



Les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale) : des reliefs à observer et à comprendre

-

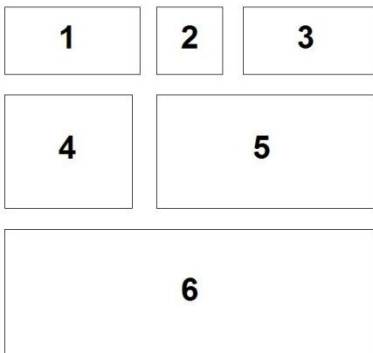
Riwan Kerguillec

-

Université de Nantes

Les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale) : des reliefs à observer et à comprendre

Photographies de couverture :



1 : le cirque glaciaire de Rondholet et ses versants de type réglés (Rondane).

2 : la cascade de Storulfossen (Rondane).

3 : les grands cercles de pierres actifs du marais de Tvillingkollan (Dovrefjell).

4 : le glacier du Snöhetta et le lac proglaciaire Istjøanne (Dovrefjell).

5 : la vallée glaciaire de Verkilsdalen et ses parois jalonnées d'éboulis actifs (Rondane).

6 : au premier plan, vue sur Skranglehaugen (ensemble de kettles). À l'arrière-plan, le Nordre Hammaren et ses paléopentes continues jusqu'au sommet (1 898 m) (Rondane).



Ce fascicule traite des reliefs des massifs norvégiens du Dovrefjell et des Rondane. Il porte par conséquent sur de hautes montagnes nordiques qui figurent parmi les plus élevées de la péninsule scandinave. Il résulte principalement d'une thèse de géomorphologie réalisée entre 2008 et 2013 dans ces deux massifs et intitulée : «**les étagements périglaciaires actuels dans un milieu de haute montagne atlantique (parcs nationaux du Oppland et du Sør-Trondelag, Norvège centrale)**».

La **géomorphologie*** est la branche de la géographie physique dont l'objet est d'étudier les reliefs de la surface terrestre. L'objectif de ce fascicule consiste à expliquer les principales caractéristiques des reliefs de ces massifs montagneux à l'aide de notions simples. Il reprend également, après les avoir adaptés, un certain nombre de résultats scientifiques extraits de la thèse précitée.

Cette discipline a recours à un vocabulaire spécifique et précis. Le lecteur trouvera, à la fin du livret, un lexique qui répertorie et définit l'ensemble des termes utilisés dans ce document et signalés par un astérisque (*). Deux cartes des toponymes cités sont également proposées à la fin du manuscrit. La géomorphologie a également recours à une observation à différents niveaux d'échelle : par exemple, un *cercle de pierres* (**grande échelle**, forme mineure, **photographie 3** de couverture) peut s'observer dans un *cirque glaciaire* (**moyenne échelle**, forme moyenne, **photographie 1** de couverture) qui appartient lui-même à un massif montagneux (**petite échelle**, forme majeure, **photographie 6** de couverture). Cette méthode, qui fournit une clé fondamentale pour l'analyse et la compréhension du relief, sera souvent utilisée accompagnée de ces termes.

Ce livret est associé à des planches qui ont pour objectif de détailler davantage certains sites sélectionnés pour leur exemplarité. Ces planches, signalées dans le texte, sont répertoriées à la fin de l'ouvrage et sont téléchargeables sur internet.

En haut : la vallée de Bergedalen, dans le nord du massif des Rondane, vers le sud. À l'arrière-plan, le massif du Storsmeden (2 016 m).

Sommaire

<i>Préface</i>	2
<i>Sommaire</i>	3
<i>Introduction</i>	4
1. - L'histoire géologique du Dovre-Rondane	7
2. - Les caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane	9
3. - La fréquence des héritages morphogéniques	20
4. - L'étage périglaciaire actif et ses mobilités actuelles	31
<i>Conclusion</i>	48
<i>Lexique</i>	50
<i>Cartes des toponymes</i>	58
<i>Bibliographie</i>	60



Ci-contre : le front du glacier du Snöhetta et le lac proglaciaire Istjønne (Dovre fjell).

Introduction

Les massifs du Dovre-Rondane appartiennent à la chaîne des Scandes et font partie de ses plus hauts sommets (> 2 000 m). Ils jalonnent de ce fait la ligne de partage des eaux Atlantique/Baltique. Distants de 25 km, ils sont situés aux alentours du 62^e parallèle sur la façade océanique de l'Europe du nord ouest, cette situation empreinte d'océanité se trouvant confirmée par leur faible distance à la mer (266 km pour les Rondane, 200 km pour le Dovrefjell). Ce faible éloignement par rapport à la mer de Norvège justifie leur appartenance aux **montagnes atlantiques*** de l'Europe du nord ouest. À cette position de façade s'ajoute également la mitoyenneté des régions polaires, le massif du Dovrefjell n'étant situé qu'à environ 450 km du cercle polaire arctique. Les massifs sont donc positionnés aux avant-postes des domaines arctiques de l'Europe du nord ouest (*figure 1*).

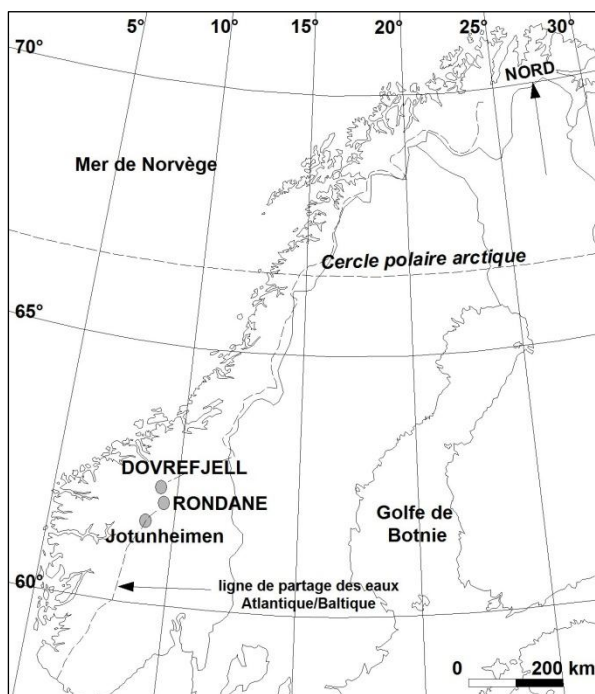


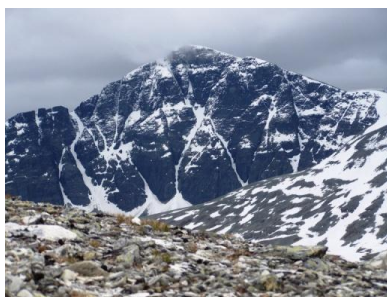
Figure 1 : carte de localisation des massifs du Dovre-Rondane.

La première particularité du Dovre-Rondane tient par conséquent à sa situation géographique et à la convergence des effets de l'altitude, de la latitude, de l'océanité et de la continentalité. Cette convergence détermine à son tour un climat montagnard de transition entre le climat subpolaire océanique et le climat polaire continental, les températures moyennes annuelles étant comprises entre 0° et - 1° C dès 1 000 m d'altitude.

Le **gel** est donc fréquent dans ces montagnes et il s'exerce par ailleurs sur des **quartzites*** : ces roches sont particulièrement propices aux actions répétées de ce processus étant donné le grand nombre de fissures et de discontinuités qu'elles contiennent. Leur mise en place correspond à une longue histoire sur le plan géologique.

Pour ces raisons, le relief du Dovre-Rondane rassemble un certain nombre de propriétés fondamentales. Ce sont d'abord de hautes montagnes aux **propriétés morphostructurales*** homogènes et parfaitement exprimées dans le relief en raison de la place prédominante des quartzites dans l'échelle des résistances* à l'érosion. Ce sont également des massifs où les **étagements morphoclimatiques***, en même temps que les **héritages*** de tous types, comptent parmi les éléments les plus caractéristiques.

Les propriétés de ces massifs renforcent en outre leur intérêt du point de vue de l'étude de leur relief : leurs altitudes favorisent en effet la lisibilité des formes étant donné que le Dovre-Rondane compte parmi les massifs les plus élevés de Norvège mais que ses altitudes se situent néanmoins en dessous de celles du Jotunheimen situé au sud ouest (**figure 1**). Cette singularité implique une couverture neigeuse moins étendue et moins durable que dans le Jotunheimen et cette particularité garantit la commodité de l'observation et de l'analyse des reliefs particulièrement en raison du déneigement presque total des massifs en été. Elle justifie aussi la présence de l'**étage périglaciaire*** le plus épais d'Europe en raison de l'absence presque totale de glaciers.



Photographie 1 : la face nord du sommet du Rondslottet (2 178 m), dans le massif des Rondane, vue du replat du Salen. Photographie prise vers le sud.

Le Dovre-Rondane possède en définitive un fort potentiel du point de vue du **patrimoine géomorphologique***, auquel s'ajoute un patrimoine culturel qui résulte précisément de ses 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*». Dans cette légende, le Rondslottet, point culminant des Rondane (2 178 m), signifie d'ailleurs «*le château des Rondane*» : c'est là que le château du roi de Dovre, l'un des personnages de cette légende, était localisé (**photographie 1**).

Dans ce livret, l'explication du relief du Dovre-Rondane comprend quatre étapes successives. Elle rappelle d'abord, dans ces grandes lignes, les principales étapes de la formation géologique des massifs (**partie 1**). Son objectif consiste ensuite à préciser le rôle des roches quartzitiques dans le relief selon différentes échelles d'analyse (**partie 2**), puis à illustrer l'importance des héritages au moyen de l'observation des formes (**partie 3**). Elle s'attardera enfin sur l'étage périglaciaire actif et sur sa mobilité étant donné que celui-ci évolue actuellement en réponse aux fluctuations climatiques (**partie 4**).

1. - L'histoire géologique du Dovre-Rondane

La mise en place du Dovrefjell et des Rondane 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 ces massifs montagneux en raison de la présence des quartzites. Elle s'est faite en trois étapes principales (**figure 2**).

1

La **première phase** de mise en place du Dovre-Rondane débute avec le cycle «*dalslandien*». Les **forces tectoniques*** aboutissent au **plissement*** des matériaux du socle précambrien et à la **formation d'une première chaîne de montagnes**. Cette **dynamique de compression*** est suivie d'une longue phase d'érosion (on parle d'un **aplanissement***) qui détruit progressivement cette chaîne et qui a pour résultat la mise en place du **Bouclier baltique**. Cette phase érosive s'accompagne du **dépôt des quartzites** qui sont les produits de cette érosion (on parle de **dépôts corrélatifs***) et qui sont aujourd'hui les roches majoritaires du Dovre-Rondane.

2

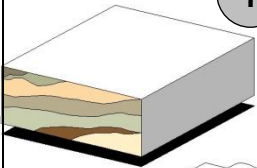
La **deuxième phase** est marquée par le cycle «*calédonien*». Cette phase de compression aboutit à la formation d'une **seconde chaîne de montagnes** (la **chaîne calédonienne**) au cours de laquelle les quartzites sont plissés* et modifiés par le métamorphisme*. Les quartzites sont déversés en nappes de charriage* vers l'est, sur le Bouclier baltique. Ce deuxième **cycle orogénique*** est suivi par une **seconde phase d'érosion** (aplanissement) qui aboutit à la formation d'un **massif ancien***.

3




La **dernière phase** est la conséquence de l'**ouverture de l'Océan Atlantique** à partir du Crétacé supérieur. Cet événement majeur à l'échelle planétaire provoque le soulèvement du massif ancien (on parle de **soulèvement épirogénique***). Ce soulèvement forme un bourrelet marginal* qui constitue la **chaîne des Scandes** actuelle. Les quartzites sont placés en altitude par ce phénomène, et se maintiennent dans cette position dominante car ils résistent mieux à l'érosion que les roches environnantes. Ils forment aujourd'hui le **Dovre-Rondane**.

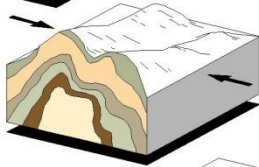
1

Première phase : dynamique de compression au Précambrien

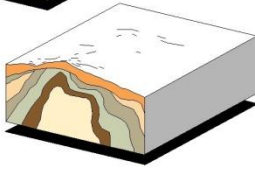


roches pré-cambriennes

 dynamique de compression
 roches du socle
 dépôt des quartzites







cycle "dalslandien"
Orogenèse entre 1 000 et 900 Ma (naissance d'un massif montagneux)



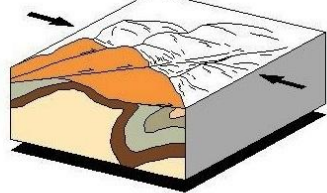
aplanissement (Bouclier baltique)
phase érosive à partir de 850 Ma (Infracambrien)

2

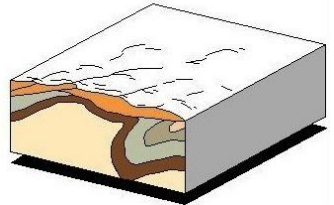
Deuxième phase : dynamique de compression au Primaire inférieur

 dynamique de compression
 roches du socle
 failles
 quartzites

cycle "calédonien"
Silurien/Dévonien (deuxième orogenèse vers 400 Ma)



aplanissement (massif ancien calédonien)
Paléozoïque sup./ Mésozoïque inf. (deuxième phase érosive)



3

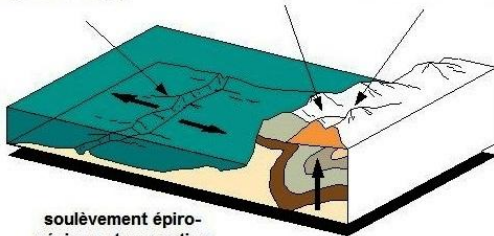
Troisième phase : dynamique de distension au Tertiaire

ouverture de l'Atlantique

(Crétacé sup.)

bourrelet marginal

DOVRE-RONDANE



soulèvement épirogénique et surrection des "Scandes"





 dynamique de distension
 roches du socle
 soulèvement épirogénique
 quartzites

Figure 2 : la mise en place des massifs du Dovre-Rondane.

Conclusion : la mise en place du Dovre-Rondane est donc complexe et indissociable des grands événements géologiques planétaires (formation de la chaîne calédonienne, ouverture de l'Océan Atlantique). Elle est également longue puisqu'elle s'est échelonnée sur à peu près un milliard d'années.

Mais surtout, ce contexte géologique permet de comprendre la place prédominante occupée aujourd'hui par les quartzites dans les massifs du Dovre-Rondane. En effet, les quartzites expliquent en grande partie l'allure actuelle des reliefs en raison de leurs caractéristiques.

2. - Les caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane

Le principal intérêt de l'analyse des trois étapes de la genèse du Dovre-Rondane est d'expliquer la mise en place des quartzites, dont les particularités entrent en effet pour beaucoup dans la compréhension des reliefs des massifs.

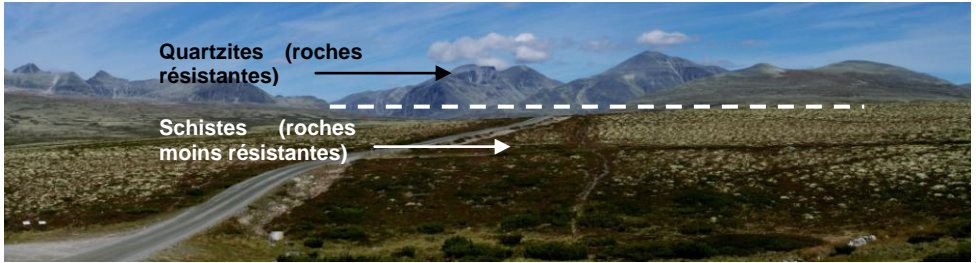
Les quartzites sont d'abord des **roches résistantes** vis-à-vis de l'**érosion différentielle*** ce qui a des répercussions fondamentales sur l'agencement du relief si on le considère à petite échelle. Leurs particularités structurales ont également une influence essentielle sur les reliefs aux échelles plus fines (moyenne et grande échelles).

