Que se passe-t-il dans les nuages ?

Auteur :
VIE Benoit, Chercheur au CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), Météo-France/CNRS, Université de Toulouse.

11-11-2022

Brouillard, cumulonimbus, cirrus… Les nuages sont présents dans l'atmosphère à des altitudes très diverses et présentent une grande variété de caractéristiques de forme, d'aspect, de température et de composition. L'

Atlas des Nuages, publié par l'Organisation Mondiale de la Météorologie, présente le système de référence de classification et d'identification des nuages et des phénomènes atmosphériques associés. Dans cet article, nous allons voir ce que sont les nuages et comment ils se forment, leur évolution et les moyens de prévision du temps.

1. Qu'est-ce qu'un nuage ?

Un nuage est composé d'air, de vapeur d'eau et de particules d'eau liquide ou solide en suspension dans l'atmosphère. Ce sont ces particules, appelées **hydrométéores**, dont les caractéristiques (taille, forme…) présentent une grande variété, qui le rendent visible (lire Les couleurs du ciel) et qui sont responsables de la plupart des phénomènes lumineux remarquables (lire Spectaculaires arcs-en-ciel, Halos atmosphériques). La **masse d'eau condensée** contenue dans les nuages est considérable et atteint par exemple plus de 50 tonnes dans un cumulus de beau temps.

Vidéo d'Alain Herrault Nuages dans la vallée de l'Isère au voisinage de Grenoble

Les hydrométéores, comme l'ensemble des **particules atmosphériques**, sont soumis d'une part à leur propre poids et d'autre part aux frottements avec l'air environnant. En l'absence de mouvement de l'air, tous les hydrométéores tombent, plus ou moins vite en fonction de leur taille, forme et densité. Les vitesses de chute typiques, répertoriées dans le tableau ci-dessous (Tableau 1), vont d'un centimètre par seconde pour les petites gouttelettes à plusieurs mètres par seconde pour la pluie ou la grêle par exemple. Mais l'atmosphère n'est jamais complètement immobile, et les mouvements de l'air viennent perturber le déplacement des hydrométéores :

De **petits déplacements** tels que la turbulence ou de faibles ascendances convectives suffiront à maintenir en suspension les

gouttelettes et les petits cristaux et expliquent que les nuages (cumulus, cirrus…) ne tombent pas.

Des **ascendances plus fortes**, de plusieurs mètres par seconde, comme on en observe dans les orages, sont capables de soulever des grosses particules (pluie, grésil) et sont nécessaires pour former de la grêle par exemple.

	Gouttelette de nuage	Goutte de pluie	Petits cristaux	Neige et Agrégats	Grésil / Neige roulée	Grêle
			© Météo France	© Météo France	© Météo France	© Météo France
Diamètre	10-100µm	0.1-5mm	10-500µm	0.5mm-1cm	1mm-1cm	1mm-10cm
Vitesse de chute	1cm/s	2m/s	1cm/s	1m/s	5m/s	15m/s
Concentration	10^7-10^9/m^3	10^3-10^5/m^3	10^2-10^6/m^3	10^3-10^6/m^3	10^3-10^6/m^3	10^3-10^5/m^3

Tableau 1. Tableau représentant les différents hydrométéores et leurs caractéristiques. [Source des images du tableau : © Météo France ; Tableau : © Benoit Vié]

Figure 1. Gel sur de la paille après une pluie verglaçante. [Source : Pixabay, libre de droits]

La variété de forme des hydrométéores témoigne de leur histoire et de leurs caractéristiques. Si les **petites gouttelettes** de nuages restent **sphériques** sous l'effet de la forte tension de surface, les **gouttes de pluie** sont d'autant plus **aplaties** qu'elles sont grosses : plus elles sont grosses, plus elles tombent rapidement, et les frottements de l'air sur la goutte la déforment (lire Traînée subie par les corps en mouvement). Pour les petits cristaux, la forme est façonnée par les conditions atmosphériques (température et humidité) pendant leur formation et leur croissance. Ainsi, si ces conditions se maintiennent et que le cristal croît par déposition de vapeur, il conservera une forme **nette**. En revanche, pour les plus gros cristaux plus anciens, lorsque les conditions changent, ou lors des chocs entre différents hydrométéores, la forme devient **irrégulière**.

On observe le plus souvent les **hydrométéores liquides** dans les nuages à température positive. Cependant, les gouttes d'eau ne congèlent pas facilement seules à des températures faiblement négatives, et il n'est pas rare de rencontrer de l'eau liquide dans des nuages à des températures pouvant aller jusqu'à -30°C. On parle alors d'eau liquide surfondue, et cet état est instable : les gouttelettes gèleront très facilement au contact de particules ou de surfaces gelées. Ce phénomène est responsable par exemple des pluies verglaçantes et du givrage des avions en vol (Figure 1).

De même, si l'on observe généralement les **hydrométéores glacés** dans les nuages à température négative, les hydrométéores glacés précipitants ne fondent pas instantanément lorsqu'ils chutent dans une masse d'air à température positive. Ainsi, les phases liquide et solide de l'eau peuvent cohabiter et interagir dans les nuages. Ce sont ces interactions qui peuvent conduire à la formation d'**hydrométéores givrés** tels que le grésil et la grêle.

