



L'air chaud qui descend de la montagne

ROLAND LEHOUCQ • JEAN-MICHEL COURTY

Des phénomènes météorologiques simples et parfois surprenants résultent de l'action combinée du relief et du vent.

Pour nos lecteurs suisses, le mot «föhn» désigne un sèche-cheveux. C'est aussi le nom d'un vent chaud et sec qui descend de la montagne pour balayer les vallées des Alpes du Sud, Munich et Milan. Il est encore connu sous le nom d'autan dans les Pyrénées et de chinook aux États-Unis. Étrangement, lorsque ce vent descend de la montagne, le vent qui monte de l'autre côté de la montagne est froid et humide et la pluie ou la neige s'abat sur les cimes. Comment expliquer ce réchauffement ?

La compréhension de la plupart des phénomènes météorologiques nécessite la prise en compte de nombreux bilans d'échanges d'énergie. Pourtant, certaines manifestations, comme le föhn, ne sont dues qu'au seul déplacement des masses d'air. Pour le comprendre, intéressons-nous au déplacement d'un air sec puis d'un air humide.

DU VENT ET DES MONTAGNES

Les montagnes forment un obstacle au passage du vent. Si le vent ne peut les contourner par le côté, l'air passera par dessus et s'élèvera en longeant le relief. Durant cette ascension, la pression de la masse d'air diminue avec la pression atmosphérique qui décroît avec l'altitude. La diminution relative de pression est d'environ dix pour cent par kilomètre d'altitude. Comme la montée d'une masse d'air est adiabatique, sans échange de chaleur avec le

milieu extérieur, lorsque la pression de la masse d'air diminue, le volume augmente et, ce qui nous intéresse particulièrement ici, la température diminue (tout randonneur sait que le vent d'altitude est glacial). Ainsi, un vent doux à 20 °C qui souffle au fond d'une vallée située à 1 500 mètres d'altitude se refroidira à 5 °C à 3 000 mètres. En redescendant sur l'autre flanc de la montagne, la pression et la température augmentent jusqu'à leur valeur initiale.

ET UN ZESTE D'EAU

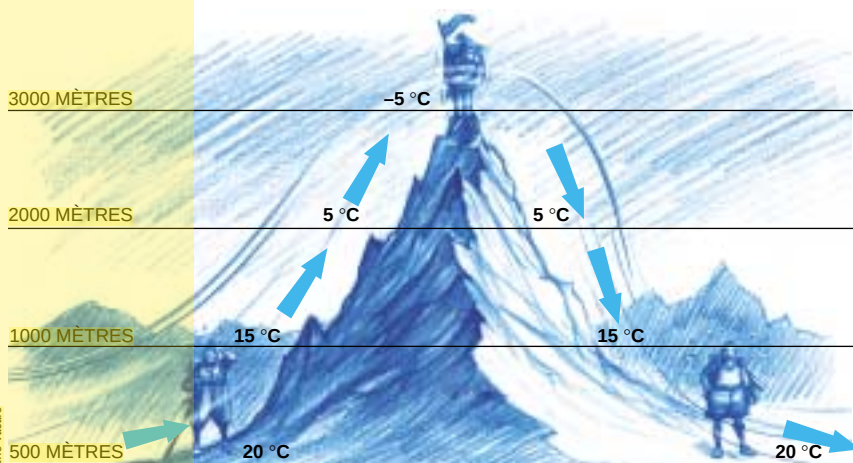
Pour faire naître des nuages, humidifions l'air. Sous forme de vapeur, l'eau est un gaz incolore et inodore. La quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est caractérisée par la «densité d'eau», la masse d'eau contenue dans un mètre cube d'air. À température fixée, cette densité ne peut excéder une quantité nommée densité de vapeur saturante quand l'air humide est en équilibre avec de l'eau liquide. L'air est ainsi saturé juste au-dessus d'un lac ou dans une bouteille d'eau minérale fermée que l'on a laissé repo-

