De fysica van stuifsneeuw

In de koude poolgebieden is stuifsneeuw (ook wel sneeuwdrift genoemd) een normaal verschijnsel. Sneeuwdrift begint als de wind sterk genoeg is om losse sneeuwdeeltjes tegen de zwaartekracht en oppervlaktekrachten in op te tillen. De deeltjes waaien vervolgens met de wind mee en worden als de wind luwt elders gedeponeerd.

Dit artikel verscheen in september 2003 in het Nederlands Tijdschrift voor Natuurkunde.

Afbeelding 1. Stuifsneeuw in actie. Foto: Vaughan Weather.

Tijdens de nagenoeg horizontale vlucht vinden er allerlei belangwekkende processen plaats. Zo houdt de stroming bijvoorbeeld de deeltjes voortdurend in de lucht, ze zweven als het

ware. Dit gaat ten koste van de turbulente energie van de stroming. Een ander markant aspect is dat de sneeuwdeeltjes voortdurend aan sublimatie onderhevig zijn en daardoor steeds kleiner worden. In dit artikel zullen deze aspecten van de hydrodynamische interacties tussen de sneeuwdeeltjes en de turbulente stroming besproken worden aan de hand van metingen en modelresultaten.

Tweefasestromingen

Sneeuwdrift is slechts een van de vele tweefasestromingen die de natuur kent. Zo zijn er de welbekende zand- en stofstormen in droge woestijngebieden (denk ook aan de stofstormen op Mars) en op het strand, zeespray (waterdruppeltjes) boven de oceanen en het transport van zand- en kleideeltjes in rivieren en zeeën. Deze hebben met sneeuwdrift gemeen dat het stromende media (gas, vloeistof) over een oppervlak van losse deeltjes zijn. Alle natuurlijke tweefasestromingen zijn manifestaties van identieke fysische processen.

Natuurlijk zijn er ook verschillen tussen deze tweefasestromingen; verschillen die van belang zijn voor de hoeveelheid materiaal die opgewerveld en getransporteerd wordt. Allereerst varieert de grootte van de opgewervelde deeltjes. Kleine stof- en kleideeltjes worden gemakkelijker opgetild dan grote, zware zandkorrels. De dichtheid van zowel deeltjes als medium is hierbij van belang, en dan vooral de verhouding tussen beide: een kleine verhouding (zoals in het geval van zanddeeltjes in water) betekent dat de deeltjes relatief gemakkelijk kunnen worden opgetild. Een tweede verschil is het al dan niet optreden van faseovergangen (verdamping/sublimatie van deeltjes); dit speelt alleen een rol bij sneeuwdrift en bij zeespray. Tenslotte is de kracht waarmee deeltjes door de stroming losgewrikt moeten
worden van belang: cohesieve, elektrostatische, mechanische krachten en natuurlijk de zwaartekracht bepalen de stroomsnelheid die nodig is om deeltjes van de bodem op te tillen.

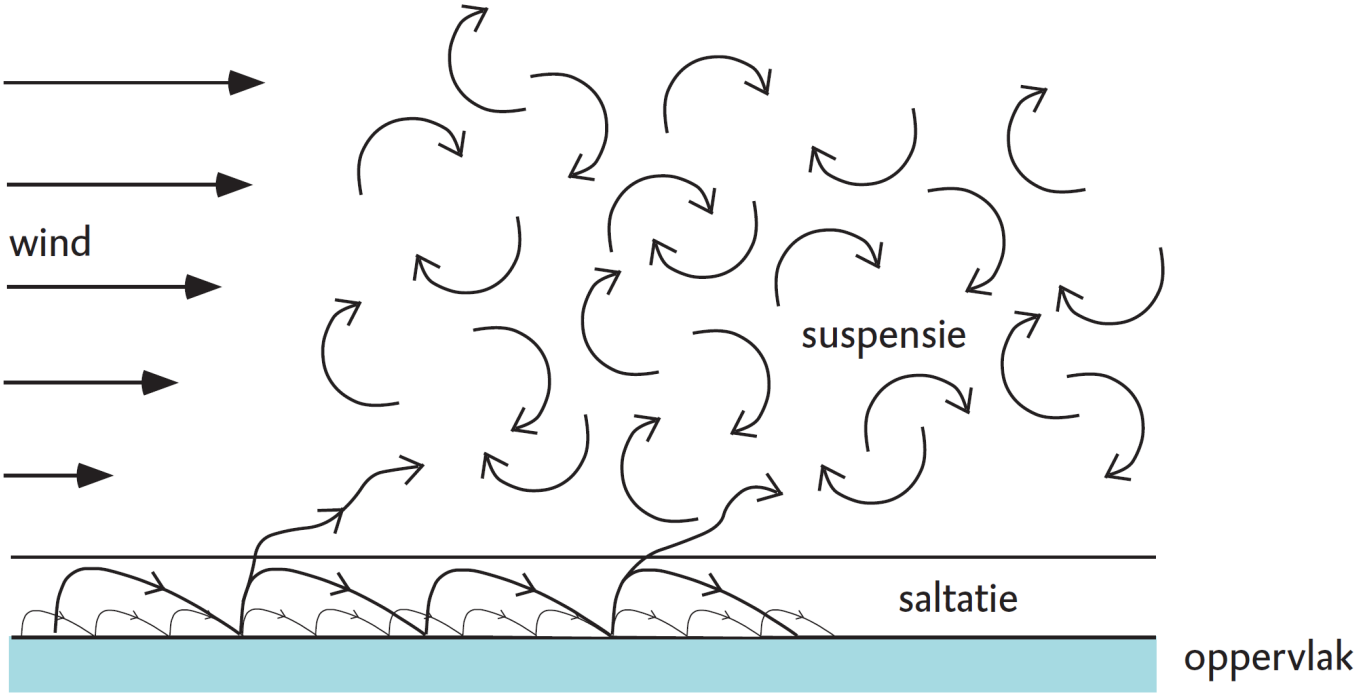
In de meeste tweefasestromingen, en zeker in sneeuwdrift, is de maximale deeltjesconcentratie dusdanig laag dat de deeltjes onderling geen interactie vertonen (met andere woorden: ze ‘merken’ elkaars aanwezigheid niet). Dit gelukkige gegeven leidt tot een belangrijke versimpeling, namelijk dat we de interacties tussen deeltjes onderling mogen verwaarlozen en we de interactie stroming-deeltjes per deeltje kunnen kwantificeren (in tegenstelling tot bijvoorbeeld drijfzand waarin de deeltjesdichtheid veel hoger is).