2. Conditions de formation des nuages

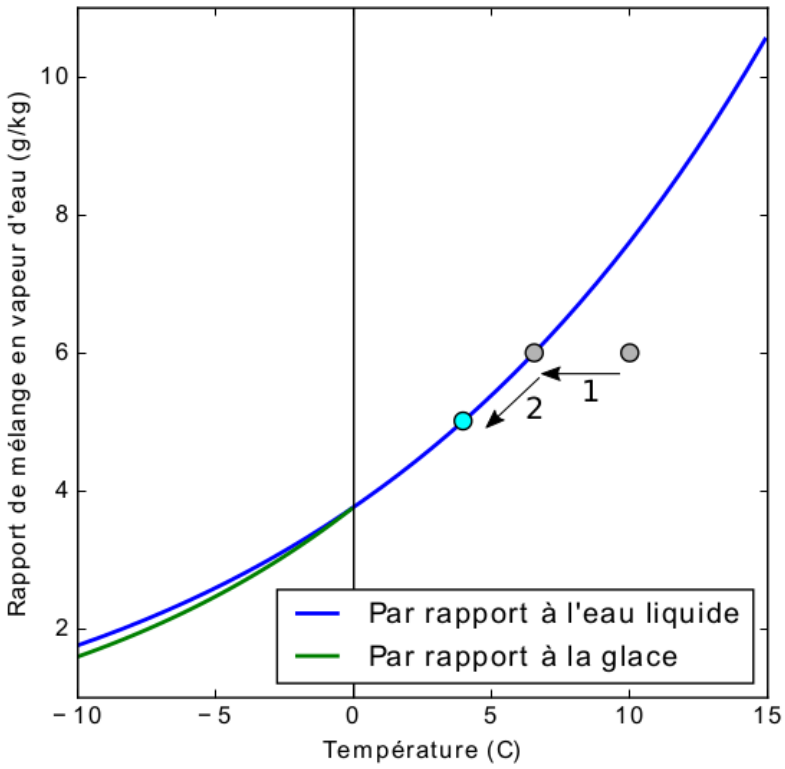

Figure 2. Rapport de mélange saturant en vapeur d'eau dans l'atmosphère à proximité d'une surface plane d'eau liquide (bleu) ou de glace (vert), en fonction de la température. Si une masse d'air non saturée, caractérisée par sa température et son rapport de mélange en vapeur d'eau, se refroidit, le rapport de mélange saturant diminue jusqu'à être égal à celui de la parcelle d'air (1). Si le refroidissement continue, un nuage peut se former par condensation de l'excès de vapeur d'eau (2). [Source : © Benoit Vié]

L'atmosphère est composée d'un mélange d'air sec (azote, oxygène…) et de vapeur d'eau, invisible à l'œil nu. La quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère est cependant limitée : en présence d'une surface plane d'eau liquide ou de glace, la **pression de vapeur saturante**, et donc la quantité maximale de vapeur que peut contenir l'atmosphère, est déterminée par sa température et sa pression et augmente avec la température (Figure 2).

Sur cette figure, si l'on se trouve sous la courbe bleue, l'air n'est pas saturé en vapeur d'eau, et l'eau liquide disponible (par exemple des gouttes de pluie ou la surface d'un lac) sera soumise à **évaporation**. Au contraire, si l'on se trouve au-dessus de la courbe, l'air est dit sursaturé, et la **vapeur d'eau se condensera** sur les gouttelettes présentes ou la surface. Si l'on se trouve exactement sur la courbe bleue, l'air est saturé en vapeur d'eau, et il n'y aura **ni condensation ni évaporation** même en présence d'eau liquide.

Ainsi, un **nuage** se forme lorsqu'une masse d'air humide se refroidit. Dans un premier temps, elle se refroidit sans former de nuage (Figure 2, 1), jusqu'à atteindre la saturation en vapeur d'eau. Si le refroidissement continue, la vapeur d'eau en excès pourra condenser pour former des hydrométéores (Figure 2, 2).

Figure 3. Brouillard sur un paysage vallonné. [Source : pixabay, libre de droits]

De nombreux mécanismes peuvent refroidir une masse d'air et conduire à la formation de nuages. Le plus simple à appréhender est le **refroidissement par la surface**, lorsque la température de celle-ci est inférieure à la température de l'air. Toutefois, le mécanisme le plus fréquent de refroidissement dans l'atmosphère conduisant à la formation de nuages est le **soulèvement de masses d'air**, qui subissent alors une **détente** (la pression atmosphérique diminuant avec l'altitude) et donc un refroidissement. Parmi les différents mécanismes conduisant à la formation de nuages, et les types de nuages qui en résultent, on peut par exemple citer :

Refroidissement en surface et formation de brouillards :

Lorsque la surface est plus froide que l'atmosphère, soit parce que celle-ci est transportée par le vent depuis des régions plus chaudes, soit à cause du refroidissement radiatif nocturne de la surface, un **transfert de chaleur** a lieu de l'atmosphère vers la surface. L'atmosphère se refroidit jusqu'à atteindre la saturation, où l'on a formation de **rosée** par condensation. Si le refroidissement est suffisant et les conditions atmosphériques favorables (peu de vent et de turbulence), le **brouillard (Figure 3)** peut se former et se développer sous l'effet de son propre refroidissement radiatif.