2.1. - les reliefs du Dovre-Rondane à petite échelle : la résistance des quartzites à l'érosion différentielle

Les quartzites s'expriment très distinctement dans le relief à l'échelle des formes majeures (petite échelle) car ils résistent mieux à l'érosion que d'autres types de roches. Leur mise en altitude lors du soulèvement épirogénique consécutif à l'ouverture de l'océan Atlantique au Crétacé supérieur (**figure 2**) a en effet créé un contexte très favorable à l'**érosion différentielle** dont le principe est le suivant : les caractéristiques des roches vis-à-vis de l'érosion font que les plus résistantes constituent l'armature des reliefs tandis que les moins résistantes sont placées en creux (**photographie 2**).

Ainsi, les quartzites ont une fonction majeure dans les massifs du Dovre-Rondane car ils commandent les grandes lignes de leur relief. Celui-ci se traduit par un **tritypique paysager** d'ailleurs très fréquent dans la chaîne des Scandes (Peulvast, 1985 ; Sellier, 2002) : l'agencement des massifs consiste à chaque fois en de **hauts massifs** quartzitiques d'une altitude excédant 2 000 m, qui sont perchés sur de vastes **fjells*** d'une altitude moyenne de seulement 1 000 m car ceux-ci sont composés de roches de résistances moindres. Cet ensemble est en outre délimité par de grandes

auges glaciaires* comme le Gudbrandsdalen où s'écoule le Lågen et où sont localisées les villes principales (**figure 3**).



Photographie 2 : le fjell de Mysusæter (1 000 m) surmonté par le massif des Rondane (> 2 000 m) : le résultat de l'érosion différentielle.

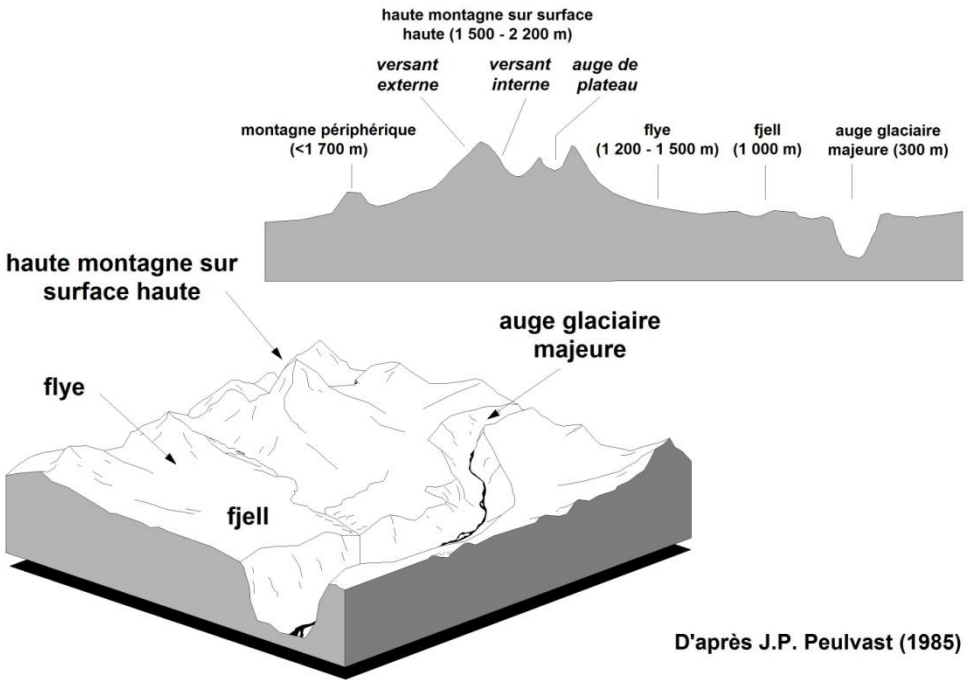


Figure 3 : le triptyque paysager du Dovre-Rondane.

Dans les Rondane, le fjell de *Mysusæter* permet d'observer très distinctement cet agencement général (*planche 1*) et le fjell de Hjerkinn offre le même intérêt (*planche 2*).

2.2. - Les principales composantes du relief des massifs

De la périphérie vers l'intérieur, le Dovrefjell comme les Rondane peuvent être subdivisés en trois éléments principaux : les **fjells**, les **montagnes périphériques** et les **massifs centraux** qui dominent l'ensemble par leurs altitudes.

2.2.1. - Les fjells

Dans les deux massifs, les **fjells** forment un socle de bas plateaux dont les altitudes moyennes sont comprises entre 1 000 et 1 200 m (*figure 3*). De topographie accidentée dans le détail, ils sont parsemés de lacs et de collines émoussées. Ces plateaux d'altitude sont caractéristiques de l'action des **inlandsis quaternaires*** (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, et le fjell de la vallée de Dørålen, au nord du massif, qui 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 Snøhetta à l'est du refuge de Snøheim (*photographie 3*).



Photographie 3 : le fjell de Hjerkinn (de 1 000 à 1 200 m) surmonté par le massif du Snøhetta à l'arrière plan à gauche (2 286 m) et par la montagne périphérique du Kolla (1 652 m) au deuxième plan à droite. Photographie prise vers le nord ouest.

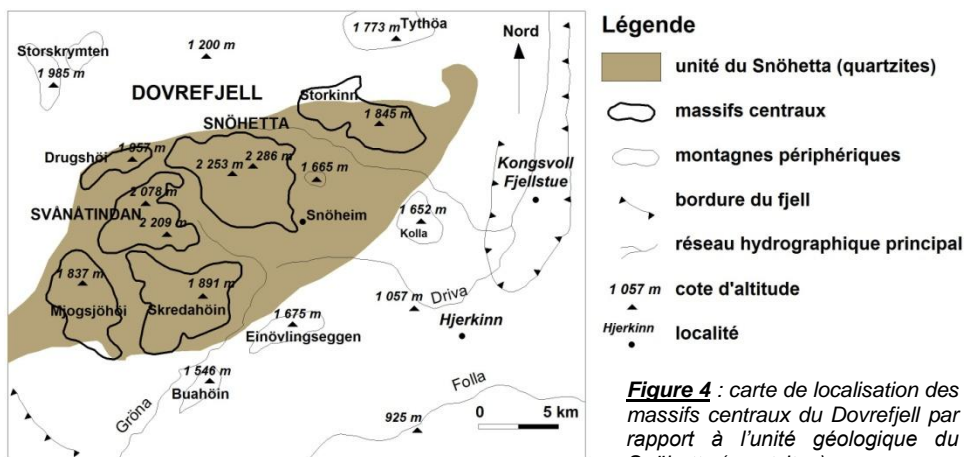
2.2.2. - Les montagnes périphériques

Les montagnes périphériques, dont les sommets culminent à des altitudes inférieures à 1 700 m, forment un anneau plus ou moins continu de moyennes montagnes à sommets arrondis, à cirques glaciaires évasés, disposé autour des massifs centraux. Elles sont entourées de **versants externes** de profil rectiligne et dont l'inclinaison est en général inférieure à 20°. D. Sellier (2002) a qualifié ces versants de «**paléopentes***» étant donné qu'ils sont hérités du passé pré-quadernaire 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° (**figure 3**).

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-Simplepiggen (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.

2.2.3. - Les massifs centraux

Les quartzites s'expriment parfaitement dans le paysage à l'échelle des formes majeures 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 3**).



La carte de localisation des massifs centraux du Dovrefjell (**figure 4**) montre que ceux-ci coïncident effectivement avec l'unité du Snöhetta, qui est le nom donné à la formation quartzitique de ce massif.



Photographie 5 (ci-dessus) : l'auge de plateau de Rondvassdalen et le lac Rondvatnet, dans les Rondane. Photographie prise vers le sud.

Photographie 4 (ci-contre) : le Digerronden (2 016 m), dans les Rondane. Les paléopentes se recoupent en formant des sommets pyramidaux caractéristiques. Photographie prise vers le nord est.

Dans les Rondane, ces massifs centraux sont au nombre de trois (Smiubelgen, Høgronden, Rondsloppet). Ils sont comparables à la fois par leurs dimensions et par leurs sommets subégaux. Le massif comprend exactement neuf sommets dont les altitudes excèdent 2 000 m, parmi

lesquels on citera le Rondslottet (2 178 m) qui est le point culminant des Rondane, le Högronden (2 114 m) et le Storsmeden (2 015 m). Le Dovrefjell compte également deux principaux hauts massifs (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.

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, dont la pyramide du Digerronden (2 016 m), dans les Rondane, fournit sans doute l'exemple le plus démonstratif (**photographie 4**). Ils sont ensuite séparés par des **auges de plateau** qui communiquent entre elles. Dans les Rondane, l'auge de Dørålen, au nord, ou encore celles de Illmandalen et de Rondvassdalen, au sud, en fournissent sans doute les meilleurs exemples (**photographie 5**).

Ces hauts massifs présentent finalement 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 des **versants internes** de ces entailles (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 supérieures à 2 000 m, qui créent au niveau des sommets, en raison des effets conjugués de l'altitude et 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**» (**figure 3**).

2.3. - Le rôle des quartzites aux échelles fines

Décisifs concernant l'agencement des massifs, les quartzites le sont tout autant à moyenne échelle à cause des caractéristiques de leurs affleurements. Résistants vis-à-vis de l'érosion différentielle, ils sont néanmoins fragiles vis-à-vis des processus d'**érosion mécanique***. Ce type d'érosion regroupe l'ensemble des processus qui fournissent des débris (**érosion glaciaire***, **gélifraction***), par opposition à l'érosion chimique qui aboutit à des solutions chimiques. Cette fragilité des quartzites tient à leurs caractéristiques et aux nombreuses discontinuités que comportent leurs affleurements qui sont parcourus par de multiples fissures et diaclases (**photographie 6**). Pour cette raison, les quartzites fournissent d'importantes quantités de **débris** car ils se débitent facilement.



Photographie 6 : affleurement de quartzites, intensément diaclasé et fissuré, se délitant en dalles sous l'effet du gel (Dovre fjell).

Ces débris sont un élément essentiel des paysages du Dovre-Rondane compte tenu de leur fréquence. Ils composent en effet des **formations à blocs** très répandues, que l'on peut distinguer selon deux catégories et qui participent à l'unité géomorphologique des massifs : il s'agit d'une part des formations associées aux versants (**éboulis* et pentes à blocs***), d'autre part des formations relatives à des surfaces et aux zones faiblement inclinées (**champs de blocs***).

2.3.1. - Les formations à blocs sur les versants

Les formations à blocs sur les versants sont très fréquentes dans les massifs centraux du Dovre-Rondane ainsi que sur leurs montagnes périphériques. Les **pentés à blocs**, également dénommées **pierriers de pente**, occupent ainsi la plupart des paléopentes (**photographie 7**). Ces formations à blocs sont à mettre en relation avec les effets combinés de la **gélifraction** et de la **gélifluxion***, qui sont des processus dénommés **pérglaciacires*** car ils sont liés au gel.

La gélifraction est un processus d'érosion mécanique commandé par le gel, très fréquent dans les massifs. Sous l'effet des **alternances de gel et de dégel***, l'eau contenue dans les nombreuses fissures des quartzites change fréquemment de volume et exerce d'importantes pressions à l'intérieur de la roche, qui finit par éclater. Elle produit de ce fait de nombreux fragments.

Sur les pentes, ces débris sont ensuite mis en mouvement par les effets de la gélifluxion, qui est un processus lui aussi lié au gel. Avec le concours de la **gravité**, les alternances répétées de gel et de dégel dans les

sols aboutissent à un phénomène de fluage progressif. La gélifluxion redistribue vers l'aval des versants les débris produits par la gélifraction. Les pentes à blocs des massifs du Dovre-Rondane sont le résultat de ce **relais de processus*** (figure 5). Le versant est du Snöhetta permet d'en observer un exemple lors de l'ascension vers le sommet (planche 3).



Photographie 7 : pente à blocs sur le versant septentrional du Nordre Hammaren (1 898 m), dans les Rondane. Photographie prise vers le sud ouest, à 1 350 m d'altitude.

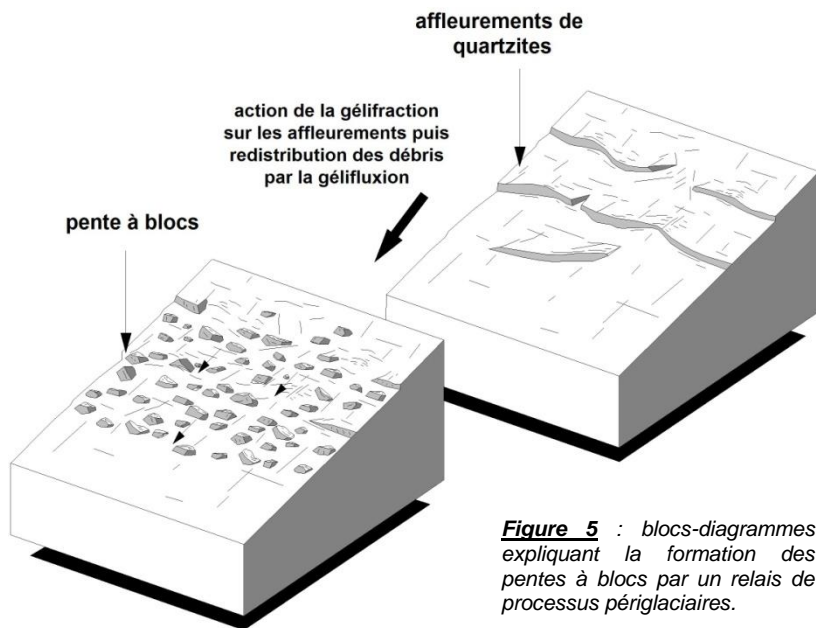


Figure 5 : blocs-diagrammes expliquant la formation des pentes à blocs par un relais de processus périglaciaires.

Le Dovre-Rondane se caractérise également par l'omniprésence des **versants à éboulis***, qui sont également le résultat du travail répété de la gélifraction sur les parois de quartzite (**photographies 8 et 9**).

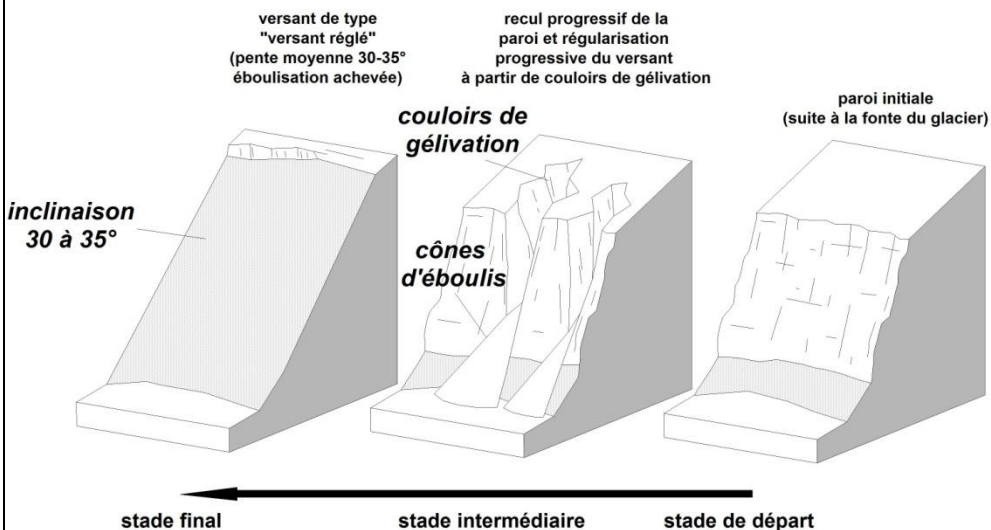


Photographie 8 (ci-contre) : cônes d'éboulis actifs au fond du cirque de Vidjedalsbotn, à 1 570 m d'altitude, dans les Rondane. Photographie prise vers le sud.

