieu à pergélisol sporadique à un milieu à sols gelés en permanence, parallèlement à la recrudescence sans doute provisoire des alternances gel/dégel dans l'air (***figure 120***).

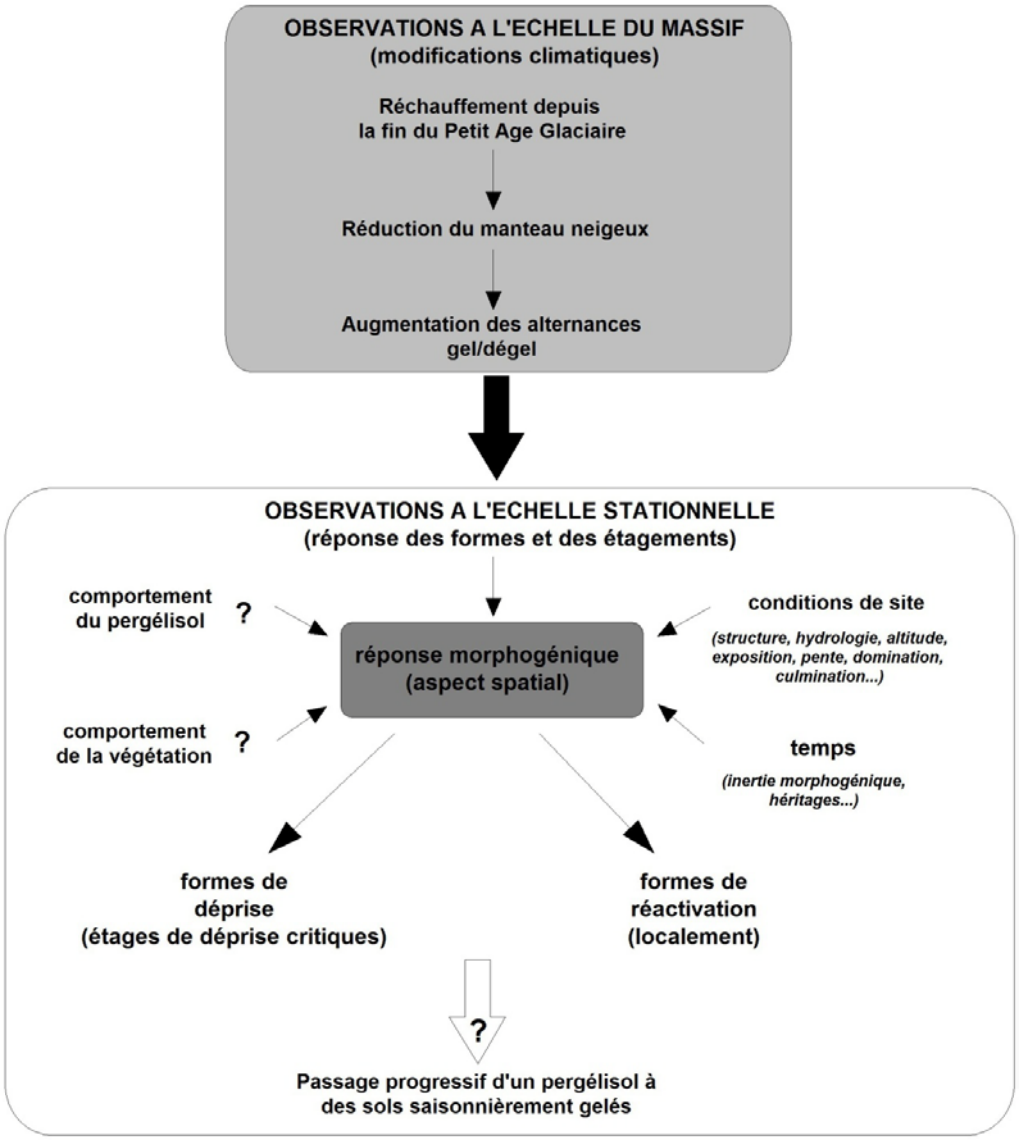


Figure 120 *: schéma de synthèse relatif à l'interprétation de l'évolution des alternances gel/dégel depuis 30 ans par apport à la réponse morphogénique constatée sur le terrain.*

En outre, les travaux d'A. Kade et D.A. Walker menés en Alaska démontrent que des modifications provoquées expérimentalement dans le couvert végétal de certaines formes périglaciaires ont une influence notable sur leur activité (2008). La suppression de la végétation au sein de petits cercles non triés modifie la température de surface du sol en été et augmente la profondeur du gel de plusieurs centimètres. Cette opération amplifie de façon importante l'instabilité du sol liée aux mouvements créés par le gel. Inversement, l'ajout de mousses au sein des gélistructures fait chuter la température de surface de plusieurs degrés en été, en même temps qu'il réduit considérablement la profondeur du gel et l'ampleur du soulèvement différentiel. Selon les auteurs, une augmentation du couvert végétal suite à un changement du climat diminuerait par conséquent le flux de chaleur entre la surface et le sol, diminuant du même coup l'importance du gel dans le sol et impliquant une baisse dans l'activité des formes étudiées, ce qui serait particulièrement vérifié dans le cas des mousses : «*This study indicates that increases in plant cover and particularly moss cover on nonsorted circles due to a warming climate would decrease the heat flux between the atmosphere and the mineral soil and result in shallower thaw and less frost heave, leading to regional reductions in the activities of nonsorted circles*».

Les travaux de J. Hjort et M. Luoto (2009) menés en Laponie finlandaise apportent des renseignements similaires. Pour ces auteurs, la végétation est le facteur le plus important concernant le dynamisme des formes périglaciaires et les modifications manifestées par le couvert végétal auraient une influence décisive sur le comportement des formes : *«(…) changes in the vegetation cover may have important consequences for the periglacial processes under global climate change in the treeline ecotone (…). Eventually, the increasing vegetation density and advance of the treeline to higher elevations may stabilize the periglacial features*».

Ces deux études iraient par conséquent dans le sens d'une implication fondamentale du couvert végétal dans les dynamiques de déprise périglaciaire observées sur le terrain (***figure 120***). L'hypothèse que le relèvement des températures sur les 30 dernières années ait un impact positif sur le développement de la végétation, particulièrement au cours de la saison végétative, et du même coup une implication essentielle dans les dynamiques de déprise des formes périglaciaires, peut également être proposée ici. Cette hypothèse semble d'autant plus à explorer que l'extension du couvert végétal peut également avoir un rôle sur le maintien de la neige (Benninghoff, 1952), donc sur les conditions thermiques dans le sol.

3.3. - Étude critique des résultats

La méthode appliquée dans cette thèse comporte donc un certain nombre de limites. La plus évidente relève d'abord de l'impossibilité d'identifier des formes périglaciaires mineures et fossiles à rapporter au Petit Age Glaciaire sur les espaces situés aujourd'hui en dessous de la limite actuelle de l'étage périglaciaire. Cette difficulté tient au développement généralisé du couvert végétal et au fait que les formes de premier rang qui jalonnaient l'ancienne limite inférieure au PAG sont masquées par un écran de végétation qui appartient aujourd'hui à l'écotone forêt-toundra.

Les problèmes soulevés lors de la mise en relation des formes de déprise avec les données les plus récentes sur les cycles gel/dégel nécessitent par ailleurs des observations et des mesures complémentaires, particulièrement sur le comportement du pergélisol aux étages de déprise critiques et parallèlement à la mise en place d'enregistrements météorologiques à l'échelle locale afin de valider, ou non, les tendances de l'évolution des cycles de gel observées à l'échelle des massifs.

En outre, des séries de datations de la croûte cryptogamique au C^{14} apporteraient des précisions sur le cadre chronologique de ces phénomènes de déprise périglaciaire. Compte tenu de l'évolution de la composition de la croûte cryptogamique avec le temps (Peterson, 2001), des analyses de sa composition serait par ailleurs un bon moyen de dater les formes en question, à condition de connaître la vitesse de développement des différentes espèces de cette formation lichénique et fongique. Ces informations trouveraient en outre un intérêt certain si elles étaient croisées avec les données relatives aux alternances gel/dégel.

En somme, les questions en suspend concernant le comportement du pergélisol et du couvert végétal à l'intérieur de l'étage périglaciaire actif méritent d'y consacrer de futures recherches.

Dans le cadre de l'étude des formes de reconquête sur les sites de névés à rapporter au Petit Age Glaciaire, une campagne de relevés géo-électriques complèterait les observations effectuées sur le terrain et apporterait des données supplémentaires sur le pergélisol. Un tel projet est envisagé mais doit d'abord résoudre un certain nombre de problèmes qui tiennent aux autorités militaires norvégiennes : le site concerné se situe en effet dans une zone du champ de tir de Hjerkinn en cours de nettoyage, les autorités craignant que de tels relevés activent certains types de munitions non-

explosés. Une telle mission est lourde à mettre en œuvre étant donné qu'elle requiert la présence d'un expert en armement et un nettoyage approfondi du secteur étudié.

Sur les secteurs de recherche, la probabilité qu'un certain nombre de formes périglaciaires soient établies à la faveur de taliks reste également une direction de recherche à explorer. En Alaska, T.P. Wellman et son équipe (2013) ont récemment étudié et simulé l'effet du climat, de la dimension des étendues lacustres et de leurs relations avec l'eau souterraine, sur la formation des taliks. En particulier, les cycles saisonniers de température le long des rivages des étendues lacustres ont un impact sur l'importance de l'écoulement supra-pergélisol, le réchauffement des paramètres thermiques ayant notamment tendance à le renforcer donc à accroître le dégel du pergélisol sur les sites qui présentent des échanges hydrologiques verticaux. Compte tenu de ces relations complexes entre systèmes lacustres, écoulement et comportement du pergélisol, des recherches complémentaires sont à mener dans le Dovre-Rondane concernant les gélistructures bordières des lacs ou en position sous lacustres. L'hypothèse qu'un certain nombre d'entre elles soient en réalité des formes de reconquêtes liées à la formation de taliks, en relation avec ces échanges complexes, peut être posée à ce stade du travail et devra être vérifiée.

Enfin, il paraît également indispensable de mettre au point dans quelques années un certain nombre de campagnes d'observation, afin d'utiliser les données recueillies de 2008 à 2011 à des fins comparatives. Ces démarches permettraient de compléter utilement ce travail et d'observer le comportement des étagements sur une chronoséquence décennale.

<u>Conclusion</u> : l'observation des formes de reconquête et des phénomènes de déprise confirme que l'étage périglaciaire actif est l'objet d'une translation en altitude depuis la fin du Petit Age Glaciaire, ce que souligne également l'évolution des altitudes des isothermes caractéristiques sur cette chronoséquence.

Les hypothèses d'une décrépitude progressive du pergélisol et d'un rôle fondamental du couvert végétal, demeurent les plus crédibles pour expliquer le décalage actuel entre la recrudescence des cycles gel/dégel dans l'air sur les trois dernières décennies et ce que les formes expriment sur le terrain par de nombreux indices de déprise.

Afin d'étudier le comportement des étagements sur un temps plus long, des campagnes d'observation seront effectuées dans les années à venir à titre comparatif en se basant sur les inventaires réalisés entre 2008 et 2011. Elles seront associées à des mesures de la composition de la croûte cryptogamique des formes en voie d'abandon, à des relevés géo-électriques pour évaluer le comportement du sol gelé en permanence parallèlement à celui des formes. Il serait en outre intéressant de mettre au point des séries de mesures météorologiques locales afin d'évaluer le comportement du gel à l'échelle stationnelle.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Dans le Dovrefjell, les zones libérées des glaces depuis la fin de la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire, au même titre que certains sites de névés relevant du même épisode froid, comportent de nombreuses manifestations périglaciaires authentiques dont la fonctionnalité témoigne d'une dynamique de reconquête périglaciaire contemporaine efficace en altitude. Les zones déglacées sont principalement le siège d'une reconquête par des gélistructures de second rang : cette colonisation est temporaire lorsque les conditions hydrologiques sont dominées par la fonte de glace morte et éphémère lorsque les dynamiques paraglaciaires remobilisent progressivement les formes de reconquête. Elle n'est durable que dans le cas des formes dont la dynamique ne tient pas à des stocks de glace morte et lorsque celles-ci ne comportent pas de signes tangibles d'une remobilisation par le paraglaciaire. Dans un contexte différent, les conditions de site spécifiques à la base du Sletthøi autorisent l'apparition de grandes gélistructures qui perturbent provisoirement les étagements périglaciaires standards. Toutes ces dynamiques doivent être considérées comme des manifestations d'une reconquête par le système morphogénique périglaciaire. Elles diffèrent surtout par leur durabilité qui détermine en fin de compte leur portée dans la mobilité des étagements et dans leur mouvement de translation en altitude au détriment de l'étage glacio-nival.

Dans les deux massifs, de multiples témoignages d'une déprise périglaciaire ont également été révélés par l'utilisation de plusieurs marqueurs morphologiques ou biologiques et grâce aux changements d'échelle d'analyse. Ces manifestations se produisent dès la limite inférieure de l'étage périglaciaire ainsi que dans chacun de ses sous-étages. Elles affectent la plupart des formes caractéristiques du Dovre-Rondane bien qu'elles soient plus lisibles au sein des gélistructures. Certes, les observations permettent d'identifier et de délimiter des étages critiques au sein desquels le phénomène de déprise est particulièrement évident, mais la limite fondamentale entre domaine tempéré et domaine périglaciaire persiste néanmoins à des niveaux similaires à ceux qui ont été déterminés il y a une vingtaine d'années.

Cette réponse morphologique des formes ne correspond pas à la recrudescence des alternances gel/dégel mise en évidence pour les trois dernières décennies sur les stations de Fokstugu et de Venabu. Cette discordance entre l'expression morphologique des formes et les processus qui leurs sont associés n'est qu'apparente et tient à un certain nombre de paramètres. Elle doit notamment se comprendre à la lumière de l'influence des paramètres topoclimatiques qui peuvent modifier localement les données générales du gel enregistrées à l'échelle des massifs. Elle tient aussi à ce que l'augmentation des cycles identifiée depuis le début des années 80 est celle du gel dans l'air et n'est pas nécessairement suivie par une tendance semblable dans le sol. Elle met finalement en jeu l'ensemble des conditions de site et en l'état actuel des connaissances, le comportement du pergélisol et l'évolution de la végétation sont envisagés comme les principaux responsables de la déprise des formes sur le terrain. Les manifestations morphologiques concernées signaleraient finalement le passage progressif d'un milieu à pergélisol à un milieu à sol saisonnièrement gelés.

En définitive, l'ensemble de ces observations démontrent que l'étage périglaciaire évolue selon une tendance générale à la translation en altitude au gré des vicissitudes du climat et du recul des appareils glaciaires depuis le début du siècle dernier. Le Dovre-Rondane fournit, en tant que haute montagne atlantique, un exemple concret des mobilités contemporaines des étagements dans ce contexte d'évolution des paramètres climatiques fondamentaux. À condition d'intégrer dans la réflexion la dimension spatiale du périglaciaire, les observations réalisées dans cette étude sont par conséquent d'une portée géomorphologique de premier ordre dans le cadre des modifications affectant les domaines froids montagnards depuis la fin du Petit Age Glaciaire en Scandinavie. Elles soulignent au passage la grande réactivité des secteurs de recherche en leur qualité de hautes montagnes atlantiques, qualité pressentie lors du choix des secteurs d'étude.

Pourtant, la somme d'observations présentée dans ce travail s'inscrit dans un champ de recherche assez peu documenté pour l'instant en dépit de son intérêt géographique et géomorphologique. Peu d'études traitent du comportement des formes depuis la fin du Petit Age Glaciaire et encore plus rares sont celles qui intègrent dans la réflexion leur qualité de marqueurs des changements climatiques actuels. Ces questions, pour peu qu'elles soient abordées, contournent par ailleurs une analyse pourtant éloquente si elle regarde à travers le prisme des étagements morphoclimatiques. Cet aspect de la recherche en milieux froids se détournerait-il de l'analyse des

formes sur le terrain et de ce dont elles témoignent, reléguant d'une certaine façon ce qui fait la spécificité du géographe et du géomorphologue ?

Les multiples informations fournies par ces procédés méthodologiques soulignent pourtant l'intérêt d'une approche naturaliste et celui ci déborde du même coup d'un cadre purement scientifique puisque cette méthode est valorisable : la charpente de ce travail, fondée sur l'observation du terrain, peut en effet assurer le soubassement pédagogique d'une transmission de l'information scientifique à destination du public. En somme, c'est autant la méthode que les informations qu'elle fournit qui peuvent servir de lien entre la communauté scientifique et le public, à condition bien sûr d'avoir l'intention de transmettre ces connaissances. Apprendre, rechercher et découvrir manqueraient en effet d'arômes s'ils étaient envisagés pour eux-mêmes et privés de la volonté de partager avec autrui.

Les modifications actuelles des milieux froids, qui constituent un sujet d'actualité, font partie des préoccupations et des questionnements du public : par le biais de l'observation des étagements périglaciaires et de leurs mobilités, le Dovre-Rondane fournit justement un cadre idéal à une telle entreprise de valorisation de connaissances scientifiques au demeurant complexes.

TROISIÈME PARTIE

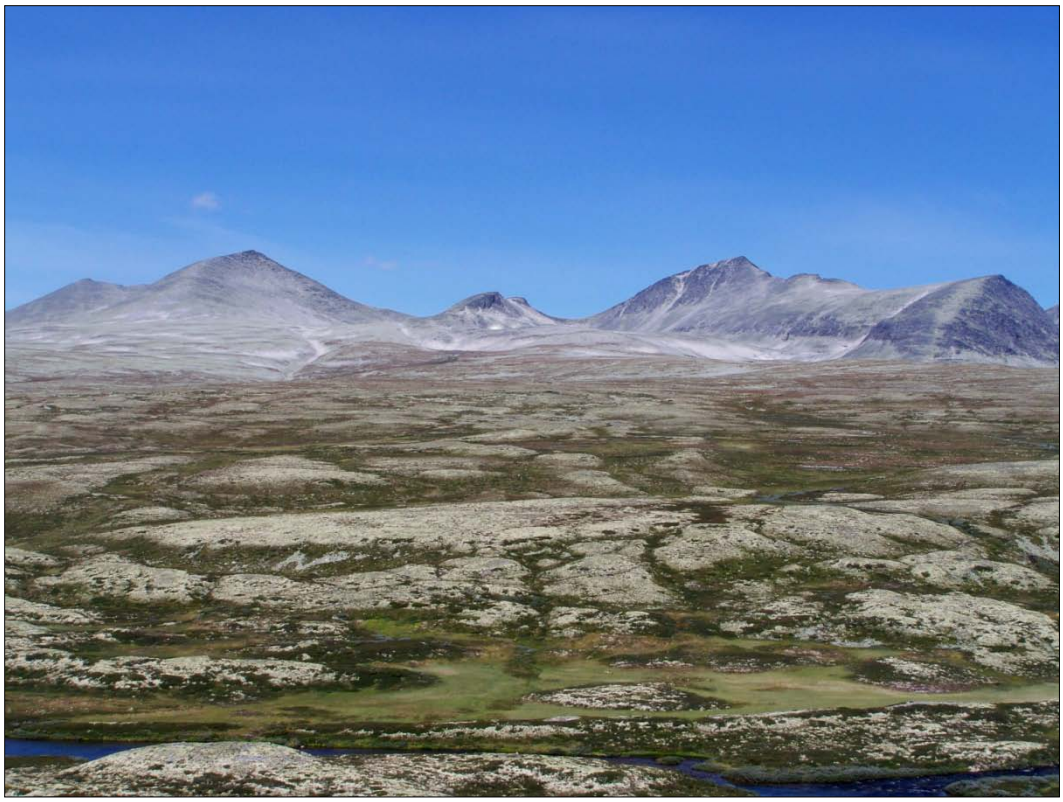
Propositions de valorisation du patrimoine géomorphologique dans les parcs nationaux des Rondane et du Dovrefjell : de la recherche fondamentale à la recherche appliquée

Introduction

Chapitre 7 : *De la recherche fondamentale à une proposition de valorisation du patrimoine géomorphologique*

Chapitre 8 : *Mise en œuvre de la valorisation du patrimoine géomorphologique : une adaptation des moyens et du vocabulaire*

Conclusion



Photographie 152 *: vue du flye menant aux cirques de Klarabotn (centre droit) et de Krokåtbekkbotn (centre). Les étagements périglaciaires correspondent à des étages de végétation et les variations de teinte en fonction de l'espèce dominante constituent un moyen simple et pédagogique de montrer au public la réalité des étagements morphoclimatiques en montagne. Au premier plan, la teinte vert clair correspond à l'étage périglaciaire inférieur où domine largement Cladonia stellaris ; au second plan, la fréquence de Cetraria delisei caractérise l'étage périglaciaire intermédiaire mis en évidence par la couleur marron de ce lichen. L'arrière plan correspond à l'étage périglaciaire supérieur, majoritairement constitué d'affleurements rocheux de couleur gris clair.* ***Cliché pris sur la piste menant au refuge de Rondvassbu, vers le nord est, à 1 200 m d'altitude (sud des Rondane, août 2011).***

INTRODUCTION À LA TROISIÈME PARTIE

«L'épiderme de la Terre...tel est bien l'objet de la géomorphologie, branche des Sciences de la Terre qui arrive actuellement à sa majorité, qui acquiert droit de cité parmi les disciplines appliquées».

(J. Tricart, 1962)

Les massifs du Dovre-Rondane présentent un certain nombre de propriétés qui en font un cadre particulièrement adapté à une opération de valorisation d'un point de vue géomorphologique et à une tentative de transmission de l'information scientifique à destination du public. Ces propriétés sont d'abord d'ordre géomorphologique, mais tiennent également au cadre institutionnel des massifs qui sont aussi des parcs nationaux. Elles relèvent enfin d'une information à caractère géomorphologique actuellement réduite, sélective et limitée à la périphérie des massifs, en dépit des préoccupations et des pratiques naturalistes du public des parcs. Cette lacune incite à proposer des éléments susceptibles de la combler.

Les qualités géomorphologiques se déclinent selon les trois particularités fondamentales du relief. Elles renforcent le caractère exceptionnel du Dovre-Rondane dans la perspective d'une valorisation du patrimoine géomorphologique, notamment parce qu'elles contribuent pour plusieurs raisons à faciliter la lecture des reliefs. Ces particularités tiennent d'abord aux altitudes des massifs qui favorisent la lisibilité des formes en même temps que celle des étagements : le Dovre-Rondane compte en effet parmi les massifs les plus élevés de Norvège mais ses altitudes se situent cependant en dessous de celles du Jotunheimen au sud ouest. Cette singularité renforce la valeur patrimoniale des terrains concernés car elle implique une couverture neigeuse moins étendue et moins durable que dans le Jotunheimen, cette caractéristique garantissant la commodité de l'observation et de l'analyse des formes particulièrement en raison du déneigement presque total des massifs en été. Elle justifie aussi, en raison de la réduction de l'étage glacio-nival et de l'absence presque totale de glaciers, l'épaisseur de l'étage périglaciaire qui est presque entièrement supraforestier. À ces qualités géomorphologiques s'ajoute ensuite l'originalité de la position géographique des massifs, au carrefour des influences continentales, océaniques et nordiques. Ces caractéristiques tiennent également à leur structure majoritairement quartzitique qui les dote d'une grande homogénéité lithologique et qui renforce encore la lisibilité des formes à toutes les échelles d'analyse. Pour ces trois raisons, les secteurs de recherche possèdent un fort potentiel du point de vue du patrimoine géomorphologique, auquel s'ajoute un patrimoine culturel qui résulte précisément de leurs propriétés géomorphologiques : à titre d'exemple, les Rondane sont un site mythique, exprimé dans la toponymie, lieu d'exploit des géants, des trolls, mais surtout des aventures du personnage fabuleux de Peer Gynt qui ont été transmises oralement avant d'être transposées dans une pièce d'Henrik Ibsen, où il est dit que «*les Rondane ne sont que châteaux sur châteaux*».

Les massifs bénéficient par ailleurs d'un cadre institutionnel et de structures qui sont des qualités qui s'ajoutent aux caractères du relief dans la perspective d'une proposition de valorisation du patrimoine géomorphologique. Tous deux détiennent depuis plusieurs décennies le statut de parc national et comptent d'ailleurs parmi les premières structures de ce type créées en Norvège. Le Dovre-Rondane relève par conséquent d'un cadre propice à une entreprise de valorisation, possède des structures d'accueil en nombre satisfaisant, en même temps qu'il est fréquenté par un public nombreux en été comme en hiver et supposé réceptif vis-à-vis de la valorisation du patrimoine géomorphologique parce que ses pratiques sont essentiellement sportives et naturalistes.

Une dernière raison, qui relève de l'état actuel de l'information à caractère géomorphologique, encourage à proposer des éléments de valorisation dans ce cadre montagnard. La mise en valeur actuellement disponible est limitée en même temps qu'elle s'avère systématiquement associée à la «géologie». Elle se compose par exemple de deux dépliants disponibles à l'entrée des parcs ou dans

les structures d'accueil (refuges, hôtels, campings). Dans ces présentations, qui font la part belle à la végétation et à la faune sauvage, figure un court paragraphe sur la «géologie» des massifs qui est en réalité un texte portant essentiellement sur certains héritages glaciaires weichseliens dont l'inscription dans le relief est particulièrement lisible comme c'est le cas dans d'autres régions. Les seuls panneaux d'information à caractère géomorphologique qui ont pu être recensés ne concernent pas les massifs en eux-mêmes mais la réserve naturelle de Frekmyr située au nord est du parc des Rondane : ils traitent également de la glaciation weichselienne et des formes de déglaciation qui lui sont associées (kettles, eskers), en reprenant certains schémas et quelques blocs-diagrammes conçus et publiés par J.L. Sollid et L. Sørbel. Certes, plusieurs itinéraires à thème, annoncés comme «*géologiques et minéralogiques*» et comprenant des supports cartographiques et des stations répertoriées, associés également à des dépliants disponibles sur place ou téléchargeables sur Internet, sont proposés dans les environs du parc des Rondane. Ces circuits de marche recommandés ou d'excursion concernent cependant les vallées périphériques du massif et la mise en valeur demeure pratiquement inexistante pour ce qui est du massif en lui même, en dépit de sa variété géomorphologique. La valorisation de quelques sites est ainsi systématiquement réduite en même temps que qualitativement sélective car elle n'envisage le relief qu'en termes d'héritages glaciaires, lorsqu'elle existe bien entendu. Aucune information n'apparaît au sujet des dynamiques actuelles ou des caractères généraux des massifs concernés (paysages, climat, étagements,…).

Pour toutes ces raisons, l'objectif de cette dernière partie est de concevoir et de présenter des éléments susceptibles de servir de soubassement dans la perspective d'une opération de valorisation géomorphologique à l'intérieur de ces parcs nationaux. Cette entreprise, qui intervient au terme d'une étude scientifique portant sur les étagements périglaciaires et leurs mobilités actuelles, s'oriente par conséquent, dans les développements qui suivent, selon un objectif primordial qui consiste à communiquer avec le public sur des questions de spécialiste difficilement accessibles au profane. Elle en est le prolongement logique, à conditions de s'en tenir au précepte suivant : le savoir se perd avec celui qui néglige de le transmettre.

Il s'agit donc ici de justifier l'inscription du relief dans le patrimoine naturel des parcs, de proposer des moyens de vulgarisation dans ce contexte en ayant pour souci permanent d'entretenir constamment la relation d'échange suivante : d'une part rendre accessible des données scientifiques complexes pour les non-initiés…avec l'espoir de porter en retour la géomorphologie et ses apports à la connaissance du public.

Par conséquent, l'objectif prioritaire de ce travail consiste véritablement à partager avec le public la méthode utilisée dans cette thèse : l'observation de terrain. Puisqu'il s'agit d'un auditoire épris de nature, curieux voire soucieux des changements en cours, l'un des vecteurs d'une transmission de l'information scientifique peut en effet consister en une valorisation du terrain par l'observation du terrain. Pédagogiquement, cette approche du terrain par l'observation se rapproche non seulement davantage des pratiques, des attentes et de l'art de vivre des praticiens des parcs, mais elle peut également s'avérer être un fil d'Ariane solide entre le chercheur et le public. Dans cette thèse, c'est cette méthode qui a permis de dégager des informations scientifiques et c'est tout naturellement ce savoir-faire qui doit servir de connexion et qui doit donc être explicité.

Après avoir justifié le choix de la méthode de valorisation, ce travail s'appuie d'abord sur une mise au point au sujet de la géomorphologie des massifs du Dovre-Rondane tout en réfléchissant aux notions à transmettre en priorité (**chapitre 7**). Après cette première étape dans la procédure de valorisation, l'objectif poursuivi consiste ensuite à proposer plusieurs supports en fonction des thématiques retenues. Une telle démarche implique de réfléchir en outre sur le langage le plus approprié dans ce contexte, en tenant compte du fait que «*la question du vocabulaire (…) constitue un obstacle principal au transfert des connaissances* (…)» ce qui implique que «*l'usage des concepts et du vocabulaire spécifique en général doit être réfléchi et ajusté.*» (Ambert, 2004 ; Portal, 2010). Dans ce but, l'opération de valorisation s'aide tout particulièrement de la toponymie puisqu'elle permet de capter l'attention d'un public de tradition nationale, féru d'histoire et attentif aux aspects culturels de l'espace qu'il parcourt (**chapitre 8**).

Dans cette perspective, les étagements périglaciaires et leurs mobilités actuelles constituent justement un angle d'attaque efficace puisqu'ils permettent d'aborder de nombreuses notions élémentaires en géomorphologie, celle des étagements montagnards bien sûr, mais également celle des dynamiques morphogéniques qui méritent tout autant d'être intégrées au patrimoine des parcs. Dans le Dovre-Rondane, il existe en fin de compte des possibilités de premier ordre pour informer et sensibiliser les non-spécialistes aux enjeux du changement global.

CHAPITRE 7

De la recherche fondamentale à une proposition de valorisation du patrimoine géomorphologique

La vulgarisation de la géomorphologie a pour objectif de «*diffuser des informations sur les reliefs et sur leurs origines* (…) *et procède de trois étapes fondamentales : l'analyse préalable du relief, la recherche d'une pédagogie adaptée au public concerné, l'application de moyens de vulgarisation appropriés*» (Sellier, 2010).

Dans la perspective d'une telle opération, les parcs nationaux du Dovre-Rondane, sur lesquels les massifs sont centrés, fournissent un cadre institutionnel propice à une proposition de valorisation du patrimoine géomorphologique. Le parc des Rondane englobe la majeure partie du massif du même nom et s'étend au sud est vers le fjell de Ringebu (***figure 121***). Il s'agit du plus ancien parc national de Norvège, sa création datant de 1962 et une extension ayant été réalisée en 2003 pour atteindre actuellement une superficie de 963 km^2. Celui du Dovrefjell, créé en 1974, a été intégré en 2002 au parc de Dovrefjell-Sunndalsfjella. Il est scindé en deux parties, celle de l'ouest est centrée sur les massifs du Snöhetta et du Svånåtindan tandis que celle de l'est, plus réduite, s'étend sur la rive droite de la Driva, pour une superficie de 265 km^2 (***figure 121***). Le choix a été fait d'appliquer l'opération de valorisation sur la partie ouest du Dovre étant donné que les reliefs y sont les plus remarquables.

En Norvège, la création de ces parcs dans les années 60-70 correspond presque toujours à une conjonction de facteurs. Le principal objectif de ce type de structure consistait à protéger des milieux jusqu'à présent sauvegardés (Haukland, 2011). Effectivement, comme le rappelle le «*Nature Diversity Act*» rédigé par le WIPO (World Intellectual Property Organization) en 2009, la protection de la nature au moyen de parcs nationaux a prioritairement concerné, en Norvège, des espaces correspondant à des paysages ou à des milieux particuliers où les infrastructures étaient encore peu développées : «*distinctive or representative ecosystems or landscapes, where there is no major infrastructure development may be protected as national parks*». Implicitement, la géomorphologie constituait par conséquent un objet de préservation initial. Cependant, J.A. Haukland rappelle que d'autres paramètres ont également influencé la création de ce type de structure en Norvège : leur implantation a en effet été initialement décidée dans des régions rurales périphériques marquées par la récession, dans le courant des années 50-60, d'un certain nombre d'activités telles que l'agriculture et l'exploitation forestière, ces difficultés économiques s'accompagnant en outre d'un déclin de la population (Müller *et al*., 2004). Parallèlement, le *tourisme de nature* s'est avéré être une source de revenu de plus en plus importante dans ce type de régions, encourageant par conséquent à s'orienter progressivement vers des activités nouvelles (Kaltenborn *et al.*, 2011). Pour ce qui concerne le Dovre-Rondane, J.A. Haukland (2011) rappelle en outre que le maintien d'une importante population de rennes dans les deux massifs a constitué, dans ce contexte de développement du *tourisme de nature*, un élément majeur d'attrait touristique qui justifie en grande partie, compte tenu des éléments précités, la précocité de la création de ces deux parcs en Norvège. La réintroduction des emblématiques bœufs musqués dans le Dovrefjell, bien qu'elle remonte aux années 30, s'apparente désormais à une stratégie identique puisque les opérations de valorisation touristique s'appliquant au massif s'appuient très souvent sur cet aspect de la faune montagnarde (Kaltenborn *et al.*, 2011).

Dans la perspective d'appliquer une valorisation du patrimoine géomorphologique dans un tel cadre institutionnel, l'objectif de ce chapitre est de tisser, dans un premier temps, un lien solide entre la recherche fondamentale réalisée au cours des deux premières parties de cette thèse et le public des parcs nationaux du Dovre-Rondane, passionné de nature, soucieux de son environnement, donc préoccupé par les changements en cours et sollicitant régulièrement des informations sur ces questions. Le thème de la valorisation du patrimoine géomorphologique est actuellement peu développé en Norvège, voire pas du tout (A. Beylich, comm. pers.), et ce constat s'applique également aux massifs concernés puisque la documentation s'apparentant à une valorisation de ce type relève exclusivement, lorsqu'elle existe, des productions réalisées sous l'égide de l'Institut géologique norvégien (NGU). Il s'agit par conséquent, dans ce qui suit, de valoriser la géomorphologie en la faisant connaître aux visiteurs des parcs.

Pour être efficace, une telle relation entre le chercheur et le public doit s'appuyer sur une méthode de transmission simple et efficace afin de rendre accessible un certain nombre de notions et de résultats à un auditoire qui ignore la plupart du temps les sujets concernés, qui n'est pas formé pour les interpréter, mais qui demeure néanmoins très réceptif vis à vis de ce qui relève de la nature. Parce qu'elle procure immédiatement des informations, parce qu'elle reste en accord avec la

sensibilité et les pratiques naturalistes du public des parcs, mais aussi parce qu'une transmission de connaissances n'est possible qu'au moyen d'une pédagogie adaptée, cette méthode est justement celle qui a permis l'acquisition des résultats de cette thèse : l'observation des formes sur le terrain. Il n'est d'ailleurs pas de procédé plus efficace pour porter la géomorphologie à la connaissance du public que de mettre en avant ses spécificités et ses savoir-faire, qui s'appuient invariablement sur l'observation des formes et des processus à des niveaux d'échelle complémentaires.

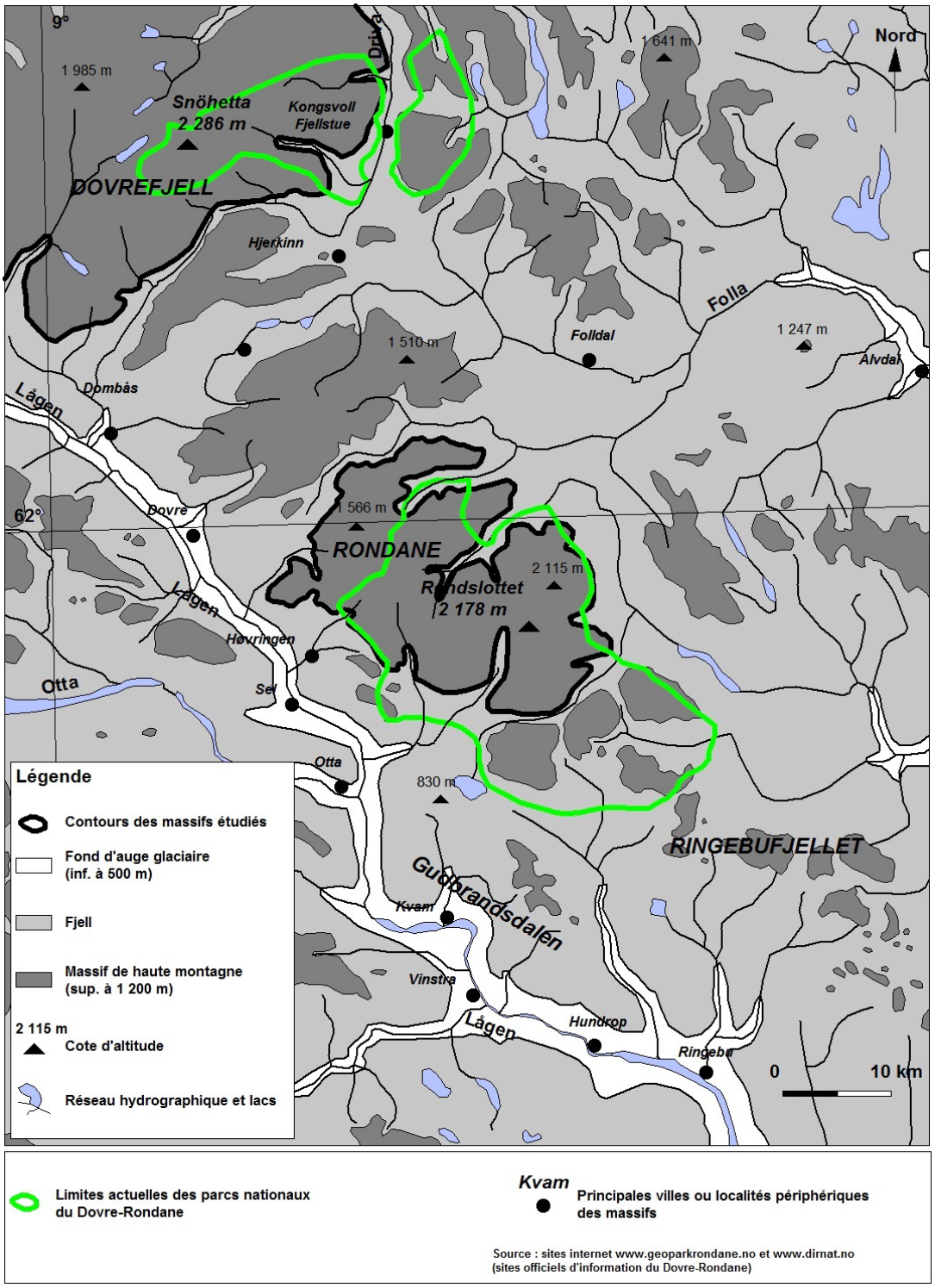


Figure 121 *: carte des limites actuelles des parcs nationaux du Dovrefjell et des Rondane.*

Nécessairement, ce chapitre devra par conséquent procéder à un inventaire puis à une sélection des notions et des résultats à transmettre en priorité. C'est là tout l'intérêt des étagements morphoclimatiques et de leurs évolutions contemporaines, puisqu'ils peuvent servir de vecteurs privilégiés d'une valorisation des reliefs simple et efficace qui ne néglige pas l'aspect dynamique de leur évolution.

1. - Quand la méthode du chercheur devient le procédé de valorisation dans un contexte de vulgarisation du patrimoine géomorphologique

L'opération de valorisation du patrimoine géomorphologique intervient au terme d'une étude détaillée des étagements périglaciaires et de leurs mobilités actuelles et cette thèse a été prioritairement conduite au moyen d'une méthode morphologique. C'est l'observation des formes et des processus sur le terrain qui a permis d'extraire des informations scientifiques nouvelles et de répondre à la problématique de travail (***figure 122***) :

Comment déterminer les étagements périglaciaires en Norvège centrale, évaluer et comprendre leurs mobilités ou leurs perturbations actuelles, tout en proposant des axes de valorisation de ces thèmes géomorphologiques dans les parcs nationaux du Dovre-Rondane ?

C'est donc l'observation des formes qui a abouti à désigner un certain nombre d'entre elles comme significatives des trois sous-étages périglaciaires standards des massifs du Dovre-Rondane ; c'est encore l'observation qui a rendu possible la mise en évidence des mobilités actuelles de ces étagements et de la translation en altitude de cet étage morphoclimatique depuis la fin du Petit Age Glaciaire.

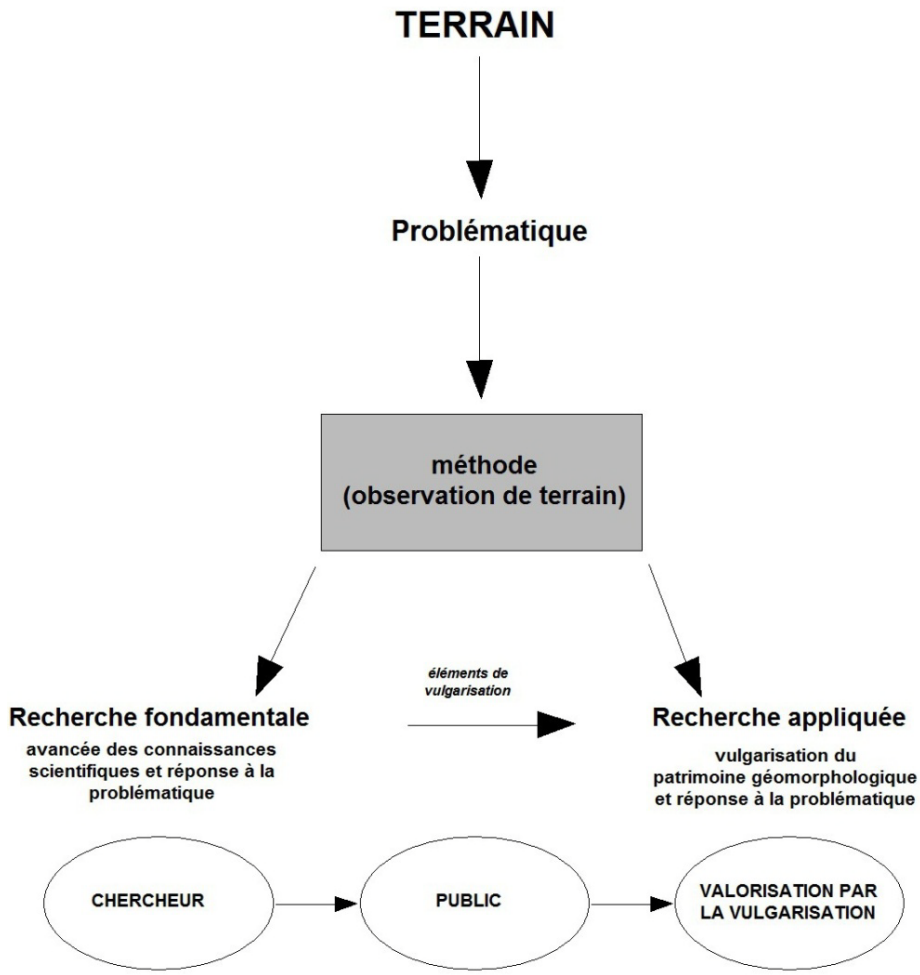


Figure 122 *: le passage d'une recherche fondamentale à une recherche appliquée.*

Par conséquent, l'observation de terrain apporte immédiatement des informations concrètes sur un certain nombre de thématiques géomorphologiques, en même temps qu'elle met en œuvre des savoir-faire spécifiques qui passent invariablement, pour ne citer que quelques exemples, par l'observation des manifestations morphologiques et de leurs processus qu'ils soient hérités ou actifs, par le recours aux différentes échelles d'analyse, ou par l'identification des emboîtements de formes donc de processus.

Si l'observation de terrain apporte des réponses scientifiques dans le cadre de la recherche fondamentale, son autre intérêt est également de fournir un certain nombre de matériaux susceptibles de servir de soubassement à une opération de valorisation des reliefs et de vulgarisation scientifique. Elle peut donc donner lieu à une forme novatrice de recherche appliquée dans le domaine de la géomorphologie. Puisque l'objet consiste ici en une transmission au public des parcs de savoirs scientifiques fondamentaux, c'est en conservant la même méthode et en l'ajustant au cadre d'une valorisation du patrimoine géomorphologique qu'un lien étroit en même temps que cohérent peut être établi lors du passage de la recherche fondamentale à la recherche appliquée (***figure 122***).

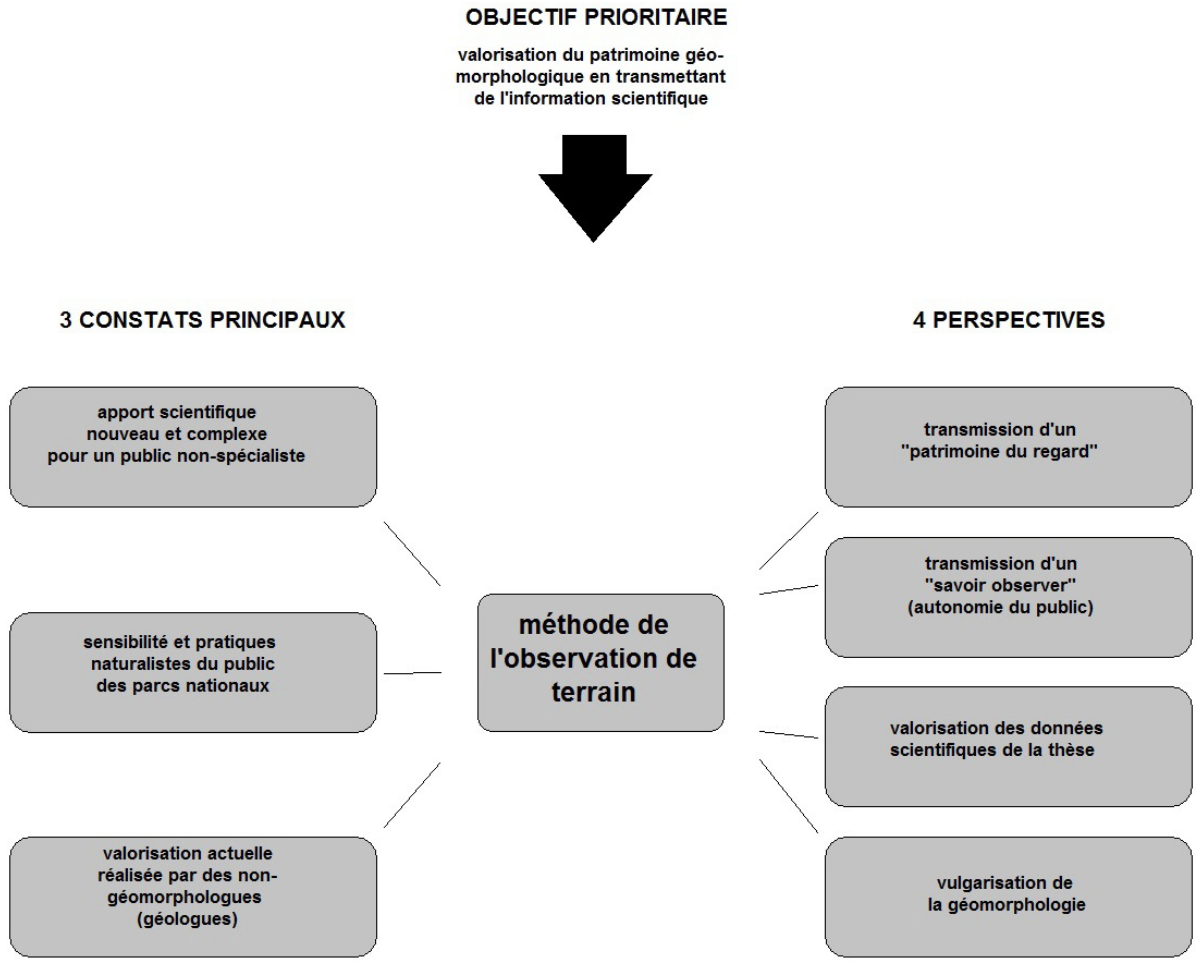


Figure 123 : *la justification du choix de la méthode par la prise en compte d'un triple constat.*

Cette intention de faire de l'observation de terrain le liant entre la science et le public découle par ailleurs d'un triple constat : l'information à transmettre est d'abord complexe pour des non-initiés et impose impérativement le choix d'une méthode aux qualités pédagogiques et didactiques, ce qui

correspond à une contrainte récurrente dans les opérations de vulgarisation (Sellier, 2009, 2010) ; l'information concernée s'adresse ensuite à un public aux pratiques et aux centres d'intérêts naturalistes auxquels la méthode de valorisation doit s'adapter pour être efficace, ce qui revient à un problème pédagogique d'une nature similaire. Enfin, la valorisation des reliefs dans le Dovre-Rondane reste un domaine dans lequel les géomorphologues, qu'ils soient locaux ou internationaux, ne se sont pas directement investis pour l'instant. Il paraît donc important de définir des procédés qui valorisent la géomorphologie et qui mettent en avant les apports spécifiques qu'elle fournit afin de porter cette discipline à la connaissance des visiteurs des parcs (***figure 123***).

1.1. - La transmission d'une information scientifique par une méthode adaptée à l'objet et au public

Le choix de la méthode de l'observation de terrain comme pierre angulaire de la valorisation des reliefs du Dovre-Rondane tient compte, en premier lieu, de la réalité suivante : l'information à transmettre dans le cadre du passage de la recherche fondamentale à la recherche appliquée est complexe et, dans le même temps, la sensibilité et les pratiques du public fréquentant les parcs, puisque c'est à son intention que s'adresse en priorité cette démarche, impliquent le choix d'un procédé de valorisation qui concorde avec les spécificités de l'auditoire (***figure 123***).

1.1.1. - La sensibilité naturaliste du public des parcs nationaux du Dovre-Rondane entre pratiques et protection de la nature

«*En Norvège, les femmes aussi bien que les hommes semblent consacrer beaucoup de temps à la randonnée pédestre, et connaissent sans doute leur pays bien mieux qu'un Britannique ne connaît son île*» : Voilà ce qu'on pouvait lire dans un célèbre récit de voyage publié en Grande Bretagne en 1882 et réédité à Oslo en 2001, dans lequel les auteurs, J.A. Lees et W.J. Clutterbuck, s'attachent à décrire les caractéristiques, les mœurs et les traditions norvégiennes qu'ils ont pu observer, points sur lesquels insiste également D. Taylor-Wilkie (1992).

Le premier intérêt de l'observation de terrain en tant que méthode de valorisation est avant tout d'être en accord avec un public dont les pratiques sont en effet essentiellement naturalistes et sportives, en même temps que soucieuses de la conservation de l'environnement. Les praticiens des parcs nationaux du Dovre-Rondane, qui appartiennent à toutes les classes d'âge, ont en grande majorité des occupations qui se rapportent à la nature, qu'il s'agisse de la randonnée ou du ski, de la pêche et de la chasse, ou encore de l'observation de la faune et de la flore des massifs montagneux (Pinard, 1980). Edvard Grieg, compositeur qui parvint à faire passer le paysage norvégien dans sa musique, écrivait à propos du massif du Jotunheimen : «*La simple idée d'y faire une excursion me fait trembler de joie, et je ressens la même émotion qu'en écoutant la Neuvième Symphonie de Beethoven.*» (Taylor-Wilkie, 1992).

Cet état d'esprit justifie tout particulièrement la création précoce des parcs nationaux en Norvège et plus généralement en Scandinavie. Les premières structures de ce type datent en effet du début du siècle dernier (Pinard, 1980) et ont eu lieu une trentaine d'années seulement après les premières initiatives américaines et 50 ans avant les premières réalisations françaises. Le public des parcs nationaux du Dovre-Rondane, bien que majoritairement scandinave, est également international et les pratiques ne varient cependant pas selon la nationalité : les informations fournies par M. Vorkinn et O. Andersen (2010) font même état d'un «puritanisme», encore plus affirmé de la part des visiteurs étrangers dont les exigences vont dans le sens d'une limitation des structures d'accueil et des actions anthropiques dans le parc des Rondane.

Le choix qui consiste à faire de l'observation de terrain la clé de voûte de la valorisation du patrimoine géomorphologique est également en accord avec les pratiques sportives des visiteurs des parcs étant donné que l'observation des formes sur le terrain suppose d'arpenter ce dernier au cours de marches d'approche vers les sites les plus représentatifs la plupart du temps longues, dans des secteurs souvent difficiles d'accès en dépit d'un maillage relativement dense de chemins de randonnée qu'ils soient balisés ou non. Les parcs nationaux du Dovre-Rondane sont visités par un public majoritairement scandinave, en général familial, que l'activité physique ne rebute pas quelle que soit les classes d'âge concernées.

Compte tenu de l'ensemble de ces paramètres relatifs aux attentes des visiteurs des parcs et à leurs pratiques, l'observation de terrain s'annonce par conséquent comme une méthode pédagogiquement adaptée à une entreprise de valorisation des reliefs.

1.1.2. - La transmission d'une information scientifique complexe par l'apprentissage d'un «savoir regarder»

Ce choix s'appuie cependant sur d'autres arguments.

Les reliefs du Dovre-Rondane relèvent d'une évolution géomorphologique complexe et les données scientifiques dégagées dans cette thèse font appel à des connaissances spécialisées au sein de la discipline. Il est par conséquent incontournable de sélectionner l'information à transmettre, en même temps qu'il est nécessaire de s'appuyer sur une méthode qui s'adapte aux thématiques retenues pour les rendre compréhensibles par le plus grand nombre et bien qu'il s'agisse dans la plupart des cas d'un public cultivé et réceptif vis-à-vis des sujets se rapportant à la nature.

À titre d'exemple, la meilleure manière d'intéresser et d'initier les praticiens des parcs au système morphogénique périglaciaire ne consiste-t-elle pas à l'inviter dans un premier temps à observer les grands cercles de pierres fonctionnels du marais de Tvillingkollan dans le parc national du Dovrefjell (***photographie 153***) ? Cette méthode, polarisée sur l'observation de formes les plus démonstratives, serait d'autant plus aisée à mettre en œuvre que le marais se situe à seulement 500 m du parking où les visiteurs doivent obligatoirement stationner leur véhicule au terme de la piste menant au refuge de Snøheim et que le terrain d'accès à ce site est facilement praticable puisqu'il ne présente pas de difficultés notables. Les mécanismes du gel et du dégel dans le sol correspondent à des connaissances de spécialiste, en principe ignorées, ou au mieux mal connues par le public qui parcourt la montagne. Dans ce contexte, l'observation du marais Tvillingkollan serait une approche concrète des réalités des effets du gel dans le sol, et permettrait de montrer au public des formes qui comptent parmi les plus caractéristiques de l'ensemble des massifs et qui sont facilement observables en raison de leurs dimensions plurimétriques. Ce secteur permettrait également de démontrer par la suite, en faisant progresser graduellement l'information scientifique proposée au public, l'importance fondamentale des paramètres climatiques, structuraux et hydrologiques dans l'apparition de ce type de gélistructures.



Photographie 153 *: le champ de grands cercles de pierres fonctionnels sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan comme exemple de site susceptible d'initier le public au système morphogénique périglaciaire.* ***Cliché pris à 1 km au nord est du refuge de Snoheim, à 1 500 m d'altitude (Dovrefjell, juillet 2010).***

L'emploi de l'observation du terrain comme méthode de valorisation des reliefs et de vulgarisation scientifique est par conséquent d'un intérêt décisif parce que sa simplicité lui confère des mérites d'ordre pédagogiques. Elle possède également un autre atout, qui tient à l'absence de contact entre le public et l'auteur de l'information de valorisation étant donné que celle-ci est la plupart du temps transmise par l'intermédiaire de panneaux de vulgarisation ou de dépliants, donc en l'absence de l'auteur : l'idée de faire de l'observation de terrain la pierre angulaire de la valorisation des reliefs peut en effet inciter le public à acquérir une certaine autonomie pour analyser les reliefs qu'il veut comprendre. Parce qu'elle requiert une procédure et un raisonnement géomorphologiques qu'il est

d'une part possible de transmettre dans leurs grandes lignes et qui sont également transposables ailleurs, l'observation de terrain peut par conséquent contribuer à doter le public d'une certaine indépendance en lui communiquant des savoir-faire qu'il pourra éventuellement réutiliser et appliquer à d'autres reliefs. Cette méthode de valorisation, qui invite le public à observer par lui-même, associe en définitive la transmission d'un «*patrimoine du regard*» à l'enseignement d'un «*savoir regarder*» (***figure 123***). Il s'agit en tout cas d'un procédé qui établit un équilibre entre les exigences de rigueur du chercheur et les particularités du public auquel le discours vulgarisateur s'adresse.

1.2. - L'état actuel de la valorisation du patrimoine géomorphologique dans le Dovre-Rondane

D'autres motifs justifient encore l'emploi de l'observation de terrain comme principale outil de valorisation. Ils relèvent cette fois de l'état actuel, de la provenance et du contenu de l'information à caractère géomorphologique disponible dans les parcs du Dovre-Rondane, essentiellement conçue par des géologues et non par des géomorphologues (***figure 123***). La documentation à caractère géomorphologique destinée au public est en effet limitée et principalement produite par l'Institut géologique norvégien, le *Norges Geologiske Undersøkelse* (NGU). Les itinéraires qu'il recommande ne concernent par ailleurs que trois vallées situées en périphérie des parcs (***figure 124***).

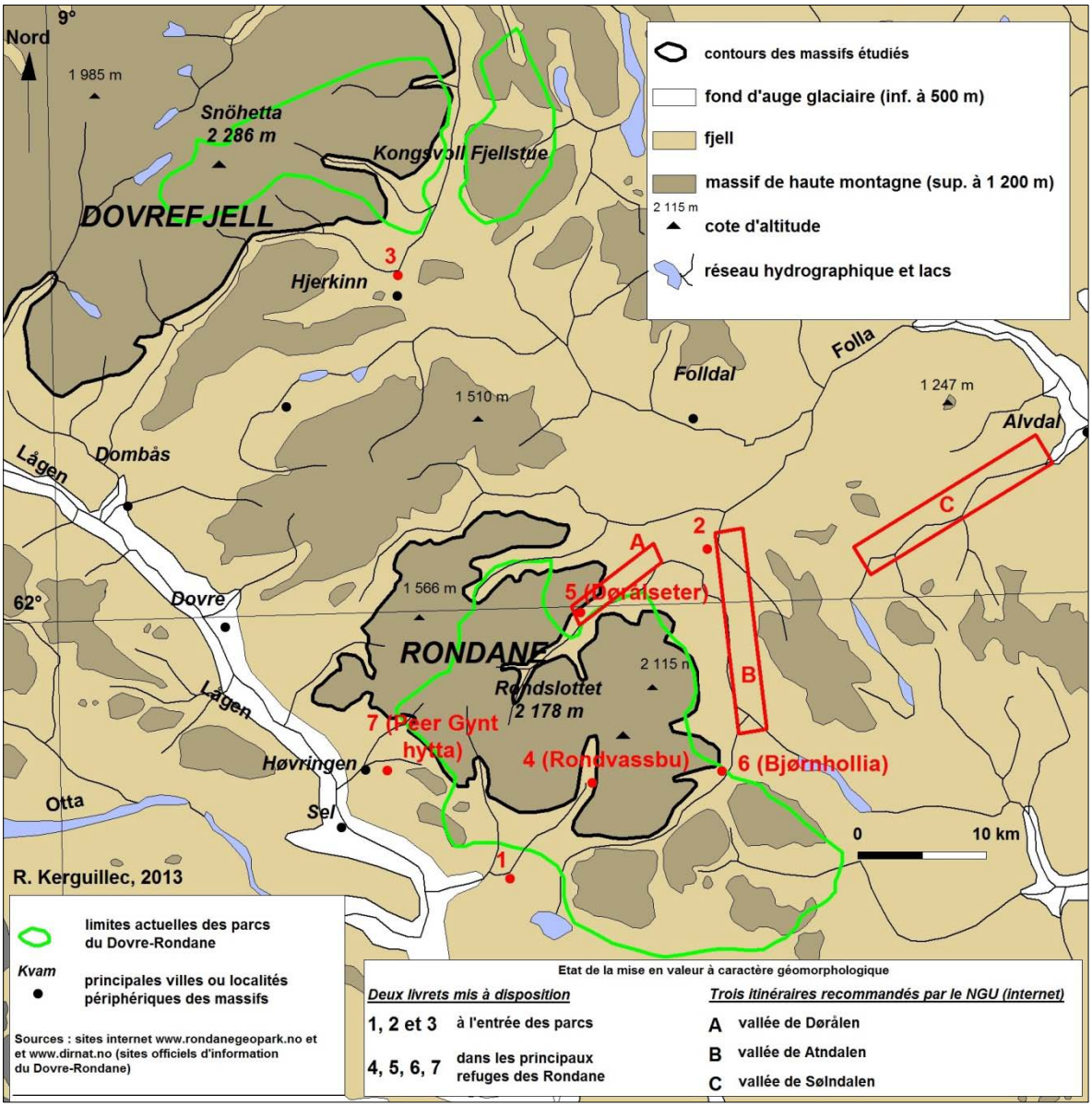


Figure 124 *: carte de l'état actuel de la valorisation à caractère géomorphologique dans le Dovre-Rondane et ses environs.*

Les études des géomorphologues norvégiens, bien que mondialement connues, n'incorporent pas pour l'instant la valorisation du patrimoine à leurs travaux. Cette carence de l'information à caractère géomorphologique au sein de structures comme les parcs nationaux ou régionaux n'est pas un fait nouveau et a été relevée ailleurs en Europe (Portal, 2009, 2010).

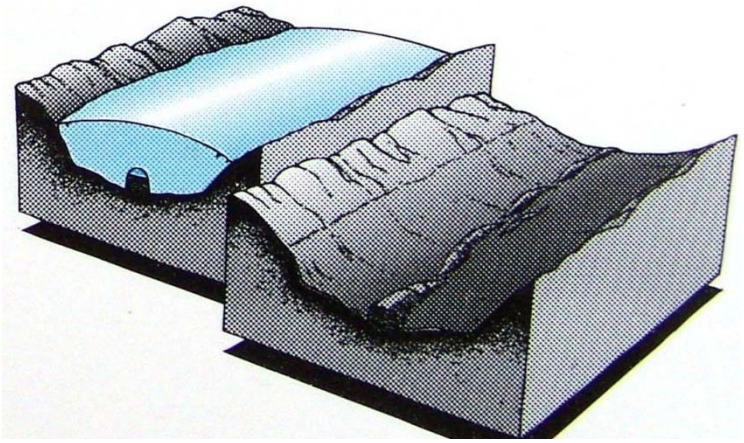
Ces constats renforcent par conséquent l'intérêt d'une valorisation véritablement géomorphologique par la transmission d'une méthode qui est l'une des techniques de base de la discipline et qui s'applique véritablement aux massifs. Dans une perspective de valorisation des reliefs, la transmission d'un «*patrimoine du regard*» est un sujet novateur qui s'apparente par conséquent à une tentative de valorisation de la géomorphologie auprès du public : c'est en faisant découvrir une méthode d'observation qui apporte une somme d'informations que l'on peut en effet espérer faire connaître la discipline et ses apports scientifiques propres.

1.2.1. - Les principaux thèmes de recherche actuels de l'école norvégienne de géomorphologie

Bien que les géomorphologues locaux ne se soient pas encore investis dans des opérations de valorisation des reliefs, leurs productions s'apparentent pourtant à une forme de vulgarisation avant l'heure. Elles sont en tout cas démonstratives du souci de rendre les travaux scientifiques compréhensibles par le grand public.

Les multiples publications de J.L. Sollid, de L. Sørbel, ou celles de K.M. Strøm en limnologie, ont ainsi largement contribué à la spécificité de l'école norvégienne de géomorphologie, centrée presque exclusivement sur la recherche sur les milieux froids à la fois en Scandinavie et au Spitsberg. Sans les citer tous, l'article de K.M. Strøm sur le massif des Rondane (1945) est un exemple du genre car il est démonstratif de la qualité à la fois scientifique et pédagogique des publications concernées : sur le plan formel, son organisation et ses illustrations rendent accessible au plus grand nombre des données scientifiques complexes et, bien qu'il n'affiche aucune volonté de valorisation du patrimoine géomorphologique du massif, cet article est construit de telle manière qu'il rend accessibles les grands éléments du relief à un public de non-spécialistes, d'autant qu'il comporte à ce titre un support photographique exemplaire.

L'école norvégienne de géomorphologie, au même titre que les travaux des autres chercheurs scandinaves, a contribué dans une large mesure à une forme initiale de vulgarisation, peut être inconsciente, mais en tout cas spontanée et démonstrative du souci permanent de diffuser un discours accessible. Chez ces auteurs, l'utilisation fréquente des blocs-diagrammes, dont certains sont d'ailleurs repris, sur le thème de la glaciation weichselienne, par les panneaux de vulgarisation en périphérie du massif des Rondane (***photographie 154***), témoigne encore de cette préoccupation pédagogique précoce et constante. Ces représentations facilitent en effet, par leur lisibilité et la représentation des formes selon les trois dimensions, la compréhension d'une information scientifique complexe pour les non-initiés, bien qu'ils eussent gagné en clarté en étant complétés par quelques annotations.



Photographie 154 *: blocs-diagrammes expliquant la formation des eskers, proposés sur le panneau d'information à l'entrée de la vallée de Frekmyr au nord est des Rondane, et reprenant les données de J.L. Sollid (**cliché pris en juin 2008**).*

En dépit de ces qualités, la valorisation du patrimoine géomorphologique n'apparaît pas distinctement dans les travaux actuels des géomorphologues norvégiens, ce qui tient sans doute à la

nouveauté du concept comme au caractère récent de l'émergence de la géomorphologie en tant que science : «*La géomorphologie est une science récente, en dépit d'un intérêt ancien pour les reliefs. La prise de conscience de l'existence d'un patrimoine géomorphologique par le public, comme par les scientifiques, s'en trouve déficiente*» (Sellier, 2009). En Norvège, la plupart des groupes de recherche se concentrent aujourd'hui sur des sujets certes proches de cette thèse notamment en ce qui concerne l'étude de la cryosphère et de son évolution, mais ne s'attachent pas à rendre accessible au public un certain nombre de données et de résultats. Dans les revues norvégiennes traitant de géographie physique, parmi lesquelles on citera en priorité le *Norsk Geografisk Tidsskrift*, le thème de la valorisation du patrimoine géomorphologique ne fait pas non plus partie pour l'instant des sujets de publication ni de la ligne éditoriale.

1.2.2. - L'implication du Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) dans la valorisation des reliefs

Dans le Dovre-Rondane, les démarches se rapprochant du thème de la valorisation des reliefs ne sont pas menées, en fin de compte, par des géomorphologues mais par l'Institut géologique norvégien : le *Norges Geologiske Undersøkelse* (NGU) assoie son implication sur ce thème notamment au moyen de son site internet[2], où il est rappelé que dans le cadre qui consiste à promouvoir une industrie touristique durable, donc respectueuse de l'environnement et des cultures locales, la Norvège a signé en automne 2005 la Charte du géotourisme du *National Geographic*.

Le NGU justifie son implication dans la valorisation des reliefs en rappelant un certain nombre de «titres» ayant été attribués plus ou moins récemment à des éléments du paysage norvégien, que ce soit par l'Unesco ou par divers journaux ou magazines de diffusion internationale : cette liste témoigne d'abord de la recherche d'une certaine forme de reconnaissance au moyen de plusieurs «labels» qui ne sont pas nécessairement délivrés par des instances reconnues et dont la signification précise tout autant que la portée restent mal définies (***figure 125***). Cette liste, qui traduit un vif intérêt pour les paysages côtiers, conduit en outre au constat suivant : les montagnes n'ont pas fait l'objet, pour l'instant, d'un engouement identique.

Organisme	Date	Type de valorisation
Unesco	**1980**	Inscription de la ville minière de *Røros* au patrimoine mondial de l'Unesco
Unesco	**2004**	Inscription de *l'archipel de Vega* au patrimoine mondial de l'Unesco
Unesco	**2005**	Inscription des fjords de *Geiranger* et de *Nærøyfjorden* au patrimoine mondial de l'Unesco
National Geographic Traveller ***(magazine de voyage)***	**2004**	Les paysages des *fjords norvégiens* sont élus «*meilleure destination touristique du monde*».
National Geographic Traveller ***(magazine de voyage)***	**2006**	Les *fjords norvégiens* reçoivent le statut de «*meilleur site protégé*» inscrit au patrimoine mondial de l'Unesco
The Observer ***(journal britannique)***	**2003**	L'archipel des *Lofoten* figure à la deuxième place parmi les 20 «*îles paradisiaques mondiales*»
Lonely Planet ***(guides de voyage)***	**2006**	L'express côtier norvégien est désigné comme la «*plus belle croisière mondiale*»
The Guardian ***(journal britannique)***	**2006**	La route *Atlanterhavsvegen* est élue au premier rang mondial des itinéraires recommandés

Figure 125 *: tableau récapitulatif des «titres» attribués aux paysages norvégiens.*

Mieux encore, le parc des Rondane semble bien s'être attribué l'appellation de «*géoparc*» notamment par le biais de son site internet «*www.rondanegeopark.no*». Les *géoparcs*, créés à l'initiative du géologue G. Martini et du géomorphologue N. Zouros suite à une discussion au 30e congrès international de géologie en 1996 (Zouros, 2004), sont définis comme des «*territoires expérimentaux dont l'objectif est d'éprouver des méthodes de préservation du patrimoine géologique, au sens large. Un géoparc inclut dans ses limites un héritage géologique particulier et affiche une stratégie de développement territorial adapté à ce patrimoine*» (Gray, 2004 ; Portal, 2010). En 2013,

[2] *www.NGU.no*

les Rondane n'apparaissent cependant pas encore sur la liste officielle des géoparcs de l'Unesco, les seuls éléments de ce type en Norvège correspondant au *Gea norvegica geopark* à l'extrême sud du pays et au *Magma geopark* au sud ouest de Stavanger. Ce constat témoigne par conséquent, comme ailleurs, d'un réel besoin de reconnaissance ressenti par les instances du parc.

L'objectif du NGU est de contribuer à la promotion du tourisme en Norvège ainsi qu'à son amélioration, en promouvant, en documentant, et en expliquant les caractéristiques géologiques des paysages visités par les touristes. Des informations à leur attention, assimilables à une certaine forme de valorisation du patrimoine géomorphologique, peuvent être incluses selon le NGU dans des supports variés tels que des publications, des expositions ou des excursions : «*Customized information on nature, cultural heritage and the history of how the landscape was created can be included in many products for adventure-seeking tourists. Such information can be presented in publications, exhibitions or trips, where geology is a regular part of the experience together with biodiversity, cultural heritage, resources and environment*».

Le NGU rappelle, toujours par l'intermédiaire de son site internet, que de nouvelles initiatives sont en cours et viendront s'ajouter à l'avenir au travail déjà réalisé dans les zones élevées au rang de patrimoine mondial de l'Unesco ainsi que dans les géoparcs. Ces projets, qui seront réalisés en collaboration avec les structures d'accueil pour la mise en place d'activités diverses, de présentations multimédia, de publications et de cartes, consistent tout particulièrement au développement de parcours touristiques nationaux associés à des guides de nature.

Si l'on excepte l'organisation de plusieurs expositions mettant en valeur les mines et leur environnement, les réalisations du NGU au cours de ces dernières années ont notamment consisté en la préparation d'un support documentaire géologique pour quatre projets de géoparcs ainsi que pour trois zones prétendant au statut de patrimoine mondial de l'Unesco. L'institution a également collaboré avec les instances de sept parcs nationaux à l'amélioration de leur gestion, à la préparation de plans et de cartes, à des expositions, à des publications et des suggestions d'excursion à caractère «géologique», comme ce fut le cas pour le parc des Rondane et celui de Roltdalen-Skarvan dans le Sør-Trøndelag et dans le Nord-Trøndelag.

L'implication du NGU dans ce contexte se concrétise également, depuis la fin des années 90, par la publication du magazine de vulgarisation scientifique *Gråsteinen*, à l'image de l'exemplaire traitant d'un certain nombre de caractéristiques du paysage de Trondheim et de ses alentours (Reite *et al.*,1999), ou du numéro de 2006 qui s'attache à expliquer les paysages le long de la route de Rallarvegen, construite au nord de Bergen lors de la réalisation du chemin de fer côtier (Aarseth *et al.*, 2006).

1.2.3. - L'état actuel de la valorisation à caractère géomorphologique dans le Dovre-Rondane

Le potentiel géotouristique norvégien a donc été parfaitement bien compris par les instances du *Norges Geologiske Undersøkelse* qui l'intègre désormais à ses missions. La mise en valeur des reliefs sur les secteurs de recherche n'en mérite pas moins un certain nombre de remarques d'ordre à la fois quantitatif et qualitatif, qui justifient encore une fois l'emploi de l'observation comme méthode de valorisation des reliefs et de vulgarisation de la géomorphologie.

1.2.3.1. - Une information réduite

D'un point de vue quantitatif, l'information actuellement disponible est limitée et consiste principalement en trois supports.

Il s'agit d'abord de deux panneaux placés à l'entrée de la réserve naturelle de la vallée de Frekmyr, au nord est du massif, donc plusieurs kilomètres en dehors du parc des Rondane (***figure 124***, ***photographies 155***, ***156*** et ***157***). Ces exemplaires sont les seules réalisations de ce type qui ont pu être recensées dans les environs immédiats du Dovre-Rondane et leur lecture complète suppose d'y consacrer environ 10 à 15 minutes. Par ailleurs, les quatre panneaux mis en place en 2011 à l'entrée de la piste menant au refuge de Dørålseter au nord du parc des Rondane n'ont pas pour objectif de transmettre des informations d'un point de vue de la valorisation des reliefs : ils ont surtout vocation à signaler au public les adresses utiles et les activités ou les attractions proposées, en même temps qu'ils dispensent des recommandations classiques sur le comportement à adopter vis-à-vis de la faune et de la flore.

L'information à caractère géomorphologique comprend également deux dépliants mis à la disposition du public à l'entrée des deux parcs ainsi que dans les quatre principaux refuges du massif des Rondane (Rondvassbu, Peer Gynt hytta, Dørålseter, Bjørnhollia). Ces documents ont notamment été réalisés en collaboration avec la Direction norvégienne de la gestion de la Nature (*Direktoratet for*

Naturforvalning ou «*Dirnat*») qui est l'une des cinq agences gouvernementales placées sous la responsabilité du Ministère de l'environnement. Les informations se rapportant à la géomorphologie des massifs concernent exclusivement les héritages glaciaires et figurent parmi une somme de renseignements relatifs à la faune et à la flore sauvage, ainsi qu'aux vestiges ayant servi à la chasse du renne.

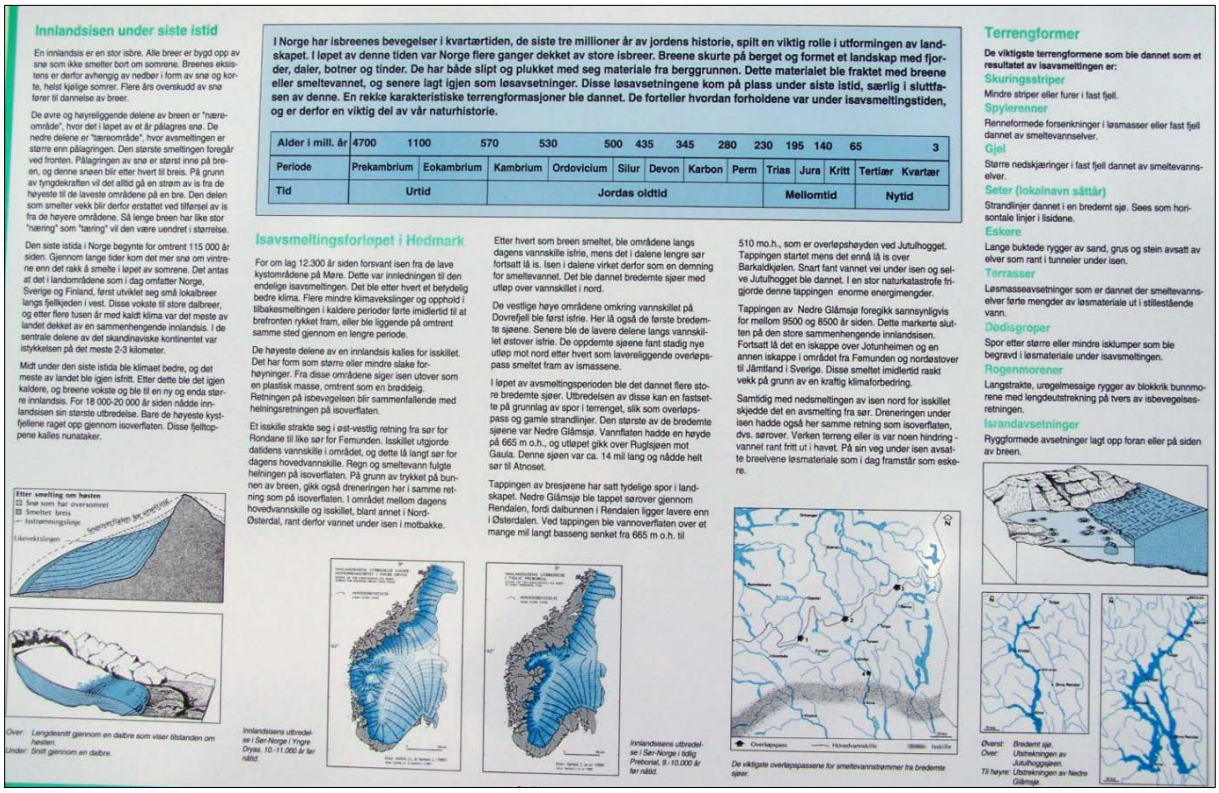


Photographie 155 *: panneaux de valorisation géomorphologique disposés à l'entrée de la vallée de Frekmyr, au nord est du massif des Rondane (**cliché pris en juin 2008**). Le texte est écrit en norvégien excepté un court résumé en anglais.*

Par ailleurs, dans les environs immédiats du parc des Rondane, la mise en valeur des reliefs s'appuie sur trois itinéraires recommandés qui s'accompagnent de dépliants téléchargeables sur internet. Ils proposent des points d'observation répertoriés dans la vallée de Dørålen au nord du massif ainsi que dans celles d'Atndalen à l'est et de Sølndalen au nord est. Ces itinéraires demeurent donc sans exception à l'extérieur des limites actuelles du parc (***figure 124***).