Soulèvement orographique et effet de foehn

Figure 4. Effet de Foehn en Chartreuse dans les Alpes. [Source : Pierre Laïly, Flickr, Attribution-NonCommercial-NoDerivs 2.0 Generic (CC BY-NC-ND 2.0)]

Lorsqu'une masse d'air humide est **transportée vers des montagnes**, elle peut être forcée à s'élever. Le refroidissement associé à ce soulèvement peut conduire à la formation de nuages et de précipitations sur la crête montagneuse, qui assèchent donc la

masse d'air. En **aval**, l'air plus sec redescend et subit au contraire une compression, associée à un réchauffement. Si l'air descend à des altitudes plus basses qu'avant le soulèvement, ou si des précipitations ont asséché l'air au niveau des sommets, le réchauffement sera plus intense que le refroidissement produit par le soulèvement, et la température en aval sera donc supérieure, c'est **l'effet de foehn (Figure 4)**.

Soulèvement par convergence de basses couches (brise de mer etc)

Lorsque la circulation atmosphérique fait converger deux masses d'air, ce qui peut arriver par exemple en présence de relief ou lorsqu'une brise de mer vient s'opposer au vent dominant, un soulèvement est forcé au niveau de la zone de convergence et peut conduire à la formation de **petits cumulus ou d'orages**.

Soulèvement convectif, cumulus et orages

Figure 5. Grêlons récemment tombés. [Source : pixabay, libre de droits]

Le réchauffement de la surface sous l'effet du **rayonnement solaire**, alors que l'air d'altitude reste plus froid, peut fortement déstabiliser l'atmosphère. Des **ascendances** convectives se forment alors et peuvent se matérialiser par des **cumulus** au sommet de la couche limite si l'humidité est suffisante dans les basses couches. Si l'instabilité de l'atmosphère est forte, comme c'est le cas au printemps par exemple, lorsque le chauffage solaire est important et les conditions d'altitude encore froides, ce mécanisme peut conduire à la **formation d'orages** (lire Les orages). L'orage commence comme les cumulus, par des ascendances convectives dans la couche limite. L'air chaud et humide soulevé est refroidi jusqu'à ce que l'activation de **noyaux de condensation** provoque la formation de nuages. La condensation de la vapeur sur les gouttelettes contribue à réchauffer la parcelle d'air et augmenter sa flottabilité (liée à la différence de densité entre la parcelle d'air et son environnement), renforçant ainsi l'ascendance et le développement du nuage. Les vitesses verticales atteintes dans les orages sont très importantes et peuvent conduire à la formation de très grosses particules, comme de la **grêle (Figure 5)**.

Interaction avec la circulation atmosphérique globale

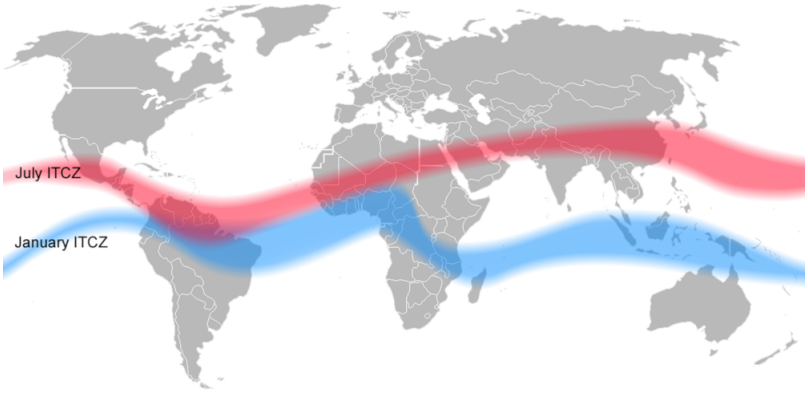

Figure 6. La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) en juillet (en rouge) et en janvier (en bleu). [Source : © Mats Hadlin].

Sur Terre, le réchauffement solaire à la surface est maximal au niveau de **la Zone de Convergence Inter-Tropicale** (**ZCIT**, lire Au pays des alizés) (Figure 6). Ce réchauffement provoque des ascendances convectives très fortes, qui sont le moteur de la **cellule de Hadley** (lire La circulation atmosphérique). L'aspiration en surface force des circulations de basses couches provenant des tropiques et convergeant vers la Zone de Convergence Inter-Tropicale. Au contraire, au sommet de la **troposphère** (lire L'atmosphère et l'enveloppe gazeuse de la terre), l'air transporté par ces ascendances est forcé de s'échapper en direction des tropiques. Cette circulation s'accompagne donc d'une **zone de subsidence d'air sec** (asséché par les fortes précipitations créées par les ascendances convectives) qui empêche la formation de nuages, ce qui explique l'extrême **aridité de certaines régions tropicales** telles que le désert du Sahara.