Specifieke eigenschappen

Sneeuwdrift komt voor waar droge sneeuw aan het oppervlak ligt en waar het hard genoeg waait (ruwweg 7 m/s, ongeveer 3 Beaufort). In sommige winderige streken van Antarctica is het een alledaags verschijnsel: meer dan 90% van de tijd is daar sprake van stuifsneeuw. In de poolgebieden zorgt sneeuwdrift voor een herverdeling van de sneeuwval, waarbij het windveld bepaalt waar erosie dan wel depositie plaatsvindt. In berggebieden wordt het gevaar voor lawines in belangrijke mate bepaald door stuifsneeuw die zich op steile kammen verzamelt. Kortom, sneeuwdrift is om allerlei praktische redenen een belangrijk verschijnsel.

Sneeuwvlokken vallen als neerslag in de vorm van zeshoekige kristallen. Eenmaal op de bodem vindt onder invloed van temperatuur en vocht metamorfose plaats, waarbij de sneeuwdeeltjes gaandeweg ronder van vorm worden. Ook tijdens het windgedreven transport worden de deeltjes door botsingen (met de bodem of met elkaar) en door sublimatie voortdurend afgerond. De meeste sneeuwdriftdeeltjes zijn tussen de 10 en 400 micron groot (in diameter).

De sneeuwkorrels worden door de wind opgewerveld en meegevoerd. In niet al te sterke wind blijven de deeltjes over de bodem stuiteren, waarbij het bij elk contact mogelijk is dat andere sneeuwdeeltjes uit het sneeuwdek gekatapulteerd worden. Deze vorm van deeltjestransport noemen we saltatie (zie afbeelding 2), en blijft in de regel beperkt tot de onderste tien centimeter van de atmosfeer. De deeltjes zijn dus in periodiek contact met de bodem, en de impuls die ze opdoen tijdens hun vlucht verliezen ze grotendeels weer als ze tegen de bodem slaan. Dit mechanisme zorgt voor een effectief neerwaarts impulstransport (van de stroming naar de bodem), waardoor de stroming wordt afgeremd.



Afbeelding 2. Sneeuwdeeltjes in een windveld. Schematische illustratie van de wijze waarop sneeuwdeeltjes in een windveld worden voortgedreven. Nabij het oppervlak zijn vooral de zwaardere deeltjes in periodiek contact met de bodem (saltatie). Daarboven zweven de deeltjes in suspensie met de stroming mee terwijl turbulente bewegingen ze op en neer doen gaan.

Bij verder toenemende windsnelheid neemt de opwaartse turbulente kracht (door middel van wrijving van de luchtstroming) op de deeltjes toe zodat de deeltjes uiteindelijk gaan zweven. Dit noemen we suspensie. In termen van hoeveelheid getransporteerd materiaal is suspensie gewoonlijk veel belangrijker dan saltatie. Deeltjes in suspensie zweven op een zekere gemiddelde hoogte terwijl ze horizontaal met de wind meebewegen. Dit niveau wordt bepaald door de balans tussen een opwaarts (door de turbulente wrijvingskracht) en een neerwaarts (door de zwaartekracht) gericht deeltjestransport. De daaruit volgende formule wordt in vrijwel alle tweefaseproblemen waarin suspensie van belang is gebruikt:

$$\kappa u_* z \frac{\partial \eta}{\partial z} = -V \eta,$$

waar $\kappa = 0{,}4$ de von-Kármán-constante is, u_* de wrijvingssnelheid (een maat voor de verticale gradiënt in windsnelheid en het verticale impulstransport), z de hoogte boven het oppervlak en η de dichtheid van gesuspendeerde deeltjes. De valsnelheid (V) hangt vooral af van de grootte van de deeltjes en wordt vaak empirisch bepaald, behalve bij kleine deeltjes