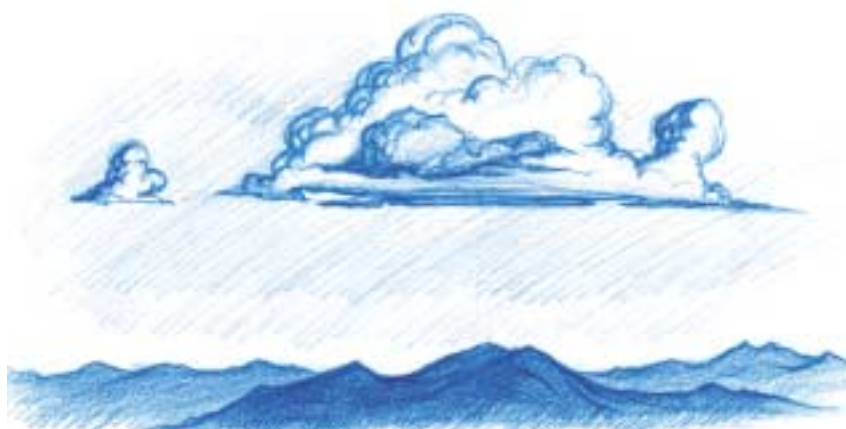
ser quelque temps. Lorsque la densité d'eau de l'atmosphère est inférieure à la densité de vapeur saturante, l'eau liquide s'évapore.

La densité de vapeur saturante dépend fortement de la température de l'air : entre - 20 °C et 40 °C, la densité de vapeur saturante double tous les 10 degrés. À 10 °C un mètre cube d'air peut contenir jusqu'à 9 grammes de vapeur d'eau, et à 20 °C, cette valeur passe à plus de 17 grammes par mètre cube (la masse d'un mètre cube d'air est égale à un kilogramme environ). Le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère est souvent rapporté à la densité de vapeur saturante et le quotient de ces deux quantités est l'humidité relative. Une humidité relative de zéro pour cent correspond à de l'air parfaitement sec, alors que 100 pour cent d'humidité relative correspond à un air saturé.

La densité de vapeur saturante diminue avec la température et, à quantité d'eau égale, l'humidité relative double lorsque la température diminue de dix degrés. Le refroidissement de l'air augmente son humidité relative, sans toutefois pouvoir dépasser la valeur de

100 pour cent qui correspond à de l'air saturé en vapeur d'eau. Cette valeur atteinte, la vapeur d'eau excédentaire se condense en fines gouttelettes d'eau liquide : des nuages ou du brouillard se forment. La rosée qui apparaît durant la nuit résulte aussi de la condensation de l'humidité de l'air et est favorisée par une diminution importante de la température nocturne.





NUAGES À L'HORIZON

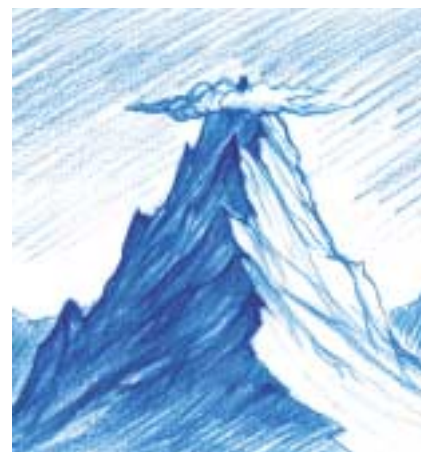
Cette condensation se manifeste aussi lors de ces belles journées de printemps où l'on voit des nuages dont la base parfaitement horizontale est située à une altitude précise. Dans cette situation, l'air monte en raison de la convection thermique due à la chaleur du sol. À une certaine altitude, c'est-à-dire à une certaine température, la saturation est atteinte et une élévation supplémentaire provoque la condensation (c'est la buée qui s'échappe de l'haleine lorsque la température est inférieure à 15 °C). Le plafond nuageux se place donc à l'altitude où l'humidité de l'air atteint 100 pour cent. Plus bas il n'y a pas de condensation, plus haut se forment les nuages.