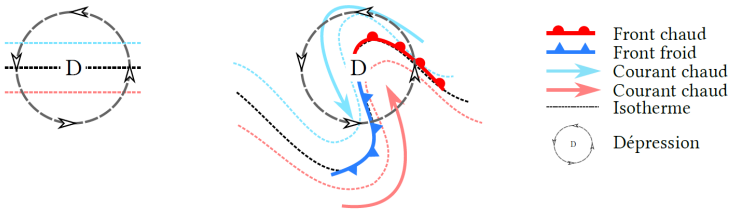

Figure 7. Formation de fronts chaud et froid sous l'action de la circulation cyclonique autour d'une dépression [Source : © Benoit Vié]

Aux latitudes tempérées, l'alternance d'anticyclones (zones de hautes pressions de surface) et de dépressions (zones de basses pressions de surface, lire Cyclones tropicaux) module la circulation atmosphérique et l'occurrence de nuages. Les déplacements d'air sont initiés par les gradients de pressions, des anticyclones vers les dépressions. Tout comme pour la Zone de Convergence Inter-Tropicale, cette circulation horizontale en basses couches se traduit par la mise en place de mouvements verticaux : des **subsidences** au niveau des anticyclones, qui empêchent la formation de nuages, et des **ascendances** au niveau des dépressions, qui les favorisent.

En basses couches, le flux des masses d'air est modifié par la force de Coriolis qui provoque une rotation du vent autour de la dépression. Cette rotation qui se produit dans une région présentant un gradient de température (généralement plus élevée au sud) provoque la formation de fronts (Figure 7) :

Un front froid, caractérisé par le transport d'air froid vers les régions chaudes ;

Un front chaud là où le courant chaud rencontre l'air froid.

Dans les deux cas, le soulèvement forcé de l'air chaud, moins dense, provoque la formation de nuages précipitants.

Ainsi, les nuages sont le plus souvent la conséquence des **forçages extérieurs** que sont la **circulation atmosphérique** et le **chauffage solaire**. Toutefois, les nuages peuvent aussi rétroagir sur leur environnement. Les nuages ont ainsi un **effet radiatif** important qui peut modifier le bilan d'énergie de l'atmosphère. De jour, ils **réfléchissent et absorbent** une partie du rayonnement solaire, limitant le réchauffement en surface et l'augmentant dans le nuage même. De nuit, ils absorbent une part importante du **rayonnement infra-rouge** émis par la surface, et émettent leur **propre rayonnement** en fonction de leur température, limitant ainsi fortement le refroidissement en surface. Ainsi, la présence de nuages en altitude peut par exemple

empêcher la formation de brouillard en surface.

Les nuages convectifs peuvent également influencer directement la dynamique atmosphérique. Les fortes ascendances et subsidences impliquées dans ces phénomènes violents peuvent déplacer d'importantes masses d'air, créant de forts contrastes locaux (de température, d'humidité, etc.). Des **ondes de gravité** peuvent se développer à l'interface entre deux masses d'air ayant des densités différentes**, de la même manière que des vagues à la surface de l'océan.** Ces ondes se propagent ensuite dans l'atmosphère et sont susceptibles de générer de nouvelles cellules convectives dans une masse d'air instable. Un autre mécanisme est lié au refroidissement associé à l'évaporation des précipitations sous les orages, qui peut mener à la formation d'une masse d'air froid importante, appelée **plage froide**. Il peut également déclencher de nouvelles ascendances convectives lorsque la plage froide s'oppose à un flux chaud et humide de couches basses. C'est un mécanisme important par exemple pour les **lignes de grain des régions tropicales**, ou pour les **orages cévenols**, des systèmes convectifs quasi-stationnaires responsables de pluies intenses et de **crues-éclairs dévastatrices** (Vidéo) sur le pourtour méditerranéen.

Vidéo : Crue-éclair dévastatrice à Nîmes (Gard) le 10 octobre 2014 due à un épisode cévenol. [Source : Météo Languedoc : https://www.meteolanguedoc.com/evenements-majeurs-en-languedoc-roussillon/intemperies-successives-durant-l-automne-2014/p32]

3. Formation des gouttes d'eau dans les nuages

Dans l'atmosphère libre, l'échange de vapeur n'a pas lieu avec une surface plane mais avec des **gouttelettes**, que l'on peut considérer sphériques en première approximation. Deux effets doivent être pris en compte pour déterminer la pression de vapeur saturante à proximité d'une gouttelette.

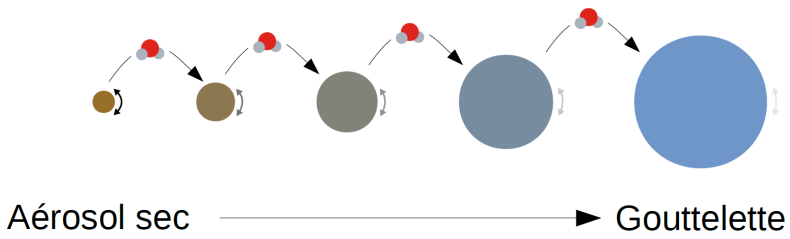

Figure 8. Les effets Kelvin et Raoult, liés à la tension de surface et à la présence de matière hydrophile en solution, diminuent lors de la croissance de la gouttelette par condensation. [Source : © Benoit Vié]