Photographie 9 (ci-contre) : versants à éboulis en cours de régularisation, à l'ouest de Rondvatnet dans les Rondane. Photographie prise vers le nord ouest.



Figure 6 (ci-dessous) : blocs-diagrammes retraçant l'évolution classique des versants à éboulis.



Selon le même principe expliqué plus haut, la gélifraction démantèle progressivement les parois initiales (**figure 6**). Elle est particulièrement efficace là où les quartzites sont les plus fragiles, par exemple dans des **couloirs de gélivation*** où la roche est intensément diaclasée, fissurée ou parcourue par des **failles***. Etant donné qu'elle est commandée par les alternances de gel et de dégel, le processus de gélifraction est notamment efficace sur les parois exposées en **adret*** car celles-ci dégèlent plus fréquemment compte tenu de leur plus longue exposition au soleil.

Les débris issus de la gélifraction chutent par gravité. On nomme ce phénomène l'**éboulisation***. Ils s'accumulent en bas de parois en créant des **cônes d'éboulis*** (**photographie 8**). Progressivement, le versant se régularise de cette manière selon une pente de 30 à 35° d'inclinaison en moyenne : on parle alors d'un **versant réglé*** et l'on en distingue plusieurs types selon l'avancement de cette régularisation. (**photographie 9**). Une fois la régularisation achevée, le phénomène d'éboulisation stoppe car les pierres ne peuvent plus chuter.

Le cirque de Rondholet, à proximité du refuge de Rondvassbu dans le massif des Rondane, comporte par exemple ce genre de formations à blocs sur versants (**planche 4**).

2.3.2. - Les champs de blocs (formations à blocs sur les surfaces)

Les zones de faible inclinaison (surfaces) comportent elles aussi des formations à blocs dénommées **champs de pierres*** ou **champs de blocs***.

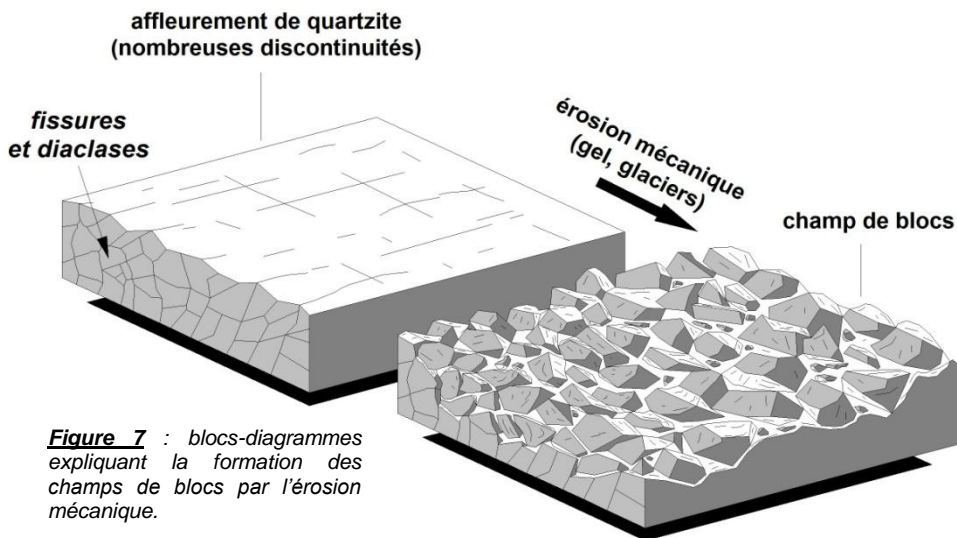


Figure 7 : blocs-diagrammes expliquant la formation des champs de blocs par l'érosion mécanique.

Ce type de forme s'explique encore par la sensibilité des quartzites vis-à-vis de l'érosion mécanique en raison de leurs innombrables fissures, donc de leur perméabilité à l'échelle de l'affleurement. On distingue principalement deux types de champs de blocs, selon qu'ils sont le résultat du travail des glaciers (**champs de blocs d'origine morainique**) ou de celui de la gélifraction sur des temps très longs (**champs de blocs supraglaciaires**).

Les glaciers sont des agents d'érosion particulièrement efficaces : ils attaquent le substrat rocheux en le démantelant, entre autres, par le **délogement*** de blocs et par l'**abrasion glaciaire***. Les quartzites sont éminemment sensibles à ces phénomènes en raison de leurs fissures qui facilitent le délogement ou l'arrachement. Ces processus conduisent à la fourniture de grandes quantités de blocs. Ces débris sont ensuite transportés par les glaces et abandonnés sur place lors de leur fonte (**figure 7**). Cette succession de **processus d'érosion** et de **transport** aboutit à la formation des champs de blocs d'origine morainique. Le replat situé à l'est du sommet périphérique du Veslehetta, dans le Dovrefjell, est l'occasion d'en observer un exemplaire (**planche 5**), au même titre que la vallée du Smedbotn dans les Rondane (**photographie 10** et **planche 6**).



Photographie 10 : champ de blocs d'origine morainique de la vallée du Smedbotn, dans les Rondane. Photographie prise vers le sud, à 1 450 m d'altitude.

Dans le Dovre-Rondane, certains secteurs d'altitude n'ont pas été occupés par les glaciers au cours de la période géologique du Quaternaire. Ils se situaient par conséquent au-dessus de la **trimline*** qui est le nom donné à la limite altitudinale supérieure atteinte par la glace. Ces zones ont par conséquent été soumises pendant des temps très longs à la gélifraction et sont de ce fait occupées par de vastes **champs de blocs supraglaciaires**.

Conclusion : la place prédominante occupée par les quartzites dans les massifs du Dovre-Rondane a des influences fondamentales sur le relief. En raison de leur forte résistance par rapport à des roches plus sensibles, ils sont placés en relief dans le paysage ce qui explique l'agencement général des massifs à petite échelle. Leurs caractéristiques à l'échelle des affleurements, compte tenu notamment de leur perméabilité en raison de leurs nombreuses fissures, expliquent cependant leur sensibilité aux processus d'érosion mécanique. Celle-ci aboutit à l'omniprésence des formations à blocs, qui est l'une des caractéristiques essentielles des massifs concernés.

3. - La fréquence des héritages morphogéniques

Les massifs du Dovre-Rondane comportent une seconde particularité qui s'ajoute à leur caractérisation sur le plan géomorphologique et qui apporte des clés supplémentaires pour la compréhension de ses reliefs. Il s'agit, partout, de la **fréquence des héritages morphogéniques** qu'ils soient pré-quaternaires, glaciaires, paraglaciaires ou périglaciaires. En géomorphologie, un **héritage*** est un relief qui ne résulte pas du travail actuel de l'érosion mais qui est au contraire un «vestige» d'une érosion passée.

Les massifs du Dovre-Rondane dérivent en effet de l'érosion d'un grand dôme montagneux unitaire, dont les paléopentes sont un témoignage. Cette érosion s'est d'abord réalisée, avant le Quaternaire, par la mise en place d'anciennes vallées (**paléo-vallées***). Le Quaternaire (< 2.6 Millions d'années), période géologique connue pour ses successions de **périodes glaciaires*** suivies de **périodes interglaciaires*** plus ou moins longues, s'est manifesté par une érosion glaciaire puissante, responsable de l'évidement des massifs par de nombreux cirques glaciaires ou par des auges glaciaires. Le tout a été suivi des effets conjugués de processus **paraglaciaires*** et **périglaciaires***, dont les témoignages relevant de l'**Holocène*** (entre - 9000 ans et aujourd'hui) sont fréquents dans les deux

massifs. Ces héritages sont analysés ici selon leur succession au cours des temps géologiques (**figure 8**).

3.1. - Les héritages pré-quatérnaires

Ces héritages concernent les temps antérieurs à 2.6 Millions d'années. L'agencement des paléopentes permet de reconstituer des massifs élémentaires à l'emplacement des massifs centraux. De telles paléo-topographies, reliées entre elles par des couloirs évasés (paléo-vallées) avant d'être défoncées par les glaciers au Quaternaire, se rapportent aux formes «**paléiques**» pré-quatérnaires décrites par D. Sellier (2002). Certains sommets des Rondane, comme le Rondslottet ou le Storronden, conservent ainsi quelques lambeaux de surfaces et de coupoles, recouverts aujourd'hui de champs de blocs. Comme c'est le cas du Snöhetta, les Rondane prennent l'aspect, en raison de la résistance des quartzites, d'un **monadnock de résistance*** par rapport aux unités schisteuses (fjell de Mysusæter), ou granitiques (fenêtre d'Atna) qui l'entourent.

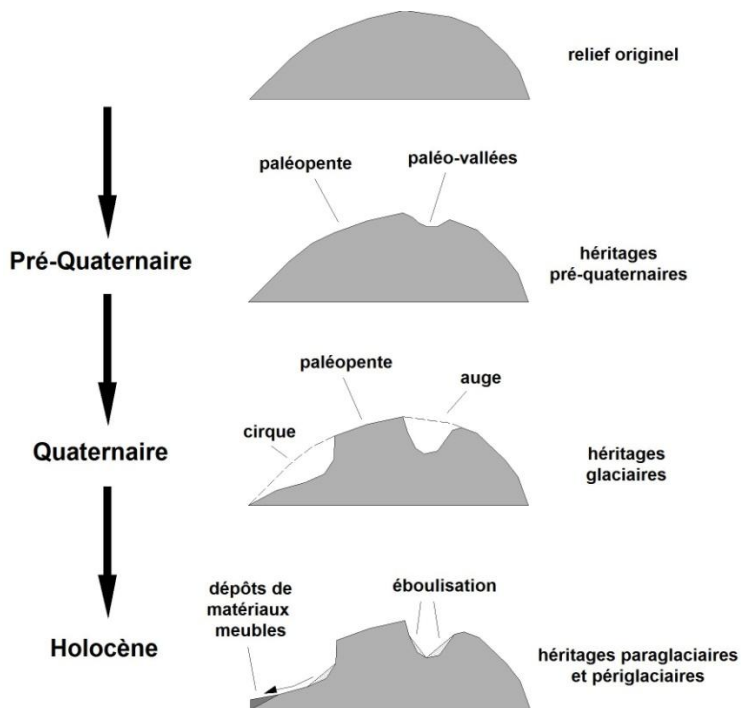


Figure 8 : la succession des héritages dans le Dovre-Rondane.

Dans les Rondane, l'ascension du Storrenden (**planche 7**) est l'occasion d'observer de nombreux héritages morphogéniques au cours de plusieurs arrêts recommandés, notamment des paléopentes et des surfaces paléïques à proximité et au niveau du sommet qui est lui-même recouvert d'un champ de blocs embryonnaire (**photographie 11**).



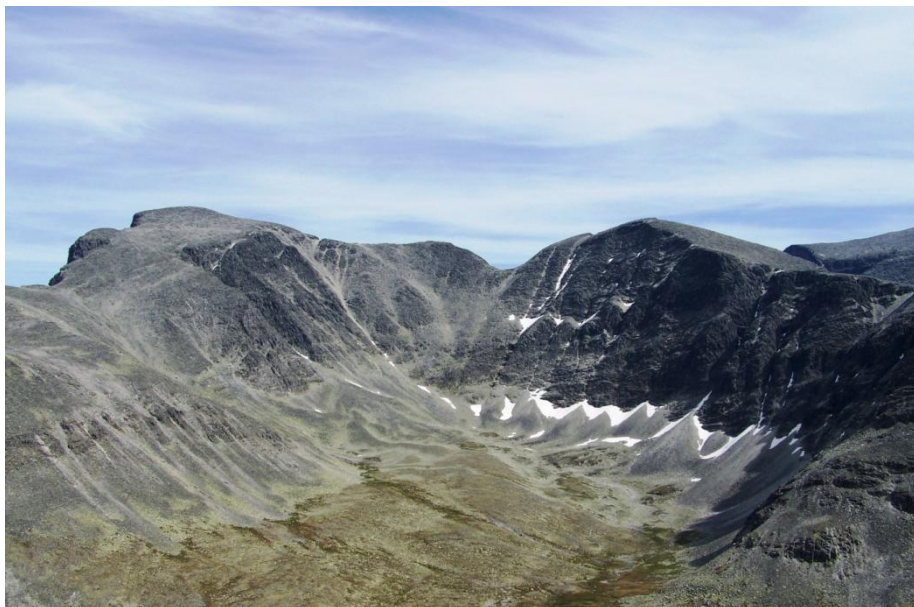
Photographie 11 : champ de blocs au sommet du Storrenden (2 138 m), dans les Rondane. Photographie prise vers l'ouest.

3.2. - Les héritages glaciaires

Le niveau supérieur de l'englacement au **Weichselien*** (**trimline**) se trouverait vers 1 750 -1 900 m d'altitude (Sellier, 2002). La majeure partie des massifs a donc été recouverte par l'inlandsis weichselien et c'est par conséquent la fréquence des formes d'érosion héritées des entailles glaciaires quaternaires qui déterminent un des caractères fondamentaux du paysage du Dovre-Rondane.

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 (**photographie 12**). Les cirques sont situés à 1 500-1 550 m d'altitude en moyenne. Le cirque de

Vidjedalsbotn, dans les Rondane, peut faire l'objet d'une excursion à ce sujet (**planche 8**).



Photographie 12 : le cirque de Styggebotn, dans les Rondane.
Photographie prise vers l'est.

L'érosion, caractérisée par des **formes d'érosion***, est nécessairement suivie par une phase d'accumulation (**formes d'accumulation***). L'érosion glaciaire s'est par conséquent accompagnée de la mobilisation d'importantes quantités de débris qui se sont accumulées en certains endroits après leur transport par les glaces ou par les eaux courantes. Le Dovre-Rondane comporte ainsi de nombreux **dépôts morainiques***, particulièrement sur les fjells et dans les cirques glaciaires. Il s'agit de **moraines de poussée***, qui sont des amas de blocs charriés en avant des glaciers et qui marquent leur avancée maximale (**photographie 13**), de **moraines latérales*** qui ont été abandonnées sur les bordures des glaciers, ou encore de **moraines de fond*** qui ont été déposées sur le substratum rocheux (**photographie 14**).

Photographie 13 (ci-contre) : moraine de poussée (1) en avant de l'un des deux glaciers du massif du Svânâtindan, dans le Dovrefjell. Photographie prise vers l'ouest.



Photographie 14 (ci-contre) : dépôt de moraine de fond (1) dans la vallée de Kollidalen, Dovrefjell. Photographie prise vers le nord ouest, à 1 300 m d'altitude.

Plus rarement, les massifs conservent aussi des formes d'accumulation édifiées dans un contexte particulier. Dénommées **kettles*** (**photographie 15**), ces formes 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 (**figure 9**). Ces reliefs sont par conséquent un héritage de la

dernière glaciation. Ils sont aussi une preuve des importantes quantités de matériaux véhiculés puis abandonnés par les glaces il y a environ 9000 ans. Le site de Skranglehaugen (**photographie 15**), dans les Rondane, en sont sans aucun doute le meilleur exemple sur l'ensemble des massifs (**planche 9**).