Pour finir, quelques moyens secondaires de transmission de l'information à caractère géomorphologique figurent au dos des cartes topographiques au 1/ 100 000 du Dovrefjell et au 1/50 000 des Rondane dans leurs éditions les plus récentes de 1997 et 1999. Il s'agit de courts paragraphes qui traitent de la «géologie» de chaque massif en proposant en réalité un rapide aperçu des formes glaciaires observables et plus spécifiquement des formes d'accumulation. Ces courts développements figurent parmi une somme d'informations pratiques sur les parcs qui recensent principalement les différentes structures d'accueil et les points de renseignements susceptibles d'intéresser le touriste, qui valorisent aussi l'histoire et la culture régionale ainsi que la faune et la flore de montagne.

L'information géomorphologique disponible est par conséquent réduite, incorporée à d'autres types de renseignements, et n'est pas développée à l'intérieur des parcs en eux-mêmes comme l'attestent notamment la localisation des trois itinéraires recommandés dans trois vallées périphériques des massifs.



Photographies 156 (en haut) et 157 (en bas) *: panneaux d'information à caractère géomorphologique disposés à l'entrée de la réserve naturelle de Frekmyr, au nord est du parc naturel des Rondane (**remarque** : le résumé proposé en anglais est entouré en rouge).*

1.2.3.2. - Une information sélective

Le contenu de cette information mérite par ailleurs un certain nombre de remarques d'ordre qualitatif étant donné qu'elle s'avère sélective à plus d'un titre.

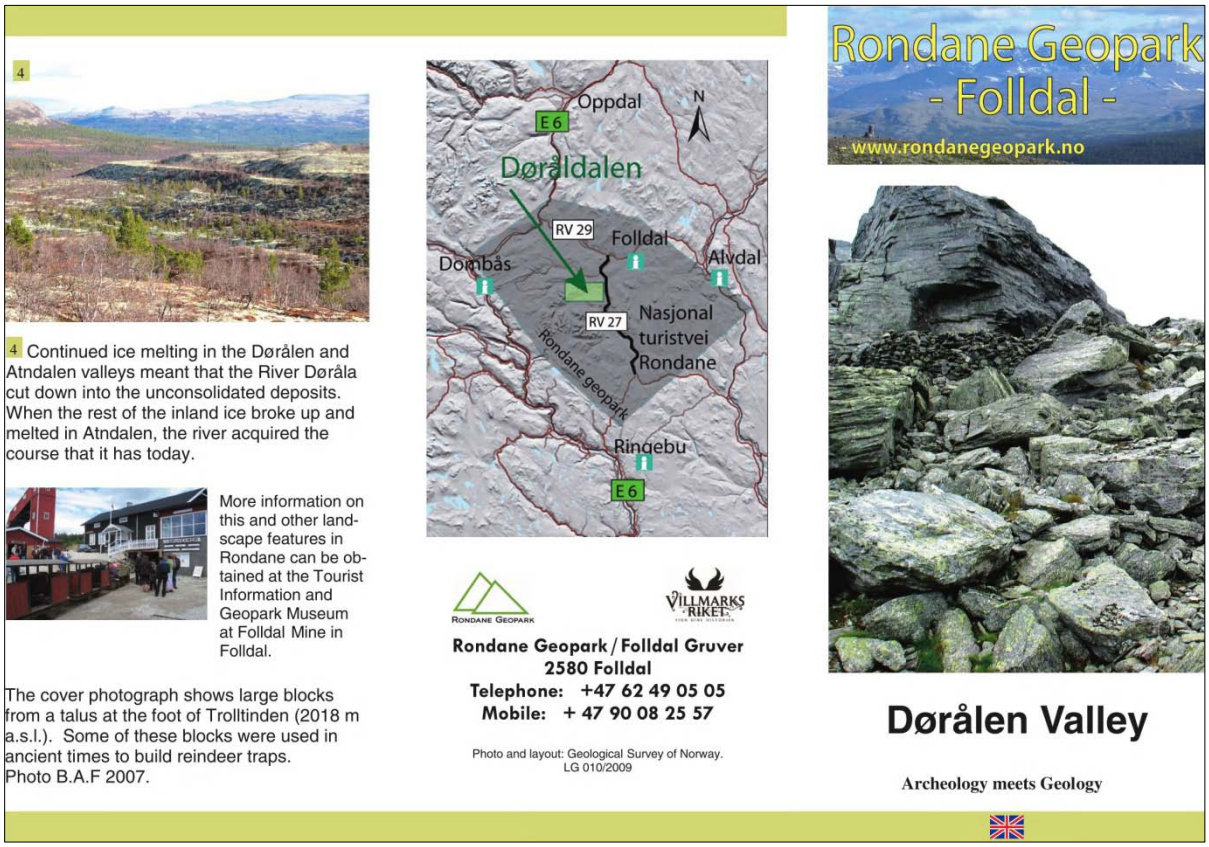
La première de ces remarques concerne d'abord la langue employée sur la plupart de ces supports qui ne dispensent presque exclusivement l'information qu'en norvégien : à titre d'exemple, les panneaux disposés à l'entrée de la vallée de Frekmyr ne proposent au public autre que scandinave qu'un résumé en anglais qui se réduit à 8 lignes (***photographie 157***). La majeure partie de l'information est sélective par la langue et n'est donc pas accessible à l'ensemble du public des parcs. Elle ne tient pas compte des difficultés éprouvées par un certain nombre de visiteurs pour la traduction des langues scandinaves, bien que ceux-ci ne représentent qu'une faible proportion parmi le public et en dépit du fait que les dépliants associés aux trois itinéraires recommandés soient en principe disponibles en langue anglaise, par téléchargement sur les sites internet du parc.

Une seconde remarque, fondamentale, relève de la sélection des thèmes traités dans ces supports d'information et fait état de son caractère incomplet d'un point de vue géomorphologique. Dans tous les documents de valorisation proposés dominent en effet, et sans partage, les thématiques relatives à la glaciation weichselienne ou à la déglaciation. Les sites d'observation proposés sur les itinéraires de découverte sont également choisis selon ce principe, relèvent surtout du Quaternaire et de paléogéographie, et n'embrassent pas l'ensemble des thèmes géomorphologiques des massifs.

Le circuit de découverte réalisé dans la vallée de Dørålen fait ainsi la part belle aux formes d'accumulation glaciaires ou fluvioglaciaires observables sur le fjell menant au refuge de Dørålseter (***figure 126***). Les points d'observation proposés concernent notamment le secteur de Skranglehaugan, au sud du refuge, où subsistent un ensemble de kettles qui comptent parmi les mieux conservés du massif, ou encore les terrasses fluvioglaciaires étagées caractéristiques de ce secteur de la vallée de Dørålen. Dans ces présentations, les formes d'érosion glaciaires ne sont pas citées : non seulement nécessairement associées aux formes d'accumulation puisque celles-ci constituent des jalons de l'histoire des versants qui les surmontent, cette catégorie de forme est surtout l'une des caractéristiques fondamentales du relief des Rondane comme du Dovre : les cirques glaciaires ne sont pas valorisés bien qu'ils soient des modelés d'évidement hérités des entailles glaciaires quaternaires et qu'ils déterminent les caractères fondamentaux du paysage des massifs centraux des Rondane. L'un des facteurs de l'unité du massif tient en effet à leur multiplicité comme à leurs caractéristiques : vastes et profonds, ils échancrent les interfluves et les réduisent à des crêtes d'intersection qui déterminent un relief à la fois cloisonné et aéré.

Au cours de cet itinéraire recommandé, les autres aspects de la géomorphologie du massif ne font pas l'objet de développements particuliers. Le thème des étagements n'est pas traité, qu'il s'agisse des étagements morphoclimatiques ou phytogéographiques. Il s'agit pourtant d'une thématique nécessairement associée aux milieux montagnards et les sites d'observation proposés dans la vallée de Dørålen correspondent pourtant à la limite supérieure de la forêt et à l'écotone forêt-toundra. Ils pourraient donc faire l'objet d'une valorisation étant donné que le fjell, puisque l'itinéraire ne concerne que lui et ne s'applique pas aux versants qui sont eux aussi nécessairement associés à la montagne, jalonne une discontinuité fondamentale : cette thèse, qui s'est attachée à la caractériser en déterminant par exemple l'altitude de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel, a souligné plusieurs fois cette rupture topographique, climatique, biogéographique et morphologique. Il est pourtant possible, par l'observation, de découvrir à la surface de ce plateau d'altitude les premières manifestations morphologiques liées aux effets du gel dans le sol et dans les roches et il paraît tout à fait envisageable de partager ce regard avec le public en attirant son attention sur la signification climatique de ces formes. Aucune information n'apparaît par ailleurs sur la structure du massif, pourtant caractéristique du rôle fondamental des quartzites dans le paysage à l'échelle des mégaformes comme à l'échelle des formes les plus élémentaires. Il s'agit là encore d'un thème incontournable dans le cadre d'une valorisation dans les Rondane et ce constat force à admettre que la méthode géomorphologique de l'analyse des reliefs reste à appliquer dans ces massifs.

Une observation d'un point de vue géomorphologique permettrait d'expliquer le relief du massif aux visiteurs du parc en l'invitant à observer les formes selon des échelles d'analyse complémentaires, ce qui est l'une des clés fondamentales de la lecture du relief dans ce type d'environnement comme d'en d'autres. En incitant le public à replacer dans leur environnement les sites visités, donc en privilégiant une analyse intégrée des formes et en établissant des relations spatiales et temporelles entre elles, l'observation selon la méthode du géomorphologue pourrait contribuer à la transmission d'un «*savoir regarder*». En somme, ces remarques encouragent encore une fois à proposer une méthode de valorisation spécialement géomorphologique en appliquant la méthode de l'observation de terrain. Les renseignements que fournit ce procédé apportent en effet à



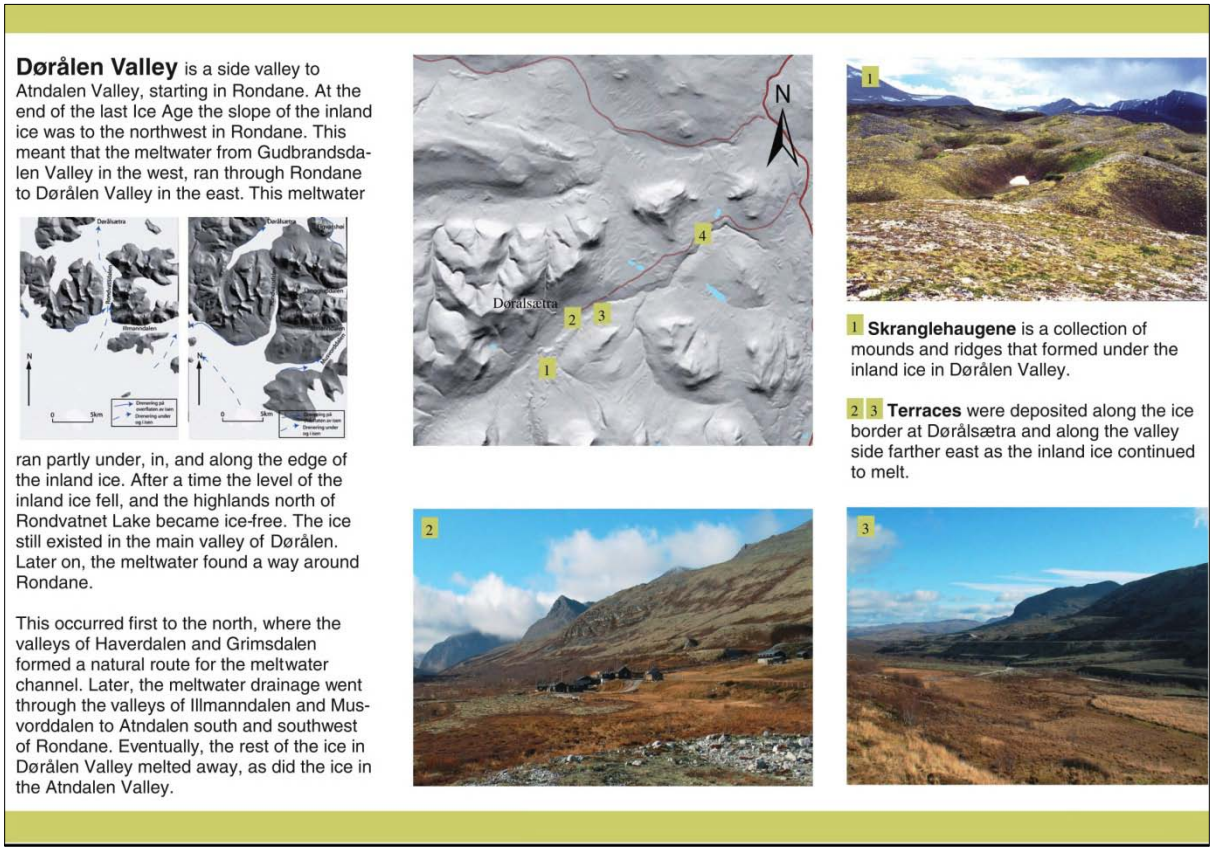


Figure 126 *: exemple de valorisation à caractère géomorphologique dans la vallée de Dørålen, au nord du massif des Rondane, et du caractère sélectif de l'information (**itinéraire A sur figure 124**).*

la compréhension des reliefs du massif une cohérence d'ensemble qui permet de montrer au public, de façon simple, de quelle manière le relief est construit et quelles sont les grandes étapes de sa formation.

La mise en page du document, au même titre que la progression de l'information et la longueur des textes, appellent quelques remarques secondaires sur le plan formel cette fois. Le texte consiste en un paragraphe expliquant les modalités de la déglaciation dans ce secteur des Rondane, associé à des photographies succinctement légendées. Quelques précisions sur le cadre temporel de la déglaciation permettraient au lecteur d'avoir une meilleure idée de la dimension temporelle associée à la genèse et à l'évolution des reliefs traités. Quelques schémas d'interprétation, proposés en supplément de ces clichés, permettraient aussi de compléter l'information en expliquant concrètement au public la genèse des formes analysées. Enfin, la carte figurant sur le dépliant ne permet pas une localisation précise des sites concernés et gagnerait à être réalisée à une échelle plus fine afin de guider efficacement le visiteur jusqu'au site d'observation, d'autant que celui-ci ne connaît pas, en principe, le massif de manière approfondie.

1.3. - L'explication des reliefs par l'observation du terrain

«*Géologues et géomorphologues n'identifient pas et ne «voient» pas la même chose (…)*» (Ambert, 2004, 2009). L'analyse critique menée ici démontre surtout que la géomorphologie, qui entretient des rapports étroits avec un certain nombre d'autres sciences et dont le champ d'observation se rapporte aux reliefs terrestres, met en jeu des savoir-faire spécifiques et fournit des clés pour une lecture intégrée du relief (***figure 127***).

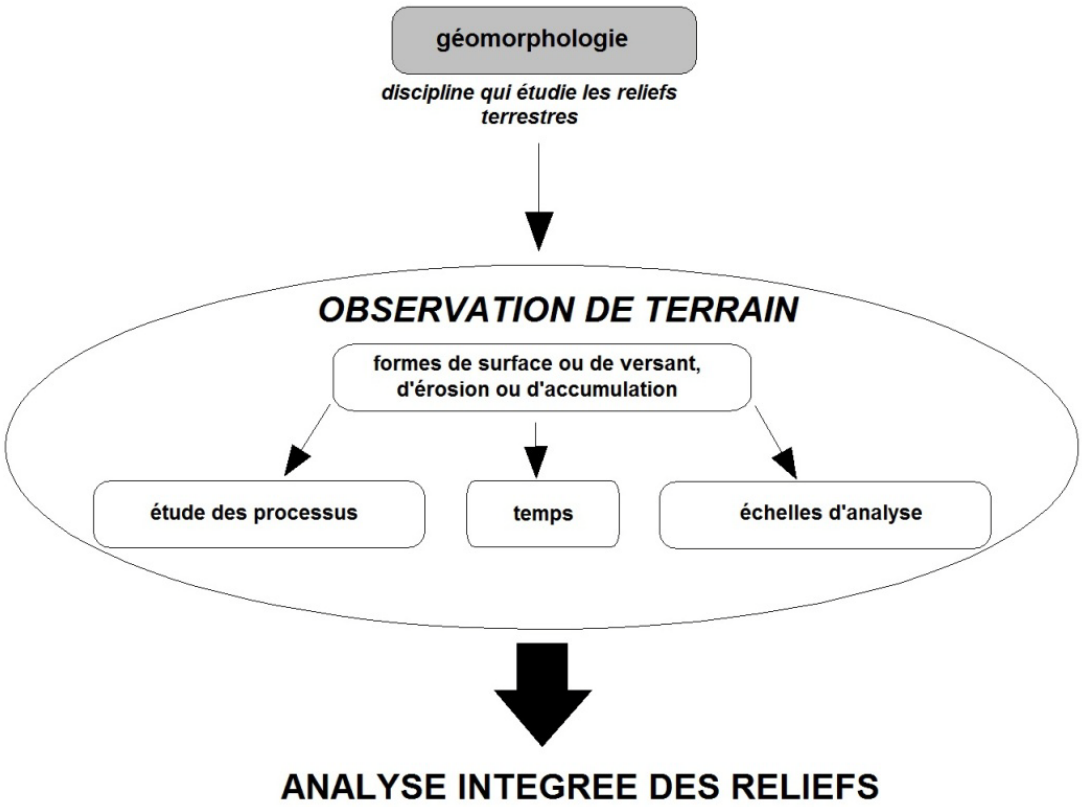


Figure 127 *: l'observation de terrain comme méthode spécifiquement géomorphologique.*

L'apport spécifique de cette méthode d'analyse des reliefs s'explique, entre autres, par le recours systématique aux différentes échelles d'analyse. Le géomorphologue replace ses observations dans un contexte et un environnement précis, sur le plan spatial au même titre que sur le plan temporel puisque «*le changement scalaire implique aussi une transformation des constantes de temps*» (Le Cœur, 1995). En étudiant le relief, il met en évidence «*la complexité des relations entre phénomènes de différents ordre de grandeur dans un espace défini*» (Le Cœur, 1995). La valorisation des reliefs revient par conséquent à vulgariser le terme de géomorphologie (Sellier, 2009) ainsi que les méthodes de cette discipline.

Les opérations de valorisation géomorphologique par la vulgarisation scientifique impliquent en effet une étude du relief à plusieurs niveaux d'échelle successifs. Pour expliquer leur origine, elles doivent replacer les reliefs observés dans leur contexte temporel et spatial et doivent conduire «*à une présentation des reliefs en fonction de leurs relations morphologiques et dimensionnelles, et non seulement en fonction de leur juxtaposition.*» (Sellier, 2010). Par conséquent, elles doivent d'abord s'intéresser à l'espace auquel elles s'appliquent, puis aux propriétés générales des reliefs compris dans cet ensemble. Une analyse à d'autres niveaux scalaires, par exemple à l'échelle du versant, complète les renseignements obtenus et éclaire l'observateur au sujet des relations entre les formes au même titre que sur les processus impliqués : des *formes d'accumulation* sont ainsi nécessairement associées à des *formes d'érosion*, que ce soit dans l'espace ou dans le temps. Une analyse à des niveaux encore plus précis apporte également un lot d'informations sur les conditions de site, sur les processus en cause et leurs manifestations morphologiques, sur leur succession dans l'espace et dans le temps mais également sur leur fonctionnalité.

***Conclusion** : En plus d'être une approche spécifiquement morphologique, l'observation de terrain, qui a été la méthode choisie comme socle de cette thèse et qui fournit un ensemble d'informations scientifiques, regroupe aussi un certain nombre de qualités de premier ordre pour supporter une opération de valorisation des reliefs dans le Dovre-Rondane : il s'agit d'abord une méthode naturaliste adaptée aux pratiques, aux attentes et à la sensibilité du public des parcs, en même temps qu'un moyen simple et efficace pour communiquer des informations scientifiques complexes. Elle peut également contribuer à rendre l'auditoire plus autonome pour ce qui concerne la compréhension des reliefs. Elle apporte effectivement, par la spécificité de sa mise en œuvre, des clés essentielles pour une analyse intégrée des formes. Elle offre de ce fait l'opportunité de valoriser la géomorphologie en faisant connaître ses compétences spécifiques.*

En communiquant au public le regard spécifique qu'il porte sur les formes, le géomorphologue a donc une pierre à apporter à l'édifice de la valorisation en transmettant sa propre façon d'analyser les reliefs : en déclinant l'observation selon plusieurs échelles d'analyse, il a en effet la possibilité d'expliquer l'agencement et l'origine des formes à différents niveaux scalaires et de transmettre également un certain nombre de données scientifiques en déclinant cette analyse à des échelles plus fines. Il s'agit donc de valoriser le terrain par l'observation du terrain dans le cadre des parcs du Dovre-Rondane.

2. - La procédure de valorisation : une sélection préalable des thèmes à valoriser

La valorisation des reliefs des parcs nationaux du Dovre-Rondane par la vulgarisation géomorphologique implique de déterminer au préalable une procédure qui aboutisse à une sélection de moyens de valorisation adaptés à l'objet. Le choix initial des moyens de valorisation, et parmi eux des sites les plus significatifs, s'appuie le plus souvent sur trois types démarches.

2.1. - Les principaux types de démarches

2.1.1. - La démarche sélective

La démarche dite «*sélective*» implique des méthodes élaborées d'appréciation des sites. Elle privilégie une analyse multicritères et se justifie notamment sur les espaces qui comportent une forte densité de sites de qualité, comme c'est le cas des régions alpines ou méditerranéennes, ce qui oblige invariablement à la mise en place d'une hiérarchisation donc d'un système d'évaluation des sites. Un géomorphosite, notion sur laquelle s'appuient la plupart du temps les entreprises de valorisation des reliefs, a été défini par M. Panizza (2001) comme «*une forme du relief dont les*

attributs géomorphologiques particuliers et significatifs en font une composante du patrimoine culturel au sens large d'un territoire donné». Le concept débouche en effet presque toujours sur une évaluation dont l'objectif est d'attribuer une valeur donnée à chaque site en vue de ne retenir que les meilleurs (Grandgirard, 1999 ; Reynard, 2005 ; Reynard et Panizza, 2005 ; Reynard, 2006 ; Pereira *et al.*, 2007 ; Reynard *et al.*, 2007, 2009 ; Portal, 2010). Cette démarche a parfois cependant parfois tendance à privilégier en fin de compte les sites les plus spectaculaires (Sellier, 2010).

On retrouve dans les écrits un certain nombre de propositions de systèmes d'évaluation des sites, ou des biens géomorphologiques, qui peuvent être appliquées dans ce contexte (Panizza et Piacente, 1993 ; Grandgirard, 1999 ; Carton *et al.*, 2005 ; Reynard et Panizza, 2005 ; Serrano et Trueba, 2005 ; Pereira et Pereira, 2010 ; Comanescu *et al.*, 2011).

Tous ces systèmes mettent en œuvre des critères scientifiques dominants, comme l'exemplarité d'un relief, sa représentativité ou son intérêt didactique. Ils tiennent compte également, en général, de valeurs dites «*additionnelles*» (Reynard, 2005) qui sont d'ordre esthétique, écologique, culturel, ou économique. Elles comprennent aussi des critères relatifs à la lisibilité du relief et à son accessibilité. E. Serrano et J. J. G. Trueba (2005) proposent par exemple une évaluation combine «*une objectivité scientifique maximale dans l'analyse des éléments géomorphologiques et incorpore également des valeurs ajoutées que sont la prise en considération de l'utilisation et de la gestion, soumises à une plus grande subjectivité (sociale, historique, personnelle). L'évaluation s'appuie ainsi sur trois catégories de valeurs : scientifique (valeur intrinsèque), culturelle (valeur ajoutée), ainsi qu'une valeur d'utilisation et de gestion*».

2.1.2. - La démarche généraliste

La seconde démarche, dénommée «*démarche généraliste*», se propose d'appliquer une opération de vulgarisation à tous les reliefs qu'ils soient exceptionnels ou ordinaires. En apparence plus globale et plus systématique dans son approche, elle ne met pas à l'abri, néanmoins, d'une certaine forme de sélection «*au gré des itinéraires, des arrêts, ou des questions du public*» (Sellier, 2010).

2.1.3. - La démarche déductive

La «*démarche déductive*», proposée par D. Sellier (2010), a été appliquée à des reliefs variés et offre de ce fait l'intérêt d'être transposable dans des cadres multiples. Elle tient cette qualité du fait qu'elle repose sur l'utilisation d'une analyse multiscalaire intégrée qui s'appuie sur trois étapes successives. Elle privilégie une analyse à différents niveaux d'échelle complémentaires en définissant, d'abord à petite échelle, les propriétés générales de l'espace où se situent les reliefs à valoriser. Elle replace donc les formes qui font l'objet d'une valorisation dans un cadre plus grand et suppose un travail en amont du relief en lui-même. Cette procédure contribue par conséquent à l'explication des reliefs en tenant compte de leur juxtaposition en même temps que de leur origine. Elle procède ensuite à l'identification des composants géomorphologiques principaux et détermine, pour finir, les unités de relief élémentaires de chacun de ces composants majeurs pour aboutir à une sélection déductive de géomorphosites significatifs de ces reliefs.

Elle peut donc être appliquée sur la plupart des terrains qui présentent une unité, qu'elle soit d'ordre naturel ou administratif. Elle met en jeu une *analyse géomorphologique intégrée* puisqu'elle utilise des niveaux d'échelle complémentaires, et peut servir à la transmission d'un savoir universitaire étant donné qu'elle s'appuie sur une méthode d'analyse fondamentalement géomorphologique (Sellier, 2010).

2.2. - La démarche retenue : une sélection préalable des thématiques à valoriser

Toutes ces démarches ont leur intérêt et ne sont pas contradictoires. Il est néanmoins nécessaire de les adapter et de les compléter en tenant compte des caractéristiques spécifiques du terrain sur lequel s'applique l'opération de valorisation.

Le Dovre-Rondane, par sa grande variété géomorphologique, comporte en effet une multitude de reliefs susceptibles d'être expliqués au public. Ces reliefs correspondent à des thématiques diverses qui requièrent par conséquent une sélection préparatoire, d'autant que la volonté de transmettre un certain nombre de données extraites de cette étude portant sur les étagements périglaciaires est un autre thème de valorisation. La méthode de valorisation appartenant à chaque vulgarisateur (Sellier, 2009), une sélection des thèmes a par conséquent été préférée ici. Une analyse croisée s'avère donc nécessaire et ce traitement doit également incorporer les données fournies par la thèse (***figure 128***).

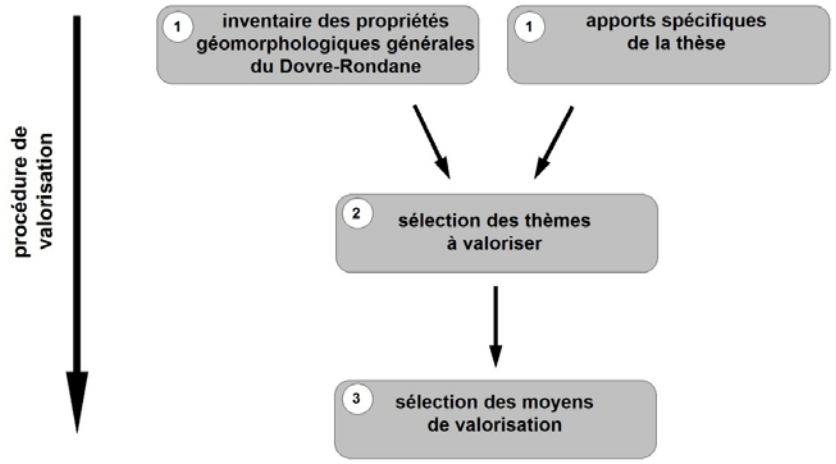


Figure 128 *: les trois étapes de la procédure de valorisation du patrimoine géomorphologique.*

Conclusion : La variété géomorphologique du Dovre-Rondane, au même titre que les données extraites de cette thèse, imposent de réaliser un inventaire puis une sélection des thèmes en préalable à la procédure de valorisation. Cette procédure privilégie par conséquent les thèmes avant de s'attacher à décrire les formes.

3. - Inventaire et sélection des thématiques de valorisation

L'objectif poursuivi ici consiste à présenter le relief des massifs du Dovre-Rondane dans la perspective d'une opération de valorisation de la géomorphologie à l'intérieur des parcs nationaux. Il s'agit donc de justifier l'inscription du relief dans le patrimoine naturel de ces structures afin d'être en mesure de proposer par la suite des moyens harmonisés du point de vue de la vulgarisation géomorphologique. Il s'agit aussi de faire le point des notions et des résultats extraits de cette thèse afin de retenir les éléments qui peuvent faire l'objet d'une valorisation.

Ces objectifs impliquent de réaliser un inventaire des propriétés géomorphologiques générales des massifs du Dovre-Rondane, ce qui suppose une analyse à petite échelle (***figure 129***). Il s'agit également d'effectuer une synthèse sur les notions à retenir à la suite de ce travail sur les étagements périglaciaires, donc de réfléchir plutôt à l'échelle du versant. Cette démarche doit aboutir à une sélection d'un certain nombre de thématiques à valoriser en priorité, en fonction desquelles seront déterminés par la suite les moyens de valorisation les mieux adaptés.

À petite échelle, les massifs du Dovre-Rondane comptent deux propriétés fondamentales qui peuvent servir de soubassement à une entreprise de valorisation de leurs reliefs. Ce sont d'abord de hautes montagnes aux propriétés morphostructurales parfaitement exprimées dans le relief en raison de la place prédominante des quartzites dans l'échelle des résistances, où la fréquence des héritages de tous types est également une propriété caractéristique ce qui revient à valoriser l'armature du relief puis le paramètre temporel de son évolution (***figure 129***).

À l'échelle du versant, cette étude s'est par ailleurs attachée à analyser les dynamiques géomorphologiques actuellement à l'œuvre dans les massifs et parmi lesquels les processus liés au froid dominent largement : ceux-ci aboutissent d'un part à des étagements périglaciaires parfaitement lisibles, qui sont en outre affectés actuellement par des dynamiques de mobilités spatiales (***figure 129***).

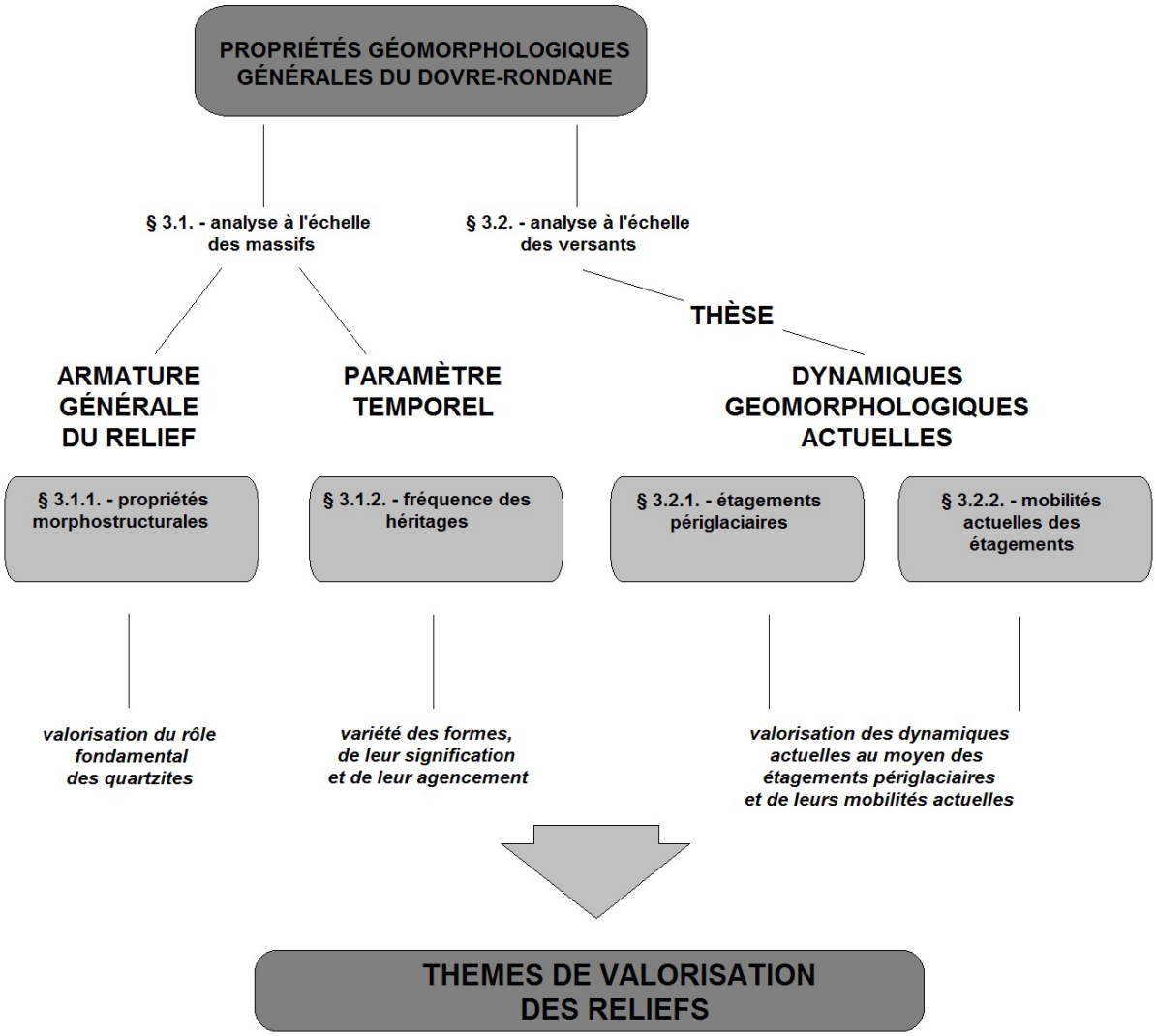


Figure 129 *: la détermination des thématiques de valorisation au moyen d'une analyse à l'échelle des massifs puis des versants.* ***Remarque*** *: les numéros de paragraphe sont précisés pour plus de commodité.*

3.1. - Inventaire des propriétés géomorphologiques générales du Dovre-Rondane : une analyse à petite échelle

À petite échelle, le Dovrefjell et les Rondane présentent une grande homogénéité géomorphologique générale à laquelle s'ajoute une grande variété de formes. Dans cette étude, certaines d'entre elles ont été analysées dans le détail pour ce qui relève du système morphogénique périglaciaire. Il en existe cependant d'autres et tout particulièrement celles qui correspondent au système morphogénique glaciaire. Le problème consiste donc à réduire l'ensemble de ces reliefs à un lot d'informations représentatives, simplifiées et exploitables dans la perspective d'une opération de valorisation.

3.1.1. - Les propriétés morphostructurales : la valorisation du rôle des quartzites

À l'échelle des massifs, le paysage témoigne d'un équilibre et d'une symétrie remarquables. Le Dovre-Rondane est presque exclusivement armé de sparagmites quartzitiques et micacées et présente par conséquent une homogénéité lithologique qui explique la rareté des reliefs d'érosion différentielle mais qui affranchit aussi des paramètres structuraux au niveau de l'analyse des reliefs. En contrepartie, il illustre parfaitement les propriétés des reliefs quartzitiques avec de hauts sommets pyramidaux de couleur claire, des modelés glaciaires prononcés, une omniprésence des formations à blocs et des modelés périglaciaires remarquablement représentés.

De la périphérie vers l'intérieur, il peut être subdivisé en trois éléments principaux : les fjells, les montagnes périphériques et les massifs centraux qui dominent l'ensemble par leurs altitudes (***figure 130***). Les auges glaciaires majeures, qui constituent de profondes entailles dont l'importance est régionale mais qui ne font pas partie des massifs proprement dits puisqu'elles les délimitent, ne sont pas retenues en tant qu'unités principales pour cette raison (***figure 130***).

3.1.1.1. - Les fjells

Dans le Dovre comme dans les Rondane, les fjells forment toujours un socle de bas plateaux dont les altitudes moyennes sont comprises entre 1 000 et 1 200 m (***figure 130***). De topographie accidentée dans le détail, ils sont parsemés de lacs et de collines émoussées qui culminent aux alentours de 1 300-1 500 m. Ces plateaux d'altitude sont caractéristiques de l'action des inlandsis quaternaires dans les socles des hautes latitudes (Sellier, 2002). Deux éléments de ce type peuvent être distingués dans les Rondane : le fjell de Mysusæter, au sud du massif, met en contact l'auge de Gudbrandsdalen et les massifs centraux des Rondane ; le fjell de la vallée de Dørålen, au nord du massif, établit le contact entre ces mêmes massifs et la vallée subméridienne de l'Atna. Le Dovrefjell comprend surtout un vaste fjell entre la localité de Hjerkinn et les contreforts du massif du Snöhetta à l'est du refuge de Snøheim.

3.1.1.2. - Les montagnes périphériques

Les montagnes périphériques, dont les sommets culminent entre 1 600 et 1 800 m, forment un anneau plus ou moins continu de moyennes montagnes à sommets arrondis, à cirques évasés, disposé autour des massifs centraux (***figure 130***). Elles sont entourées de «*versants externes*» de profil rectiligne, dont l'inclinaison est en général inférieure à 20°. D. Sellier (2002) a qualifié ces versants de «*paléopentes*» étant donné qu'ils sont hérités des enveloppes pré-quaternaires des massifs. Ces paléopentes se raccordent au fjell par l'intermédiaire des flye qui prennent l'aspect de longs glacis dont l'inclinaison est en principe inférieure à 10°.

Au nord des Rondane, le Storkringla (1 380 m), le Storelgvasshøe (1 608 m) et le Neverbukollen (1 345 m) appartiennent à la catégorie des montagnes périphériques. Au sud du massif, le Randen (1 397 m) et l'ensemble Fremre Illmannhøe-Simlepiggen (1 602 m-1 721 m) sont également représentatifs de cet élément du paysage. Dans le Dovrefjell, les montagnes périphériques du Kolla (1 652 m), du Sletthøi (1 418 m), du Veslehetta (1 669 m) et du Brunkollen (1 665 m) émergent du fjell à l'est des massifs centraux.

3.1.1.3. - Les massifs centraux

Les quartzites s'expriment parfaitement dans le paysage à l'échelle des mégaformes en raison de leur place dominante dans l'échelle des résistances. Celle-ci se manifeste par le maintien de massifs centraux qui dominent de plus de 1 000 m de commandement les fjells environnants et qui constituent le cœur des massifs du Dovre-Rondane à proprement parler (***figure 130***).

Dans les Rondane, ces massifs centraux sont au nombre de trois. Ils sont comparables à la fois par leurs dimensions (Smiubelgen, Høgronden, Rondslottet) et par leurs sommets subégaux qui dériveraient d'un haut niveau d'aplanissement (Strøm, 1945 ; Peulvast, 1985 ; Sellier, 2002). Le massif comprend exactement neuf sommets dont les altitudes excèdent 2 000 m, parmi lesquels on citera le Rondslottet qui est le point culminant du massif (2 178 m), le Högronden (2 114 m) et le Storsmeden (2 015 m). Le Dovrefjell compte également deux hauts massifs de ce type (Snöhetta, 2 286 m, Svånåtindan, 2 209 m) dont les caractéristiques sont analogues à ceci près qu'ils sont les seuls à conserver quelques appareils glaciaires.

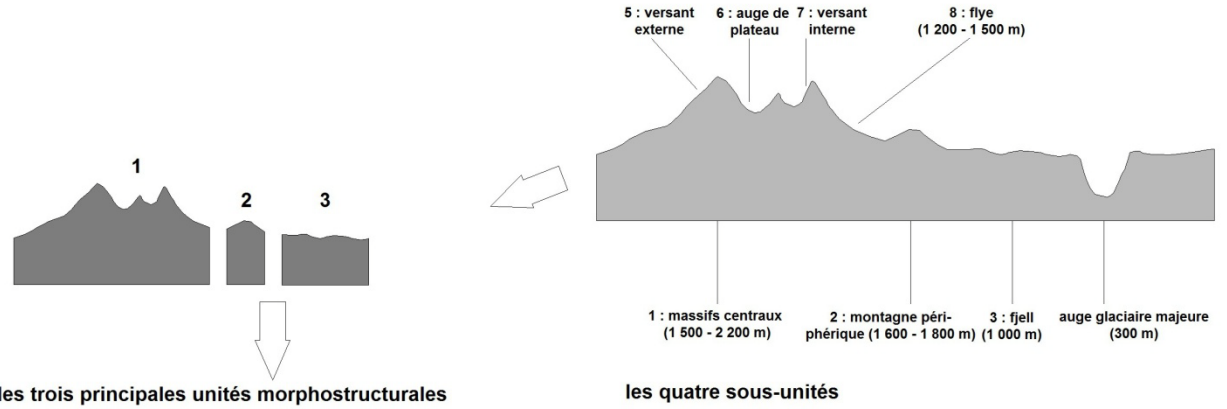
Tous ces massifs centraux présentent deux types de reliefs emboîtés. Ils sont d'abord enveloppés par des paléopentes qui se recoupent en formant des sommets pyramidaux caractéristiques, la pyramide du Digerronden (2 016 m), dans les Rondane, en constituant un exemple démonstratif. Ils sont ensuite séparés par des auges de plateau qui communiquent entre elles. Dans

les Rondane, l'auge de Dørålen au nord ou encore celle de Illmanndalen au sud, en fournissent sans doute les meilleurs exemples.

Ces hauts massifs présentent un relief de type alpin qui les assimile à ceux des plus hautes montagnes scandinaves. Cette similitude tient tout particulièrement à des entailles glaciaires denses et profondes ainsi qu'à la morphologie de leurs «*versants internes*» (versants de cirques), qui se distinguent par des élévations souvent supérieures à 600-800 m, par de grandes parois rocheuses et par des pentes d'éboulis très répandues. Cette apparence tient également à des altitudes sommitales supérieures à 2 000 m, qui créent au niveau des sommets, en raison de la latitude, des conditions climatiques équivalentes à celles que l'on rencontre dans les Alpes autour de 3 500-3 800 m.

Pour l'ensemble de ces raisons et compte tenu des trois éléments majeurs qui constituent le paysage, D. Sellier (2002) a qualifié les massifs du Dovrefjell et des Rondane de «*hautes montagnes sur surface haute*».

L'analyse des propriétés morphostructurales aboutit par conséquent à isoler trois unités principales dans le paysage des massifs, auxquelles s'ajoutent quatre unités secondaires (***figure 130***). Elle conduit en fait à insister sur le rôle fondamental joué par les quartzites dans l'expression des mégaformes. L'importance capitale de la lithologie dans l'allure des reliefs du Dovre-Rondane est une information essentielle à communiquer au public et doit par conséquent faire l'objet d'un premier thème de valorisation d'un point de vue géomorphologique. Cette thématique s'apparente par conséquent à une sorte de valorisation «lithologique», comme Y. Lageat a pu le proposer pour les granites en France (2000), ou B. Commentale au sujet des paysages propres aux argiles d'altération (2011).



les trois principales unités morphostructurales

	unité	altitudes	exemples
1	massifs centraux	1 600-2 200 m	*Massif du Snöhetta (Dovrefjell)*
2	montagnes péri-phériques	1 600-1 800 m	*Kolla (Dovrefjell)*
3	*fjells*	1 000 m	*Fjell de Mysusaeter (Rondane)*

les quatre sous-unités

	unité	altitudes	exemples
5	versant externe	1 600-2 200 m	*Flatfjellet (Rondane)*
6	auge de plateau	1 200-1 300 m	*Illmanndalen (Rondane)*
7	versant interne	1 600-2 200 m	*Rondvasshøgde (Rondane)*
8	*flye*	1 200-1 600 m	*Vidalsflye (Rondane)*

Figure 130 *: les trois principales unités morphostructurales du Dovre-Rondane et les quatre sous-unités.*

3.1.2. - La fréquence des héritages : la valorisation du paramètre temporel en géomorphologie

Les massifs du Dovre-Rondane comportent une autre particularité géomorphologique : il s'agit, partout, de la fréquence des héritages qu'ils soient pré-quaternaires, glaciaires, paraglaciaires ou

périglaciaires (***photographie 158*** et ***figure 131***). Ces héritages relèvent d'un second thème susceptible de servir à une valorisation des reliefs à petite échelle. Cette thématique offre l'avantage d'une prise de conscience, par le public, du cadre temporel dans l'analyse des reliefs et de la surimposition des séquences morphogéniques dans le paysage.

Les massifs du Dovre-Rondane dérivent de la dissection d'un grand dôme montagneux unitaire, d'abord par la mise en place de paléo-vallées associées aux modelés «*paléïques*» (Gjessing, 1967), puis par une érosion glaciaire puissante, le tout suivi des effets de processus paraglaciaires en même temps que périglaciaires.

3.1.2.1. - Les héritages pré-quaternaires («*paléïques*»)

L'agencement des paléopentes permet de reconstituer des massifs élémentaires à l'emplacement des unités principales constituées par les massifs centraux (***photographie 158*** et ***figure 131***). De telles paléo-topographies, reliées entre elles par des couloirs évasés avant d'être défoncées par les glaciers, se rapportent aux formes «*paléïques*» pré-quaternaires (Gjessing, 1967). Certains sommets des Rondane, comme le Rondslottet ou le Storronden, conservent ainsi quelques lambeaux de surfaces et de coupoles, recouverts de champs de blocs. Comme c'est le cas du Snöhetta, les Rondane présentent en fait l'aspect d'un monadnock de résistance par rapport aux unités schisteuses (fjell de Mysusæter), ou granitiques (fenêtre d'Atna) qui l'entourent.

3.1.2.2. - Les héritages glaciaires

Le niveau supérieur de l'englacement weichselien (trimline) se trouverait vers 1 750 -1 900 m (Sellier, 2002). La majeure partie des massifs a donc été recouverte par l'inlandsis weichselien et c'est par conséquent la fréquence des modelés d'évidement hérités des entailles glaciaires quaternaires qui détermine un des caractères fondamentaux du paysage du Dovre-Rondane (***photographie 158*** et ***figure 131***). L'un des facteurs de l'unité des massifs centraux tient en particulier à la multiplicité des cirques glaciaires, vastes et profonds, qui échancrent les interfluves, qui les réduisent à des crêtes d'intersection longiformes et qui déterminent un relief à la fois cloisonné et aéré (Sellier, 1992, 2002). Les cirques, dont le fond est situé au moins à 1 500-1 550 m d'altitude, appartiennent à plusieurs types. Ils prennent notamment un aspect longiforme caractéristique des sparagmites disposées en écailles (Sellier, 2002).

3.1.2.3. - Les héritages périglaciaires

Les témoignages hérités d'actions périglaciaires antérieures sont très répandus dans les massifs du Dovre-Rondane et appartiennent à plusieurs catégories. Certaines formes résultent d'actions supraglaciaires lorsqu'elles ont concerné les portions des versants situés au dessus de la trimline weichselienne. Elles relèvent aussi d'épisodes froids plus récents (Petit Age Glaciaire). Par leur disposition étagée et par leur fréquence, ces témoignages compliquent la lecture des étagements actuels des formes. Les plus remarquables d'entre elles et les plus fréquentes dans le paysage sont celles qui sont liées à la gélifraction sur les surfaces ou sur les versants. Elles concernent alors des champs de blocs et des pierriers de pente (***photographie 158*** et ***figure 131***). D'autres sont héritées de processus liés à la géliturbation, comme les sols structurés, ou à la gélifluxion comme les coulées de gélifluxion et les pierriers de pentes qui en dérivent.

3.1.2.4. - Les héritages paraglaciaires

À la fin du Weichselien, la fusion des glaces et du pergélisol a entraîné un étalement des dépôts morainiques et la stabilisation des sédiments dans certains secteurs abrités et de faible inclinaison. Les témoignages de ce délavage paraglaciaire consistent la plupart du temps en de grands cônes de déjection au débouché des vallées glaciaires, ainsi qu'en des formations de type deltaïque. Ces formes d'accumulation, dont les exemplaires les plus représentatifs se rencontrent notamment dans le nord du massif des Rondane dans les secteurs amont de la vallée de Dørålen, sont par conséquent à ranger dans la catégorie des héritages paraglaciaires étant donné qu'elles correspondent à des processus qui ont accompagnés ou suivis le départ des glaces. Les multiples témoignages de la détente postglaciaire ayant affecté les parois après le départ des glaces le sont au même titre. Ce processus a alimenté une éboulisation importante et caractéristique des deux massifs en raison de la propension des quartzites à fournir d'importantes quantités de débris, ce qui souligne une fois de plus le rôle essentiel de la lithologie dans les reliefs des massifs.

La succession des séquences morphogéniques fournit par conséquent une grande variété de formes et de nombreuses associations de formes sur le terrain (***figure 132***). Elle fournit un deuxième

thème de valorisation qui présente l'intérêt d'attirer l'attention du public sur l'importance des échelles temporelles en géomorphologie.



Photographie158 *: haute vallée de Dørålen à proximité du refuge de Dørålseter. Le relief porte la marque de nombreux héritages à la fois pré-quaternaires, glaciaires, paraglaciaires et périglaciaires.* ***Cliché pris vers l'ouest, à 1 050 m d'altitude, vers l'ouest (nord des Rondane, août 2009)****.*

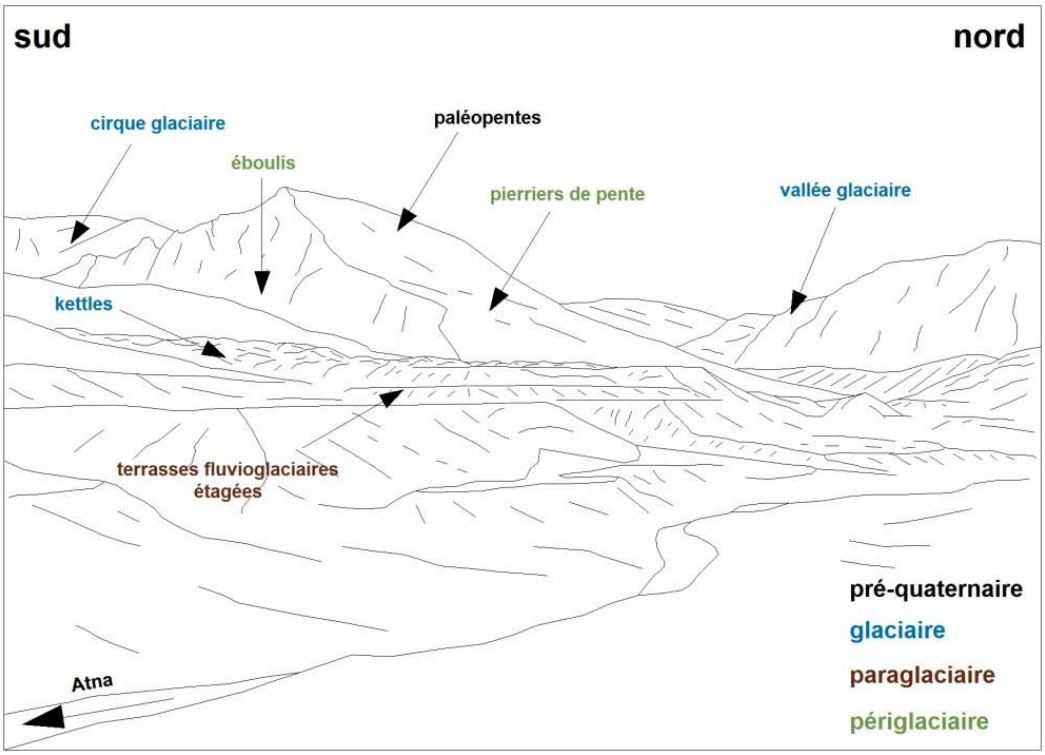


Figure 131 *: croquis d'interprétation de la* ***photographie 158****.*

À petite échelle, les propriétés géomorphologiques générales du Dovre-Rondane constituent finalement le premier objet d'une valorisation des reliefs des parcs nationaux : elles fournissent deux thématiques à valoriser en priorité et peuvent alimenter un commentaire didactique étant donné qu'elles constituent le premier niveau de l'analyse intégrée du relief.

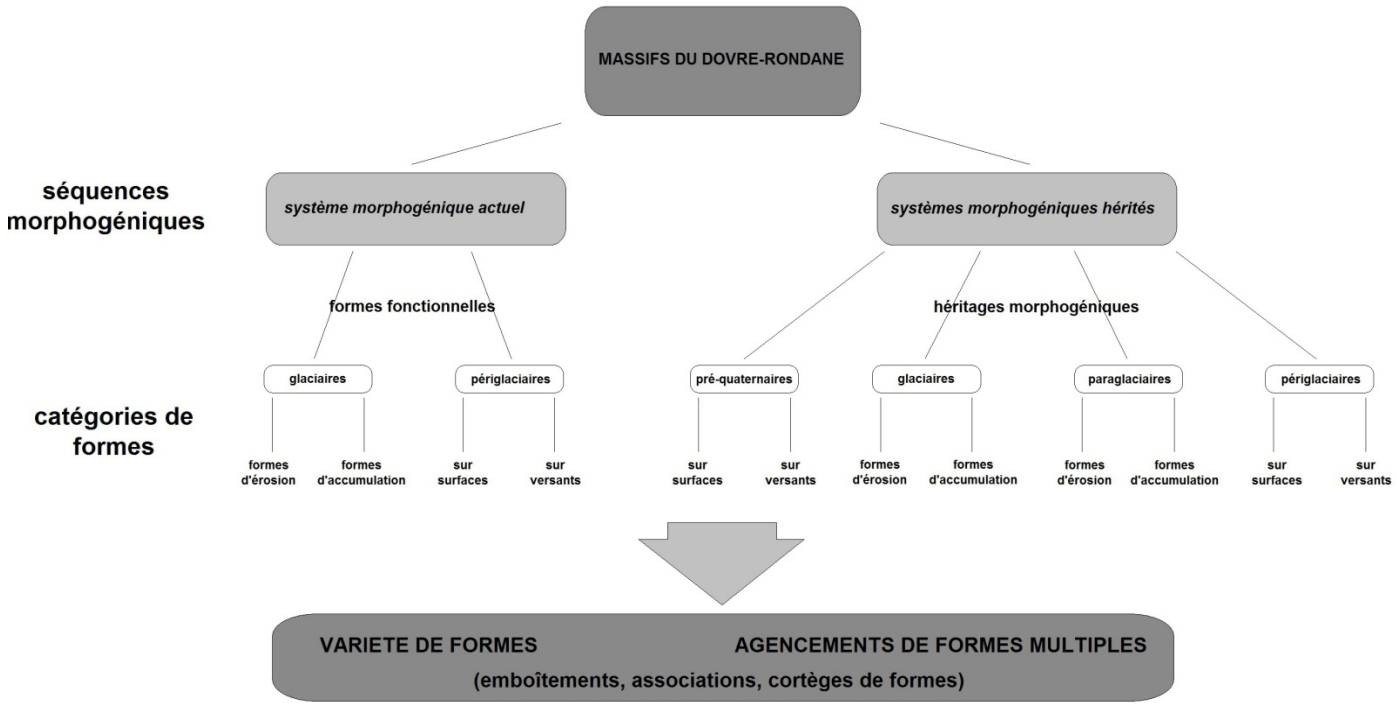


Figure 132 *: l'importance des héritages morphogéniques dans le Dovre-Rondane.*

3.2. - Analyse à l'échelle des versants : la valorisation des dynamiques géomorphologiques actuelles au moyen des étagements périglaciaires et de leurs mobilités

Les renseignements dégagés par cette étude apportent également un lot d'informations qui vient s'ajouter aux thèmes relatifs aux caractères généraux des massifs.

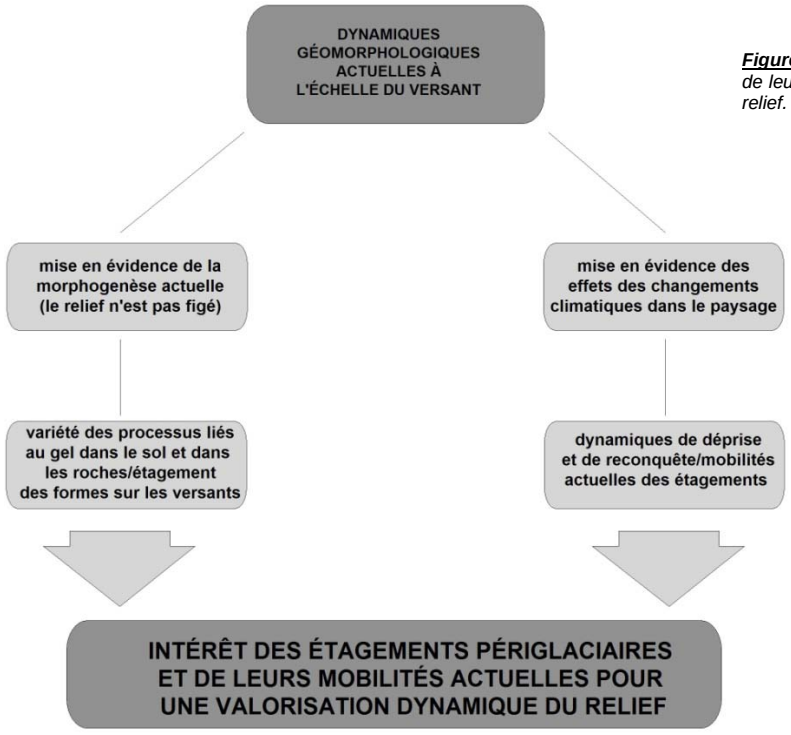


Figure 133 *: l'intérêt des étagements périglaciaires et de leurs mobilités pour une valorisation dynamique du relief.*

À l'échelle du versant cette fois, ils fournissent une clé de valorisation supplémentaire et sont utiles à la vulgarisation des dynamiques géomorphologiques actuelles. La mise en valeur des reliefs du Dovre-Rondane prend donc cette fois un aspect dynamique : au moyen des étagements périglaciaires et de leurs mobilités, il s'agit de montrer au public que les massifs du Dovre-Rondane ne correspondent pas seulement à des dynamiques passées (héritages), mais également à des processus parfaitement fonctionnels aujourd'hui, y compris pour ce qui relève de l'évolution spatiale des étagements (***figure 133***).

3.2.1. - La valorisation des dynamiques géomorphologiques actuelles au moyen des formes et de leurs étagements

Les paramètres climatiques des massifs du Dovre-Rondane sont ceux d'un milieu de haute montagne. La base des massifs est cernée par l'isotherme annuelle 0°C puisque son altitude est proche de 1 000 m dans les deux cas, à 867 m dans les Rondane et à 880 m dans le Dovre selon les données fournies par les stations météorologiques de référence. L'étude climatique a montré que les massifs appartiennent en fait à un type montagnard de transition entre les milieux subpolaires océaniques et polaires continentaux, où les données thermiques autorisent le maintien de pergélisol en même temps qu'ils impliquent des cycles gel-dégel nombreux.

D'un point de vue pluviométrique, les massifs sont positionnés sur la ligne de partage des eaux Atlantique/Baltique et il s'agit de hautes montagnes qui comptent parmi les plus sèches du pays, ce qui tient à leur éloignement vis à vis de la mer de Norvège. La neige représente une part importante des précipitations et la durée du couvert neigeux au sol est de 5 à 6 mois par an mais n'en reste pas moins plus réduite que dans le Jotun.

Le Dovre conserve cependant quelques appareils glaciaires parce que les influences océaniques y sont sensiblement plus prononcées. La Ligne d'Équilibre Glaciaire (L.E.G.) se situerait vers 1 900-2 000 m c'est-à-dire à proximité des sommets les plus élevés où elle avoisinerait les isothermes annuelles -6°C et -7°C. Dans les Rondane, il n'existe par contre que quelques placages de glace résiduels dans des couloirs abrités ou au fond des cirques toujours situés en ubac et au dessus de 1 500 m. La LEG jouxte par conséquent les sommets et la différence d'altitude entre l'isotherme annuelle 0° qui jalonne les fjells et la L.E.G. serait dans ces conditions d'environ 1 000 m. Pour cette raison, les massifs comportent des étages périglaciaires remarquablement développés, qui comptent parmi les plus épais d'Europe. Le massif des Rondane présente la singularité de coïncider presque totalement avec l'étage périglaciaire si l'on retient l'isotherme annuelle 0°C comme limite inférieure de ce dernier.

Si un certain nombre de notions comme la Ligne d'Équilibre Glaciaire s'avèrent abstraites et difficilement perceptibles par le public des parcs, les propriétés climatiques des massifs fournissent cependant un autre thème de valorisation : les manifestations morphologiques liées au gel dans le sol, auxquelles s'ajoutent les effets de la gélifraction responsable le long des parois d'une éboulisation encore active, constituent effectivement les principales expressions de la morphogenèse actuelle dans les massifs. Elles doivent donc, à ce titre, faire l'objet d'une valorisation d'un point de vue géomorphologique d'autant qu'elles illustrent, par leur variété, les différents processus périglaciaires en action dans ces montagnes en même temps que le rôle fondamental des quartzites à grande échelle cette fois.

Les étagements morphoclimatiques fournissent à ce titre un moyen pertinent de valorisation des processus et des formes périglaciaires. Après avoir réalisé un inventaire des formes périglaciaires, cette thèse a montré de quelle manière il est possible de délimiter trois sous-étages périglaciaires successifs en retenant un certain nombre de marqueurs morphogéniques caractéristiques de chaque étage (formes périglaciaires de 1er rang, de 2e et de 3e rang). Ce travail a donc déterminé, conformément à son premier objectif, l'ordonnance des formes périglaciaires fonctionnelles dans le Dovre-Rondane. En relation avec les données du climat comme avec les conditions de site, les formes déterminent en effet des étagements morphoclimatiques fondamentaux qui doivent être portés à la connaissance du public des parcs, l'observation des formes fonctionnelles étant à ce sujet un moyen efficace et didactique : les formes de premier rang, qui comptent parmi les plus élémentaires, sont les premiers signes du passage d'un milieu tempéré à un milieu froid authentiquement périglaciaire au niveau de la limite inférieure de l'étage périglaciaire. Au fur et à mesure de la progression en altitude apparaissent de nouvelles manifestations du gel aux caractéristiques de plus en plus élaborées. Celles-ci déterminent à chaque fois des sous-étages caractéristiques et sont des signes tangibles de l'aggravation progressive des conditions climatiques avec l'altitude. Selon le même principe, elles sont d'ailleurs associées à des groupements phytogéographiques spécifiques qui aident à la lecture des étagements.

Le Dovre-Rondane comprend trois étages morphoclimatiques et constitue un cas exemplaire de haute montagne périglaciaire intégralement composée de roches quartzitiques qui rendent les étagements particulièrement lisibles (***figure 134***) :

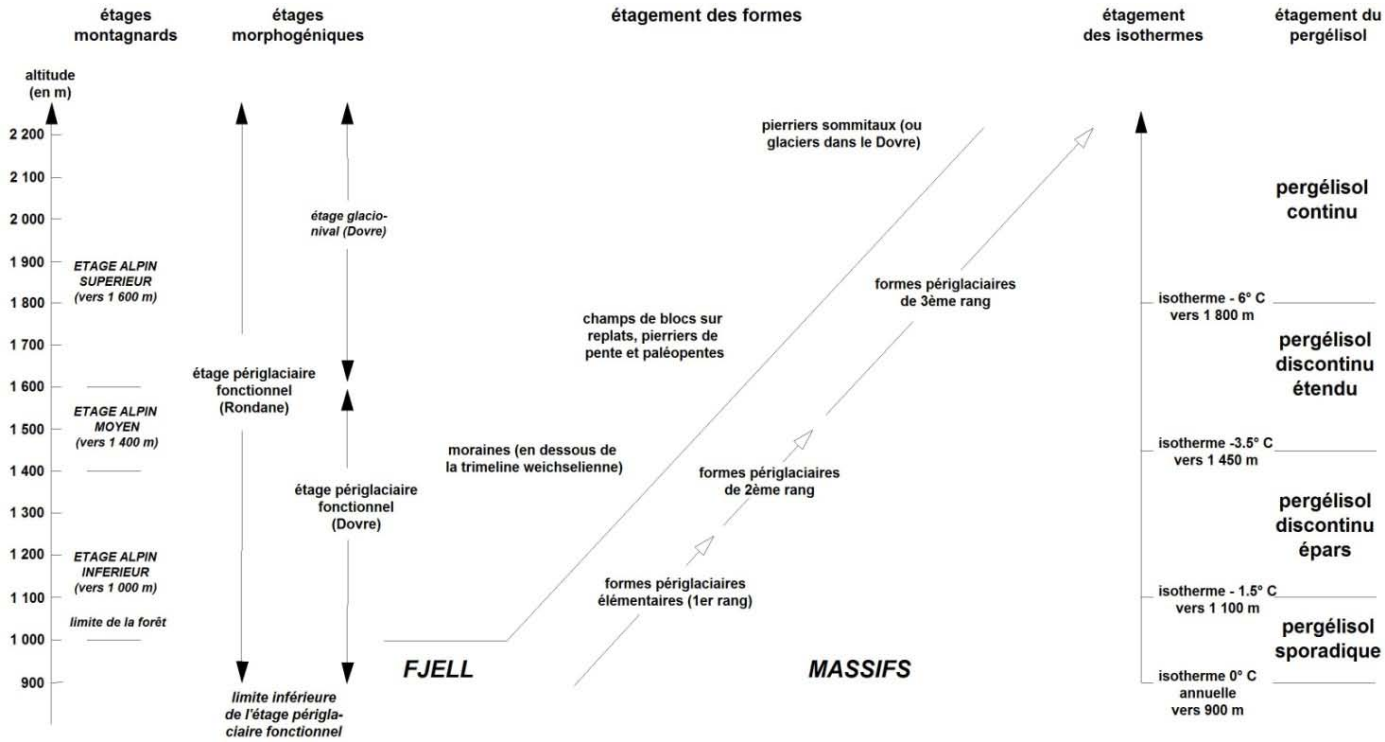


Figure 134 *: les étagements morphoclimatiques dans le Dovre-Rondane.*

-*L'étage alpin inférieur*, compris entre 1 000 m (écotone forêt-toundra) et 1 400 m d'altitude, est caractérisé par plusieurs groupements végétaux, principalement par une lande à myrtilles (*Vaccinium myrtillus*), par une toundra essentiellement composée de bouleaux nains (*Betula nana*) et de saules nains (*Salix sp.*), auxquels s'ajoutent des associations de lichens (*Cladonia stellaris* encore majoritaire, *Cetraria delisei*), de carex, de scirpes et de sphaignes dans les secteurs les plus humides. Cet étage correspond avec un pergélisol sporadique à partir de 950-1 000 m et jusqu'à 1 250 m (en dessous de -1,5°C), puis avec un pergélisol discontinu épars au dessus de 1 250 m (-1,5° à -3,5°C). Cette thèse a montré que la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel, positionnée à 965 m au sud des Rondane, à 945 m au nord, et à 900 m dans le Dovre, se situe par conséquent dans cet étage où sont recensées les premières formes élémentaires à mettre en relation avec les effets du gel dans le sol et dans les roches. L'étage alpin inférieur comprend un étage périglaciaire inférieur qui correspond aux formes liées au gel dans le sol qui comptent parmi les plus élémentaires. Vers 1 250-1 300 m d'altitude lui succède un étage périglaciaire intermédiaire caractérisé par d'autres types de formes plus élaborées.

-*L'étage alpin moyen*, particulièrement comprimé puisqu'il se situerait entre 1 400 m et 1 600 m d'altitude, est occupé par des pelouses ouvertes à *Carex, Juncus*, *Saxifraga*, *Ranunculus*. Il comprend un pergélisol discontinu jusqu'à l'isotherme annuelle -3.5°C, et correspond encore à l'étage périglaciaire intermédiaire jusqu'à 1 430 m dans le Dovre et 1 550 m dans les Rondane.

-*L'étage alpin supérieur* s'étend de 1 600 m jusqu'aux sommets, donc à plus de 2 000 m. Il correspond à une formation végétale à touffes éparses et présente un nombre d'espèces limité. Il comprend surtout de vastes étendues rocheuses, constituées par des affleurements ou des champs

de blocs. Il connaît un pergélisol discontinu majoritaire et un pergélisol continu restreint qui ne concerne que les sommets à l'approche de l'isotherme annuelle -6°C. Cet étage correspond à l'étage périglaciaire supérieur au sein duquel s'observe les formes liées au gel les plus élaborées. Il comprend également, dans le Dovre, un étage glacio-nival authentique.

3.2.2. - La valorisation des mobilités de l'étage périglaciaire en réponse aux fluctuations climatiques

Ce travail a également démontré l'existence de dynamiques de mobilités actuelles au sein des étagements périglaciaires. Les observations de terrain ont en effet mis en évidence des formes qui indiquent une reconquête périglaciaire en altitude au niveau des espaces récemment déglacés mais aussi sur certains sites recouverts par des névés au Petit Age Glaciaire. Elles ont également révélé des formes en voie d'abandon qui sont, à l'inverse, des marqueurs d'une remontée progressive de l'étage périglaciaire dans les massifs depuis la fin de cet épisode froid. L'ensemble de l'étage périglaciaire fonctionnel est donc l'objet d'une translation en altitude depuis la fin du Petit Age Glaciaire.

Les formes périglaciaires sont par conséquent des marqueurs de l'évolution actuelle du climat et les mobilités précitées constituent un autre thème de valorisation d'un point de vue géomorphologique, à coup sûr inconnu du public fréquentant les parcs.

Dans la perspective d'une opération de valorisation dans le Dovre-Rondane, les étagements périglaciaires offrent en définitive l'intérêt d'une approche de la dynamique montagnarde. Les formes périglaciaires fonctionnelles sont non seulement utiles à la prise de conscience de la réalité des étagements morphoclimatiques en montagne parce qu'elles sont facilement identifiables sur le terrain. Elles démontrent qu'un certain nombre de dynamiques morphogéniques sont actives dans les massifs étudiés et que ceux-ci ne sont pas figés et immuables.

Ces formes ont également l'avantage de démontrer au public que les massifs montagneux qu'il parcourt ne sont pas immobiles dans le temps mais qu'ils manifestent au contraire un certain nombre de réponses morphologiques rapides qui sont à considérer comme des réajustements face aux modifications climatiques en cours. G. Diolaiuti et Cl. Smiraglia (2010) considèrent, au cours d'une étude traitant de la gestion des géomorphosites glaciaires affectés par des changements rapides dans les Alpes italiennes, que de tels espaces «*constituent un outil unique et exceptionnel pour qui cherche à éveiller le public aux effets du changement climatique*». Les mobilités des étagements périglaciaires peuvent donc s'avérer d'un intérêt de premier ordre pour la prise de conscience par le public de certains effets des fluctuations du climat dans les paysages de montagne.

3.3. - Les quatre thèmes de valorisation retenus

En définitive, l'analyse des propriétés fondamentales du Dovre-Rondane selon deux niveaux scalaires permet de dégager quatre éléments de valorisation (***figure 135***).

La valorisation des unités principales puis secondaires des massifs du Dovre-Rondane doit aboutir, en appréhendant les grands éléments du paysage, à la mise en évidence de leurs propriétés morphostructurales. Elle devra insister sur le rôle fondamental joué par les quartzites à cette échelle d'analyse.

L'importance des héritages de tous types constitue un deuxième thème de valorisation. Il aura pour objectif de faire prendre conscience au public de la variété des formes du Dovre-Rondane ainsi que de la diversité des significations paléogéographiques qui leurs sont associées.

La valorisation des reliefs du Dovre-Rondane ne saurait contourner la thématique des étagements. Ce troisième thème aura pour objectif de mettre en valeur les massifs concernés du point de vue de l'épaisseur de leur étage périglaciaire actuel, ce qui impliquera de faire connaître au public les propriétés climatiques des massifs en même temps que l'influence de leur localisation géographique. L'étude des étagements périglaciaires est un bon moyen d'initier le public à la diversité des formes et des processus liés au gel dans le sol et dans les roches. Il comporte aussi l'intérêt de lui faire prendre conscience de la réalité des étagements morphoclimatiques en montagne. Ce troisième thème cherchera à faire prendre conscience au public de l'importance des conditions de site et tout particulièrement du rôle des quartzites dans la grande lisibilité des formes observées aux échelles fines cette fois.

L'intérêt des mobilités des étagements périglaciaires constitue une dernière thématique de valorisation qui offre l'avantage de démonter au public que les formes de relief ne sont pas fixes dans le temps et dans l'espace. Par ce moyen, il y a matière à donner au public un certain nombre de

réponses au sujet des modifications contemporaines subies par les milieux montagnards face au changement climatique.

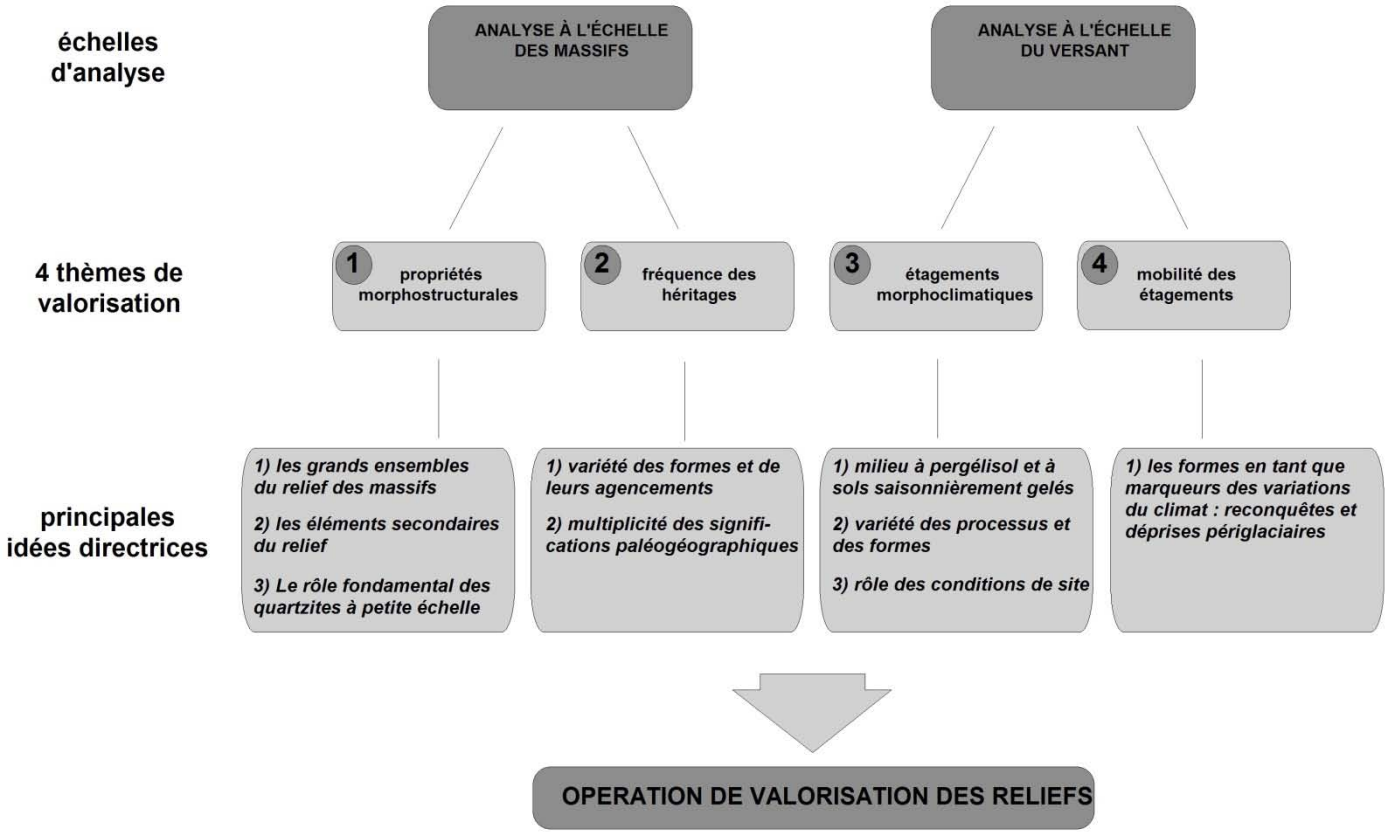


Figure 135 *: les thèmes de valorisation retenus.*

***Conclusion** : l'opération de valorisation des reliefs du Dovre-Rondane privilégie d'abord une sélection des thèmes et l'inventaire des propriétés géomorphologiques générales du Dovre-Rondane permet de retenir, en tenant compte des connaissances extraites de cette thèse, quatre thématiques principales de valorisation des reliefs des massifs. Il s'agit, dans l'ordre, de traiter d'abord des propriétés morphostructurales, puis de l'importance des héritages, des étagements périglaciaires et enfin de leurs mobilités actuelles.*

Cette sélection s'appuie largement sur une analyse intégrée du relief. Elle met en œuvre une étude selon deux niveaux scalaires, d'abord à l'échelle des massifs puis à l'échelle des versants.