Le premier, **l'effet Kelvin**, est lié à la **tension de surface** des gouttes, qui est d'autant plus importante que les gouttes sont petites, et **complique la condensation**. Ainsi, la saturation d'équilibre à la surface d'une goutte d'eau pure est proportionnelle à l'inverse du rayon de courbure, et la formation de gouttelettes d'eau pure nécessiterait des sursaturations de plusieurs centaines de pourcents. C'est pourquoi les gouttes dans l'atmosphère **ne se forment pas seules**, mais sur des particules atmosphériques, appelées **aérosols**, dont la taille peut aller de quelques nanomètres à quelques microns. Les aérosols peuvent être **d'origine naturelle** (sels marins, aérosols organiques…) ou **anthropique** (carbone suie issue de la pollution par exemple).

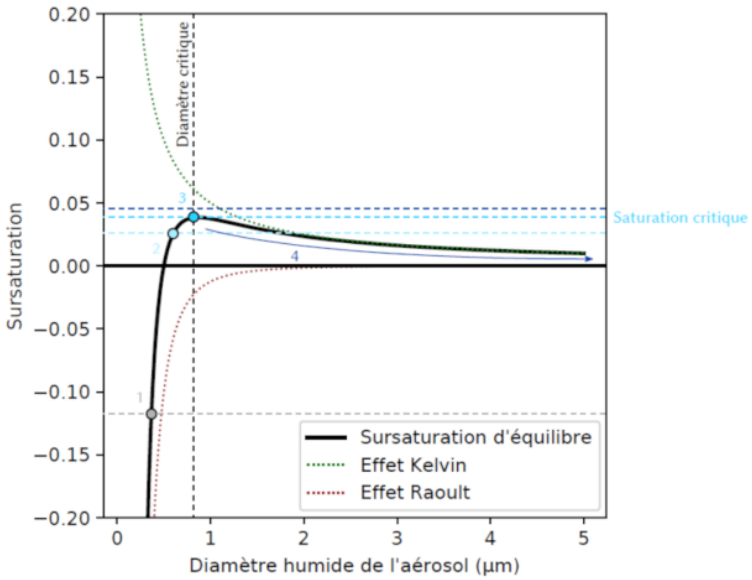

Figure 9. La saturation d'équilibre à la surface d'un aérosol humide est déterminée par la théorie de Köhler, et permet d'illustrer le comportement d'un aérosol lors de l'humidification de la masse d'air. Au départ, l'air n'est pas saturé, le diamètre de l'aérosol humide est donc connu (point 1). À ce stade, l'effet Raoult prédomine, et donc lorsque l'humidité relative de l'air augmente, l'aérosol grossit en captant de la vapeur (2), jusqu'à atteindre son diamètre critique lorsque l'air atteint la saturation critique de l'aérosol (3). Cet état d'équilibre est instable : si la saturation ambiante augmente encore un tout petit peu (4), l'aérosol est activé en gouttelette, et va grossir en capturant la vapeur disponible. [Source : © Benoit Vié]

Certains de ces aérosols sont solubles dans l'eau et peuvent servir de noyau pour la formation des gouttelettes. C'est le second effet important pour déterminer la saturation d'équilibre à la surface d'une gouttelette, **l'effet Raoult**, qui est lié à la présence de composants en solution dans l'eau **facilitant la condensation**. Cet effet est d'autant plus fort que la concentration en composant soluble est élevée, et, pour un aérosol initial donné, dépend du volume d'eau condensée et donc du cube du rayon de la gouttelette (Figure 8).

Pour des aérosols secs ou ayant capturé très peu d'eau, l'effet Raoult est prépondérant, et la **sursaturation d'équilibre** peut être **négative**. Ces particules peuvent capter de la vapeur d'eau et grossir sans que l'atmosphère n'atteigne la saturation. Lorsque ces particules grossissent en accumulant de l'eau, l'effet Raoult diminue jusqu'à devenir plus faible que l'effet Kelvin, qui explique que la sursaturation d'équilibre puisse être **positive** pour certains diamètres. Enfin, lorsque la gouttelette devient suffisamment grosse (typiquement lorsque le diamètre atteint quelques microns), les effets Raoult (la gouttelette est très majoritairement composée d'eau) et Kelvin (plus la goutte est grosse, moins la surface est courbée) sont négligeables, et l'équilibre est atteint pour une **sursaturation proche de 0**.

La Figure 9 montre un exemple de sursaturation d'équilibre en fonction du diamètre humide de l'aérosol, pour un aérosol donné. Le point d'inflexion de la courbe, qui dépend de la composition et du diamètre sec de l'aérosol, permet de déterminer la sursaturation critique de l'aérosol, c'est-à-dire la sursaturation ambiante à partir de laquelle l'aérosol sera activé en gouttelette d'eau nuageuse.