Photographie 15 : ensemble de kettles sur le site de Skranglehaugen, dans les Rondane. Photographie prise vers le sud ouest, à 1 080 m d'altitude.

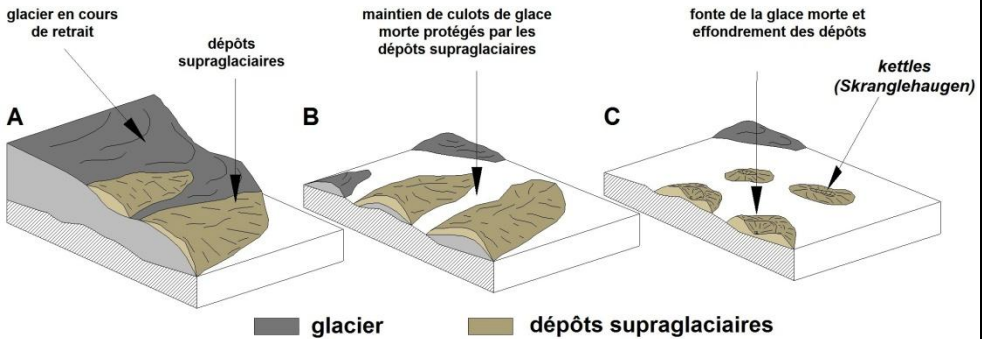


Figure 9 : blocs-diagrammes expliquant la formation des kettles.

3.3. - Les héritages périglaciaires

Les processus périglaciaires, et parmi eux la **gélifraction**, la **gélifluxion** ou encore la **géliturbation*** des sols associés à des phénomènes de triage, sont toujours actifs dans le Dovre-Rondane. Néanmoins, les témoignages hérités d'actions périglaciaires antérieures, correspondant à des climats plus froids que l'actuel, sont aussi très répandus dans les massifs et ils appartiennent à plusieurs catégories.

Certaines formes, notamment certains champs de blocs, résultent d'**actions périglaciaires supraglaciaires** lorsqu'elles ont concerné les portions des versants situés au dessus de la trimline weichselienne. Elles relèvent, dans d'autres cas, 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 (champs de blocs et pierriers de pente hérités).

D'autres sont héritées de processus liés à la géliturbation, comme certains **sols structurés*** (**photographie 16 et figure 10**) : 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. Des mouvements différentiels apparaissent et ont pour effet de trier les matériaux. Les blocs de pierres sont rejetés en périphérie par les mouvements de triage convectifs, ce qui aboutit à la création de formes géométriques dénommées **gélisstructures*** ou **sols structurés** (exemple : grands cercles de pierres).



Photographie 16 : grand cercle de pierres hérité. Site de Stridåjonnin, 1 500 m d'altitude, Dovrefjell.

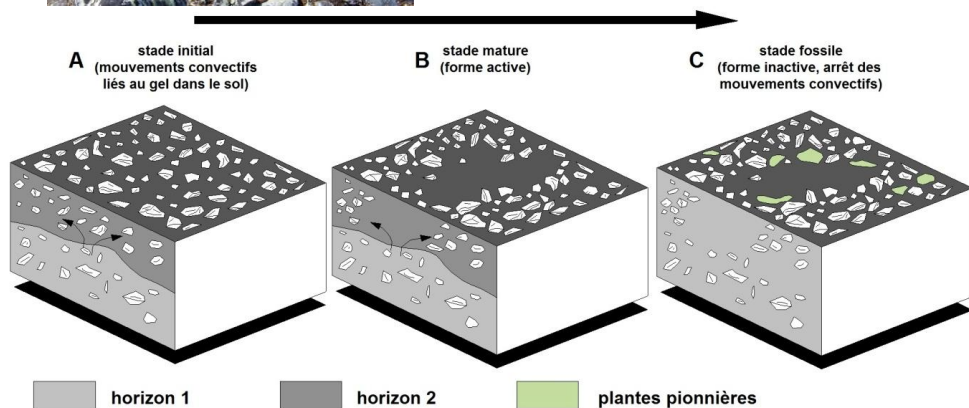


Figure 10 : blocs-diagrammes expliquant la formation de sols structurés aujourd'hui inactifs.

De nombreuses formes de ce type sont héritées étant donné qu'elles ne fonctionnent plus aujourd'hui, comme le prouve notamment 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 XX^{ème} siècle en Norvège). Le site de Stridåjønnin, dans le Dovrefjell, offre l'occasion de découvrir ce genre de témoignages hérités de conditions climatiques plus froides qui sont particulièrement répandus dans les deux massifs (**planche 11**).



Photographie 17 : coulée de gélifluxion héritée. Cirque de Rondhalsen, Rondane (1 350 m d'altitude).

Enfin, les formes périglaciaires héritées peuvent être liées à la gélifluxion comme les **coulées de gélifluxion*** héritées (**photographie 17**) et les pierriers de pentes qui en dérivent éventuellement. Le cirque allongé de Rondhalsen, non loin du refuge de Rondvassbu dans les Rondane, en comporte de nombreux exemplaires, au même titre que l'ensemble de la rive droite du torrent Store Ula (**planche 10**).

3.4. - Les héritages paraglaciaires

À la fin du Weichselien, la **fusion des glaces** et du **pergélisol*** a entraîné un étalement des dépôts morainiques par les eaux de fonte, puis la stabilisation des sédiments dans certains secteurs abrités et de faible inclinaison. Les témoignages de ces **dynamiques paraglaciaires*** consistent la plupart du temps en de grands cônes de déjection au débouché des vallées glaciaires. Ces formes d'accumulation, dont les exemplaires les plus représentatifs se rencontrent notamment dans le nord

du massif des Rondane dans les secteurs amonts de la vallée de Dørålen (**photographie 18, planche 13**), sont par conséquent à ranger dans la catégorie des héritages paraglaciers étant donné qu'elles correspondent à des **dépôts fluvioglaciaires*** qui ont accompagnés ou suivis le départ des glaces.



Photographie 18 : au premier plan, grand cône de déjection fluvioglaciaire (1) à la base du Storflye, dans le nord des Rondane. Photographie prise du sommet du Skagsnebb, vers le sud est.

Le grand cône de déjection édifié au débouché de la gorge de Jutulhogget, à proximité du refuge de Rondvassbu (**photographie 19**), fait également partie de ce genre de témoignages.

Photographie 19 : cône de déjection (1) au débouché de la gorge de Jutulhogget, à proximité du refuge de Rondvassbu dans les Rondane. Photographie prise vers le sud ouest.



Les héritages de type paraglaciaires comprennent également des formes d'érosion. Les multiples témoignages de la **détente postglaciaire*** ayant affecté les parois après le départ des glaces en sont un exemple particulièrement répandu. Ce processus s'explique comme suit : lors du départ des glaces suite à la fonte des glaciers, les parois sont soumises à une différence de pression qui les déstabilise et provoque des chutes de pierres. Cette dynamique est dite «**paraglaciale**» car elle est induite par la fonte des glaces. Elle a alimenté une éboulisation importante dans les 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 le relief.

Plus rares, certaines **formes d'incision*** sont à rapporter en partie à des dynamiques paraglaciaires. C'est notamment le cas de la gorge de Jutulhogget (**photographie 20**), dans le sud des Rondane (**planche 12**). Il s'agit d'une entaille 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. 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.

L'importance du cône de déjection conservé au débouché du ravin témoigne effectivement de l'intensité des écoulements paraglaciaires dans ce secteur du massif. Cependant, le profil en travers de Jutulhogget, au fond plat caractéristique, rappelle également certaines particularités des **formes d'incision sous glaciaires*** et son évidement a pu éventuellement débiter en position sous glaciaire en raison de la puissance érosive des eaux circulant sous les glaciers.



Photographie 20 : le débouché de la gorge de Jutulhogget, dans le sud des Rondane.



Photographie 21 : vallée glaciaire du Smedbotn, dans le nord des Rondane. Photographie prise vers le sud, du sommet du Skagsnebb.

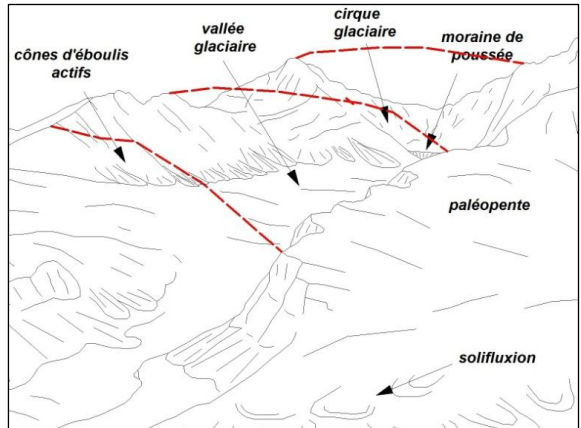


Figure 11 : schéma d'interprétation de la photographie 21. Les limites théoriques du relief avant les glaciations quaternaires sont indiquées en pointillés rouges.

En définitive, l'importance des héritages morphogéniques sont une deuxième caractéristique fondamentale de la géomorphologie des massifs du Dovre-Rondane, à tel point qu'il est fréquent de pouvoir observer à partir d'un même point de vue une combinaison de la plupart de ces héritages (**photographie 21 et figure 11**). L'observation à partir du sommet du Skagsnebb (1 592 m), dans le nord des Rondane, offre ce genre d'avantage (**planche 14**) : on y remarque des marques pré-quaternaires (paléopentes), des marques d'érosion glaciaires (cirques et vallées

glaciaires) ou des formes d'accumulation glaciaires (moraine de poussée du Smedbotn). Des héritages périglaciaires (versants d'éboulis, pentes à blocs sur paléopentes, solifluxion) mais également paraglaciaires (cône de déjection du Storflye, non visible sur la photographie 21) complètent cette combinaison de reliefs. Le point d'observation proposé à partir du refuge de Snøheim, dans le Dovrefjell, permet des observations similaires (**planche 15**).

Conclusion : dans le Dovre-Rondane, la succession des **séquences morphogéniques*** fournit une grande variété de formes héritées, qui correspondent aux temps pré-quaternaires, au Quaternaire et à la vigueur du travail des glaciers, ainsi qu'à des héritages périglaciaires ou paraglaciaires. L'omniprésence des héritages de tous types est la deuxième caractéristique fondamentale des reliefs des massifs.

4. - L'étage périglaciaire actif et ses mobilités actuelles

L'**étage périglaciaire actif*** peut se définir comme un étage montagnard où s'observe des formes actives authentiquement liées au gel dans le sol et dans les roches. C'est par conséquent un **étage morphogénique*** étant donné qu'il est caractérisé par des formes spécifiques qui sont actives aujourd'hui. Elles sont analysées dans cette quatrième partie.

D'un point de vue climatique, cet étage appartient à la zone froide étant donné qu'il est dominé par des processus géomorphologiques liés au froid (gel). Il est précédé par l'étage tempéré duquel il est séparé par une limite fondamentale : la **limite inférieure de l'étage périglaciaire actif***. Sur le terrain, celle-ci peut être déterminée par l'observation des premières formes actives authentiquement liées aux effets du gel dans le sol (géliturbation ou gélifluxion).

Cette limite est fondamentale d'un point de vue climatique étant donné qu'elle est la véritable césure entre la zone tempérée et la zone froide, qui sont deux des grandes zones bioclimatiques de la planète (**figure 12**). Elle l'est également d'un point de vue géomorphologique car c'est à partir de ce niveau que se rencontre les premières formes liées au froid.

La **lisibilité** de cet étage montagnard particulier, son **épaisseur** et ses **mobilités actuelles**, au même titre que la **variété de ses formes**,

constituent la dernière caractéristique géomorphologique fondamentale du Dovre-Rondane.

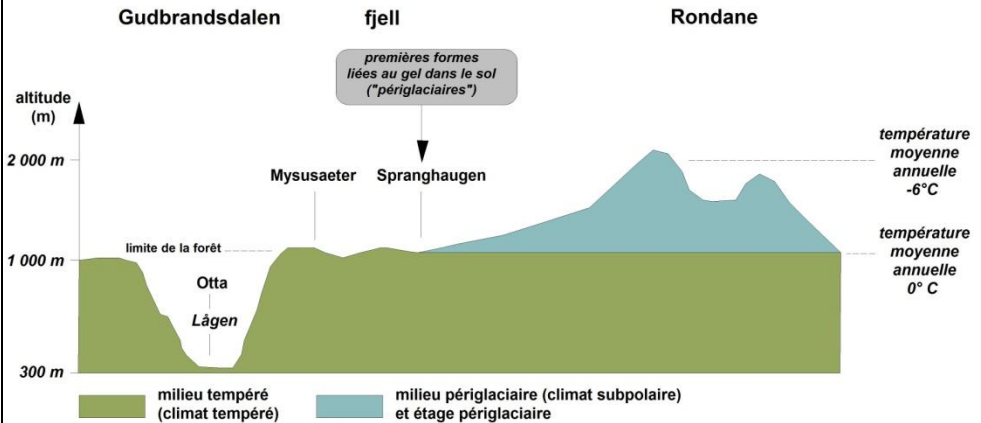


Figure 12 : la signification de la limite inférieure de l'étage périglaciaire en tant que limite entre la zone tempérée et la zone froide (d'après l'exemple du sud des Rondane).

4.1. - Les facteurs explicatifs de la lisibilité et de l'épaisseur de l'étage périglaciaire actif dans le Dovre-Rondane

L'épaisseur exceptionnelle de l'étage périglaciaire par rapport à d'autres massifs montagneux européens (**figure 13**) s'explique à la fois par les caractéristiques climatiques et structurales des massifs.

4.1.1. - Le rôle du climat

La localisation géographique du Dovre-Rondane confère aux deux massifs un climat particulier.

Les Rondane et le Dovrefjell comptent en effet parmi les montagnes les plus sèches de Norvège ce qui détermine en grande partie les caractéristiques de l'étage glaciaire : du fait d'un apport en précipitations neigeuses relativement réduit, mais aussi en raison de leur position d'abri à l'est du Jotunheimen, les Rondane ne conservent pas de glaciers. Leur extension est par ailleurs très limitée dans le Dovrefjell. L'étage périglaciaire n'est par conséquent pas comprimé en altitude par l'étage glaciaire, comme c'est le cas au Spitzberg, ce qui justifie en partie son épaisseur exceptionnelle (**figure 13**).