L'air qui grimpe sur la montagne se refroidit lui aussi et devient saturé en vapeur d'eau à une altitude donnée. Toute élévation supplémentaire engendre la condensation, mais, lors de la descente, l'humidité relative revient à sa valeur initiale et le brouillard dis-

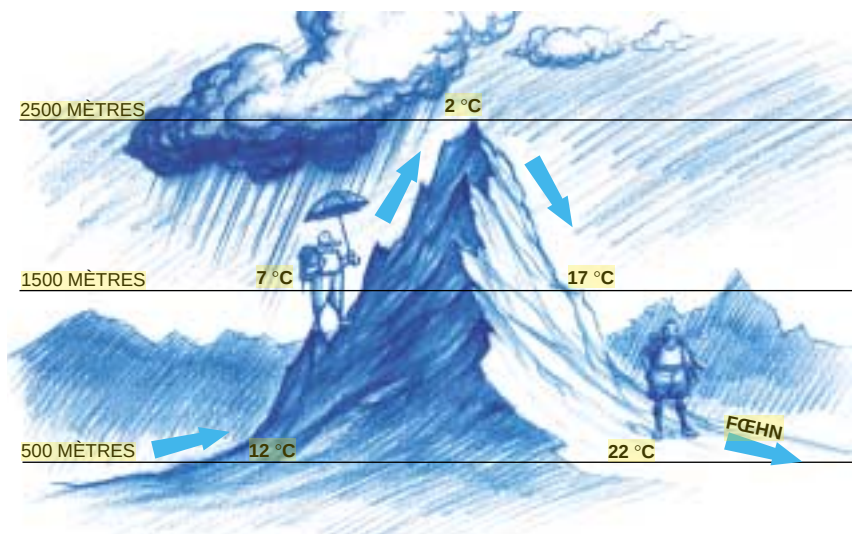
paraît. C'est ce mécanisme qui forme les nuages accrochés aux montagnes, particulièrement visibles sur des sommets isolés comme le Fuji-Yama ou le Kilimandjaro. On observe alors un nuage au flanc de la montagne ou encore un chapeau nuageux fixe couronnant le sommet que le vent semble impuissant à dissiper. En réalité, ce nuage est en perpétuel renouvellement, car il est le siège de la condensation de l'humidité consécutive à l'élévation de l'air humide amené en permanence.

TIENS VOILÀ LA PLUIE!

À l'inverse de l'évaporation qui nécessite de la chaleur, la condensation cède de la chaleur au milieu environnant. La condensation d'un gramme d'eau élève de deux degrés la température d'un mètre cube d'air. Ainsi, l'air en ascension dans un nuage se refroidira moins vite qu'en l'absence d'eau liquide, environ 5 °C par kilomètre de dénivelé. Si la condensation est suffisante, le



brouillard se transforme en pluie ou en neige ce qui diminue le contenu de l'air en eau liquide. Lors de la descente, l'air est comprimé et se réchauffe plus fortement qu'il ne s'est refroidi pendant la montée, car il n'y a plus d'eau liquide à évaporer. Ainsi, sa température au pied opposé de la montagne est supérieure à la température en bas de la montée. Par exemple un vent à 12 °C quasiment saturé d'humidité à 500 mètres d'altitude aura une température de 2 °C en arrivant au sommet à 2 500 mètres. Le déclenchement d'une pluie à cette altitude réduit de moitié la quantité d'eau présente et la température de l'air augmente alors de 20 °C au cours de la descente. L'air qui descend dans la vallée est donc chaud, sa température est égale à 22 °C, et très sec avec une humidité relative inférieure à 25 pour cent. C'est le fœhn. Des phénomènes hydrodynamiques dus à la forme de la montagne augmentent parfois la force du vent et amplifient la variation de température. Il suffit qu'il pleuve de l'autre côté de la montagne pour que la température augmente d'une dizaine de degrés en moins d'une demi-heure. Ajoutée à la température, la faible humidité relative de l'air peut faire fondre très rapidement la neige éventuellement présente. Toutes ces caractéristiques font un vent lourd et désagréable dont les dictons populaires disent qu'il rend fou.



Roland LEHOUCQ est astrophysicien au Service d'astrophysique du CEA. Jean-Michel COURTAY est chargé de recherche au CNRS et travaille au laboratoire Kastler-Brossel (CNRS, ENS, UPMC).

Judith CURRY et Peter WEBSTER, *Thermodynamics of atmospheres and oceans*, in *International Geophysics Series*, vol. 65, 1998.

Le lecteur intéressé trouvera de nombreux liens sur notre site web : www.pourlascience.com