Compte tenu des enjeux relatifs au souci d'établir un lien cohérent entre spécialistes et non spécialistes mais aussi aux attentes du public et à ses pratiques, la méthode naturaliste de l'observation de terrain a été choisie pour servir de guide à la valorisation.

CHAPITRE 8

Mise en œuvre de la valorisation du patrimoine géomorphologique : une adaptation des moyens et du vocabulaire

La mise en valeur des reliefs du Dovre-Rondane et des informations extraites de cette thèse comprend quatre thématiques principales de valorisation d'un point de vue géomorphologique. Elle focalise d'abord sur les caractéristiques morphostructurales ce qui revient à valoriser le rôle fondamental joué par les quartzites dans les massifs ; par l'observation des héritages, elle doit également amener le public à prendre conscience des différentes étapes qui ont conduit à la construction du relief actuel, cette deuxième thématique offrant par conséquent l'avantage d'informer le public sur les séquences morphogéniques successives traversées par ces milieux montagnards, donc de lui faire prendre conscience de la notion de temps en géomorphologie. Le thème des étagements périglaciaires fonctionnels relève d'un troisième thème de valorisation pour lequel les données fournies par cette thèse fournissent la matière. Les mobilités actuelles de ces étagements complètent cette thématique par un quatrième sujet de valorisation. L'objectif est de démontrer au public des parcs que le relief du Dovre-Rondane est dynamique dans l'espace et dans le temps, en même temps qu'il vise à lui communiquer un certain nombre de réponses par rapport à la question du changement global.

Les moyens de valorisation par la vulgarisation scientifique mis en œuvre doivent donc s'adapter à chacun de ces thèmes. L'opération de valorisation s'appuie d'abord, dès le début de ce chapitre, sur la réalisation de quatre cartes géomorphologiques pour l'aide qu'elles apportent à l'opération de valorisation, notamment pour ce qui concerne la répartition des formes et le choix des sites les plus remarquables. Dans ce contexte de mise en valeur du relief du Dovre-Rondane, le souci constant d'adopter un langage adapté au public en même temps qu'à l'objet conduit également à un recours fréquent à la toponymie des massifs, mais également à une démarche de reformulation du propos afin d'instaurer une communication entre la recherche fondamentale et un public de non-spécialistes : comme l'écrit C. Portal (2010) en référence à M. Ambert (2004), «*la diffusion des savoirs n'est pas une simple étape de diffusion des connaissances depuis la sphère savante. Elle nécessite un travail de réécriture, au sens plein du terme, portant à la fois sur la forme et d'une certaine manière sur le fond*». La valorisation part en effet du projet du chercheur de partager ses connaissances avec un public autre qu'universitaire et le discours doit donc rechercher les moyens de s'adapter. Ce procédé renforce le lien entre le chercheur, l'auditoire et le terrain sur lequel s'applique la valorisation.

La mise en valeur des caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane, au même titre que celle qui concerne la question des héritages, privilégie surtout l'analyse de quelques sites remarquables. Elle s'appuie aussi sur un certain nombre de panoramas qui permettent des analyses multiscalaires. Les deux thématiques se rapportant à la question de la mise en valeur des étagements et de leurs mobilités privilégient plus spécialement des cheminements, étant donné qu'il s'agit d'un moyen commode pour initier concrètement le public à la notion d'étagement en montagne. Pour chaque thème, la valorisation est présentée sous forme de planches numérotées.

Pour finir, l'opération de valorisation s'achève par la réalisation d'un fascicule dont le rôle est de rassembler, pour le Dovre-Rondane, l'ensemble de l'information à caractère géomorphologique sur un même document.

1. - Les cartes géomorphologiques et la toponymie : une aide à la valorisation

L'usage des toponymes, pour les informations d'ordre géomorphologique qu'ils fournissent, permet d'adapter le discours vulgarisateur à la sensibilité du public. La réalisation de plusieurs cartes géomorphologiques constitue quant à elle une aide à la valorisation parce que ces supports améliorent la lecture du relief en même temps qu'ils permettent de visualiser les sites les plus remarquables.

1.1. - L'usage de la toponymie

1.1.1. - Provenance des données

L'objectif consiste ici à réaliser l'inventaire des toponymes qui peuvent être repris dans la cadre de la valorisation des reliefs du Dovre-Rondane, ceci afin d'adapter le contenu du discours de vulgarisation. Cet inventaire ne se veut donc pas exhaustif et tient compte principalement de trois sources. Il s'aide notamment traductions des légendes des cartes au 1/50 000 et au 1/100 000 des massifs (Rondane : édition de 1999 ; Dovrefjell : édition de 1997). Il s'appuie également sur un certain nombre de traductions qui ont été réalisées au moyen d'un dictionnaire français-norvégien récent (Elligers et Jacobsen, 2009). Il s'inspire enfin des lexiques toponymiques réalisés par D. Sellier (2002), ces informations provenant elles-mêmes des traductions personnelles de l'auteur mais aussi des lexiques adjoints aux thèses d'A. Prost (1975b) et de J.P. Peulvast (1985). L'inventaire, présenté en annexes sous forme d'un tableau relatif à chaque massif, reprend l'ensemble des toponymes susceptibles d'alimenter un propos vulgarisateur. Ils sont classés selon quatre principaux thèmes (***annexe 3***) : sont regroupés les toponymes relatifs à l'hydrologie des massifs, aux formes appartenant aux interfluves puis aux formes en creux, ainsi qu'un certain nombre de termes qui n'entrent dans aucune de ces catégories mais dont il est cependant possible d'extraire une information de nature géomorphologique ou géographique.

Les toponymes, dont certains se rapportent ici à l'hydrographie, à la végétation, ou à la faune, sont d'une signification le plus souvent élémentaire puisqu'ils désignent la forme des reliefs, leur situation et certaines de leurs caractéristiques comme les dimensions et les teintes dominantes (Sellier, 2002). À ce titre, les quartzites sont souvent évoqués indirectement par la toponymie parce qu'ils se différencient dans le paysage par l'altitude, par leurs couleurs claires et par la forme caractéristique de leurs reliefs (forme pyramidale, versants escarpés…). Dans les Rondane quelques toponymes relatifs aux couleurs signalent ainsi la dominance des tons gris ou noirs principalement au sein de l'étage périglaciaire supérieur (exemples : «*Gråhøi*», «la montagne grise», «*Svart-hammaren*», «l'escarpement noir»).

D'un point de vue général, les deux massifs n'ont cependant pas les mêmes valeurs toponymiques. À titre d'exemple, les cirques des Rondane bénéficient souvent d'un nom particulier, ce qui est plus rarement le cas dans le Dovre en dépit des caractéristiques similaires de ces formes d'évidement glaciaires. La différence tiendrait notamment à des perceptions du relief différentes selon le massif concerné et selon le point de vue de l'observateur ou du voyageur (Sellier, 2002). Le Dovre a été observé depuis le fjell et le plus souvent contourné au moyen des auges glaciaires majeures (Gudbrandsdal), soit en direction de la côte ou de la localité d'Oppdal située au nord. Au contraire, les Rondane ont été traversés du sud au nord, de manière séculaire, par des itinéraires intramontagnards qui reliaient le Gudbrandsdal à la région minière de Røros (Dahl, 1956). Ils ont donc été perçus de l'intérieur, avec davantage de précision, et bénéficient de ce fait d'une plus grande couverture et d'une plus grande variété toponymique.

1.1.2. - Analyse toponymique

Les toponymes relatifs à la forme des reliefs ou à leur position vis-à-vis de l'hydrographie dominent dans le Dovre et la majorité d'entre eux ont pour rôle de décrire les propriétés morphologiques des sommets et de leurs versants. Quelques références à la neige soulignent aussi la présence des névés et des glaciers qui sont caractéristiques du maintien d'un étage glacio-nival authentique dans ce massif (exemple : «*Snøhetta*», «la montagne à capuchon de neige»). Elles apportent donc, dans ce cas, certaines informations concernant les étagements.

Le constat est similaire dans les Rondane. La plupart des toponymes sont en rapport avec la forme des reliefs et contribuent à les décrire par leur aspect général, par leur position relative au sein du massif ou d'un groupe de sommets, mais également par leur orientation ou par leur situation vis à vis des éléments relevant de l'hydrographie. Certains sont des points de repères pour le voyageur. D'autres soulignent la raideur des pentes (exemple : «*Sør Hammaren***»**, «les parois du sud») ou

l'allure des cirques (exemple : «*Langbotn*», «le cirque allongé»). D'autres, encore, signalent des massifs centraux (exemple : «*Høgronden*», «la plus haute montagne») ou des montagnes périphériques (exemple : «*Randen*», «le rebord des Rondane»).

Quelques toponymes renseignent également sur un certain nombre de paramètres caractéristiques du climat montagnard, particulièrement sur la fréquence du vent (exemple : «*Bråkdalsbelgen*», «la vallée bruyante de la soufflerie») ou sur les paramètres thermiques en altitude (exemple : «*Fremre Kaldbekkbotn*», «le cirque extérieur du ruisseau froid» probablement en raison du dégel estival tardif de ce cirque en position d'ubac). Certaines indications toponymiques sont également à mettre en rapport avec la végétation et les caractéristiques de son étagement, principalement concernant la répartition de l'arbre (exemple : «*Vidjedalen*», «la vallée de l'osier», en relation avec le maintien de quelques peuplements de saules dans certains fonds de vallée humides, jusque vers 1 300 m au nord du massif). Plus rares sont les noms qui apportent des indications sur les formes de dépôt : on citera à ce titre l'exemple de «*Skranglehaugan*», qui signifie «les tertres où s'entend l'écho des cloches des troupeaux» et qui désigne en fait un ensemble de kettles. On citera également le cas du «*Leirflye*», qui qualifie un «glacis argileux ou terreux», probablement en raison de l'importance des couvertures morainiques dans ce secteur.

Les Rondane ont également la particularité de posséder quelques toponymes spécifiques en rapport avec des sites légendaires, généralement associés aux aventures du personnage de Peer Gynt (exemples : «*Rondslottet*», «le château des Rondane» en rapport avec le château du roi de Dovre dans la légende de Peer Gynt), mais aussi à des personnages mythologiques (exemple : «*Jutulhogget*», «le coup de hache du Géant », relatif au creusement d'une gorge en face du refuge de Rondvassbu). Quelques toponymes font également allusion à l'isolement du massif des Rondane par rapport aux vallées périphériques plus densément peuplées (auge de Gudbrandsdal), et au bannissement des condamnés dans des espaces montagnards marginaux ce qui relevait de la peine en usage dans les sociétés scandinaves (exemple : «*Illmanndalen*», «vallée de l'homme banni»).

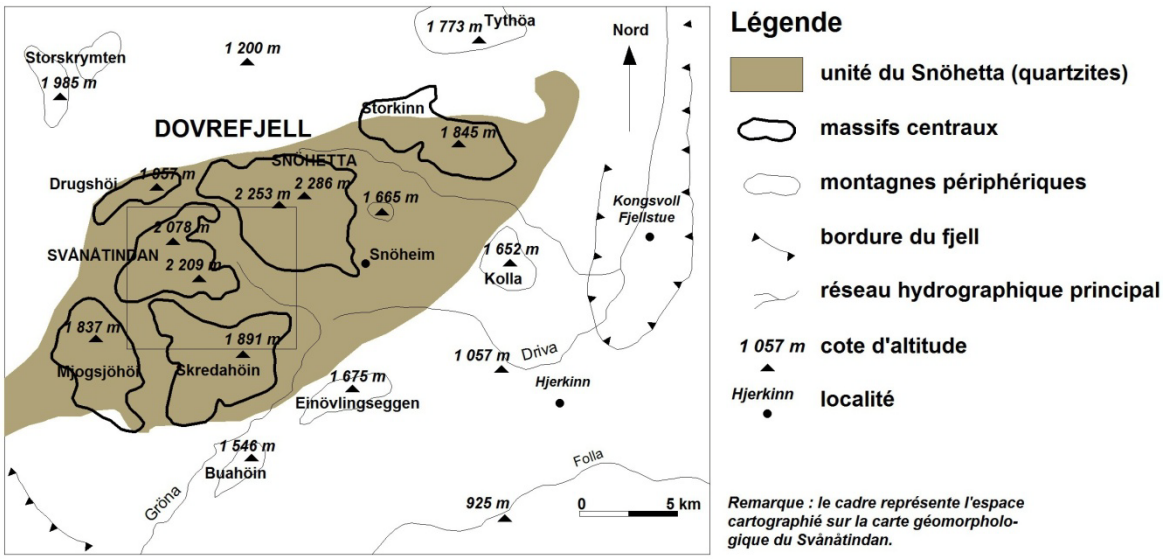
En définitive, l'utilisation des toponymes dans le contexte d'une valorisation des reliefs du Dovre-Rondane comporte plusieurs intérêts. Son mérite est de démontrer au public que le relief est un élément séculaire du patrimoine des massifs puisqu'il a très tôt fait l'objet d'une certaine forme d'appropriation. Dans le Dovrefjell, le toponyme «*Larseggen*» («la crête de Lars», nom masculin) en est un exemple démonstratif, au même titre que celui de «*Verkilsdalen*» («vallée de Verkil», nom masculin) dans les Rondane. Le recours aux toponymes procure également un moyen d'attirer l'attention du public étant donné le grand intérêt qu'il porte aux cultures locales. Si les allusions à la faune sauvage, et plus spécialement aux rennes, ne sont en général pas bien perçues par les visiteurs autres que scandinaves, les praticiens locaux des parcs affichent au contraire un grand intérêt pour les questions qui se rapportent notamment à la chasse ancestrale de cet animal. La valorisation des reliefs du Dovre-Rondane doit donc, dans la mesure du possible, avoir recours à ce type de termes, non seulement afin d'élargir son auditoire mais également afin de capter son attention.

1.2. - Les cartes géomorphologiques du Dovre-Rondane

Les missions de terrain réalisées de 2008 à 2011 ont permis la réalisation de quatre cartes géomorphologiques. Ces documents offrent l'avantage, au-delà des multiples informations qu'elles fournissent au chercheur, d'être des supports qui aident à l'opération de valorisation parce qu'elles facilitent une lecture d'ensemble des formes. Ce principe, qui permet d'identifier les formes et les processus, de reconstituer l'évolution du paysage et de sélectionner des sites représentatifs, a notamment été appliqué par E. Serrano et J. J. G. Trueba dans le cadre du parc national des Picos de Europa en Espagne (2005). Les cartes géomorphologiques présentées ici regroupent en effet des éléments relatifs à toutes les thématiques retenues dans le cadre de la valorisation des reliefs. Elles sont donc un préalable utile à la valorisation.

Ces cartes, réalisées à partir des photographies aériennes du Norsk Luftfoto de 1982 et de 2010, sont aussi le fruit d'une synthèse qui tient compte de différentes sources (Sollid,1975 ; Sellier, 2002). Le découpage des clichés aériens, en même temps que le souci d'une précision adaptée à la valorisation, ont imposé la réalisation de deux cartes pour chaque massif. Ces documents correspondent, en fait, aux secteurs qui ont été analysés dans le détail lors des missions de terrain effectuées au cours de cette thèse. Les cartes, accompagnées à chaque fois d'un commentaire, sont complétées par une carte de localisation qui a surtout pour objectif de rappeller les données de la lithologie et plus spécialement la répartition des quartzites par rapport aux massifs concernés.

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU SVÅNÅTINDAN (DOVREFJELL)



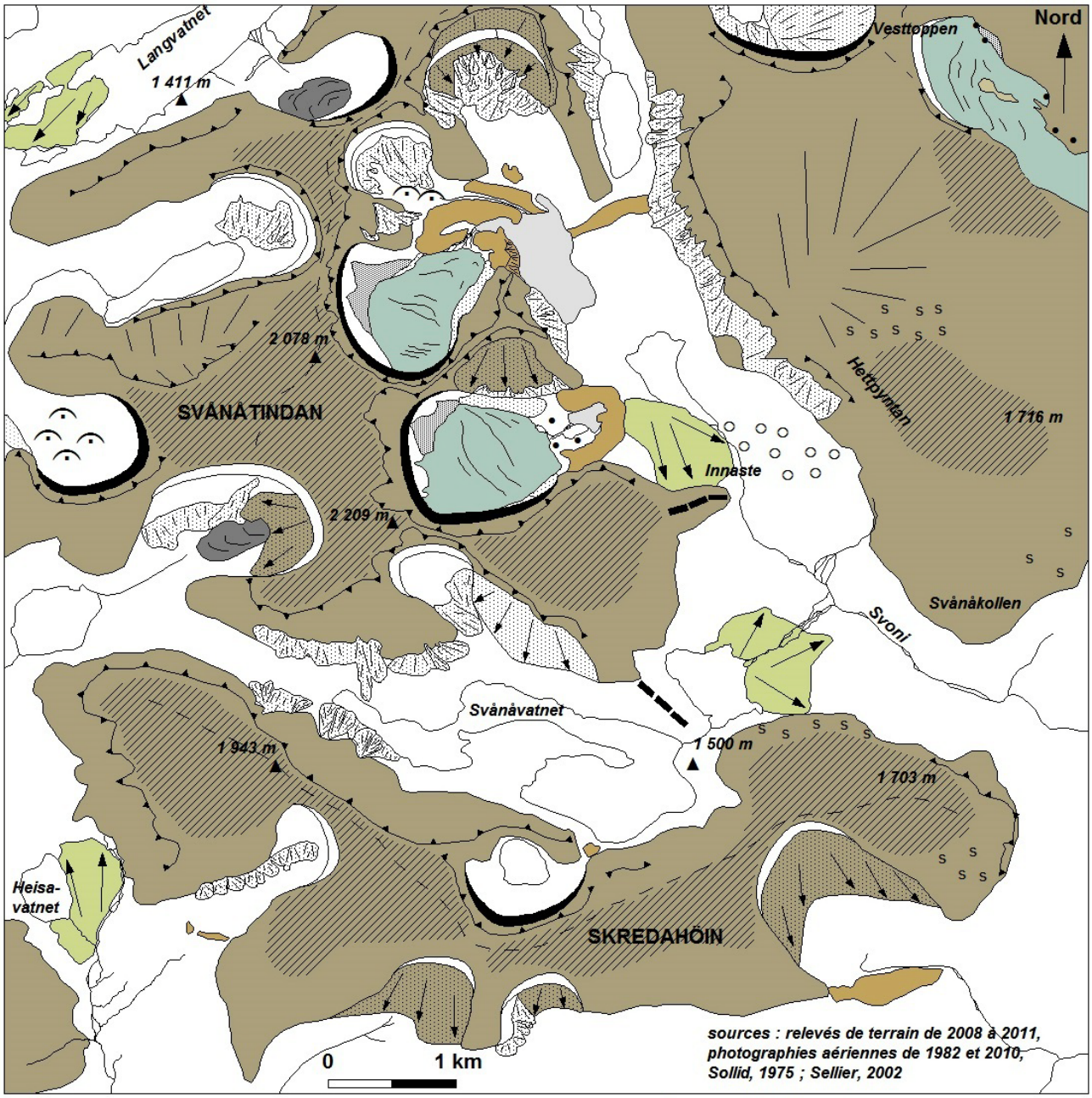
Commentaire :

*La carte géomorphologique du Svånåtindan est centrée sur le massif du même nom, au sud ouest du massif du Snöhetta. La structure correspond entièrement à l'unité du Snöhetta, majoritairement composée de quartzites (**carte de localisation ci-dessus**). La lithologie est un paramètre fondamental qui explique, dans ce cadre montagnard, le maintien de plusieurs massifs de type «alpin», à la suite des séquences d'érosion pré-quaternaires dont les systèmes de «paléopentes» et de surfaces «paléïques» comptent parmi les témoignages les plus démonstratifs (Sellier, 2002).*

Ces massifs sont de type «alpin » pour plusieurs raisons et avant tout parce qu'ils dominent les espaces environnants par des altitudes excédant 2 000 m. Leur apparence alpine tient également à la vigueur des entailles glaciaires relatives au Quaternaire, ce dont témoignent deux types de formes d'évidement : d'une part les cirques glaciaires, dont les exemplaires situés en position d'ubac conservent des glaciers de faible extension ce qui est un autre trait de la montagne alpine ; d'autre part les vallées glaciaires de direction subméridiennes ou latitudinale, qui conservent des lambeaux de verrous glaciaires (vallée de la rivière Svoni au nord est, vallée du lac Svånåvatnet au sud). Ces deux types de formes ont conduit à réduire les interfluves à d'étroites crêtes d'intersection, comme en témoigne la crête séparant actuellement les deux glaciers du massif. L'allure des interfluves détermine à son tour un relief cloisonné en même temps qu'aéré. Cette apparence «alpine» tient enfin à la morphologie des «versants internes» (versants de cirques), qui se distinguent par des élévations souvent supérieures à 600-800 m et par de grandes parois rocheuses ou des pentes d'éboulis.

Certains versants ou surfaces sommitales, situés au dessus de la trimline weichselienne (environ 1 700 m), ont évolué en position supraglaciaire, aboutissant dans certains cas et compte tenu de la structure quartzitique favorable à la production de blocs, à la formation de champs de pierres supraglaciaires. Les versants libérés des glaces weichseliennes ont évolué avec l'attaque des processus périglaciaires, particulièrement sous l'effet de l'éboulisation des parois dont la tendance est d'aboutir à des versants réglés (massif du Skredahöin au sud de la carte). L'ampleur des remaniements paraglaciaires a également contribué à remodeler le relief, principalement en raison de l'efficacité de la détente postglaciaire et de la fourniture d'éboulis parfois supraglaciaires, mais aussi par l'ampleur des remblaiements fluvioglaciaires liés à la fusion des glaces et du pergélisol. Ces dépôts se cantonnent principalement au débouché des principales vallées glaciaires.

La morphogenèse actuelle est essentiellement dominée par les actions périglaciaires qui se caractérisent par des étagements morphogéniques particulièrement lisibles, les champs de grands cercles de pierres dans le secteur de l'Innaste en fournissant un exemple démonstratif. Le recul des glaciers depuis la fin du Petit Age Glaciaire a libéré des marges glaciaires, en arrière des moraines de poussée, qui sont actuellement l'objet d'une reconquête périglaciaire par de petites gélistructures fonctionnelles.



Légende

topographie

- massifs centraux (> 1 600 m)
- altitudes de 1 300 à 1 600 m
- 2 209 m cote d'altitude
- ligne de crête
- corniche ou paroi

hydrographie

- réseau hydrographique et principaux lacs
- lac proglaciaire

formes pré-quaternaires

- "paléopentes" et surfaces "paléïques"

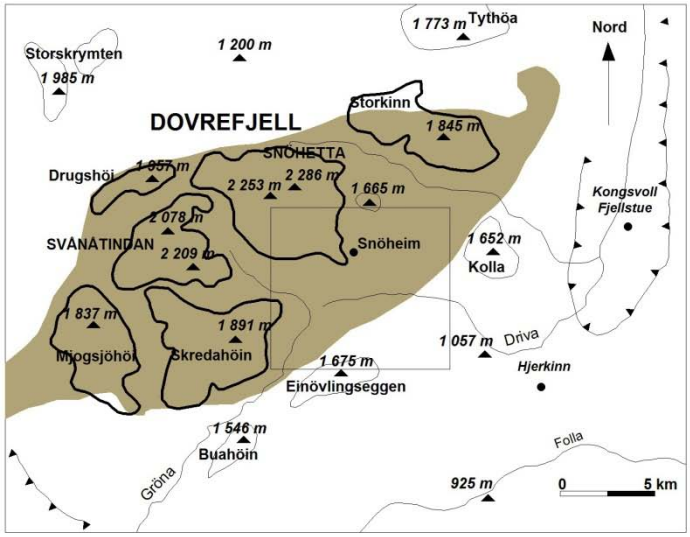
formes glaciaires

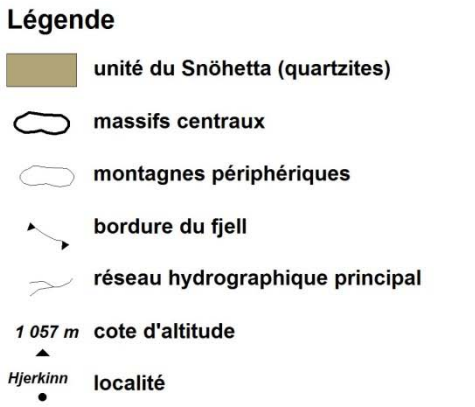
- glaciers de cirque actuels
- cirque glaciaire en ubac et parois
- cirque glaciaire en adret et parois
- moraine de poussée PAG
- moraine latérale
- kettles
- verrou glaciaire

formes périglaciaires et autres

- champ de blocs
- versants réglés
- éboulis assités (debris flow)
- éboulis supraglaciaires
- formes périglaciaires de reconquête
- champ de grands cercles de pierres
- incision postglaciaire
- glacier rocheux
- s s solifluxion
- dépôts fluvio-glaciaires

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA PARTIE EST DU MASSIF DU SNÖHETTA (DOVREFJELL)





Remarque : le cadre représente l'espace cartographié sur la carte géomorphologique de la partie est du massif du Snöhetta.

Commentaire :

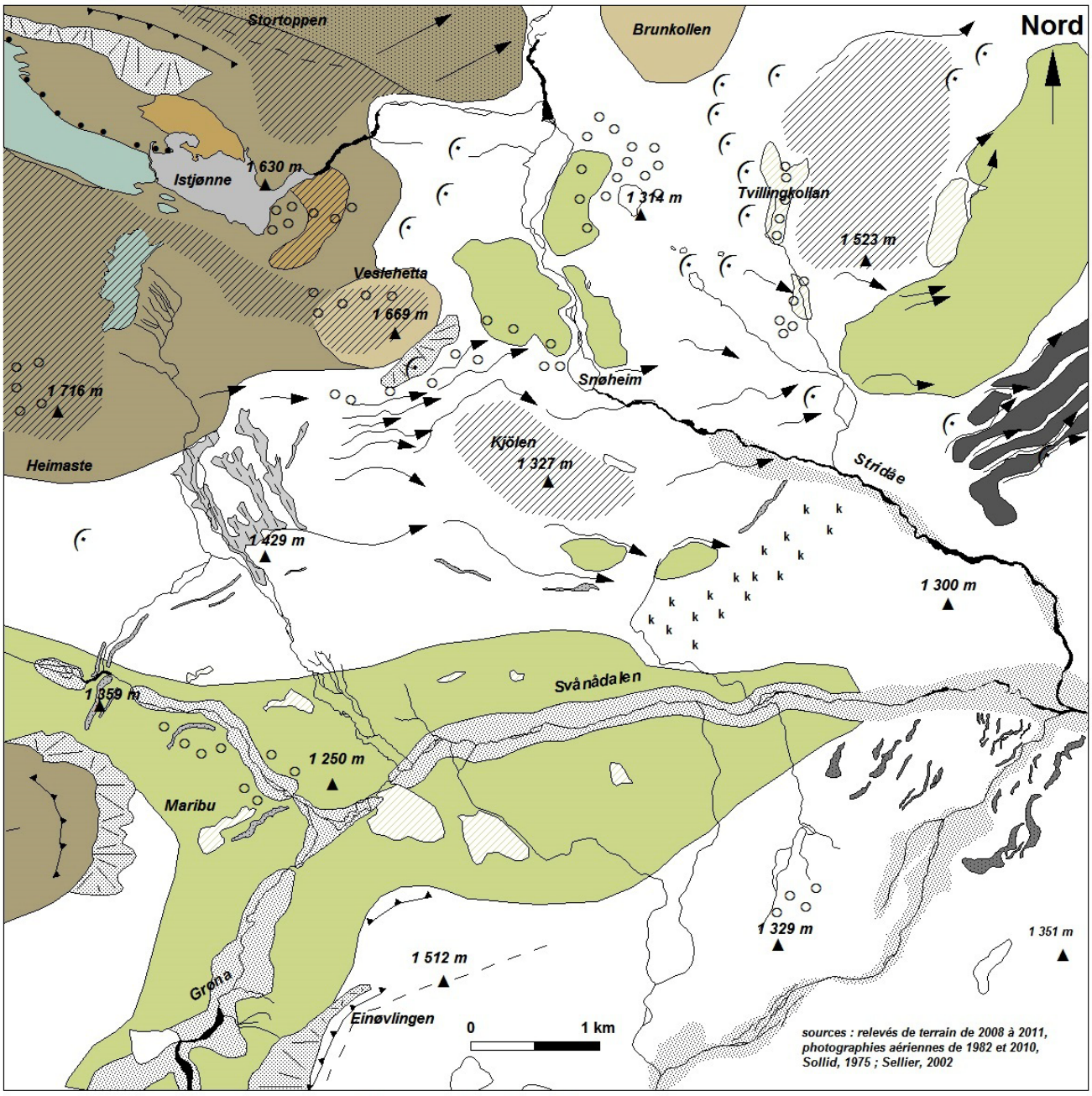
*La carte géomorphologique de la partie est du massif du Snöhetta offre l'avantage de juxtaposer des secteurs structuralement différents. Elle oppose en effet une structure majoritairement quartzitique au nord ouest (Unité du Snöhetta) à des espaces composés par des roches moins résistantes de type gneissiques ou micaschisteuses au sud est ainsi qu'à l'est (**carte de localisation ci-dessus**).*

La lithologie commande la disposition générale des reliefs à petite échelle et la géographie des altitudes. La partie nord ouest de la carte conserve un relief de type «alpin» dont les altitudes dépassent 2 000 m en raison de la place des quartzites dans l'échelle de résistance. Ces massifs centraux dominent le reste de la carte, caractérisée par un vaste plateau dont les altitudes moyennes sont comprises entre 1 000 et 1 400 m (fjell), ainsi que par quelques montagnes périphériques dont les altitudes n'excèdent pas 1 700 m (Veslehetta, 1 669 m).

Pour ces raisons, les quartzites sont également responsables de l'agencement des reliefs. Les massifs centraux du Snöhetta, au nord ouest, conservent des systèmes de paléopentes et des surfaces paléïques, donc des héritages des séquences d'érosion pré-quaternaires, parce qu'ils ont été maintenus au-dessus des niveaux d'englacement au cours du Quaternaire. Ces secteurs sont occupés par des champs de blocs et des pentes à blocs dont certains ont donc évolué en position supraglaciaire au cours de cette période. Ils conservent également, toujours en raison de leur commandement, les plus importants glaciers du massif du Dovre qui participent également à caractériser un relief de type «alpin». (langue glaciaire localisée au sud du sommet du Snöhetta).

Les secteurs situés en contrebas des massifs centraux témoignent, à l'inverse, des effets d'un englacement répété au cours des périodes froides du Quaternaire. Les formes de relief sont par conséquent plus émoussées et correspondent cette fois à de petits sommets arrondis dans le cas des montagnes périphériques, ainsi qu'à un fjell raboté à plusieurs reprises par les glaces quaternaires. Le fjell conserve plusieurs champs de blocs (Kjölen). Il conserve aussi des témoignages multiples du passage des glaces, dépôts de moraine de fond étagés à l'est ou moraines frontales au sud est, considérées par J.L. Sollid (1975) comme des moraines de retrait. Il conserve également des signes de maintien d'un englacement au cours du Préboréal alors que le reste du massif était à cette époque libéré des glaces. Il s'agit notamment des réseaux de chenaux latéraux qui marquent les limites de la glace à cette période. Lors de la fonte du pergélisol et des glaces, et en raison de ses altitudes moyennes plus faibles, le fjell a été le réceptacle d'abondants dépôts fluvioglaciaires résultant du délavage des moraines ou de celui des versants encadrants (Svånådalen).

La morphogenèse actuelle est essentiellement périglaciaire et paraglaciaire. La structure quartzitique, en même temps que les paramètres du climat, impliquent la fréquence des formes périglaciaires et une éboulisation toujours active sur les parois. Le recul progressif des glaciers et la fonte des névés depuis la fin du Petit Age Glaciaire, dont la position des moraines de poussée témoigne, abandonnent des espaces qui sont actuellement le siège d'une dynamique de reconquête périglaciaire (bordures et front du glacier du Snöhetta). La fonte d'un névé au sud du lac proglaciaire Istjønne se traduit également par un ravinement intense en contrebas, parfaitement visible sur les photographies aériennes et à mettre en rapport avec des dynamiques de type paraglaciaires.



Légende

topographie

- massifs centraux
- montagnes périphériques
- altitudes < 1 600 m
- 1 329 m — cote d'altitude
- ligne de crête
- corniche ou paroi

hydrographie

- réseau hydrographique et principaux lacs
- lac proglaciaire
- marais

formes pré-quaternaires

- "paléopentes" et surfaces "paléïques"

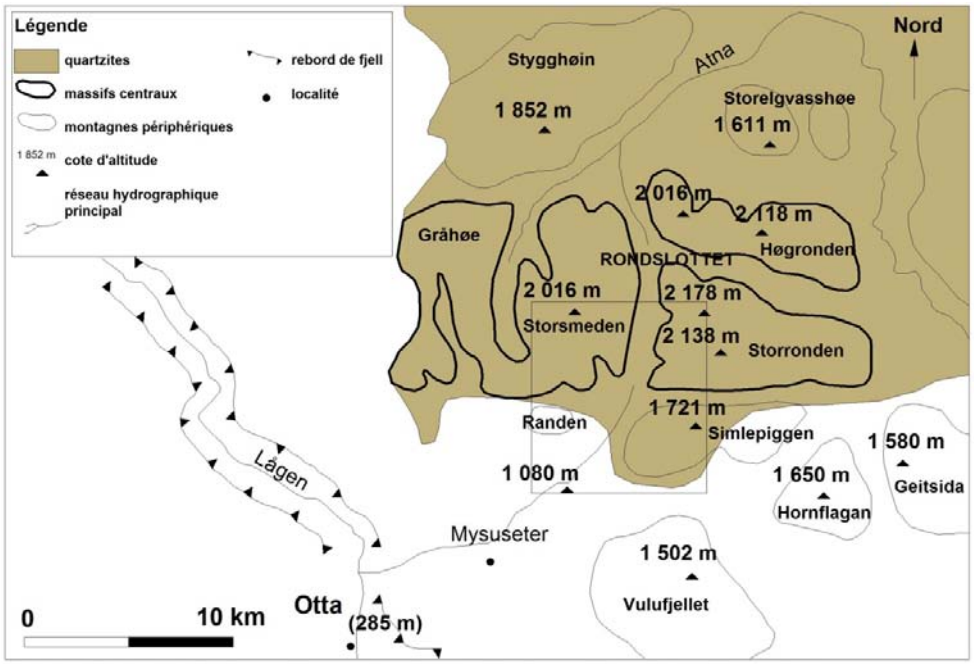
formes glaciaires

- glaciers de cirque actuels
- névé en cours de fonte
- moraine de poussée PAG
- grand bourrelet morainique frontal
- moraine latérale (Dryas récent)
- moraine frontale
- dépôts de moraine de fond étagés
- chenaux latéraux
- k — kettles

formes périglaciaires et autres

- champ de pierres
- versants réglés
- éboulis
- niche de nivation
- grands cercles de pierres
- formes périglaciaires de reconquête
- ravinement de fonte nivale
- épandage alluvial
- cône de déjection
- dépôts fluvio-glaciaires

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU SUD DU MASSIF DES RONDANE



Remarque : le cadre représente l'espace cartographié sur la carte géomorphologique du sud des Rondane.

Commentaire :

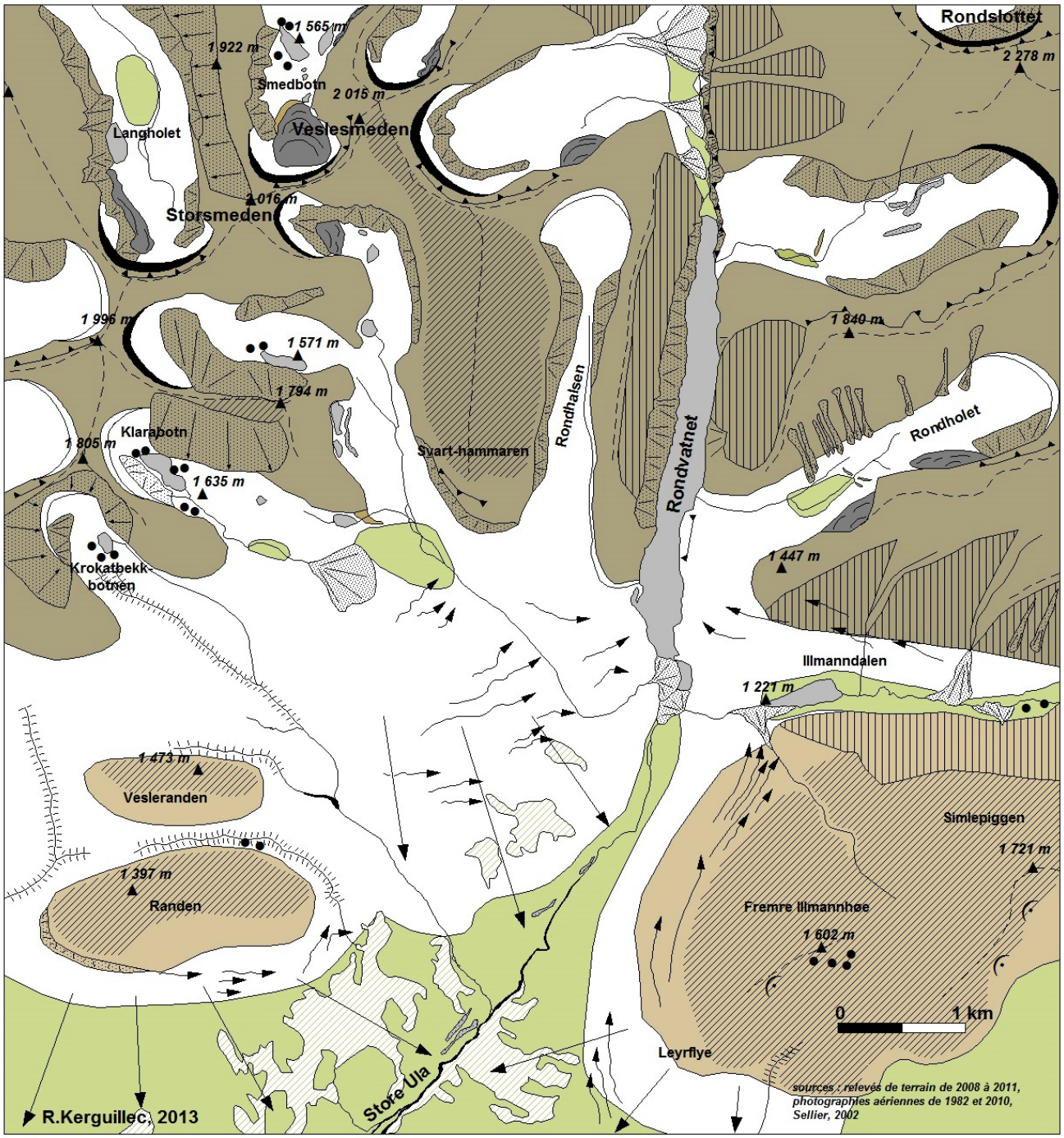
*La carte géomorphologique du sud du massif des Rondane concerne essentiellement des secteurs dominés structuralement par les sparagmites, seule la partie sud ouest étant composée par des grès feldspathiques (**carte de localisation ci-dessus**).*

Ici encore, le rôle résistant des quartzites commande les grandes lignes du relief, en opposant des massifs centraux de plus de 2 000 m d'altitude (Storsmeden, Rondslottet) qui surmontent le fjell d'environ 1 000 m (en moyenne 1 000-1 200 m), duquel émergent cependant quelques montagnes périphériques dont les sommets n'excèdent guère 1 700 m (Randen au sud ouest, ensemble Simlepiggen-Fremre Illmannhøe au sud est). La transition entre le fjell et les hauts massifs est néanmoins progressive puisqu'elle est assurée par les flye (Leirflye) qui prennent l'aspect de glacis en pente douce (< 10°).

Les massifs centraux ont un relief de type «alpin» au même titre que ceux du Dovrefjell, bien qu'ils ne conservent pas de glaciers ce qui tient principalement à la position géographique plus continentale des Rondane. Cet aspect général du relief tient, ici encore, aux altitudes qui impliquent des conditions climatiques similaires à celles que l'on observe vers 3 000-3 500 m dans les Alpes, mais également à la fréquence des entailles glaciaires qui ont contribué à l'érosion du massif au cours du Quaternaire. Le relief qui résulte de l'action des glaciers au cours de cette période est aéré par des vallées en auge (Illmanndalen) en même temps que cloisonné par de nombreux cirques glaciaires, dont les plus abrités conservent des glaciers rocheux (Smedbotn) et dont l'allure des versants internes rappelle également une morphologie de type «alpine» (grandes parois rocheuses et pentes d'éboulis).

Les secteurs d'altitude qui ont été maintenus au dessus de la trimline conservent des témoignages des systèmes d'érosion pré-quaternaires (surfaces «paléïques» à champs de blocs supraglaciaires, «paléopentes» continues vers les plus hauts sommets). Les versants ont évolué, et évoluent toujours en raison de l'efficacité de l'éboulisation. Elle peut aboutir, dans certains secteurs, à la formation de versants réglés (Langholet, Klarabotn). Le fjell conserve certains marqueurs du niveau des glaces au Préboréal, et notamment de nombreux chenaux latéraux qui sont particulièrement lisibles dans ce secteur du massif. Les dépôts fluvioglaciaires, résultant des actions paraglaciaires accompagnant le départ des glaces ou lui succédant, se sont accumulés sur ce plateau d'altitude (secteur aval du torrent Store Ula, entrées des principaux cirques).

La morphogenèse actuelle est essentiellement dominée par les actions périglaciaires. Elle est responsable d'étagements périglaciaires particulièrement lisibles, d'abord en raison de la structure quartzitique qui fournit des fragments selon un classement bimodal en même temps que des fines abondantes résultant de l'altération ou de la désagrégation de la roche (argiles, sables). La lisibilité des étagements s'explique également par l'absence des glaciers qui implique l'épaisseur exemplaire de l'étage morphogénique périglaciaire. Les gélistructures les plus élaborées se situent aux abords des cirques glaciaires, donc à des altitudes de 1 500-1 550 m.



Légende

topographie
- massifs centraux
- montagnes périphériques
- altitudes < 1 600 m
- flye
- 1 327 m cote d'altitude
- ligne de crête
- corniche ou paroi

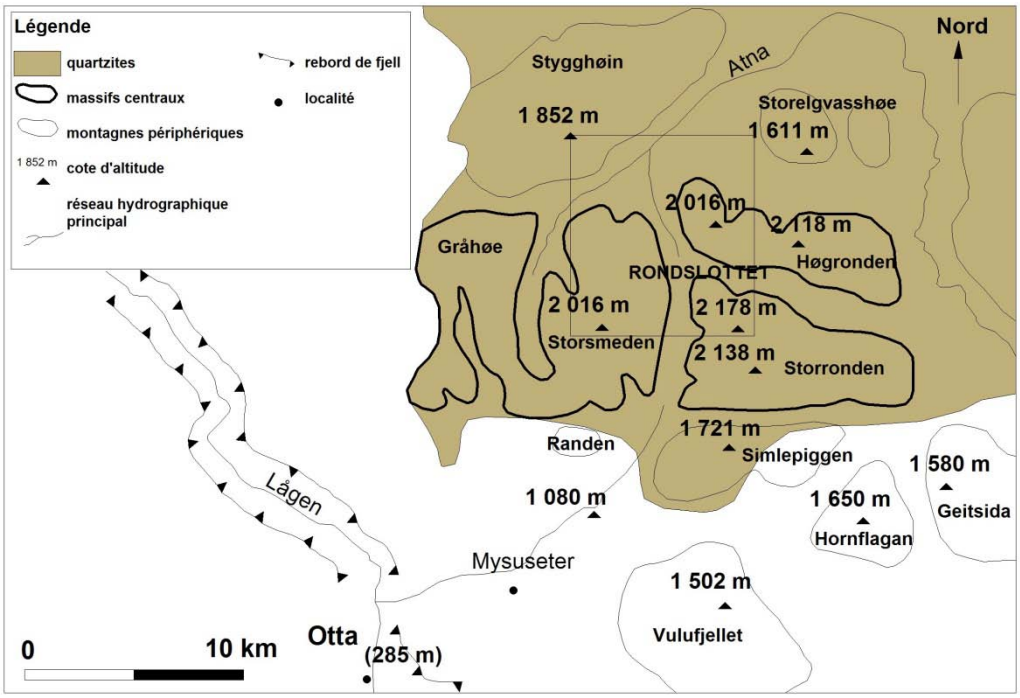
hydrographie
- réseau hydrographique et lacs
- marais

formes pré-quaternaires
- "paléopentes et surf. "paléïques"

formes glaciaires
- versants d'auge glaciaire
- chenaux latéraux
- moraine de poussée PAG
- moraine latérale
- cirque glaciaire (ubac)
- cirque glaciaire (adret)

formes périglaciaires et autres
- versants réglés
- éboulis
- champ de pierres
- glacier rocheux
- cercles de pierres
- incision postglaciaire
- cône de déjection
- dépôts fluvio-glaciaires

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU NORD DU MASSIF DES RONDANE



Remarque : le cadre représente l'espace cartographié sur la carte géomorphologique du nord des Rondane.

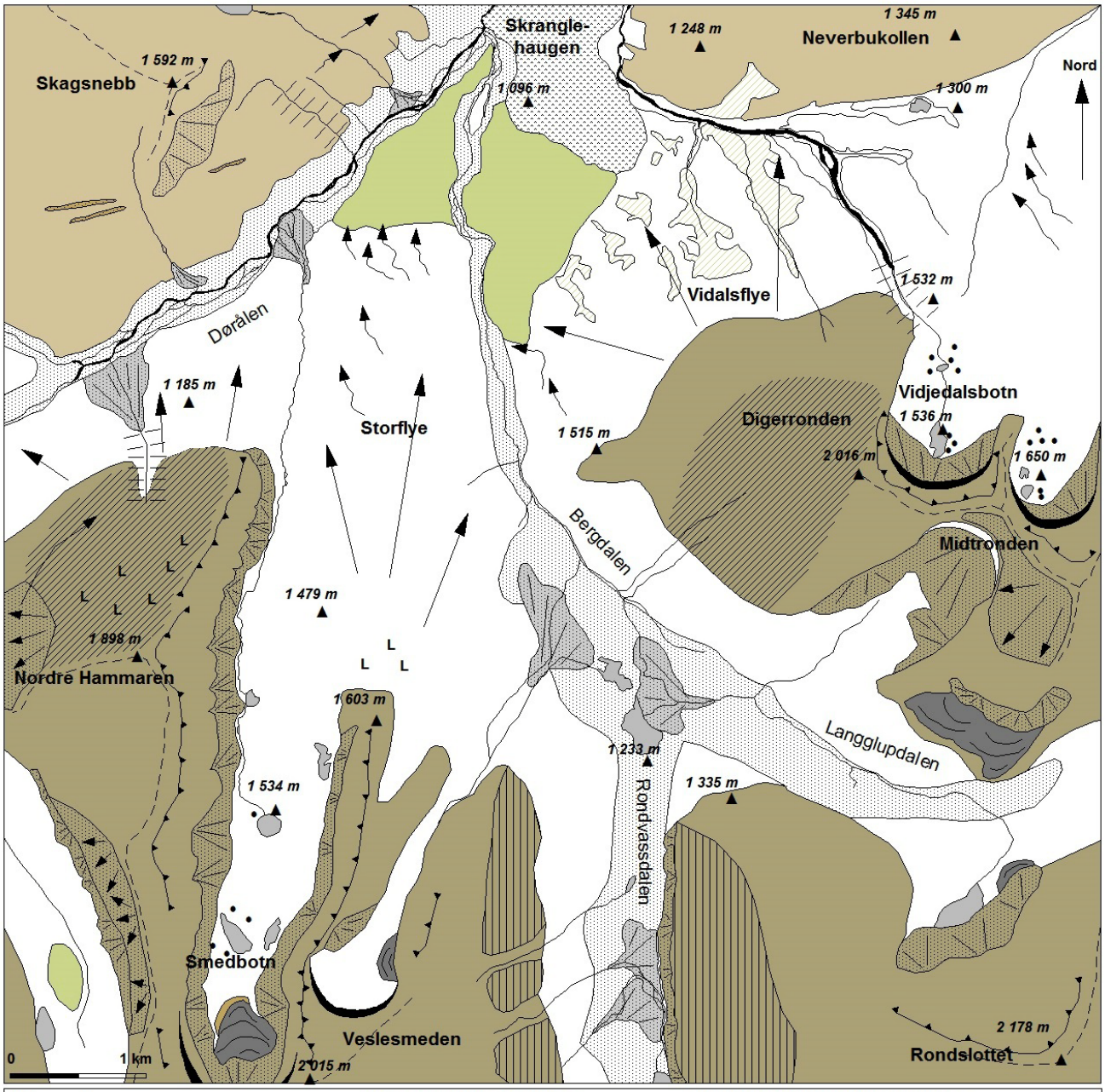
Commentaire :

*La carte géomorphologique du nord du massif des Rondane concerne essentiellement des secteurs à sparagmites (**carte de localisation ci-dessus**). S'y opposent cependant de hauts massifs au sud et à l'est (ensemble Digerronden-Midtronden, Veslesmeden) à des secteurs de montagnes périphériques moins élevés qui encadrent les massifs dominants au nord (Skagsnebb, Neverbukollen). Cependant, l'une des particularités de cette partie des Rondane tient à la remarquable continuité des flye (Vidalsflye, Storflye) qui assurent la jonction entre ces deux grandes catégories de relief.*

Pour des raisons identiques à celles évoquées sur les autres cartes, cette partie septentrionale du massif des Rondane se caractérise par des reliefs de type «alpins» aux caractéristiques similaires à celles observées au sud (altitudes, fréquence des formes d'érosion glaciaires majeures, morphologie des «versants internes»). Les témoignages des systèmes d'érosion pré-quaternaires sont également fréquents comme dans le reste du massif, particulièrement sur les secteurs les plus élevés qui ont évolué en position supraglaciaire. Cependant, l'importance du découpage des interfluves par des vallées glaciaires subméridiennes (vallée du Smedbotn, Rondvassdalen) mais aussi par de nombreux cirques glaciaires, implique la rareté des champs de blocs sommitaux. Les héritages pré-quaternaires consistent le plus souvent, ici, en des paléopentes à blocs (Nordre Hammaren, Digerronden). Les marques des glaciations quaternaires constituent, par leur fréquence, un facteur d'unité à l'échelle de l'ensemble du massif. L'une des particularités de cette partie des Rondane tient également à la fréquence des héritages paraglaciaires : les glaces weichseliennes ont en effet abandonné, lors de leur retrait par le sud du massif, d'importantes quantités de matériaux disposés en grands cônes fluvioglaciaires dans la vallée de Dørålen (nord du Storflye). Le maintien d'un vaste ensemble de kettles (Skranglehaugan) est également l'une des spécificités de ce secteur du massif.

La morphogénèse actuelle, principalement périglaciaire, se caractérise par une éboulisation particulièrement active dans les vallées glaciaires subméridiennes, comme l'attestent la fréquence des éboulis évoluant parfois en versants réglés (Nordre Hammaren, Midtronden). Les vallées glaciaires sont cependant mal pourvues en gélistructures fonctionnelles, principalement en raison du manque de fines et de conditions de triage inadéquates.

Les étagements périglaciaires n'en demeurent pas moins parfaitement lisibles. Ils comportent, en ubac et dans les secteurs les plus élevés, de grands lobes de gélifluxion qui ne s'observent pas ailleurs dans le massif (Nordre Hammaren).



Légende

topographie
- massifs centraux
- montagnes périphériques
- flye
- 1 327 m — cote d'altitude
- ligne de crête
- corniche ou paroi

hydrographie
- réseau hydrographique et lacs
- marais

formes pré-quaternaires
- "paléopentes" et surf. "paléïques"

formes glaciaires
- cirque glaciaire (ubac)
- cirque glaciaire (adret)
- versants d'auge glaciaire
- chenaux latéraux
- moraine latérale
- moraine de poussée
- moraine
- kettles

formes périglaciaires et autres
- dépôts fluvioglaciaires
- versants réglés
- éboulis
- cercles de pierres
- L L grands lobes de gélifluxion
- épandage alluvial
- cône de déjection
- incision postglaciaire
- pente à blocs
- glacier rocheux

sources : relevés de terrain de 2008 à 2011, photographies aériennes de 1982 et 2010, Sellier, 2002

***Conclusion** : le recours à la toponymie est une aide à la valorisation en ce sens qu'elle offre l'avantage d'adapter le discours vulgarisateur en captant l'attention du public. Les cartes géomorphologiques sont également à considérer comme une aide à l'opération de valorisation des reliefs étant donné qu'elles permettent une lecture d'ensemble des massifs analysés, en même temps qu'elles facilitent le choix des sites les plus remarquables.*

Chacune des quatre thématiques de valorisation s'appuient sur ces deux types d'éléments et sont présentées dans les quatre sous-parties qui suivent. Les sites valorisés sont à chaque fois présentés sous forme de planches numérotées qui associe systématiquement des schémas explicatifs au discours vulgarisateur.

2. - La valorisation des caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane

L'opération de valorisation sur le thème des caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane se fonde sur l'observation à partir de points de vue ou de sites. Elle met donc prioritairement en jeu deux niveaux scalaires. Il s'agit en effet de proposer une observation de l'agencement des massifs à petite échelle et de compléter cette première approche par une analyse de certains sites remarquables (***figure 136***). L'objectif est de montrer au public le rôle fondamental des quartzites dans l'allure générale des massifs étudiés, donc de lui apprendre à lire un paysage. Il consiste également à montrer que les quartzites n'en demeurent pas moins fragiles d'un point de vue mécanique et qu'ils fournissent pour cette raison d'importantes quantités de débris, qui sont à plusieurs titres un élément essentiel des paysages du Dovre-Rondane.

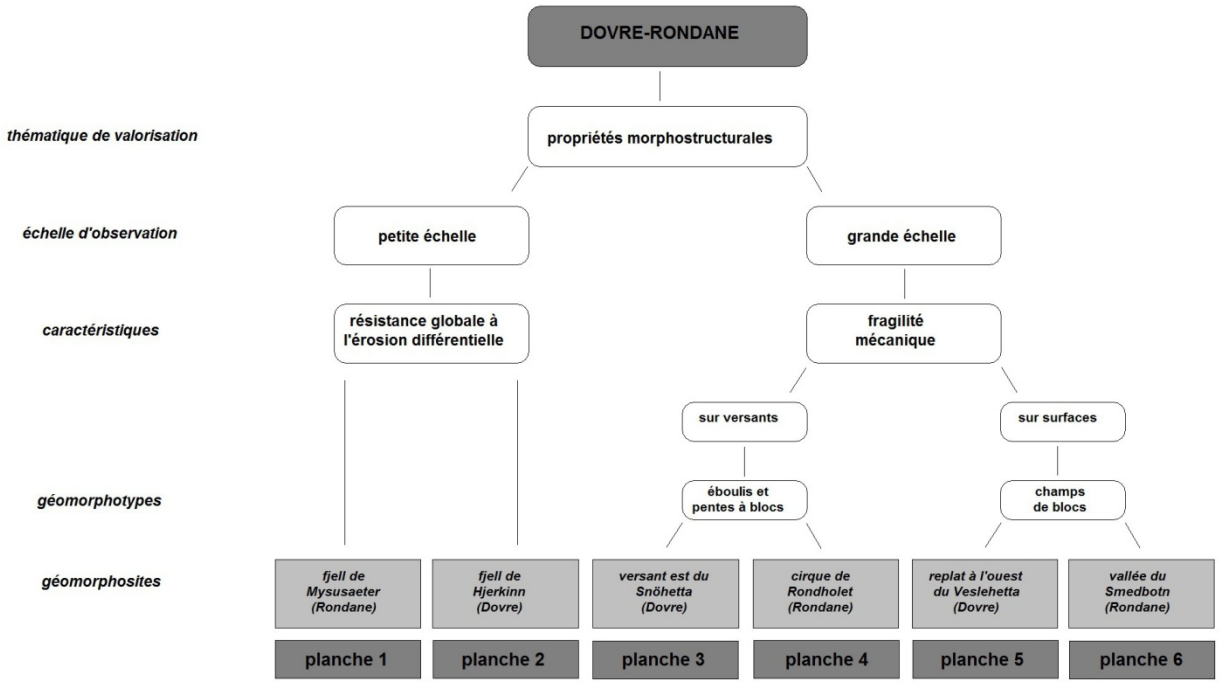


***Figure 136** : mise en valeur des propriétés morphostructurales des massifs et choix de quelques sites remarquables.*

2.1. - L'observation des massifs à petite échelle à partir de points de vue

L'intérêt d'utiliser ce niveau d'échelle d'analyse est de montrer aux visiteurs fréquentant les parcs, notamment à partir de points de vue, l'agencement général des massifs. Il s'agit avant tout d'expliquer pour quelles raisons le Dovre-Rondane peut être qualifié de «*haute montagne sur surface haute*» (Sellier, 2002), donc d'insister sur la résistance globale des quartzites à l'érosion différentielle (***figure 136***). Des points de vue choisis sur les fjells de Mysusaeter et de Hjerkinn conviennent à ce type de valorisation, qui exige un certain recul de l'observateur à partir d'une vue d'ensemble des massifs.

Le discours de vulgarisation a été volontairement simplifié pour ces deux points de vue à partir du fjell pour la raison suivante : dans la perspective d'une opération de valorisation dans les deux parcs, les deux arrêts proposés constituent le premier contact du public avec les massifs, en même temps qu'avec la géomorphologie. Le discours doit donc se montrer particulièrement accessible.

2.1.1. - Le fjell de Mysusaeter (Rondane)

Le fjell de Mysusaeter offre un panorama de la partie sud du massif des Rondane. Il est à ce titre le site le plus adapté à une observation à petite échelle, d'autant qu'il est le point de passage obligatoire pour les visiteurs abordant le massif par le sud, depuis la ville d'Otta et la vallée de Gudbrandsdalen (***planche 1***). Il peut être l'occasion d'un discours vulgarisateur simple dont l'objectif principal consiste à informer concrètement le public sur le rôle fondamental des quartzites.

2.1.2. - Le fjell de Hjerkinn (Dovrefjell)

Le fjell de Hjerkinn est l'occasion d'une observation à partir d'un panorama de l'ensemble du massif du Snöhetta. Il constitue également le premier contact du visiteur avec le parc. Il permet un discours vulgarisateur simple sur le rôle fondamental des quartzites à petite échelle, au cours duquel il est également possible d'éveiller la conscience de l'auditoire sur la notion d'étagement. Il est en effet envisageable d'établir une relation simple entre la résistance des quartzites, le maintien en altitude des reliefs concernés et l'existence d'un étage glacio-nival caractéristique (***planche 2***).

2.2. - L'observation de la fragilité mécanique des quartzites à partir de quatre sites remarquables

La valorisation sur le thème des caractéristiques morphostructurales des massifs s'appuie également sur une analyse à des échelles plus fines. Elle comporte au total quatre lieux d'observation qui appartiennent à des sites de surface (champs de blocs) ou à des sites de versants (versants réglés, pentes à blocs). Elle met en évidence une différence de comportement de la roche en fonction des niveaux d'échelle.

En effet, l'objectif consiste cette fois à montrer que les quartzites sont des roches qui sont fragiles vis-à-vis des processus d'érosion mécanique, qu'il s'agisse de la gélifraction ou de l'action des glaciers et en dépit de leur résistance d'ensemble. Cette fragilité tient à leurs caractéristiques et aux nombreuses discontinuités que comportent les affleurements (fissures, diaclases,…). Les quartzites ont de ce fait une forte propension à fournir d'importantes quantités de débris. L'attention du public doit être portée sur ce thème étant donné que les formations à blocs, qui comprennent au sens large les éboulis, les champs de blocs et les formations de pente à blocs, sont des éléments particulièrement fréquents dans le paysage des massifs du Dovrefjell et des Rondane.

2.2.1. - Valorisation des sites de versant

La valorisation sur le thème des caractéristiques morphostructurales des massifs à grande échelle requiert l'utilisation de géomorphosites de versant choisis dans chaque massif.

2.2.1.1. - Le versant est du Snöhetta (Dovrefjell)

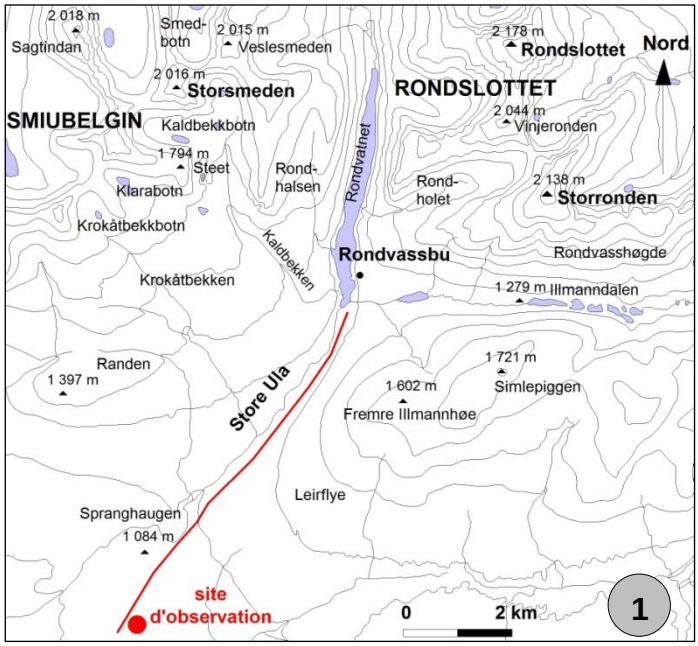
Dans le Dovrefjell, l'ascension du Snöhetta demeure la randonnée à la journée la plus pratiquée. La valorisation d'un point de vue géomorphologique peut donc se servir de géomorphosites sélectionnés sur cet itinéraire de marche fréquenté pour atteindre un public relativement nombreux. Les pentes qui appartiennent à la face est de ce sommet sont recouvertes de pierriers qui se prêtent ici encore à la valorisation du rôle des quartzites dans la fourniture de débris. Ce site permet donc d'insister sur le rôle de la lithologie dans le paysage (***planche 3***).

2.2.1.2. - Le cirque de Rondholet (Rondane)

Le cirque de Rondholet, situé au nord est du refuge de Rondvassbu, a été choisi pour ses qualités d'accessibilité étant donné qu'il ne suppose qu'une heure de marche d'approche sans difficultés notables, ce qui est rarement le cas des autres cirques glaciaires du massif (***planche 4***). Sur ce géomorphosite, la valorisation des propriétés du quartzite propose surtout l'observation de versants. Il est encore l'occasion de démontrer que les quartzites déterminent des paysages de versants et qu'ils s'opposent ainsi à la plupart des roches de socle, qui constituent quant à elles l'essentiel du substratum et auxquelles correspondent en principe des paysages de surfaces. Ce site offre également la possibilité de montrer au public que les versants sont une forme évolutive et qu'ils tendent à aboutir à des versants réglés.

PLANCHE 1 : *le fjell de Mysusaeter (Rondane)*

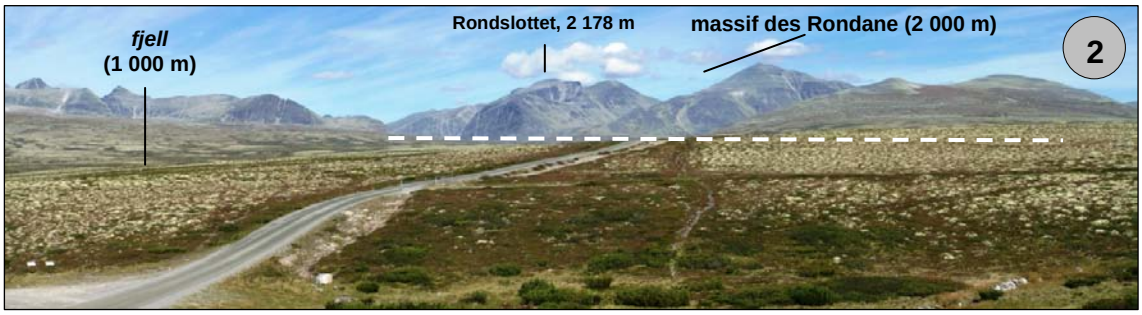
Objectif : valorisation de la résistance des quartzites à l'érosion différentielle.



***Localisation du point de vue* (1): le point d'observation se situe sur la piste menant au refuge de Rondvassbu, immédiatement à la sortie de la localité de Mysusæter.**

***Temps de marche* : 0 (accès en voiture).**

Description : le massif des Rondane fait partie des plus élevés de Norvège. Il domine nettement les reliefs alentours, son point culminant ayant été appelé *Rondslottet* pour cette raison («*le château des Rondane*» dans la légende de Peer Gynt). Le massif semble en effet «posé» sur le fjell qui se situe en moyenne 1 000 m en contrebas (**2**).





Explication : cette position dominante dans le relief s'explique par la **dureté des roches** qui composent ces montagnes : les ***quartzites*** (**3**) comptent en effet parmi les roches les plus résistantes à l'érosion. Elles forment des couches géologiques épaisses de plusieurs centaines de mètres qui sont en même temps plus résistantes que les roches composant le **fjell** (grès feldspathiques et schistes). L'érosion a donc surtout attaqué les roches les plus tendres en laissant les plus dures en relief (**4**). Ce phénomène, qui s'appelle l'**érosion différentielle**, explique la culminance de l'ensemble des Rondane par rapport aux reliefs qui l'entourent.

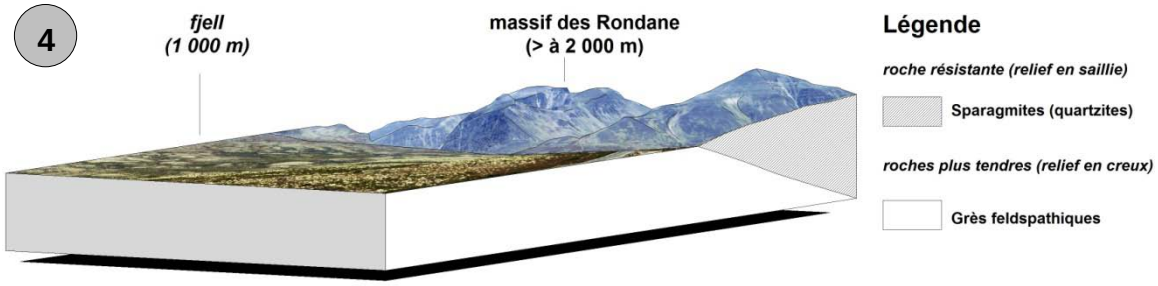
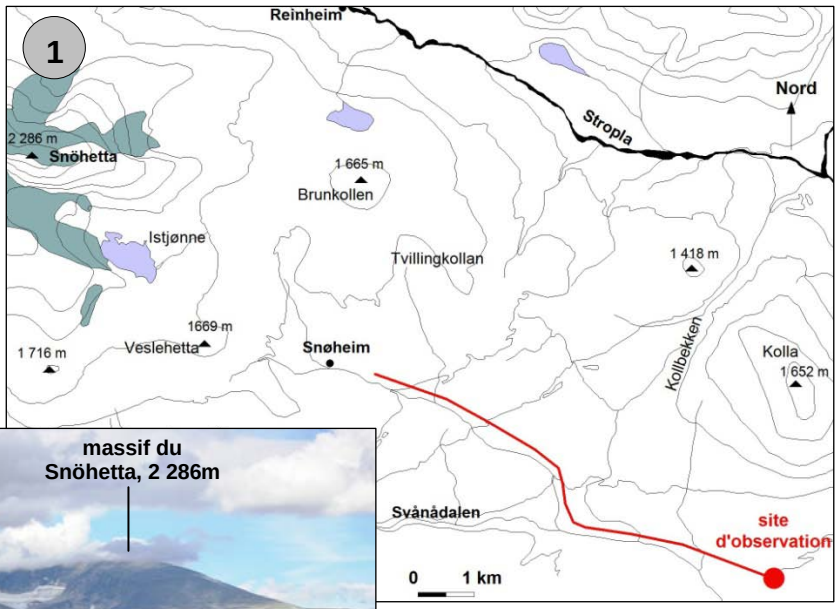


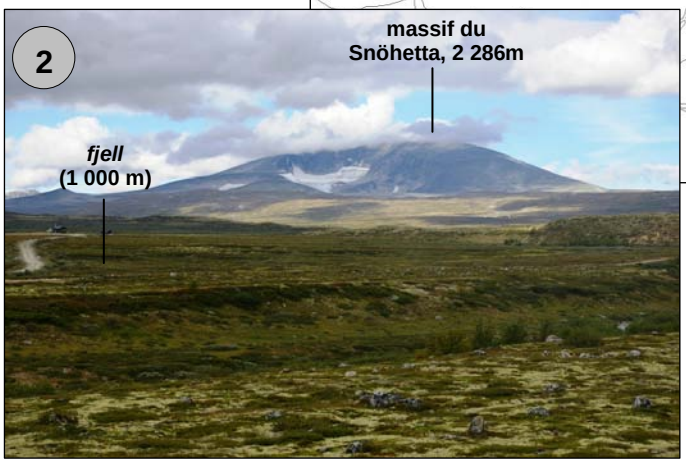
PLANCHE 2 : *le fjell de Hjerkinn (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation de la résistance des quartzites à l'érosion différentielle.

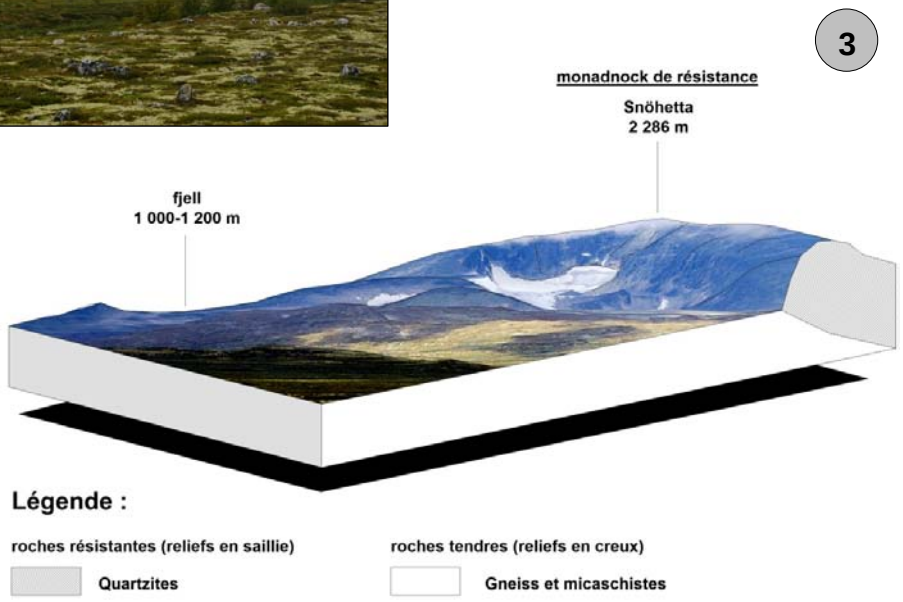
Localisation du point de vue (1): *le point d'observation se situe sur la piste menant au refuge de Snøheim, au sud du sommet du Kolla.*

Temps de marche : *0 (accès en voiture).*





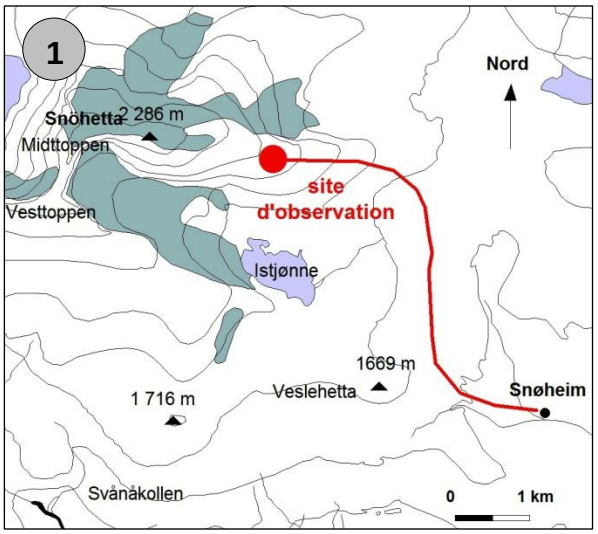
Description : le **massif du Snöhetta** est le point culminant du Dovrefjell en même temps qu'il fait partie des plus hauts sommets de Norvège. Il surmonte d'environ 1 200 m un vaste plateau (**fjell**) dont l'altitude est de 1 000 m en moyenne. Il conserve quelques **glaciers** de cirques à partir de 1 650 m d'altitude (**2**).



Explication : la **dureté des roches** qui composent le massif explique cette position dominante dans le relief : les ***quartzites*** (**3**) sont en effet beaucoup plus résistants que les roches du fjell. Depuis leur mise en place, ils ont mieux résisté à l'érosion et se trouvent en altitude pour cette raison. Ce phénomène, dénommé **érosion différentielle**, explique la culminance du Snöhetta par rapport aux reliefs qui l'entourent. Ce type de relief est appelé un «**monadnock de résistance**» en **géomorphologie** (discipline qui étudie les formes de relief à la surface de la Terre). Ce phénomène explique par conséquent le maintien, en raison des altitudes, des derniers glaciers que l'on rencontre vers l'est en direction de la Suède. Il justifie également le nom de «**Snöhetta**» qui signifie «*la montagne à capuchon de neige*».

PLANCHE 3 : *le versant est du Snöhetta (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation de la fragilité mécanique des quartzites (versants).

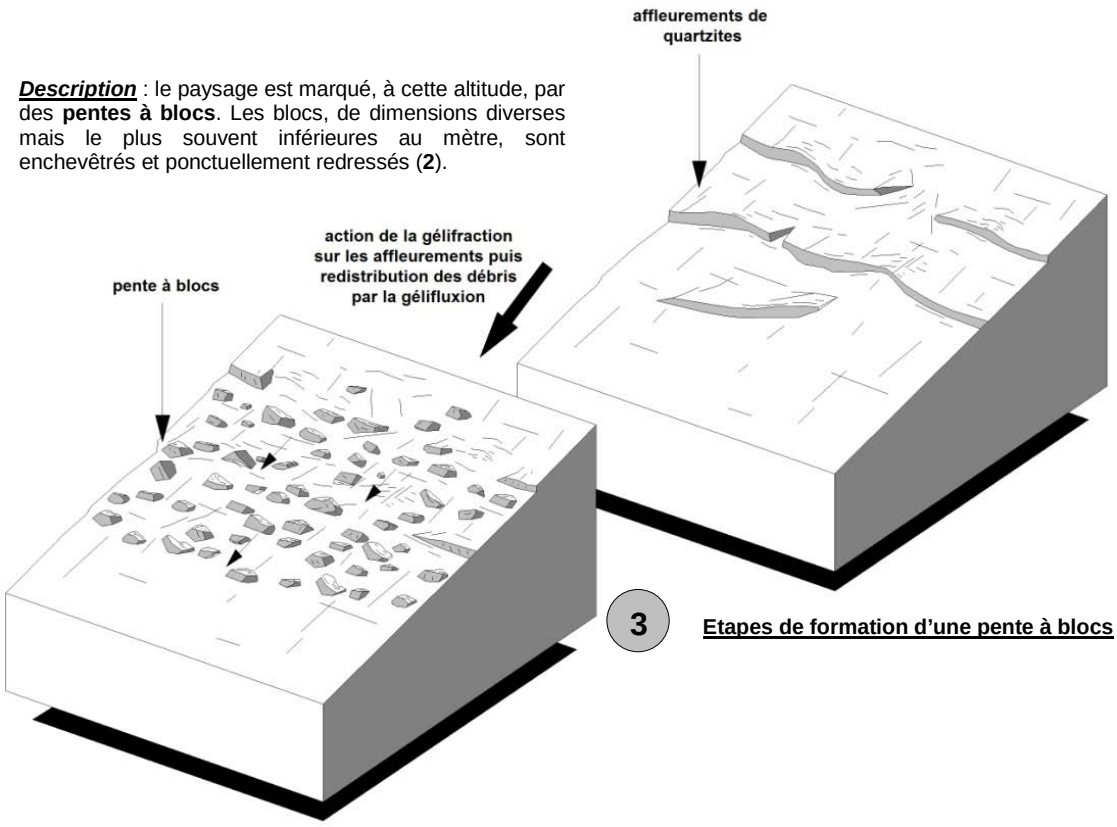


***Localisation du site** (1): le site d'observation se situe sur le chemin de randonnée balisé menant au sommet du Snöhetta, à 2 000 m d'altitude.*

***Temps de marche** : 2h30 à 3h00.*



Description : le paysage est marqué, à cette altitude, par des **pentes à blocs**. Les blocs, de dimensions diverses mais le plus souvent inférieures au mètre, sont enchevêtrés et ponctuellement redressés (**2**).