4. Formation des petits cristaux de glace dans les nuages

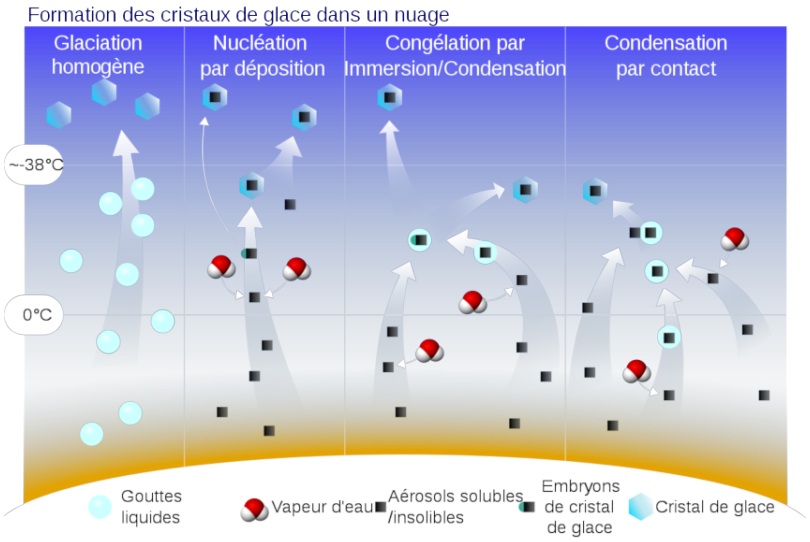

Figure 10. Représentation schématique de la formation des cristaux de glace dans un nuage.[Source : !Original: Pre2grk Vector: JoKalliauer / CC BY-SA (https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0)]

De même, certains aérosols, les **noyaux glaçogènes**, favorisent la formation de **cristaux de glace**. Leur mode d'action est moins bien connu que celui des noyaux de condensation. Leur capacité à initier la formation de cristaux est liée aux caractéristiques de leur surface, qui présente par endroit une **configuration géométrique favorable**. On parle de **site actif**, où un embryon de cristal de glace se forme. La densité surfacique de ces sites actifs dépend de la composition chimique de l'aérosol, et différentes représentations empiriques tentent de prévoir la **nucléation** de ces aérosols pour former des cristaux. Au contraire des noyaux de condensation, ils n'ont pas un unique mode d'action. Ils peuvent par exemple former des cristaux par déposition de vapeur directement sur un site actif, ou bien favoriser la **congélation d'une gouttelette surfondue par contact** (Figure 10). La nucléation de petits cristaux à partir des noyaux glaçogènes est qualifiée de **production primaire**.

Le mode d'action des noyaux glaçogènes fait encore débat :

l'hypothèse « stochastique » met en avant le caractère aléatoire de l'activation des sites actifs. L'activation des noyaux glaçogènes dépendrait donc de la **durée de leur exposition** à des conditions thermodynamiques favorables.

l'hypothèse « singulière », au contraire attribue à chaque site actif une température d'activation qui dépendrait de sa **configuration géométrique**. Chaque noyau glaçogène pourrait donc former un cristal de glace dès que la température atteint la température d'activation de son site actif le plus favorable, et la nucléation de la glace serait donc indépendante du temps. Le choix entre ces deux descriptions ne peut être levé qu'avec l'appui **d'expériences répétées** de nucléation en laboratoire, dans des **conditions parfaitement contrôlées**. La difficulté expérimentale empêche pour l'instant de trancher en faveur d'un mode d'action des noyaux glaçogènes.

Toutefois, les observations conjointes de noyaux glaçogènes et de cristaux de glace dans les nuages indiquent systématiquement un écart important, les cristaux étant souvent beaucoup plus nombreux que les noyaux glaçogènes. Il existe donc d'autres mécanismes de formation de petits cristaux de glace, qu'on appelle **production secondaire de glace**. Deux mécanismes connus participent à la création de petits cristaux.

La **congélation** des gouttelettes d'eau (Figure 9), lorsqu'elles atteignent des températures très froides (en fonction de leur taille, de l'ordre de -35°C), peut être à l'origine de concentrations en petits cristaux importantes en altitude.

D'autre part, **le processus de Hallett-Mossop**, est actif entre -3°C et -8°C : lorsqu'une particule glacée (neige, grésil) collecte et congèle des gouttelettes d'eau liquide surfondue, il y a parfois émission de fragments de glace, qui contribuent de manière significative à la concentration en petits cristaux. D'autres mécanismes sont envisagés, mais difficilement quantifiables par des observations, tels que la **fragmentation des cristaux et flocons** lors des chocs avec des particules givrées denses, ou **l'émission de fragments de glace** lors de la congélation de grosses gouttes de pluie surfondues. La complexité des processus impliqués dans la génération et l'évolution des nuages en phase glacée ou mixte rend leur **prévision difficile**.