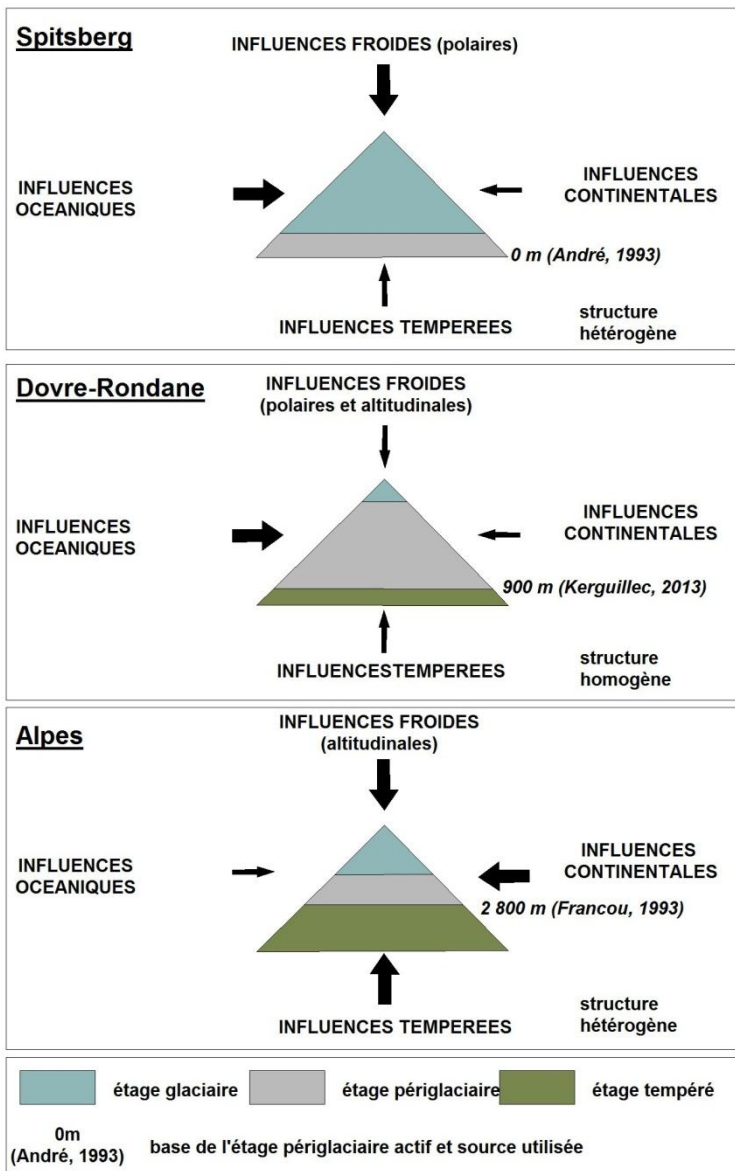


Figure 13 : l'épaisseur exceptionnelle de l'étage périglaciaire du Dovre-Rondane comparée à d'autres massifs européens.

La position des massifs en latitude, à laquelle s'ajoutent les effets de l'altitude, détermine par ailleurs un **climat montagnard de type subpolaire** dès 900 -1 000 m d'altitude. Ce type de climat, associé à une végétation de type toundra, est favorable à **un nombre important de cycles gel/dégel** en même temps qu'il permet le **maintien du pergélisol**. Les stations météorologiques les plus proches du Dovre-Rondane, établies sur les fjells, connaissent par exemple environ 100 cycles gel/dégel par an (**figure 14**).

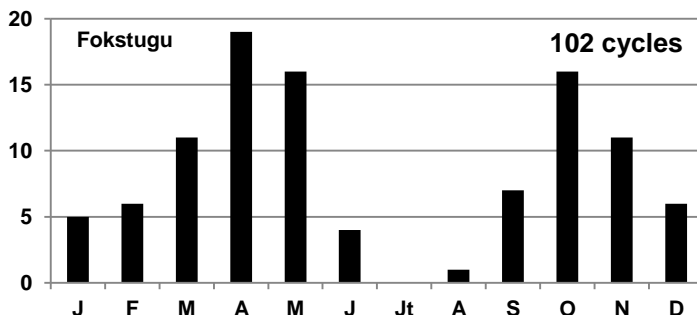


Figure 14 : nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1991-2011 pour la station de Fokstugu localisée entre le Dovrefjell et les Rondane (municipalité de Dovre, Oppland, 974 m). Moyennes mensuelles calculées d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.

Tous ces paramètres déterminent des dynamiques périglaciaires efficaces à partir des fjells (900-1 000 m) et contribuent également à expliquer cette épaisseur inégalée en Europe de l'étage périglaciaire : elle est d'environ 1 200 m dans les Rondane et ne serait équivalente que dans certains secteurs de la Cordillère des Andes et de l'Himalaya. D'après B. Francou (1993), elle serait néanmoins plus importante encore dans l'est du Pamir (1 800 m) et dans les Tian Shan centrales (1 700 m).

4.1.2. - Le rôle fondamental des quartzites dans les dynamiques périglaciaires

La **lisibilité de l'étage périglaciaire** tient en grande partie aux roches qui le composent et le rôle fondamental des quartzites dans la géomorphologie du Dovre-Rondane doit une nouvelle fois être souligné ici.

Les quartzites locaux fournissent en effet, en raison de la **composition minéralogique** de leurs séries, des substrats d'une lisibilité exceptionnelle pour les processus périglaciaires et les formes qui en

résultent : ils sont en effet enrichis en formations provenant de l'altération des feldspaths qu'ils contiennent (**photographie 22**), notamment en **argile**. Les **sables** sont également très répandus.



Photographie 22 : bloc de quartzite à lits feldspathiques de couleur sombre et d'épaisseurs variées (Dovre/Rondane).

Par ailleurs, le **mode de fracturation** des quartzites, qui livre des fragments de dimensions variées, est également déterminant pour les dynamiques liées au gel dans le sol.

Ces deux paramètres ont pour effet de favoriser le rôle de triage effectué dans les sols par les cycles gel/dégel et les mouvements qui en résultent : ceux-ci aboutissent à des formes périglaciaires parfaitement visibles et particulièrement variées, ce qui explique la lisibilité exceptionnelle de l'étage périglaciaire dans le Dovre-Rondane.

4.2. - Les étagements périglaciaires

L'observation des formes périglaciaires actives permet de distinguer, à partir de la limite inférieure de l'étage périglaciaire située sur les fjells, **trois sous-étages distincts**. Ceux-ci se singularisent par des formes à chaque fois spécifiques, dont les degrés d'élaboration, croissants avec l'altitude, sont significatifs de conditions climatiques de plus en plus sévères vers les sommets.

4.2.1. - La limite de l'étage périglaciaire et l'étage périglaciaire inférieur

La limite inférieure de l'étage périglaciaire se détecte sur le terrain au moyen des formes les plus simples qui ont été dénommées «**formes de**

premier rang» (Sellier, 2002, 2006 ; Kerguillec, 2011, 2013). Ces formes peuvent être liées à un phénomène périglaciaire de fluage sur les versants, ou à un phénomène périglaciaire de triage sur les surfaces.

Les **terrassettes de gélifluxion** (**photographie 23**) font partie de ces **marqueurs** de la limite inférieure de l'étage périglaciaire et de l'étage périglaciaire inférieur. Ce sont des exemples de **formes périglaciaires de fluage** car elles se rencontrent sur les versants. Il est possible d'en observer de nombreux exemplaires sur les rives droites des torrents Store Ula et Krokåtbekken (**planche 20**). Elles comprennent une marche supérieure le plus souvent inclinée, plus rarement plane, 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°. Elles peuvent affecter des portions entières de versant en fonction de la proportion de fines disponible (**photographie 24**).



Photographie 23 (ci-contre) : terrassettes de gélifluxion (1 300 m, Rondane).

Photographie 24 (ci-dessous) : au premier plan, terrassettes de gélifluxion affectant la totalité d'un versant (nord de Rondvatnet, 1 250 m, Rondane).



Ces formes consistent aussi en des **ostioles**, qui sont cette fois des **formes périglaciaire de triage** et qui se rencontrent sur les surfaces. Il s'agit de petites taches de terre de forme le plus souvent circulaire et en principe légèrement bombées, particulièrement fréquentes dans les deux massifs (**photographies 25 et 26**). Les ostioles témoignent d'un degré de triage élémentaire puisqu'ils résultent d'une ségrégation des horizons du sol selon leur gélivité (Kerguillec, 2011). Ils 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.

Toutes ces formes caractérisent un étage périglaciaire inférieur qui débute sur les fjells à environ 950 m dans les Rondane et à seulement 900 m d'altitude dans le Dovrefjell. Cet étage s'étend jusqu'à 1 200-1 250 m dans les Rondane et jusqu'à 1 080 m dans le Dovre.

La limite inférieure de l'étage périglaciaire correspond également à une **limite phytogéographique*** fondamentale car elle coïncide avec la **limite de la forêt**. L'étage inférieur correspond en outre à l'étage à **pergélisol sporadique** qui est reconnu pour affecter moins de 30% des surfaces et qui se trouve limité par l'isotherme annuelle -1°C .

Le site de Spranghaugen, dans le sud du massif des Rondane, permet d'observer ce type de formes à proximité du parking qui se trouve par conséquent au niveau de la limite inférieure de l'étage périglaciaire (**planche 16**).



Photographies 25 et 26 (ci-dessus et ci-contre) : ostioles actifs (Rondane).



4.2.2. - L'étage périglaciaire intermédiaire

Ce premier étage se poursuit par un **étage périglaciaire intermédiaire** lorsqu'on s'élève davantage en altitude. Les formes qui le caractérisent sont différentes étant donné que les conditions climatiques sont plus rudes. Elles ont été dénommées «**formes de deuxième rang**» (Sellier, 2002, 2006 ; Kerguillec, 2011, 2013). Dans le Dovrefjell, l'étage intermédiaire s'étend de 1 080 m à 1 430 m d'altitude. Il est compris dans la tranche altitudinale 1 250-1 550 m dans les Rondane.

Les formes spécifiques de cet étage, qui permettent donc de le délimiter, sont notamment les **petits cercles de pierres**, les **petits sols striés** et les **plaques de cryoéjection**.

Les **petits cercles de pierres** (*photographies 27*) résultent de dynamiques périglaciaires de triage qui sont efficaces dans les secteurs de faible inclinaison. Ils sont définis comme des figures périglaciaires circulaires triées en surface, de taille métrique, formées d'un centre de matériaux meubles cerné par un pourtour pierreux organisé. Ils résultent de la mise en place de mouvements convectifs dans le sol, qui aboutissent à un tri des matériaux en fonction de leur réaction par rapport aux cycles gel/dégel (*figure 15*).

Les **petits sols striés** (*photographie 28*) sont également le résultat d'une dynamique périglaciaire de triage. Il s'agit d'alignements parallèles ou subparallèles de cailloux ou de graviers, séparés par des bandes de terre plus ou moins larges, et disposés sur une pente dont l'inclinaison est généralement inférieure à 10°.

Photographie 28 : petits sols striés actifs (sud ouest du Skagsnebb, 1 250 m, nord des Rondane).



Photographie 27 (à gauche) : petits cercles de pierres actifs (lac Neverbutjønne, 1 300 m, nord des Rondane).

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.

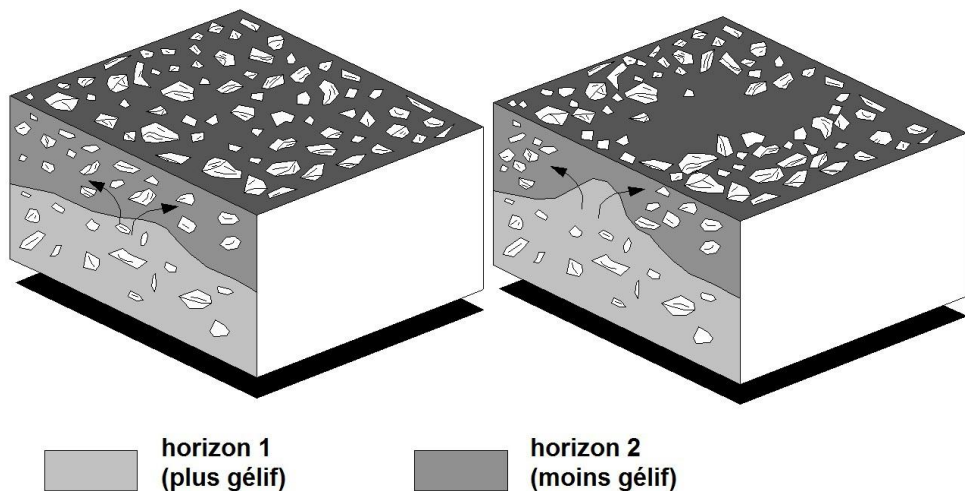


Figure 15 : schéma relatif à la formation des cercles de pierres.

Les **plaques de cryoéjection** (*photographies 29 et 30*) sont une forme de taille métrique courante dans les massifs et correspondent encore à une dynamique de triage. Ces plaques sont un mélange de terre et de cailloux légèrement surélevé, sans triage apparent en surface et sans pourtour pierreux à l'inverse des cercles de pierres. Elles se forment également par des mouvements de triage convectifs dans le sol (*figure 16*).

L'étage périglaciaire intermédiaire coïncide assez bien avec l'étage à pergélisol discontinu épars, défini comme étant compris entre les isothermes annuelles -1.5°C et -3.5°C . Les abords du lac Neverbutjønne, dans le nord des Rondane, permettent d'observer de nombreux exemplaires de petits cercles de pierres (*planche 19*). Le Vidalsflye se singularise quant à lui par la fréquence des plaques de cryoéjection (*planche 17*).



Photographie 29 (ci-dessus) : plaque de cryoéjection au pourtour cerné par la végétation (nord de Rondvatnet, 1 200 m, Rondane).



Photographie 30 (ci-contre) : champ de plaques de cryoéjection sur le Vidalsflye (1 200 m, nord des Rondane).

A mise en place de mouvements convectifs dans le sol en raison des différences de comportement des horizons par rapport au gel

B les mouvements convectifs aboutissent à l'éjection de l'horizon 2 en surface, sous l'effet du gonflement de l'horizon 3 très gélif. On aboutit à l'apparition d'une plaque de cryoéjection en surface.

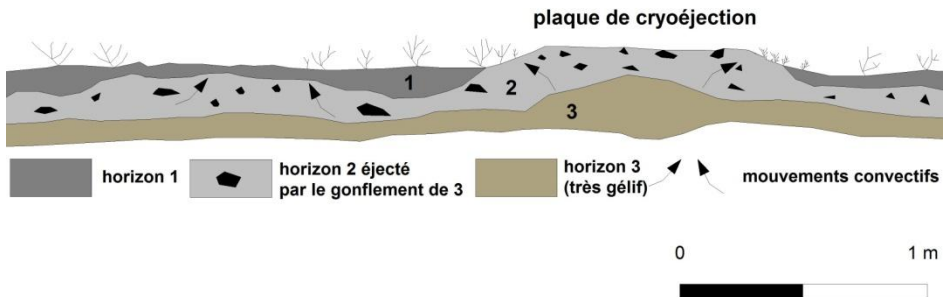


Figure 16 : schéma relatif à la formation des plaques de cryoéjection.

4.2.3. - L'étage périglaciaire sommital

L'étage périglaciaire sommital s'étend à son tour de la limite supérieure de l'étage périglaciaire intermédiaire jusqu'aux sommets des massifs. Il se caractérise par des formes périglaciaires qui sont les plus élaborées du Dovre-Rondane et qui sont de dimensions plus importantes car cet étage coïncide avec les zones de pergélisol discontinu étendu (entre les isothermes annuelles - 3.5° C et - 6° C), puis continu vers les sommets (au-dessus de l'isotherme annuelle - 6° C). Ces formes ont été dénommées «**formes de troisième rang**» (Sellier, 2002, 2006 ; Kerguillec, 2011, 2013). La présence de pergélisol amplifie en effet les mouvements liés au gel dans le sol par son influence sur la **couche active***.



Photographie 31 (ci-contre) : grands cercles de pierres actifs dans le marais de Tvillingkollan (1 500 m, Dovrefjell).



Photographie 32 (ci-contre) : grands lobes de gélifluxion soulignés par la neige, au sud du sommet de l'Austre Hammaren (1 480 m, nord des Rondane).

Les formes qui caractérisent cet étage correspondent aussi à des dynamiques périglaciaires de triage sur les surfaces, ou à des dynamiques

de fluage sur les versants. Sur les surfaces, il s'agit principalement de **grands cercles de pierres** dont le diamètre peut atteindre plusieurs mètres de large (*photographie 31*). Les **grands lobes de gélifluxion**, qui sont des coulées de blocs et de matériaux meubles d'une dizaine de mètres de large se terminant par un front de blocs de quartzite dressés dont l'élévation peut atteindre 1.5 à 2 m, sont quant à eux fréquents sur les versants exposés au nord (*photographie 32*). Les formes de troisième rang peuvent concerner également de **grands sols striés**.