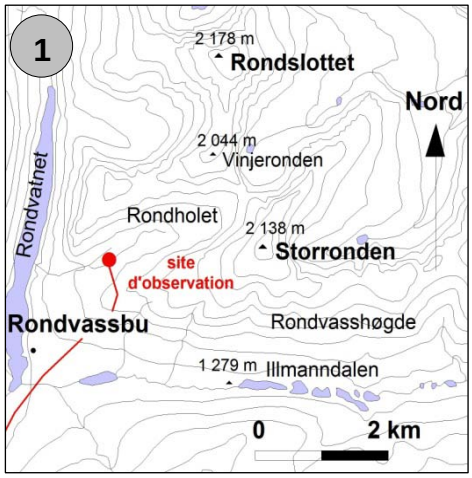


3 **Etapes de formation d'une pente à blocs**

Explication : le **pierrier de pente** trouve son explication dans les nombreuses **discontinuités** des affleurements de **quartzite**, qui est la roche qui compose le massif. La roche émerge d'ailleurs par endroits au sein du pierrier et ces affleurements ont été démantelés par l'action du gel (**gélifraction**) très efficace à cette altitude où la température moyenne annuelle avoisine - 6° C : les alternances de gel puis de dégel ont produit, par leur répétition, d'abondants **fragments** en raison des nombreuses discontinuités des quartzites. Ces fragments ont été progressivement déplacés vers le bas de la pente par la **gélifluxion**, qui est un processus encore lié au gel et qui consiste en un lent fluage des matériaux. Le pierrier de pente résulte par conséquent de l'étalement progressif des débris produits par le gel (**3**).

PLANCHE 4 : *le cirque de Rondholet (Rondane)*

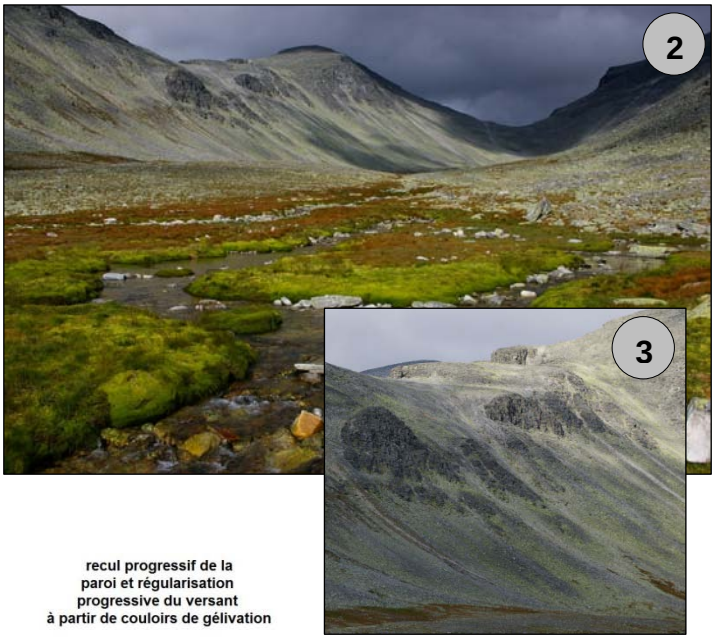
Objectif : valorisation de la fragilité mécanique des quartzites (versants).



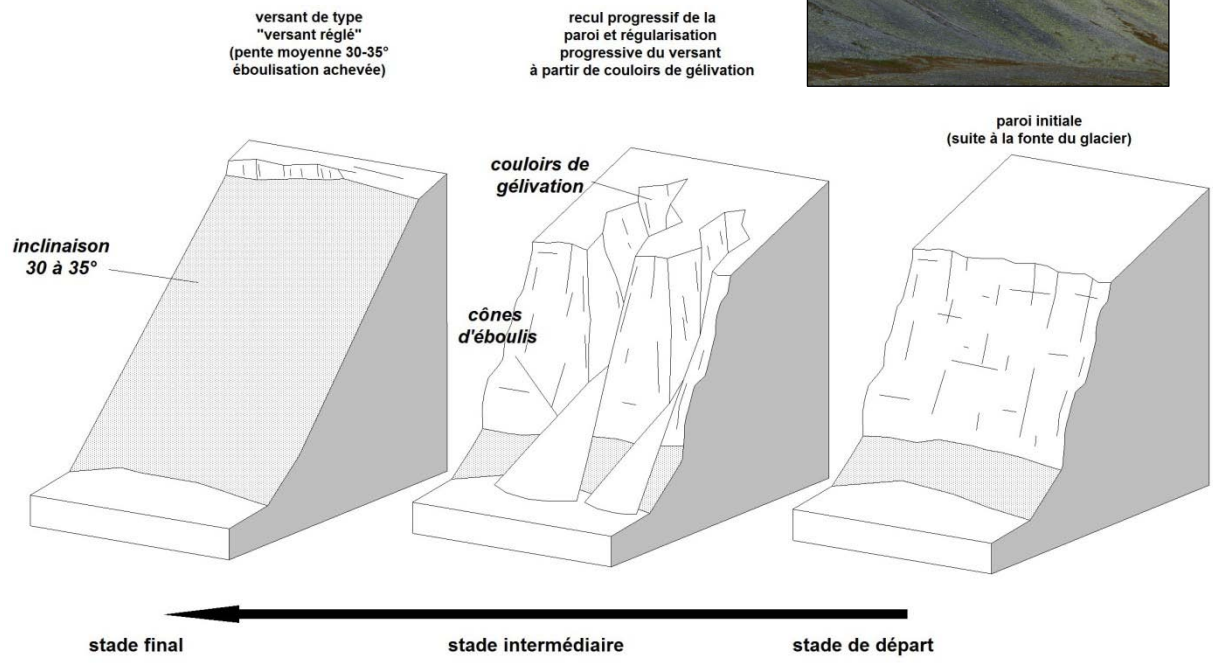
***Localisation du site* (1): le site d'observation se situe au nord est du refuge de Rondvassbu à 1 440 m d'altitude. L'accès se fait à partir du chemin de randonnée menant au Storronden (2 138 m).**

***Temps de marche* : 1h30.**

Description : le paysage est celui d'un **cirque glaciaire** («**Rondholet**» signifie «*le cirque des Rondane*») dont les versants encadrants sont occupés par de nombreux **cônes d'éboulis** (**2**). Certains éboulis sont pratiquement continus jusqu'au sommet (**3**).



4 **Etapes de l'évolution d'une paroi**



Explication : la fréquence des **éboulis** dans les Rondane s'explique par les caractéristiques de la roche : le **quartzite** comporte de nombreuses fractures (fissures, diaclases,…) qui permettent à l'eau de s'infiltrer. Compte tenu des conditions climatiques à cette altitude, l'eau contenue dans les fissures gèle et dégèle fréquemment ce qui aboutit à faire éclater la roche, donc à produire d'importantes quantités de **débris**. Ce processus est appelé la **gélifraction**. Les débris chutent par gravité et s'accumulent en bas de versant pour former progressivement des **cônes d'éboulis**. Ce phénomène, dénommé **éboulisation**, aboutit en principe à une régularisation de la paroi par des **versants réglés**, c'est-à-dire des versants rectilignes dont la pente est en moyenne de 30 à 35°. Ces formes sont donc démonstratives d'un processus d'érosion et d'un stade d'accomplissement (**4**).

2.2.2. - Valorisation des sites de surface

2.2.2.1. - Le replat à l'ouest du Veslehetta (Dovrefjell)

Le replat à l'ouest du Veslehetta (***planche 5***) permet l'observation d'un champ de blocs et comporte plusieurs intérêts. Le premier consiste à démontrer au public l'extrême sensibilité mécanique des quartzites aux processus d'érosion de type glaciaires (arrachement, délogement) et au gel. Il peut aussi être l'occasion d'initier le public à certaines méthodes employées par le chercheur et aux renseignements qu'il est par exemple capable d'extraire d'une observation à l'échelle des fragments de quartzite : les blocs sont en effet de plus en plus émoussés à mesure que l'on s'éloigne du cirque du Snöhetta, ce qui révèle un transport plus long par la glace et ce qui renseigne sur l'origine morainique du champ de blocs.

2.2.1.2. - La vallée du Smedbotn (Rondane)

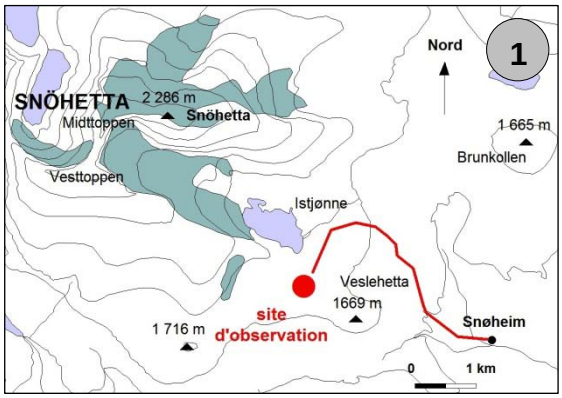
Le site du Smedbotn est un exemple de vallée glaciaire dont le fond est également occupé par un champ de blocs. Il est accessible à partir du refuge de Dørålseter (nord des Rondane). Ce géomorphosite est utile pour informer le public sur les mécanismes relatifs à l'érosion glaciaire mais également sur la sensibilité du quartzite à la gélifraction en raison des éboulis exemplaires qui jalonnent le pied des parois de la vallée (***planche 6***).

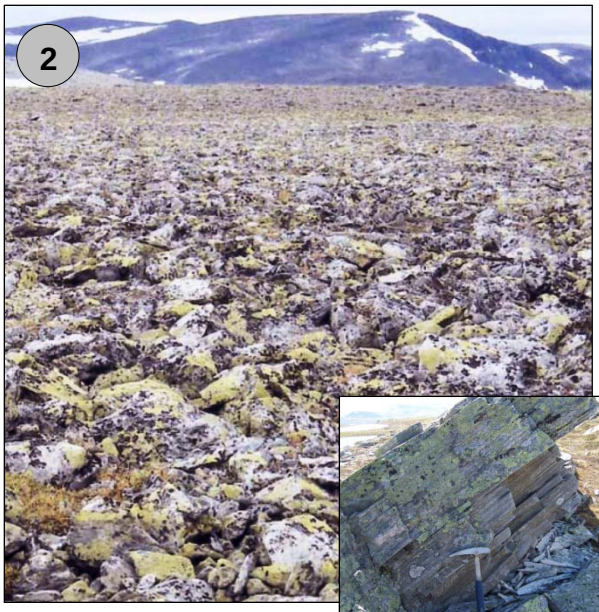
PLANCHE 5 : *le replat à l'ouest du Veslehetta (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation de la fragilité mécanique des quartzites (surfaces).

***Localisation du site* (1): le site d'observation se situe sur le replat à l'ouest du sommet du Veslehetta, à 1 620 m d'altitude.**

***Temps de marche* : 1h30.**

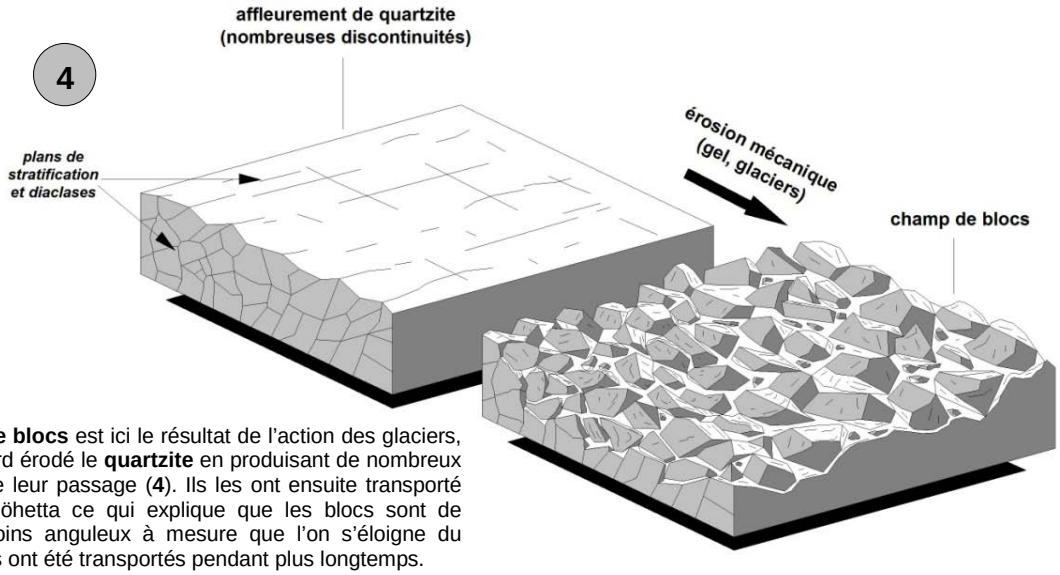






Description : le replat est occupé par un **champ de blocs** de plusieurs hectares, depuis le sommet du Veslehetta jusqu'au glacier du Snöhetta au nord ouest (**2**). La taille des blocs est en général inférieure à 1 m. Ils ont un aspect très anguleux à proximité du glacier tandis que leurs angles sont de plus en plus émoussés à l'approche du Veslehetta. La végétation est rare, d'une part en raison des conditions climatiques à cette altitude, d'autre part à cause de la texture fermée du champ de blocs : les pierres se jouxtent sans laisser subsister d'espaces favorables à la croissance des plantes adaptées à l'altitude.

Explication : le **champ de blocs** s'explique d'abord par les nombreuses discontinuités du **quartzite** (**3**) qui le rendent sensible aux processus d'érosion mécaniques (action du gel et des glaciers, par exemple). Le quartzite produit donc de nombreux fragments.



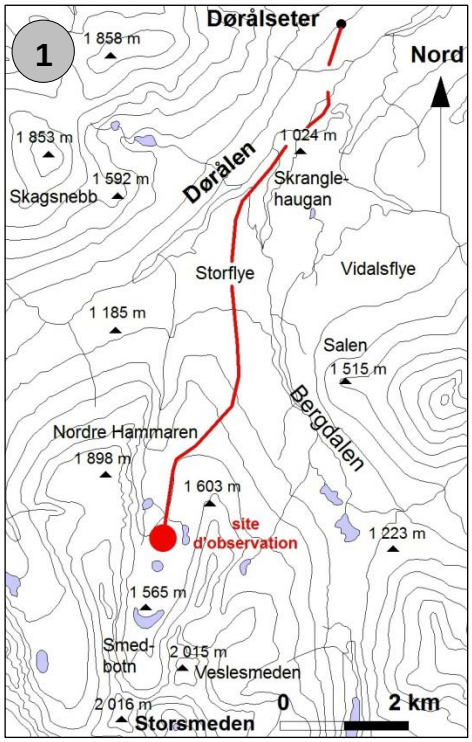
Ce **champ de blocs** est ici le résultat de l'action des glaciers, qui ont d'abord érodé le **quartzite** en produisant de nombreux débris lors de leur passage (**4**). Ils les ont ensuite transporté depuis le Snöhetta ce qui explique que les blocs sont de moins en moins anguleux à mesure que l'on s'éloigne du glacier, car ils ont été transportés pendant plus longtemps.

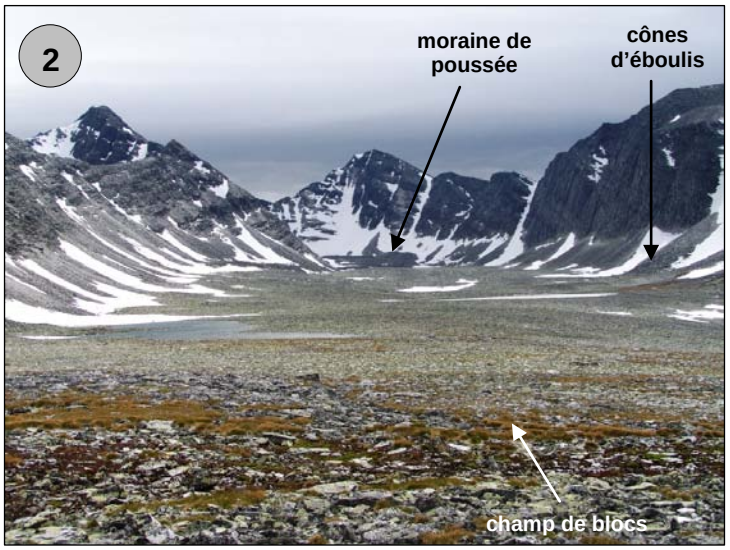
PLANCHE 6 : *la vallée du Smedbotn (Rondane)*

Objectif : valorisation de la fragilité mécanique des quartzites (surfaces).

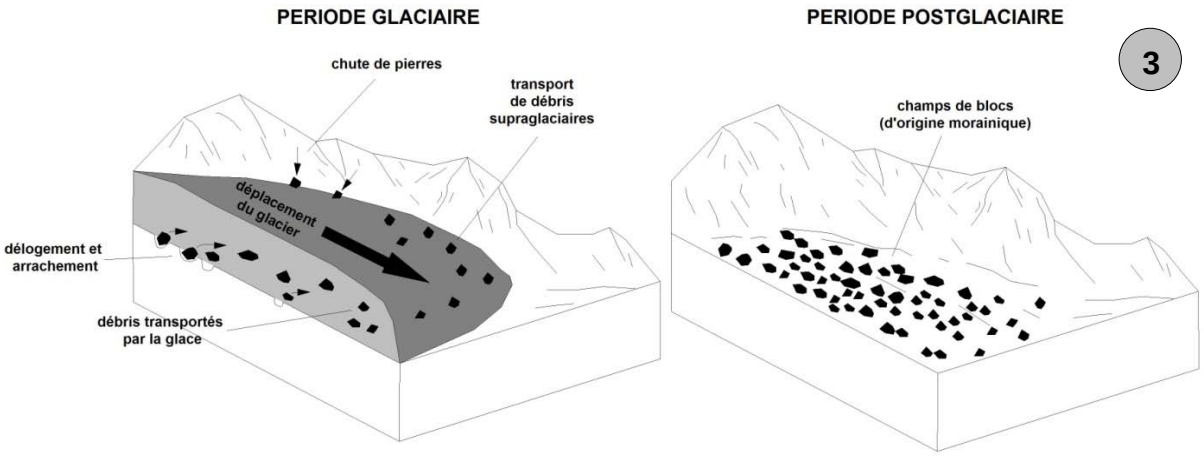
Localisation du site (1): ***le site d'observation se situe au milieu de la vallée du Smedbotn, à 1550 m d'altitude.***

Temps de marche : 3 à 4h00.





Description : le paysage consiste en un **champ de blocs** occupant la totalité du fond de cette **vallée glaciaire** qui se termine par un **cirque** (**2**). La base des parois de la vallée est jalonnée par des **cônes d'éboulis**. Le cirque glaciaire est barré par une **moraine de poussée**, constituée par des blocs de quartzite transportés par le glacier et abandonnés sur place lors de son retrait. Cette moraine marque l'avancée maximale des glaces lors de la période du Petit Age Glaciaire (XVIe-début du XXe siècle). L'aspect du fond du cirque prend ainsi l'aspect d'un creuset qui justifie sans doute son appellation, le «**Smedbotn**» signifiant en effet «*le cirque du forgeron*».



Explication (**3**): l'**érosion mécanique** comprend tous les processus d'érosion qui aboutissent à la production de débris, à l'inverse de l'érosion chimique qui produit des solutions. Les **quartzites** qui composent le massif des Rondane sont particulièrement fragiles à l'érosion mécanique en raison des nombreuses **fractures** qui les caractérisent. Ici, les **glaciers** sont responsables de l'arrachement et du délogement (érosion mécanique), à partir du substratum, des blocs qui composent le **champ de pierres**. Ces blocs proviennent aussi de l'action de la **gélifraction** (érosion mécanique) sur les versants qui surplombaient la glace. La gélifraction résulte de l'action des alternances de **gel** puis de **dégel** à partir des fractures de la roche. Elle est encore efficace aujourd'hui et aboutit à l'accumulation des pierres en bas des parois après leur chute (**cônes d'éboulis**). Les glaciers ont ensuite abandonnés l'ensemble de ces débris lors de leur fonte et ces fragments composent le champ de pierres qui occupe aujourd'hui le fond de la vallée.

3. - La valorisation des héritages morphologiques du Dovre-Rondane

En utilisant deux niveaux scalaires d'observation, l'opération de valorisation sur le thème de la fréquence des héritages du Dovre-Rondane se fonde également sur des géomorphosites et des points de vue (***figure 137***). L'objectif poursuivi ici consiste à montrer au public que le relief s'est construit par étapes successives puisqu'il a connu plusieurs séquences morphogéniques distinctes dont certaines marques sont conservées dans le paysage. L'objectif consiste donc à informer le public sur l'importance du cadre temporel dans l'analyse des reliefs et sur la surimposition des séquences morphogéniques dans le paysage.

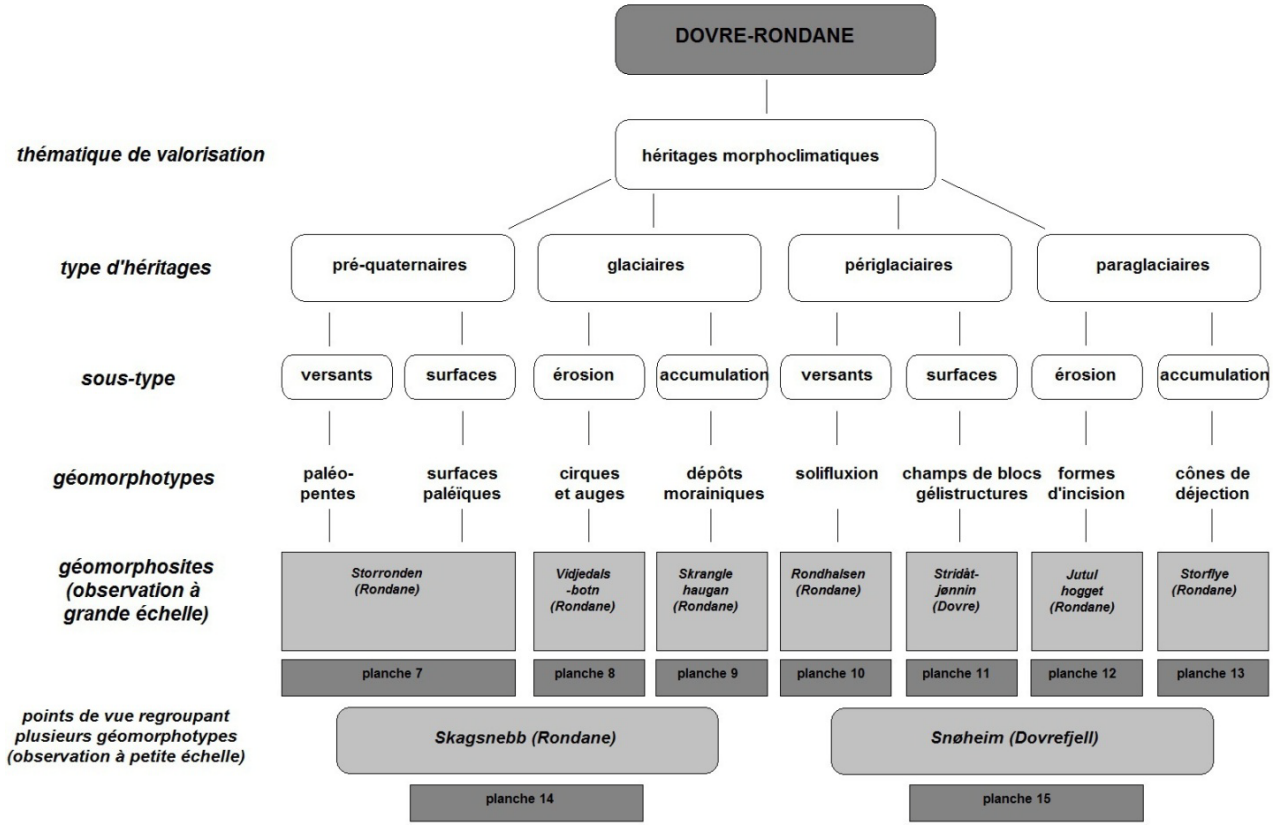


Figure 137 *: mise en valeur des héritages morphoclimatiques des massifs et choix de quelques sites remarquables.*

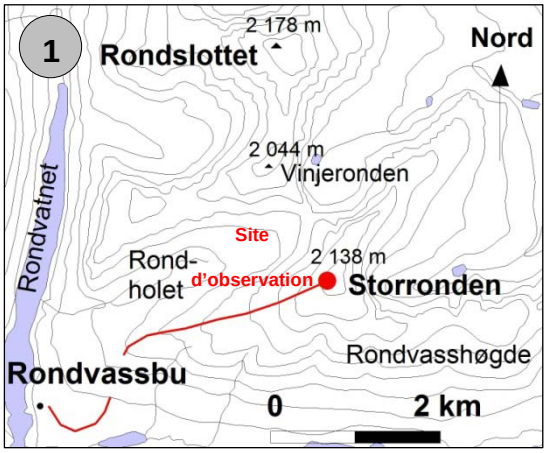
Quatre types d'héritages ont été distingués lors de l'inventaire des propriétés géomorphologiques générales du Dovre-Rondane : les héritages pré-quaternaires, glaciaires, périglaciaires et paraglaciaires donnent donc lieu à la caractérisation de plusieurs géomorphotypes puis à une sélection de quelques sites remarquables (***figure 137***).

3.1. La valorisation des héritages pré-quaternaires : l'ascension du Storronden (Rondane)

De nombreux sites peuvent servir à montrer au public que les massifs conservent des héritages des systèmes d'érosion pré-quaternaires et que leur aspect actuel tient par conséquent à une longue évolution sur le plan géomorphologique. Parmi eux, l'ascension du Storronden (2 138 m), dans le massif des Rondane, a été retenue parce qu'elle offre l'intérêt de réfléchir à l'histoire du relief du massif notamment par rapport au contexte glaciaire (***planche 7***). Elle s'appuie sur six arrêts recommandés au cours de l'ascension, et associe l'observation des pierriers de pente postglaciaires à celle des pierriers élaborés en contexte préglaciaire. Elle se fonde également sur l'observation des différents replats et des champs de blocs qu'ils supportent. Ces formes sont d'origine postglaciaire en dessous de la trimline weichselienne, fixée à 1 800 m par D. Sellier dans cette partie du massif (2002), mais présentent des arguments en faveur d'une élaboration préglaciaire, puis supraglaciaire, pour ceux qui recouvrent les secteurs sommitaux.

PLANCHE 7 : *le Storronden (Rondane)*

Objectif : valorisation des héritages pré-quaternaires.



Localisation du site* (1): *l'ascension du Storronden (2 138 m) auquel on accède par un chemin balisé au départ du refuge de Rondvassbu, est l'occasion de plusieurs arrêts consécutifs.

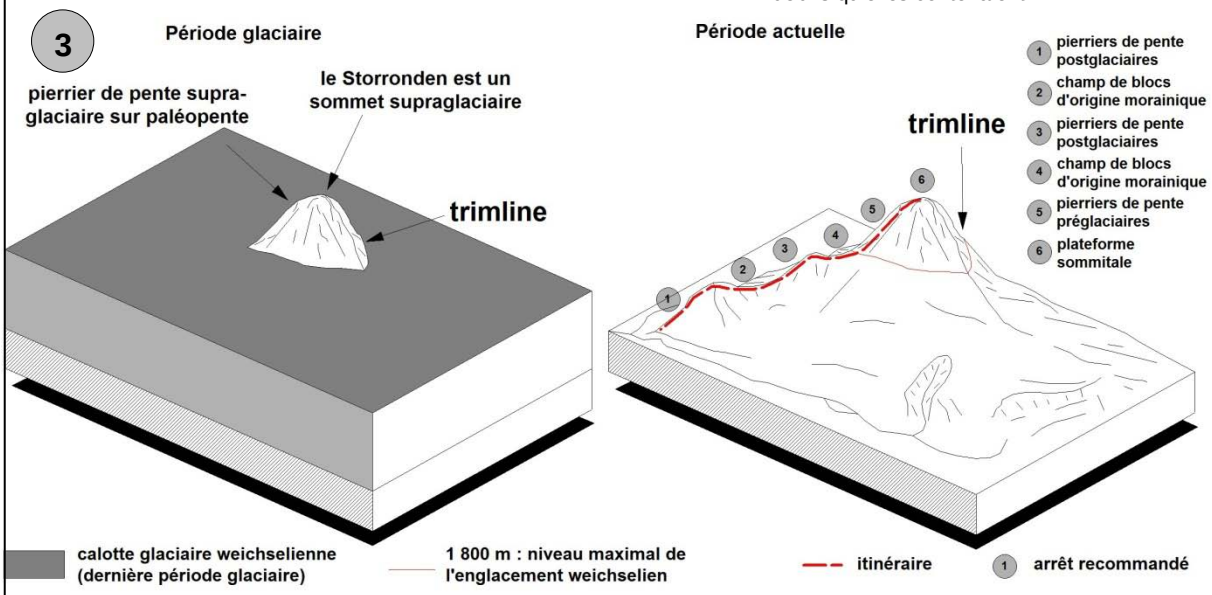
Temps de marche* : *5h00.

Description : le Storronden est le deuxième sommet des Rondane par l'altitude (**2**). Son ascension est une succession de paysages étagés, composés de **pierriers de pente** et de replats occupés par des **champs de blocs**. Le sommet en lui-même est une plateforme en pente douce où la roche est intensément fracturée (**2**).



Explication (**3**) : cet **étagement** des formes ne s'explique pas seulement par les phénomènes d'érosion actuels qui sont principalement liés au gel, mais également par le passé de ce sommet et notamment par ses rapports avec la dernière glaciation (**glaciation weichselienne**).

Les espaces en dessous de **1 800 m** étaient situés sous la calotte glaciaire weichselienne (**trimline**). Les pierriers de pente des arrêts **1** et **3** sont donc le résultat d'une **gélifraction postglaciaire** puisqu'elle n'a débuté qu'après la fonte des glaciers (fracturation des roches sous l'effet du gel et du dégel de l'eau contenue dans leurs fissures). Les replats (arrêts **2** et **4**) sont des **champs de blocs d'origine morainique**, qui résultent de l'abandon par les glaces, lors de leur fonte, des débris qu'elles contenaient.



Le cas du pierrier de pente de l'arrêt **5** est différent étant donné qu'il se situait au-dessus des glaciers pendant toute la durée de la dernière glaciation. Il repose sur une pente pré-quaternaire car elle n'a pas été englacée au cours du **Quaternaire** (**paléopente**). Ce pierrier est donc plus ancien et par conséquent plus évolué que les deux pierriers de pente précédents. Le champ de blocs situé au sommet (arrêt **6**) se situe dans le même cas de figure. Ces deux secteurs présentent donc des blocs très fracturés par le gel car leur temps d'évolution a été plus long (**2**).

Sur le Storronden se succèdent donc des témoignages (**héritages**) de plusieurs phases dans l'élaboration du relief. Celle-ci a débuté avant les périodes glaciaires, s'est poursuivi pendant le Quaternaire, et se poursuit aujourd'hui.

3.2. - La valorisation des héritages glaciaires

L'analyse des cartes géomorphologiques démontre que la fréquence des marques laissées par les glaciations quaternaires doit être considérée comme l'un des facteurs d'unité à l'échelle des massifs du Dovre-Rondane. À ce titre, les reliefs en question doivent être valorisés et la sélection des géomorphotypes se fonde ici sur une distinction entre les formes d'érosion et les formes d'accumulation.

Les formes d'érosion glaciaires les plus remarquables consistent surtout en des cirques glaciaires, dont la fréquence et le rapprochement contribuent à découper les interfluves pour aboutir à un relief cloisonné. Elles comportent aussi des auges de plateau (Illmanndalen, Langlupdalen) qui isolent plusieurs massifs centraux dans le Dovre comme dans les Rondane.

3.2.1. - Valorisation des formes d'érosion glaciaires : le site du Vidjedalsbotn (Rondane)

Les cartes géomorphologiques permettent de retenir plusieurs cirques glaciaires exemplaires : le cirque au sud du Snöhetta, dans le Dovre, offre par exemple l'avantage de conserver le glacier le plus important des domaines d'étude ; les cirques de Klarabotn ou de Kaldbekkbotn, dans les Rondane, se distinguent par les caractéristiques de leurs versants dont certains sont réglés.

Cependant, la plupart des cirques demeurent relativement difficiles d'accès, soit en raison de leur éloignement comme c'est le cas du Svånåtindan (Dovre) ou du Midtbotn (Rondane), soit en raison de la difficulté des marches d'approche qu'ils supposent (Smedbotn, Storbotn). Pour ces raisons, mais aussi pour respecter un équilibre dans la répartition des sites valorisés entre le nord et le sud des Rondane et entre l'est et l'ouest du Dovrefjell, le choix s'est arrêté sur le cirque de Vidjedalsbotn dans le nord des Rondane (***planche 8***). Ce cirque demeure relativement accessible à partir du refuge de Dørålseter, en même temps qu'il est exemplaire par la nature des parois qui l'encadrent et par l'ampleur de l'éboulisation postglaciaire qui les affecte.

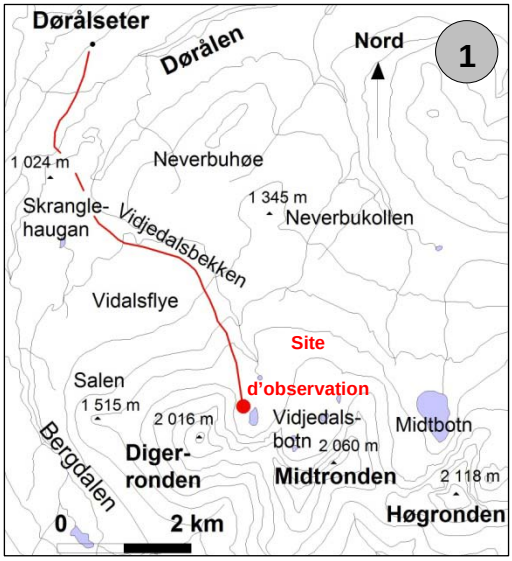
3.2.2. - Valorisation des formes d'accumulation glaciaires : le site de Skranglehaugan (Rondane)

L'analyse des cartes géomorphologiques révèle également la fréquence des formes d'accumulation glaciaires et permet de comprendre rapidement leur répartition. Ces marques du passage des glaces, relatives à des épisodes glaciaires successifs, se rencontre partout : moraines de poussée à l'entrée des cirques glaciaires, dépôts de moraine de fond sur les fjells ou les flye, lambeaux de moraines latérales sur les bordures des cirques ou à flanc de versant…

Cependant, la valorisation de ce géomorphotype a retenu uniquement, dans un premier temps, le site de Skranglehaugan, en vertu de son accessibilité en même temps que pour son originalité qu'il tient de l'ensemble remarquable de kettles qu'il conserve (***planche 9***).

PLANCHE 8 : *le cirque de Vidjedalsbotn (Rondane)*

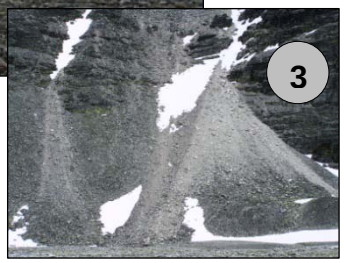
Objectif : valorisation des héritages quaternaires (formes d'érosion).

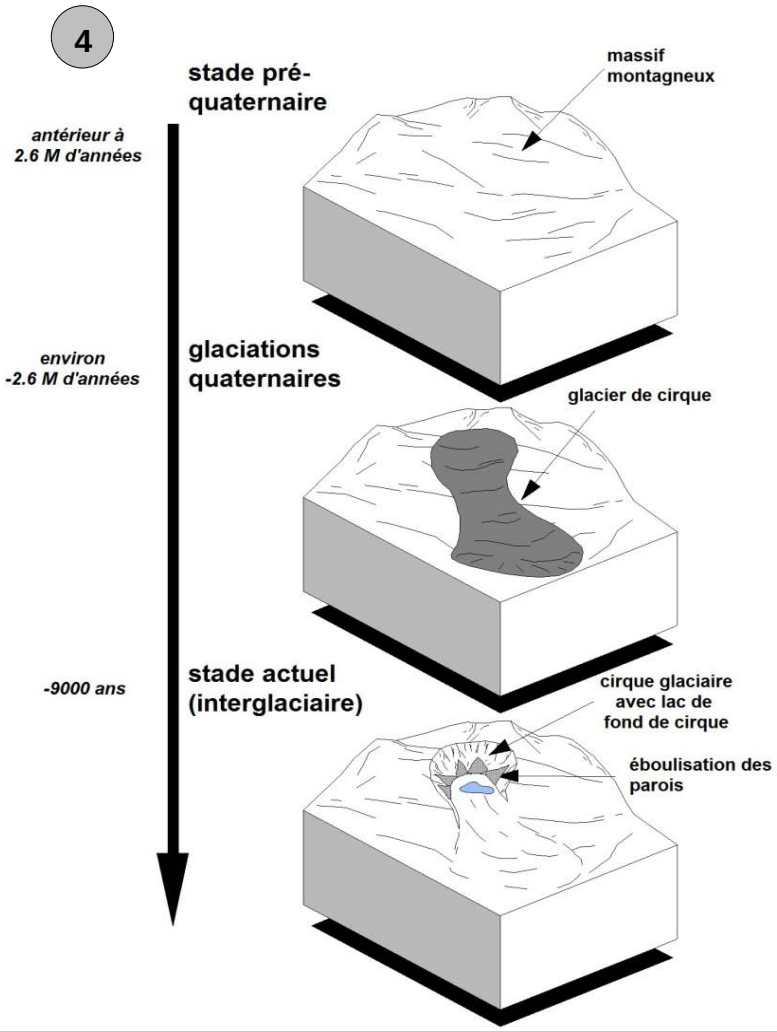


***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe dans le cirque de Vidjedalsbotn, à 1 530 m d'altitude. On y accède par le chemin balisé menant au Høgronden, une partie du trajet se trouvant hors-sentier (décrochement vers le sud à partir du lac Neverbutjønne).**

***Temps de marche* : 2h30 à 3h00.**





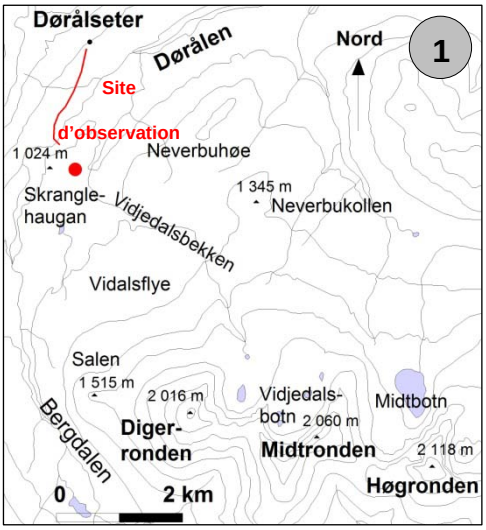


Description : le Vidjedalsbotn se situe à 1 530 m d'altitude. Son fond est pratiquement plat et conserve un petit lac au pied du Digerronden (**2**). Les versants encadrants le cirque sont des **parois** jalonnées à leur base par des **cônes d'éboulis** (**3**).

Explication (**4**) : cette vaste forme d'évidement est un **cirque glaciaire** qui résulte de l'action répétée des glaciers lors des phases de **glaciations** successives qui ont caractérisé la période géologique du **Quaternaire**. La multiplication des cirques aboutit, à l'échelle du massif, à un relief très cloisonné. Le travail érosif des glaces explique qu'elles aient laissé des parois abruptes. Celles-ci sont néanmoins attaquées, depuis environ 9 000 ans (fin de la dernière glaciation), par un phénomène dénommé **gélifraction**. Il s'agit de la fracturation des roches sous l'effet du **gel** et du dégel de l'eau contenue dans leurs fissures. Le **quartzite**, qui est la roche qui compose le massif, est particulièrement sensible à ce phénomène d'érosion car il contient de nombreuses fissures. L'efficacité de ce phénomène explique la mise en place d'**éboulis** au pied des parois du cirque. Ce site est par conséquent un exemple de la succession dans le temps d'un **système d'érosion glaciaire** à un **système d'érosion périglaciaire** (dominé par le gel).

PLANCHE 9 : *Skranglehaugan (Rondane)*

Objectif : valorisation des héritages quaternaires (formes d'accumulation).



Localisation du site* (1): *le géomorphosite se situe sur la rive droite du torrent Atna, à 1 080 m d'altitude. On y accède depuis le refuge de Dørålseter par le chemin balisé menant au Høgronden.

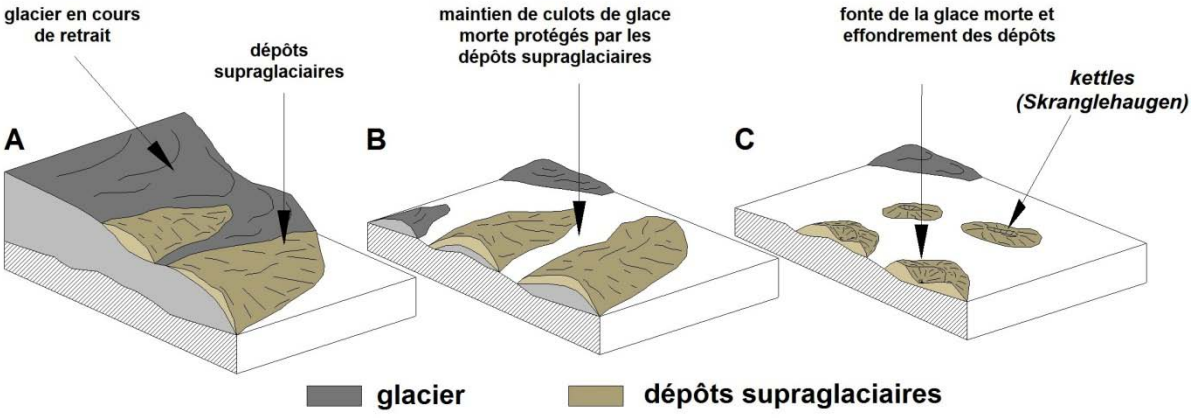
Temps de marche* : *45 mn.

Description : le site de Skranglehaugan est un vaste ensemble constitué de petites **collines** dont la hauteur est inférieure à 10 m en moyenne (**2**), associées à des **dépressions** parfois marécageuses (**3**). Les collines ne sont pas composées de roches mais de **matériel fin et de débris rocheux** de faible diamètre, aux angles émoussés. Le site est une succession désordonnée de reliefs et de dépressions, ce qui justifie son nom : «**Skranglehaugan**» signifie en effet «*les tertres où s'entend l'écho des cloches des troupeaux*».





4 **Etapes de formation des kettles :**



Explication (**4**) : ces reliefs associant des formes en creux à des formes en relief s'appellent des **kettles**. Ils résultent de la succession de deux phénomènes : à la fin de la dernière glaciation, les glaciers ont d'abord abandonné des morceaux de glace (**glace morte**) recouverts par d'abondantes quantités de débris (**dépôts supraglaciaires**). Ces culots de glace déconnectés du glacier ont ensuite progressivement fondus, provoquant l'effondrement des débris reposant au-dessus d'eux et expliquant du même coup cette succession de collines et de petites dépressions. Ces reliefs sont par conséquent un **héritage** de la dernière glaciation. Ils sont aussi une preuve de l'importance de la quantité de matériaux véhiculés puis abandonnés par les glaces il y a environ 9000 ans.

3.3. - La valorisation du thème des héritages périglaciaires

3.3.1. - La valorisation des formes sur versants : le site de Rondhalsen (Rondane)

La valorisation des héritages périglaciaires peut s'appuyer sur une multitude de géomorphosites compte tenu de la fréquence des formes périglaciaires fossiles dans les massifs. Deux catégories de géomorphotypes ont été retenues : d'une part les sites de versants, qui permettent d'observer des formes périglaciaires de fluage héritées ; d'autre part des sites de faible inclinaison qui conservent quant à eux de multiples gélistructures héritées de périodes plus froides que l'actuelle.

Le site de Rondhalsen, dans le sud des Rondane, a été retenu pour la bonne lisibilité des grandes coulées de gélifluxion qu'il conserve en même temps que pour la facilité de son accès à partir du refuge de Rondvassbu (***planche 10***).

3.3.2. - La valorisation des sites de surface : le site de Stridåjønnin (Dovrefjell)

Les abords du lac Stridåjønnin, dans le Dovre, offrent des qualités d'accessibilité identiques à partir du refuge militaire de Snøheim, et permettent d'observer l'une des plus importantes concentrations de grands cercles de pierres hérités de l'ensemble des domaines d'étude (***planche 11***).

La valorisation sur la thématique des héritages périglaciaires, outre le fait qu'elle entre en raisonnance avec la notion de temps en géomorphologie, est également l'occasion d'initier le public à un certain nombre de dynamiques périglaciaires comme la gélifluxion ou les effets du triage par le gel dans le sol. Dans un souci de progression de l'information, le choix a cependant été fait de ne pas faire appel pour l'instant à une terminologie trop complexe : les notions de contrastes ou de gradient de gélivité sont par exemple simplement suggérées.

3.4. - La valorisation sur le thème des héritages paraglaciaires

Dans le Dovre-Rondane, la thématique des héritages relevant de dynamiques de type paraglaciaires peut également s'appuyer sur de nombreux sites remarquables. Les géomorphotypes ont été classés en deux catégories. La première regroupe dans un premier temps les formes relevant d'un phénomène érosif (incision), la seconde traitant des formes caractéristiques de phases d'accumulation des matériaux.

3.4.1. - La valorisation de l'érosion paraglaciaire : le site de Jutulhogget (Rondane)

Le site de Jutulhogget a été choisi pour illustrer les dynamiques érosives ayant accompagnées la fusion des glaces weichseliennes (***planche 12***). Il mérite néanmoins un certain nombre de remarques étant donné sa signification complexe.

Il s'agit d'une gorge d'une profondeur comprise entre 20 et 40 m, d'une longueur d'environ 800 m, creusée en bordure du flye situé en face du refuge de Rondvassbu (Rondane). Cette entaille a été réalisée à la faveur d'une fragilité structurale due à une zone de broyage locale, associée à un faisceau de failles d'orientation est-ouest et à un débit en plaquettes du quartzite. Le profil transversal de la gorge et ses bords verticaux sont significatifs de l'exploitation d'une zone très fracturée dans le détail, 5 à 10 plans de fracture par mètre ayant été dénombrés (Sellier, 2002). Ce type de forme reste rare dans les massifs du Dovre-Rondane.

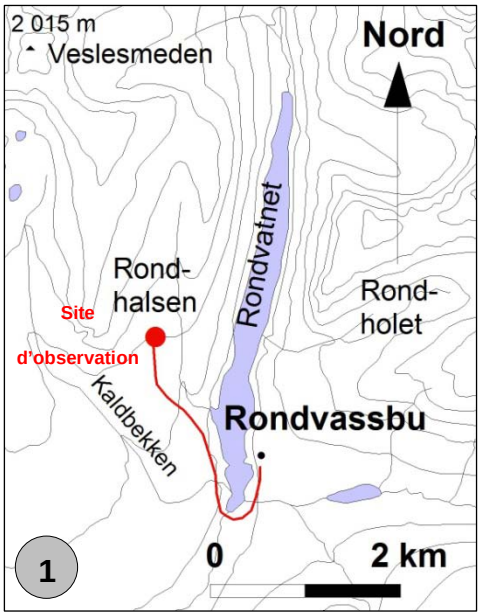
En Islande, de telles formes d'incision ont été identifiées dans des structures basaltiques massives (Kerguillec, 1999). Elles relèvent, en principe, d'une incision paraglaciaire et de l'intensité des écoulements proglaciaires ayant accompagnés le départ des glaces. L'importance du cône de déjection conservé au débouché du ravin témoigne effectivement de l'intensité des écoulements paraglaciaires dans ce secteur du massif (***planche 12***). Cependant, le profil en travers de Jutulhogget, au fond plat caractéristique, rappelle également certaines particularités des formes d'incision sous glaciaires. Par commodité, cette forme est donc rangée ici dans la catégorie des formes d'incision paraglacaires, bien qu'il soit à noter que son évidement a pu éventuellement débuter en position sous glaciaire.

3.4.2. - La valorisation des témoignages de l'accumulation paraglaciaire : le cône de déjection fluvioglaciaire du Storflye (Rondane)

La signification des formes d'accumulation paraglaciaires ne pose pas ce genre de difficultés d'interprétation et c'est dans la partie septentrionale du massif des Rondane que ce type de témoignages comptent parmi les plus exemplaires. Le grand cône de déjection du Storflye, au sud ouest de Dørålseter, a été retenu comme géomorphosite de valorisation compte tenu de son extension et de son excellente lisibilité dans le paysage (***planche 13***).

PLANCHE 10 : *Rondhalsen (Rondane)*

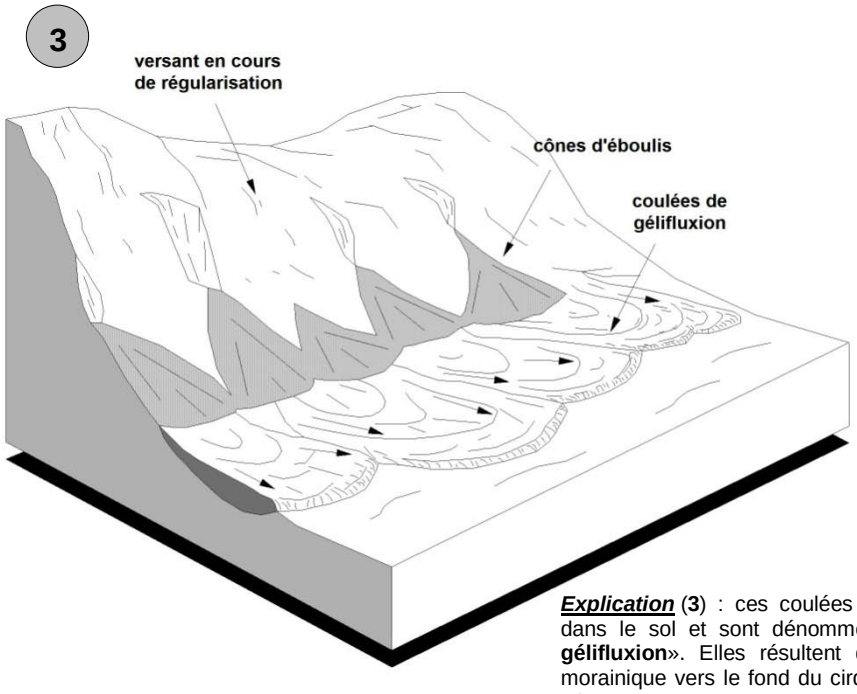
Objectif : valorisation des héritages périglaciaires (versants).



***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe au nord ouest du refuge de Rondvassbu. On y accède par le chemin menant au sommet du Veslesmeden.**

***Temps de marche* : 1h00.**



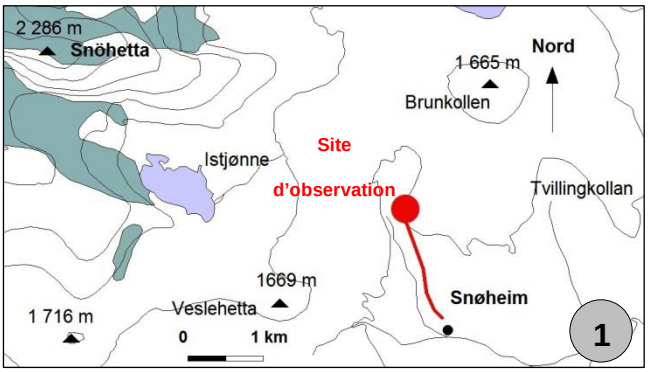


Description : le cirque de Rondhalsen s'élève de 1 350 à 1 650 m du sud au nord. Il est encadré par des versants évasés et rectilignes surmontés par des abrupts, à la base desquels on observe des cônes d'éboulis. Le fond du cirque est occupé par des **coulées** de matériel abandonné par les glaciers (**moraine de fond**), qui prennent la forme de grands lobes se terminant par un petit talus (**2**).

Explication (**3**) : ces coulées sont liées aux effets du gel dans le sol et sont dénommées de ce fait «**coulées de gélifluxion**». Elles résultent d'un lent fluage du matériel morainique vers le fond du cirque sous l'action du gel et du dégel des sols et de la gravité. Elles sont entièrement recouvertes de végétation ce qui renseigne sur leur immobilité actuelle. Ces formes, créées après la déglaciation du cirque, sont à attribuer à des périodes plus froides qu'aujourd'hui (période immédiatement postglaciaire ou refroidissement lors du **Petit Age Glaciaire** de l'époque médiévale au début du XXe siècle en Norvège). Elles sont donc un **héritage**.

PLANCHE 11 : *Stridåjønnin (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des héritages périglaciaires (surfaces).



***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe sur la bordure est du lac Stridåjønnin, à 1 500 m d'altitude. On y accède au départ du refuge militaire de Snøheim, par le chemin balisé menant au refuge de Reinheim, au nord.**

***Temps de marche* : 30 mn.**

Description : les abords du lac Stridåjønnin, au nord ouest du refuge de Snøheim, présentent des de **grandes figures** constituées d'un centre composé de terre et d'un pourtour fait de blocs rocheux dont les dimensions peuvent excéder 1 m (**2**). Ces figures sont colonisées par des végétaux de type *Carex*, des mousses et d'abondantes quantités de lichens. Elles ne sont pas isolées mais au contraire regroupées en un champ d'une superficie de plusieurs hectares.

Explication : ces figures sont dénommées des **cercles de pierres**. Elles résultent d'un processus dit «**périglaciaire**» car il est commandé par le gel (**3**). Sous l'effet du gel et du dégel, les matériaux du sol (horizons) n'ont pas le même comportement et certains gonflent davantage que d'autres. Ces **mouvements différentiels** ont pour effet de trier les matériaux. Dans le cas présent, les blocs de pierres sont rejetés en périphérie par les **mouvements de triage convectifs**, ce qui aboutit à la création d'une forme circulaire (**cercle de pierres**). Ces formes ne fonctionnent plus aujourd'hui comme le prouve l'importance de la colonisation végétale qui les affecte (**plantes pionnières**). Elles sont donc à attribuer à des périodes plus froides qu'aujourd'hui (période immédiatement postglaciaire ou refroidissement lors du **Petit Age Glaciaire** de l'époque médiévale au début du XXe siècle en Norvège).



3 **Phases d'évolution d'un cercle de pierres vers un stade fossile :**

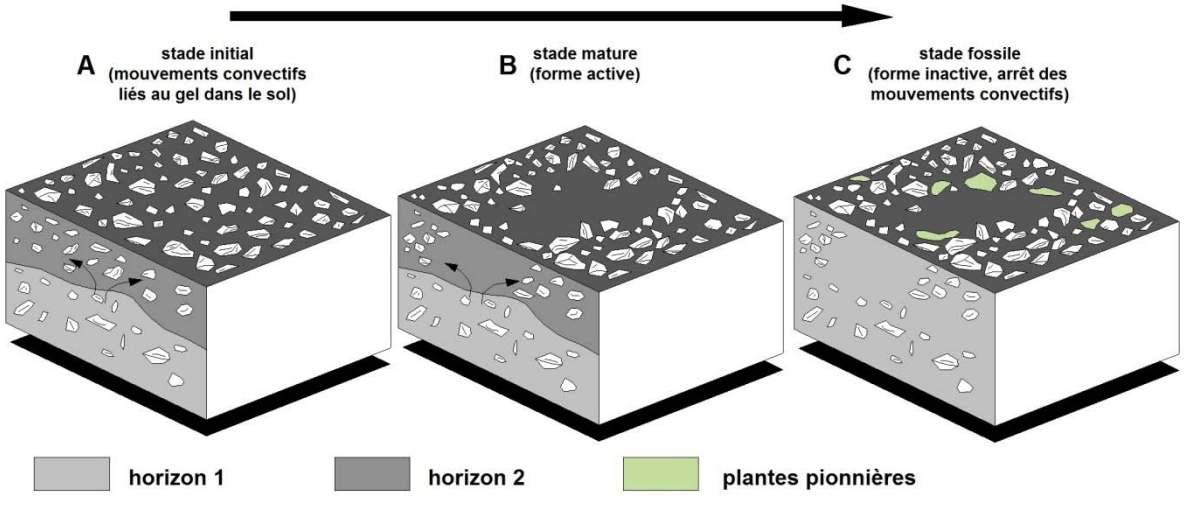
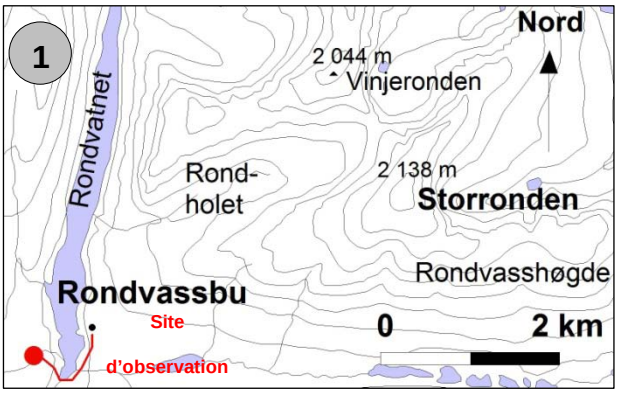


PLANCHE 12 : *Jutulhogget (Rondane)*

Objectif : valorisation des héritages paraglaciaires (formes d'érosion).



***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe en face du refuge de Rondvassbu. On y accède rapidement par le chemin balisé menant au refuge de Peer Gynt Hytta.**

***Temps de marche* : 30 mn.**





Description : le site de «**Jutulhogget**» est une **gorge** de 20 à 40 m de profondeur et de 800 m de longueur, creusée en bordure du flye en face du refuge de Rondvassbu par le torrent Kaldbekken (**2**). Le nom attribué à cette grande **forme d'incision** est significatif car il signifie «*le coup de hache du géant*» (**3**).

Explication : le torrent qui traverse actuellement la gorge n'est pas assez puissant pour avoir creusé une entaille d'une telle profondeur. On dit qu'il n'est pas suffisamment «**compétent**». Pour comprendre cette forme d'incision, il faut faire appel à des **dynamiques d'érosion passées**. Lors de la fonte des glaciers à la fin de la dernière glaciation, le torrent Kaldbekken récoltait d'importantes quantités d'eau de fonte, chargées en matériaux abrasifs (sables, fragments rocheux,…). Ces eaux ont profondément entaillé le rebord du plateau non seulement en raison de leur puissance et de leur charge abrasive, mais aussi parce que ce secteur se caractérise par un réseau de failles qui a rendu la roche plus fragile à cet endroit (**4**). L'importance du cône de déjection au débouché de la gorge témoigne en outre de la quantité de matériaux transportée par le torrent à cette époque (**2**).

Ce type de dynamique est appelée «**paraglaciaire**» car elle a été en grande partie provoquée par la fonte des glaciers.

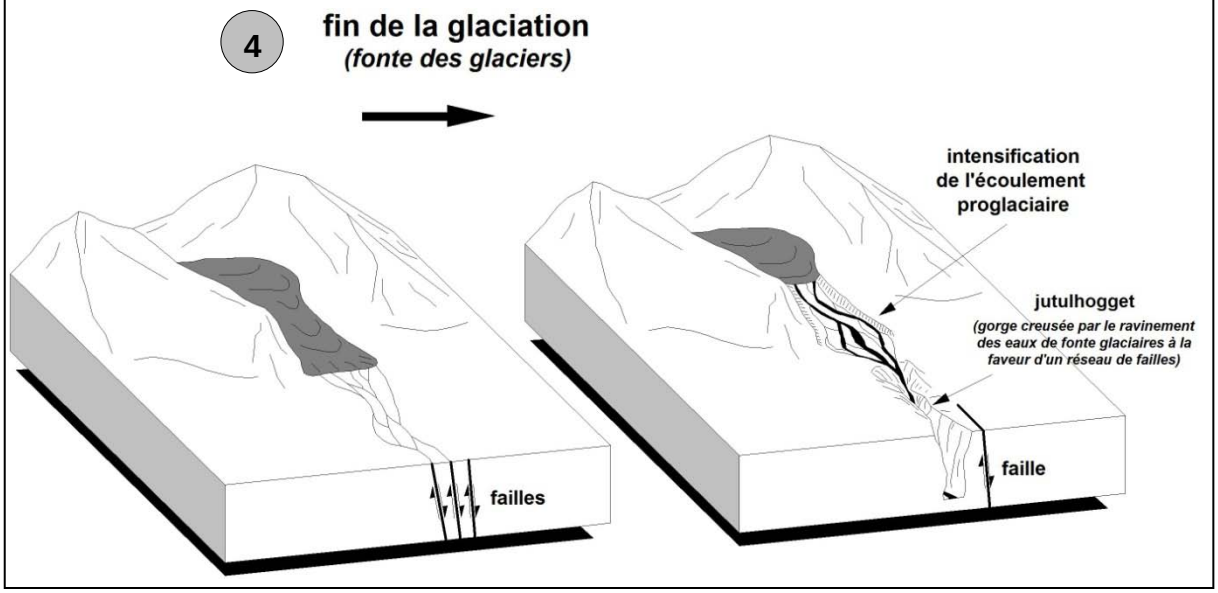
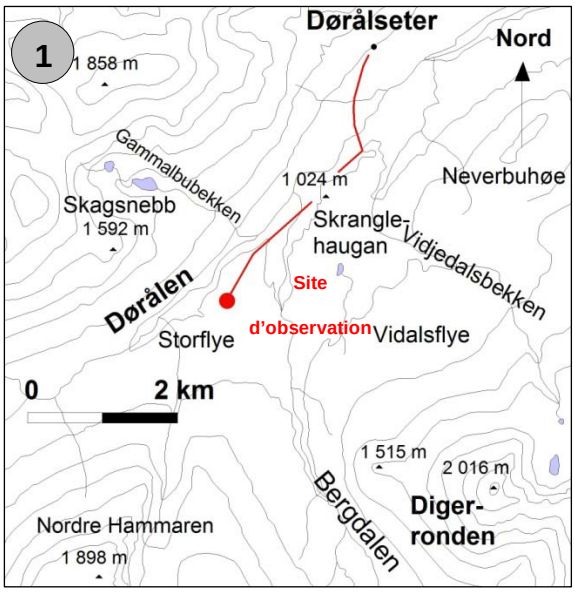


PLANCHE 13 : *Storflye (Rondane)*

Objectif : valorisation des héritages paraglaciaires (formes d'accumulation).

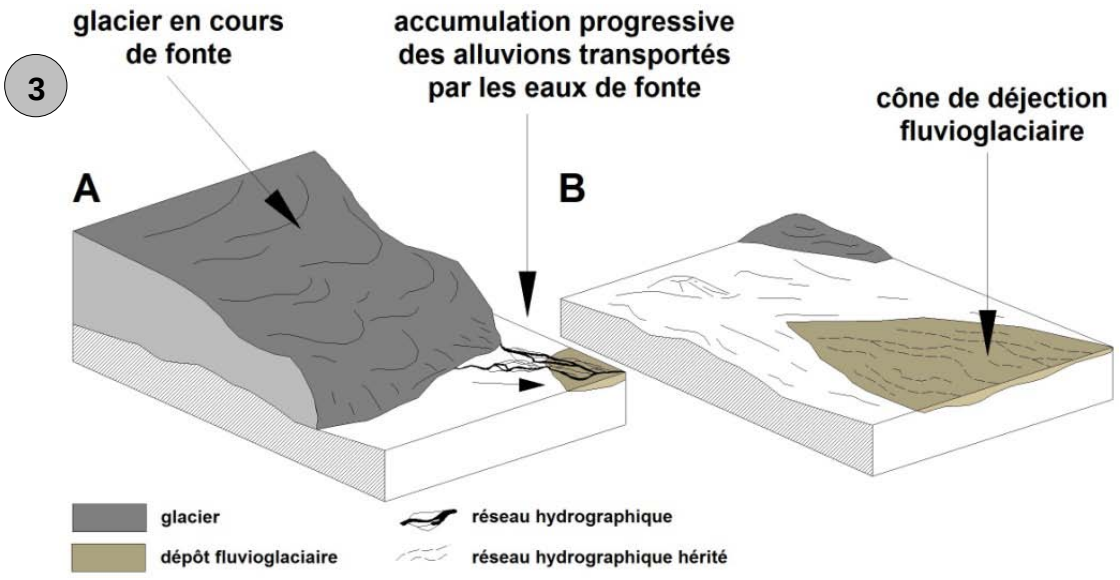


***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe sur le Storflye, en rive droite du torrent Atna, à 1 100 m d'altitude. On y accède par le chemin de randonnée menant au refuge de Rondvassbu, par la rive gauche du torrent Bergedalsbekken.**

***Temps de marche* : 1h00.**



Description : à proximité de la confluence entre le torrent Bergedalsbekken et l'Atna, le Storflye («*le grand plateau*» en norvégien) se termine par un vaste **cône de déjection** de plus d'1 km de largeur, où subsistent des chenaux superficiels qui ne drainent plus d'eaux courantes aujourd'hui (**2**).



Explication : ce **cône de déjection** est constitué de matériaux fins (sables, fragments rocheux, graviers) qui ont été enlevés par l'érosion sur les massifs montagneux qui surplombent la forme et qui ont été déposés à cet endroit par les eaux courantes. On parle d'une **forme d'accumulation** (synonymes : **forme de dépôt,** ou **forme de construction**).

Cette grande forme est à mettre en rapport avec une dynamique de type **paraglaciaire**, c'est-à-dire une dynamique dont les modalités ont été commandées par la fonte des glaciers à la fin de la dernière glaciation (9 000 ans). L'importance des eaux de fonte qui ont accompagné le départ des glaces a permis le transport d'une grande quantité de matériaux arrachés aux massifs par l'érosion glaciaire. Ces matériaux ont été déposés à cet endroit car les eaux courantes n'avaient plus suffisamment de force pour les transporter en raison d'une pente plus faible (on parle de **compétence de prise en charge**). Cette forme n'est plus fonctionnelle aujourd'hui car les chenaux qu'elle conserve, qui lui sont postérieurs, ne sont plus drainés. On dit qu'elle est **héritée**. Elle permet de retracer les modalités de l'érosion à la fin de la dernière glaciation.

3.5. - Une valorisation synthétique sur le thème des héritages à partir de points de vue

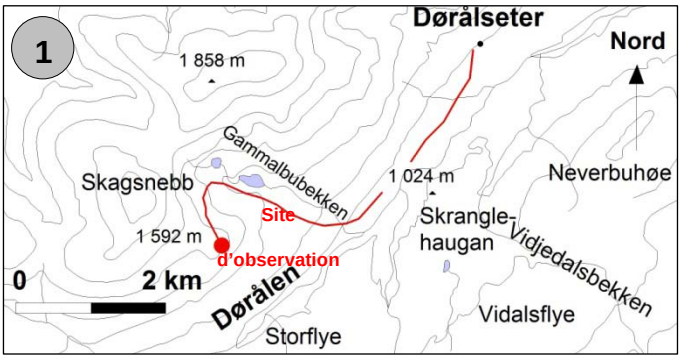
Deux sites offrant l'avantage d'un point de vue, donc d'une observation à petite échelle, sont également proposés pour chaque massif. Leur intérêt consiste surtout à proposer une valorisation d'ensemble sur la thématique des héritages morphogéniques et ils ont été choisis parce que chacun d'entre eux réunit la plupart des grands types d'héritages retenus.

Au nord du massif des Rondane, l'observation à partir du sommet périphérique du Skagsnebb (***planche 14***) permet de retracer les étapes qui ont participé à l'élaboration du relief : l'excellente lisibilité des paléopentes du Nordre Hammaren et de l'ensemble Storsmeden-Veslesmeden permet au public de saisir l'importance de l'évidement par les entailles glaciaires quaternaires par rapport aux reliefs primitifs. Ce site offre également un point de vue unique sur le grand cône de déjection du Storflye et permet de ce fait au public d'apprécier l'ampleur des dynamiques paraglaciaires dans cette partie du massif (***planche 13***).

Dans le Dovrefjell, une observation à partir du refuge de Snøheim en direction du massif du Snöhetta présente des intérêts similaires, à condition de faire apparaître, sur le schéma d'interprétation proposé en support de la valorisation, le niveau probable de la trimline weichselienne (***planche 15***). Cette précision permet par conséquent au public de saisir, dans une certaine mesure, l'ampleur de l'érosion quaternaire. Ce site bénéficie également d'une grande facilité d'accès étant donné qu'il ne suppose qu'une marche de seulement 15 minutes à partir du parking de l'entrée du parc.

PLANCHE 14 : *le Skagsnebb (Rondane)*

Objectif : valorisation des héritages à partir d'un panorama.



***Localisation du site* (1): le point de vue se situe au sommet du Skagsnebb (1 592 m). On y accède par le chemin balisé au départ de Dørålseter en direction de la vallée Verkilsdalen. La deuxième moitié du trajet s'effectue hors-sentier.**

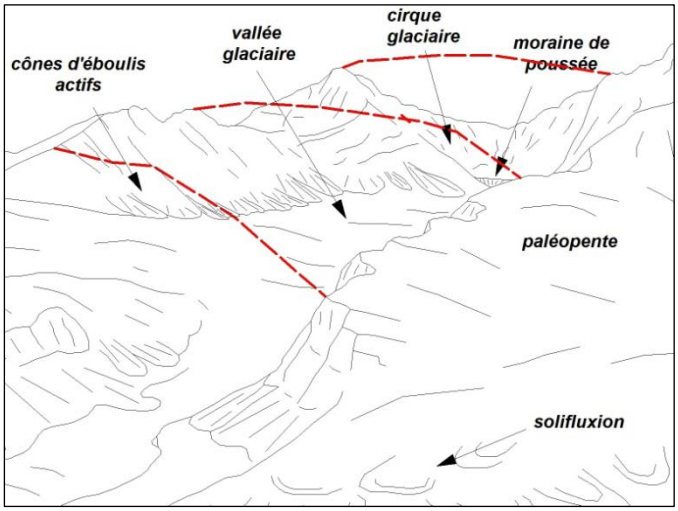
***Temps de marche* : 2h30 à 3h00.**



Description : on observe depuis le *Skagsnebb* plusieurs reliefs qui aident à retracer l'évolution du massif des Rondane : du nord est au sud ouest, les *reliefs de Skranglehaugan*, le *grand cône du Storflye* (**3**), la vallée glaciaire menant au cirque du *Smedbotn* (**2**) et celle de *Verkilsdalen*, sont des jalons qui aident à reconstruire les grandes étapes de cette évolution.



4 **Reconstitution de l'évolution du relief à l'aide des héritages**



Explication (**4**) : le massif des Rondane se présentait sous la forme d'un grand dôme avant le **Quaternaire** (-2.6 M d'années), période géologique caractérisée par une succession de **périodes glaciaires** et d'**interglaciaires**. Les limites de ce dôme sont représentées par des pointillés rouges sur la **figure 4** et sont notamment jalonnées par d'anciennes pentes (**paléopentes**). Plusieurs glaciations ont ensuite progressivement érodé ce massif originel, par des **vallées glaciaires** (Bergedalen, *Smedbotn*, *Verkilsdalen*) et des **cirques glaciaires** (*Smedbotn*).

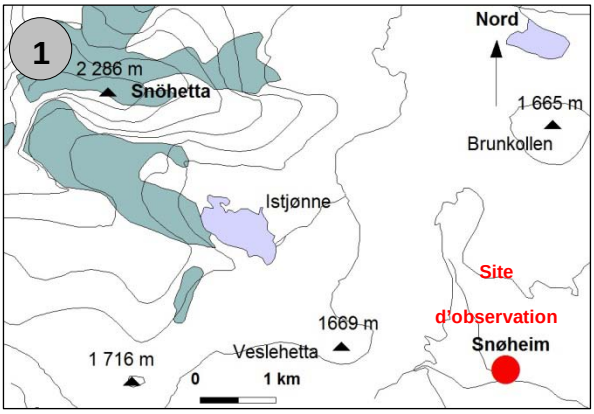
À la fin de la dernière glaciation, les eaux de fonte glaciaires ont transporté puis déposés les matériaux arrachés au massif par les glaces, dans les secteurs les plus bas et les moins inclinés (cône de déjection du *Storflye* (**3**). *Skranglehaugan*, qui est un ensemble de petites collines associées à des dépressions appelés **kettles**, s'est formé à la même période, toujours en relation avec le retrait des glaciers.

Aujourd'hui, le relief évolue sous l'effet de processus d'érosion dénommés **périglaciaires**, car ils sont commandés par le **gel**. Les roches du massif (**quartzites**) sont très sensibles à ce type d'érosion car elles sont parcourues par de **nombreuses fractures** qui permettent à l'eau de s'infiltrer. L'eau contenue dans ces fissures gèle puis dégèle de nombreuses fois dans l'année, ce qui aboutit à faire éclater la roche, donc à produire de nombreux débris. À la base des versants s'observe ainsi de nombreux **cônes d'éboulis**, qui sont le résultat de l'accumulation de ces débris après leur fracturation et leur chute par gravité. Le gel provoque également un fluage des matériaux sur les versants, dénommé **gélifluxion** (**4**). Le relief des Rondane est donc le résultat de plusieurs **phases** distinctes, appelées **séquences morphogéniques**.

PLANCHE 15 : *Snøheim (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des héritages à partir d'un panorama.

1

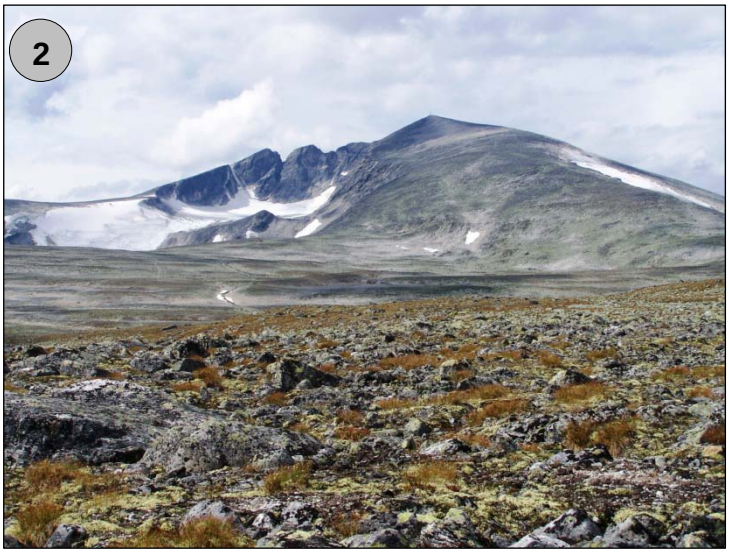


***Localisation du site* (1): le point de vue se situe au refuge de Snøheim, auquel on accède depuis le parking de l'entrée du parc en suivant la piste en direction du Snöhetta.**

***Temps de marche* : 15 mn.**

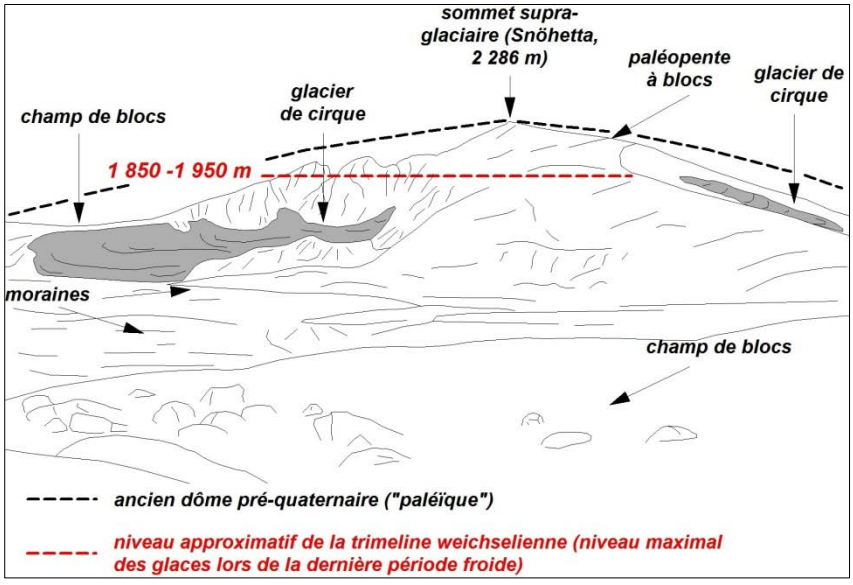
Description : l'observation du massif du Snöhetta depuis *Snøheim* renseigne sur les étapes de son évolution (**2**). Le massif est un grand dôme entamé par des entailles occupées par des glaciers. Il est cerné, à sa base, par des dépôts et des champs de blocs.