5. Évolution du nuage et formation des précipitations

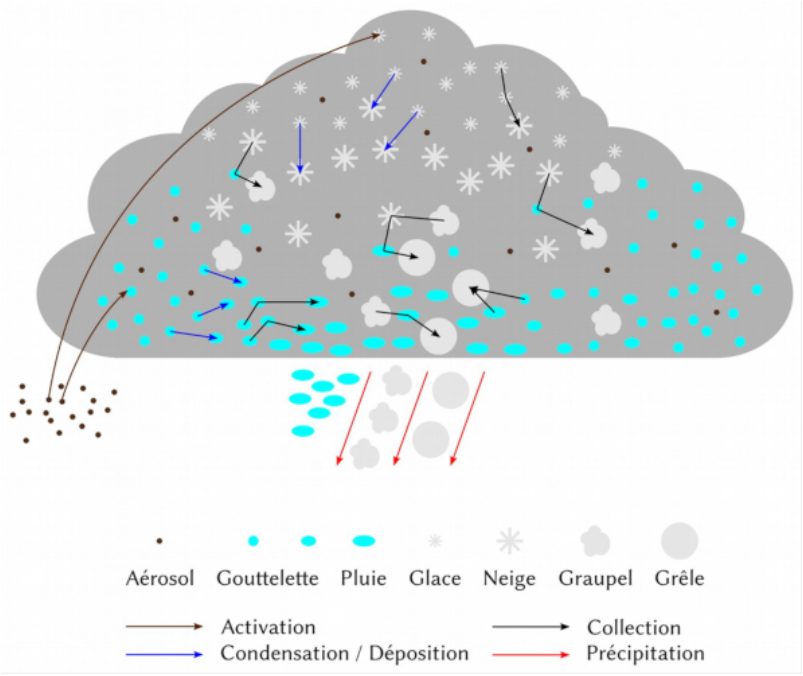

Figure 11. Représentation schématique des processus microphysiques dirigeant l'évolution du nuage. Le nuage est d'abord formé par activation / nucléation des aérosols en gouttelettes et cristaux. Ensuite, les processus de condensation/évaporation (déposition/sublimation), de collision et collection, et la sédimentation conduisent à la formation de plus gros hydrométéores et aux précipitations. [Source : © Benoit Vié]

Une fois le nuage formé, son évolution est dirigée par l'ensemble des interactions entre les hydrométéores et la vapeur d'eau (Figure 11). Le premier des processus impliqué est l'échange d'eau par **condensation** (déposition) et **évaporation** (sublimation) entre la vapeur et les gouttelettes (cristaux). Ainsi, si l'ascendance de la masse d'air et son refroidissement se poursuivent après la formation du nuage, la vapeur d'eau en excès dans l'atmosphère continuera de se condenser sur les gouttelettes présentes qui vont donc grossir. Au contraire, si l'humidité relative de la parcelle d'air diminue, l'évaporation des gouttelettes aura lieu jusqu'à revenir à la saturation. Il est important de noter ici qu'à des températures négatives, la pression de vapeur saturante par rapport à la glace est inférieure à la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide. Ainsi, dans le cas particulier d'un nuage à température négative où cohabitent des gouttelettes et des petits cristaux, les cristaux auront tendance à capturer de la vapeur d'eau par déposition, aux dépens des gouttelettes qui s'évaporeront : c'est **l'effet Bergeron**. Cet effet est par exemple responsable des nuages de type cavum (Figure 12).

L'autre ensemble de processus concerne les interactions de **collision et coalescence** entre différents hydrométéores. Tous les hydrométéores présents dans l'atmosphère sont en mouvement, et les chocs entre particules dirigent l'évolution du nuage en modifiant la taille et le type des hydrométéores qui le composent, ainsi que sa température lors des changements de phase de l'eau. Lors de chaque collision, les hydrométéores peuvent **fusionner** (par exemple deux petites gouttelettes fusionnent facilement pour en former une plus grosse) ou non (les chocs entre particules glacées peuvent conduire à la **fragmentation** des hydrométéores), et des **changements de phase** peuvent avoir lieu (par exemple lorsque de l'eau liquide surfondue gèle au contact d'un cristal de glace).

Figure 12. Un nuage de type cavum observé le 17 août 2008 à environ 20 km au sud de Linz (Autriche). [Source : H. Raab (User:Vesta) / CC BY-SA (https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0)]

Lors de la formation du nuage, tant que celui-ci est formé de petites gouttelettes ou cristaux présentant peu de différences de taille, les collisions sont liées aux petits **mouvements turbulents** de l'air dans le nuage et restent peu nombreuses. Toutefois, petit à petit, des hydrométéores plus gros se forment. Lorsque des hydrométéores de tailles différentes, et donc de vitesses de chute différentes cohabitent dans le nuage, les plus grosses particules entrent en contact avec beaucoup plus de petites particules, et ces processus deviennent prépondérants pour la **formation des précipitations**.

La **composition initiale du nuage** est également déterminante pour son évolution et la formation des précipitations. Dans un nuage formé d'une multitude de très petites gouttelettes en suspension, les processus de collection-coalescence seront très **faibles et insuffisants pour former des précipitations**. Au contraire, si le nuage contient initialement moins de gouttelettes, mais que celles-ci sont plus grosses et de tailles variées, la **formation de pluie plus rapide**. C'est ce qui explique que les aérosols, qui déterminent le nombre et la taille des hydrométéores formés dans les nuages, peuvent avoir un impact important sur leur cycle de vie. Les **aérosols** ont ainsi un effet important sur tous les nuages, du brouillard aux systèmes convectifs.