Les abords du lac Istjønne (*planche 18*) ainsi que le marais de Tvillingkollan (*planche 21*) sont des secteurs exemplaires pour l'observation de grands cercles de pierres. Le marais de Tvillingkollan est également l'occasion d'apprécier l'influence de divers paramètres sur la nature des formes périglaciaires (*planche 21*): localement, les dynamiques périglaciaires dépendent en effet de la roche (type de fragmentation, proportion de matériaux fins), de l'hydrologie (proportion des sols en eau), de l'inclinaison, mais aussi de l'exposition et bien entendu de l'altitude qui a une répercussion fondamentale sur le climat étant donné que la température chute en moyenne de 0.6° C pour 100 m d'élévation.

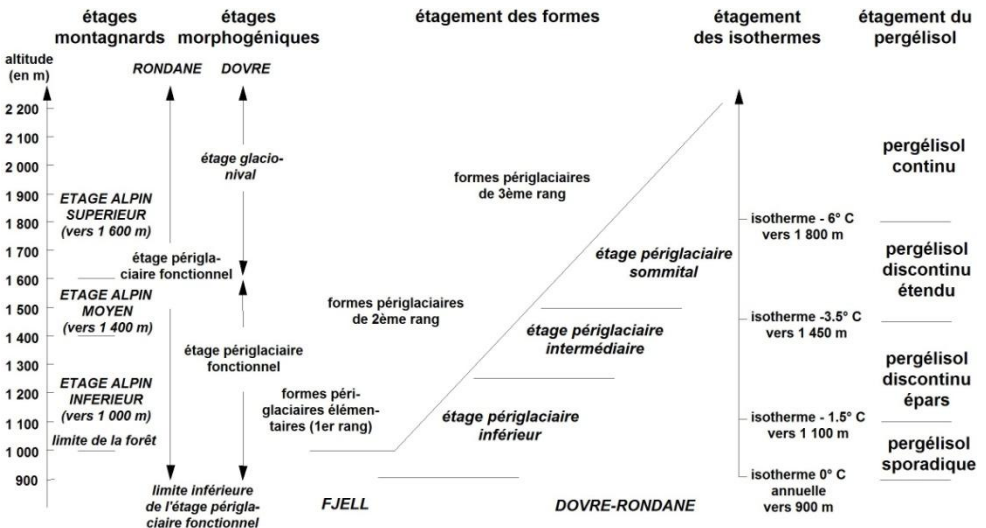


Figure 17 : schéma de synthèse sur les étagements périglaciaires dans le Dovre-Rondane.

L'étage périglaciaire fonctionnel du Dovre-Rondane est en définitive scindé en trois sous-étages distincts. Leurs formes caractéristiques sont à chaque fois plus amples et plus élaborées. Cette disposition en étages successifs est une manifestation morphologique flagrante de l'aggravation des conditions périglaciaires avec l'altitude (**figure 17**).

Par conséquent, le relief de ces massifs ne consiste pas seulement en des héritages mais également en des formes parfaitement actives aujourd'hui en raison des effets du gel dans le sol et dans les roches. Cependant, il est à noter que les formes liées à la gélifraction (éboulis,...) se rencontrent partout à partir de la limite inférieure de l'étage périglaciaire : de ce fait, elles ne peuvent pas servir à délimiter des étages spécifiques (Sellier, 2006 ; Kerguillec, 2011, 2013).

Les itinéraires proposés pour chaque massif permettent de parcourir l'ensemble de l'étage périglaciaire actif à partir de sa limite inférieure, donc d'observer successivement toutes ces formes (**planches 22 et 23**).

4.3. - Les mobilités actuelles à l'intérieur de l'étage périglaciaire et sur ses marges

L'étage périglaciaire, parfaitement identifiable au moyen des formes, est actuellement mobile dans les deux massifs. Il comporte en effet des indices d'**évolutions spatiales récentes** : sous l'effet des changements du climat, il est actuellement l'objet de modifications qui consistent en des **dynamiques périglaciaires de reconquête*** et des **dynamiques de déprise*** (Kerguillec, 2013).

4.3.1. - Les dynamiques de reconquête périglaciaire

Le **Petit Age Glaciaire*** est un épisode de refroidissement qui a eu lieu de l'époque médiévale jusqu'à la moitié du XIX^{ème} siècle. Il a pris fin vers 1930 en Norvège. Depuis, les températures moyennes ont augmenté d'environ 0.6° C au cours du XX^{ème} siècle, tandis que les précipitations neigeuses ont tendance à décliner sur la même période.

De ce fait, la plupart des glaciers de Norvège manifestent un recul plus ou moins prononcé et l'étage périglaciaire s'adapte progressivement à ce recul en occupant les espaces libérés par les glaces : de nouvelles formes périglaciaires se créent. Il s'agit d'une **dynamique périglaciaire de reconquête** qui se traduit par conséquent par une dilatation en altitude de l'étage concerné (**figure 18**).

On observe effectivement de nouvelles formes périglaciaires sur les espaces récemment déglacés, notamment des **cercles de pierres** (**photographie 33**). Les bordures et la zone située immédiatement en avant du glacier du Snöhetta sont des zones récemment déglacées qui présentent par exemple ce type de preuve de reconquête périglaciaire récente

(*planche 29*). La zone amont du glacier est l'occasion de découvrir des formes similaires mais établies cette fois dans un contexte paraglacière bien particulier (*planche 28*).

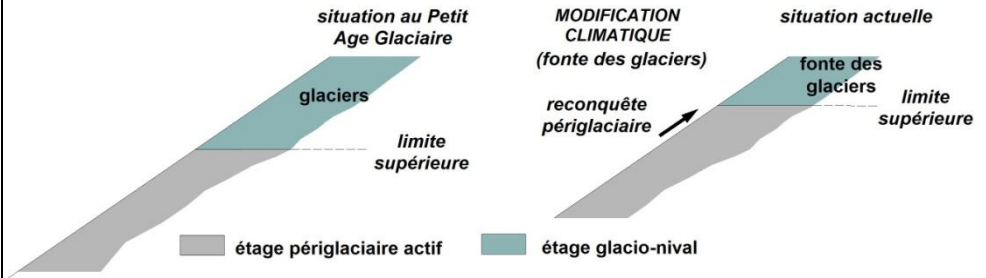


Figure 18 : schéma relatif à la dynamique de reconquête périglaciaire sur les espaces déglacés depuis la fin du Petit Age Glaciaire.



Photographie 33 : petits cercles de pierres apparus en bordure du glacier du Snöhetta sur un espace récemment libéré par la glace, et significatifs d'une reconquête périglaciaire (1 815 m, Dovrefjell).

Les vicissitudes du climat depuis la fin du Petit Age Glaciaire ont également une influence sur le **comportement du pergélisol** dont la tendance est également à la fonte. Le cas de la base du versant du Sletthøi, dans le Dovrefjell, est un exemple de reconquête périglaciaire provisoire par de grands cercles de pierres, orchestrée par la fonte du sol gelé en permanence (*planche 27*).

4.3.2. - Les dynamiques de déprise périglaciaire

Ces modifications climatiques sensibles provoquent également des **dynamiques de déprise périglaciaire** qui sont l'inverse des précédentes : à partir de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, de nombreuses formes ont une activité qui a tendance à décliner actuellement.

L'augmentation des températures au XX^{ème} siècle, même si elle demeure limitée à environ 0.6° C, a en effet une influence sur la fonte du pergélisol, donc sur les caractéristiques de la couche active en même temps que sur la réduction et l'amincissement de la couverture neigeuse. Bien que le nombre de cycles gel/dégel augmente de manière assez significative (Kerguilec, 2013), le gel est cependant moins profond et les formes ont par conséquent des difficultés à maintenir leur activité normale. Elles montrent donc des signes de déprise et notamment une colonisation végétale par des plantes pionnières (**figure 19**).

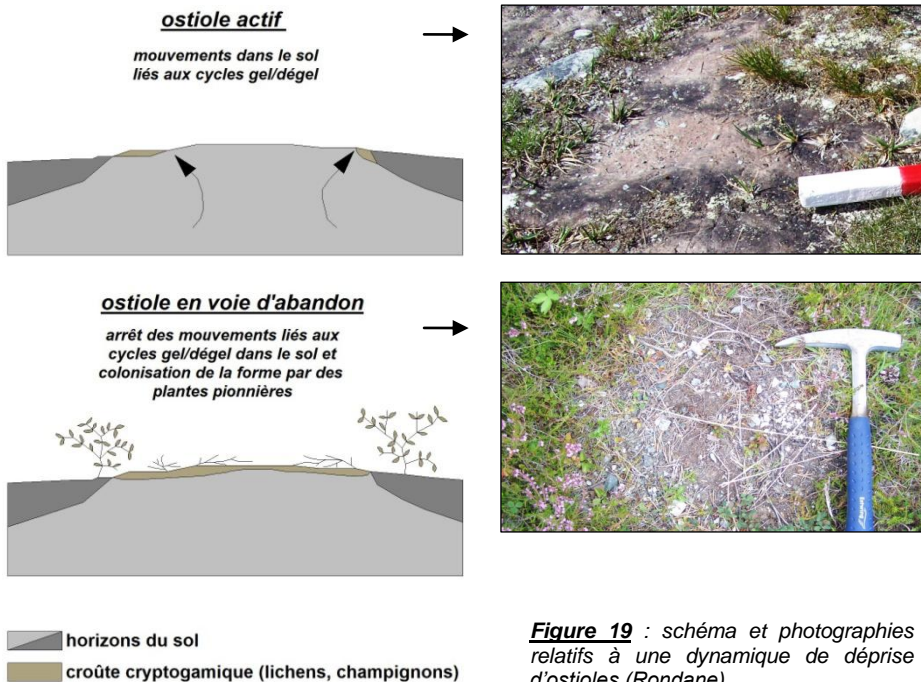


Figure 19 : schéma et photographies relatifs à une dynamique de déprise d'ostioles (Rondane).

Les manifestations de la déprise périglaciaire se rencontrent dans les trois sous étages périglaciaires. À l'intérieur de l'étage périglaciaire inférieur

et au niveau de la limite inférieure, elles concernent très souvent les ostioles (**figure 18**) et le site de Skranglehaugan se caractérise par de nombreux exemples de ce genre (**planche 24**).

La déprise périglaciaire se produit également dans l'étage intermédiaire où elle s'observe fréquemment au sein des plaques de cryoéjection : les formes concernées par une déprise ont une activité désormais partielle ou inexistante. Elles présentent une colonisation végétale importante sur leurs pourtours, tandis que leur centre est recouvert de **croûte cryptogamique*** ce qui signifie qu'il est inerte et qu'il n'est donc pas soumis à des mouvements liés au gel dans le sol (**photographie 34**).



Photographie 34 : plaque de cryoéjection en voie d'abandon, comme l'attestent la colonisation végétale des pourtours de la forme (lichens et *Betula nana*) et celle du centre par de la croûte cryptogamique (nord de Rondvatnet, 1 250 m, Rondane).

Le site de Rondvassbu (**planche 25**) illustre par exemple ce phénomène et présente des plaques de cryoéjection colonisées par des **plantes pionnières** (*Betula nana* notamment). Ces formes sont abîmées par le ruissellement ce qui signifie que le gel ne les entretient plus.

Le phénomène se produit en outre dans l'étage périglaciaire sommital qui comporte aussi des formes de troisième rang en voie d'abandon. Le site de Klaratjonne, dans le sud des Rondane, permet d'observer de grands cercles de pierres affectés par une dynamique de déprise périglaciaire (**planche 26**). Parce que ces formes sont situées en arrière de la moraine de

poussée datant du Petit Age Glaciaire et qu'elles ont donc été créées après la fin de cette période froide (1930), il est possible d'évaluer l'ampleur de la remontée de l'étage périglaciaire actif depuis cette date : l'étage serait remonté depuis 1930 d'environ 250 m d'altitude dans ce secteur du massif (*figure 20*).

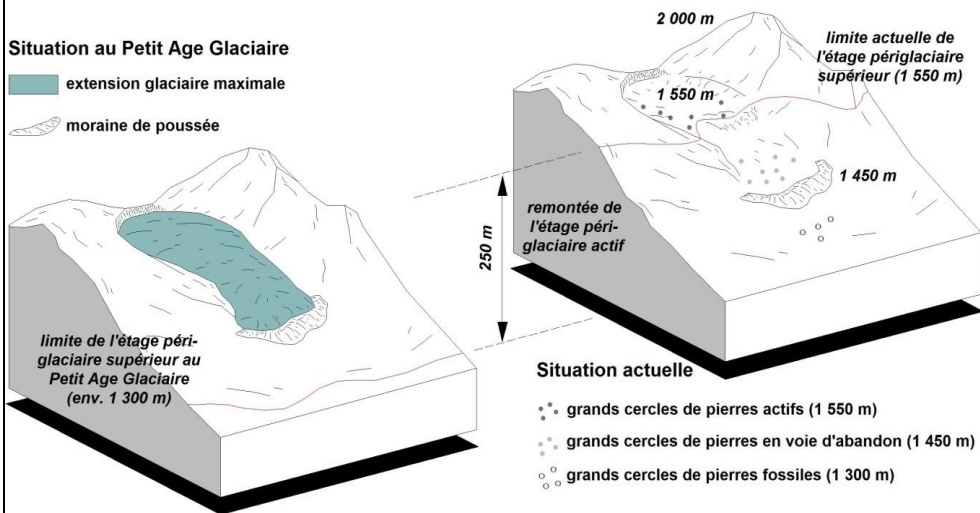


Figure 20 : blocs-diagrammes représentant la remontée de l'étage périglaciaire actif depuis la fin du Petit Age Glaciaire, d'après l'étude du site de Klaratjønne (Rondane).

Conclusion : dans le Dovre-Rondane, la quatrième caractéristique fondamentale du relief est que le climat et la roche favorisent la lisibilité et la dilatation de l'étage périglaciaire actif. Cet étage se manifeste par des formes particulières car elles sont liées aux effets du gel dans le sol. Il peut se diviser en trois sous-étages aux formes à chaque fois spécifiques.

L'étage périglaciaire évolue depuis la fin du Petit Age Glaciaire en Norvège, ce qui prouve que le relief n'est pas figé mais qu'il réagit au contraire assez rapidement aux variations du climat.

Conclusion

Le relief des hautes montagnes atlantiques du Dovrefjell et des Rondane est le résultat de plusieurs paramètres (**figure 21**) : il tient avant tout aux roches qui le composent (**quartzites**) au même titre qu'à des dynamiques passées (**héritages**) ou actuelles (**étagements**).

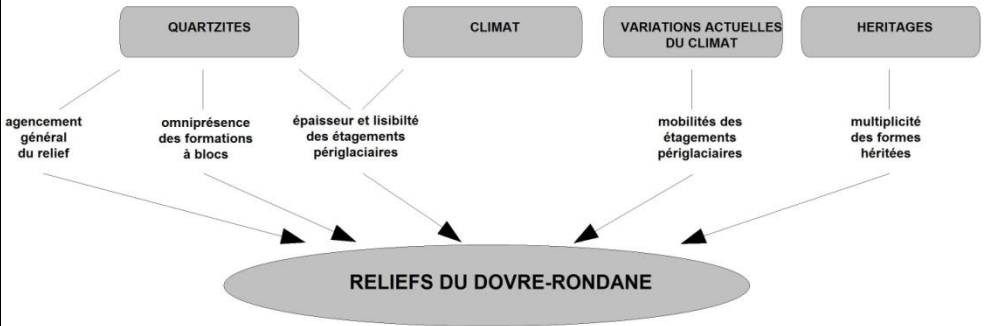


Figure 21 : schéma de synthèse sur la géomorphologie du Dovrefjell et des Rondane.