2



Explication : le Snöhetta se présentait sous la forme d'un grand dôme avant le **Quaternaire** (-2.6 M d'années), période géologique caractérisée par une succession de **périodes glaciaires** et d'**interglaciaires**. Les limites de ce dôme sont jalonnées par d'anciennes pentes (**paléopentes**), qui sont recouvertes de blocs (**3**). Ces **pierriers de pente** ont évolué en position supraglaciaire durant tout ou partie du Quaternaire et sont par conséquent anciens. La ligne en pointillés rouge sur la **figure 3** représente par exemple le niveau maximal atteint par les glaces lors de la dernière glaciation (**trimline weichselienne**).

Les glaciations successives ont progressivement érodé ce massif originel durant le Quaternaire, notamment par des **cirques**, qui conservent aujourd'hui encore de petits glaciers. Les matériaux arrachés au Snöhetta par l'érosion glaciaire ont été abandonnés en contrebas du massif à la fin de la glaciation (**moraines** et **champs de blocs**).



3 **Reconstitution de l'évolution du relief à l'aide des héritages**

Le relief du Snöhetta est donc le résultat de plusieurs **phases** distinctes, appelées **séquences morphogéniques**. Il est principalement soumis aujourd'hui à des processus d'érosion appelés **périglaciaires** car ils sont commandés par le gel. Les cirques qui contiennent encore des glaciers sont toujours le siège d'une **érosion glaciaire**.

4. - La valorisation des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane

La valorisation sur le thème des étagements périglaciaires fonctionnels prend en compte plusieurs axes prioritaires et utilise avant tout les données extraites de cette thèse. Elle s'appuie sur des géomorphosites, mais également sur des cheminements : la mise en place d'itinéraires à partir de la limite inférieure de l'étage concerné a été choisie pour ses qualités pédagogiques car elle permet au public d'observer la totalité de l'étage périglaciaire fonctionnel à partir des niveaux les plus bas jusqu'aux altitudes sommitales (***figure 138***).

Le premier objectif consiste d'abord à valoriser le Dovre-Rondane en tant qu'étage périglaciaire le plus épais d'Europe. Ainsi, après avoir rappelé la signification morphoclimatique de la limite inférieure de cet étage, la valorisation peut transmettre au public la manière dont elle se manifeste par les formes sur le terrain. Il s'agit par conséquent de partager la méthode de détermination utilisée par le chercheur (formes de premier rang). Étant donné que le système morphogénique périglaciaire est mal connu du profane, la valorisation doit s'orienter vers une initiation aux dynamiques périglaciaires et à leurs effets morphologiques variés, à la fois sur les sols saisonnièrement gelés et sur pergélisol. Sur les sites d'observation retenus, elle invite donc le public à découvrir principalement des *formes de triage* et des *formes de fluage*.

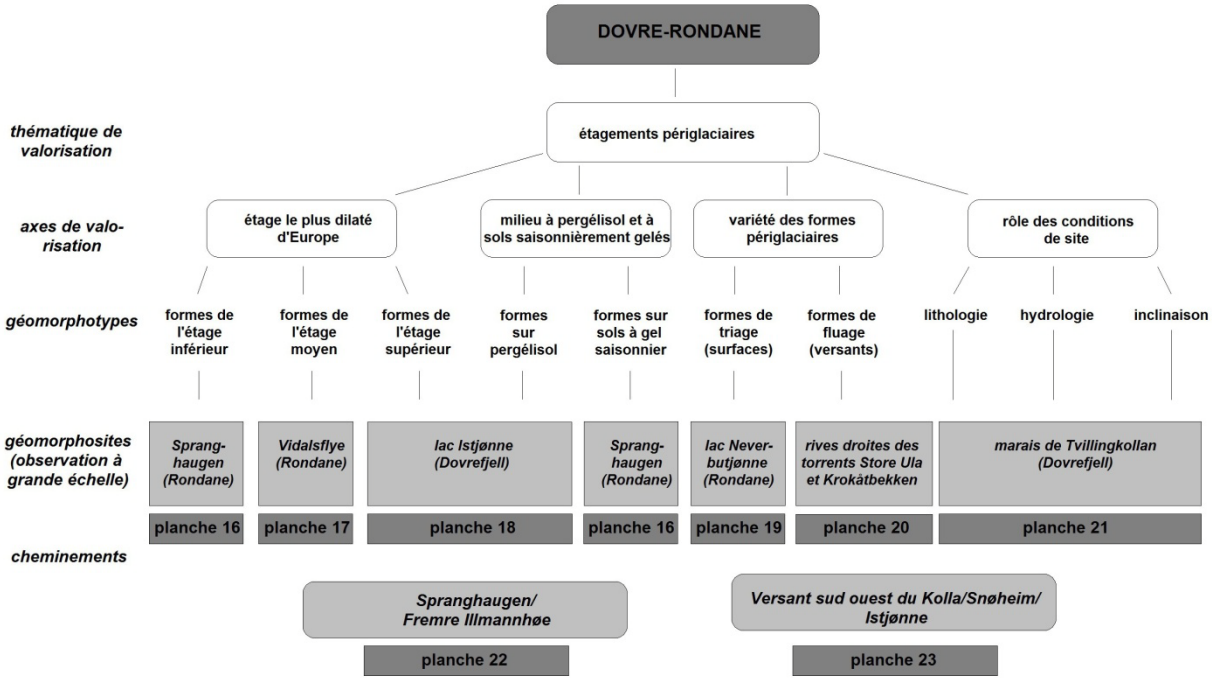


Figure 138 *: mise en valeur des étagements périglaciaires des massifs et choix de quelques sites remarquables.*

La complexité des dynamiques périglaciaires implique de ne retenir qu'un lot d'informations restreint à un certain nombre de notions fondamentales. Elle implique également de s'en tenir à un langage vulgarisateur simplifié. Les contrastes et les gradients de gélivité, au même titre que leur évolution par migration des fines et illuviation, sont suggérés mais non désignés en tant que tels. Par ailleurs, lorsqu'il y a lieu d'évoquer les horizons du sol, ceux-ci ne sont pas détaillés comme ils le seraient dans une étude scientifique, mais regroupés selon leur comportement face au gel : plutôt que d'évoquer leur composition, il paraît dans un premier temps plus pédagogique d'évoquer par exemple des «*horizons très gélifs*» ou des «*horizons moins gélifs*», qui sont des notions plus facilement perçues par le public. Pour les mêmes raisons, la valorisation se limite volontairement à proposer au public d'observer des formes aisément identifiables compte tenu de leurs dimensions ou de leur regroupement. Par conséquent, la lisibilité des formes en même temps que leur exemplarité comptent parmi les paramètres dont il a le plus été tenu compte dans la sélection des sites remarquables.

Cette thématique de valorisation s'appuie sur un certain nombre de clichés et de figures d'ores et déjà présentés au cours des deux premières parties de la thèse. Le cas échéant, les illustrations concernées ont été simplifiées et dans certains cas complétées par souci pédagogique.

Cette thèse a insisté sur l'épaisseur exceptionnelle de l'étage périglaciaire actif du Dovre-Rondane et cette caractéristique fait partie de ses propriétés fondamentales. L'opération de valorisation doit donc incorporer ce thème dans sa démarche.

Le géomorphosite de Spranghaugen, dans le sud des Rondane, est sans aucun doute le plus adapté pour montrer au public les premières formes à mettre en relation avec les effets du gel dans le sol, non seulement parce que les formes concernées sont facilement identifiables, mais également parce que son accès ne nécessite aucune marche d'approche étant donné que les formes sont visibles autour du parking de l'entrée du parc (***planche 16***). En montrant au public s'apprêtant à visiter le massif que le gel saisonnier est morphologiquement efficace dès 1 000 m d'altitude et que les Rondane ne conservent pas de glaciers, il est donc possible de lui faire prendre conscience, au-delà de la signification même de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, de l'exceptionnelle épaisseur de cet étage par rapport à d'autres massifs montagneux européens.

Le site du Vidalsflye (***planche 17***) donne l'occasion au public d'observer des formes encore plus démonstratives des effets du gel dans le sol (plaques de cryoéjection), surtout si elles sont comparées aux figures élémentaires rencontrées dès la base de l'étage périglaciaire actif.

Par commodité, le site du lac Istjønne a été choisi pour valoriser deux thématiques : il a été retenu pour valoriser non seulement l'apparition de formes périglaciaires dans un milieu à pergélisol, mais également parce qu'il concerne des formes appartenant à l'étage périglaciaire supérieur et qui comptent parmi les plus élaborées des domaines de recherche (**planche 18**). La mise en relation de ces gélistructures avec le développement d'un talik n'est pas évoquée étant donné qu'il ne s'agit pour l'instant que d'une hypothèse qui reste à démontrer.

4.1. - La valorisation de la variété des formes périglaciaires dans le Dovre-Rondane

Dans les Rondane, les géomorphosites des rives des torrents Store Ula et Krokåtbekken (***planche 20***) et du lac Neverbutjønne (***planche 19***) proposent deux possibilités différentes pour l'observation des formes périglaciaires et des dynamiques qui leur sont associées. Les berges escarpées des torrents Store Ula et de son affluent, le torrent Krokåtbekken en provenance du cirque de Krokåtbekkbotnen, ont des inclinaisons comprise entre 15 et 35° qui autorisent la plupart des dynamiques périglaciaires de fluage. Ce secteur abonde en effet en blocs fluants, en terrassettes de gélifluxion mais compte également un certain nombre de petits lobes de gélifluxion fonctionnels. Le deuxième géomorphosite est un site de surface, donc un secteur caractérisé par des dynamiques périglaciaires de triage qui sont ici particulièrement lisibles étant donné qu'il s'agit sans doute de l'une des plus importantes concentrations de petits cercles de pierres fonctionnels des massifs.

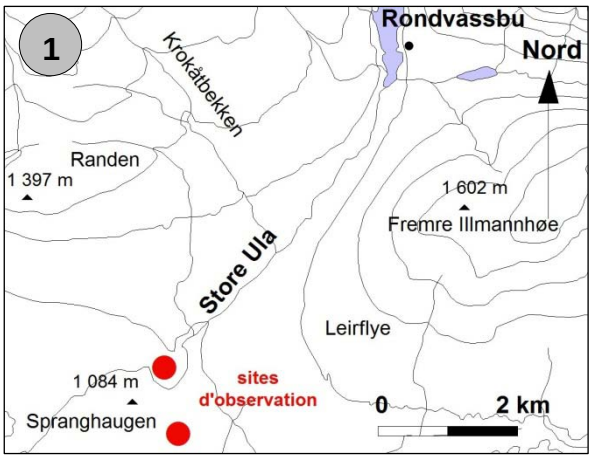
4.2. - La valorisation de l'importance des conditions de sites dans l'expression morphologique des dynamiques périglaciaires

À de nombreuses reprises, ce travail a insisté sur l'importance capitale des conditions de site dans l'expression morphologique du périglaciaire. Il paraît par conséquent justifié d'inclure ce thème dans la valorisation des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane. À ce titre et compte tenu du souci constant d'adopter un discours simple, celle-ci doit cependant chercher à ne retenir que les paramètres les plus décisifs et parmi eux la structure, l'hydrologie et l'inclinaison. Le géomorphosite du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell) est un cas d'école dans ce contexte : par son exemplarité, par la variété de ses formes et par la lisibilité de leurs successions spatiales en fonction des variations dans les paramètres précités, il permet au public de se saisir l'influence de chacune de ces variables dans les dynamiques périglaciaires et dans les formes qui leurs sont associées.

Parce qu'il concentre, sur un espace restreint, des variations dans l'inclinaison, dans la granulométrie et dans les données hydrologiques, ce site est sans aucun doute plus adapté qu'un cheminement pour initier le public à la prise en compte d'un ensemble de paramètres dans la lecture du relief et dans la compréhension de la morphogenèse actuelle (***planche 21***).

PLANCHE 16 : *Spranghaugen (Rondane)*

Objectif : valorisation des formes de 1er rang sur sols saisonnièrement gelés et de l'épaisseur de l'étage périglaciaire.



***Localisation du site* (1): le site de Spranghaugen se situe sur le parking de l'entrée du parc des Rondane.**

***Temps de marche* : 10 mn.**

Description : les abords immédiats du parking présentent des **taches de terre**, principalement aux endroits dépourvus de végétation (**2**). En rejoignant le torrent Store Ula au nord (300 m), on constate également, sur les berges, des **blocs entourés d'un anneau de terre** fraîchement déplacée (**3**) ainsi que de **petites terrasses** au sommet plan et se terminant par une contremarche de quelques décimètres de hauteur (**4**).







Explication (**5**) : le site de Spranghaugen, et plus généralement l'ensemble du fjell de Mysusæter, se situe à une altitude moyenne de 1 000 m. À ce niveau, le climat franchit une **limite fondamentale** puisque la température moyenne annuelle est d'environ 0° C. Plus bas, dans la grande vallée de Gudbrandsdalen et sur les rebords du fjell, le climat est de type **tempéré** ce qui permet la croissance de l'arbre et l'extension de la forêt. Sur le fjell, les températures ne permettent plus qu'une végétation de type toundra. Elles se situent toute l'année aux alentours de 0° C et le gel est par conséquent très fréquent. Les alternances de gel et de dégel, parce qu'elles sont suffisamment nombreuses, provoquent l'éclatement des roches sous l'effet des changements de volume de l'eau contenue dans leurs fissures (**gélifraction**). Elles provoquent aussi des mouvements dans les sols, ce qui conduit à l'éjection en surface de certains horizons : la forme créée en surface s'appelle dans ce cas un **ostiole** (**2**). Ces mouvements conduisent également à l'enfoncement des blocs rocheux, qui sont dénommés des **blocs plongeants** (**3**). Sur les versants, le gel et le dégel provoquent enfin des **mouvements de fluage**, caractérisés par des formes dénommées **terrassettes de gélifluxion** (**4**). Le climat est donc responsable de l'apparition de formes spécifiques : il s'agit d'un **climat subpolaire**, et les formes concernées sont des **formes périglaciaires**. On rencontre des formes périglaciaires jusque sur les plus hauts sommets des Rondane parce qu'ils ne sont pas occupés par des glaciers. C'est par conséquent le massif d'Europe où l'**étage périglaciaire** est le plus épais (1 200 m d'épaisseur).

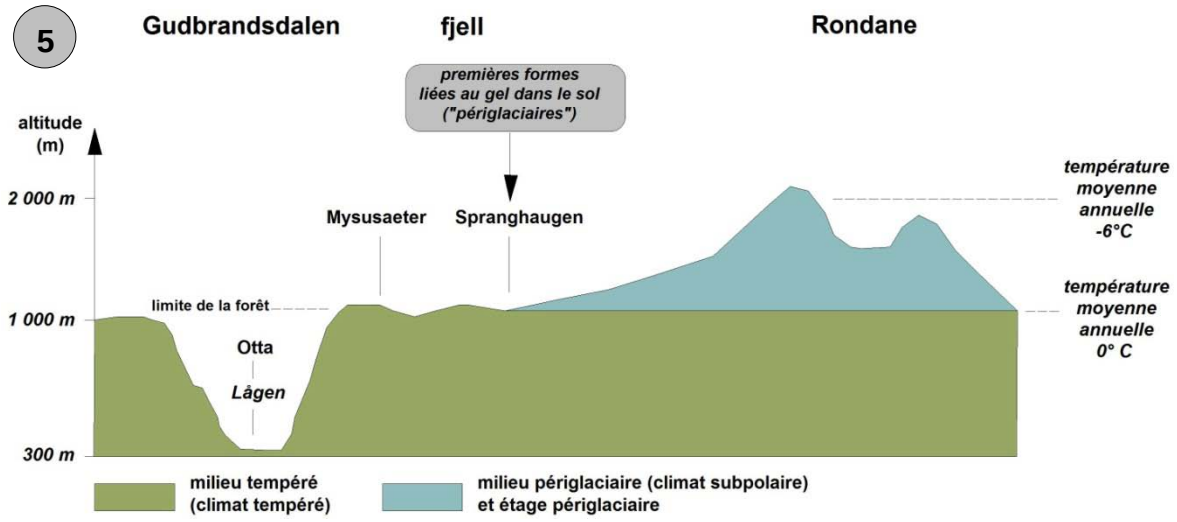
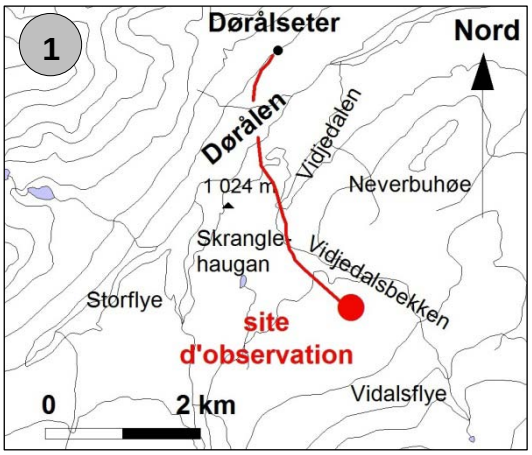


PLANCHE 17 *: le Vidalsflye (Rondane)*

Objectif : valorisation des formes de 2e rang (étage périglaciaire moyen).

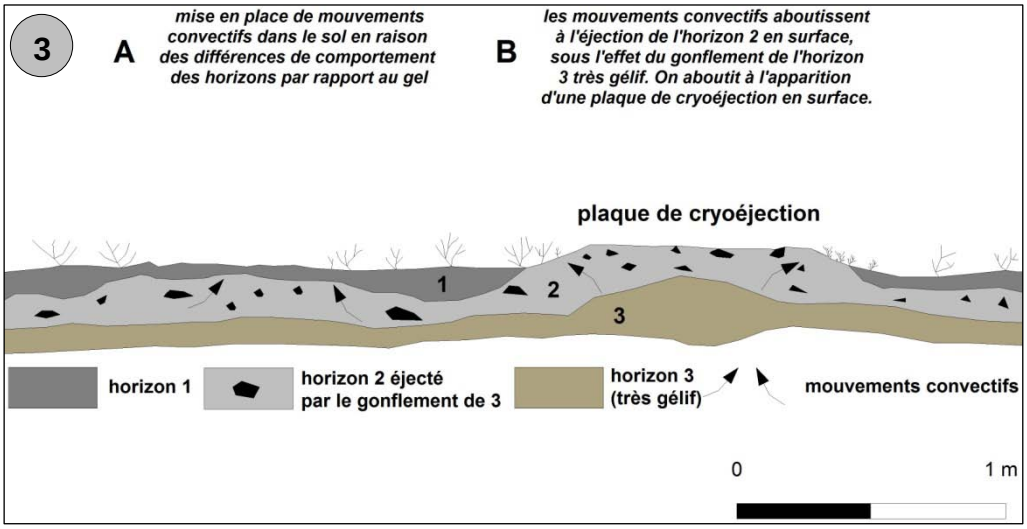


***Localisation du site** (1): le site d'observation se situe sur le Vidalsflye, en rive gauche du torrent Vidjedalsbekken, à 1 220 m d'altitude.*

***Temps de marche** : 1h30 à partir de Dørålseter.*



Description : sur le site d'observation, le versant en pente douce (pente < 7°) du Vidalsflye présente des **plaques de terre** mélangée à de petits cailloux. Ces plaques sont regroupées en **champs**, où l'on peut observer plusieurs dizaines de formes similaires (**2**).



Explication (**3**) : ces formes sont dénommées **plaques de cryoéjection**. Elles sont liées aux mouvements créés par les **alternances de gel et de dégel** dans le sol et sont dénommées «**formes périglaciaires**» pour cette raison. Le gel puis le dégel de certains horizons du sol provoquent en effet leur **gonflement** et l'apparition de **mouvements convectifs** qui aboutissent à l'**éjection** des matériaux en surface (terre, cailloux).

Les alternances de gel et de dégel doivent cependant être suffisamment nombreuses pour être en mesure de créer une telle forme. Ce phénomène est possible dès 950 m d'altitude, donc sur le fjell menant au refuge de Dørålseter, parce que les températures annuelles y sont en moyenne de 0° C. Il se manifeste cependant, à ces altitudes, par des formes plus petites (**4**).

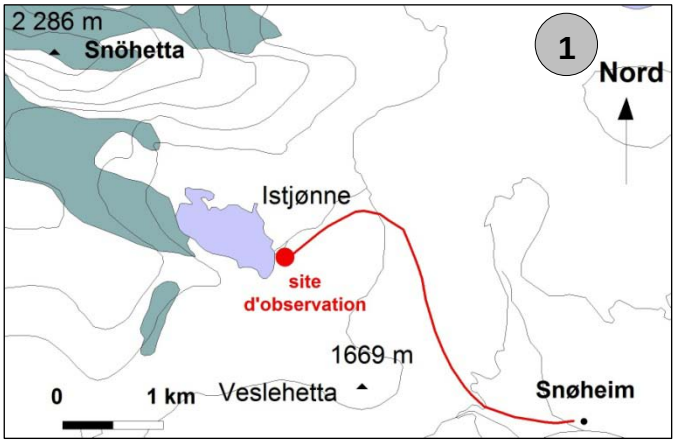


micro- éjection de terre à 1 000 m d'altitude.

Ici, les températures annuelles sont plus rigoureuses que sur le fjell puisqu'elles se situent aux alentours de - 2° C. Elles donnent donc lieu à des formes aux dimensions plus importantes (**plaques de cryoéjection**) et ces formes sont encore plus grandes si l'on s'élève en altitude. Le changement des températures avec l'altitude détermine par conséquent un **étagement des formes périglaciaires**, et celui-ci est le plus important d'Europe puisqu'il s'étend de 950 m d'altitude jusqu'aux plus hauts sommets du massif (2 178 m).

PLANCHE 18 : *le lac Istjønne (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des formes de 3ème rang (étage périglaciaire supérieur) sur pergélisol.



***Localisation du site* (1): le site se situe à 1 615 m d'altitude, en bordure du lac Istjønne. L'accès se fait à partir du refuge de Snøheim, en empruntant le chemin balisé en direction du Snöhetta.**

***Temps de marche* : 1h30.**

Description : les abords du lac Istjønne présentent de grandes formes caractérisées par un centre de terre à laquelle s'ajoutent quelques fragments de roche, et d'un pourtour composé majoritairement de gros blocs rocheux ennoyé par les eaux du lac (**2**). «**Istjønne**» signifie «*le lac glacé*», ce qui renseigne sur les conditions climatiques à cette altitude.



Explication (**3**) : ces formes sont de **grands cercles de pierres**. Dans le Dovrefjell, elles comptent parmi les plus grandes formes liées aux effets du gel dans le sol. Le site d'observation se situe à 1 615 m et à cette altitude, la température moyenne annuelle est d'environ -5° C. De telles conditions climatiques permettent l'existence d'un sol gelé en permanence (**pergélisol**), tandis que la partie superficielle du sol (**couche active**) est animée de nombreuses phases de gel suivies de dégel. Ces alternances provoquent des mouvements convectifs dans les horizons du sol qui réagissent le plus au gel (horizon 1 très gélif sur la **figure 3**). Ces mouvements, facilités par le pergélisol, aboutissent à un tri des matériaux en fonction de leur réaction au gel : les blocs rocheux sont rejetés en périphérie et ce mouvement aboutit à une **forme périglaciaire triée**. La proximité des eaux du lac facilite le travail du gel car les sols sont imbibés d'eau ce qui amplifie leur gonflement.

On observe des formes similaires dans les milieux polaires et subpolaires et dans le Dovrefjell, l'activité du gel est perceptible en surface dès l'altitude de 900 m, avec des formes certes beaucoup plus petites (quelques décimètres de large). À ce titre, le massif présente un des **étages périglaciaires** les plus développés d'Europe.

A mise en place de mouvements convectifs dans la couche active en raison des différences de comportement des horizons par rapport au gel.

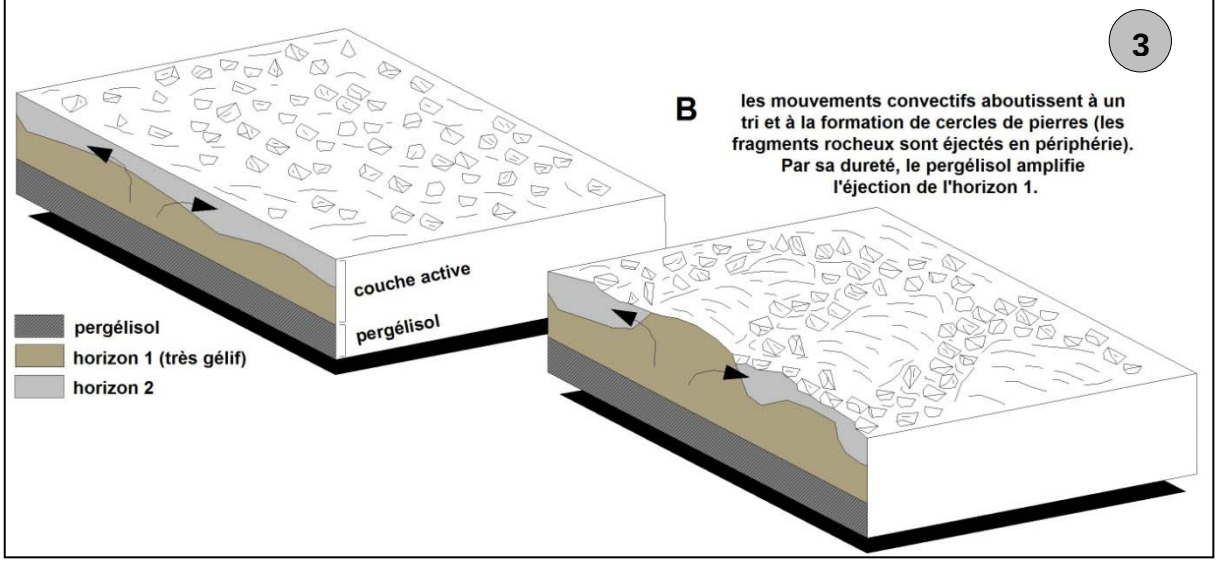
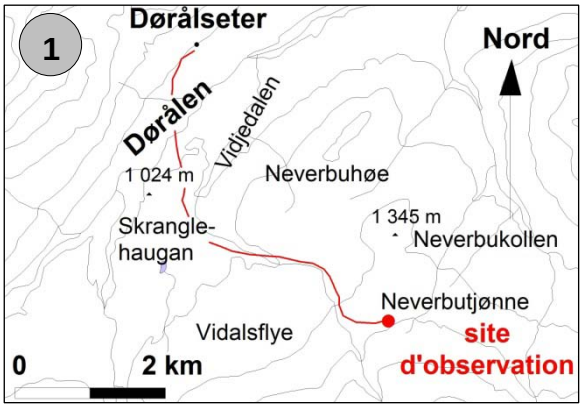


PLANCHE 19 : *le lac Neverbutjønne (Rondane)*

Objectif : valorisation des formes de triage (surfaces).

1



Localisation du site (1): le site se situe en bordure du lac Neverbutjønne. L'accès se fait à partir de Dørålseter en suivant le chemin balisé menant au sommet du Høgronden.

Temps de marche : 2h30.

Description : le lac ***Neverbutjønne*** signifie «*le lac de l'abri en écorce de bouleau*». Ses abords, dont les inclinaisons sont faibles voire nulles, présentent de nombreuses formes de géométrie circulaire composées d'un pourtour de blocs et d'un centre de terre (**2**).

2



Explication (**3**) : ces formes s'appellent des **cercles de pierres** et sont à mettre en relation avec les effets répétés du **gel** et du dégel des sols. À cette altitude, la température moyenne annuelle est de - 2° C : les sols gèlent et dégèlent par conséquent de nombreuses fois dans l'année (de 100 à 120 fois par an environ).

Lorsque l'inclinaison du terrain est faible, l'alternance répétée des **cycles gel/dégel** provoque des mouvements convectifs dans le sol qui aboutissent à un tri des matériaux en fonction de leur réaction face au gel. Les pierres sont ici rejetées vers la périphérie de la forme. On nomme ce phénomène une **dynamique périglaciaire de triage**.

Dans les Rondane, le gel est suffisamment fréquent pour créer des formes en surface dès 950 m d'altitude environ. On se situe dès cette altitude dans un **étage périglaciaire actif**.

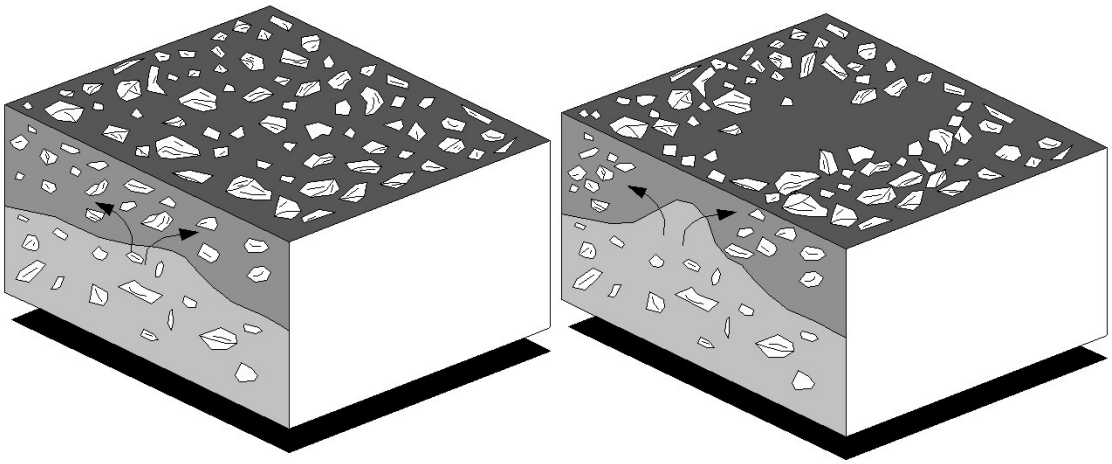
3

A stade initial

mise en place de mouvements convectifs dans le sol en raison des différences de comportement des horizons par rapport au gel

B cercle de pierres

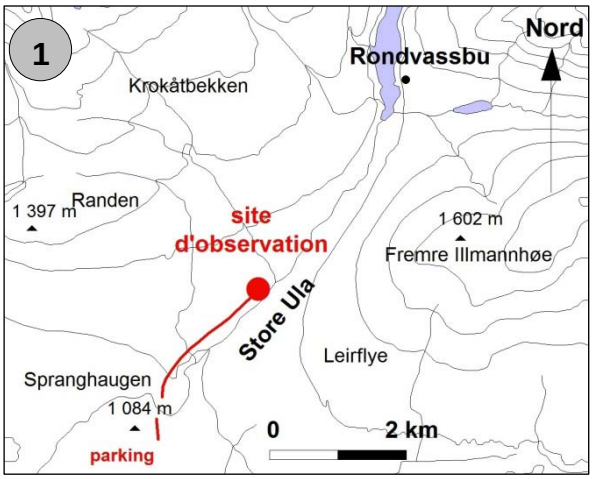
les mouvements convectifs aboutissent à un tri (les fragments rocheux sont rejetés vers l'extérieur). On aboutit à l'apparition d'un cercle de pierres.



horizon 1 (plus gélif)

horizon 2 (moins gélif)

PLANCHE 20 : *rives droites des torrents Store Ula et Krokåtbekken (Rondane)*



Objectif : valorisation des formes de fluage (versants).

***Localisation du site* (1): les rives des torrents store Ula et Krokåtbekken sont accessibles à partir du parking de l'entrée du parc, en suivant le chemin de randonnée en rive droite.**

***Temps de marche* : 1h00 à partir du parking.**

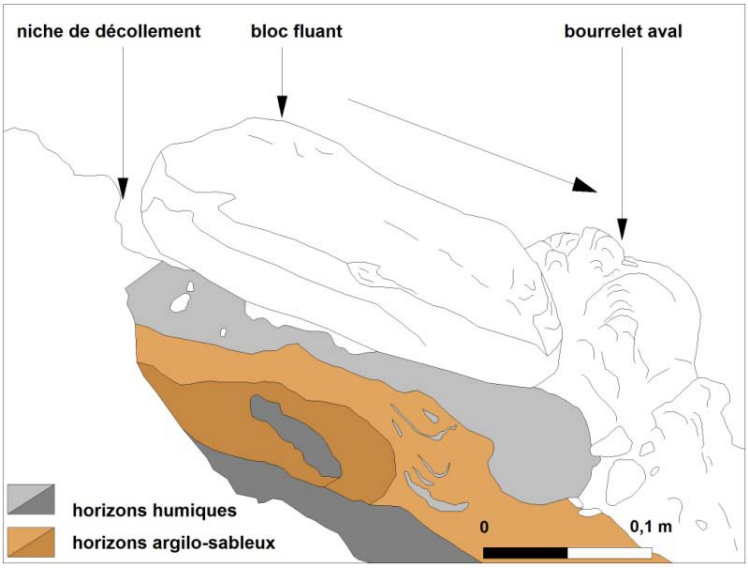
Description : les berges de ces deux cours d'eau, dont les inclinaisons sont comprises entre 15 et 35°, sont à une altitude moyenne de 1 200 m. Elles présentent de nombreux blocs précédés d'un bourrelet et qui semblent se déplacer vers le bas de la pente (**2**). Elles présentent également de **petites terrasses** au sommet plan et se terminant par une contremarche de quelques décimètres de hauteur.



Explication (**3**) : ces formes sont à mettre en relation avec les effets répétés du **gel** et du dégel des sols. À cette altitude, la température moyenne annuelle est de - 2° C : les sols gèlent et dégèlent par conséquent de nombreuses fois dans l'année (de 100 à 120 fois environ).

Sur les pentes, cette alternance répétée de **cycles gel/dégel** provoque des mouvements de fluage dans le sol. On nomme ce phénomène une **dynamique périglaciaire de fluage**. Elle affecte surtout les horizons qui réagissent le plus au gel, et parmi eux les horizons argileux ou argilo-sableux (**3**).

3

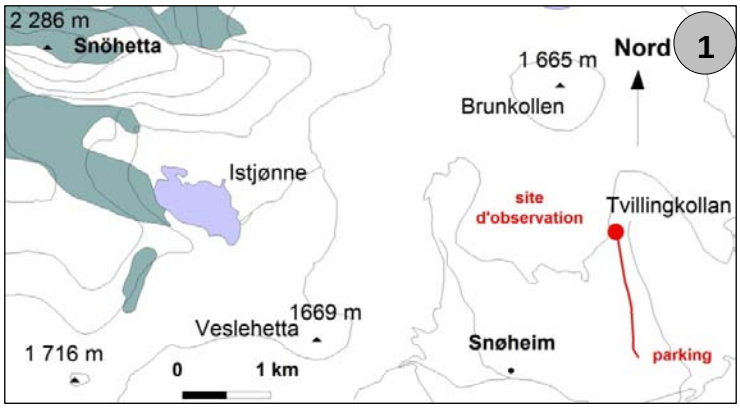


En surface, ce travail du gel dans les sols aboutit, sur les pentes, à un certain nombre de formes caractéristiques : les blocs précédés d'un bourrelet aval sont dénommés **blocs fluants**. Ils comprennent également, en principe, une petite dépression en amont, caractéristique de leur descente progressive vers le bas de la pente. Les petites terrasses, dénommées **terrassettes de gélifluxion**, s'expliquent par le même phénomène.

Ces formes sont donc des **indicateurs climatiques** car elles renseignent notamment sur les conditions thermiques en altitude. On les rencontre dès 950 m dans les Rondane. Dès cette altitude, elles déterminent un **étage périglaciaire**.

PLANCHE 21 : *le marais de Tvillingkollan (Dovrefjell)*

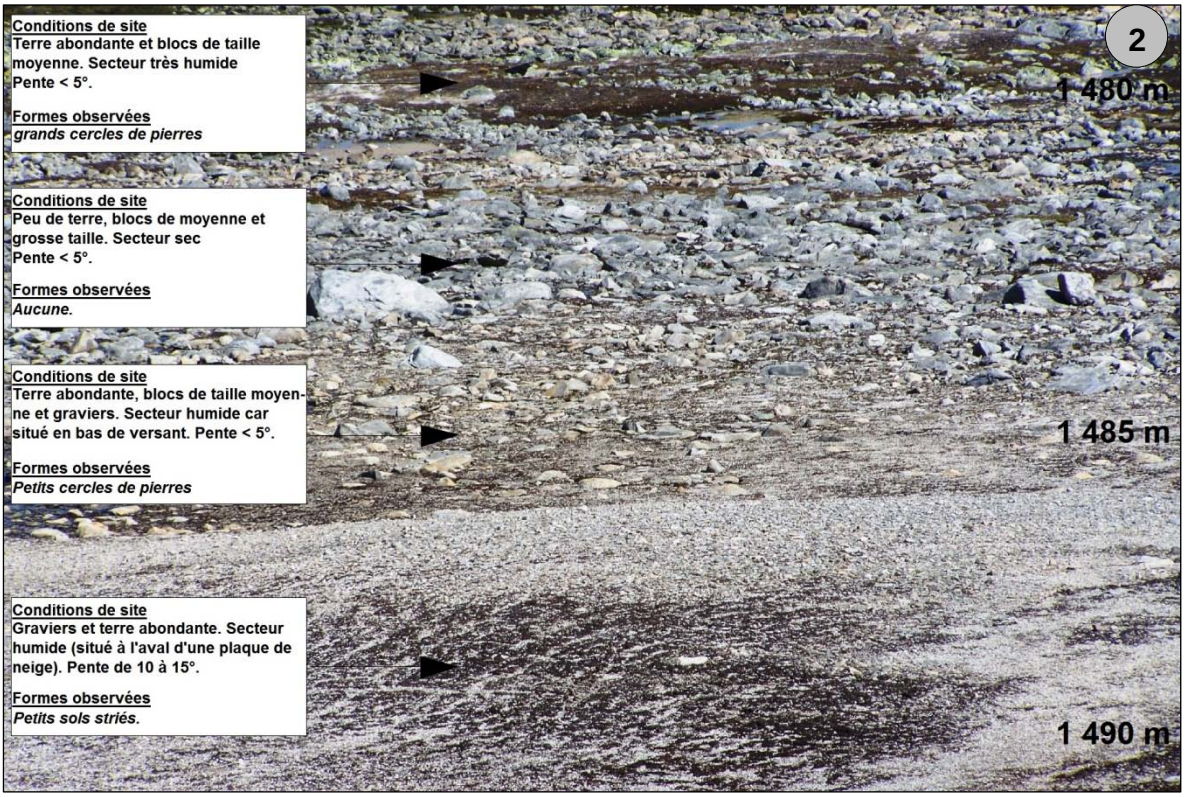
Objectif : valorisation des conditions de site.



***Localisation du site* (1): l'accès au site (1 480 m d'altitude) se fait à partir du parking de Snøheim, en direction du nord.**

Temps de marche : 25 mn.

Description (**2**): sur le site s'observe une succession de formes très opposées : les secteurs bas, faiblement inclinés et humides, sont occupés par de **grands cercles entourés de pierres**, tandis que les secteurs hauts et légèrement inclinés présentent des **petits cailloux alignés dans le sens de la pente**. Par contre, certains secteurs ne présentent aucune forme.



Explication : Toutes ces formes s'expliquent par les effets répétés du **gel** et du **dégel** des sols et sont dénommées **formes périglaciaires** pour cette raison. À cette altitude, la température moyenne annuelle est de - 4° C : les sols gèlent et dégèlent de nombreuses fois dans l'année (de 100 à 120 fois environ, vers 1 000 m d'altitude).

Lorsque l'inclinaison du terrain est faible et la quantité d'eau suffisante, l'alternance répétée des **cycles gel/dégel** provoque des mouvements convectifs dans le sol, facilités par la présence de pergélisol en profondeur. Ces mouvements aboutissent à un tri des matériaux en fonction de leur réaction face au gel. Les pierres sont rejetées vers la périphérie de la forme. Ce phénomène, dénommé **dynamique périglaciaire de triage**, aboutit à la formation de **grands cercles de pierres**. Certains secteurs n'ont aucune forme car l'eau et la terre sont en quantités insuffisantes ce qui rend le phénomène de triage impossible.

Le gel et le dégel répétés dans les sols provoquent aussi un phénomène de triage sur les pentes lorsque celles-ci sont faibles. La pente ajoute cependant un **phénomène de fluage** en raison de l'influence de la gravité. Les formes sont donc étirées dans le sens de la pente, et ces phénomènes aboutissent à la formation de **petits sols striés** car les matériaux à trier sont de très faibles dimensions.

En somme, le gel dans le sol est capable de donner des formes caractéristiques si les cycles gel/dégel sont suffisamment nombreux, si les dimensions des matériaux se prêtent au triage et si l'eau est en quantité suffisante. La taille des matériaux en même temps que la pente sont des paramètres qui commandent les caractéristiques des formes périglaciaires. L'ensemble de ces paramètres est regroupé sous l'appellation «**conditions de site**».

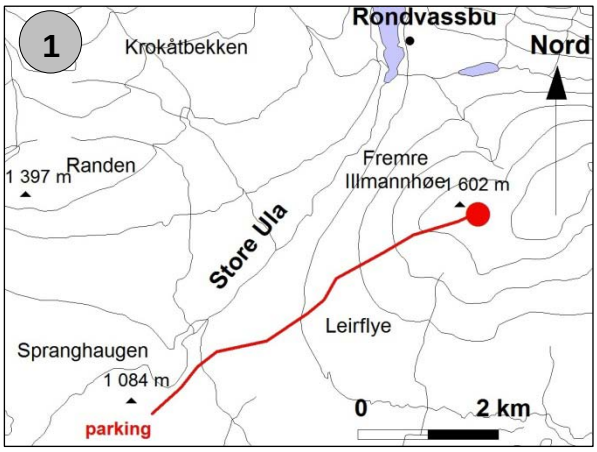
4.3. - Une valorisation synthétique sur le thème des étagements périglaciaires au moyen de cheminements

Afin de proposer au public une vue d'ensemble sur le thème des étagements morphoclimatiques, un cheminement à partir de la limite inférieure de l'étage périglaciaire est également proposé dans chaque massif. Au cours de cette progression, la valorisation a pour principal objectif de montrer l'évolution des formes avec l'altitude, donc d'amener le public à prendre conscience des effets des changements thermiques sur la morphologie périglaciaire.

Suivre un itinéraire au départ de Spranghaugen en direction du sommet périphérique du Fremre Illmannhøe (1 602 m) permet en effet au public soucieux d'approfondir ses connaissances sur la montagne, de traverser d'un seul tenant les trois sous-étages périglaciaires identifiables du côté sud du massif (***planche 22***). Dans le Dovre, des observations en contrebas du sommet du Kolla, puis à Snøheim et enfin en bordure du lac Istjønne, offrent le même intérêt (***planche 23***).

PLANCHE 22 : *itinéraire de Spranghaugen au Fremre Illmannhøe (Rondane)*

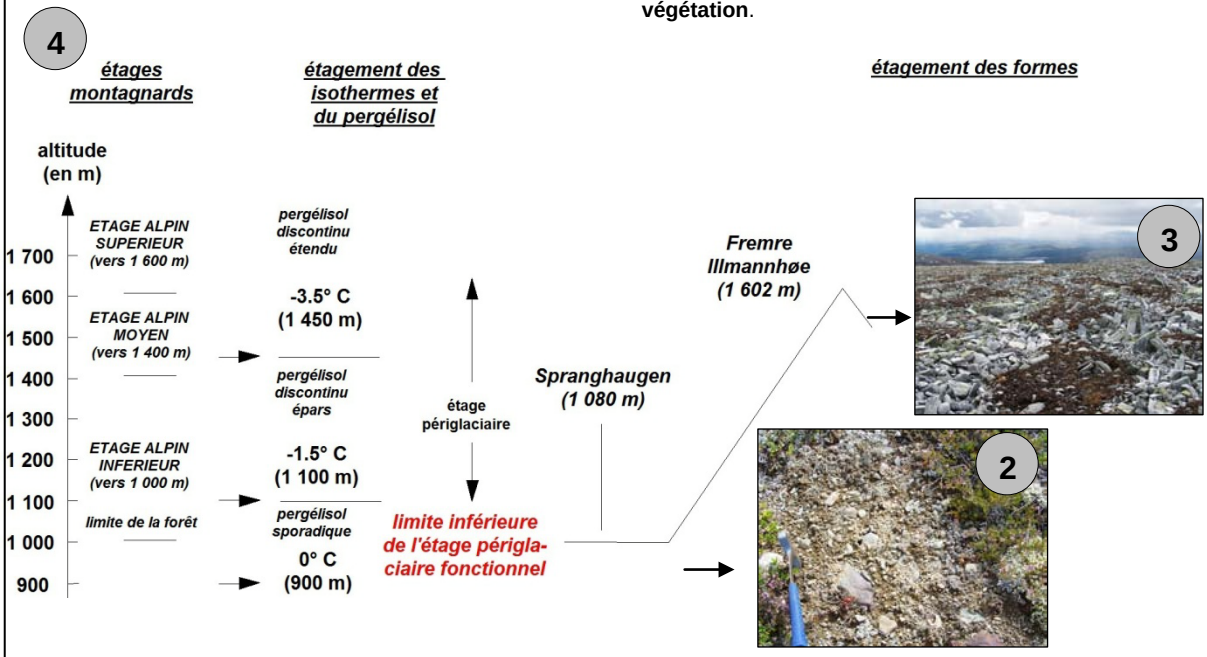
Objectif : itinéraire de valorisation des étagements périglaciaires.



***Itinéraire* (1): de Spranghaugen vers le sommet du Fremre Illmannhøe par le Leirflye.**

***Temps de marche* : 2h30.**

Description : au début de cet itinéraire peuvent s'observer de **petites taches de terre** de quelques décimètres de diamètre (**2**), ainsi que de **petites terrasses** au sommet plan et se terminant par une contremarche de quelques décimètres de hauteur aux endroits où la pente est plus forte. Immédiatement en contrebas du Fremre Illmannhøe, on observe de **gros blocs alignés dans le sens de la pente** et séparés par des bandes de terre légèrement convexes (**3**). La végétation change également au cours de ce cheminement, passant d'une toundra à bouleau nains et à lichens, puis à un environnement essentiellement minéral en altitude. Il y a donc un **étagement des formes et de la végétation**.



Explication (**3**) : cet **étagement** des formes et de la végétation s'explique par le changement progressif des conditions climatiques avec l'altitude.

La température chute en moyenne de 0.6° C pour 100 m d'élévation. Au fond de la vallée de Gudbrandsdalen (**Otta**), l'altitude n'est que de 300 m et le **climat de type tempéré**. Il permet l'existence de la forêt. À Spranghaugen, donc sur le fjell à 1 000 m d'altitude, la température moyenne annuelle est de 0° C. Le climat n'est plus tempéré mais de type **subpolaire**. La forêt ne peut donc plus se maintenir et la végétation devient une toundra. Elle disparaît presque complètement aux alentours de 1 500 m, où la moyenne thermique annuelle est seulement de -5°C/-6° C.

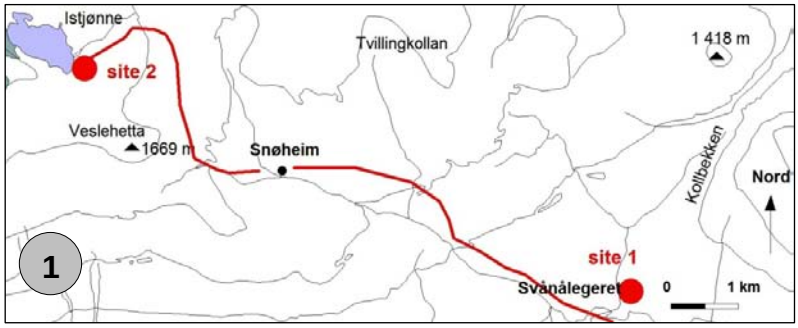
Ces changements thermiques ont également une influence sur le relief. Sur le fjell, les températures proches de 0° C tout au long de l'année permettent un **gel** et un **dégel** très fréquents (environ 100 à 120 **cycles gel/dégel** par an). Ces alternances de gel et de dégel provoquent l'éclatement de la roche sous l'effet des changements de volume de l'eau contenue dans les fissures (**gélifraction**). Ils créent aussi des mouvements convectifs dans les sols, qui aboutissent à l'éjection des matériaux en surface en fonction de leur réaction par rapport au gel. Les taches de terre, dénommées **ostioles**, au même titre que les **terrassettes de gélifluxion**, permettent de déterminer l'altitude à partir de laquelle le gel est suffisamment efficace pour créer des formes en surface. On se situe dès lors dans l'**étage périglaciaire actif**.

Les conditions thermiques s'aggravent encore avec l'altitude, ce qui permet l'existence d'un sol gelé en permanence (**pergélisol**). Les alternances de gel et de dégel, avec l'aide du pergélisol qui amplifie l'éjection des matériaux en surface, aboutissent à des formes encore plus développées au Fremre Illmannhøe. Ces formes sont dénommées **grands sols striés**.

À partir de la **limite inférieure de l'étage périglaciaire**, là où commencent à apparaître les premières formes liées au gel (ostioles et terrassettes de gélifluxion), le massif des Rondane comporte l'étage périglaciaire le plus épais d'Europe (1 200 m).

PLANCHE 23 : *itinéraire du sud ouest du Kolla au lac Istjønne par Snøheim (Dovrefjell)*

Objectif : itinéraire de valorisation des étagements périglaciaires.



Itinéraire (1): de Hjerkinn à Snøheim, par Svånålegeret. Suivre la rive droite du torrent Kollbekken pendant 500 m (site 1). À partir de Snøheim, se diriger vers le lac Istjønne (site 2) par le chemin menant au Snöhetta.

Temps de marche : 2h00.





Description : en bordure du torrent Kollbekken, sur le **site 1**, on observe des **plaques de terre** mélangées à de petites pierres, au milieu d'une végétation de type toundra (**2**). Aux abords du lac Istjønne (**site 2**), la végétation a disparu et les formes sont beaucoup plus amples : elles consistent en un centre de terre entouré d'un pourtour composé majoritairement de gros blocs rocheux (**3**).

Explication : les différences observées dans la végétation s'expliquent par les variations progressives du climat avec l'altitude. Celles relevées au sujet des formes également. Ces observations caractérisent un **étagement phytogéographique** (végétation) associé à un **étagement morphologique** (formes).

En montagne, la température chute en moyenne de 0.6° C pour 100 m d'élévation. Sur le **site 1**, l'altitude n'est que de 1 200 m et la moyenne thermique annuelle d'environ - 2° C : le climat est de type **subpolaire** et il permet l'existence d'une végétation de type toundra. Sur le **site 2**, la végétation a disparu car les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de - 5° C.

Ces changements thermiques expliquent l'**étagement de la végétation**. Ils ont également une influence sur le relief et donnent lieu à des **formes périglaciaires** (**liées au gel**). Sur le **site 1**, les températures proches de - 2° C tout au long de l'année permettent en effet un **gel** et un **dégel** très fréquents (environ 100 à 120 **cycles gel/dégel** par an). Ces alternances de gel et de dégel provoquent des mouvements convectifs dans les sols, qui aboutissent à l'éjection des matériaux en surface en fonction de leur réaction par rapport au gel. Les plaques de terre sont dénommées **plaques de cryoéjection**.

Les conditions thermiques s'aggravent encore avec l'altitude, ce qui permet l'existence d'un sol gelé en permanence sur le **site 2** (**pergélisol**). Les alternances de gel et de dégel, avec l'aide du pergélisol qui amplifie l'éjection des matériaux en surface, aboutissent à des formes encore plus développées au lac Istjønne. Ces formes sont dénommées **grands cercles de pierres**.

À l'étagement phytogéographique correspond donc un étagement des formes. Dans le massif du Dovrefjell, le gel est suffisamment fréquent pour créer des formes dès 900 m d'altitude. Il détermine par conséquent un **étage périglaciaire actif** qui est l'un des plus importants d'Europe.

5. - La valorisation de la mobilité des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane

La valorisation des reliefs du Dovre-Rondane auprès du public des parcs s'achève par une proposition de valorisation sur la thématique de la mobilité actuelle des étagements périglaciaires. Ce thème spécifique est traité à part en raison de son double intérêt.

Une opération de valorisation sur ces aspects permet d'abord de transmettre au public un certain nombre d'informations sur les conséquences concrètes des changements climatiques en montagne, grâce à l'observation des formes caractéristiques des mobilités actuellement à l'œuvre dans l'étage périglaciaire fonctionnel. Pour être démonstrative, l'observation des conséquences morphologiques doit être associée aux informations nécessaires concernant les modifications enregistrées par les données climatiques dans les massifs du Dovre-Rondane. Elle implique également de transmettre au public les indications chronologiques utiles à la compréhension du passé glaciaire récent des massifs (Petit Age Glaciaire).

L'autre intérêt de la mise en valeur des mobilités de l'étage concerné est également de fournir une approche du relief d'un point de vue dynamique. Les formes périglaciaires caractéristiques des mobilités de déprise et de reconquête peuvent en effet révéler au public que les massifs montagneux qu'il parcourt ne sont immobiles ni dans le temps ni dans l'espace. Au contraire, des réajustements morphogéniques induits par les modifications climatiques en cours sont à l'œuvre dans le Dovre-Rondane, et se manifestent sur un temps court à l'échelle historique.

La valorisation s'appuie sur six géomorphosites qui concernent les deux types de dynamiques spatiales mises en évidence dans ce travail (***figure 139***). Compte tenu du fait que les dynamiques de reconquête périglaciaires actuelles s'appuient sur des géomorphosites exclusivement retenus dans le Dovrefjell en raison du maintien des appareils glaciaires, les sites permettant d'initier le public aux dynamiques de déprise ont été préférentiellement choisis dans les Rondane, ceci afin de conserver le meilleur équilibre possible entre les deux massifs. L'un des principaux obstacles à la valorisation de ce thème géomorphologique réside tout particulièrement dans la difficulté d'accessibilité aux sites de reconquête périglaciaire sur les marges et les bordures glaciaires, ce qui nuit à leur valeur. C'est notamment le cas du géomorphosite retenu pour la valorisation des gélistructures de reconquête sur les éboulis supraglaciaires situé à l'amont du glacier du Snöhetta.

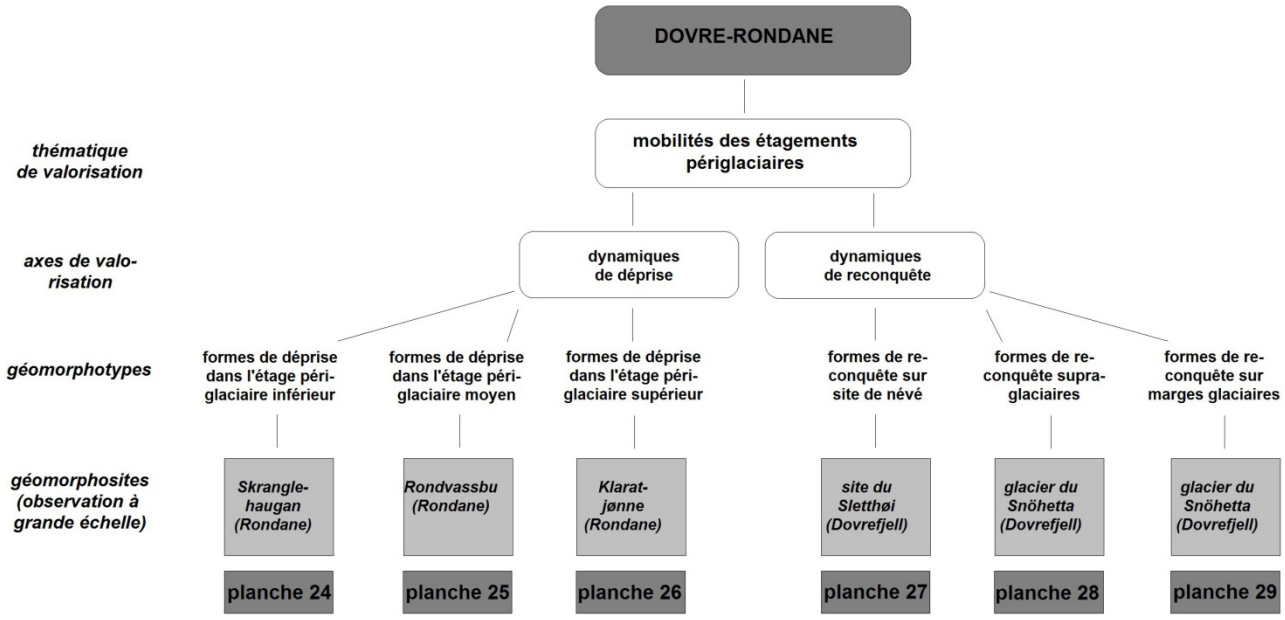


Figure 139 *: mise en valeur des mobilités des étagements périglaciaires des massifs et choix de quelques sites remarquables.*

Cette thématique de valorisation s'appuie également sur des clichés et des figures présentés au cours des deux premières parties de la thèse. Ces supports pédagogiques ont par conséquent été simplifiés et complétés afin de proposer un discours vulgarisateur accessible au public fréquentant les

parcs. Le langage adopté sur certains schémas a également été adapté afin de le rendre plus aisément assimilable par le profane. La quantité de texte a été réduite pour la même raison.

5.1. - La valorisation des dynamiques actuelles de déprise périglaciaire

La déprise périglaciaire est un phénomène qui a été mis en évidence dans l'ensemble de l'étage périglaciaire et concerne la plupart des types de formes périglaciaires. La valorisation doit par conséquent s'appliquer aux formes les plus élémentaires, caractéristiques de l'étage inférieur, mais également à celles des étages intermédiaire et supérieur.

Le site de Skranglehaugan, dans les Rondane, a été retenu une nouvelle fois pour sa facilité d'accès en même temps que pour la fréquence des ostioles en voie d'abandon dans ce secteur (***planche 24***). Au cours de l'opération de valorisation de ce géomorphosite, le rappel de la signification climatique de la limite inférieure de l'étage périglaciaire est indispensable à la compréhension du phénomène de déprise. Ce site donne aussi l'occasion de transmettre au public plusieurs indices qui ont permis au chercheur de déceler des formes en voie d'abandon : il l'incite donc à prêter une attention particulière aux caractéristiques des formes ainsi qu'à la végétation qui leur est associée.

Le géomorphosite du refuge de Rondvassbu a été choisi pour des raisons d'accessibilité identiques et pour l'exemplarité des formes de déprise (***planche 25***). Sa valorisation suppose également de préciser la signification de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, en même temps qu'elle est l'occasion d'expliquer succinctement l'origine des formes et la variété des paramètres qui commandent leur apparition.

Le géomorphosite de Klaratjønne, dans les Rondane, offre l'avantage de montrer au public l'utilisation des éléments de calage chronologique en géomorphologie étant donné que les observations ont lieu en arrière de la moraine de poussée du Petit Age Glaciaire (***planche 26***). Il présente de ce fait l'intérêt de fournir un ordre de grandeur de l'ampleur de la remontée de l'étage périglaciaire actif depuis la fin de cet épisode froid, donc d'apporter une réponse concrète aux questionnements du public.

5.2. - La valorisation des dynamiques actuelles de reconquête périglaciaire

Le site du Sletthøi (***planche 27***) fournit un exemple de valorisation d'une reconquête périglaciaire récente sur un site de déprise du pergélisol. Il est une nouvelle fois l'occasion de rappeler l'influence des caractéristiques du sol gelé en permanence et de la couche active sur la genèse des formes périglaciaires. Le langage adopté est cependant volontairement simplifié et les observations proposées au public ne reprennent pas l'ensemble des relevés réalisés dans la niche de nivation. La valorisation se limite à expliquer l'inadéquation des grands cercles de pierre par rapport à l'altitude ainsi qu'à en exposer les principales causes. L'accès au site est aisé et rapide à partir de la vallée du torrent Kollbekken, ce qui renforce son intérêt en tant que géomorphosite.

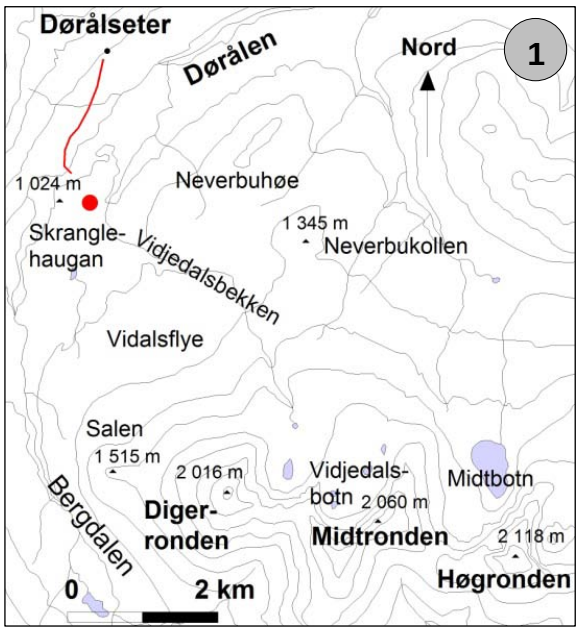
Les sites de valorisation des dynamiques de reconquête périglaciaire ne présentent cependant pas cet atout. L'accès aux glaciers du massif du Svånåtindan requiert des approches relativement longues puisqu'il suppose des marches d'environ 10 km avant de parvenir sur les marges glaciaires. À cet inconvénient s'ajoute en outre celui de la difficulté de franchissement des moraines de poussée du Petit Age Glaciaire. Pour ces raisons et malgré leur intérêt géomorphologique, aucun site n'a par conséquent été retenu dans ce massif.

Le glacier du Snöhetta demeure plus proche du refuge de Snøheim par lequel se fait l'accès au parc du Dovrefjell, le franchissement de sa moraine de poussée présentant cependant les mêmes difficultés. Le géomorphosite de valorisation des reconquêtes sur les marges et les bordures glaciaires a donc été choisi sur la bordure septentrionale de cet appareil glaciaire (***planche 29***). Le seul site où ont été relevées des formes périglaciaires de reconquête sur des éboulis supraglaciaires ayant été identifié à l'amont de ce même glacier, c'est tout naturellement ce secteur qui a été retenu pour supporter une valorisation sur ce thème en dépit des difficultés d'accès (***planche 28***).

Valoriser les dynamiques de reconquête périglaciaire présente les mêmes intérêts que le thème de la déprise périglaciaire puisqu'il suggère en définitive au public la constante évolution spatio-temporelle des reliefs. Par le biais de la progression des étagements en altitude, il y a matière à démontrer, au moyen de l'observation des formes, que le système périglaciaire réagit aux changements du climat et qu'il peut être utilisé comme marqueur de ces modifications.

PLANCHE 24 : *Skranglehaugan (Rondane)*

Objectif : valorisation des formes de déprise dans l'étage périglaciaire inférieur.



***Localisation du site* (1): le géomorphosite se situe sur la rive droite du torrent Atna, à 1 080 m d'altitude. On y accède depuis le refuge de Dørålseter par le chemin balisé menant au Høgronden.**

***Temps de marche* : 45 mn.**

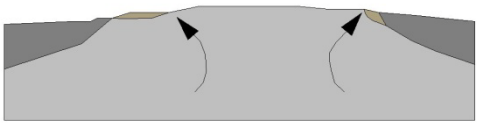
Description : le secteur de Skranglehaugan, dans le nord du massif des Rondane, permet d'observer des **ostioles en voie d'abandon**, comme l'attestent la colonisation végétale par des **plantes pionnières** sur leur pourtour et l'absence de terre fraîchement remuée au centre des formes (**2**). Les **ostioles actifs,** que l'on observe également dans ce secteur, présentent des caractéristiques inverses (**3**).





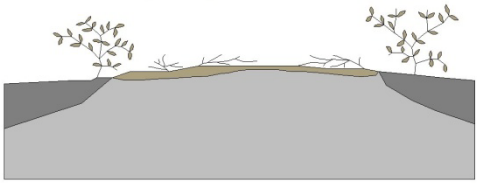
ostiole actif (photo 3)

mouvements dans le sol liés aux cycles gel/dégel



ostiole en voie d'abandon (photo 2)

arrêt des mouvements liés aux cycles gel/dégel dans le sol et colonisation de la forme par des plantes pionnières



horizons du sol

croûte cryptogamique (lichens, champignons)

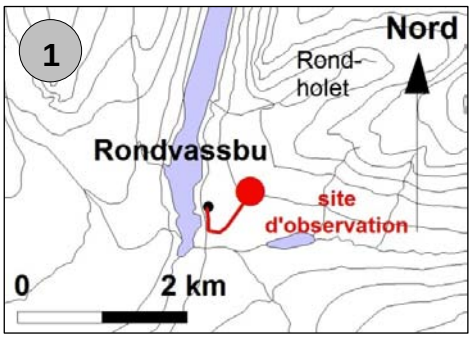
Explication : le site de Skranglehaugen, d'une altitude de 1 080 m en moyenne, se situe à proximité de la **limite inférieure de l'étage périglaciaire actif**, déterminée à 950 m dans cette partie du massif des Rondane. Cette limite est fondamentale car elle marque le passage d'un climat tempéré à un climat de type **subpolaire**, caractérisé par des **phases de gel et de dégel** suffisamment fréquentes pour créer des formes à la surface du sol. Le climat est donc responsable de l'apparition de formes spécifiques. Les **ostioles**, qui sont des taches de terre, font partie de ce type de formes dénommées **périglaciaires**. Elles s'expliquent par l'éjection en surface d'un horizon très sensible au gel, en général argileux.

Les formes périglaciaires dépendent de paramètres multiples (type de roche et de sol, quantité d'eau, altitude, exposition,…) mais surtout du climat. Sur le site de Skranglehaugen, l'observation de nombreux **ostioles en voie d'abandon** peut être interprétée comme le signe d'une **réaction des formes** au changement du climat étant donné que tous les autres paramètres sont réunis pour assurer leur fonctionnement. La **colonisation végétale** du pourtour des formes ainsi que de leur centre par de la **croûte cryptogamique** (lichens, champignons) démontre que le sol n'est plus soumis aux mouvements liés au gel et que l'activité des ostioles est ralentie ou stoppée.

Depuis la fin de la période de refroidissement du **Petit Age Glaciaire** en Norvège (1930), le climat affiche une tendance globale au réchauffement (environ + 0.6° C). Une diminution du manteau neigeux est également enregistrée. Ces variations ont une influence sur le **pergélisol** (sol gelé en permanence), sur la fréquence des cycles gel/dégel et sur la végétation. Elles se répercutent donc sur les formes les plus sensibles comme les ostioles. Ce phénomène, appelé **dynamique de déprise périglaciaire**, s'observe dans l'ensemble du massif. Il prouve que les formes ne sont pas fixes mais qu'elles réagissent au climat et que l'étage périglaciaire a tendance à remonter en altitude.

PLANCHE 25 : *Rondvassbu (Rondane)*

Objectif : valorisation des formes de déprise dans l'étage périglaciaire moyen.



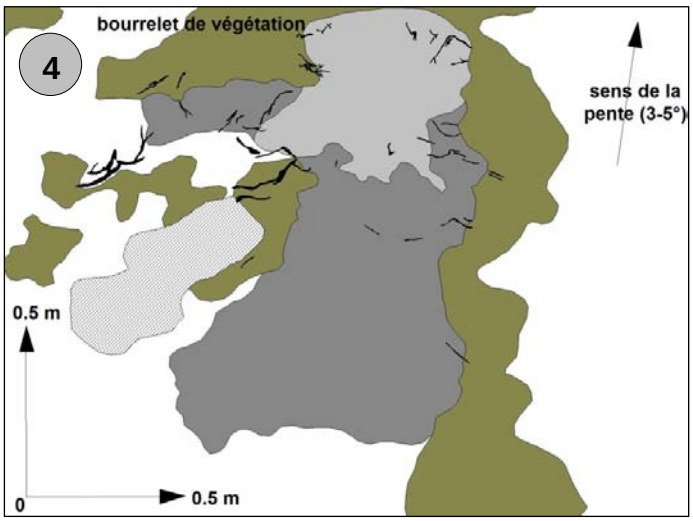
***Localisation du site* (1): le site se situe au dessus du refuge de Rondvassbu, à 1 200 m d'altitude. L'accès se fait par le chemin balisé menant au Storronden.**

***Temps de marche* : 25 mn.**





Description : au dessus du refuge de Rondvassbu s'observe des formes créées par le gel dans le sol. Il s'agit notamment de **petits sols striés**, caractérisés par des alignements de graviers dans le sens de la pente et séparés par des bandes de terre de quelques centimètres de large (**2**). Il s'agit également de **plaques de cryoéjection**, qui sont en fait des plaques de terre éjectée par le gel (**3**). Toutes ces formes sont abîmées par le ruissellement. Les plaques de cryoéjection ont la particularité d'être entourées d'un **anneau de végétation** composé essentiellement par des lichens et dans ce secteur par l'espèce *Betula nana* dont les racines traversent les formes concernées (**4**).



Légende

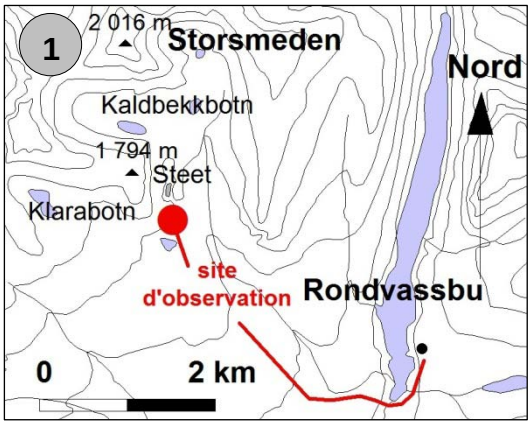
- zone inactive
- zone détruite par le ruissellement
- zone colonisée par Betula nana
- zone colonisée par des lichens
- racines et branches (Betula nana)

Explication : l'altitude du site d'observation est de 1 200m et l'on se situe dans l'**étage périglaciaire actif**. Cet étage, perceptible dès 950-1 000 m dans les Rondane, est caractérisé par des formes liées au **gel** dans le sol comme celles décrites plus haut. Ces formes, créées en surface par les mouvements liés au gel dans les sols, s'appellent des **formes périglaciaires**. L'étage qu'elles permettent de repérer marque le passage d'un climat tempéré à un **climat subpolaire**. Ce type de formes dépend de multiples paramètres (type de roche et de sol, quantité d'eau, altitude, exposition,…). Elles dépendent surtout du climat, de la fréquence du gel et de la présence d'un sol gelé en permanence (**pergélisol**) qui amplifie les mouvements liés au gel dans le sol. La **colonisation végétale** des formes par *Betula nana* peut être interprétée comme le signe d'une **réaction** de ces formes au changement du climat étant donné que tous les autres paramètres sont réunis pour assurer leur fonctionnement. Leur destruction progressive par le ruissellement prouve également que ce processus prend le dessus sur les effets du gel. Ces indices démontrent que le sol n'est plus soumis aux mouvements commandés par le gel et que l'activité des formes est ralentie ou stoppée.

Depuis la fin de la période de refroidissement du **Petit Age Glaciaire** en Norvège (1930), le climat des Rondane montre une tendance au réchauffement (environ + 0.6° C) associée à une diminution du manteau neigeux. Ces variations ont une influence sur la fonte du pergélisol et sur la fréquence des cycles gel/dégel, qui se répercute comme dans le cas présent sur les formes périglaciaires. Le phénomène observé ici correspond donc à une **déprise** des formes au sein de l'étage périglaciaire. Il est particulièrement perceptible jusqu'à 1 300 m dans le massif et prouve que les formes ne sont pas fixes mais qu'elles réagissent au climat. La montagne est par conséquent un milieu qui évolue et ces observations sont le signe d'une tendance actuelle de l'étage périglaciaire à la remontée en altitude.

PLANCHE 26 : *Klaratjønne (Rondane)*

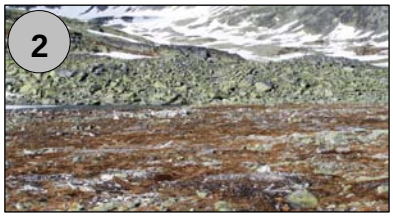
Objectif : valorisation des formes de déprise de l'étage périglaciaire supérieur.



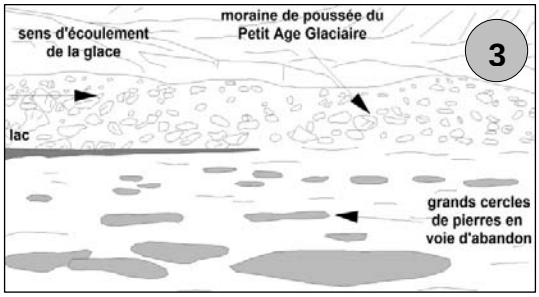
***Localisation du site* (1): le site se situe en contrebas du cirque de Klarabotn, à 1 450 m d'altitude, en bordure du lac Klaratjønne. On y accède depuis le refuge de Rondvassbu en suivant la rive droite du torrent Kaldbekken.**

***Temps de marche* : 1h30 à 2h00.**

Description : le site d'observation est positionné en bordure du lac Klaratjønne, barré au sud est par un amas de gros blocs enchevêtrés (**2**). On y observe de **grandes cellules de terre** entourées de blocs rocheux parfois redressés. Le centre des cellules, totalement recouvert par de la **croûte cryptogamique** (pellicule de couleur sombre composée de lichens et de champignons), est colonisé par des mousses, des lichens et quelques touffes de joncs (Juncus trifidus).



Explication : l'amas de blocs rocheux est une **moraine de poussée** qui marque la position maximale atteinte par les glaces lors du **Petit Age Glaciaire** (période de refroidissement de l'époque médiévale jusqu'au début du XXe siècle). Les formes décrites sont de **grands cercles de pierres** liés aux mouvements du gel dans le sol et apparus après le départ des glaces du Petit Age Glaciaire étant donné qu'ils se situent en arrière de la moraine. La colonisation végétale qui les affecte indique qu'ils sont **en voie d'abandon** (**3**).



De grands cercles de pierres parfaitement actifs ne se rencontrent pas avant l'altitude de 1 550 m dans les Rondane. Parce qu'elles sont liées aux mouvements créés par le gel dans le sol, ces formes sont dénommées **périglaciaires**. Elles caractérisent, à partir de 1 550 m, un **étage périglaciaire supérieur**, qui est un sous-étage de l'étage périglaciaire qui débute dans les Rondane aux alentours de 950 m.

Les cercles de pierres observés sur le site manifestent des **signes d'abandon**, notamment par la végétation qui les colonisent. Ce phénomène signifie que le climat n'est plus suffisamment froid pour que les formes se maintiennent à cette altitude.

Par conséquent, ces observations démontrent que l'étage périglaciaire supérieur remonte en altitude depuis la fin du Petit Age Glaciaire (**4**). Il se réajuste au réchauffement qui fait suite à la fin de cet épisode froid (+ 0.6° C environ). Au Petit Age Glaciaire, la limite de l'étage périglaciaire supérieur a été estimée à environ 1 300 m. Elle est à 1 550 m aujourd'hui. L'étage est donc remonté en altitude d'environ 250 m, laissant derrière lui des **formes en voie d'abandon** comme les grands cercles de pierres que l'on peut observer en bordure du lac Klaratjønne.

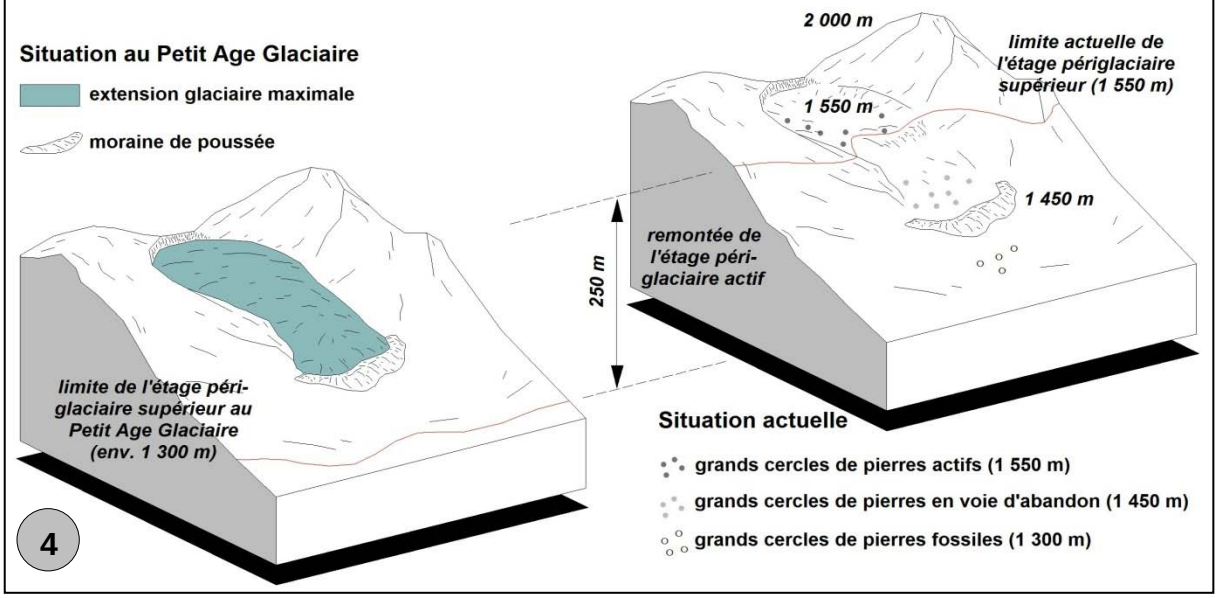
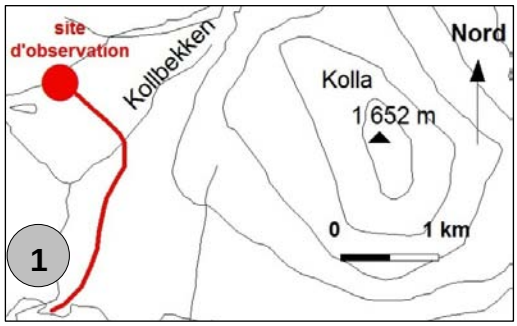


PLANCHE 27 : *le site du Sletthøi (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des formes de reconquête sur site de névé.