6. Représentation des nuages dans les modèles de prévision numérique du temps

Dans les modèles de prévision numérique du temps et du climat (lire Les modèles de prévision météorologique et Modèles de climat), il est impossible de prévoir individuellement l'évolution de chaque hydrométéore présent. Il faut donc représenter de manière plus synthétique les caractéristiques de la population d'hydrométéores dans chaque maille du modèle, c'est le rôle des **schémas microphysiques, ou schémas de nuages**.

Les schémas microphysiques les plus précis répartissent les **hydrométéores** dans un très **grand nombre de classes** en fonction de leur type (gouttes, cristaux…) et de leur taille, et prévoient le nombre d'hydrométéores de chaque classe. Par exemple, une variable du schéma peut représenter le nombre de gouttes de pluie d'un diamètre compris entre 1mm et 1,1mm. Ces schémas sont donc capables de **représenter avec précision la composition nuageuse**, et son **évolution dans le temps** depuis la formation du nuage à partir des aérosols jusqu'à la formation des précipitations et la dissipation du nuage. Toutefois, le nombre de variables nécessaire les rend **trop coûteux pour la prévision du temps** opérationnelle et ils sont donc réservés à un usage académique, et ils ne sont pas exempts d'approximations : il subsiste des sources d'erreur liées à la discrétisation spatiale et temporelle, une sensibilité au choix du nombre de classes, et une **marge d'incertitude** dans la représentation de la plupart des processus. La représentation des hydrométéores glacés est encore plus délicate. En effet, il est déjà difficile de définir la taille d'un hydrométéore de forme irrégulière, et pour une taille donnée ses caractéristiques (surface, densité, masse, vitesse de chute, etc.) peuvent varier considérablement, ce qui rend le classement par taille insuffisant.

Des **schémas microphysiques plus simples** répartissent les hydrométéores en différentes catégories (gouttelettes d'eau nuageuse, pluie, neige…), et font l'hypothèse que la distribution dimensionnelle de chaque type d'hydrométéore suit une **loi de probabilité définie à l'avance** et n'ayant que peu de degrés de liberté. Les schémas les plus simples n'ont qu'un seul degré de liberté, et ne prévoient généralement que la masse totale de chaque type d'hydrométéore. Ils ne permettent donc pas de représenter précisément la composition nuageuse et l'impact des aérosols sur les nuages. Pour cela, des schémas plus complexes ont deux degrés de liberté (voire plus), et représentent généralement, en plus de la masse, le nombre d'hydrométéores de chaque type (voire également la réflectivité, ou d'autres caractéristiques des hydrométéores). L'effet de chaque processus microphysique (faisant interagir un ou plusieurs types d'hydrométéores) sur les variables prévues par le modèle est ensuite représenté

individuellement. On aura ainsi par exemple une représentation empirique de l'auto- collection des gouttelettes d'eau nuageuses (qui réduit le nombre total de gouttelettes sans modifier leur masse totale), de la croissance de la grêle par accrétion de tous les autres hydrométéores présents, etc.

Ces schémas sont nettement moins coûteux et plus couramment utilisés dans les modèles de prévision du temps et du climat. Ainsi, le **modèle de prévision du temps à haute résolution de Météo-France,** AROME, qui fournit des prévisions détaillées jusqu'à 36h sur la France métropolitaine et les départements d'outre-mer utilise un **schéma à un degré de liberté**. Afin d'améliorer la représentation des nuages et de prendre en compte les interactions aérosols-nuages, un **schéma à deux moments** ajoutant la prévision des **concentrations en nombre des hydrométéores et des aérosols** est **en cours de test**.

7. Messages à retenir

Les nuages sont composés **d'hydrométéores**, des particules d'eau condensée sous forme liquide (gouttelettes de nuage et gouttes de pluie) et/ou solides (petits cristaux, neige, grêle…).

La quantité de **vapeur d'eau** que peut contenir l'atmosphère est déterminée par la **température** et la **pression** de l'air, et diminue avec la température. Les nuages se forment donc lorsque de l'air chaud et humide se refroidit.

Le refroidissement de l'air peut être d'origine **radiative**, ou provoqué par le soulèvement de l'air qui provoque une **diminution de pression.**

La formation de nuages est généralement pilotée par la **circulation atmosphérique**, principale cause des ascendances favorables à la formation de nuages, mais les circulations intenses mises en place dans certains systèmes nuageux (cyclones, orages…) peuvent également avoir des répercussions sur la circulation atmosphérique.

Dans l'atmosphère, les gouttelettes ne se forment pas seules, mais sur des particules en suspension appelées **aérosols** qui facilitent la **condensation**. Ainsi, le nombre et le type d'aérosols présents dans l'atmosphère peut fortement influencer la formation et le cycle de vie des nuages.

L'évolution du nuage est ensuite dirigée d'une part par l'évolution des **conditions thermodynamiques** (échanges radiatifs, libération de chaleur latente lors des changements de phase de l'eau) et d'autre part par les multiples **interactions entre hydrométéores** pouvant conduire à la formation de précipitations.

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - www.univ-grenoble-alpes.fr

Pour citer cet article: **Auteur :** VIE Benoit (2022), Que se passe-t-il dans les nuages ?, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=11853

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.