Il est homogène à petite échelle en raison du rôle fondamental joué par les roches quartzitiques dont la mise en place correspond à une longue histoire géologique. La structure lithologique guide en effet l'agencement général des massifs. À grande échelle, les quartzites expliquent par ailleurs l'omniprésence des formations à blocs dans les massifs en raison de leur propension à fournir d'importantes quantités de débris.

Le relief du Dovre-Rondane est très varié dans le détail, ce qu'il doit aussi à l'importance des héritages morphogéniques pré-quaternaires et quaternaires, mais également à des épisodes plus récents (Fin de la dernière glaciation, Petit Age Glaciaire). Les formes de relief permettent aussi de retracer l'évolution géomorphologique des massifs.

Soumis à un climat de type subpolaire en raison des effets conjugués de la latitude et de l'altitude, le Dovre-Rondane se caractérise également par des formes périglaciaires fréquentes et variées sur le terrain. Celles-ci sont particulièrement lisibles une fois encore en raison des

propriétés des quartzites. De plus en plus élaborées avec l'altitude, ces formes permettent de distinguer des étages périglaciaires particulièrement lisibles. Les étagements précités ne sont néanmoins pas figés dans le temps puisqu'ils sont actuellement animés par des dynamiques de déprise et de reconquête périglaciaires en réponse aux vicissitudes du climat depuis la fin du Petit Age Glaciaire.

En raison de leurs paysages, de leur faune et de leur flore mais aussi de leur histoire, le Dovrefjell et les Rondane bénéficient d'un cadre institutionnel destiné à leur protection étant donné qu'ils comptent parmi les premiers parcs nationaux créés en Norvège. Les reliefs analysés dans ce fascicule participent pleinement à cette valeur patrimoniale.

Lexique des termes géomorphologiques

Abrasion glaciaire : usure mécanique causée par les matériaux transportés par les glaciers, les eaux courantes ou le vent.

Adret : désigne les portions des versants qui bénéficient de la plus longue exposition au soleil (par opposition à «l'ubac»).

Alternance gel/dégel (synonyme : cycle gel/dégel): alternance d'un gel et d'un dégel, dont le nombre augmente avec l'altitude, du moins jusqu'à un certain seuil compte tenu de la diminution du nombre de dégels sur les reliefs.

Aplanissement : phase d'érosion qui aboutit à l'arasement (surface d'aplanissement) plus ou moins complet des reliefs créés lors d'une orogénèse.

Auge glaciaire : vallée créée par l'évidement glaciaire, dont le profil transversal prend généralement une forme en «U» caractéristique.

Bourrelet marginal : unité de relief souvent développée sur plusieurs milliers de kilomètres, de hauteur variable et de profil transversal dissymétrique, associant un front tourné vers l'océan et une lente retombée vers l'intérieur continental.

Champ de blocs (synonyme : champ de pierres) : formation pierreuse issue d'une érosion mécanique, qui correspond à de grandes surfaces de blocs grossiers, anguleux ou subanguleux, libres ou calés par une matrice d'éléments fins.

Cirque glaciaire : amphithéâtre d'érosion formé par un glacier (glacier de cirque).

Cône d'éboulis : éboulis disposé en cône évasé à partir d'un couloir de gélivation.

Couche active : désigne la couche du sol qui dégèle tous les ans et qui est par conséquent soumise aux alternances gel/dégel.

Coulée de gélifluxion : coulée de matériaux meubles mélangés à des blocs, de taille décamétrique à pluri-décamétrique, mise en mouvement par les effets du gel et du dégel des sols.

Couloir de gélivation : concentration de la gélifraction dans des zones de faiblesse de la roche (faille, fissure) aboutissant à un couloir où le recul de la paroi est plus avancé que dans les secteurs adjacents.

Cycle orogénique : cycle de formation d'une chaîne de montagnes.

Délogement glaciaire : exploitation des fissures d'une roche cohérente par la glace, pour désolidariser et soulever les blocs.

Dépôt corrélatif : dépôt de matériaux résultant de l'érosion d'un relief (terme plus particulièrement utilisé pour désigner les dépôts accompagnant un aplanissement).

Dépôt fluvio-glaciaire : dépôt morainique remanié par les eaux de fonte d'un glacier.

Dépôt morainique : désigne tous les types de dépôts de matériaux par les glaciers.

Dépôt supraglaciaire : désigne un dépôt situé à la surface d'un glacier et résultant de la chute de blocs à partir des parois surplombant celui-ci.

Détente 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.

Dynamique de compression : dynamique tectonique relative à la confrontation de deux plaques.

Dynamiques paraglaciaires : désigne l'ensemble des processus géomorphologiques (érosion, transport, dépôt) qui sont en relation directe avec la fonte des glaces ou du pergélisol.

Dynamiques périglaciaires : désigne l'ensemble des processus géomorphologiques (érosion, transport, dépôt) qui sont principalement en relation avec le gel dans le sol et dans les roches.

Dynamique périglaciaire de déprise : dynamique caractérisée par une baisse ou un arrêt dans le fonctionnement des formes, dont la tendance est d'aboutir à une remontée en altitude de l'étage périglaciaire actif.

Dynamique périglaciaire de reconquête : dynamique caractérisée par l'apparition de formes périglaciaires nouvelles sur des espaces libérés par les glaciers. Elle aboutit par conséquent à une extension en altitude de l'étage périglaciaire actif.

Eboulis : amas de débris mis en place progressivement par des détachements gravitaires successifs de fragments rocheux.

Eboulisation : phénomène de chute, par gravité, des produits de la gélifraction des parois.

Echelle des résistances : échelle de classement des roches en fonction de leur résistance à l'érosion.

Erosion différentielle : caractère sélectif de l'érosion dont la tendance est de laisser les roches les plus résistantes en relief et de placer les roches les plus fragiles en creux.

Erosion glaciaire : regroupe l'ensemble des processus d'érosion liés aux glaciers (arrachement, abrasion, délogement,...).

Erosion mécanique : ensemble des processus qui provoquent des ruptures dans la roche sans modifier sa composition minéralogique. L'érosion mécanique donne des débris.

Etage périglaciaire actif : étage montagnard caractérisé par des formes de relief actives et authentiquement liées aux processus périglaciaires (gélifraction, gélifluxion,...).

Étagements morphoclimatiques : étagements montagnards qui se distinguent par leurs formes, la plupart du temps associées à des conditions climatiques spécifiques.

Faïlle : zone de rupture le long de laquelle deux compartiments rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre en raison des forces exercées par les contraintes tectoniques qui résultent de la tectonique des plaques.

Fjells : nom donné en Norvège aux plateaux d'altitude qui résultent de l'action érosive des inlandsis quaternaires.

Flye : glaciaire reliant les fjells et les massifs centraux, dont l'inclinaison est en principe inférieure à 10°.

Forces tectoniques : forces résultant des mouvements des plaques tectoniques. Elles peuvent entrer en collision (dynamiques de collision et de compression), s'écarter (dynamique de distension), ou se chevaucher (subduction).

Forme d'accumulation : forme de relief causée par l'accumulation des produits de l'érosion après leur transport par les glaciers, les eaux courantes, le vent ou les courants marins.

Forme d'érosion : forme d'évidement liée au départ des matériaux suite au travail des processus d'érosion (gélifraction, action des glaciers, action des eaux courantes,...).

Forme d'incision : forme d'érosion linéaire causée par l'action érosive des eaux courantes.

Forme d'incision sous glaciaire : forme d'érosion linéaire causée par l'action érosive des eaux courantes chargées en matériaux abrasifs (sables, fragments rocheux) circulant à la base ou sur les bordures d'un glacier.

Gélifluxion : déplacement des matériaux sur une pente sous l'effet des cycles gel/dégel.

Gélifraction : fragmentation d'une roche cohérente sous l'effet du gel et des variations de volume de l'eau contenue dans les fissures.

Gélistructures : voir «sols structurés».

Géliturbation : mouvements créés dans les sols sous l'effet des cycles gel/dégel.

Géomorphologie : branche de la géographie physique dont l'objet est d'étudier les reliefs de la surface terrestre.

Glace morte : glace de glacier préservée sous des dépôts morainiques, des éboulis ou des sédiments, en aval ou latéralement par rapport à un glacier

actif. Sa fonte sera responsable de la formation de dépressions de types kettles.

Héritage : forme de relief témoignant d'une érosion ou d'une accumulation passée.

Holocène : époque géologique s'étendant sur les dernières 10 000 années, succédant à la dernière glaciation (Weichselien) et correspondant par conséquent à un interglaciaire.

Horizon : zone d'un profil de sol avec des caractéristiques spécifiques.

Inlandsis : nom donné à un glacier de très grande étendue se présentant sous la forme d'une nappe de glace pouvant atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur.

Kettle : dépression laissée dans les dépôts morainiques par la fonte de glace de glacier après le retrait de celui-ci (culot de glace morte).

Limite inférieure de l'étage périglaciaire actif : limite altitudinale à partir de laquelle on peut observer les premières formes liées au gel. C'est une limite fondamentale qui sépare les milieux tempérés des milieux froids.

Limite phytogéographique : limite qui caractérise le passage d'un groupement végétal à un autre (exemple : limite de la forêt en montagne).

Massif ancien : unité géomorphologique de dimensions généralement moyennes, associant des lambeaux de surfaces d'aplanissement à des formes structurales. Les massifs anciens ont souvent un relief compact, aux formes lourdes, mal aéré par des vallées en gorges incisées dans des plateaux. Selon leurs altitudes et l'ampleur des dénivellations topographiques, ils représentent des régions de plateaux et de collines, des moyennes montagnes ou des hautes montagnes au modelé glaciaire. Ils résultent de l'exhaussement (soulèvement) de portions de plates-formes lors d'un cycle orogénique.

Métamorphisme : ensemble des transformations minéralogiques d'une roche préexistante, sous l'effet de conditions de pression et de température différentes de celles régnant à la surface.

Monadnock de résistance : relief résiduel composé des roches laissées en saillie par l'érosion différentielle.

Montagnes atlantiques : type de montagne dont les caractéristiques climatiques sont fortement influencées par la proximité de l'océan (rythmes thermiques peu contrastés, humidité, fréquence du vent,...), et dont les caractéristiques géomorphologiques sont marquées par l'importance des héritages morphogéniques.

Moraines de fond : dépôts morainiques abandonnés par les glaciers sur le substratum.

Moraines de poussée : amas de matériaux charriés à l'avant d'un glacier et marquant le niveau de son avancée maximale.

Moraines latérales : amas de matériaux abandonnés par les glaciers sur leurs bordures.

Nappes de charriage : ensemble de plis allochtones, parfois déplacés sur plusieurs dizaines de kilomètres à partir de leur racine, qui repose par l'intermédiaire d'un plan de charriage sur des terrains en place.

Paléopentes : nom attribué par D. Sellier (2002) aux systèmes de pente pré-quadernaires.

Paléo-vallée : vallée correspondant à une érosion fluviale ancienne.

Patrimoine géomorphologique : regroupe, sur un espace donné, l'ensemble des reliefs reconnus pour leur valeur scientifique et culturelle en même temps que pour leur originalité. Ces reliefs doivent faire l'objet d'une protection et d'une transmission (de la même façon que le patrimoine historique par exemple).

Peer Gynt : personnage principal et titre du drame poétique et philosophique écrit par H. Ibsen en 1866, ayant pour cadre principal le massif des Rondane.

Pentes à blocs : pente recouverte de formations à blocs plus ou moins ouvertes, en générale peu épaisses.

Pergélisol : sol gelé en permanence.

Période glaciaire : période d'extension généralisée des glaciers à la surface de la terre (caractéristique du Quaternaire).

Période interglaciaire : période de recul généralisé des glaciers à la surface de la terre (caractéristique du Quaternaire).

Petit Age Glaciaire : période froide de l'Holocène, associée à une progression des glaciers et à des hivers froids, et liée à une série de minimas de l'activité du soleil (de 1 450 à 1 850 en moyenne, 1930 en Norvège).

Pli (associé à «plissement», «plissé») : accident de type souple développé dans un matériau sédimentaire par une tectonique de compression.

Processus paraglaciales : voir «dynamiques paraglaciales».

Processus périglaciaires : voir «dynamiques périglaciaires».

Propriétés morphostructurales : caractéristiques des reliefs en rapport avec leur structure tectonique ou lithologique.

Quartzites : roche siliceuse massive, de couleur généralement claire, constituée de grains de quartz intimement soudés.

Relais de processus : association dans le temps et dans l'espace de plusieurs processus successifs (exemple : les produits de la gélifraction sont ensuite mis en mouvement par la gélifluxion).

Reliefs emboîtés : association d'au moins deux types de relief emboîtés l'un dans l'autre, créés par des processus différents ou identiques, au cours de la même phase d'érosion ou d'accumulation mais le plus souvent au cours de phases qui se sont succédées dans le temps (exemple : une gorge creusée au fond d'un cirque glaciaire).

Séquence morphogénique : période plus ou moins longue caractérisée par l'action d'un système d'érosion particulier, en relation avec le climat (exemple : séquence morphogénique glaciaire lors d'une glaciation).

Sols structurés : formes géométriques créées par le gel en contexte périglaciaire, que ce soit sur des sols saisonnièrement gelés ou sur du pergélisol.

Soulèvement épirogénique : rehaussement des terrains bordiers en raison d'une dynamique tectonique de distension.

Trimline : nom donné au niveau altitudinal maximum atteint par les glaciers lors d'une glaciation.

Versant à éboulis : versant recouvert d'éboulis.

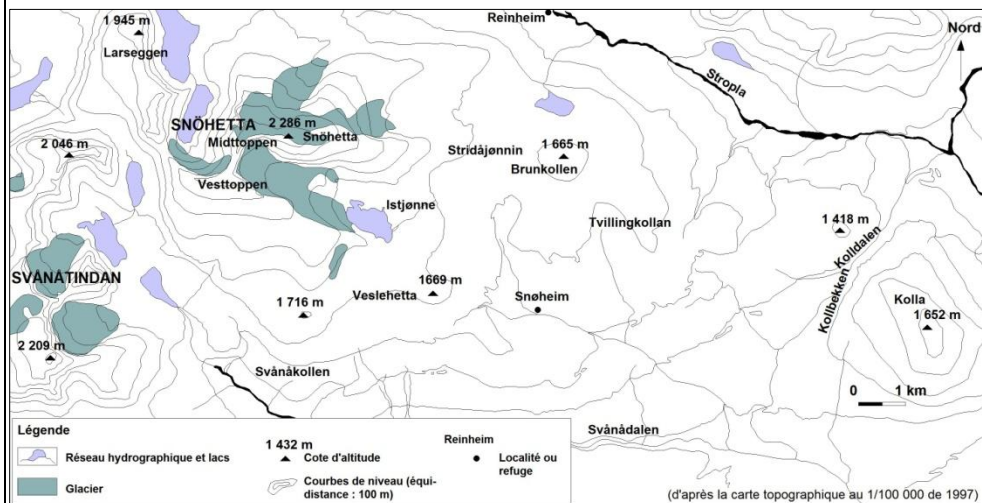
Versant réglé : type de versant, d'une pente moyenne de 30 à 35°, entièrement recouvert d'éboulis, où l'éboulisation est parvenue à son terme.

Weichselien : nom donné à la dernière glaciation dans la nomenclature de l'Europe du nord. Correspond à la glaciation würmienne (Alpes) ou wisconsinienne (Amérique du nord). De - 115 000 ans à - 9000 ans environ.