Localisation du site (1): le site d'observation se situe à l'ouest du sommet du Kolla, à 1280 m d'altitude. L'accès se fait en suivant la rive droite du torrent Kollbekken, puis en obliquant vers le nord ouest.

Temps de marche : 1h00.

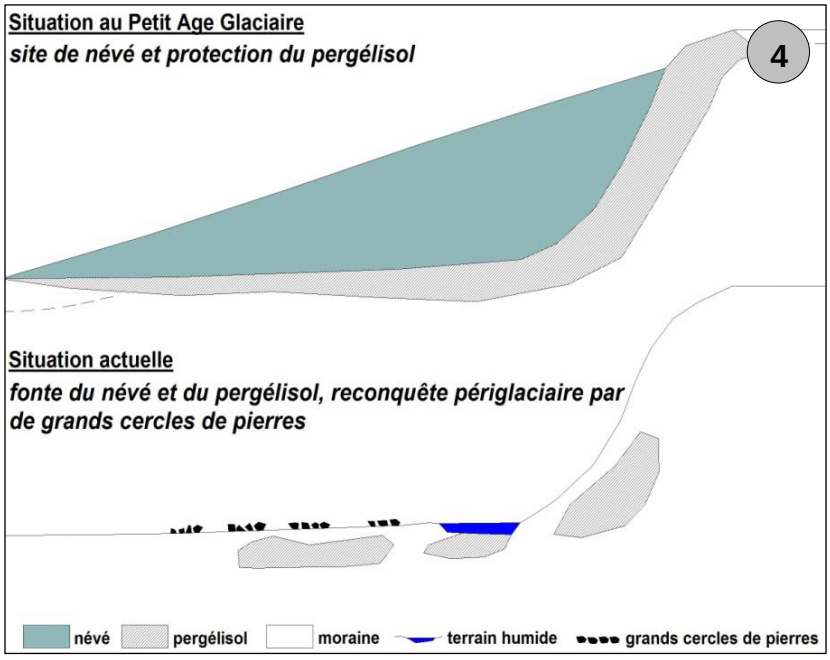
Description : le site d'observation est un **dépôt de matériaux morainiques** dont le front est orienté vers le sud est et qui conserve des plaques de neige y compris au courant de l'été (**2**). En contrebas du dépôt s'observe de **grandes cellules** au centre composé de terre et entourées de blocs rocheux. Ces cellules font parfois 2 m de diamètre (**3**).





Explication (**4**) : de telles formes sont de **grands cercles de pierres** qui sont liés aux effets du gel dans le sol. On les nomme **formes périglaciaires** pour cette raison. Dans le Dovrefjell, les grands cercles de pierres ne se rencontrent normalement qu'à une altitude de 1 430 m, non loin du refuge de Snøheim. Leur localisation sur le site d'observation pose donc le problème de leur signification. Ce site correspond en réalité à un ancien site de névé datant du **Petit Age Glaciaire** (période de refroidissement à l'époque médiévale, jusqu'au début du XXe siècle en Norvège). Pendant cet épisode froid, le névé a protégé une couche de **pergélisol** (sol gelé en permanence).

Le réchauffement qui fait suite au Petit Age Glaciaire (environ + 0.6° C) a provoqué la fonte du névé puis, progressivement, celle du pergélisol. En conséquence, le site se caractérise par une **forte proportion d'eau** dans les sols (eau de fonte du pergélisol), comme l'attestent d'ailleurs les nombreuses flaques d'eau. La fonte du pergélisol a également provoqué l'**épaississement de la couche active** (portion du sol qui dégèle tous les ans). Ces deux paramètres sont très favorables à l'apparition de grands cercles de pierres, ce qui explique leur localisation à une altitude aussi basse, où ils n'apparaissent normalement pas encore.

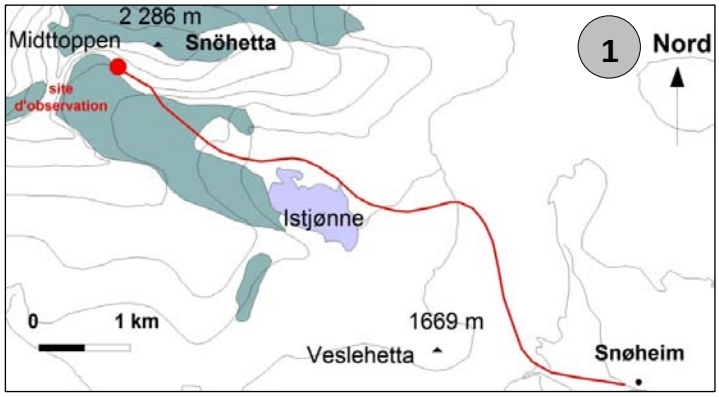


Ce site est par conséquent un exemple de **reconquête périglaciaire** d'un site de névé. Cette reconquête s'explique par les conditions favorables liées à la fonte du pergélisol. Elle illustre le **passage d'un système glacio-nival** (névé) **à un système périglaciaire** (grands cercles de pierres). Ce phénomène n'est que provisoire étant donné que le climat à l'altitude du site d'observation n'est pas suffisamment froid pour permettre le maintien durable de ce type de grandes formes périglaciaires.

Ce secteur est en tout cas un exemple de la **mobilité des paysages montagnards**.

PLANCHE 28 : *glacier du Snöhetta (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des formes de reconquête supraglaciaires.

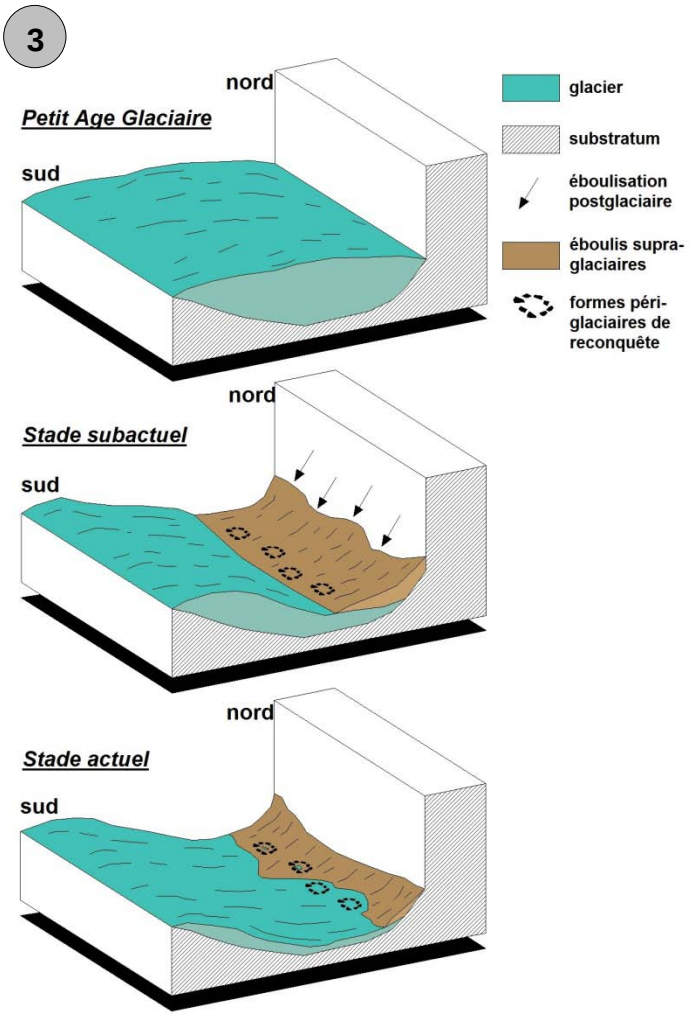


Localisation du site (1): le d'observation se situe à l'amont du glacier du Snöhetta, à 1 850 m d'altitude. Un équipement est nécessaire pour y accéder en traversant le glacier.

Temps de marche : 3h30.

Description : le site d'observation présente de petites cellules composées d'un pourtour pierreux et d'un centre de terre dont le diamètre n'excède pas 1 m et dont la particularité est de reposer directement sur la glace (**2**). Cette position particulière est inhabituelle et doit donc être expliquée.





Explication (**3**) : les formes décrites correspondent à de **petits cercles de pierres**. Elles s'expliquent par les mouvements créés dans le sol par la fréquence du gel et du dégel et sont dénommées **formes périglaciaires** pour cette raison.

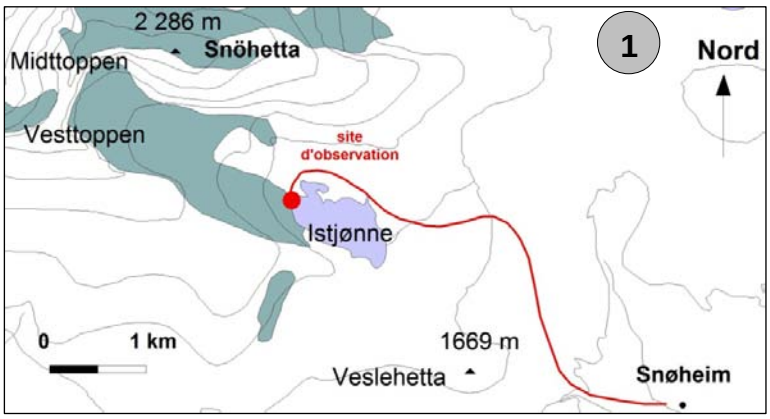
La question de leur origine se pose étant donné qu'il n'y a pas suffisamment d'épaisseur de sol pour rendre possible des mouvements liés au gel. Au contraire, ces formes reposent sur la glace qui est en cours de fonte depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Cette fonte détruit progressivement les cercles.

Ces formes sont apparues sur des **éboulis supraglaciaires**, mis en place par la chute progressive des pierres sur le glacier en provenance des parois du Snöhetta. Cette éboulisation s'explique par la **gélifraction** des parois (éclatement de la roche sous l'effet des changements de volume de l'eau contenue dans ses fissures). Elle s'explique également par un phénomène dénommé **décompression postglaciaire** : lors du départ des glaces suite à la fonte du glacier, les parois sont soumises à une différence de pression qui les déstabilise et provoque des chutes de pierres. Cette dynamique est dite «**paraglaciaire**» car elle est induite par la fonte des glaces.

Les petits cercles de pierres correspondent une **reconquête périglaciaire éphémère** : ils caractérisent en effet le **passage d'un système morphogénique glaciaire**, donnant des formes glaciaires, à un **système morphogénique périglaciaire** caractérisé par des formes périglaciaires. Ces formes sont établies en **contexte paraglaciaire** (éboulis supraglaciaires) et sont éphémères compte tenu de la fonte actuelle du glacier qui a tendance à les détruire. Ce secteur est en tout cas un exemple de la **mobilité rapide des reliefs montagnards**.

PLANCHE 29 : *le glacier du Snöhetta (Dovrefjell)*

Objectif : valorisation des formes de reconquête sur marges glaciaires.



***Localisation du site* (1): le site d'observation se situe sur la bordure nord du glacier du Snöhetta, au nord ouest du lac Istjønne, à 1 700 m d'altitude.**

***Temps de marche* : 2h00 à 2h30.**





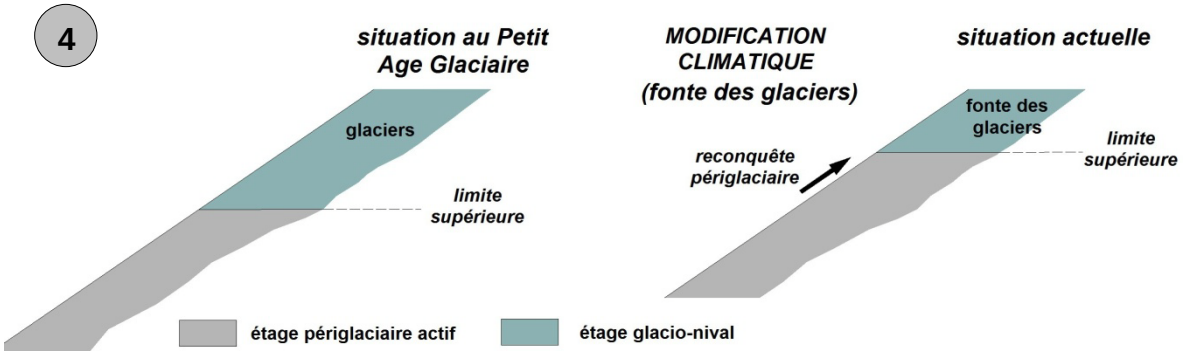
Description : les bordures du glacier sont constituées de matériaux meubles mélangés à des blocs de pierre de toutes les dimensions (**moraine**). Sur les zones libérées par le glacier en cours de fonte s'observe de petites cellules composées d'un pourtour pierreux et d'un centre de terre dont le diamètre n'excède pas 1 m (**2**). La bordure du glacier comporte aussi des blocs de taille moyenne qui s'enfoncent dans les matériaux meubles de la moraine (**3**).

Explication : les cellules de taille métrique sont de **petits cercles de pierres**, tandis que les blocs sont dénommés **blocs plongeants**. Ce sont des **formes périglaciaires** étant donné qu'elles sont à mettre en relation avec les mouvements créés par le gel et le dégel fréquent des sols à cette altitude.

Ces formes étant apparues sur des zones récemment déglacées, elles sont par conséquent des marques d'une **reconquête périglaciaire** : elles caractérisent en effet le **passage d'un système morphogénique glaciaire**, donnant des formes glaciaires (exemple : la moraine), à un **système morphogénique périglaciaire** caractérisé par des formes périglaciaires (exemple : petits cercles de pierres).

Dans le Dovrefjell, le système périglaciaire est efficace (car il crée des formes) à l'intérieur de l'**étage périglaciaire actif**, compris entre 900 m et la base des glaciers (1 600-1 650 m environ). Puisqu'il succède actuellement aux glaciers au fur et à mesure de leur recul, l'étage périglaciaire a donc tendance à progresser en altitude (**4**). Il s'adapte par conséquent aux changements actuels du climat, caractérisé par une augmentation des températures de + 0.6° C depuis la fin du Petit Age Glaciaire (période de refroidissement de l'époque médiévale au début du XXe siècle), par une baisse des précipitations neigeuses, donc par le recul progressif des glaciers.

À travers l'évolution actuelle des formes périglaciaires et de leur étagement, le secteur d'observation doit être considéré comme un exemple de la **mobilité constante des paysages montagnards**.



6. - Mise en place de la valorisation des reliefs dans le Dovre-Rondane

L'opération de valorisation des reliefs du Dovre-Rondane s'appuie en définitive sur 29 planches qui traitent des quatre thématiques retenues. Les 15 premières reprennent les caractéristiques générales du relief des massifs ainsi que l'importance de leurs héritages, 14 planches consacrées aux étagements périglaciaires et à leurs mobilités actuelles venant ensuite compléter cette documentation. Ces supports ont été conçus pour deux principaux types d'utilisation.

6.1. - Une utilisation individuelle des planches

Les planches ont d'abord été créées pour être employées seules. Dans cette thèse, elles ont été présentées en format A4 mais sont prévues pour être adaptées à un format A5 dont les dimensions sont nettement plus commodes sur le terrain.

Dans la perspective d'une telle utilisation, chaque planche fournit une synthèse des notions élémentaires à connaître afin de comprendre le relief décrit ou le phénomène observé. Le discours vulgarisateur a été réfléchi en tenant compte de ce principe : dans l'éventualité où le public choisirait de se munir uniquement de ce document pour se rendre sur un géomorphosite préalablement choisi, les termes qui appellent une définition sont expliqués dans chaque planche avec des mots adaptés et certaines notions ont été volontairement mises de côté compte tenu de leur complexité.

Ce discours est systématiquement organisé en deux étapes, la première décrivant les faits observés, la seconde étape ayant pour objectif de fournir les éléments d'explication requis. Dans un souci de progression de l'information, la description s'abstient la plupart du temps de fournir d'emblée des termes géomorphologiques mais s'attache uniquement à décrire succinctement ce qui peut être observé sur le site concerné avec un vocabulaire topographique. L'abondance de textes implique en effet leur clarté, leur précision et leur concision, compte tenu du fait que le public doit prendre du temps pour les aborder (Ambert, 2004 ; Pralong, 2006 ; Portal 2010).

Le paragraphe explicatif s'aide ensuite d'un schéma qui est systématiquement fournit pour chaque planche, en souscrivant au point de vue de C. Portal (2010) qui souligne que «*l'information* (de vulgarisation) *ne doit pas être amenée uniquement par le texte, surtout en géomorphologie*». Parfois simplifié s'il est extrait des illustrations de la thèse, ce schéma est construit de manière à proposer une illustration concrète du relief ou du phénomène observé. Pour cette raison, les blocs-diagrammes sont fréquemment utilisés pour leurs qualités pédagogiques et esthétiques. Les illustrations permettent de présenter, lorsque c'est nécessaire, une explication du relief par étapes successives.

Cette présentation offre l'avantage d'alterner entre le texte vulgarisateur et l'explication graphique afin de retenir au maximum l'attention du lecteur. Selon C. Portal (2010), «*le vulgarisateur doit guider le regard du visiteur pour lui faire saisir la singularité du lieu*» : les croquis d'interprétation associés aux photographies ont par exemple été conçus selon cet objectif.

6.2. - Une utilisation associée à un livret de synthèse

Ces moyens de valorisation sont également prévus pour venir en appui du livret de valorisation proposé en document joint à cette thèse (***voir livret de valorisation***). Ils peuvent donc faire l'objet d'une utilisation combinée.

Ce document de 69 pages, qui peut lui aussi être utilisé seul, est prévu pour servir sur le terrain. Associé à 21 figures et à 34 photographies, il est de ce fait proposé en format A5 pour plus de commodité. Il reprend cette fois les quatre thématiques de valorisation sélectionnées afin de fournir au public une vue d'ensemble en même temps que des informations synthétisées sur les reliefs du Dovre-Rondane. Il est par conséquent organisé en quatre chapitres selon les quatre thèmes précités.

Ce manuscrit développe davantage le discours vulgarisateur, son format permettant en outre de fournir des schémas explicatifs et des cartes sur une page complète. Un court lexique géomorphologique a été annexé à la fin du livret afin de faciliter l'approche de la géomorphologie et de son vocabulaire spécifique.

En fonction des attentes du public, les planches de valorisation peuvent par conséquent être choisies comme exemple de site à visiter pour illustrer le propos du livret. Dans cette éventualité, la référence aux planches concernées figure à la fois dans le texte et dans une table des sites à observer, proposée à la fin du document.

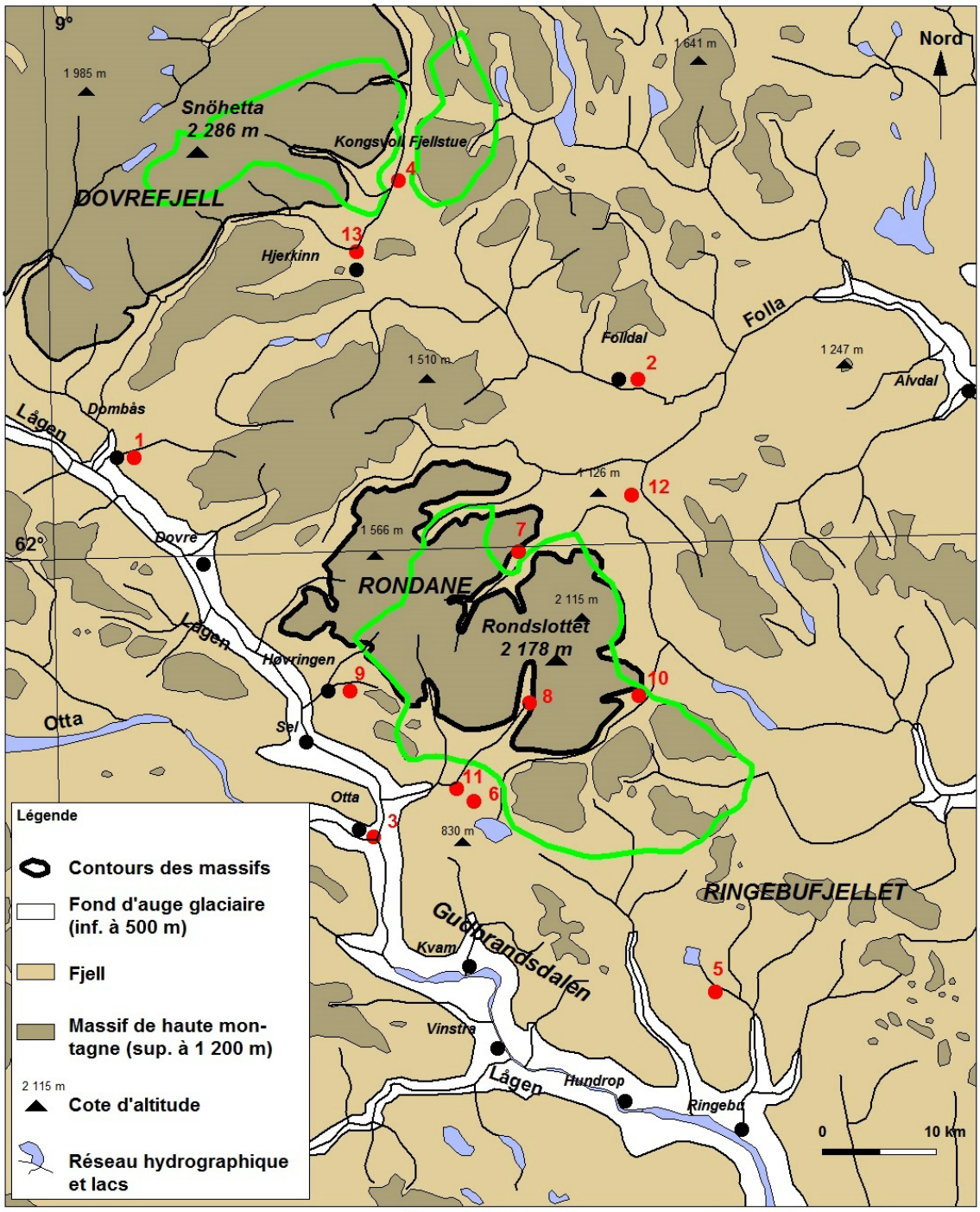


Figure 140 *: carte de localisation des structures favorables à la mise en place d'une information à caractère géomorphologique.*

6.3. - Propositions de mise en place

Compte tenu de leur fréquentation par le public, les structures des parcs du Dovre-Rondane sont particulièrement bien adaptées à recevoir de tels supports de valorisation et plusieurs possibilités s'offrent à ce sujet (***figure 140***).

Le livret de synthèse peut être mis à disposition du public à l'office du tourisme de la ville de Dombås, qui reçoit environ 40 000 visiteurs par an, ainsi que dans ses deux antennes de Folldal et d'Otta qui comptent parmi les principales localités périphériques des massifs. Étant donné qu'il s'agit d'un lieu fréquenté, le musée des parcs localisé à Kongsvoll, à l'est du Dovrefjell, est également une structure favorable pour rendre cette documentation accessible au public.

En outre, il peut venir s'ajouter à la documentation déjà disponible dans les principaux refuges des parcs nationaux (Rondvassbu, Dørålseter, Peer Gynt Hytta, Bjørnhollia). Le festival de Peer Gynt, qui se déroule tous les ans à Venabu sur le fjell de Ringebu et qui relève finalement d'une valorisation du massif des Rondane, constitue une autre occasion de proposer au public une documentation sur la vulgarisation des reliefs des massifs.

La mise à disposition des planches de valorisation des sites, des itinéraires ou des points de vue, doit plutôt faire l'objet, compte tenu de leur nombre, d'un téléchargement au format pdf à partir des sites internet des parcs, comme c'est déjà le cas pour les quatre itinéraires proposés par le NGU. Cette procédure semble préférable à une mise à disposition de l'information dans les principaux lieux de diffusion (***figure 140***). Le public des parcs aurait ainsi la possibilité de se procurer librement la documentation concernée en fonction de l'intérêt porté à tel ou tel secteur des massifs.

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

L'opération de valorisation des reliefs du Dovre-Rondane s'inscrit à la suite d'une recherche fondamentale sur les étagements périglaciaires et leurs mobilités actuelles. En conservant la même méthode naturaliste, elle en est la suite logique et relève par conséquent d'un nouvel exemple de passage de la recherche fondamentale à la recherche appliquée en géomorphologie.

La transmission de l'information à caractère géomorphologique s'appuie sur la méthode qui a permis l'acquisition des données scientifiques de ce travail et les intérêts de ce procédé sont multiples puisqu'ils ne se limitent pas seulement à fournir une cohérence d'ensemble à cette étude.

En premier lieu, la méthode de l'observation de terrain permet de valoriser la géomorphologie en faisant connaître ses apports et ses méthodes spécifiques à un public qui n'est pas familiarisé avec les principes de cette discipline. Parce qu'elle suppose, par exemple, le maniement des échelles d'analyse au même titre que la prise en compte des cadres temporels, cette méthode revient finalement, dans le cadre d'une telle démarche, à une certaine forme d'initiation à la géomorphologie sur le terrain. Elle offre également l'avantage de pouvoir être transposée ailleurs et contribue par conséquent à fournir au public une plus grande autonomie pour l'analyse des reliefs, en lui communiquant d'une certaine façon un «savoir observer» (***figure 123***).

Cette méthode a été préférée à d'autres procédés parce qu'elle est un vecteur de l'information de vulgarisation en accord avec les pratiques et la sensibilité du public des parcs, ce qui relève d'un principe incontournable de chaque propos vulgarisateur. Une étude des caractéristiques et des attentes du public permettrait sans doute de cerner encore mieux les caractéristiques des praticiens des parcs, afin d'adapter le discours de vulgarisation et compte tenu du fait que «*les enquêtes consacrées aux attentes cognitives des visiteurs sont rares, mais instructives*» (Ambert, 2009).

Le propos a été remanié de manière à être accessible, sans pour autant édulcorer à l'excès le langage scientifique et sans lui enlever la rigueur requise : un certain nombre de notions ont de ce fait été mises de côté sans pour autant nuire à la compréhension des reliefs ou des phénomènes observés, et l'utilisation de la toponymie vient le plus souvent possible en appui des textes de vulgarisation dans le but de capter l'attention du public et, dans une certaine mesure, de rendre le discours moins austère. La toponymie est aussi, finalement, un moyen d'appropriation des reliefs par le public et entre par conséquent en résonnance avec la notion de patrimonialisation. Le choix a été fait de multiplier les illustrations graphiques pour la même raison : les schémas sont effectivement un moyen simple et efficace pour expliquer le relief, en même temps qu'ils permettent d'alterner avec le discours vulgarisateur, donc de maintenir l'attention du public.

En définitive, la méthode de l'observation de terrain a servi de vecteur de la vulgarisation géomorphologique parce qu'elle aboutit finalement à la valorisation d'un «patrimoine du regard».

Les documents proposés ici restent à mettre en place dans les deux parcs compte tenu de la vocation éducative en principe commune aux structures de ce type (Portal, 2009). Cette documentation résulte de la volonté de mettre réellement en place l'opération de valorisation des reliefs du Dovre-Rondane. Ces supports ont par conséquent été réalisés de manière à être rapidement opérationnels. Ils supposent néanmoins une traduction en norvégien et en anglais afin de s'adresser à un public aussi large que possible. Dans cette perspective de mise en place rapide de l'opération de valorisation, il est envisagé de traduire le livret de synthèse en anglais, puis de le transmettre aux instances des parcs nationaux afin de recevoir éventuellement leurs suggestions et leurs propositions.

CONCLUSION GÉNÉRALE

«(…) la meilleure chose que l'on puisse faire pour maintenir le statut extraordinaire acquis par la haute montagne au cours des siècles passés, c'est de réhabiliter cette fonction «d'observatoire des phénomènes naturels» développée par les naturalistes il y a plus d'un siècle et que l'on a laissée dépérir depuis (…). Pour cela, faire connaître auprès de ceux qui aiment la montagne, qui la fréquentent et qui en sont les acteurs principaux comment «fonctionne» cet espace naturel est une tâche prioritaire. Susciter la curiosité naturaliste d'un plus grand public non initié aux choses de la montagne est encore mieux.»

(B. Francou, 1993).

Ce travail de thèse a abordé le Dovre-Rondane sous l'angle des étagements périglaciaires fonctionnels et de leurs mobilités contemporaines. Son premier objectif consistait d'abord à fournir des éléments de délimitation des étagements concernés.

L'intention a été de réaliser ce travail en ayant prioritairement recours à l'observation des formes qui les caractérisent. La présente étude fournit par conséquent, pour les deux massifs, les résultats des prospections réalisées sur ce thème initial.

Le second objectif consistait par ailleurs à démontrer l'existence de dynamiques spatiales caractéristiques d'une mobilité ayant cours actuellement, ou du moins depuis la fin du Petit Age Glaciaire, au sein de ces étages, point sur lequel il fallait en même temps fournir un certain nombre d'éléments d'évaluation d'ordre spatial et temporel. Cette entreprise a également été menée grâce à l'analyse des formes.

Pour finir, le dernier objectif de cette étude consistait à extraire de ces données de recherche fondamentale un lot d'informations sur les étagements susceptible d'être transmis au public fréquentant les deux parcs nationaux. Il fallait veiller à lui communiquer aussi des renseignements d'ordre plus général et traitant de l'ensemble des reliefs des massifs compte tenu de leur valeur géomorphologique, en ayant finalement pour préoccupation permanente de valoriser de cette façon la géomorphologie tout autant que ce travail de thèse. Il s'agissait donc, une nouvelle fois, de valoriser le langage des formes et les apports spécifiques de l'approche naturaliste.

Par conséquent, la méthode de l'observation de terrain a assuré les fondations de ce travail en fournissant d'abord des données scientifiques puis en guidant l'opération de valorisation des reliefs. Cette étude s'est donc organisée de manière à fournir un nouvel exemple de passage de la recherche fondamentale à la recherche appliquée et son plan s'est ajusté aux trois objectifs précités. En définitive, la problématique de recherche de cette thèse dans le Dovre-Rondane en revient systématiquement à une question de localisation géographique, pour trois raisons principales (***figure 141***).

La situation géographique du Dovre-Rondane explique d'abord l'épaisseur exceptionnelle de l'étage périglaciaire en même temps que l'excellente lisibilité des étagements périglaciaires actifs à partir des fjells. Cette particularité morphologique, qui

participe à la définition fondamentale des deux massifs, rend compte du rôle combiné de la structure quartzitique et des paramètres du climat.

En raison de sa localisation d'un point de vue climatique mais aussi parce qu'il fait partie des montagnes quartzitiques de l'Europe du nord ouest, le Dovre-Rondane fournit il est vrai un contexte propice à une opération de détermination des étagements par l'observation des formes.

Cette localisation implique d'abord un rétrécissement de l'étage glacio-nival qui favorise l'extension en altitude de l'étage périglaciaire actif, ce qui n'est pas le cas des secteurs plus septentrionaux ou plus continentaux où cet étage est davantage comprimé. Elle implique aussi un climat de haute montagne atlantique caractérisé par des cycles gel/dégel fréquents, en même temps qu'elle autorise le maintien d'un pergélisol dès 900 - 1 000 m d'altitude. Sur ces points, le Dovre-Rondane diffère par conséquent des secteurs côtiers qui sont dépourvus de pergélisol et qui doivent surtout l'abaissement de la limite inférieure du périglaciaire à l'extension réduite de la forêt. Le calcul du nombre moyen de cycles gel/dégel dans l'air à partir des données quotidiennes de deux stations météorologiques représentatives des conditions climatiques qui règnent sur les fjells, aboutit à un nombre annuel moyen d'alternances gel/dégel de 85.5 à Venabu (période 1981-2011) et de 102 à Fokstugu (période 1990-2011). Ces alternances concernent tout particulièrement les saisons intermédiaires, la corrélation s'avérant particulièrement satisfaisante entre les températures du mois de mars et le nombre de cycles annuels. Les années à gel sont également inversement corrélées avec les années à neige. Compte tenu des paramètres thermiques et de la distribution altitudinale des isothermes annuelles, le pergélisol se maintient à partir des fjells et s'organise en plusieurs étages qui concordent assez bien avec les sous-étages périglaciaires. Les paramètres pluviométriques induisent enfin une alimentation convenable des sols en eau, moins par la quantité de la lame d'eau moyenne précipitée que par l'influence de la fonte nivale printanière.

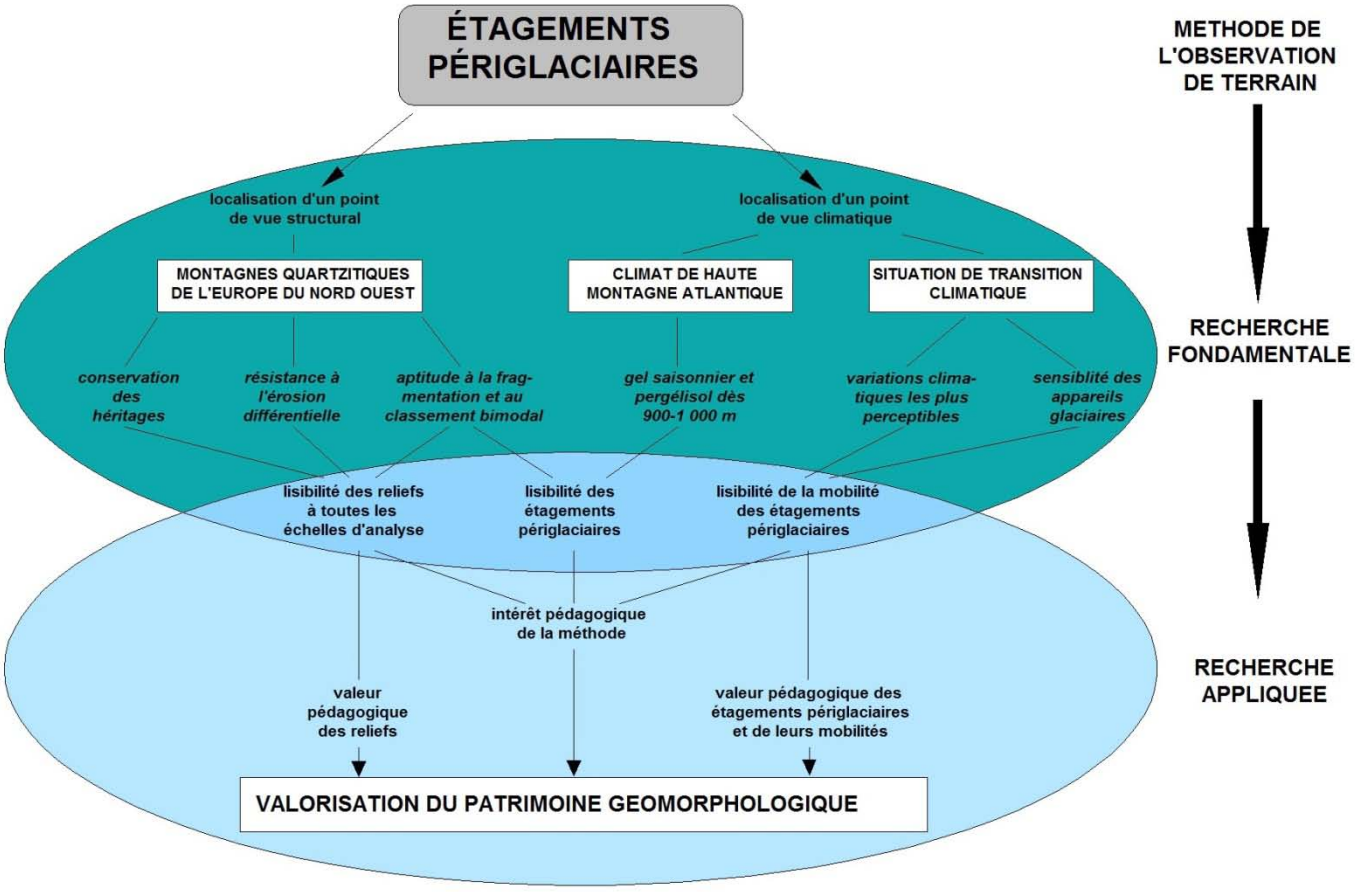


Figure 141 *: schéma de synthèse*

Ce climat propice aux dynamiques cryogéniques ainsi qu'à leur extension altitudinale s'applique par ailleurs sur des supports quartzitiques qui fournissent des substrats d'une lisibilité exceptionnelle

pour l'inscription des processus périglaciaires dans le relief. Le mode de fragmentation de ces roches est d'abord propice aux phénomènes de triage et les particularités de leurs compositions minéralogiques font que les substrats sont abondamment enrichis en formations provenant de l'altération des feldspaths. Les conditions de site relatives à la structure lithologique, notamment les caractéristiques granulométriques des substrats et la proportion de fines disponibles, sont le facteur décisif commandant la répartition et les types de formes périglaciaires à l'échelle locale, de concert avec l'hydrologie.

La détermination des étagements requiert un inventaire des formes authentiquement liées au gel, en même temps que l'étude des associations de formes sur le terrain. Cette méthode fournit des réponses précises sur la disposition actuelle des étagements morphoclimatiques : à partir de la limite inférieure où se rencontrent les premières manifestations élémentaires du gel, les étagements sont plus apparents qu'ailleurs et comprennent trois sous-étages successifs dont les formes sont à chaque fois caractéristiques en même tant que significatives de conditions climatiques se dégradant avec l'altitude. Par ailleurs, l'étude des formes périglaciaires concernées a permis d'établir une typologie propre au Dovre-Rondane, qui reste à comparer avec celle des autres montagnes atlantiques.

En termes d'étagements, l'intérêt du Dovre-Rondane tient finalement à sa situation d'un point de vue climatique entre domaine froid et océanisé, en même temps qu'à sa situation structurale au sein des massifs quartzitiques de l'Europe du nord ouest (***figure 141***). Son intérêt tient en outre à sa situation par rapport à la connaissance des niveaux périglaciaires sur la façade atlantique de l'Europe étant donné qu'il en fournit un jalon supplémentaire : en s'ajoutant aux données du même type déjà acquises dans d'autres études, l'étage périglaciaire peut donc désormais être suivi sur l'ensemble de son extension latitudinale dans cette région du globe, du Spitsberg à l'Ibérie en passant par les îles britanniques. La méthode de détermination offre aussi l'intérêt de pouvoir être appliquée ailleurs, à condition de réaliser au préalable l'inventaire précité ainsi que le classement des formes en présence en fonction de leur signification morphoclimatique. C'est par conséquent la multiplication de ce type d'étude qui donnera une image de plus en plus précise du passage de la zone tempérée à la zone froide.

La localisation du Dovre-Rondane explique aussi la lisibilité des dynamiques spatiales actuelles au sein des étagements périglaciaires. Ceux-ci sont l'objet de dynamiques de déprise et de reconquête contemporaines qui s'expriment par une tendance à la translation progressive de l'étage périglaciaire en altitude.

À la lisibilité exceptionnelle des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane s'ajoute en effet leur sensibilité vis-à-vis des vicissitudes du climat, cette réactivité soulignant une fois de plus les intérêts procurés par la localisation géographique des massifs et par leur qualité de haute montagne atlantique.

Exprimant, du fait de sa localisation géographique originale, une situation de transition climatique entre des influences océaniques, polaires et continentales, le Dovre-Rondane se situe dans un secteur géographique charnière où les variations climatiques et les comportements des appareils glaciaires comptent sans doute parmi les plus sensibles. De ce fait, les massifs offrent l'opportunité de détecter un certain nombre de modifications altitudinales récentes manifestées par le système morphogénique périglaciaire (***figure 141***).

Le deuxième résultat principal de cette thèse a été de mettre en évidence des arguments morphologiques de ces mobilités, suspectées depuis plusieurs années déjà. Les zones libérées des glaces depuis la fin du Petit Age Glaciaire, comme certains sites de névés datés du même épisode froid, comportent en effet de nombreuses manifestations périglaciaires authentiques dont la fonctionnalité témoigne d'une dynamique de reconquête périglaciaire contemporaine efficace en altitude, quoique plus ou moins durable en fonction des types de forme comme en fonction des conditions relatives à leur mise en place. Les formes de deuxième rang s'avèrent ainsi être les marqueurs les plus durables de cette dynamique de progression. Dans ce cadre, des gélistructures singulières reposant sur la glace ont également été mises en évidence et portées à la connaissance de la communauté scientifique : elles viennent compléter la connaissance des rapports étroits entre les dynamiques paraglaciaires et périglaciaires. L'analyse des formes de reconquête sur les sites de névé fournit également une méthode nouvelle pour la détection des zones de fonte du pergélisol, à condition de s'inscrire dans un contexte qui se préoccupe des étagements. Elle ne dispense pas, malgré tout, de recourir aux méthodes de détection habituelles mais peut venir s'y ajouter, ou tout au moins permettre une détection initiale des secteurs à prospecter par des relevés géo-électriques.

Dans les deux massifs, de multiples témoignages d'une déprise périglaciaire ont également été révélés par l'utilisation de plusieurs marqueurs morphologiques ou biologiques et ayant le plus

souvent possible recours aux changements d'échelle d'analyse. Ces manifestations, qui affectent la plupart des formes caractéristiques du Dovre-Rondane, se produisent dès la limite inférieure de l'étage périglaciaire puis dans chacun de ses sous-étages. Si les relevés réalisés ont permis d'identifier et de délimiter des étages de déprise critiques, la limite fondamentale entre domaine tempéré et domaine périglaciaire se maintient néanmoins, pour l'instant, à des niveaux similaires depuis au moins une vingtaine d'années. Cette réponse morphologique des formes, bien qu'elle soit en désaccord apparent avec la recrudescence des alternances gel/dégel mise en évidence pour les trois dernières décennies dans les massifs et qu'elle souligne une fois de plus l'influence fondamentale des paramètres topoclimatiques et des conditions de site, pourrait être le signe du passage progressif d'un milieu à pergélisol à un milieu à sol saisonnièrement gelés.

Cette étude n'est donc pas définitive : elle appelle par exemple la mise en place d'une campagne d'observation du comportement des formes sur des chronoséquences plus longues, par exemple sur les 10 années à venir. La connaissance des cadres temporels des mobilités au sein de l'étage périglaciaire appelle également d'autres travaux, qui pourraient par exemple concerner la mise en place d'une campagne de mesures de la composition de la croûte cryptogamique étant donné qu'elle s'avère être un jalon incontournable de la déprise périglaciaire.

Les questions en suspend concernant le comportement du pergélisol et du couvert végétal à l'intérieur de l'étage périglaciaire actif méritent d'autres recherches afin de parfaire la connaissance des dynamiques de déprise périglaciaires. Au même titre, l'hypothèse qu'un certain nombre de formes périglaciaires soient en réalité des formes de reconquêtes liées à la formation de taliks, mérite d'être vérifiée. Si la relation entre l'apparition des formes et la formation des taliks est établie, de telles dynamiques de reconquête seraient le cas échéant un autre marqueur pour la détection des zones où le pergélisol se dégrade.

En définitive, cette étude souligne l'intérêt des étagements périglaciaires pour ce qui concerne l'appréciation des modifications morphologiques actuelles en montagne. Elle a montré la grande réactivité du Dovre-Rondane en sa qualité de haute montagne atlantique en même temps que l'intérêt de ce type de milieux spécifiques pour ce genre de problématique. Elle contribue aussi à valoriser les apports de l'observation de terrain en soulignant l'intérêt de porter attention au langage des formes. À ce titre, elle fournit de nouveaux marqueurs pour la mise en évidence des modifications morphologiques en milieu de haute montagne atlantique (***figure 142***).

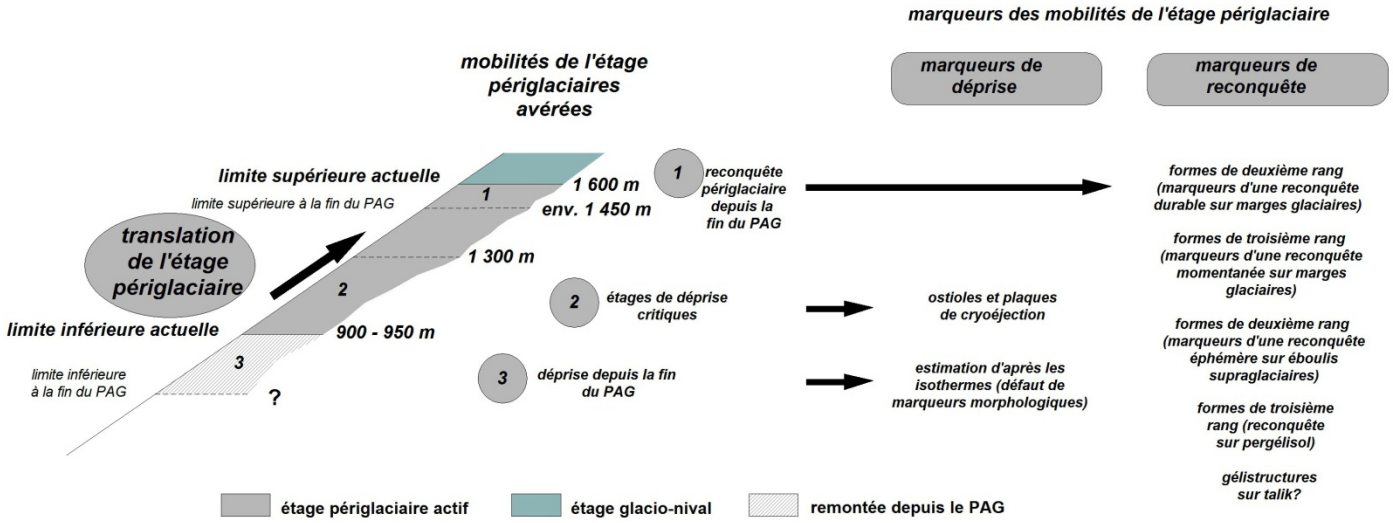


Figure 142 : *les marqueurs des mobilités spatiales au sein de l'étage périglaciaire actif.*

La lisibilité des étagements périglaciaires actifs et de leurs mobilités contemporaines, à laquelle s'ajoute également celle de l'ensemble des reliefs du Dovre-Rondane, fournit un cadre

particulièrement adapté à une opération de valorisation et cette qualité découle elle aussi, finalement, de la localisation des massifs.

Le dernier apport de ce travail a été d'établir un lien entre la recherche fondamentale et le public des parcs nationaux du Dovre-Rondane. Cette étude s'est par conséquent essayée à fournir un exemple novateur de recherche appliquée en géomorphologie, à l'heure où les demandes du public en termes de renseignements sur la nature, sur l'environnement et sur ses évolutions se font pressantes.

En incorporant l'ensemble des informations relatives à la géomorphologie des deux massifs aux principaux résultats recueillis sur les étagements périglaciaires, ce travail atteste qu'il est tout à fait envisageable de mettre en place une transmission de données scientifiques complexes en appliquant la méthode de l'observation des formes. Une fois de plus, ce sont par conséquent les reliefs et leur analyse qui fournissent les matériaux de la valorisation et cette entreprise n'est possible qu'en raison de leur lisibilité exemplaire : la localisation géographique exceptionnelle du Dovre-Rondane s'en trouve une nouvelle fois mise en avant puisque ce sont les qualités qu'elle procure qui rendent les formes particulièrement lisibles et qui facilitent du même coup leur valorisation auprès du public (***figure 141***). Les massifs du Dovre-Rondane n'ont certes pas la réputation acquise par le Jotunheimen, mais ils compensent cette notoriété moindre d'une part en raison de l'exemplarité de leurs reliefs à toutes les échelles d'analyse, d'autre part parce que leurs formes sont aisément observables en raison d'un enneigement plus réduit et moins durable. Ces massifs offrent donc un cadre particulièrement adapté à la mise en place d'une telle opération de valorisation.

La méthode de l'observation de terrain s'est imposée pour parvenir à transmettre à un public profane des informations de spécialiste parce qu'elle procure de multiples intérêts. Ses principaux avantages consistent à fournir au public des renseignements concrets et abordables, à établir un lien solide entre le chercheur et le public tout en accordant une cohérence à l'ensemble de ce travail de thèse. Au passage, elle est aussi l'occasion de valoriser la géomorphologie en portant à la connaissance du public ses apports spécifiques dans le champ de connaissance des milieux montagneux.

Analysés selon la méthode du géomorphologue, les reliefs du Dovre-Rondane permettent d'insister lourdement sur le rôle des quartzites à tous les niveaux scalaires. Ils apportent aussi des renseignements décisifs sur les étapes successives de l'évolution des massifs. Les étagements périglaciaires et leurs mobilités actuelles incitent en outre le public à prendre conscience que les montagnes qu'il parcourt ne sont pas figées, mais au contraire soumises à des processus géomorphologiques actifs et réactifs vis-à-vis des vicissitudes du climat. L'utilisation des étagements et de leurs mobilités en tant que vecteur de la valorisation fournit par conséquent un exemple nouveau de valorisation des reliefs d'un point de vue dynamique.

La méthode choisie lors de l'opération de valorisation tient compte de la sensibilité naturaliste du public fréquentant les deux parcs afin d'adapter le discours vulgarisateur et de déterminer les moyen d'une transmission efficace de l'information à caractère géomorphologique. En conséquence, l'entreprise de valorisation des reliefs se solde par la conception de 29 planches descriptives des sites les plus remarquables en même temps qu'elle propose quelques itinéraires ou points de vue. Dans un souci pédagogique, la méthode associe des figures au texte vulgarisateur. L'opération de valorisation se concrétise enfin par la réalisation d'un livret qui reprend les quatre principaux thèmes relatifs aux reliefs des massifs.

Ces supports pédagogiques restent à mettre en place en concertation et en collaboration avec les instances des deux parcs et en définitive, cette proposition de valorisation s'inscrit pleinement dans le contexte évoqué par la phrase conclusive de l'article de D. Sellier traitant du pays de Guérande (2007a) : «*Le succès touristique (du pays de Guérande) tient à de multiples causes, naturelles ou culturelles, parmi lesquelles s'inscrit à l'évidence une qualité des propriétés morphologiques et dynamiques des reliefs. Les reliefs s'intègrent ainsi pleinement au patrimoine naturel. Ils relèvent, en l'occurrence, d'un patrimoine géomorphologique qui se justifie par des besoins de préservation et qui justifie des actions de vulgarisation*».

Cependant, la reconnaissance patrimoniale s'explique avant tout par un attachement collectif (Ambert, 2009) et la naissance d'un nouveau patrimoine ne tient pas seulement à une action de valorisation bien que celle-ci lui soit indispensable (Portal, 2010) : ainsi, le patrimoine «*n'existera que si des actes de choix, de sélection (et donc de protection et de valorisation) sont engagés par une collectivité (...)*». (Portal, 2010). La mise en place effective de la valorisation proposée n'est donc qu'une des étapes de ce processus. Elle supposera en outre, à l'avenir, la mise en place de sondages auprès du public des parcs afin de cerner encore mieux leurs attentes, au même titre qu'un «*retour d'expérience*» (Ambert, 2009) afin d'adapter au mieux le discours proposé.

Les massifs du Dovre-Rondane correspondent en définitive à un milieu montagnard original dont les apports d'un point de vue géomorphologique soulignent systématiquement les propriétés induites par la localisation géographique : ils s'imposent comme des cas exemplaires de hautes montagnes atlantiques et permettent de ce fait d'en compléter les éléments de définition. La montagne atlantique correspond soit à des îles ou à des archipels (Spitsberg, Islande, Kerguelen et autres îles australes), soit à des massifs situés en position de façade océanique (Norvège, Écosse, Irlande, Patagonie chilienne). Les traits climatiques communs à chacun de ces espaces concernent la fréquence et la violence du vent, en même temps que leur soumission constante à la circulation zonale d'ouest et la faiblesse de leurs amplitudes thermiques. La position en latitude, la distance à la mer et l'altitude, commandent à leur tour les paramètres thermiques et pluviométriques (fréquences plus ou moins élevées des cycles gel/dégel, coefficients de nivosité, totaux pluviométriques), donc la disposition des étagements morphoclimatiques actuels. D'un point de vue géomorphologique, tous ces massifs se distinguent aussi par la fréquence des héritages quaternaires bien qu'ils soient plus ou moins bien conservés selon la lithologie. Leur situation le plus souvent marginale d'un point de vue climatique et glaciaire (niveaux d'englacement actuels) en fait des espaces particulièrement sensibles, d'une réactivité éventuellement renforcée par la structure lithologique. Les montagnes atlantiques sont de ce fait des jalons de premier ordre en termes d'évolution morphodynamique et bien qu'elles n'aient pas, en général, l'aspect et la notoriété des massifs de type alpin, l'ensemble de ces caractères fondamentaux en font des espaces à forte valeur du point de vue du patrimoine géomorphologique.

BIBLIOGRAPHIE

Aarseth I., Braanaas T., Henriksen H., 2006 - Rallarvegen - geologi og landformer, *Gråsteinen*, 11, 112 p.

ACIA (Arctic Climate Impact Assessment), 2004 - *Impacts of a warming Arctic*, Cambridge University Press, New York, 139 p.

ACIA Arctic Climate Impact Assessment), 2005 - *Arctic climate impact Assessment*, Cambridge University Press, New York, 1042 p.

Åkerman H.J., 2005 - Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972-2002, Kapp Linné, Svalbard, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 2, pp. 116-128.

Åkerman H.J. et Johanssonn M., 2008 - Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden, *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 3, pp. 279-292.

Allen C.D., 2010 - Biogeomorphology and biological soil crusts: a symbiotic research relationship, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 347-358.

Ambert M., 2004 - *Contribution à la connaissance du patrimoine languedocien : enjeux, concepts et applications*, thèse de Géographie, volume 1, Université Lumière, Lyon, 325 p.

Ambert M., 2009 - Vulgarisation et valorisation du patrimoine géologique et géomorphologique en Languedoc-Roussillon : retour d'expériences, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 86, 1, pp. 82-95.

Anderson D., 2004 - *Glacial and Periglacial environments*, Hodder Education, Londres, 132 p.

André M.-F., 1990 - Colonisation végétale et géodynamique des versants en milieu polaire océanique (Svalbard, 79° N), *Inter-Nord*, 19, pp. 413-423.

André M.-F., 1991 - *Dynamique actuelle et évolution holocène des versants du Spitsberg*, Thèse d'État, Paris I, 653 p.

André M.-F., 1993 - *Les versants du Spitsberg. Approche géographique des paysages polaires*, Presses universitaires de Nancy, Collection géographie et environnement, Nancy, 361 p.

André M.-F., 1999 - La livrée périglaciaire des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt ?, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 231-252.

Andreassen L.M. et Winsvold S.H. (eds.), 2012 - *Inventory of Norwegian glaciers*, Norwegian Water Resources and Energy Directorate, Oslo, 240 p.

Andrès N., Garcia-Romero A., Muńoz J., Palacios D., 2007 - Control of snow cover duration in geomorpholohic and biogeographic dynamics in Mediterranean mountains: Manzanares valley head, Sierra de Guadarrama (Spain), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51, Supplementbände, 2, pp. 92-111.

Aune B., 1993 - Temperaturnormaler, normal periode 1961-1990, *DNMI Report,* 2, 63 p.

Baeckeroot G., 1952 - Le rôle des actions cryo-nivales quaternaires dans la formation des paysages du Sidobre de Castres (premières observations), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 226-227-228, pp. 121-125.

Ballantyne C.K., 2001 - Measurement and theory of ploughing boulder movement, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 3, pp. 267-288.

Ballantyne C.K. et Matthews J.A., 1982 - The development of sorted circles on recently deglaciated terrain, Jotunheimen, Norway, *Arctic and Alpine Research*, 14, 3, pp. 341-354.

Ballantyne C.K. et Matthews J.A., 1983 - Dessication cracking and sorted polygon development, Jotunheimen, Norway, *Arctic and Alpine Research*, 15, 3, pp. 339-349.

Barry R.G., 2008 - *Mountains weather and climate*, troisième edition, Cambridge University Press, New York, 506 p.

Barsch D., 1993 - Periglacial geomorphology in the 21st century, *Geomorphology*, 7, 1-3, pp. 141-163.

Barsch D. et Caine N., 1984 - The nature of mountain geomorphology, *Mountain Research and Development*, 4, 4, pp. 287-298.

Barsch D. et Treter U., 1976 - Zur Verbreitung von periglazial Phänomenen in Rondane - Norwegen, *Geografiska Annaler*, 58A, 1-2, pp. 83-93.

Barth T. F. W., 1938 - Progressive metamorphism of Sparagmite Rocks of southern Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 18, pp. 55-64.

Battiau-Queney Y., 1982 - Les bourrelets marginaux des hautes latitudes. L'exemple du nord-est de l'Atlantique, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 59, 489-490, pp. 254-259.

Battiau-Queney Y., 1990 - Remarques sur la géomorphologie structurale des socles, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 67,1, pp. 75-82.

Battiau-Queney Y., 1993 - *Le relief de la France - coupes et croquis*, Masson, Paris, 252 p.

Baumann S., Winkler S., Andreassen L.M., 2009 - Mapping glaciers in Jotunheimen, South-Norway, during the «Little Ice Age», *The Cryosphere*, 3, pp. 231-243.

Belnap J., Wilcox B.P., Van Scoyoc M.V., Phillips S.L., 2012 - Successional stage of biological soil crusts: an accurate indicator of ecohydrological condition, *Ecohydrology*, 6, 3, pp. 474-482.

Beltrando G. et Chémery L., 1995 - *Dictionnaire du climat*, Larousse, Paris, 344 p.

Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2004 - The early twentieth-century warming in the Arctic - a possible mechanism, *Journal of Climate*, 17, 20, pp. 4045-4057.

Beniston M. (ed.), 2005 - Global change and mountain regions, an overview of current knowledge, *Advance in Global Change Research*, 23, Springer, Dordrecht, 650 p.

Benninghoff W.S., 1952 - Interaction of vegetation and soil frost phenomena, *Arctic*, 5, pp. 34-44.

Berger A., 1992 - *Le climat de la Terre. Un passé pour quel avenir ?*, De Boeck Université, Bruxelles, 479 p.

Berström K.L. et Näslund J.O., 2005 - Major landforms and bedrock, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 3-16.

Berthling I., Eiken T., Madsen H., Sollid J.L., 2001 - Downslope displacement rates of ploughing boulders in a mid-alpine environment: Finse, Southern Norway, *Geografiska Annaler*, 83A, 3, pp. 103-116.

Berthling I., Eiken T., Sollid J.L., 2001a - Frost Heave and thaw consolidation of ploughing boulders in a mid-alpine environment, Finse, Southern Norway, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 2, pp. 165-177.

Bickerton R.W. et Matthews J.A., 1993 - Little Ice Age variations of outlet glaciers from the Jostedalsbreen ice-cap, southern Norway: a regional lichenometric-dating study of ice-marginal moraine sequences and their climatic significance, *Journal of Quaternary Science*, 8, 1, pp. 45-66.

Bielawska M. et Tsermegas I., 2009 - Anthropogenic degradation of the tourist trail in the Samaria Gorge (Western Crete), *Landform Analysis*, 10, pp. 5-10.

Birot P., 1965 - *Les formations végétales du globe*, Sedes, Paris, 508 p.

Birot P., 1981 - *Les processus d'érosion à la surface des continents*, Masson, Paris, 605 p.

Blandford T.R., Humes K.S., Harshburger B.J., Moore B.C., Walden V.P., 2008 - Seasonal and synoptic variation in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 47, 1, pp. 249-261.

Bloch D., 1980 - *Faroese flowers*, Føroya Fróðskaparfelag, Tórnshavn, 153 p.

Bodéré J.-C., 1985 - *La région côtière S.E. de l'Islande - recherches géomorphologiques*, Thèse d'État, UBO, Brest, 1826 p.

Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich P., Francou B., Reynaud L., Fort M., 2009 - Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps, *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 4, pp. 331-344.

Brochu M., 1964 - Essai de définition des grandes zones périglaciaires du globe, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 1, pp. 32-39.

Brochu M., 1969 - Existence d'une zone périglaciaire dans la région sommitale du Pic (o Pico) dans l'île du Pic aux Açores, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13, 1, pp. 115-118.

Brossard T., Desservy G., Joly D., 1998 - Le GPS comme source de données géographiques à grande échelle. Réalisation d'un test au Svalbard, *L'Espace Géographique*, 1, pp. 23-30.

Brown R.D., 2000 - Northern hemisphere snow cover variability and change, *Journal of Climate*, 13, 13, pp. 2339 - 2355.

Brunet R., Ferras R., Théry H., 2009 - *Les mots de la géographie : dictionnaire critique*, La Documentation française, Collection Dynamiques du territoire, Paris, 518 p.

Bryn A., 2008 - Recent forest limit changes in south-east Norway: effects of climate change or regrouwth after abandoned utilisation ?, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 62, 4, pp. 251-270.

Buchwal A., Fidelus J., Rogowski M., 2009 - Relief transformation in the Rila, Pirin, and western Tatra Mountain, *Landform Analysis*, 10, pp. 18-25.

Cabouret M., 1989 - Proposition d'une délimitation des zones «nordiques» en Fennoscandie (à l'instar du Canada), *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 154-160.

Caine N., 1974 - The geomorphic processes of the alpine environment, *In* Ives J.D. et Barry R.C. (eds.), *Arctic and Alpine Environments*, Methuen, Londres, pp. 721-748.

Caine N., 1978 - Climatic geomorphology in mid-latitude mountains, *In* Davies J.L. et Williams M.A.J., *Landform evolution in Australasia*, Australian National University Press, Canberra, pp. 113-127.

Carrivick J.L. et Brewer T.R., 2004 - Improving local estimations and regional trends of glacier equilibirum line altitudes, *Geografiska Annaler*, 86A, 1, pp. 67-79.

Carton A., Coratza P., Marchetti M., 2005 - Guidelines for geomorphological sites mapping: Examples from Italy, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, pp. 209-218.

Chardon M., 1984 - Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 72, 2-3, pp. 213-224.

Chardon M., 1990 - *Montagnes et milieux montagnards, Géographie physique des montagnes*, Collection Grenoble Sciences, Institut de Géographie alpine, Grenoble, 240 p.

Chinn T., Winkler S., Salinger M.J., Haakensen N., 2005 - Recent glacier advances in Norway and New Zealand: a comparison of their glaciological and meteorological causes, *Geografiska Annaler*, 87A, 1, pp. 141-157.

Christiansen H.H., 1996 - Effects of nivation on periglacial landscape evolution in western Jutland, Denmark, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 2, pp. 111-138.

Christiansen H.H., 1998a - Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 8, pp. 751-760.

Christiansen H.H., 1998b - «Little Ice Age» nivation activity in northeast Greenland, *The Holocene*, 8, 6, pp. 719-728.

Christiansen H.H., 2001 - Snow-cover depth, distribution and duration data from northeast Greenland obtained by continuous automatic digital photography, *Annals of Glaciology*, 32, pp. 102-108.

Christiansen H.H., 2004 - Meteorological control on interannual spatial and temporal variations in snow cover and ground thawing in two northeast Greenlandic Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 2, pp. 155-169.

Comanescu L., Nedelea A., Dobre R., 2011 - Evaluation of geomorphosites in Vistea Valley (Fagaras Mountains-Carpathians, Romania), *International Journal of the Physical Sciences*, 6, 5, pp. 1161-1168.

Commentale B., 2011 - Géomorphologie et paysages de l'argile. L'exemple des Mauges et des aires limitrophes de Loire-Atlantique, *Cahiers Nantais*, 2, pp. 65-73.

Coque R., 1993 - *Géomorphologie*, Armand Colin, Paris, 503 p.

Corner G., 2005 - Scandes mountains, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 229-254.

Costard F., 1990 - Vallées de débâcle et processus cryokarstiques sur Mars et en Sibérie, *Géographie physique et Quaternaire*, 44, 1, pp. 97-104.

Cotton C.A., 1948 - *Landscape as developed by the processes of normal erosion*, Cambridge University Press, New York, 509 p.

Crepaz A., Cagnati A., Galuppo A., Carollo F., Marinoni F., Magnabosco L., Defendi V., 2011 - Case studies in the European Alps – Piz Boè rock glacier, Dolomites, Eastern Italian Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds.),*Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*, PermaNET project, final report of Action 5.3., pp. 151-158.

Czudek T., 1995 - Cryoplanation terraces - a brief review and some remarks, *Geografiska Annaler*, 77A, 1-2, pp. 95-105.

Czudek T., et Demek J., 1970 - Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief, *Quaternary Research*, 1, pp. 103-120.

Dabski M. et Gryglewicz E., 1998 - Selected forms of frost sorting in the marginal zone of Flaajökull (Iceland), *Biuletyn Peryglacjalny*, 37, pp.19-34.

Dahl E., 1956 - *Rondane: mountain vegetation in South Norway and its relation to environment*, Norsk Videnskap Akademi i Oslo, Mat.-Naturv. Klasse, 3, 374 p.

Darmody R.G. et Thorn C.E., 1997 - Elevation, age, soil development, and chemical weathering at Storbreen, Jotunheimen, Norway, *Geografiska Annaler*, 79A, 4, pp. 215-222.

Deline P., Cremonese E., Drenkelfluss A., Gruber S., Kemna A., Krautblatter M., Magnin F., Malet E., Morra di Cella U., Noetzli J., Pogliotti P., Ravanel L., 2011 - Case studies in the European Alps - Aiguille du Midi, Mont Blanc massif, French Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*, PermaNET project, final report of Action 5.3., pp. 97-108.

Derruau M., 1972 - *Précis de géomorphologie*, Masson, Paris, 415 p.

Desyatkin R.M. et Desyatkin A.R., 2006 - Thermokarst transformation of soil cover on cryolithozone flat territories, *In* Hatano R. et Guggenberger G. (eds.), *Symptom of Environmental Change in Siberian Permafrost Region*, Hokkaido University Press, Sapporo, pp. 213-223.

Diolaiuti G. et Smiraglia Cl., 2010 - Changing glaciers in a changing climate: how vanishing geomorphosites have been driving deep changes in mountain landscapes and environments, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 131-152.

Dixon J.C., Darmody R.G., Schlyter P., Thorn C.E., 1995 - Preliminary investigation of geochemical process reponses to potential environmental change in Kärkevagge, northern Scandinavia, *Geografiska Annaler*, 77A, 4, pp. 259-267.

Douguédroit A. et de Saintignon M.-F., 1970 - Méthode d'étude de la décroissance des temperatures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du sud, *Revue de Géographie Alpine*, 58, 3, pp. 453-472.

Douguédroit A. et de Saintignon M.-F., 1984 - Les gradients de temperatures et de precipitations en montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 72, 2-3, pp. 225-240.

Duplessy J.C., 1996 - *Quand l'océan se fâche - histoire naturelle du climat*, Odile Jacob, Paris, 277 p.

Dutkiewicz L., 1967 - The distribution of periglacial phenomena in NW Sörkapp, Spitsbergen, *Biuletyn Peryglacjalny*, 16, pp. 37-83.

Dylik J., 1964 - Éléments essentiels de la notion de périglaciaire, *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, pp. 111 - 132.

Dylik J., 1970 - Le périglaciaire, analyse critique des livres de J. Tricart et de L.E. Hamelin et F.A. Cook, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14, 3, pp. 335-353.

Dylik J., 1972 - Rôle du ruissellement dans le modelé périglaciaire, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 60, pp. 169-183.

Elligers A. et Jacobsen T., 2009 - *Fransk blå ordbok - Fransk-norsk/norsk-fransk*, Kunnskapsforlaget, Oslo, 685 p.

Embleton C. (dir.), 1984 - *Geomorphology of Europe*, MacMillan, Londres, 465 p.

Embleton C. et King C.A.M., 1970 - *Glacial and periglacial Geomorphology*, Robert Cunningham and Sons, Alva, 608 p.

Embleton C. et King C.A.M., 1975 - *Periglacial geomorphology*, second edition, volume 2, Wiley and Sons, New York, 203 p.

Escourrou G., 1981 - *Climat et environnement-Les facteurs locaux du climat*, Masson, Paris, 182 p.

Esmark J., 1829 - *Reise fra Christiana til Trondhjeim*, Hartmann, Christiana, 81 p.

Etienne S., 1999 - The influence of topography on snowpatch distribution in southern Iceland : a new hypothesis for glaciers formation ?: a comment, *Geografiska Annaler*, 81A, 1, pp. 101-105.

Etienne S., 2003 - L'apport de la microclimatologie à l'étude des processus de météorisation en milieux polaires : résultats préliminaires au Spitsberg, *Environnements Périglaciaires*, 10, pp. 66-72.

Etienne S., 2006 - Les nouvelles tendances de la géomorphologie périglaciaire : colloque international «Shifting lands» SEDIFLUX (Clermont-Ferrand, 20–22 janvier 2005), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 163-164.

Estienne P. et Godard A., 1970 - *Climatologie*, Colin, Paris, 368 p.

Etlicher B., 1988 - Étagement des modelés en moyenne montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 76, 3, pp. 229-248.

Etzelmüller B. et Sollid J.L., 1991 - The role of weathering and pedological processes for the development of sorted circles on Kvadehuksletta, Svalbard - a short report, *Polar Research*, 9, 2, pp. 181-191.

Etzelmüller B., Berthling I., Sollid J.L., 2003 - Aspects and Concepts on the Geomorphological Significance of Holocene Permafrost in Southern Norway, Geomorphology, 52, 1-2, pp. 87-104.

Farbrot H., Hipp T.F., Etzelmüller B., Isaksen K., Ødegård R.S., Schuler T.V., Humlum O., 2011 - Air and ground temperature variations observed along elevation and continentality gradients in Southern Norway, *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 4, pp. 343-360.

Fealy R. et Sweeney J., 2005 - Detection of a possible change point in atmospheric variability in the north atlantic and its effect on scandinavian glacier mass balance, *International Journal of Climatologie*, 25, pp. 1819-1833.

Febrar M., 2009 - *Palsa development in Dovrefjell, southern norwegian mountains - breakdown in a warming climate*, Faculty of mathematics and natural sciences, University of Oslo, 75 p.

Feuillet Th. et Sellier D., 2008 - Observations sur la limite inférieure de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales françaises (Bigorre), *Environnements Périglaciaires*, 15, pp. 59-68.

Fleitout C. et Peulvast J.-P., 1982 - Les bourrelets marginaux des hautes latitudes. L'exemple du bourrelet scandinave, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 59, 489-490, pp. 245-253.

Flohn H., 1968 - *Contribution to a meteorology of the Tibetan Highlands*, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 130, 121 p.

Folland C.K., Karl T.R., Christy J.R., Clarke R.A., Gruza G.V., Jouzel J., Mann M.E., Oerlemans J., Salinger M.J., Wang S.W., 2001 - Observed climate variability and change, *In* IPCC, *Climate Change 2001: the scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 99-181.

Førland E.J., Skaugen T.E., Benestad R.E., Hanssen-Bauer I., Tveito O.E., 2004 - Variations in thermal growing, heating and freezing indices in the nordic Arctic, 1900-2050, *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 36, 3, pp. 347-356.

Francou B., 1993 - *Hautes montagnes - passion d'explorations*, Masson, Paris, 202 p.

Francou B., Le Méhauté N., Jomelli V., 2001 - Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, alpine environment (Cordillera Real, 16° S, Bolivia), *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 4, pp. 367-377.

French H.M., 1989 - Processus périglaciaires, *In* Heginbottom J.A. (coord.), *Processus géomorphologiques au Canada*, Commission géologique du Canada, Montréal, 1, pp. 652-661.

French H.M., 1999 - Past and present permafrost as an indicator of climate change, *Polar Research*, 18, 2, pp. 269-274.

French H.M., 2000 - Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term «periglacial», *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 1, pp. 35-42.

French H.M., 2003 - The development of periglacial geomorphology: 1 - up to 1965, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 1, pp. 29-60.

French H.M., 2007 - *The periglacial environment*, troisième edition, Wiley and Sons, New York, 458 p.

Fronzek S., Luoto M., Carter T.R., 2006 - potential effect of climate change on the distribution of palsa mires in subarctic Fennoscandia, *Climate Research*, 32, 1-12, pp. 1-12.

Gerrard J., 1992 - The nature and geomorphological relationships of earth hummocks (thufa) in Iceland, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementbände, 86, pp. 173-182.

Gjærevoll O. et Jørgensen R., 2005 - *Fjellflora*, Gyldendal Fakta, Oslo, 175 p.

Gjessing J., 1967 - Norway's paleïc surface, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 21, 2, pp. 69-132.

Godard A., 1965 - *Recherches géomorphologiques en Ecosse du Nord-Ouest*, Thèse d'Etat, Paris, Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, 701 p.

Godard A., 1977 - *Pays et paysages du granite*, PUF, Paris, 232 p.

Godard A., 1982 - Quelques enseignements apportés par les bordures de l'Atlantique Nord, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 59, 489-490, pp. 241-245.

Godard A. et Tabeaud M., 1996 - *Les climats-mécanismes et répartition*, Armand Colin, Paris, 191 p.

Godard A. et André M.-F., 1999 - *Les milieux polaires*, Armand Colin, Paris, 453 p.

Gorbunov A.P., 1996 - Monitoring the evolution of permafrost in the Tien Shan, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 3, pp. 297-298.

Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Targulian V.O., Glazov M.V., 1999 - Arctic soils : spatial distribution, zonality and transformation due to Global Change, *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 3, pp. 235-250.

Grandgirard V., 1999 - L'évaluation des géotopes, *Geologia Insubrica*, 4, pp. 59-66.

Gray M., 2004 - *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*, Wiley and Sons, Chichester, 434 p.

Green F.H.W. et Harding R.J., 1980 - The altitudinal gradient of air temperature in southern Norway, *Geografiska Annaler*, 62A, 1-2, pp. 29-36.

Grove J.M., 2004 - *Little Ice Ages: ancient and modern*, deuxième édition, Routledge, Londres, 718 p.

Guilcher A., 1953 - Sur deux caractères du climat océanique tempéré, *Cahiers de l'Information Géographique*, 2, pp. 52-57.

Guilcher A. et Beaujeu-Garnier J., 1958 - *L'Europe du Nord et du Nord-Ouest*, Tome I, Généralités physiques et humaines, PUF, Paris, 258 p.

Guillien Y. et Rondeau A., 1966 - Le modelé cryonival de la Tunisie centrale et septentrionale, *Annales de Géographie*, 409, pp. 257-267.

Haeberli W., Guodong C., Gorbunov A.P., Harris S.A., 2006 - Mountain permafrost and climatic change, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 2, pp. 165-174.

Hallégouët B. et Sellier D., 2005 - Quelques enseignements des heritages périglaciaires presents dans les «grès armoricains» du Finistère, *Environnements Périglaciaires*, 12, pp. 67-72.

Hamelin L.-E. et Cook F.A., 1967 - *Le Périglaciaire par l'image, Illustrated Glossary of periglacial phenomena*, Presses de l'Université Laval, Québec, 237 p.

Hanssen-Bauer I., Nordli P.Ø., Førland E.J., 1996 - Principal component analysis of the NACD temperatures series, *DMNI-klima report*, 27-98, Norwegian Meteorlogical Institute, Oslo, 37 p.

Harris C., 2005 - Climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazar, *In* Beniston M. (ed.), *Global change and mountain regions, an overview of current knowledge*, Advance in global change research, Springer, Dordrecht, pp.215-224.

Harris C., 1982 - The distribution and altitudinal zonation of periglacial landforms, Okstindan, Norway, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 3, pp. 283-304.

Harris S.A., 2001 - Twenty years of data on climate-permafrost-active layer variations at the lower limit of alpine permafrost, Marmot Basin, Jasper National Park, Canada, *Geografiska Annaler*, 83 A, 1-2, pp.1-13.

Haugland J.E., 2004 - Formation of patterned ground and fine -scale development within two late Holocene glacial chronosequences: Jotunheimen, Norway, *Geomorphology*, 61, 3-4, pp. 287-301.

Haugland J.E., 2006 - Short-term periglacial processes, vegetation succession and soil development within sorted patterned ground: Jotunheimen, Norway, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 38, 1, pp. 82-89.

Haukeland J.A., 2011 - *Sustainable Tourism development in a Norwegian National Park Area-Exploring social aspects*, Philosophiae Doctor Thesis, Norwegian University of Life Sciences, Universitet for Miljø-og biovitenskap, Oslo, 222 p.

Hedding D.W., 2006 - *Geomorphology and geomorphological responses to climate change in the interior of sub-Antarctic Marion Island*, Faculty of Natural and Agricultural Sciences, Pretoria, 113 p.

Heggem E.S.F., Juliussen H., Etzelmüller B., 2005 - Mountain permafrost in Central-Eastern Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 2, pp. 94-108.

Hjort J., Luoto M., Seppälä M., 2007 - Landscape scale determinant of periglacial features in subarctic Finland: a grid-based modeling approach, *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 2, pp. 115-127.

Hjort J. et Luoto M., 2009 - Interaction of geomorphic and ecologic features across altitudinal zones in subarctic landscapes, *Geomorphology*, 112, 3-4, pp. 324-333.