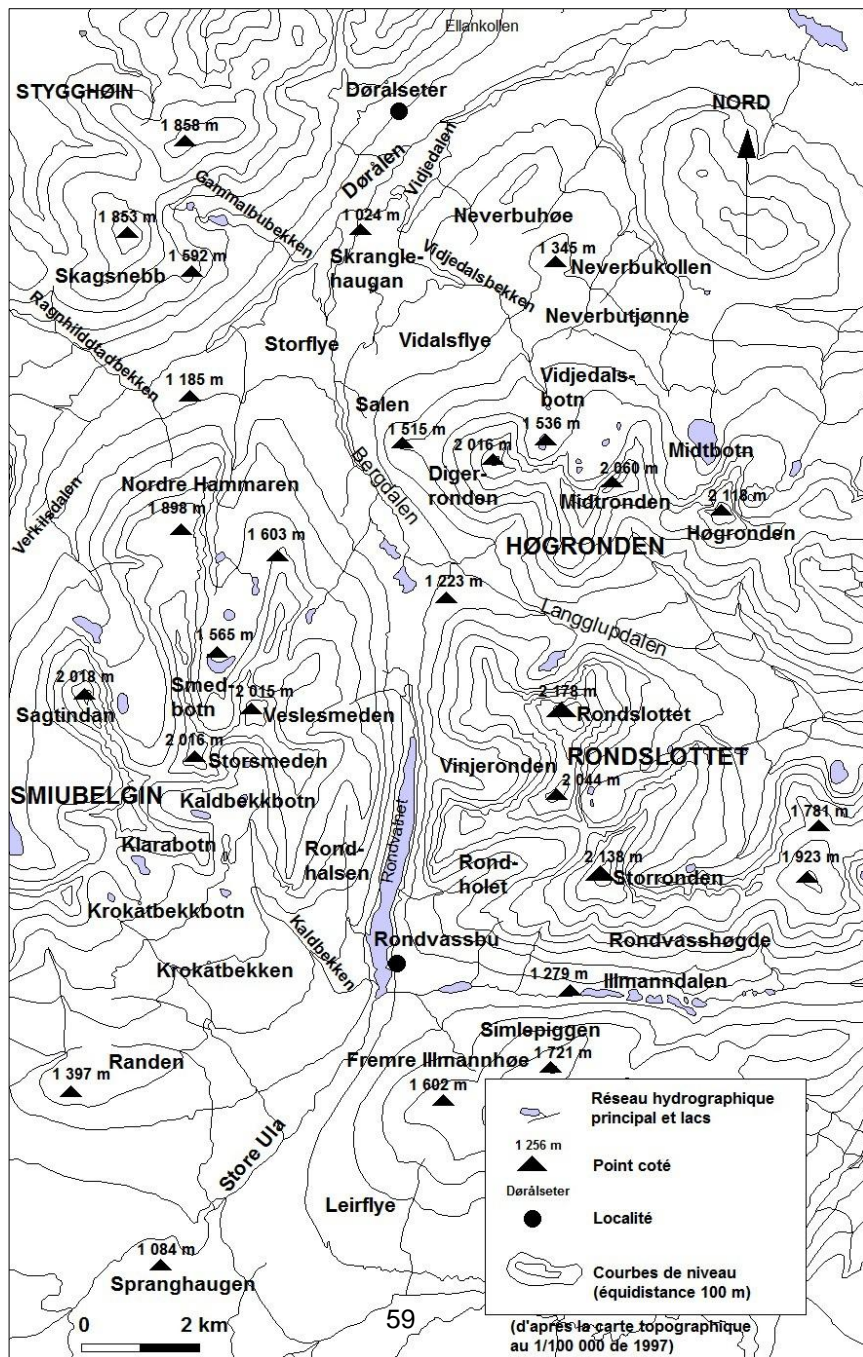
Zone de broyage : zone où la roche est intensément fracturée au niveau d'une faille (zone de fragilité généralement exploitée par l'érosion).

Cartes des toponymes

Carte des toponymes du Dovrefjell



Carte des toponymes des Rondane



Bibliographie

André M.-F., 1993 - *Les versants du Spitsberg. Approche géographique des paysages polaires*, Presses universitaires de Nancy, Collection géographie et environnement, 361 p.

Francou B., 1993 - *Hautes montagnes - passion d'explorations*, Masson, Paris, 202 p.

Kerguillec R., 2011 - Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale, 62°22'N/61°46'N; 8°5'E/10°E) : les enseignements du terrain, *Environnements périglaciaires*, N° 17, pp. 45-65.

Kerguillec R., 2013 - *Les dynamiques périglaciaires actuelles dans un milieu de haute montagne atlantique (parcs du Oppland et de Sør-Trondelag, Norvège centrale)*, thèse de doctorat, Université de Nantes.

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.

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 vol., 1 888 p.

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*, N°13, pp. 41-59.

Liste des planches d'explication des reliefs

Les sites d'observation proposés :

Planche 3 : le versant est du *Snøhetta* (**Dovrefjell**)

Planche 4 : le cirque de *Rondholet* (**Rondane**)

Planche 5 : le replat à l'ouest du *Veslehetta* (**Dovrefjell**)

Planche 6 : la vallée du *Smedbotn* (**Rondane**)

Planche 8 : le cirque de *Vidjedalsbotn* (**Rondane**)

Planche 9 : *Skranglehaugen* (**Rondane**)

Planche 10 : *Rondhalsen* (**Rondane**)

Planche 11 : *Stridåjønnin* (**Dovrefjell**)

Planche 12 : *Jutulhogget* (**Rondane**)

Planche 13 : le *Storflye* (**Rondane**)

Planche 16 : *Spranghaugen* (**Rondane**)

Planche 17 : le *Vidalsflye* (**Rondane**)

Planche 18 : le lac *Istjøanne* (**Dovrefjell**)

Planche 19 : le lac *Neverbutjøanne* (**Rondane**)

Planche 20 : les rives des torrents *Store Ula* et *Krokåtbekken* (**Rondane**)

Planche 21 : le marais de *Tvillingkollan* (**Dovrefjell**)

Planche 24 : *Skranglehaugan* (**Rondane**)

Planche 25 : *Rondvassbu* (**Rondane**)

Planche 26 : *Klaratjønne* (**Rondane**)

Planche 27 : le site du *Sletthøi* (**Dovrefjell**)

Planche 28 : la zone amont du glacier du *Snöhetta* (**Dovrefjell**)

Planche 29 : la zone aval du glacier du *Snöhetta* (**Dovrefjell**)

Les points de vue proposés :

Planche 1 : le *fjell* de *Mysusæter* (**Rondane**)

Planche 2 : le *fjell* de *Hjerkin* (**Dovrefjell**)

Planche 14 : le *Skagsnebb* (**Rondane**)

Planche 15 : *Snøheim* (**Dovrefjell**)

Les itinéraires proposés :

Planche 7 : le *Storronden* (**Rondane**)

Planche 22 : itinéraire de *Spranghaugen* au *Fremre Illmannhøe* (**Rondane**)

Planche 23 : itinéraire du sud ouest du *Kolla* au lac *Istjønne* par *Snøheim* (**Dovrefjell**)

Table des figures

Figure 1 : carte de localisation des massifs du Dovre-Rondane	4
Figure 2 : la mise en place des massifs du Dovre-Rondane.....	8
Figure 3 : le triptyque paysager du Dovre-Rondane.....	10
Figure 4 : carte de localisation des massifs centraux du Dovrefjell par rapport à l'unité du Snöhetta (quartzites)	12
Figure 5 : blocs-diagrammes expliquant la formation des pentes à blocs par relais de processus périglaciaires.....	16
Figure 6 : blocs-diagrammes retraçant l'évolution classique des versants à éboulis.....	17
Figure 7 : blocs-diagrammes expliquant la formation des champs de blocs par l'érosion mécanique	18
Figure 8 : la succession des héritages dans le Dovre-Rondane	21
Figure 9 : blocs-diagrammes expliquant la formation des kettles	25
Figure 10 : blocs-diagrammes expliquant la formation de sols structurés aujourd'hui inactifs	26
Figure 11 : schéma d'interprétation de la photographie 21.	30
Figure 12 : la signification de la limite inférieure de l'étage périglaciaire en tant que limite entre la zone tempérée et la zone froide (d'après l'exemple du sud des Rondane).....	32
Figure 13 : l'épaisseur exceptionnelle de l'étage périglaciaire du Dovre-Rondane comparée à d'autres massifs européens	33
Figure 14 : nombre de cycles gel/dégel mensuel moyen sur la période 1990-2011 pour la station de Fokstugu localisée entre le Dovrefjell et les Rondane (municipalité de Dovre, Oppland, 974 m). Moyennes mensuelles calculées d'après les données journalières fournies par le Norsk Meteorologisk Institutt.	

.....	34
Figure 15 : schéma relatif à la formation des cercles de pierres.....	39
Figure 16 : schéma relatif à la formation des plaques de cryoéjection	40
Figure 17 : schéma de synthèse sur les étagements périglaciaires dans le Dovre-Rondane.....	42
Figure 18 : schéma relatif à la dynamique de reconquête périglaciaire sur les espaces déglacés depuis la fin du Petit Age Glaciaire	44
Figure 19 : schéma et photographies relatifs à une dynamique de déprise d'ostioles (Rondane)	45
Figure 20 : blocs-diagrammes représentant la remontée de l'étage périglaciaire actif depuis la fin du Petit Age Glaciaire, d'après l'étude du site de Klaratjønne (Rondane)	47
Figure 21 : schéma de synthèse sur la géomorphologie du Dovrefjell et des Rondane.	48



Table des photographies

- Photographie 1** : la face nord du sommet du Rondslettet (2 178 m), dans le massif des Rondane, vue du replat du Salen 5
- Photographie 2** : le fjell de Mysusæter (1 000 m) surmonté par le massif des Rondane (> 2 000 m) : le résultat de l'érosion différentielle 10
- Photographie 3** : le fjell de Hjerkin surmonté par le massif du Snöhetta et par le Kolla (Dovrefjell) 11
- Photographie 4** : le Digerronden (2 016 m), dans les Rondane 13
- Photographie 5** : l'auge de plateau de Rondvassdalen et le lac Rondvatnet, dans les Rondane 13
- Photographie 6** : affleurement de quartzites, intensément diaclasé et fissuré, se débitant en dalles sous l'effet du gel (Dovrefjell) 15
- Photographie 7** : pente à blocs sur le versant septentrional du Nordre Hammaren (1 898 m), dans les Rondane 16
- Photographie 8** : cônes d'éboulis actifs au fond du cirque de Vidjedalsbotn, à 1 570 m d'altitude, dans les Rondane 17
- Photographie 9** : versants à éboulis en cours de régularisation, à l'ouest de Rondvatnet dans les Rondane 17
- Photographie 10** : champ de blocs d'origine morainique de la vallée du Smedbotn, dans les Rondane 19
- Photographie 11** : champ de blocs au sommet du Storronden, dans les Rondane 22
- Photographie 12** : le cirque de Styggebotn, dans les Rondane 23
- Photographie 13** : moraine de poussée en avant de l'un des deux glaciers du massif du Svånåtindan, dans le Dovrefjell 24

Photographie 14 : dépôt de moraine de fond dans la vallée de Kolldalen, Dovrefjell	24
Photographie 15 : ensemble de kettles sur le site de Skranglehaugen, dans le Dovrefjell	25
Photographie 16 : grand cercle de pierres hérité. Site de Stridåjønnin, Dovrefjell	26
Photographie 17 : coulée de gélifluxion héritée. Cirque de Rondhalsen, Rondane	27
Photographie 18 : au premier plan, grand cône de déjection fluvioglaciaire à la bas du Storflye, dans le nord des Rondane.....	28
Photographie 19 : cône de déjection au débouché de la gorge de Jutulhogget, à proximité du refuge de Rondvassbu dans les Rondane	28
Photographie 20 : le débouché de la gorge de Jutulhogget, dans le sud des Rondane	29
Photographie 21 : vallée glaciaire du Smedbotn (Rondane).....	30
Photographie 22 : bloc de quartzite à lits feldspathiques de couleur sombre et d'épaisseurs variées (Dovrefjell).....	35
Photographie 23 : terrassettes de gélifluxion (Rondane)	36
Photographie 24 : au premier plan, terrassettes de gélifluxion affectant la totalité d'un versant (nord de Rondvatnet, Rondane)	36
Photographie 25 : ostioles actifs (Rondane).....	37
Photographie 26 : ostioles actifs (Rondane).....	37
Photographie 27 : petits cercles de pierres actifs (lac Neverbutjøanne, nord des Rondane)	38
Photographie 28 : petits sols striés actifs (sud ouest du Skagsnebb, nord des Rondane)	38

- Photographie 29** : *surface de cryoéjection au pourtour cerné par la végétation (nord de Rondvatnet, Rondane) 40*
- Photographie 30** : *champ de plaques de cryoéjection sur le Vidalsflye (nord des Rondane) 40*
- Photographie 31** : *grands cercles de pierres actifs dans le marais de Tvillingkollan (Dovrefjell) 41*
- Photographie 32** : *grands lobes de gélifluxion soulignés par la neige, au sud du sommet de l'Austre Hammaren (nord des Rondane) 41*
- Photographie 33** : *petit cercle de pierres apparus en bordure du glacier du Snöhetta sur un espace récemment libéré par la glace (Dovrefjell)..... 44*
- Photographie 34** : *plaque de cryoéjection en voie d'abandon (Rondane).. 46*
-

Table des matières

Préface	2
Sommaire	3
Introduction	4
1. - L'histoire géologique du Dovre-Rondane	7
2. - Les caractéristiques morphostructurales du Dovre-Rondane	9
2.1. - les reliefs du Dovre-Rondane à petite échelle : la résistance des quartzites à l'érosion différentielle	9
2.2. - Les principales composantes du relief des massifs	11
2.2.1. - Les fjells	11
2.2.2. - Les montagnes périphériques	12
2.2.3. - Les massifs centraux	12
2.3. - Le rôle des quartzites aux échelles fines	14
2.3.1. - Les formations à blocs sur les versants	15
2.3.2. - Les champs de blocs (formations à blocs sur les surfaces)	18
3. - La fréquence des héritages morphogéniques	20
3.1. - Les héritages pré-quaternaires	21
3.2. - Les héritages glaciaires	22
3.3. - Les héritages périglaciaires	25
3.4. - Les héritages paraglaciaires	27
4. - L'étage périglaciaire actif et ses mobilités actuelles	31

4.1. - Les facteurs explicatifs de la lisibilité et de l'épaisseur de l'étage périglaciaire actif dans le Dovre-Rondane	32
4.1.1. - Le rôle du climat	32
4.1.2. - Le rôle fondamental des quartzites dans les dynamiques périglaciaires.	34
4.2. - Les étagements périglaciaires	35
4.2.1. - La limite de l'étage périglaciaire et l'étage périglaciaire inférieur.....	35
4.2.2. - L'étage périglaciaire intermédiaire	38
4.2.3. - L'étage périglaciaire sommital	41
4.3. - Les mobilités actuelles à l'intérieur de l'étage périglaciaire et sur ses marges	43
4.3.1. - Les dynamiques de reconquête périglaciaire.....	43
4.3.2. - Les dynamiques de déprise périglaciaire	45
 Conclusion	 48
Lexique et cartes des noms de lieux	50
Cartes des toponymes	58
Bibliographie.....	60
Liste des planches d'explication des reliefs.....	61
Tables des figures	63
Tables des photographies	65
Tables des matières	68

Ce fascicule est un guide destiné aux lecteurs désireux de comprendre la géomorphologie des massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale). Réalisé dans le cadre d'une thèse portant sur ces hautes montagnes scandinaves, son objectif est de fournir les principales clés pour l'analyse et la compréhension des reliefs.

69 pages - 34 photographies - 21 figures