Hofgaard A., 2003 - Effects of climate change on the distribution of palsa peatlands: background and suggestions for a national monitoring project, *Nina project report*, 21, 32 p.

Höllermann P.W., 1964 - Rezante Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe), *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementbände, 4, 257 p.

Höllermann P.W., 1967 - Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen (mit Ergänzungen aus dem Apennin und dem Französischen Zentralplateau), *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 40, pp. 1-198.

Höllermann P.W., 1985 - The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view, *Erdkunde*, 39, pp. 259-270.

Holmlund P., 2005 - Glaciers, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 175-184.

Hreško J., Bugár G., Petrovič F., 2009 - Changes of vegetation and soil cover in alpine zone due to anthropogenic and geomorphological processes, *Landform Analysis*, 10, pp. 39-43.

Huc S., 2008 - Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France) : morphodynamique et marqueurs biologiques, *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 2, pp. 99-112.

Humboldt A. de, 1823 - *Essai géognostique sur le gisement des roches*, Levrault, Paris, 322 p.

Humlum O., 2002 - Modelling late 20th-century precipitation in Nordenskiöld Land, Svalbard, by geomorphic means, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56, 2, pp. 96-103.

Humlum O., 2008 - Alpine and polar periglacial processes: the current state of knowledge, *In* Kane D.L. et Hinkel K.M. (eds.), *Ninth International Conference on Permafrost*, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, volume 1, pp. 753-759.

Humlum O. et Christiansen H. H., 1998 - Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 3, pp. 189-211.

Humlum O., Instanes A., Sollid J.L., 2003 - Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges, *Polar Research*, 22, 2, pp. 191-215.

Humlum O. et Isaksen K. (eds.), 2005 - Permafrost geomorphological systems in a changing global climate, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 2, pp. 75-203.

IPCC (International Panel on Climate Change), 2001 - *Climate Change 2001: synthesis report*, Cambridge University Press, Cambridge, 145 p.

IPCC (International Panel on Climate Change), 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, Cambridge, 996 p.

Isaksen K., Hauck C., Gudevang E., Ødegård R. S., Sollid J. L., 2002 - Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56, 2, pp. 122-136.

Isaksen K. et Sollid J.L., 2002a - The permafrost on Svalbard and in Norway is thawing, *Cicerone report*, 5, pp. 4-7.

Isaksen K. et Sollid J.L., 2002b - *Løsavleiringer og permafrost i Hjerkinn skytefelt, Dovrefjell*, 39 p.

Iwata S., 1986 - Vertical zonation of patterned ground in the Japanese high mountain, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 21, pp. 209-221.

Jahns H.M., 1996 - *Guide des fougères, mousses et lichens d'Europe*, Delachaux et Niestlé, Paris, 257 p.

Joly D., 1989 - Classification des microclimats en milieu arctique (Spitsberg), *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 188-191.

Joly F., 1997 - *Glossaire de géomorphologie - Base de données sémiologiques pour la cartographie*, Armand Colin, Paris, 325 p.

Jonasson S., 1986 - Influence of frost heaving on soil chemistry and on the distribution of plant growth forms, *Geografiska Annaler*, 68A, 3, pp. 185-195.

Kääb A. et Haeberli W., 2001 - Evolution of a high mountain thermokarst lake in the Swiss Alps, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33, 4, pp. 385-390.

Kade A. et Walker D.A., 2008 - Experimental alteration of vegetation on nonsorted circles: effects on cryogenic activity and implications for climate change in the Arctic, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40, 1, pp. 96-103.

Kaltenborn B.P., Qvenild M., Nellemann C., 2011 - Local governance of national parks: The perception of tourism operators in Dovre-Sunndalsfjella National Park, Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 65, 2, pp. 83-92.

Kanzawa K., 2001 - The distribution and altitudinal zonation of periglacial landforms in Hörgardalur, Northern Iceland, *Bulletin of the Faculty of Education and Human Sciences*, Yamanashi University, 2, 2, pp. 60-70.

Kariya Y., 2002 - Geomorphic processes at a snowpatch hollow on Gassan volcano, Northern japan, *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 2, pp. 107-116.

Karlén W., 1988 - Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 7, 2, pp. 199-209.

Karlén W. et Matthews J.A., 1992 - Reconstructing Holocene glacier variations from glacial lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalsbreen-Jotunheimen, southern Norway, *Geografiska Annaler*, 74A, 4, pp. 327-348.

Karte J., 1983 - Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators, *Geojournal*, 7, 4, pp. 329-340.

Karte J. et Liedtke H., 1981 - The theoretical and practical definition of the term “periglacial” in its geographical and geological meaning, *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, pp. 123-135.

Kastellet E., Nesje A., Pedersen E.S., 1998 - Reconstructing the paleoclimate of Jæren, Southwestern Norway, for the period 1821-1850, from historical documentary records, *Geografiska Annaler*, 80A, 1, pp. 51-65.

Kellerer-Pirklbauer A., Lieb G.K., Schoeneich P., Deline P., Pogliotti P. (eds), 2011 - *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps,* PermaNET project, final report of Action 5.3., 177 p.

Kergormard C., 1984 - L’histoire climatique et glaciaire de la Scandinavie depuis le dernier interglaciaire, à la lumière des travaux récents, *Hommes et Terres du Nord*, 1, pp. 40-45.

Kergormard C., 1984a - Le retrait glaciaire et les transformations du domaine marginal de deux grands glaciers au Spitsberg occidental depuis le début du vingtième siècle, *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 185-195.

Kerguillec R., 1999 - *Les formes de ravinement postglaciaires dans le secteur du Midfell (Islande du sud)*, Mémoire de maîtrise, Université de Nantes, 229 p.

Kerguillec R., 2007 - *L'évolution récente des limites de l'étage périglaciaire actif dans les montagnes de l'Europe du Nord Ouest (Islande-Norvège)*, mémoire de recherche de Master II, Université de Nantes, 110 p.

Kerguillec R., 2011 - Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale*, 62°22'N/61°46'N; 8°5E/10°E*) : les enseignements du terrain, *Environnements Périglaciaires*, 17, pp. 45-65.

Kerguillec R., 2013 - Recent patterned grouds development on a glacier surface (Dovrefjell, central Norway) : an ephemeral periglacial activity in a paraglacial context, *Geografiska Annaler*, DOI 10.1111/Geoa. 12019.

Kerguillec R. et Sellier D., 2012 - L'abaissement vers l'océan des limites de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège centrale : un facteur de caractérisation de la montagne atlantique, *Environnements périglaciaires*, 18-19, pp. 83-92.

King L., 1983 - High mountain permafrost in Scandinavia, *In Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings*, National Academy Press, Washington, pp. 612-617.

King L., 1984 - Permafrost in Skandinavien, *Heidelberg Geographische Arbeiten*, 76, 174 p.

King L., 1986 - Les limites inférieures du pergélisol alpin en Scandinavie-Recherches de terrain et présentation cartographique, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 20, pp. 59-70.

Kirkby M.J., 1995 - A model for variations in gelifluction rates with temperature and topography: implications for global change, *Geografiska Annaler*, 77A, 4, pp. 269-278.

Kjällgren L. et Kullman L., 1998 - Spatial patterns and structure of the mountain birch tree-limit in southern Norway, Swedish Scandes - A regional perspective, *Geografiska Annaler*, 80A, 1, pp. 1-16.

Kjällgren L. et Kullman L., 2002 - Geographical patterns of tree-limits of Norway spruce and Scots pine in the southern Swedish Scandes, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56, 4, pp. 237-245.

Kling J., 1997 - Observations on sorted circle development, Abisko, Northern Sweden, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 4, pp. 447-453.

Klingbjer P., 2004 - *Glaciers and climate in northern Sweden during the 19th and 20th century*, Thesis in geography with emphasis on physical geography, Stockholm University, 28, 100 p.

Koizumi T., 1980 - Geoecology of the alpine zone of the Japan Alps, *Bulletin of Tokyo Gakugei University*, 31, pp. 93-105.

Kokfelt U., Rosén P., Schoning K., Christensen R., Förster J., Karlsson J., Reuss N., Rundgren M., Callaghan T.V., Jonasson C., Hammarlund D., 2009 - Ecosystem responses to increased precipitation and permafrost decay in subarctic Sweden inferred from peat and lake sediments, *Global Change Biology*, 15, 7, pp. 1652-1663.

Köppen W., 1931 - *Grundriss der Klimakunde*, Walter de Gruyter and Co, Berlin, 388 p.

Koster E.A. et French H.M., 1988 - Introduction: perspectives on periglacial studies, *In* Koster E.A. et French H.M. (eds.), Periglacial processes and landforms, *Zeitschrift für Geomorphology*, Supplementbände, 71, pp. 5-9.

Krainer K., 2011 - Case studies in the European Alps – Rock Glacier Hochebenkar, Western Austrian Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*, PermaNET project, final report of Action 5.3., pp. 66-76.

Krill A.G., 1987 - *Snöhetta berggrunnskart 1519 4, 1: 50 000*, foreløping utgave Norges geologiske undersøkelse.

Krüger J., 1994 - Sorted polygons on recently deglaciated terrain in the Highland of Mælifellssandur, South Iceland, *Geografiska Annaler*, 76A, 1-2, pp. 49-55.

Kuhle M., 2007 - Altitudinal levels and altitudinal limits in high mountains, *Journal of Mountain Science*, 4, 1, pp. 24-33.

Kullman L., 1991 - Ground frost restriction of *Picea Abies* forest in northern Sweden. A dendroecological analysis, *Geografiska Annaler*, 73A, 3-4, pp. 167-178.

Kullman L., 2000 - Tree-limit rise and recent warming: a geoecological case study from the Swedish Scandes, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 54, 2, pp. 49-59.

Kullman L. et Kjällgren L., 2006 - Holocene pine tree-line evolution in the Swedish Scandes: recent tree-line rise and climate change in a long-term perspective, *Boreas*, 35, 1, pp. 159-168.

Kuusisto E., 2005 - Snow as a geographic element, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 159-173.

Laaksonen K., 1976 - The dependence of mean air temperatures upon latitude and altitude in Fennoscandinavia 1921-1950, *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, A 3, 110, pp. 5-19.

Laberge M.J. et Payette S., 1995 - Long-term monitoring of permafrost change in palsa peatland in northern Quebec, Canada: 1983-1993, *Arctic and Alpine Research*, 27, 2, pp. 167-171.

Labeyrie J., 1993 - *L'homme et le climat*, Denoël, Paris, 343 p.

Lagarec D., 1982 - Cryogenic mounds as indicator of permafrost conditions, northern Quebec, *In 4th Proceeding Canadian Permafrost Conference*, National Academy Press, Whashington, pp. 43-48.

Lageat Y., 2000 - Les granites en France - entre paysages banals et formes pittoresques, *Historiens et Géographes*, 370, pp. 287-298.

Laute K. et Beylich A.A., 2012 - Influences of the Little Ice Age glacier advance on hillslope morphometry and development in paraglacial valley systems around the Jostedalsbreen ice cap in Western Norway, *Geomorphology*, 167-168, pp. 51-69.

Le Cœur Ch., 1995 - La géographie n'est pas seulement une science sociale, *Hérodote*, 76, pp. 39-51.

Le Coeur Ch., 2007 - Les glaciers rocheux dégradés : rémanence de la forme et potentiel de réactivation, *Environnements Périglaciaires*, 14, pp. 47-57.

Le Petit Larousse, *1999* - Larousse, Paris, 1872 p.

Lees J.A. et Clutterbuck W.J., 2001 - *Three in Norway, by two of them*, Andresen et Butenschoen, Oslo, 350 p.

Leroux M., 1996 - *La dynamique du temps et du climat*, Masson, Paris, 310 p.

Lewkowicz A.G., 1988 - Slopes processes, *In* Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley and Sons, Chichester, pp. 325-369.

Lie K., 1996 - *Palsstudier i Sør-Norge*, Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo, Oslo, 81 p.

Lindholm M. et Eronen M., 2000 - A reconstruction of mid-summer temperatures from ring-widths of scots pine since AD 50 in northern Fennoscandia, *Geografiska Annaler*, 82A, 4, pp. 527-535.

Ling F. et Zhang T., 2003 - Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan arctic, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 2, pp. 141-150.

Lloyd A.H., Yoshikawa K., Fastie Ch. L., Hinzman L., Fraver M., 2003 - Effects of permafrost degradation on woody vegetation at arctic treeline on the Seward Peninsula, Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 2, pp. 93-101.

Löffler J., Lundberg A., Rössler O., Bräuning A., Jung G., Pape R., Wundram D., 2004 - The alpine treeline under changing land use and changing climate: Approach and preliminary results from continental Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 58, 4, pp. 183-193.

Lorius Cl., 1991 - *Glaces de l'Antarctique - une mémoire, des passions*, Odile Jacob, Paris, 301 p.

Luetschg M. et Haeberli W., 2005 - Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of snow cover, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 2, pp. 78-83.

Lunardini V.J., 1996 - Climatic warming and the degradation of warm permafrost, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 4, pp. 311-320.

Maasch K.A., Mayewski P.A., Rohling E.J., Stager J.C., Karlén W., Meeker L.D., Meyerson E.A., 2005 - A 2000-year context for modern climate change, *Geografiska Annaler*, 87A, 1, pp. 7-15.

Marcus M.G., French H.M. et Stäblein G., 1992 - Recent studies on glacial and periglacial geomorphology - Preface, *In* Geomorphology and geoecology: glacial and polar geomorphology, Proceedings of the Second International Conference on Geomorphology: geomorphology and geoecology, *Zeitschrift für Geomorphology*, Supplementbände, 86, 182 p.

Martonne E. de, 1951 - Traité de géographie physique, Tome 2, *Le relief du sol*, Armand Colin, Paris, neuvième édition, 1057 p.

Martonne E. de, 1957 - Traité de géographie physique, Tome 1 *Notions générales-Climat-Hydrologie*, Armand Colin, Paris, neuvième édition, 496 p.

Matsuoka N., 2011 - Climate and material controls on periglacial soil processes: towards improving periglacial climate indicators, *Quaternary Research*, 75, 2, pp. 356-365.

Matthews J.A., Shakesby R., Berrisford M.S., Mc Ewen L.J., 1998 - Periglacial patterned ground on the Styggedalsbrenn glacier foreland, Jotunheimen, southern Norway: micro-topographic, paraglacial and geoecological controls, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 2, pp. 147-166.

Matthews J.A. et Briffa K.R., 2005 - The Little Ice Age: re-evaluation of an evolving concept, *Geografiska Annaler*, 87A, 1, pp. 17-36.

Mc Bean G., Alekseev G., Chen D., Førland E., Fyfe J., Groisman P.Y., King R., Melling H., Vose R., Whitfield P.H., 2005 - Arctic climate: past and present, *In* Acia, *Arctic climate impact Assessment*, Cambridge University Press, New York, pp. 22-55.

Mercier D., 1997 - L'impact du ruissellement sur les moraines latérales du glacier du Roi (Colletthøgda, Spitsberg, 79°N), *Norois*, 44, 175, pp. 549-566.

Mercier D., 1998a - Rythmes et vitesses de l'érosion en milieu polaire : l'incision des plages soulevées holocènes au Spitsberg nord occidental, *Cahiers Nantais*, 49, pp. 151-158.

Mercier D., 1998b - *Le ruissellement au Spitsberg. L'impact d'un processus azonal sur les paysages d'un milieu polaire, presque île de Brøgger (79°N)*, Thèse nouveau régime, Clermont Ferrand, 532 p.

Mercier D., 2000 - Du glaciaire au paraglaciaire : la métamorphose des paysages polaires au Svalbard, *Annales de Géographie*, 109, 616, pp. 580-596.

Mercier D., 2001 - *Le ruissellement au Spitsberg, le monde polaire face aux changements climatiques*, Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 278 p.

Mercier D., 2005 - Changements climatiques et métamorphoses des paysages polaires, *In* André M.-F. (dir.), *Le monde polaire-mutations et transitions*, Ellipses, Paris, pp. 25-38.

Mercier D., 2008 - Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 223-234.

Mercier D., 2010 - *La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges*, Thèse HDR, Université de Clermont Ferrand, 264 p.

Moberg A., Tuomenvirta H., Nordli Ø., 2005 - Recent climatic trends, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 113-133.

Moen A., 1987 - The regional vegetation of Norway: that of Central Norway in particular, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 41, 4, pp. 179-226.

Müller D.K., Hall C.M., Keen D., 2004 - Second Home Tourism Impact, Planning and Management, *In* Hall C.M. et Müller D.K. (eds.), *Tourism, Mobility and Second Homes. Between Elite Landscape and Common Ground*, Channel view publications, Clevedon, pp. 15-34.

Nelson F., 1989 - Cryoplanation terraces: periglacial cirque analogs, *Geografiska Annaler*, 71A, 1-2, pp. 31-41.

Nelson F.E., Hinkel K.M., Outcalt S.I., 1991 - Palsa-scale frost mounds, *In* Dixon J.C. et Abrahams A.D., *Periglacial geomorphology, Proceedings of the 22nd Annual Binghampton Syposium in Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester, pp.305-325.

Nesje A. et Dahl S.O., 2003 - The Little Ice Age - Only temperature ?, *The Holocene*, 13, 1, pp. 139-145.

Nesje A., Dahl S.O., Thun T., Nordli Ø., 2008a - The Little Ice Age glacial expansion in western Scandinavia : summer temperature or winter precipitation ?, *Climate Dynamics*, 30, 7-8, pp. 789-801.

Nesje A., Bakke J., Dahl S.O., Lie Ø., Matthews J.A., 2008b - Norwegian mountain glaciers in the past, present and future, *Global and Planetary Change*, 60, 1-2, pp. 10-27.

Niessen A., Van Horssen P., Koster E.A., 1992 - Altitudinal zonation of selected geomorphological phenomena in an alpine periglacial area (Abisko, Northern Sweden), *Geografiska Annaler*, 74A, 2-3, pp. 183-196.

Nilhén T., 2000 - Palsas in Härjedalen, Sweden: 1910 and 1998 compared, *Geografiska Annaler*, 82 A, 1, pp. 39-44.

Nilsen O. et Wolff F.C., 1988 - *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Røros/Sveg - 1: 250 000*, Norges Geologiske Undersøkelse.

Nyberg R., 1991 - Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35, 3, pp. 321-343.

Nyberg R. et Lindh L., 1990 - Geomorphic features as indicators of climatic fluctuations in a periglacial environment, Northern Sweden, *Geografiska Annaler*, 72A, 2, pp. 203-210.

Ødegård R.S., 1993 - *Ground and glacier thermal regimes related to periglacial and glacial processes: cases studies from Svalbard and southern Norway*, thèse, Université d'Oslo, 132 p.

Ødegård R.S., Hoelzle M., Johansen K.V., Sollid J.L., 1993 - Permafrost prospecting and mapping in southern Norway, *In* Ødegård R.S., G*round and glacier thermal regimes related to periglacial and glacial processes: cases studies from Svalbard and southern Norway*, manuscrit non publié, pp. 79-98.

Ødegård R.S., Isaksen K., Mastervik M., Billdal L., Engler M., Sollid J.L., 1999 - Comparison of BTS and Landsat TM data from Jotunheimen, southern Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53, 4, pp. 226-233.

Ødegård R.S., Liestøl O., Sollid J.L., 1988 - Periglacial forms related to terrain parameters in Jotunheimen, southern Norway, *In Permafrost: V International Conference on Permafrost in Trondheim*, Volume 3, Tapir Publishers, Trondheim, pp. 59-61.

Oftedahl C., 1950 - Petrology and geology of the Rondane area, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 28, pp. 199-225.

Oksanen P.O., 2005 - *Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes*, Academic dissertation, Faculty of Science, University of Oulu, 50 p.

Osterkamp T.E. et Romanovsky V.E., 1999 - Evidence of warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 1, pp. 17-37.

Østrem G., Dale Selvig K., Tandberg K., 1988 - Atlas over breer in Sør-Norge, *Meddelser*, 61, Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), Oslo, 45 p.

Østrem G. et Haakensen N., 1993 - Glaciers of Europe - Glaciers of Norway, satellite image atlas of glaciers of the world, *US Geological Survey Professional Paper*, 1386-E-3, 109 p.

Paasche Ø. et Bakke J., 2010 - Defining the Little Ice Age, *Climate of the Past Discussions*, 6, 5, pp. 2159-2175.

Pagney P., 1994 - *Les climats de la terre*, Masson, Paris, 166 p.

Panizza M., 2001 - Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, 46, pp. 2-6.

Panizza M., Piacente S., 1993 - Geomorphological Assets Evaluation, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 87, pp. 13-18.

Pautou G. et Vigny F., 1989 - Étagement et connectivité, particularités des systèmes de montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 76, 1-2-3, pp. 29-38.

Pech P., 1991 - Groupements végétaux et processus morphogéniques sur des versants de haute montagne alpine (Val d'Ossola et Dévoluy), *In Actes du 116ème congrès national des Sociétés Savantes*, Sciences, Chambéry, pp. 161-171.

Péguy Ch.-P., 1953 - Hautes altitudes et hautes latitudes, *Cahiers de l'Information Géographique*, 3, pp. 58-64.

Péguy Ch.-P. (avec la collaboration d'A. Moign), 1969 - *Ces montagnes qui flottent sur la mer*, Arthaud, collection Sempervirum, Paris, 318 p.

Péguy Ch.-P., 1970 - *Précis de Climatologie*, Masson, Paris, 468 p.

Pepin N.C., 1995 - The use of GCM scenario output to model effects of future climatic change on the thermal climate of marginal maritime Uplands, *Geografiska Annaler*, 77A, 3, pp. 167-185.

Pepin N.C., 1997 - Scenarios of future climate change: effects on frost occurrence and severity in the maritime Uplands of northern England, *Geografiska Annaler*, 79A, 1-2, pp. 121-137.

Pereira P. et Pereira D., 2010 - Methodological guidelines for geomorphosite assessment, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 215-222.

Pereira P., Pereira D., Caetano M.I., 2007 - Geomorphosite assessment in Monteshino Natural Park (Portugal), *Geographica Helvetica*, 62, 3, pp. 159-168.

Peterson P. (ed.), 2001 - *Biological soil crusts: ecology and management*, US Department of Interior, Denver, 119 p.

Peulvast J.-P., 1977 - Le bourrelet scandinave et les Calédonides : aspects et problèmes de la géomorphologie de la Norvège, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 503-514.

Peulvast J.-P., 1985 - *Relief, érosion différentielle et morphogenèse dans un bourrelet montagneux de Haute latitude : Lofoten-Vesterålen et Sogn-Jotun (Norvège)*, Thèse d'Etat, Lettres, Paris I, 1642 p.

Pinard J., 1980 - Les parcs nationaux de la péninsule scandinave, *In* Montagnes et montagnards, mélanges géographiques offerts en hommage au doyen Paul Veyret par ses collègues et amis, *Revue de Géographie Alpine*, pp. 461-471.

Pissart A., 1973 - L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses Alpes), résultats d'expérience de terrain, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 9, pp. 33-53.

Pissart A., 1982 - Déformations de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances gel-dégel. Expériences sur l'origine des cryoturbations, *Biuletyn Peryglacjalny*, 29, pp. 219-229.

Pissart A., 1985 - Pingos et palses : un essai de synthèse des connaissances actuelles, *Inter-Nord*, 17, pp. 21-32.

Pissart A., 1987 - *Géomorphologie périglaciaire*, Laboratoire de géomorphologie périglaciaire et de géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.

Pissart A., 1994 - À propos des conséquences du réchauffement climatique dans les régions où existe un pergélisol, *Bulletin de la Classe des Sciences*, Académie Royale de Belgique, sixième série, tome 5, pp. 279-308.

Ploquin A., 1977 - Présentation sommaire du socle précambrien de Norvège méridionale et continuités trans-Atlantique Nord, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 399-404.

Polunin N., 1967 - *Éléments de géographie botanique*, Gauthier-Villars, Paris, 532 p.

Pomerol C. et Renard M., 1995 - *Éléments de géologie*, dixième édition, Armand Colin, Paris, 629 p.

Portal Cl., 2009 - La vulgarisation de la géomorphologie dans les parcs naturels régionaux de l'ouest de la France. Expériences dans les parcs naturels régionaux de Brière (Loire-Atlantique) et d'Armorique (Finistère), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 86, 1, pp. 110-123.

Portal Cl., 2010 - *Reliefs et patrimoine géomorphologique - Applications aux parcs naturels de la façade atlantique européenne*, Thèse de doctorat, Université de Nantes, 446 p.

Poser H., 1954 - Die periglazial - Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen), *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 15, pp. 125-180.

Pralong J.-P., 2006 - *Géotourisme et utilisation de sites naturels d'intérêt pour les sciences de la Terre : les régions de Crans-Montana-Sierre (Valais, Alpes suisses) et Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, Alpes française)*, thèse de doctorat, Université de Lausanne, Lausanne, 224 p.

Prost A. 1971 - Le Varégien, épisode initial du cycle calédonien, *Comptes-Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 3, pp. 155-156.

Prost A., 1972 - Aperçu synthétique sur les Calédonides scandinaves, *Sciences de la Terre*, 17, 3, pp. 217-233.

Prost A., 1975a - Un accident rhegmatique en Scandinavie : la discontinuité de Ringebu-Vågå-Bremanger, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 17, 4, pp. 361-374.

Prost A., 1975b - *Etude géologique des Calédonides externes dans la région du Fjell de Ringebu*, Thèse d'Etat, Sciences, Paris, 606 p.

Prost A., 1977a - Vue d'ensemble sur les travaux de l'équipe française dans les Calédonides scandinaves, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 395-398.

Prost A., 1977b - Répartition et évolution géodynamique des Externides calédoniennes scandinaves, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 421-432.

Prost A., Guezou J.C., Point R., Quenardel J.M., Santarelli N., Henry A., Ellenberger F., 1977 - Une transversale dans les Calédonides scandinaves centrales : du socle baltique à la côte atlantique, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 481-502.

Raczkowska Z., 1990 - Observations on nivation and its geomorphological effects in mountains at high latitude (with Mt Njulla massif in northern Sweden as example), *Pireneos*, 136, pp. 19-32.

Raczkowska Z., 1997 - Nivation and its geomorphic significance - examples from the polish high Tatra and the Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31, pp. 175-192.

Rapp A., 1960 - Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia, *Geografiska Annaler*, 42A, 2-3, pp. 71-200.

Rapp A., 1995 - Case studies of geoprocesses and environmental change in mountains of Northern Sweden, *Geografiska Annaler*, 77A, 4, pp. 189-198.

Rapp A. et Rudberg S., 1960 - Recent periglacial phenomena in Sweden, *Biuletyn Peryglacjalny*, 8, pp. 143-154.

Rapp A. et Rudberg S., 1964 - Studies on periglacial phenomena in Scandinavia, *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, pp. 75-89.

Ray L.L., 1951 - Permafrost, *Arctic*, 4, pp. 196-203.

Reffay A., 1972 - *Les montagnes de l'Irlande septentrionale*, Thèse d'Etat, Grenoble, 614 p.

Reffay A., 1974 - La haute montagne atlantique. Premier essai de définition, *Revue de Géographie Alpine*, 62, 4, pp 507-522.

Reite A.J., Sveian H., Erichsen E., 1999 - Trondheim fra istid til nåtid - landskapshistorie og løsmasser, *Gråsteinen*, 5, 40 p.

Reynard E., 2005 - Géomorphosites et paysages, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, pp. 181-188.

Reynard E., 2006 - *Fiche d'inventaire des géomorphosites*, Université de Lausanne, Institut de géographie, rapport non publié, 8 p.

Reynard E., Coratza P., Regolini-Bissig G. (eds.), 2009 - *Geomorphosites*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 240 p.

Reynard E., Fontana G., Kozlik L., Scapozza C., 2007 - A method for assessing «scientific» and «additional values» of géomorphosites, *Geographica Helvetica*, 62, 3, pp. 148-158.

Reynard E. et Panizza M., 2005 - Géomorphosites : définition, évaluation et cartographie, une introduction, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, pp. 177-180.

Rice R.J., 1977 - *Fundamental of geomorphology*, Longman, Londres, 387 p.

Richter-Menge J., Overland J., Pronshuntinsky A., Romanovsky V., Bengtsson L., Brigham L., Dyurgerov M., Gascard J.C., Gerland S., Graversen R., Haas C., Karcher M., Kuhry P., Maslanik J., Melling H., Maslowsky W., Morison J., Perovich D., Przybylak R., Rachold V., Rigor I., Shihlomanov A., Stroeve J., Walker D., Walsh J., 2006 - State of the Artic Report, *NOAA OAR special report*, NOAA/OAR/PMEL, Seattle, 36 p.

Rougerie G., 1990 - *Les montagnes dans la biosphère*, Colin, Paris, 221 p.

Rudberg S., 1962 - A report of some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden, *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, pp. 311-323.

Rudberg S., 1962a - Geology and morphology of the «fjells», *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, pp. 173-186.

Rudberg S., 1972 - Periglacial zonation - a discussion, *In* Hövermann J. et Oberbeck G. (eds.), Sonderdruck aus der Hans Poser Festschrift, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 60, pp. 221-233.

Rudberg S., 1974 - Some observations concerning nivation and snow melt in Swedish Lapland, *In* Poser H. (ed.), *Geomorphologische prozesse und prozeßkombinationen in der gegenwart unter verschiedenen klimabedingungen*, Göttinger, pp. 263-273.

Rudberg S., 1977 - Periglacial zonation in Scandinavia, *In* Poser H. (ed.), *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heuteigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, Bericht über ein Symposium, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaten in Göttinger, Kl. Folge E, 31, pp. 92-104.

Rudberg S., 1984a - Fennoscandian Shield : Finland, Sweden and Norway, *In* Embleton C. (ed.), *Geomorphology of Europe*, Macmillan, Londres, pp. 55-74.

Rudberg S., 1984b - Caledonian Highlands, *In* Embleton C. (ed)*., Geomorphology of Europe*, Macmillan, Londres, pp. 92-104.

Rudberg S., 1988 - Gross morphology of Fennoskandia - six complementary ways of explanation, *Geografiska Annaler*, 70A, 3, pp. 135-167.

Sadourny R., 1994 - *Le climat de la Terre*, Flammarion, Paris, 126 p.

Santarelli N., 1971 - Position tectonique des quartzites du Précambrien terminal au bord du lac Vågå : Parautochtone et soubassement charrié des unités calédoniennes supérieures (Calédonides de Norvège méridionale), *Comptes-Rendus de la Société Géologique de France*, 3, pp. 156-158.

Santarelli N., 1977 - Le soubassement gneissique des Internides calédoniennes scandinaves. Limites de la calédonisation, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 19, 5, pp. 405-420.

Schlyter P., 1992 - Large sorted stone polygons, and ventifact distribution, in the Syrkadal area, Scania, S. Sweden, *Geografiska Annaler*, 74A, 2-3, pp. 219-226.

Schlyter P., Jönsson P., Nyberg R., Persson P., Rapp A., Jonasson C., Rehn J., 1993 - Process studies related to climate change in Kärkevagge, Northern Sweden: status of current research, *Geografiska Annaler*, 75A, 1-2, pp. 55-60.

Schoeneich P., Bodin X., Krysiecki J.M., 2011a - Case studies in the European Alps – Rock Glacier Laurichard, Northern French Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds.), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*, PermaNET project, final report of Action 5.3., pp. 77-86.

Schoeneich P., Krysiecki J.M., Le Roux O., Lorier L., Vallon M., 2011b - Case studies in the European Alps – Rock Glacier Bellecombes, Northern French Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds.), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*. PermaNET project, final report of Action 5.3., pp. 87-96.

Sellier D., 1992 - Évolution comparée de versants quartzitiques des Highlands d'Écosse et de Norvège centrale, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, pp. 236-241.

Sellier D., 1995 - Le felsenmeer du mont Gausta (Telemark, Norvège) : Environnement, caractères morphologiques et significations paléogéographiques, *Géographie Physique et Quaternaire*, 49, 2, pp. 185-205.

Sellier D., 2002 - *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple de montagnes d'Europe du nord-ouest*, Thèse d'État, Université de Paris I, 3 volumes, 1 888 p.

Sellier D., 2004a - Périglaciaire et pétrographie : influences des paramètres pétrographiques sur l'expression des processus périglaciaires, *Environnements Périglaciaires*, 11, pp. 5-6.

Sellier D., 2004b - La place des quartzites sur les échelles de résistance aux processus périglaciaires dans les montagnes de la façade atlantique de l'Europe du nord ouest, *Environnements Périglaciaires*, 11, pp. 7-15.

Sellier D., 2006 - Les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel dans les montagnes atlantiques de l'Europe : éléments d'identification à partir de marqueurs morphologiques, *Environnements Périglaciaires*, 13, pp. 41-59.

Sellier D., 2007 - Juan José González Trueba, El Macizo central de Los Picos de Europa : geomorphología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 348-350.

Sellier D., 2007a - Relief et patrimoine géomorphologique du Pays de Guérande, *Cahiers du Pays de Guérande*, 46, pp. 39-61.

Sellier D., 2009 - La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens, perspectives, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 86, 1, pp. 67.81.

Sellier D., 2010 - L'analyse intégrée du relief et la sélection déductive des géomorphosites : application à la Charente-Maritime (France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 199-214.

Seppälä M., 1986 - The origin of palsas, *Geografiska Annaler*, 68A, 3, pp. 141-147.

Seppälä M. (ed.), 2005 - *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, 432 p.

Seppi R., Baroni C. Carton A., Dall'Amico M., Rigon R., Zampedri G., Zumiani M., 2011a - Case studies in the European Alps - Maroccaro rock glacier, Val di Genova, Italian Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future*

climate change in the European Alps, PermaNET project, final report of Action 5.3, pp.129-139.

Seppi R., Baroni C. Carton A., Dall'Amico M., Rigon R., Zampedri G., Zumiani M., 2011b - Case studies in the European Alps - Amola rock glacier, Val d'Amola, Italian Alps, *In* Kellerer-Pirklbauer A. *et al.* (eds), *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps*, PermaNET project, final report of Action 5.3., pp.140-150.

Serrano E. et Trueba J.J.G., 2005 - Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2005, 3, pp. 197-208.

Sigmond E.M.O., Gustavson M., Roberts D., 1984 - *Berggrunnskart over Norge - 1: 1 000 000*, Norges Geologiske Undersøkelse.

Skjeseth S., 1963 - Contribution to the geology of the Mjösa districts and the classical sparagmite area in southern Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse*, 220, 126 p.

Slaymaker O. et Kelly R.E.J., 2007 - *The cryosphere and global environmental change*, Blackwell Publishing, Oxford, 261 p.

Smith M.W. et Riseborough D.W., 1996 - Permafrost monitoring and detection of climate change, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 4, pp. 301-309.

Sollid J.L., 1975 - *Dovrefjell Nasjonalpark - Landskapet*, Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo, 16 p.

Sollid J.L. et Sørbel L., 1974 - Palsa bogs at Haugtjørnin, Dovrefjell, South Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 28, 1, pp. 53-60.

Sollid J.L. et Sørbel L., 1994 - Distribution of glacial landforms in Southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet, *Geografiska Annaler*, 76A, 1-2, pp. 25-35.

Sollid J.L. et Sørbel L., 1998 - Palsa bogs as a climate indicator - examples from Dovrefjell, Southern Norway, *Ambio*, 27, 4, pp. 287-291.

Soloviev P.A., 1973 - Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakutia, *Biuletyn Peryglacjalny*, 23, pp. 135-155.

Stingl H., 1969 - Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 40, pp. 1-115.

Strøm K.M., 1945 - Geomorphology of the Rondane area, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 25, pp. 360-378.

Svensson H., 1992 - Frost-fissure patterns in the Nordic countries, *Geografiska Annaler*, 74A, 2-3, pp. 207-218.

Taurisano A., Bøggil C.E., Karlsen H.G., 2004 - A century of climate variability and climate gradients from coast to ice sheet in West Greenland, *Geografiska Annaler*, 86A, 2, pp. 217-224.

Taylor-Wilkie D. (ed.), 1992 - *Le grand guide de la Norvège*, Gallimard, Paris, 391 p.

Thorn C.E., 1988 - Nivation: a geomorphic Chimera, *In* Clark M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley and Sons, Chichester, pp. 3-31.

Thorn C.E., Darmody R.G., Allen C.E., 2008 - Ground temperature variability on a glacier foreland, Storbreen, Jotunheimen, Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 62, 4, pp. 290-302.

Thorn C.E, Darmody R.G., Allen C.E., Dixon J.C., 2002 - Near-surface ground temperature regime variability in selected microenvironments, Kärkevagge, Swedish Lapland, *Geografiska Annaler*, 84A, 3-4, pp. 289-300.

Thorn C.E. et Loewenherz D.S., 1987 - Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleo-reconstruction, *In* Boardman J. (eds), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 57-65.

Thouret J.-C., 1984 - Pour une perspective géographique de l'étagement dans les grands systèmes montagneux, *Revue de Géographie Alpine*, 72, 3-4, pp. 189-212.

Tihay J.-P., 1973 - Note sur quelques paléoformes «périglaciaires» observées en Algérie orientale, *Méditerranée*, 13, 2, pp. 37-47.

Tikkanen M., 2005 - Climate, *In* Seppälä M. (ed.), *The physical geography of Fennoscandia*, Oxford University Press, New York, pp. 97-112.

Toniolo H., Kodial P., Bolton W., Hinzman L., Yoshikawa K., 2005 - Effects of climatic change in a sub-arctic watershed in Alaska, *In Proceedings: CONAGUA 2005, XXth National Water Congress and IIIth Symposium on Water Resources of the Southern Cone*, Mendoza, 11 p.

Tricart J., 1962 - *L'épiderme de la Terre, esquisse d'une géomorphologie appliquée*, Masson, Paris, 167 p.

Tricart J., 1981 - *Précis de géomorphologie*, Tome III, géomorphologie climatique, Cdu et Sedes, Paris, 313 p.

Tricart J. et Cailleux A., 1965 - *Traité de Géomorphologie*, Tome I, Introduction à la géomorphologie climatique, Sedes, Paris, 306 p.

Tricart J. et Cailleux, A., 1967 - *Traité de géomorphologie,* Tome II, Le modelé des régions périglaciaires, Sedes, Paris, 512 p.

Tricart J., Cailleux A., Raynal R., 1962 - *Les particularités de la morphogenèse dans les régions de montagnes*, Cours de l'Université de Strasbourg, Centre de la Documentation Universitaire, Paris, 136 p.

Troll C., 1944 - Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde, *Geologische Rundschau*, 34, pp. 545-694.

Troll C., 1973 - High mountain belts between the polar caps and the Equator: their definition and lower limit, *Arctic and Alpine Research*, 5, 3, pp. 19-27.

Trueba J.J.G., 2007 - *El Macizo central de Los Picos de Europa : geomorphología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*, Thèse européenne de géographie, Université de Cantabrie, 820 p.

Tveito O.E. et Førland E.J., 1999 - Mapping temperatures in Norway applying terrain information, geostatistics and GIS, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53, 4, pp. 202-212.

Tveito O.E., Førland E., Heino R., Hanssen-Bauer I., Alexandersson H., Dahlström B., Drebs A., Kern-Hansen C., Jónsson T., Vaarby Laursen E., Westman Y., 2000 - Nordic temperature maps, *DNMI report*, 9, 54 p.

Valadas B., 1998 - Les processus périglaciaires, *In* Veyret (coord.), *L'érosion entre nature et société,* Dossiers des Images Economiques du Monde 22, Paris, Sedes, pp. 130-149.

Van Vliet-Lanoë B., 1985 - Frost effects in soils, *In* Boardman J. (ed.)*, Soil and Quaternary Landscape Evolution*, Wiley and Sons, New York, pp. 115-156.

Van Vliet-Lanoë B., 1988 - *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest - Processus et héritages*, thèse d'Etat, Paris I, 854 p.

Van Vliet-Lanoë B., 1988a - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*, Intergéo Bulletin*, 92, pp. 88-93.

Van Vliet-Lanoë B., 1995 - Cryosols, *In Référentiel pédologique français*, INRA Editions, Versailles, pp. 131-142.

Van Vliet-Lanoë B., 2005 - *La planète des glaces - Histoire et environnements de notre ère glaciaire*, Vuibert, Paris, 470 p.

Van Vliet-Lanoë B., Bourgeois O., Dauteuil O., 1998 - Thufur formation in northern Iceland and its relation to Holocene climate change, *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 4, pp. 347-365.

Veyret Y. (coord.), 2001 - *Les montagnes, discours et enjeux géographiques*, Dossiers des Images Economiques du Monde, 28, Sedes, Paris, 141 p.

Veyret Y. et Coque-Delhuille B., 1989 - Les versants à banquettes de Ronas Hill. Essai de définition d'une province périglaciaire aux îles Shetland, *Hommes et Terres du Nord*, 3, pp. 171-178.

Viers G., 1968 - *Éléments de climatologie*, Nathan, Paris, 224 p.

Viers G., 1970 - *Géographie zonale des régions froides et tempérées*, Nathan, Paris, 206 p.

Vigneau J.-P., 2000 - *Géoclimatologie*, Ellipses, Paris, 334 p.

Vorkinn M. et Andersen O., 2010 - Besøkende til Rondane og Dovre nasjonalparker-sommeren 2009 Resultater fra selvregistreringskasser og automatiske ferdselstellere, *Underveisnotat januar 2010*, Norsk institutt for naturforskning, 83 p.

Wallen C.C., 1986 - Impact of present century climate fluctuations in the northern hemisphere, *Geografiska Annaler*, 68A, 4, pp. 245-278.

Walters J.C., 1988 - Observations of sorted patterned ground features, High Valley/Tangle Lakes region, Central Alaska, USA, *Zeitschrift für Geomorphology*, Supplementbände, 71, pp. 93-106.

Wangensteen B., Tønsberg O.M., Kääb A., Eiken T., Hagen J.O., 2006 - Surface elevation change and high resolution surface velocities for advancing outlets of Jostedalsbreen, *Geografiska Annaler*, 88A, 1, pp. 55-74.

Washburn A.L., 1956 - Classification of patterned ground and review of suggested origins, *Geological Society of America Bulletin*, 67, 7, pp. 823-865.

Washburn A.L., 1973 - *Periglacial processes and environments*, Arnold, Londres, 320 p.

Washburn A.L., 1979 - *Geocryology*, Halstead Press, New York, 406 p.

Wegman C.E., 1959 - La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves, *Norsk Geologisk Tiddskrift*, 39, pp. 25-74.

Wellman T.P., Voss C.I., Walvoord M.A., 2013 - Impacts of climate, lake size, and supra-and sub-permafrost groundwater flow on lake-talik evolution, Yukon Flats, Alaska (USA), *Hydrogeology Journal*, 21, 1, pp. 281-298.

Whalley W.B., Gordon J.E. et Thompson D.L., 1981 - Periglacial features on the margins of a receding plateau ice cap, Lyngen, North Norway, *Journal of Glaciology*, 27, 97, pp. 492-496.

Williams P.J., 1959 - Solifluction and patterned ground in Rondane, *Norsk Videnskap Akademi I Oslo, Mathematik-Naturvidenskapetig Klasse*, 2, pp. 1-16.

Williams P.J., 1961 - Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena, *Geografiska Annaler*, 43A, 3-4, pp. 339-347.

Wilson P. et Sellier D., 1995 - Active periglacial patterned ground and cryoturbation on Muckish Mountain, Co. Donegal, Ireland, *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 1, pp. 15-25.

Winkler S. et Nesje A., 1999 - Moraine formation at an advancing temperate glacier: Birgsdalsbreen, western Norway, *Geografiska Annaler*, 81A, 1, pp. 17-29.

WIPO (World Intellectual Property Organization), 2009 - Act relating to the management of biological, geological and landscape diversity, *Nature Diversity Act*, 100, 26 p.

Zouros N., 2004 - The European Geoparks NetworkGeological heritage protection and local development, *Episodes*, 27, 3, pp. 165-171.

Zuidhoff F.S., 2002 - Recent decay of single palsa in relation to weather conditions between 1996 and 2000 in Laivadalen, Northern Sweden, *Geografiska Annaler*, 84A, 2, pp. 103-111.

Zuidhoff F.S., 2003 - Palsa growth and decay in Northern Sweden, climatic and environment controls, *Acta Universitatis Upsaliensis*, Uppsala, 30 p.

Zuidhoff F.S. et Kolstrup E., 2000 - Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, northern Sweden, especially 1960-1997, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 1, pp. 55-69.

Sites web

-**www.eklima.no** et **www.met.no** : sites du Norsk Meteorologisk Institutt proposant notamment des données climatiques en libre accès

-**www.rondanegeopark.no** : site officiel du parc national des Rondane

-**www.Miljødirektoratet.no** (anciennement www.dirnat.no) : site de l'agence norvégienne de l'environnement

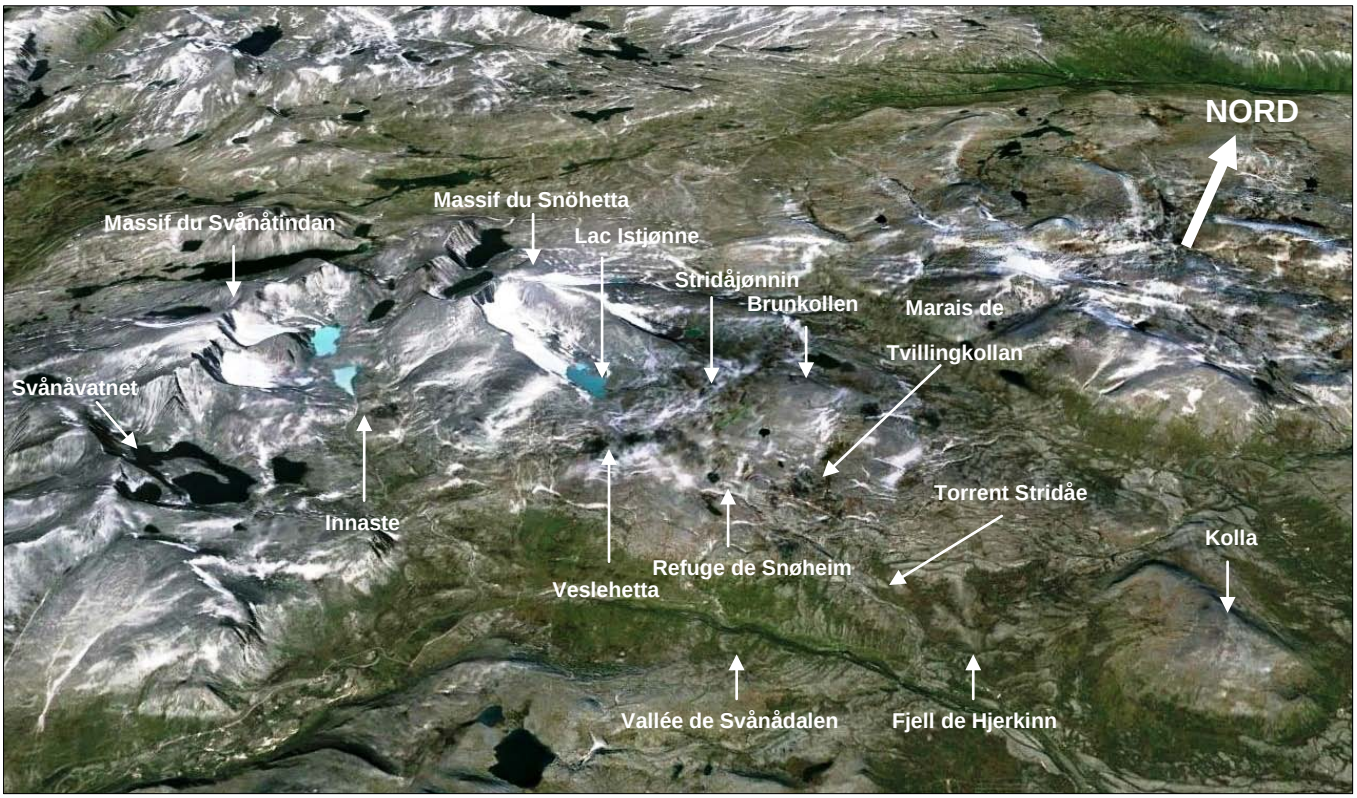
-**www.geonorge.no** : géoportail norvégien, géré par l'agence norvégienne de cartographie (NMA, Norwegian Mapping Authority)

-**www.NGU.no** : site du Norges Geologiske Undersøkelse (institut géologique norvégien)

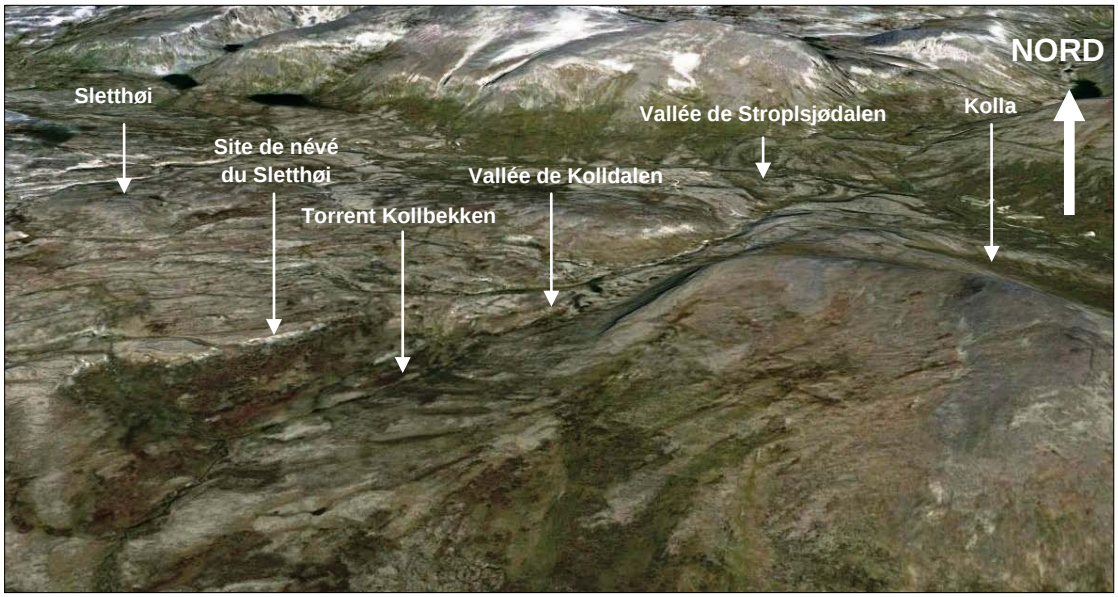
ANNEXE 1 :

Images Google Earth© pour la localisation des toponymes cités

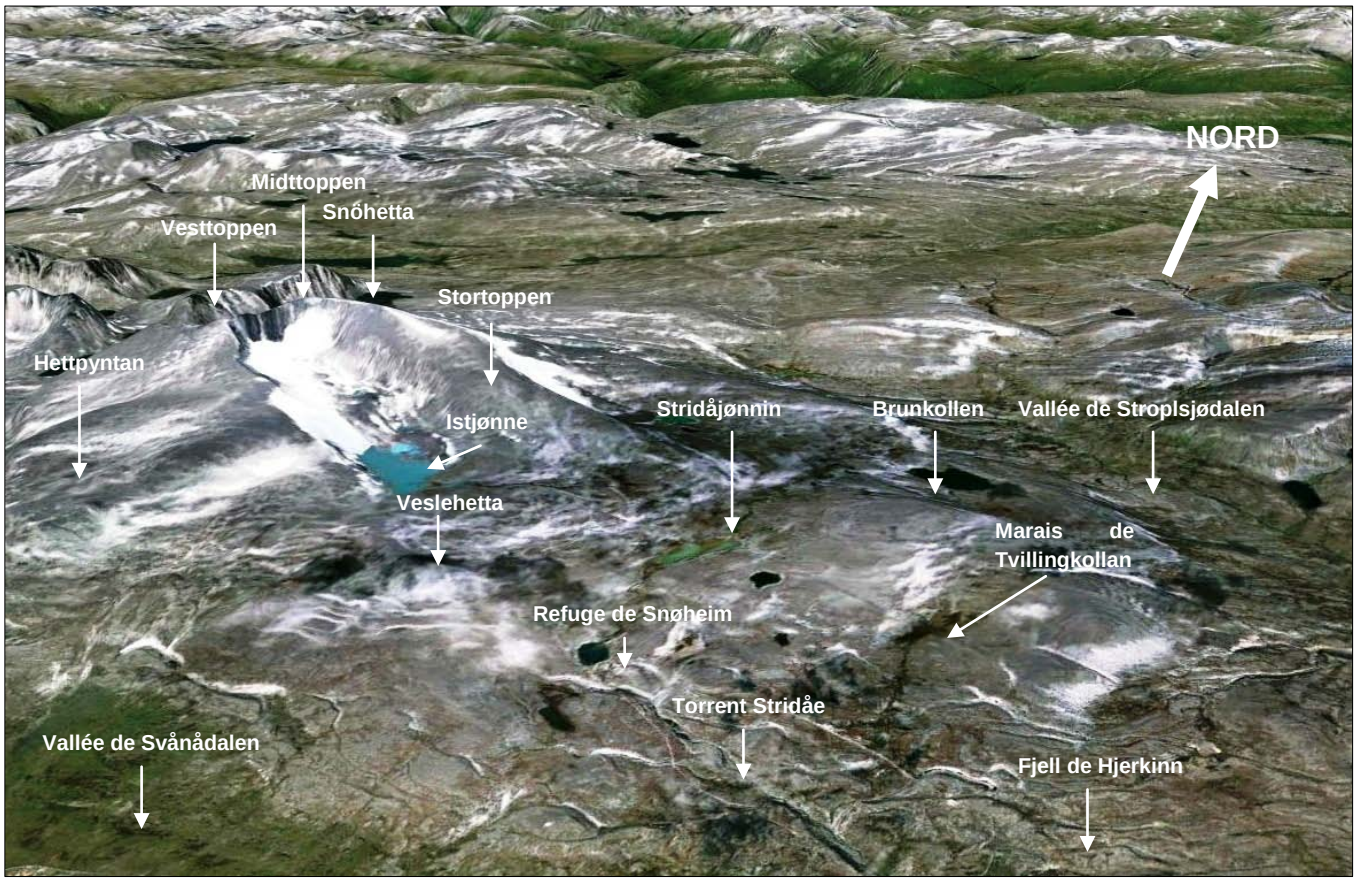
Massif du Dovrefjell (vue générale en direction du nord nord ouest)



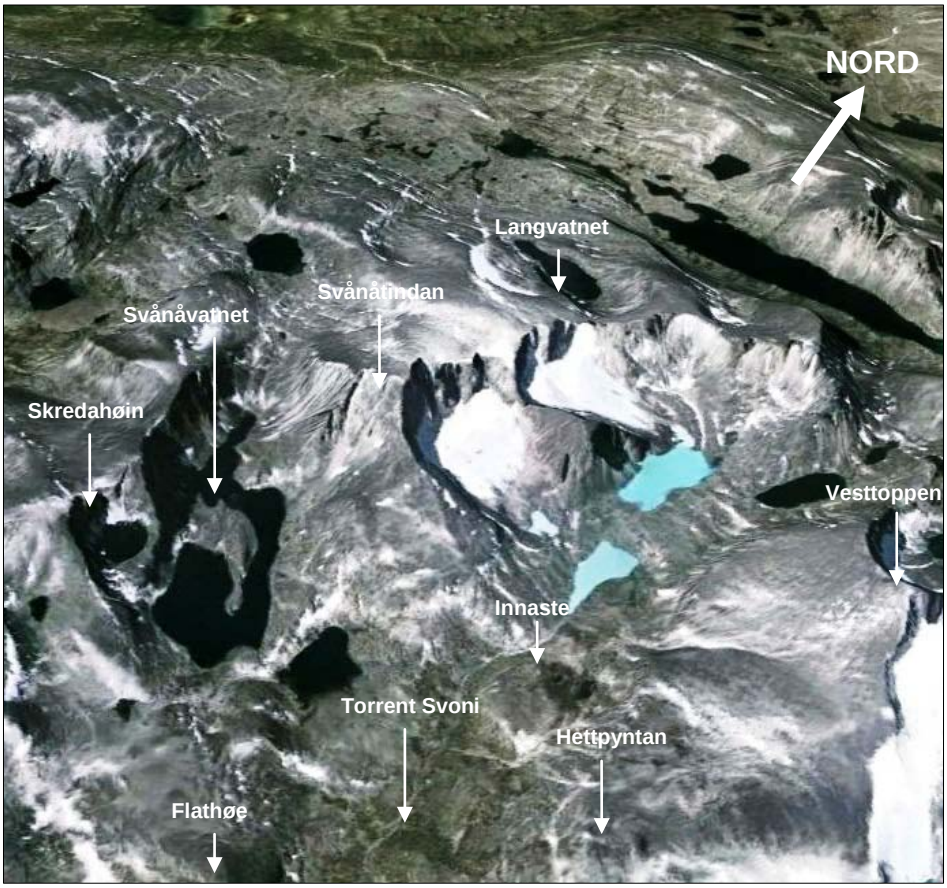
Massif du Dovrefjell (environs du sommet du Kolla en direction du nord)



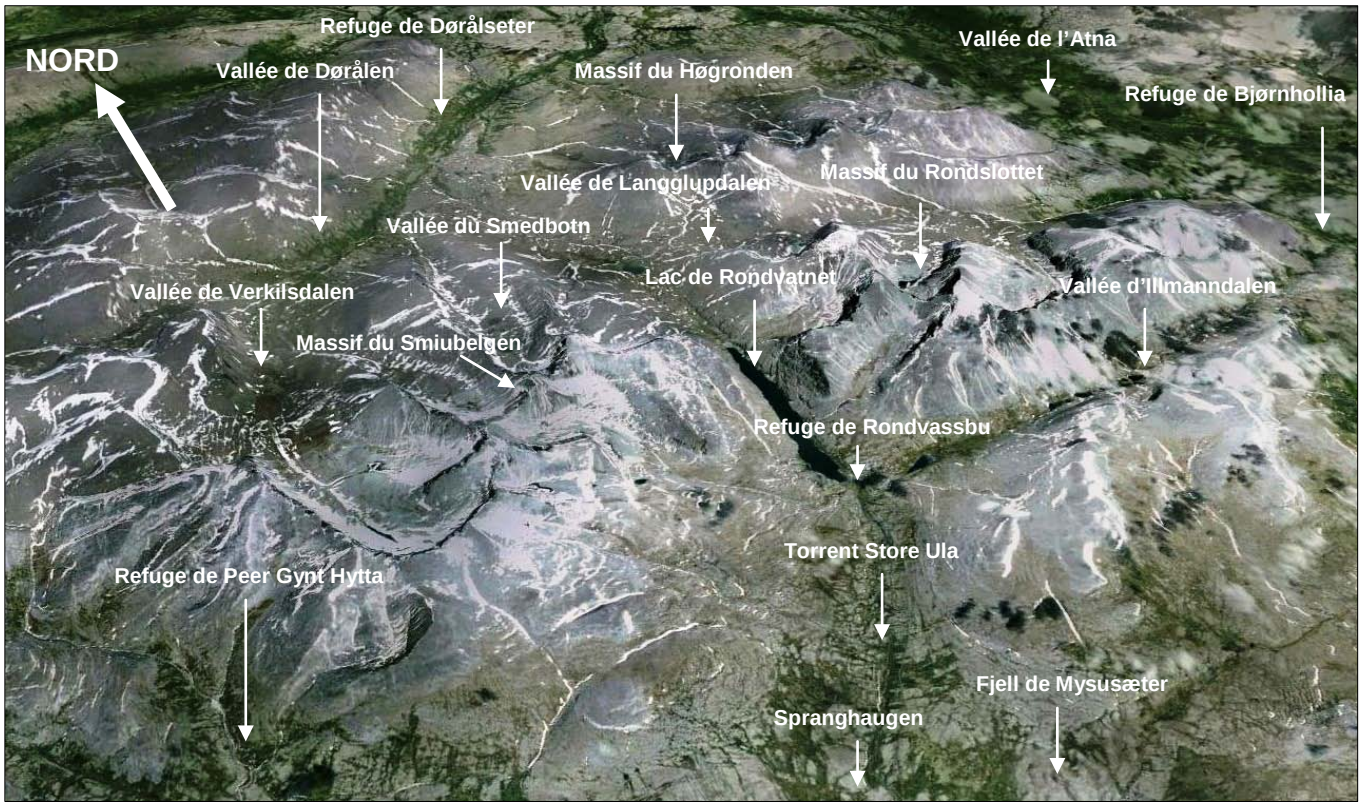
Massif du Dovrefjell (massif du Snöhetta en direction du nord nord ouest)



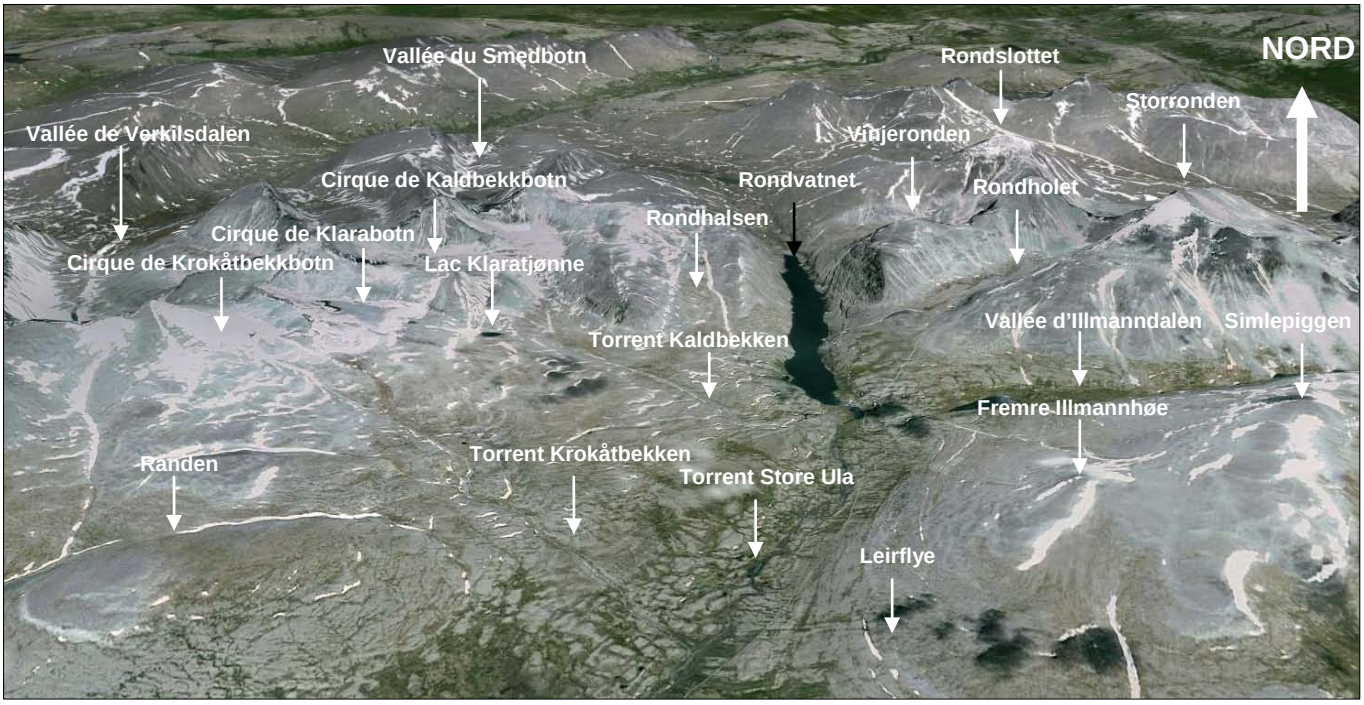
Massif du Dovrefjell (massif du Svånåtindan en direction du nord ouest)



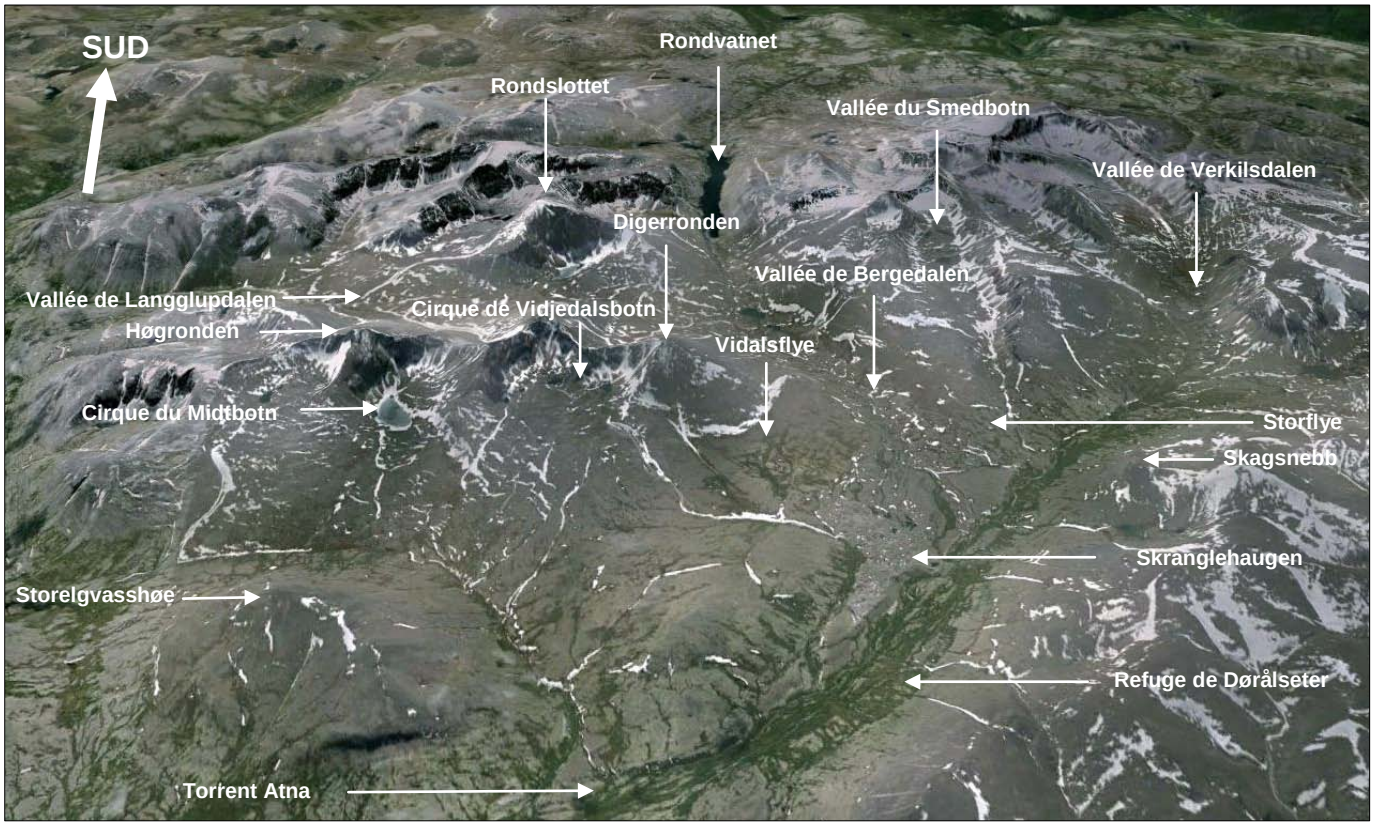
Massif des Rondane (vue générale en direction du nord nord est)



Massif des Rondane (vue générale en direction du nord)



Massif des Rondane (vue générale en direction du sud)



ANNEXE 2 :

Données climatiques

Le Norsk Meteorologisk Institutt rend accessible la plupart des données climatiques concernant la Norvège, notamment par l'intermédiaire de son site internet ***www.eklima.no***. Toutes les données utilisées dans ce travail sont présentées ci-dessous. Les données relatives aux cycles gel/dégel ont été calculées à partir des données quotidiennes des stations de Venabu, de Fokstugu et de Hjerkinn.

Données climatiques générales des stations météorologiques de référence

Kongsvoll Fjellstue *(934 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	1980 - 2009	Lat. : 62°30'03" N Long. : 9°60'04" E	T (en °C)	-9.4	-8.4	-6.4	-2.6	4	8.2	9.6	8.8	4.4	0.7	-5.4	-7.8	-0.4°C	19°C
			P (en mm)	28	21	22	17	27	52	68	60	48	40	34	33	450 mm	

nombre de mois >10°C : 0
nombre de mois >0°C : 6
nombre de mois <0°C : 6

Venabu *(930 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	1980 - 2009	Lat. : 61°65'13" N Long. : 10°10'87" E	T (en °C)	-9.7	-9.2	-6.6	-2.3	4.2	9.2	10.4	9.3	4.6	0.3	-5.4	-8.1	-0.3	20.1°C
			P (en mm)	39	26	32	29	48	78	87	88	70	70	52	41	660 mm	

nombre de mois >10°C : 1
nombre de mois >0°C : 6
nombre de mois <0°C : 6

Données climatiques générales des stations météorologiques secondaires

Alvdal *(485 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne annuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	De juillet 1920 à Septembre 1974	Lat. : 62°6'45" N Long. : 10°37'84" E	T (en °C)	-11.4	-9.7	-4.3	0.6	6.7	11.3	12.5	11.4	6.9	2.3	-4.8	-9.5	1°C	23.9°C
			P (en mm)	24	18	19	22	40	67	76	66	58	50	33	27	500 mm	

nombre de mois > 10° C : 3
nombre de mois > 0°C : 7
nombre de mois < 0°C : 5

Eriksrud *(731 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	Depuis Juin 1971	Lat. : 61°97'27" N Long. : 10°02'88" E	T (en °C)	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm		-
			P (en mm)	23	18	19	19	38	64	79	66	60	49	32	23	490 mm	

nm : non mesuré

Fokstugu *(974 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	Depuis 1968	Lat. : 62°11'33" N Long. : 9°28'62" E	T (en °C)	-10.3	-9.5	-7	-2.9	3.8	8.4	10	8.9	4.4	0.4	-5.7	-8.6	-0.7°C	-
			P (en mm)	34	26	28	17	28	55	61	52	42	42	33	32	450 mm	

nombre de mois >10°C : 1
nombre de mois >0°C : 6
nombre de mois <0°C : 6

Folldal *(710 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	Depuis 1895	Lat. : 62°12'82" N Long. : 9°99'47" E	T (en °C)	-10.2	-8.8	-4.8	-0.5	5.5	10	11.3	10.3	6.1	1.9	-4.6	-8.4	0.7°C	21.5°C
			P (en mm)	17	13	12	13	26	51	70	55	37	28	23	20	365 mm	

nombre de mois >10°C : 3
nombre de mois >0°C : 6
nombre de mois <0°C : 6

Hildre *(13 m)*	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
			mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
	Depuis 1969	Lat. : 62°60'17" N Long. : 6°31'87" E	T (en °C)	2	1.7	2.8	4.5	8.2	10.9	12.5	12.8	10.7	8.5	4.6	3	6.9°C	11.1°C
			P (en mm)	108	89	97	78	62	76	94	122	186	183	165	150	1410 mm	

nombre de mois >10°C : 4
nombre de mois >0°C : 12
nombre de mois <0°C : 0

Høvringen (935 m)	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
	Depuis Juin 1972	Lat. : 62°89'62" N Long. : 9°47'17" E	mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		-
			T (en °C)	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm		
			P (en mm)	23	15	20	15	31	59	68	60	51	47	28	23	440 mm	

nm : non mesuré

Otta (285 m)	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
	De Juillet 1970 à Août 1995	Lat. : 61°46'23" N Long. : 9°32'20" E	mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		25.4°C
			T (en °C)	-10.9	-9.3	-3.3	2.6	8.8	13.3	14.5	13	8.3	3.4	-4.1	-8.8	2.3°C	
			P (en mm)	20	11	14	12	30	50	56	49	43	40	29	21	375 mm	

nombre de mois >10°C : 3
nombre de mois >0°C : 7
nombre de mois <0°C : 5

Vinstra (241 m)	période de mesure	coordonnées	paramètre	données												Moyenne anuelle	Ampl.
	De 1936 à Mars 1968	Lat. : 61°46'23" N Long. : 9°32'20" E	mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		26.5°C
			T (en °C)	-11.5	-9.1	-3.3	3	9.5	13.9	15	13.5	8.3	3	-4.5	-9.5	2.4°C	
			P (en mm)	26	16	18	16	34	52	60	55	48	45	35	25	430 mm	

nombre de mois >10°C : 3
nombre de mois >0°C : 7
nombre de mois <0°C : 5

Températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Dombås de 1901 à 1971

Dombås (638 m)	période de mesure	coordonnées	données										moyenne décennale
	De 1901 à 1971	Lat. : 61°7'17" N Long. : 9°11'47" E	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1901-1910
			0.25	-1.34	0.22	-0.73	-0.3	0.31	-0.19	0.22	-1.04	0.42	**-0.22**
			1911	1912	1913	1914	1915	1916	1917	1918	1919	1920	1911-1920
			0.27	0.05	0.66	0.88	-1.71	-0.1	-0.7	0.11	-0.85	0.87	**-0.05**
			1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1921-1930
			0.53	-0.5	-1.12	0.3	0.06	0.05	-0.72	-0.5	-0.2	1.88	**-0.02**
			1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1931-1940
			-0.44	1	1.04	1.85	0.35	0.57	0.9	1.6	0.55	-0.99	**0.64**
			1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1941-1950
			-0.99	-1.07	1.06	0.67	0.95	0.64	-0.22	0.93	1.5	0.2	**0.37**
			1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1951-1960
			-0.05	-0.86	1.77	-0.2	-0.03	-0.38	0.39	-0.65	1.44	-0.18	**0.12**
			1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1961-1970
			1.07	-0.57	0.35	0.59	-0.63	-1.15	0.31	-0.89	-0.64	-0.69	**-0.16**
			1971	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	
			0.51	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	***nm : non mesuré***

Températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Fokstugu de 1923 à 2012

Fokstugu (973 m)	période de mesure	coordonnées	données										moyenne décennale
	De 1923 à 2012	Lat. : 62°11'33" N Long. : 9°28'62" E	1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1923-1930
			nm	nm	-1.41	0.54	0.22	0.37	-0.68	-0.51	0	1.8	**0.04**
			1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1931-1940
			-0.4	1	1.35	1.94	0.22	0.65	0.85	1.9	0.64	-1.07	**0.7**
			1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1941-1950
			-0.9	-0.95	0.85	0.35	0.82	0.5	-0.38	0.94	1.32	0.17	**0.27**
			1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1951-1960
			-0.05	-1	1.75	-0.3	-0.45	-0.65	0.42	-0.76	1.34	-0.36	**0**
			1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1961-1970
			0.91	-0.85	0.24	0.37	-0.56	-1.17	0.15	-0.38	-0.19	-0.6	**-0.17**
			1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1971-1980
			0.48	0.49	0.44	0.96	1.2	-0.42	-0.38	-0.6	-0.9	-0.09	**0.12**
			1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1981-1990
			-0.8	0.5	0.62	0.5	-0.92	-0.45	-0.56	0.71	1.38	1.77	**0.28**
			1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	1991-2000
			0.88	1	-0.13	-0.02	0.26	-0.4	0.84	0.15	0.9	1.25	**0.48**
			2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2000-2010
			0.025	1	1.4	1.03	1.16	1.5	0.72	0.8	0.82	-1	**0.8**
			2011	2012									
			1.9	0.04									

Évolution des précipitations de la station de Venabu de 1981 à 2012

Venabu (930 m)	période de mesure	coordonnées	données									
	1981 - 2012	Lat. : 61°65'13" N Long. : 10°10'87" E	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
			561	652.9	605.1	782.8	705.7	658.5	778.6	821.9	565.2	696.2
			1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
			547.3	672	658.3	675.4	624.1	553.1	635.4	708.3	797.5	895.2
			2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
			746.7	627.2	656	657.5	623.4	907.9	734.8	724	776.7	615.6
			2011	2012								
			896.7	836.7								

Évolution des précipitations de la station de Fokstugu de 1969 à 2012

	période de mesure	coordonnées	données									
Fokstugu (973 m)	*De 1969 à 2012*	Lat. : 62°11'33" N Long. : 9°28'62" E	**1969**	**1970**	**1971**	**1972**	**1973**	**1974**	**1975**	**1976**	**1977**	**1978**
			355.8	298.6	331.9	433.7	520.2	380.5	443.1	307.4	334.7	350
			1979	**1980**	**1981**	**1982**	**1983**	**1984**	**1985**	**1986**	**1987**	**1988**
			458.7	459.7	476.6	352.2	510.3	507.4	584.5	490.8	516.7	556.5
			1989	**1990**	**1991**	**1992**	**1993**	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**
			497.4	501	384	506.3	486.7	472.5	430	413.4	473.2	424.2
			1999	**2000**	**2001**	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**
			485.4	529.7	504.4	386.5	392.6	461.3	488.2	450.6	496.6	437.7
			2009	**2010**	**2011**	**2012**						
			412.9	358.6	600.9	453.3						

Évolution des précipitations neigeuses de la station de Venabu de 1982 à 2008

	période de mesure	coordonnées	données									
Venabu (930 m)	*1982 - 2008*	Lat. : 61°65'13" N Long. : 10°10'87" E	**1982**	**1983**	**1984**	**1985**	**1986**	**1987**	**1988**	**1989**	**1990**	**1991**
			190.1	177.1	183	194.6	184.1	182.9	190.5	173.7	177.5	177.6
			1992	**1993**	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**	**1999**	**2000**	**2001**
			182.8	189.7	190.1	190	173	175.2	181.5	187.1	181.6	184.1
			2002	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**			
			187.3	182.6	183	179.5	181.8	180.9	187.7			

Évolution des précipitations neigeuses de la station de Fokstugu de 1969 à 2012

	période de mesure	coordonnées	données									
Fokstugu (973 m)	*De 1969 à 2012*	Lat. : 62°11'33" N Long. : 9°28'62" E	**1969**	**1970**	**1971**	**1972**	**1973**	**1974**	**1975**	**1976**	**1977**	**1978**
			241	239	125	144	122	210	347	381	136	147
			1979	**1980**	**1981**	**1982**	**1983**	**1984**	**1985**	**1986**	**1987**	**1988**
			143	163	295	259	226	296	263	198	192	264
			1989	**1990**	**1991**	**1992**	**1993**	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**
			232	176	126	244	206	241	253	172	237	161
			1999	**2000**	**2001**	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**
			210	277	199	251	174	200	250	162	160	312
			2009	**2010**	**2011**	**2012**						
			136	102	145	97						

Évolution des cycles gel/dégel de la station de Venabu de 1981 à 2011

	période de mesure	coordonnées	données									
Venabu (930 m)	*1981 - 2011*	Lat. : 61°65'13" N Long. : 10°10'87" E	**1981**	**1982**	**1983**	**1984**	**1985**	**1986**	**1987**	**1988**	**1989**	**1990**
			59	82	75	60	63	71	80	51	115	101
			1991	**1992**	**1993**	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**	**1999**	**2000**
			115	81	80	85	56	86	97	75	99	81
			2001	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	**2009**	**2010**
			77	79	116	89	104	89	114	98	98	100
			2011	**moyenne sur la période : 85.5 cycles**								
			99									

Répartition mensuelle des cycles gel/dégel de la station de Hjerkinn en 2011

Hjerkinn (1 012 m)	période de mesure	coordonnées	année	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
	2011	Lat. : 62°22'07" N Long. : 9°54'23" E	**2011**	7	4	9	18	13	3	0	2	7	24	19	5

total annuel : 111 cycles

Évolution des cycles gel/dégel de la station de Fokstugu de 1981 à 2011

Fokstugu (973 m)	période de mesure	coordonnées	données									
			1981	**1982**	**1983**	**1984**	**1985**	**1986**	**1987**	**1988**	**1989**	**1990**
			76	109	97	82	68	73	90	64	127	127
			1991	**1992**	**1993**	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**	**1999**	**2000**
	1981 - 2011	Lat. : 62°11'33" N Long. : 9°28'62" E	130	109	104	95	83	93	110	98	105	96
			2001	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	**2009**	**2010**
			93	77	124	104	108	95	109	118	114	96
			2011	**moyenne sur la période : 99 cycles**								
			98									

Répartition mensuelle des cycles gel/dégel de la station de Venabu de 1981 à 2011

Venabu (930 m)	période de mesure	coordonnées	année	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	total
			1981	8	2	5	18	4	4	0	0	2	12	2	2	**59**
			1982	1	1	6	22	15	8	0	0	5	15	8	1	**82**
			1983	7	3	6	14	6	1	0	0	7	21	6	4	**75**
			1984	1	2	3	15	9	2	0	0	4	15	8	1	**60**
			1985	0	2	2	16	11	0	0	0	17	14	1	0	**63**
			1986	0	0	7	7	7	0	0	0	13	20	11	6	**71**
			1987	3	1	3	18	21	0	0	0	12	10	5	7	**80**
			1988	0	0	0	14	6	0	0	0	1	19	7	4	**51**
			1989	14	9	13	14	20	2	0	0	4	20	14	5	**115**
			1990	1	6	16	19	11	0	0	0	10	20	10	8	**101**
			1991	5	3	15	23	20	5	0	0	11	17	9	7	**115**
			1992	13	7	11	15	11	2	0	0	2	8	2	10	**81**
			1993	2	6	12	17	11	7	0	1	12	11	0	1	**80**
			1994	1	0	5	23	18	2	0	0	11	13	12	0	**85**
			1995	1	0	4	13	14	0	0	1	5	10	4	4	**56**
	1981 - 2011	Lat. : 61°65'13" N Long. : 10°10'87" E	**1996**	0	0	6	24	20	1	0	0	11	13	8	3	**86**
			1997	8	5	15	17	19	1	0	0	4	16	8	4	**97**
			1998	4	11	12	10	15	0	0	0	1	18	1	3	**75**
			1999	2	4	9	22	20	0	0	0	0	23	19	0	**99**
			2000	7	7	10	17	4	5	0	0	2	5	14	10	**81**
			2001	1	4	4	20	11	5	0	0	4	11	9	8	**77**
			2002	8	6	11	24	8	0	0	0	6	12	2	2	**79**
			2003	10	5	19	20	12	1	0	0	8	19	12	10	**116**
			2004	0	9	13	16	11	0	0	0	2	13	14	11	**89**
			2005	16	2	14	24	18	4	0	0	5	11	8	2	**104**
			2006	5	6	5	22	12	3	0	0	0	7	14	15	**89**
			2007	7	2	21	17	17	0	0	3	15	20	7	5	**114**
			2008	1	11	9	23	16	1	0	0	8	20	8	1	**98**
			2009	4	2	9	21	13	6	0	0	7	24	12	0	**98**
			2010	0	0	16	26	19	5	1	0	11	17	5	0	**100**
			2011	5	0	10	21	16	0	1	1	3	23	15	4	**99**

les années à gel (> à 100 cycles) sont surlignées en bleu clair

ANNEXE 3 :

Index toponymique

Cet index toponymique tient compte de trois sources. Il s'aide notamment des traductions des légendes des cartes au 1/50 000 et au 1/100 000 des massifs (Rondane : édition de 1999 ; Dovrefjell : édition de 1997). Plusieurs traductions ont également été réalisées au moyen d'un dictionnaire français-norvégien récent (Elligers et Jacobsen, 2009). Il s'inspire enfin des lexiques toponymiques réalisés par D. Sellier (2002), ces informations provenant elles-mêmes des traductions personnelles de l'auteur mais aussi des lexiques adjoints aux thèses d'A. Prost (1975b) et de J.P. Peulvast (1985). Pour chaque massif, les toponymes sont présentés ici sous forme d'un tableau dans lequel ils sont classés selon quatre principaux thèmes (hydrologie, formes d'interfluves, formes en creux, toponymes divers).

Index toponymique général

Bekk : *ruisseau*
Belg : *soufflet, Soufflerie*
Berg : *montagne*
Botn : *fond, cirque glaciaire*
Brun : *brun*
Bu (buin) : *abri, loge, ferme*
Diger : *gros, épais, énorme*
Dyp (djup) : *profond*
Dal : *vallée*
Dør : *porte*
Egg : *tranchant, crête, rebord*
Elg : *élan*
Fjell : *montagne, plateau*
Fjord : *fjord, lac*
Flat : *plat, uni*
Fly (flye) : *plateau, glacis périphérique*
Fremre : *extérieur, en avant*
Galde : *paroi, pente très raide*
Gammel (gamle) : *vieux*
Grøn : *vert*
Grå : *gris*
Glup : *col, vallon, passe*
Hammer (hamar) : *paroi rocheuse*
Haug : *colline, tertre, tas, surface irrégulière*
Hette : *capuchon*
Høyde (hoï, høin, høg) : *haut, sommet de montagne*
Hogg : *coup, entaille*
Hus : *maison*
Indre : *intérieur, en arrière*
Jutul : *géant*
Kald : *froid*
Kamp : *sommet*
Kne : *genou*
Kollen : *sommet arrondi*
Kjølen : *crête*
Lang : *allongé*
Leire : *terre (argileuse)*
Li : *versant*
Liten, lille : *petit*
Løype : *piste*
Midt : *milieu*
Never : *écorce de bouleau*
Nordre : *septentrional*
Nut : *cime, pointe, crête*
Ny : *nouveau*
Pigg : *aiguille, pointe, pic*
Rand : *bord, rebord*
Rund : *rond*
Rå : *brut, rude*
Sag : *scie*
Seter (saeter) : *refuge, chalet de montagne*
Simle : *renne (femelle)*
Skarv : *sommet pierreux*
Skrangle : *résonner, retentir, gronder*
Slett : *uni, plat, plaine, replat*
Smed : *forgeron*
Smie : *forge*
Små : *petit*
Snø : *neige*
Skred : *éboulement, avalanche*
Slett : *plat*
Slott : *château, palais*
Sta : *embarcadère*
Stav : *bois, poteau*
Stor : *grand*
Stygg : *laid, vilain, ou hostile, inhospitalier*
Sva : *pente rocheuse nue et unie*
Svart : *noir*
Søre : *sud*
Tind : *sommet, cime, faîte, pic, dent*
Tjern (tjørn) : *petit lac*
Topp : *sommet*
Tvilling : *jumeaux*
Vann (vatn) : *lac*
Vesle : *petit*
Vest : *ouest*
Volla : *colline, montagne*
Øst (aust) : *est*
Å : *petite rivière, ruisseau*

Toponymes du massif du Dovrefjell et signification géomorphologique

DOVREFJELL			
Thème	**Toponyme**	**Traduction**	**Information géographique ou géomorphologique**
Hydrologie	**Einøvlingen**	Le lac de la haute montagne	
	Grøna	La rivière verte	Fréquence des saules en bordure du cours d'eau ?
	Langvatnet	Le lac allongé	Lac allongé dans le sens de l'écoulement glaciaire
Interfluves	**Brunkollen**	La montagne brune	Quartzites ?
	Buahøin	Les hauteurs de l'abri, de la cabane du chasseur	Aucune
	Einøvlingshøe	Le sommet du lac de la haute montagne	
	Flathøe	Le replat	Replat structural au sud est du Svånåtindan
	Inste Svånåkollen	La colline interne aux pentes rocheuses lisses	
	Kjølen	La crête allongée	
	Kolla	Le sommet arrondi	Montagne périphérique
	Kongshamran	Les versants du roi	
	Langvasskollen	La butte du lac allongée	
	Larsurdi	Le glacis de Lars	Aucune
	Larseggen	La crête de Lars (prénom d'homme)	Aucune
	Midttoppen	Le sommet du milieu	
	Mjogsjøhøi	Le sommet du lac étroit	
	Skredahøin	Les montagnes à éboulis	Massif central du Dovrefjell à versants à éboulis
	Sletthøi	Le sommet plat	Montagne périphérique dont le sommet plat s'explique par un englacement complet au Weichselien
	Snøhetta	La montagne à capuchon de neige	Sommet du Dovrefjell et maintien d'un étage glacio-nival authentique
	Stortoppen	Le grand sommet	
	Store Langvasstinden	Le grand sommet du lac allongé	
	Storstyggesvånåtindan	Les sommets des grandes pentes rocheuses lisses et laides	
	Svånåtindan	Les sommets aux pentes rocheuses lisses (nues et unies)	Toponyme exprimant la raideur des versants internes des cirques glaciaires
	Tjørnhøe	Les montagnes du petit lac	
	Tvillingkollan	Les montagnes jumelles	Montagnes périphériques dont les altitudes sont similaires (1 523 et 1 573 m)
	Veslehetta	Le petit capuchon	Montagne périphérique au sommet arrondi
	Veslekolla	Le petit mont arrondi	
	Vesttoppen	Le sommet de l'Ouest	
	Langvassdalen	La vallée du lac allongée	
Formes en creux	**Svånådalen**	La vallée des versants rocheux et lisses	
	Grøndalen	La vallée de la rivière verte	Fréquence des saules en bordure du cours d'eau ?
Autres toponymes	**Hettpyntan**	Le manteau du capuchon	
	Larstœlet	Le chalet d'estivage de Lars (prénom d'homme)	Aucune
	Bruri	La mariée	Aucune

	Gamle Reinheim	L'ancien territoire des rennes (nom moderne)	Aucune
	Snøheim	La maison de la neige (refuge militaire moderne)	Altitude 1 520 m. Maintien tardif de la couverture neigeuse annuelle

Toponymes du massif des Rondane et signification géomorphologique

RONDANE			
Thème	**Toponyme**	**Signification**	**Information géographique ou géomorphologique**
Hydrologie	**Dørålen**	La rivière de la porte	Entrée de l'auge glaciaire de Dørålen
Interfluves	**Austre Hammaren**	Les parois de l'Est	Escarpement oriental du Smedbotn
	Digerronden	La grosse montagne arrondie	Appellation relative à la base circulaire de ce sommet pyramidal
	Eggen	Le rebord	Rebord de grandes terrasses fluvio-glaciaires étagées présentes dans ce secteur ?
	Flatfjellet	Le plateau	Fjell de Mysusæter
	Fremre Bråkdalshøi	Les hauteurs extérieures de la vallée qui décrit un coude	
	Fremre Illmannhøe	La montagne extérieure du banni	Aucune, sinon l'isolement du massif par rapport au Gudbrandsdalen
	Gråhøi	La montagne grise	Quartzites ?
	Hoggbeitet	La haute crête au profil ébréché	Étroitesse de la crête séparant les cirques de Krokåtbekkbotn et de Klarabotn
	Høgronden	La plus haute montagne	Sommet principal du massif du Høgronden
	Indre Bråkdalshøi	Les hauteurs intérieures de la vallée qui décrit un coude	
	Indre Illmannhøi	La montagne intérieure du banni	Aucune, sinon l'isolement du massif par rapport au Gudbrandsdalen
	Leirflyi	Le glacis terreux, argileux	Glacis recouvert de moraines
	Lille Elgvasshøi	Le petit sommet du lac de l'élan	Montagne périphérique
	Midtronden	La montagne du milieu	Deuxième sommet du massif du Høgronden situé entre le Digerronden et le Høgronden
	Neverbuhøi	Les hauteurs de l'abri en écorce de bouleau	
	Neverbukollen	La butte de l'abri en écorce de bouleau	En rapport avec *Betula tortuosa* encore présent vers 1 200 m dans ce secteur
	Nordre Hammaren	Les parois du nord	Escarpement occidental du Smedbotn, regardant vers le nord
	Nordre Oksli	La montagne en forme d'épaule située au nord	
	Randen	Le rebord (des Rondane)	Montagne périphérique
	Rondhalsen	Le col des Rondane	Liaison principale entre le nord et le sud du massif
	Rondvasshøgdi	Les hauteurs du lac des Rondane	
	Simlepiggen	Le pic du renne	Aucune
	Simletind	Le sommet du renne	Aucune
	Skagsnebb	Le promontoire en forme de bec	Montagne périphérique tronquée
	Skranglehaugan	Les tertres où s'entend l'écho des cloches des troupeaux	Ensemble de kettles
	Småhaugan	Les petites collines	Replat
	Smiukampen	Le sommet de la forge	En relation avec le glacier rocheux du Smedbotn ?

	Søre Hammaren	Les parois du Sud	Escarpement situé au sud-ouest du Smedbotn
	Søre Oksli	La montagne en forme d'épaule située au Sud	Montagne périphérique
	Storkringla	Le grand sommet arrondi	Montagne périphérique
	Stor Elgvasshøi	Le grand sommet du lac de l'élan	Montagne périphérique
	Storflye	Le grand plateau	Glacis périphérique du massif du Smiubelgen
	Storronden	La grande montagne	Deuxième sommet des Rondane
	Storsvulten	La grande montagne arrondie	
	Stygghøin	Les montagnes laides	Montagne périphérique
	Svarthammaren	L'escarpement noir	
	Svartnuten	La cime noire	
	Vassberget	La montagne du lac	Montagne périphérique
	Vasshuskollen	La butte de la maison de la rivière	Montagne périphérique
	Verkilsdalen	La vallée de Verkil (nom d'homme ?)	Aucune
	Veslekringla	Le petit sommet arrondi	Montagne périphérique
	Vesleranden	Le petit rebord	Montagne périphérique
	Vesle Svulten	La petite montagne arrondie	Montagne périphérique
	Vidjedalsflye	Le plateau de la vallée de l'osier	En rapport avec le saule encore présent vers 1 300 -1 400 m dans ce secteur
	Vinjeronden	La montagne ronde, dont le nom commémore le passage d'A. O. Vinje, auteur d'un récit sur un voyage à pied d'Oslo à Trondheim (1860), et du poème Ved Rundarne qui a popularisé le nom des Rondane	Aucune
	Vulufjellet	La montagne allongée	Montagne périphérique
Formes en creux	**Bergedalen**	La vallée des montagnes	Vallée glaciaire subméridienne traversant les Rondane par leur centre
	Bråkdalsbelgen	La vallée bruyante de la soufflerie	
	Djupdalen	La vallée profonde (étroite)	
	Fremre Kaldbekkbotn	Le cirque extérieur du ruisseau froid	Cirque en ubac dont les lacs dégèlent tardivement en été
	Illmanndalen	La vallée de l'homme banni	Aucune, sinon l'isolement du massif par rapport au Gudbrandsdalen
	Indre Kaldbekkbotn	Le cirque intérieur du ruisseau froid	Cirque en ubac dont les lacs dégèlent tardivement en été
	Klarabotn	Le cirque clair (ou le cirque de Klara ?)	Couleur du quartzite ?
	Krokutbekkbotn	Le cirque du ruisseau du recoin	
	Langbotn	Le cirque allongé	
	Langglupdalen	La grande vallée allongée	
	Langholet	Le long creux, le long cirque	
	Midtbotn	Le cirque du milieu	Cirque glaciaire compris entre le Vidjedalsbotn et le Storsvulten
	Myldingsbotn	Le cirque dont le fond est recouvert de matériaux meubles ?	
	Rondholet	Le creux ou le cirque des Rondane	L'un des principaux cirques glaciaires visibles en abordant le massif par le sud
	Rondvassdalen	La vallée du lac des Rondane	
	Smedbotn	Le cirque du forgeron	En rapport avec le glacier rocheux du Smedbotn ?
	Storbotn	Le grand cirque	
	Styggebotn	Le cirque laid	Cirque de montagne périphérique
	Tjørnbotn	Le cirque du petit lac	
	Verkilsdalsbotn	Le cirque de Verkil (nom d'homme ?)	
	Vesleholet	Le petit creux, le petit cirque	
	Vidjedalen	La vallée de l'osier	Présence du saule jusque vers 1 300-1 400 m

	Vidjedalsbotn	Le cirque de la vallée de l'osier	Présence de saules jusque vers 1 300-1 400 m
	Dørålseter	Le chalet estival de la rivière, ou de la vallée de la porte	Chalet situé à l'entrée de la vallée de Dørålen
Autres toponymes	**Gråhøbui**	Le refuge de la montagne grise	
	Jutulhogget	Le coup de hache du Géant	Gorge creusée par le torrent Kollbekken en face de Rondvassbu)
	Ljosåbelgen	La soufflerie de la rivière limpide	
	Løyftet	La piste empruntée par les rennes ?	Aucune
	Løypet	La piste (des rennes), ou la piste très raide	Aucune
	Ragnhildstad	La ferme, la demeure de Ragnhild (prénom de femme)	Aucune
	Rondheim	La hutte des Rondane (cabane de pêcheur ou de chasseur)	Aucune
	Rondslottet	Le château des Rondane (le château du roi de Dovre, dans la légende de Peer Gynt)	Point culminant du massif des Rondane
	Rondvassbui	Le refuge du lac des Rondane	Aucune
	Sagtinden	Le sommet en forme de scie	
	Salen	La selle	Replat structural à l'ouest du Digerronden
	Slettløyftet	La piste plate	Aucune
	Smiubelgen	La soufflerie de forge	A cause du bruit du vent
	Steet	L'enclume	Replat structural se terminant par un éperon tronqué
	Storsmeden	Le grand forgeron	En relation avec le glacier rocheux du Smedbotn ?
	Veslesmeden	Le petit forgeron	En relation avec le glacier rocheux du Smedbotn ?

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : *la détermination de la limite entre la zone froide et la zone tempérée : un objectif fondamentalement géographique* **14**

Figure 2 : *la détermination des étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane comme premier objectif de recherche* **18**

Figures 3 a et b : *cartes de localisation des massifs du Dovrefjell et des Rondane* **21**

Figure 4 : *schémas comparatifs de quelques étages périglaciaires actifs européens* **23**

Figure 5 : *bloc-diagramme du triptyque paysager des massifs du Dovre-Rondane* **24**

Figure 6 : *carte des altitudes simplifiée du Dovre-Rondane* **25**

Figure 7 : *carte des secteurs étudiés dans le massif du Dovrefjell* **27**

Figure 8 : *carte des secteurs étudiés dans le massif des Rondane* **28**

Figure 9 : *les objectifs et les étapes de la thèse* **31**

Figure 10 : carte *de localisation des stations météorologiques utilisées* **39**

Figure 11 : *tableau récapitulatif des données relatives aux stations météorologiques utilisées et des données disponibles pour chaque station* **40**

Figure 12 : *données climatiques moyennes mensuelles de la station de Kongsvoll Fjellstue pour la période 1980-2009* **41**

Figure 13 : *diagrammes ombrothermiques des stations de référence de Kongsvoll Fjellstue et de Venabu* **42**

Figure 14 : *données climatiques moyennes mensuelles de la station de Venabu pour la période 1980-2009* **43**

Figure 15 : *épaisseur moyenne mensuelle de neige pour la station de Venabu pour la période 1982-2009* **44**

Figure 16 : *schéma de synthèse relatif à la situation de transition climatique du Dovre-Rondane* **46**

Figure 17 : *carte de la position de transition du Dovre-Rondane d'un point de vue glaciaire* **47**

Figure 18 : *tableau récapitulatif de la distribution du pergélisol dans le Dovre-Rondane* **49**

Figure 19 : *nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1931-1960 pour la station d'altitude de Fanaråken* **50**

Figure 20 : *nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1981-2011 pour la station de Venabu* **50**

Figure 21 : *nombre de cycles gel/dégel mensuel sur l'année 2011 pour la station de Hjerkinn* **51**

Figure 22 : *nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1990-2011 pour la station de Fokstugu* **51**

Figure 23 : *répartition annuelle des cycles gel/dégel pour la station de Venabu sur la période 1981-2011* **52**

Figure 24 : *graphique comparatif de l'épaisseur moyenne de neige et du nombre de cycles gel/dégel annuel entre 1982 et 2008 pour la station de Venabu* **52**

Figure 25 : *graphique comparatif du calendrier du manteau neigeux et de la répartition annuelle moyenne du nombre de cycles gel/dégel pour la station de Venabu sur la période 1982-2008* **53**

Figure 26 : *schéma de synthèse des étapes de la mise en place du Dovre-Rondane* **55**

Figure 27 : *carte structurale du Dovre-Rondane* **56**

Figure 28 : *schéma d'interprétation de la photographie 6* **58**

Figure 29 : *schéma d'interprétation de la photographie 7* **59**

Figure 30 : *schéma d'interprétation de la photographie 16* **62**

Figure 31 : *tableau récapitulatif des compositions chimiques des roches du Dovre-Rondane*..... **63**

Figure 32 : *les propriétés des quartzites du Dovre-Rondane vis-à-vis des processus périglaciaires de fragmentation, de triage ou de dérangements des sols* **64**

Figure 33 : *schéma d'interprétation de la photographie 18* **69**

Figure 34 : *schémas relatifs aux trois hypothèses proposées concernant l'explication des formes périglaciaires sous lacustres* **72**

Figure 35 : *interprétation de la photographie 24*..... **74**

Figure 36 : *interprétation de la photographie 25*..... **75**

Figure 37 : *éléments d'interprétation des formes périglaciaires fonctionnelles du replat du versant est du Fremre Illmannhøe (Rondane)* **79**

Figure 38 : *profil A et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)*..... **81**

Figure 39 : *profil B et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)*..... **82**

Figure 40 : *profil C et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)*..... **83**

Figure 41 : *profil D et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)*..... **84**

Figure 42 : *profil E et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)*..... **85**

Figure 43 : *profil F et données relatives aux relevés associés (Dovrefjell)* **86**

Figure 44 : *fréquence des variables intervenant dans la localisation, la fonctionnalité et la physionomie des formes périglaciaires le long d'un profil établi entre Snøheim et le lac Istjønne (Dovrefjell)* **87**

Figure 45 : *fréquence de la variable «possibilité de triage», dans la localisation, la fonctionnalité et la physionomie des formes périglaciaires le long d'un profil établi entre Snøheim et le lac Istjønne (Dovrefjell)* **87**

Figure 46 : *schéma de synthèse des conditions de site*.....**88**

Figure 47 : *le type de dynamique périglaciaire comme élément de distinction des formes*.....**89**

Figure 48 : *coupes schématiques comparatives entre un ostiole et une plaque de cryoéjection*..... **94**

Figure 49 : *coupe dans une plaque de cryoéjection (sud des Rondane)* **95**

Figure 50 : *interprétation de la photographie 48 (coupe en travers de petits sols striés)* **100**

Figure 51 : *relation spatiale et temporelle entre les petits sols striés et les lobes de gélifluxion sur les versants* **102**

Figure 52 : *interprétation de la photographie 53 (coupe dans une terrassette de gélifluxion)* **104**

Figure 53 : *coupe en travers d'un bloc fluant fonctionnel (nord des Rondane)* **106**

Figures 54 a et b : *schémas d'interprétation des photographies 64a et b (emboîtement de formes et combinaison de processus périglaciaires)* **109**

Figure 55 : *nomenclature des formes périglaciaires du Dovre-Rondane* **111**

Figure 56 : *schémas comparatifs de l'évolution d'un petit cercle de pierres fonctionnel entre juin 2008 et juillet 2011 (nord des Rondane)* **116**

Figure 57 : *schéma d'interprétation de la photographie 69* **118**

Figure 58 : *les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire inférieur (formes de premier rang)* **121**

Figure 59 : *les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire inférieur* **122**

Figure 60 : *les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire intermédiaire (formes de deuxième rang)* **123**

Figure 61 : *les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire intermédiaire* **124**

Figure 62 : *les marqueurs morphologiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire sommital (formes de troisième rang)* **125**

Figure 63 *: les marqueurs phytogéographiques retenus pour la détermination de l'étage périglaciaire sommital* **126**

Figure 64 : *modèle numérique de terrain relatif aux étagements périglaciaires fonctionnels standards du sud du massif des Rondane* **133**

Figure 65 : *modèle numérique de terrain relatif aux étagements périglaciaires fonctionnels standards du massif du Dovrefjell* **134**

Figure 66 : *coupes schématiques de mise en relation latitudinale des étagements périglaciaires fonctionnels du Dovre-Rondane* **136**

Figure 67 : *carte de localisation des quatre secteurs d'observation de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège centrale* **137**

Figure 68 : *tendances suivies par les étagements montagnards caractéristiques en Norvège, suivant deux transects (nord/sud et est/ouest)* **138**

Figure 69 : *coupe schématique des étagements caractéristiques de la Norvège centrale vers le littoral* **139**

Figure 70 : *tableau récapitulatif des altitudes des limites inférieures de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège en relation avec les données thermiques et les limites caractéristiques* **141**

Figure 71 : *coupes schématiques de mise en relation des étagements morphologiques et phytogéographiques du Dovre-Rondane* **142**

Figure 72 : *coupes schématiques de mise en relation des étagements morphologiques avec les zones de pergélisol du Dovre-Rondane* **144**

Figure 73 : *la recherche des mobilités de l'étage périglaciaire comme deuxième objectif de la thèse* **149**

Figure 74 : *carte des zones d'observation relatives aux formes périglaciaires de reconquête dans le Dovrefjell* **153**

Figure 75 : *blocs-diagrammes d'interprétation de l'origine des formes de reconquêtes supraglaciaires observées sur le glacier du Snöhetta* **160**

Figure 76 : *schéma d'interprétation des formes périglaciaires supraglaciaires du glacier du Snöhetta* **161**

Figure 77 : *carte de localisation du site du Sletthøi*.....**164**

Figure 78 : *coupe schématique en travers de la niche de nivation du site du Sletthøi* **165**

Figure 79 : *transects A, B et C levés au clinomètre en travers de la niche de nivation du site du Sletthøi*..... **169**

Figure 80 : *blocs-diagrammes associés aux transects A, B et C levés en travers de la niche de nivation du site du Sletthøi* **171**

Figure 81 : *schéma d'interprétation de la photographie 121 (site du Sletthøi)*..... **173**

Figures 82 a, b et c : *schéma interprétatif des différents stades relatifs à la reconquête périglaciaire sur le site du Sletthøi* **175**

Figure 83 : *carte géomorphologique du glacier du Svånåtindan et de sa zone marginale d'après la photographie aérienne de 1982*.....**178**

Figure 84 : *carte géomorphologique du glacier du massif du Snöhetta et rythmes du retrait glaciaire entre 1982 et 2010, d'après la photographie aérienne de 1982 et les relevés de terrain*..... **179**

Figure 85 : *schéma d'interprétation de la photographie 124* **180**

Figure 86 : *tableau récapitulatif des caractéristiques principales des transects A, B et C réalisés sur le site du Sletthøi* **181**

Figure 87 : *schéma de synthèse relatif aux différents stades de reconquête périglaciaire sur le site du Sletthøi*..... **182**

Figure 88 : *schéma de synthèse des reconquêtes périglaciaires* **185**

Figure 89 : *signification morphodynamique de quelques espèces végétales dans les Rondane (d'après E. Dahl, 1956)*..... **188**

Figure 90 : *la formation de racines adventives par Betula nana en tant qu'indice de déprise des gélistructures* **191**

Figure 91 : *coupe en travers d'un ostiole inactif (nord des Rondane)*..... **193**

Figure 92 : *signification des différents cas d'emboîtements de formes observés dans un contexte de mobilité des étagements*..... **195**

Figure 93 : *interprétation des différents cas possibles d'emboîtements de formes observés dans le Dovre-Rondane* **196**

Figure 94 : *l'importance des changements d'échelle pour la détection de la déprise périglaciaire* ... **197**

Figure 95 : *vallon périglaciaire et répartition des formes (Rondane)*.....**201**

Figure 96 : *plaque de cryoéjection en cours de déprise et de démantèlement par le ruissellement (Rondane)*.....**203**

Figures 97 a et b : *évaluation chiffrée du stade de dynamisme actuel des plaques de cryoéjection sur le site du Vidjedalsflye* **205**

Figure 98 : *vallon périglaciaire et répartition des formes (Rondane)*..... **206**

Figure 99 : *état de l'activité des ostioles en fonction de l'altitude, pour 60 sites étudiés dans le massif des Rondane* **211**

Figure 100 : *répartition altitudinale des sites à ostioles en cours de déprise dans le massif des Rondane* **211**

Figure 101 : *état de l'activité des plaques de cryoéjection en fonction de l'altitude, pour 23 sites étudiés dans le massif des Rondane* **212**

Figure 102 : *carte des étages de déprise critiques pour le massif des Rondane* **213**

Figure 103 : *évaluation de la remontée de l'étage périglaciaire supérieur depuis la fin du Petit Age Glaciaire grâce au recours aux moraines de poussée comme éléments de calage chronologique*... **215**

Figure 104 : *tableau comparatif des altitudes des étagements périglaciaires déterminées dans la présente étude avec les relevés de D. Sellier (2002, 2006)* **217**

Figure 105 : *tableau récapitulatif des apports scientifiques relatifs à la genèse de formes périglaciaires en contexte de déglaciation*..... **220**

Figure 106 : *tableau récapitulatif des apports des techniques de terrain appliquées dans Dovre-Rondane concernant les déprises périglaciaires*..... **225**

Figure 107 : *la mise en évidence de la remontée de l'étage périglaciaire fonctionnel comme principal résultat des recherches effectuées dans le Dovre-Rondane* **226**

Figure 108 : *courbe d'évolution des températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Dombås de 1901 à 1971* **228**

Figure 109 : *courbe d'évolution des températures atmosphériques moyennes annuelles de la station de Fokstugu de 1923 à 2012*.....**229**

Figure 110 : *courbe d'évolution de la température atmosphérique moyenne annuelle de la station de Fokstugu, calculée par décennie, sur la période 1923-2012* **229**

Figure 111 : *courbes d'évolution des précipitations moyennes annuelles pour la station de Fokstugu de 1969 à 2012 et pour celle de Venabu de 1981 à 2012* **230**

Figure 112 : *courbes d'évolution de l'épaisseur de neige moyenne pour la station de Fokstugu de 1969 à 2012 et pour celle de Venabu de 1982 à 2008* **231**

Figure 113 : *évolution du nombre de cycles gel/dégel par an sur la période 1981-2011 pour les stations de Venabu et de Fokstugu*.....**232**

Figure 114 : *valeurs des coefficients de corrélation entre le nombre de cycles gel/dégel annuel et les températures moyennes mensuelles sur la période 1981-2011, et courbes associées* **233**

Figure 115 : *courbes des cycles gel/dégel moyens annuels et courbes des températures les plus chaudes du mois de mars sur la période 1981-2011 pour la station de Venabu*.....**233**

Figure 116 : *courbes des cycles gel/dégel moyens annuels et courbes des températures les plus chaudes du mois de mars sur la période 1981-2011 pour la station de Fokstugu* **234**

Figure 117 : *schéma de synthèse de la mobilité des étagements depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovre-Rondane*..... **235**

Figure 118 : *comparaison de l'altitude des isothermes caractéristiques du Dovre-Rondane entre la fin du PAG et la situation actuelle* **236**

Figure 119 : *interprétation de la photographie 151* **237**

Figure 120 : *schéma de synthèse relatif à l'interprétation de l'évolution des alternances gel/dégel depuis 30 ans par apport à la réponse morphogénique constatée sur le terrain*..... **238**

Figure 121 : *carte des limites actuelles des parcs nationaux du Dovrefjell et des Rondane* **248**

Figure 122 : *le passage d'une recherche fondamentale à une recherche appliquée* **249**

Figure 123 : *la justification du choix de la méthode par la prise en compte d'un triple constat* **250**

Figure 124 : *carte de l'état actuel de la valorisation à caractère géomorphologique dans le Dovre-Rondane et ses environs* **253**

Figure 125 : *tableau récapitulatif des «titres» attribués aux paysages norvégiens* **255**

Figure 126 : *exemple de valorisation à caractère géomorphologique dans la vallée de Dørålen, au nord du massif des Rondane, et du caractère sélectif de l'information disponible* **260**

Figure 127 : *l'observation de terrain comme méthode spécifiquement géomorphologique* **261**

Figure 128 : *les trois étapes de la procédure de valorisation du patrimoine géomorphologique* **264**

Figure 129 : *la détermination des thématiques de valorisation au moyen d'une analyse à l'échelle des massifs puis des versants* **265**

Figure 130 : *les trois principales unités morphostructurales du Dovre-Rondane et les quatre sous-unités* **267**

Figure 131 : *croquis d'interprétation de la photographie 158* **269**

Figure 132 : *l'importance des héritages morphogéniques dans le Dovre-Rondane* **270**

Figure 133 : *l'intérêt des étagements périglaciaires et de leurs mobilités pour une valorisation dynamique du relief* **270**

Figure 134 : *les étagements morphoclimatiques dans le Dovre-Rondane* **272**

Figure 135 : *les thèmes de valorisation retenus* **274**

Figure 136 : *mise en valeur des propriétés morphostructurales des massifs et choix de quelques sites remarquables* **286**

Figure 137 : *mise en valeur des héritages morphoclimatiques des massifs et choix de quelques sites remarquables* **295**

Figure 138 : *mise en valeur des étagements périglaciaires des massifs et choix de quelques sites remarquables* **308**

Figure 139 : *mise en valeur des mobilités des étagements périglaciaires des massifs et choix de quelques sites remarquables* **319**

Figure 140 : *carte de localisation des structures favorables à la mise en place d'une information à caractère géomorphologique* **328**

Figure 141 : *schéma de synthèse* **334**

Figure 142 : *les marqueurs des mobilités spatiales au sein de l'étage périglaciaire actif* **336**

TABLE DES PLANCHES

Planches de valorisation des reliefs

PLANCHE 1 : *le fjell de Mysusæter (Rondane)* **288**

PLANCHE 2 : *le fjell de Hjerkinn (Dovrefjell)* **289**

PLANCHE 3 : *le versant est du Snöhetta (Dovrefjell)* **290**

PLANCHE 4 : *le cirque de Rondholet (Rondane)* **291**

PLANCHE 5 : *le replat à l'ouest du Veslehetta (Dovrefjell)* **293**

PLANCHE 6 : *la vallée du Smedbotn (Rondane)* **294**

PLANCHE 7 : *le Storronden (Rondane)* **296**

PLANCHE 8 : *le cirque de Vidjedalsbotn (Rondane)* **298**

PLANCHE 9 : *Skranglehaugan (Rondane)* **299**

PLANCHE 10 : *Rondhalsen (Rondane)* **301**

PLANCHE 11 : *Stridåjønnin (Dovrefjell)* **302**

PLANCHE 12 : *Jutulhogget (Rondane)* **303**

PLANCHE 13 : *Storflye (Rondane)* **304**

PLANCHE 14 : *le Skagsnebb (Rondane)* **306**

PLANCHE 15 : *Snøheim (Dovrefjell)* **307**

PLANCHE 16 : *Spranghaugen (Rondane)* **310**

PLANCHE 17 : *le Vidalsflye (Rondane)* **311**

PLANCHE 18 : *le lac Istjønne (Dovrefjell)* **312**

PLANCHE 19 : *le lac Neverbutjønne (Rondane)* **313**

PLANCHE 20 : les *rives droites des torrents Store Ula et Krokåtbekken (Rondane)* **314**

PLANCHE 21 : *le marais de Tvillingkollan (Dovrefjell)* **315**

PLANCHE 22 : *itinéraire de Spranghaugen au Fremre Illmannhøe (Rondane)* **317**

PLANCHE 23 : *itinéraire du sud ouest du Kolla au lac Istjønne par Snøheim (Dovrefjell)* **318**

PLANCHE 24 : *Skranglehaugan (Rondane)* **321**

PLANCHE 25 : *Rondvassbu (Rondane)* **322**

PLANCHE 26 : *Klaratjønne (Rondane)* **323**

PLANCHE 27 : *le site du Sletthøi (Dovrefjell)* **324**

PLANCHE 28 : *le glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **325**

PLANCHE 29 : le *glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **326**

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photographie 1 : *vue générale du massif du Snöhetta depuis le fjell de Hjerkinn* **26**

Photographie 2 : *vue générale du massif des Rondane depuis le fjell de Mysusæter*..... **26**

Photographie 3 : *grands cercles de pierres fonctionnels plurimétriques, sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell)*..... **33**

Photographie 4 : *principale langue glaciaire du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **41**

Photographie 5 : *glacier de cirque en contrebas de la paroi nord est du Svånåtindan (Dovrefjell)* **41**

Photographie 6 : *l'auge de Gudbrandsdalen et la partie nord ouest du fjell de Mysusæter (sud des Rondane)* **58**

Photographie 7 : *vue du fjell de Hjerkinn à l'est du massif du Snöhetta (Dovrefjell)*..... **59**

Photographie 8 : *bloc de quartzite feldspathique à lits de feldspath d'épaisseurs variées (Dovrefjell)* **60**

Photographie 9 : *bloc de quartzite feldspathique à lits de feldspath d'épaisseurs variées (Dovrefjell)* **60**

Photographie 10 : *bloc de sparagmite des Rondane à lits schisteux et quartzeux, comportant des surfaces écailleuses caractéristiques des quartzites* **60**

Photographie 11 (*In* D. Sellier, 2002) : *bloc de sparagmite des Rondane à lits schisteux et quartzeux, comportant des surfaces écailleuses caractéristiques des quartzites* **60**

Photographie 12 : *exemple de débits variables au sein d'un affleurement de l'Unité du Snöhetta (Dovrefjell)* **61**

Photographie 13 : *débit variable des sparagmites (Rondane)* **61**

Photographie 14 : *influence du diaclasage et de l'écaillage des surfaces sur le type de fragments fournis par les sparagmites (Rondane)* **61**

Photographie 15 : *variation du diaclasage dans un bloc de sparagmite (Rondane)*..... **61**

Photographie 16 : *coupe en travers d'un ostiole actif (Dovrefjell)* **62**

Photographie 17 : *influence de divers paramètres sur les formes périglaciaires (partie septentrionale du marais de Tvillingkollan, Dovrefjell)*..... **68**

Photographie 18 : *grands cercles de pierres fonctionnels (Dovrefjell)*..... **69**

Photographie 19 : *importance de la péjoration des conditions hydrologiques sur les formes périglaciaires (Dovrefjell)* **70**

Photographie 20 : *champ de cercles de pierres de taille métrique en bordure du lac au Neverbutjønne (Rondane)* **70**

Photographie 21 : *cercle de pierres sous lacustre de taille métrique (lac de fond de cirque Vidjedalsbotn, Rondane)* **71**

Photographie 22 : *cercle de pierres sous lacustre de taille décimétrique (lac de fond d'auge glaciaire Illmanntjønnen dans la vallée de Illmanndalen, sud des Rondane)* **71**

Photographie 23 : *forme de transition fonctionnelle plurimétrique entre un grand cercle de pierres et de grands sols striés (Rondane)* **73**

Photographie 24 : *crête d'intersection entre le sommet du Skagsnebb (1 592 m) et le point culminant du Stygghøin au nord ouest (1 853 m) (Rondane)* **74**

Photographie 25 : *ravin de Gammalbubekken (Rondane)* **75**

Photographie 26 : *phénomène d'éjection en points multiples (Rondane)* **77**

Photographie 27 : *buttes de soulèvement cryogénique différentiel apparues sous couvert végétal puis révélées par le piétinement (Rondane)* **77**

Photographie 28 : *zone de transition entre figures périglaciaires fermées (grands cercles de pierres) et figures ouvertes (grands sols striés) (Rondane)* **78**

Photographie 29 : *grands cercles de pierres fonctionnels (Rondane)* **78**

Photographie 30 : *champ de blocs à texture fermée au fond de la vallée du Smedbotn (Rondane)* **90**

Photographie 31 : *éboulis coalescents affectant la paroi est du sommet du Nordre Smeden (1 898 m) (Rondane)* **90**

Photographie 32 : *nid de gel fonctionnel observé au sein du champ de blocs à texture ouverte occupant le sommet et les pentes septentrionales du Randen (1 397 m) (Rondane)* **91**

Photographie 33 : *niches de gélivation fonctionnelles au pied de la paroi septentrionale du Midtronden (2 060 m) (Rondane)* **91**

Photographie 34 : *micro-ostiole fonctionnel (Rondane)* **92**

Photographie 35 : *ostiole actif apparu au centre d'un grand cercle de pierre hérité (lac de fond cirque Vidjedalsbotn, Rondane)* **92**

Photographie 36 : *ostiole actif représentatif d'un stade intermédiaire avec un cercle de pierres. (Rondane)* **93**

Photographie 37 : *groupe de grands ostioles actifs de taille métrique sur le champ de pierres situé à l'est du Veslehetta (1 669 m) (Dovrefjell)* **93**

Photographie 38 : *plaque de cryoéjection de taille métrique, à croûte cryptogamique cordée (Rondane)* **94**

Photographie 39 : *champ de plaques de cryoéjection actives de taille métrique (Vidjedalsflye, Rondane)* **94**

Photographie 40 : *petit cercle de pierres actif (Rondane)* **96**

Photographie 41 : *petit cercle de pierres actif (lac Neverbutjønne, Rondane)* **96**

Photographie 42 : *grand cercle de pierres fonctionnel plurimétrique (Dovrefjell)* **97**

Photographie 43 : *grand cercle de pierres fonctionnel plurimétrique (Dovrefjell)* **97**

Photographie 44 : *petit polygone de pierres élaboré dans du matériel morainique (Dovrefjell)* **98**

Photographie 45 : *grand polygone de pierres élaboré dans du matériel morainique (Rondane)* **98**

Photographie 46 : *petits sols striés fonctionnels (Rondane)* **99**

Photographie 47 : *petits sols striés fonctionnels (Dovrefjell)* **99**

Photographie 48 : *coupe réalisée de petits sols striés actifs (Dovrefjell)* **100**

Photographie 49 : *grands sols striés fonctionnels (Dovrefjell)* **101**

Photographie 50 : *ébauches de grands sols striés (Rondane)* **101**

Photographie 51 : *terrassettes de gélifluxion actives (Rondane)* **103**

Photographie 52 : *versant affecté par un fluage généralisé et par des terrassettes de gélifluxion actives (Rondane)* **103**

Photographie 53 : *coupe dans une terrassette de gélifluxion fonctionnelle (Dovrefjell)* **104**

Photographie 54 : *petit lobe de gélifluxion fonctionnel (Rondane)* **105**

Photographie 55 : *petit lobe de gélifluxion fonctionnel (Rondane)* **105**

Photographie 56 : *grands lobes de gélifluxion fonctionnels de taille décamétrique (Rondane)* **105**

Photographie 57 : *grands lobes de gélifluxion fonctionnels de taille décamétrique affectant le versant septentrional du Nordre Smeden (1 898 m) (Rondane)* **105**

Photographie 58 : *petit bloc fluant fonctionnel (Rondane)* **106**

Photographie 59 : *bloc fluant de taille métrique (Rondane)* **106**

Photographie 60 : *coulées de gélifluxion en bas de versant associées à un fluage généralisé (Rondane)* **107**

Photographie 61 : *fluage de matrice (Dovrefjell)* **107**

Photographie 62 : *bloc plongeant de taille pluridécimétrique (Rondane)* **108**

Photographie 63 : *petit bloc plongeant fonctionnel (Rondane)* **108**

Photographies 64 a et b : *coulées de gélifluxion étagées (Rondane)* **109**

Photographie 65 : *bloc plongeant actif (Rondane)* **115**

Photographie 66 : *bloc plongeant inactif (Rondane)* **115**

Photographie 67 : *aire de soulèvement cryogénique différentiel du sol (Rondane)* **117**

Photographie 68 : *champ de buttes gazonnées («thufurs») (Dovrefjell)* **117**

Photographie 69 : *coupe dans une butte de soulèvement cryogénique différentiel embryonnaire, (Rondane)* **118**

Photographie 70 : *rebord du torrent temporaire Rondhalsbekken présentant quelques blocs fluants d'origine cryonivale (Rondane)* **119**

Photographie 71 : *pseudo bloc fluant (Rondane)* **119**

Photographie 72 : *mouvement de fluage cryonival à proximité du lit du torrent temporaire Rondhalsbekken (Rondane)* **120**

Photographie 73 : *coupe en travers réalisée dans une coulée cryonivale (Rondane)* **120**

Photographie 74 : *phénomène de dessiccation dans des lichens (Rondane)* **122**

Photographie 75 : *glacier rocheux du Smedbotn (Rondane)* **127**

Photographie 76 : *pseudo sols striés en bordure de terrasse fluvioglaciaire (Rondane)* **127**

Photographie 77 : *pseudo sols striés (Rondane)* **127**

Photographie 78 : *microforme semblable à un ostiole (Rondane). Forme de convergence* **128**

Photographie 79 : *coupe réalisée en travers de la forme de la photographie 78 (Rondane)* **128**

Photographie 80 : *pseudo cercle de pierres (Rondane)* **129**

Photographie 81 : *pseudo-ostioles (Rondane)* **129**

Photographie 82 : *petits cercles de pierres fonctionnels (Rondane)* **129**

Photographie 83 : *pseudo-cercles de pierres (Rondane)* **129**

Photographie 84 : *coupe au sein des formes de la photographie 82 (Rondane)* **130**

Photographie 85 : *l'étage forestier à l'ouest des Rondane depuis la grande vallée glaciaire de Gudbrandsdalen (Rondane)* **138**

Photographie 86 : *l'étage forestier sur la montagne du Gamlemsveten (littoral norvégien)* **138**

Photographie 87 : *formes de reconquête périglaciaires en position supraglaciaire (Dovrefjell)* **147**

Photographie 88 : *glacier de cirque oriental du massif du Svånåtindan (Dovrefjell)* **151**

Photographie 89 : *vue oblique montrant l'ampleur du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire sur le glacier oriental du Svånåtindan (Dovrefjell)* **152**

Photographie 90 : *principale langue glaciaire du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **152**

Photographie 91 : *vue oblique montrant l'ampleur du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Âge Glaciaire sur le glacier principal du Snöhetta (Dovrefjell)* **152**

Photographie 92 : *glacier de paroi subsistant au nord du sommet du Stortoppen (Dovrefjell)* **152**

Photographie 93 : *glacier de cirque occupant la partie septentrionale du Svånåtindan (Dovrefjell)* . **152**

Photographie 94 : *petit cercle de pierres fonctionnel sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **154**

Photographie 95 : *petit cercle de pierres en cours de formation, sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **154**

Photographie 96 : *grands sols striés sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **155**

Photographie 97 : *grand cercle de pierres sur le replat de la zone marginale de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **155**

Photographie 98 : *petit cercle de pierres fonctionnel et dédoublé, en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **156**

Photographie 99 : *petit cercle de pierres fonctionnel fraîchement trié, en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **156**

Photographie 100 : *bloc plongeant de taille moyenne en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **157**

Photographie 101 : *gros bloc fluant en bordure de la langue glaciaire principale du massif du Snöhetta (Dovrefjell)* **157**

Photographie 102 (cliché extrait de Google Earth©) : *vue générale de la partie supérieure du glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **158**

Photographie 103 : *vue amont des éboulis supraglaciaires du glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **158**

Photographie 104 : *vue aval des éboulis supraglaciaires du glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **158**

Photographies 105 à 110 : *formes périglaciaires de reconquête en position supraglaciaire sur le glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **159**

Photographie 111 : *petit cercle de pierres développé en surface du glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **162**

Photographie 112 : *petit cercle de pierres de taille pluridécimétrique sur la zone marginale du glacier oriental du Svånåtindan (Dovrefjell)* **163**

Photographie 113 : *grandes gélistructures étirées dans le sens de la pente, évoquant des ébauches de grands sols striés, sur la zone marginale du glacier oriental du Svånåtindan (Dovrefjell)* **163**

Photographie 114 : *vue générale de la niche de nivation du site du Sletthøi (Dovrefjell)* **164**

Photographie 115 : *vue générale de la niche de nivation du site du Sletthøi (Dovrefjell)* **165**

Photographie 116 : *grand cercle de pierres actif (site du Sletthøi, Dovrefjell)* **167**

Photographie 117 : *grand polygone de pierres actif (site du Sletthøi, Dovrefjell)* **167**

Photographie 118 *: emplacements des profils A, B et C, levés à travers de la niche de nivation du site du Sletthøi (Dovrefjell)* **168**

Photographie 119 : *gros bloc plongeant (site du Sletthøi, Dovrefjell)* **172**

Photographie 120 : *variation de coloration à la base d'un bloc, due à la stagnation d'eau ayant empêché la mise en place des lichens et des organismes fongiques (site du Sletthøi, Dovrefjell)* **173**

Photographie 121 : *bloc plongeant fonctionnel au pourtour colonisé par des mousses et de la croûte cryptogamique du fait de l'éjection de la couche active (site du Sletthøi, Dovrefjell)* **173**

Photographie 122 (cliché extrait de Google Earth©) : *image des deux principaux appareils glaciaires du Svånåtindan (Dovrefjell)* **177**

Photographie 123 (cliché extrait de Google Earth©) : *image du principal appareil glaciaire du Snöhetta (Dovrefjell)* **177**

Photographie 124 : *agrandissement de la photographie aérienne de 1982 de la zone amont du glacier du Snöhetta (Dovrefjell)* **180**

Photographie 125 : *plaque de cryoéjection en cours de déprise (nord du sommet du Nordre Hammaren, Rondane)* **189**

Photographie 126 : *plaque de cryoéjection en cours de déprise (Rondane)* **189**

Photographie 127 : *bloc fluant en cours de déprise (Rondane)* **190**

Photographie 128 *: la formation de racines adventives par Betula nana en tant qu'indice de déprise des gélistructures (Rondane)* **191**

Photographies 129, 130 et 131 : *les indices biologiques de déprise des formes* **192**

Photographie 132 : *coupe en travers d'un ostiole inactif (Rondane)* **193**

Photographie 133 : *branche inférieure de Betula nana sectionnée par le mouvement de fluage d'un bloc fluant (Rondane)* **194**

Photographie 134 : *plaque de cryoéjection en cours de déprise (Vidjedalsflye, Rondane)* **195**

Photographie 135 : *petit cercle de pierres et petit polygone actif au sein d'une forme inactive (Dovrefjell)* **197**

Photographies 136 à 138 : *stade d'évolution d'ostioles (Dovrefjell et Rondane)* **198**

Photographie 139 : *petits sols striés affectés par une dynamique de déprise (Rondane)* **200**

Photographie 140 : *petit bloc fluant en cours de déprise (Rondane)* **200**

Photographies 141 à 143 : *stades d'évolution de petites plaques de cryoéjection (Rondane)* **202**

Photographie 144 : *plaque de cryoéjection en cours de déprise et de démantèlement par le ruissellement (Rondane)* **203**

Photographie 145 : *plaque de cryoéjection en cours de destruction par le ruissellement (Rondane)* **204**

Photographie 146 : *grand lobe de gélifluxion en cours de déprise (Vidjedalsbotn, Rondane)* **207**

Photographie 147 : *grand cercle de pierres en cours de déprise (Vidjedalsbotn, Rondane)* **208**

Photographie 148 : *grand cercle de pierres affecté par une dynamique de déprise à l'intérieur de l'étage périglaciaire supérieur (Dovrefjell)* **209**

Photographie 149 : *champ de grands cercles de pierres en cours de déprise situé en arrière de la moraine de poussée du PAG, en contrebas du cirque glaciaire de Klarabotn (Rondane)* **214**

Photographies 150 et 151 : *phénomène de réactivation affectant le centre matriciel d'un grand cercle de pierres inerte (Rondane, juillet 2011)* **237**

Photographie 152 : *vue du flye menant aux cirques de Klarabotn et de Krokåtbekkbotn (Rondane)* **243**

Photographie 153 : *champ de grands cercles de pierres fonctionnels sur la bordure ouest du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell)*..... **252**

Photographie 154 : *blocs-diagrammes expliquant la formation des eskers, proposés sur le panneau d'information à l'entrée de la vallée de Frekmyr (Rondane)* **254**

Photographie 155 : *panneaux de valorisation géomorphologique disposés à l'entrée de la vallée de Frekmyr (Rondane)* **257**

Photographies 156 et 157 : *panneaux d'information à caractère géomorphologique disposés à l'entrée de la réserve naturelle de Frekmyr (Rondane)*..... **258**

Photographie 158 : *haute vallée de Dørålen à proximité du refuge de Dørålseter (Rondane)*..... **269**

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement **3**

Avant propos **5**

Sommaire **9**

Introduction générale **11**

1. - Les questions soulevées par l'étude des «*dynamiques périglaciaires actuelles*» en Norvège centrale **11**

1.1. - Les termes du sujet **12**

1.1.1. - Terminologie et cadres géomorphologiques : l'importance des formes périglaciaires et de leur repérage sur le terrain **12**

1.1.2. - L'échelle temporelle d'observation **16**

1.2. - La problématique de l'étude **16**

1.3. - Les objectifs de travail **17**

1.3.1. - La détermination des étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane par le repérage sur le terrain des manifestations de la dynamique périglaciaire **17**

1.3.2. - La mise en évidence des mobilités des étagements standards **18**

1.3.3. - La valorisation des reliefs du Dovre-Rondane, des étagements périglaciaires et de leurs mobilités contemporaines **20**

2. - Un cadre d'étude adapté à la problématique **20**

2.1. - De hauts massifs nordiques au croisement d'influences climatiques multiples **20**

2.2. - Un cadre adapté à l'étude des dynamiques périglaciaires actuelles **22**

2.3. - Les grands traits du paysage : de hautes montagnes surmontant des plateaux d'altitude (fjells) **24**

3. - Démarche adoptée et plan de l'étude **29**

3.1. - Les trois objectifs poursuivis et les méthodes d'étude **29**

3.1.1. - La détermination sur le terrain des étagements périglaciaires standards **29**

3.1.2. - La mise en évidence des dynamiques spatiales des étagements **29**

3.1.3. - La valorisation du patrimoine géomorphologique à travers le prisme des étagements et de leurs mobilités **30**

3.2. - Le plan de l'étude **30**

PREMIÈRE PARTIE : *Un milieu périglaciaire de haute montagne atlantique : caractères généraux du Dovre-Rondane et étagements morphoclimatiques standards*

Introduction à la première partie **35**

CHAPITRE 1 : *Les caractères généraux du Dovre-Rondane : une haute montagne quartzitique au croisement d'influences climatiques multiples* **36**

1. - L'ambiance climatique du Dovre-Rondane : une convergence d'influences multiples, favorables au périglaciaire et à une étude des étagements **36**

1.1. - Remarques préalables **36**

1.1.1. - Les climats froids : de multiples nuances et dénominations **36**

1.1.2. - Les données climatiques disponibles **37**

1.1.3. - Les perturbations induites par les spécificités du milieu montagnard **38**

1.2. - Le massif du Dovrefjell : une ambiance de type «*polaire*» **40**

1.2.1. - Les données de référence de Kongsvoll Fjellstue (62°30'03''N - 09°60'40''E, 934 m) **40**

1.2.2. - L'apport des données complémentaires de stations secondaires proches **43**

1.3. - Le massif des Rondane : une ambiance «*subpolaire*» **43**

1.3.1. - Les données de référence de Venabu (61°65'13''N - 10°10'87''E, 930 m) **43**

1.3.2. - L'apport des données complémentaires de stations secondaires proches **44**

1.4. - Une situation de transition climatique **45**

2. - Un milieu montagnard à pergélisol et à sols saisonnièrement gelés **47**

2.1. - Le pergélisol dans le Dovre-Rondane entre données disponibles et extrapolées **48**

2.2. - L'occurrence du gel saisonnier dans le sol et dans les roches **50**

3. - Le Dovre-Rondane : un ensemble de hautes montagnes quartzitiques surmontant le fjell norvégien **54**

3.1. - Une conjoncture structurale complexe **54**

3.1.1. - La place du Dovre-Rondane dans les grands évènements géologiques **54**

3.1.2. - La localisation du Dovre-Rondane à l'échelle des ensembles structuraux de Norvège centrale **56**

3.2. - Des mégaformes imposées par les quartzites **57**

3.2.1. - La provenance des quartzites du Dovre-Rondane et les problèmes de dénomination **57**

3.2.2. - L'expression des quartzites à l'échelle des mégaformes **58**

3.3. - Le rôle des quartzites aux échelles fines : une structure très favorable aux dynamiques périglaciaires **59**

3.3.1. - Les quartzites feldspathiques du Dovrefjell (Complexe du Dovrefjell et Unité du Snöhetta) et les sparagmites des Rondane **59**

3.3.2. - La sensibilité des roches du Dovre-Rondane à l'érosion mécanique **61**

3.3.3. - L'aptitude des quartzites aux phénomènes de triage et de dérangements des sols **62**

CHAPITRE 2 : *Le modelé périglaciaire du Dovre-Rondane : une grande variété de formes sur sols saisonnièrement gelés et sur pergélisol* **67**

1. - Les paramètres stationnels de localisation des formes périglaciaires actives (*conditions de site*) **67**

1.1. - La granulométrie des régolites et la proportion de fines disponible (matrice) **67**

1.2. - Les conditions hydrologiques des sols **68**

1.3. - L'influence directe de l'inclinaison sur la physionomie des formes **73**

1.4. - L'influence indirecte de l'inclinaison : les conditions d'exposition **74**

1.5. - Les phénomènes de domination et de culmination **75**

1.6. - Le rôle du couvert végétal et de l'érosion anthropique **76**

1.7. - Le rôle des paramètres paléogéographiques **77**

1.8. - Des variables associées dans l'espace et dans le temps **77**

1.8.1. - Le cas du replat oriental du Fremre Illmannhøe (1 602 m) **78**

1.8.2. - Les données des profils réalisés entre le refuge de Snøheim et le lac Istjønne (Dovrefjell) **80**

2. - La variété des formes périglaciaires fonctionnelles du Dovre-Rondane **89**

2.1. - Les formes de fragmentation **89**

2.2. - Les formes de déformation par éjection **91**

2.2.1. - Les formes d'éjection à faible degré de triage **92**

2.2.1.1. - Les ostioles **92**

2.2.1.2. - Les plaques de cryoéjection **93**

2.2.2. - Les formes d'éjection à degré de triage intense **95**

2.2.2.1. - Les cercles de pierres **95**

2.2.2.2. - Les polygones de pierres **97**

2.2.2.3. - Les sols striés **98**

2.3. - Les formes de déformation par fluage **102**

2.3.1. - Les terrassettes de gélifluxion **102**

2.3.2. Les lobes de gélifluxion **104**

2.3.3 - Les blocs fluants **106**

2.3.4 - Le fluage généralisé **107**

2.4. - Les autres formes **107**

2.4.1. - Les blocs plongeants **107**

2.4.2. - Un exemple de formes composites : les coulées de gélifluxion retouchées par l'éjection **108**

3. - Proposition d'une nomenclature pour le Dovre-Rondane **110**

3.1. - Des provinces périglaciaires…des nomenclatures ? **110**

3.2. - Les critères de classification retenus **110**

CHAPITRE 3 : *Les étagements périglaciaires standards du Dovre-Rondane* **113**

1. - La méthode de détermination des étagements standards **113**

1.1. - Principes méthodologiques **113**

1.1.1. - L'utilisation de marqueurs morphologiques périglaciaires **113**

1.1.2 - Les marqueurs phytogéographiques **114**

1.1.3. - Les indices d'activité des marqueurs **114**

1.2. - Les marqueurs retenus **116**

1.2.1. - Les signes précurseurs de l'étage périglaciaire **116**

1.2.2. - Les formes de 1er rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire inférieur **120**

1.2.2.1. - Les marqueurs morphologiques (*formes initiales*) **120**

1.2.2.2. - Les marqueurs phytogéographiques **121**

1.2.3. - Les formes de deuxième rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire moyen (ou intermédiaire) **123**

1.2.3.1. - Les marqueurs morphologiques **123**

1.2.3.2. - Les marqueurs phytogéographiques **124**

1.2.4. - Les formes de troisième rang comme marqueurs de l'étage périglaciaire sommital **124**

1.2.4.1. - Les marqueurs morphologiques **124**

1.2.4.2. - Les marqueurs phytogéographiques **124**

1.3. - Les marqueurs écartés **126**

1.3.1. - Les formes de fragmentation et les glaciers rocheux : des formes trop fréquentes ou trop rares **126**

1.3.2. - Les formes pseudo-périglaciaires : l'absence de dynamique de déformation authentique **27**

1.3.3. - Les formes de convergence : une similitude physionomique sans rapport avec une action du gel dans le sol **128**

2. - Les étages périglaciaires fonctionnels standards du Dovre-Rondane **130**

2.1. - Le massif des Rondane **130**

2.1.1. - L'étage périglaciaire inférieur **130**

2.1.2. - L'étage périglaciaire moyen **131**

2.1.3. - L'étage périglaciaire sommital **132**

2.2. - Le massif du Dovrefjell **133**

2.2.1. - L'étage périglaciaire inférieur **133**

2.2.2. - L'étage périglaciaire moyen **134**

2.2.3. - L'étage périglaciaire sommital **134**

3. - Les étagements périglaciaires du Dovre-Rondane vis-à-vis des étagements phytogéographiques, des isothermes caractéristiques et des types de pergélisols : une situation de transition à l'échelle de la péninsule scandinave **135**

3.1. - Le comportement de l'étage périglaciaire à l'échelle régionale **135**

3.1.1. - L'abaissement progressif de l'étage périglaciaire fonctionnel vers le nord **135**

3.1.2. - L'abaissement de l'étage périglaciaire fonctionnel vers l'ouest (mer de Norvège) **137**

3.2. - Mise en relation des étagements périglaciaires avec les étagements phytogéographiques **142**

3.3. - Mise en relation des types de gélisols avec les isothermes caractéristiques **143**

Conclusion de la première partie **145**

DEUXIEME PARTIE : *Les mobilités des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane : des dynamiques périglaciaires actuelles de déprise et de reconquête*

Introduction à la deuxième partie **149**

CHAPITRE 4 : *Les dynamiques périglaciaires de reconquête sur les marges glaciaires récemment déglacées et les sites de névés du Petit Age Glaciaire* **151**

1. - Les enseignements des zones proglaciaires et des abords des glaciers du Dovrefjell **151**

1.1. - Les sites d'observation retenus **151**

1.2. - Les formes périglaciaires initiales en bordure de la langue glaciaire du Snöhetta et sur sa zone marginale **154**

1.2.1. - Le replat de la zone marginale du glacier du Snöhetta **154**

1.2.2. - Les bordures latérales du glacier du Snöhetta **156**

1.2.3. - La partie supérieure du glacier du Snöhetta **157**

1.3. - L'exemple complémentaire du glacier de cirque du Svånåtindan oriental **162**

2. - Un exemple de dynamique de reconquête périglaciaire récente sur un site de névé du Petit Age Glaciaire : le cas du versant du Sletthøi (1 441 m) **164**

2.1. Localisation et environnement du site d'étude **164**

2.2. Des formes périglaciaires actives en décalage par rapport aux étagements standards du Dovrefjell **166**

2.2.1. - Profil A (ouest de la niche de nivation) **168**

2.2.2. - Profil B (centre de la niche de nivation) **169**

2.2.3. - Profil C (est de la niche de nivation) **170**

2.3. - Un processus de déprise glacio-nivale et de reconquête périglaciaire **172**

2.3.1. - Les signes d'une décrépitude du pergélisol **172**

2.3.2. - Une déprise glacio-nivale depuis la fin du Petit Age Glaciaire **174**

2.3.3. - Une reconquête périglaciaire provisoire et corrélative de la décrépitude du pergélisol **175**

3. - La portée géomorphologique des dynamiques de reconquête périglaciaires actuelles : rythmes et durabilité variables des mobilités des étagements **176**

3.1. - Les rythmes du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovrefjell **176**

3.2. - Des reconquêtes périglaciaires éphémères en contexte paraglaciaire **180**

3.3. - Des reconquêtes périglaciaires temporaires par les formes de troisième rang **181**

3.3.1. - Les renseignements fournis par le site du Sletthøi **181**

3.3.2. - Le cas des marges déglacées **184**

3.4. - Des reconquêtes périglaciaires durables par les formes de deuxième rang **184**

CHAPITRE 5 : *Les dynamiques de déprise dans l'étage périglaciaire et sur ses marges* **187**

1. - Les indicateurs spécifiques de la déprise périglaciaire..... **187**

1.1. - Les indicateurs de déprise en surface **187**

1.1.1. - Les indicateurs morphologiques et hydrologiques..... **188**

1.1.2. - Les indicateurs de type biologique..... **190**

1.2. - Les indicateurs de déprise en profondeur (coupes)..... **193**

1.2.1. - Les indicateurs hydrologiques **193**

1.2.2. - Les indicateurs de type biologique..... **193**

1.3. - Les questions soulevées par les emboîtements de formes..... **194**

2. - Les manifestations de la déprise périglaciaire à l'intérieur de l'étage périglaciaire fonctionnel et sur ses marges..... **198**

2.1. - les manifestations de la déprise périglaciaire aux abords de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel et à l'intérieur de l'étage inférieur : le cas des ostioles **198**

2.2. - Les manifestations de la déprise périglaciaire à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire et sur ses marges..... **199**

2.2.1. - Le déclin des formes de premier rang à l'intérieur de l'étage périglaciaire moyen et à proximité de sa limite inférieure (1 150 m - 1 260 m) **199**

2.2.2. - Les enseignements fournis par les petites plaques de cryoéjection **201**

2.3. - Les dynamiques de déprise dans la section supérieure de l'étage périglaciaire.....**207**

2.3.1. - Dans le massif des Rondane..... **207**

2.3.2 - Dans le massif du Dovrefjell **208**

3. - La portée géomorphologique des dynamiques de déprise périglaciaire actuelles **210**

3.1. - Mise en évidence d'étages critiques dans le massif des Rondane **210**

3.1.1. - Un étage de déprise critique pour les ostioles entre la limite inférieure de l'étage périglaciaire (945-960 m) et 1 150 m d'altitude..... **210**

3.1.2. - Un étage critique pour les plaques de cryoéjection à l'intérieur de l'étage périglaciaire intermédiaire (1 150-1 300 m)..... **212**

3.2. - L'utilisation des calages chronologiques pour l'évaluation de l'amplitude de la déprise de l'étage périglaciaire supérieur **214**

3.3. - Validité des limites des étages périglaciaires actuels..... **216**

CHAPITRE 6 : *L'intérêt du Dovre-Rondane pour la connaissance des mobilités actuelles des étagements dans les montagnes atlantiques*..... **219**

1. - L'état des connaissances sur les changements récents exprimés par les formes périglaciaires en milieu froid en réponse aux fluctuations du climat..... **219**

1.1. - Bilan des connaissances sur la genèse des formes périglaciaires sur les zones déglacées **219**

1.1.1. - Un thème peu documenté **219**

1.1.2. - L'impasse sur les dynamiques de reconquête et sur la translation en altitude de l'étage périglaciaire dans les publications scientifiques **221**

1.1.3. - L'intérêt du Dovre-Rondane au sujet de la connaissance des reconquêtes périglaciaires **221**

1.2. - Bilan des connaissances sur les phénomènes de déprises périglaciaires associés aux fluctuations du climat **223**

1.2.1. Un champ de recherche centré sur l'étude du pergélisol et sur ses effets morphologiques **223**

1.2.2. - Des analyses qui ne traitent pas de l'évolution des étagements **224**

1.2.3. - L'apport du Dovre-Rondane à la connaissance des déprises périglaciaires **225**

2. - Les changements climatiques récents enregistrés dans le Dovre-Rondane, dans le contexte du réchauffement post-PAG **226**

2.1. - Les changements observés dans les paramètres fondamentaux du climat **227**

2.1.1. - L'évolution générale des paramètres thermiques depuis la fin du Petit Age Glaciaire selon différentes échelles spatiales **227**

2.1.2. - L'évolution des températures depuis la fin du Petit Age Glaciaire pour deux stations proches du Dovre-Rondane (Dombås, Fokstugu) **228**

2.1.3. - L'évolution des précipitations depuis la fin du Petit Age Glaciaire dans le Dovre-Rondane (stations de Venabu et de Fokstugu) **230**

2.2. - Analyse de l'évolution des cycles gel/dégel (stations de Venabu et de Fokstugu) **231**

2.2.1. - Un accroissement de la fréquence des alternances gel/dégel au cours des trois dernières décennies **231**

2.2.2. - Une corrélation remarquable entre l'évolution des cycles gel/dégel et celle des températures du mois de mars **232**

3 - Synthèse sur la mobilité des étagements périglaciaires fonctionnels **235**

3.1. - Une translation en altitude de l'étage périglaciaire fonctionnel dans le Dovre-Rondane **235**

3.2. - Les formes de déprise en tant que marqueurs du passage d'un milieu à pergélisol à des sols saisonnièrement gelés ? **236**

3.3. Étude critique des résultats **239**

Conclusion de la deuxième partie **241**

TROISIEME PARTIE : *Propositions de valorisation du patrimoine géomorphologique dans les parcs nationaux des Rondane et du Dovrefjell : de la recherche fondamentale à la recherche appliquée*

Introduction à la troisième partie **245**

CHAPITRE 7 : *De la recherche fondamentale à une proposition de valorisation du patrimoine géomorphologique* **247**

1. - Quand la méthode du chercheur devient le procédé de valorisation dans un contexte de vulgarisation du patrimoine géomorphologique **249**

1.1. - La transmission d'une information scientifique par une méthode adaptée à l'objet et au public **251**

1.1.1. - La sensibilité naturaliste du public des parcs nationaux du Dovre-Rondane entre pratiques et protection de la nature **251**

1.1.2. - La transmission d'une information scientifique complexe par l'apprentissage d'un «savoir regarder» **252**

1.2. - L'état actuel de la valorisation du patrimoine géomorphologique dans le Dovre-Rondane . **253**

1.2.1. - Les principaux thèmes de recherche actuels de l'école norvégienne de géomorphologie **254**

1.2.2. - L'implication du Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) dans la valorisation des reliefs **255**

1.2.3. - L'état actuel de la valorisation à caractère géomorphologique dans le Dovre-Rondane **256**

1.2.3.1. - Une information réduite **256**

1.2.3.2. - Une information sélective **259**

1.3. - L'explication des reliefs par l'observation du terrain **261**

2. - La procédure de valorisation : une sélection préalable des thèmes à valoriser **262**

2.1. - Les principaux types de démarches **262**

2.1.1. - La démarche sélective **262**

2.1.2. - La démarche généraliste **263**

2.1.3. - La démarche déductive **263**

2.2. - La démarche retenue : une sélection préalable des thématiques à valoriser **263**

3. - Inventaire et sélection des thématiques de valorisation **264**

3.1. - Inventaire des propriétés géomorphologiques générales du Dovre-Rondane : une analyse à petite échelle **265**

3.1.1. - Les propriétés morphostructurales : la valorisation du rôle des quartzites **266**

3.1.1.1. - Les fjells **266**

3.1.1.2. - Les montagnes périphériques **266**

3.1.1.3. - Les massifs centraux **266**

3.1.2. - La fréquence des héritages : la valorisation du paramètre temporel en géomorphologie **267**

3.1.2.1. - Les héritages pré-quaternaires («*paléïques*») **268**

3.1.2.2. - Les héritages glaciaires **268**

3.1.2.3. - Les héritages périglaciaires **268**

3.1.2.4. - Les héritages paraglaciaires **268**

3.2. - Analyse à l'échelle des versants : la valorisation des dynamiques géomorphologiques actuelles au moyen des étagements périglaciaires et de leurs mobilités **270**

3.2.1. - La valorisation des dynamiques géomorphologiques actuelles au moyen des formes et de leurs étagements **271**

3.2.2. - La valorisation des mobilités de l'étage périglaciaire en réponse aux fluctuations climatiques **273**

3.3. - Les thèmes de valorisation retenus **273**

<u>CHAPITRE 8</u> : *Mise en œuvre de la valorisation du patrimoine géomorphologique : une adaptation des moyens et du vocabulaire* **275**

1. - Les cartes géomorphologiques et la toponymie : une aide à la valorisation **276**

1.1. - L'usage de la toponymie **276**

1.1.1. - Provenance des données **276**

1.1.2. - Analyse toponymique **276**

1.2. - Les cartes géomorphologiques du Dovre-Rondane **277**

2. - La valorisation des caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane **286**

2.1. - L'observation des massifs à petite échelle à partir de points de vue **286**

2.1.1. - Le fjell de Mysusaeter (Rondane) **287**

2.1.2 - Le fjell de Hjerkinn (Dovrefjell) **287**

2.2. - L'observation de la fragilité mécanique des quartzites à partir de quatre sites remarquables **287**

2.2.1. - Valorisation des sites de versant **287**

2.2.1.1. - Le versant est du Snöhetta (Dovrefjell) **287**

2.2.1.2. - Le cirque de Rondholet (Rondane) **287**

2.2.2. - Valorisation des sites de surface **292**

2.2.2.1. - Le replat à l'ouest du Veslehetta (Dovrefjell) **292**

2.2.2.2. - La vallée du Smedbotn (Rondane) **292**

3. - La valorisation des héritages morphologiques du Dovre-Rondane **295**

3.1. - La valorisation des héritages pré-quaternaires : l'ascension du Storronden (Rondane) **295**

3.2. - La valorisation des héritages glaciaires **297**

3.2.1. - Valorisation des formes d'érosion glaciaires : le site du Vidjedalsbotn (Rondane) **297**

3.2.2. - Valorisation des formes d'accumulation glaciaires : le site de Skranglehaugan (Rondane) **297**

3.3. - La valorisation du thème des héritages périglaciaires **300**

3.3.1. - La valorisation des formes sur versants : le site de Rondhalsen (Rondane) **300**

3.3.2. - La valorisation des sites de surface : le site de Stridåjønnin (Dovrefjell) **300**

3.4. - La valorisation sur le thème des héritages paraglaciaires **300**

3.4.1. - La valorisation de l'érosion paraglaciaire : le site de Jutulhogget (Rondane) **300**

3.4.2. - La valorisation des témoignages de l'accumulation paraglaciaire : le cône de déjection fluvioglaciaire du Storflye (Rondane) **300**

3.5. - Une valorisation synthétique sur le thème des héritages à partir de points de vue **305**

4. - La valorisation des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane **308**

4.1. - La valorisation de la variété des formes périglaciaires dans le Dovre-Rondane **309**

4.2. - La valorisation de l'importance des conditions de sites dans l'expression morphologique des dynamiques périglaciaires **309**

4.3. - Une valorisation synthétique sur le thème des étagements périglaciaires au moyen de cheminements **316**

5. - La valorisation de la mobilité des étagements périglaciaires du Dovre-Rondane **319**

5.1. - La valorisation des dynamiques actuelles de déprise périglaciaire **320**

5.2. - La valorisation des dynamiques actuelles de reconquête périglaciaire **320**

6. - Mise en place de la valorisation des reliefs dans le Dovre-Rondane **327**

6.1. - Une utilisation individuelle des planches **327**

6.2. - Une utilisation associée à un livret de synthèse **327**

6.3. - Propositions de mise en place **329**

Conclusion de la troisième partie **330**

Conclusion générale **333**

Bibliographie **341**

Annexes **365**

Tables des figures **379**

Tables des planches **387**

Tables des photographies **389**

Tables des matières **397**