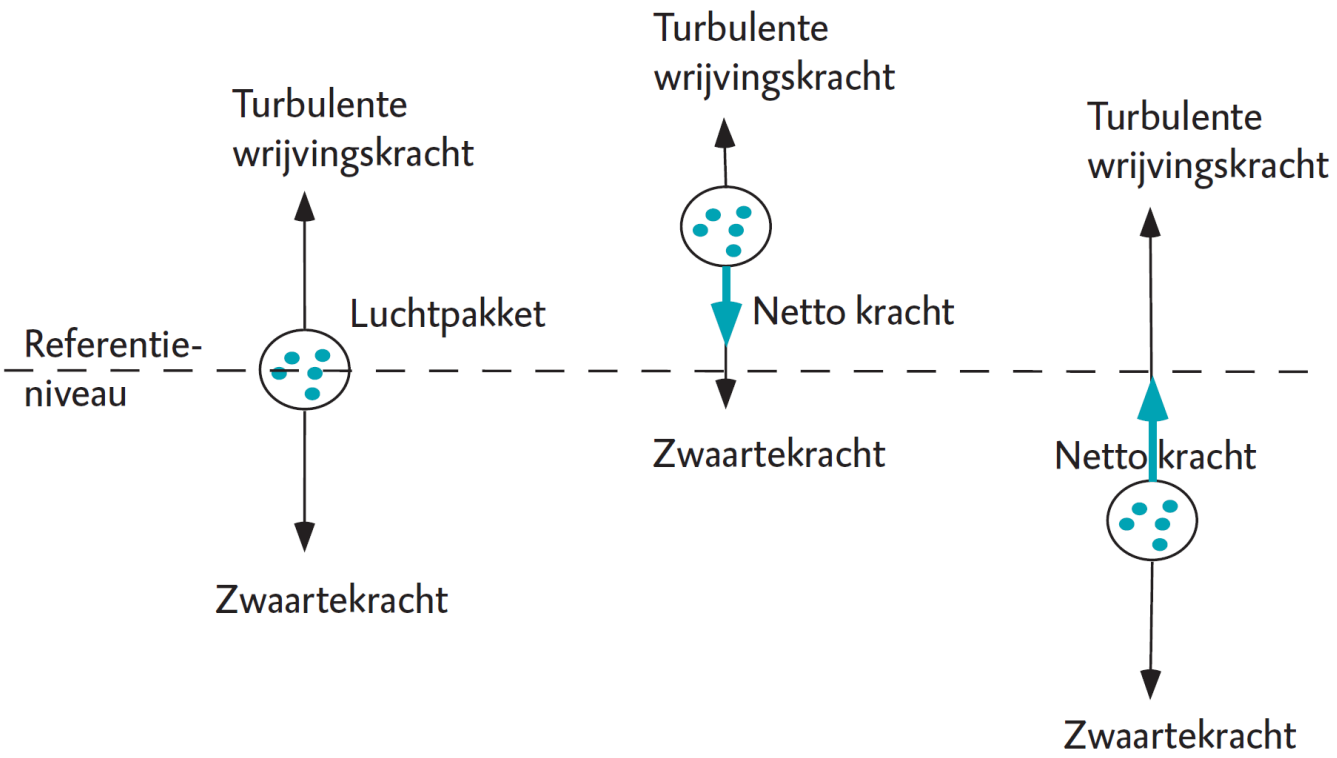
waarvoor we de Stokes-benadering kunnen toepassen. Het opwaarts gerichte turbulente deeltjestransport (linkerkant van de vergelijking is het grootst nabij het oppervlak en wordt naar boven toe kleiner. Als we deze vergelijking oplossen voor η blijkt dat deeltjesconcentratie (de massa aan gesuspendeerd materiaal) inderdaad sterk afneemt met de hoogte:

$$\frac{\eta}{\eta_R} = \left(\frac{z}{z_R} \right)^{-V/\kappa u_*}.$$

Hierin is η_R de deeltjesdichtheid op referentiehoogte z_R. Grote deeltjes (met grote V) blijven dicht bij het oppervlak, terwijl kleine deeltjes tot grote hoogtes opgewerveld kunnen worden.

Interactie met turbulentie

Het verticale profiel van het tweefasemengsel lucht/sneeuwkorrels is stabiel gelaagd (meer deeltjes en dus meer massa onderin). Deze situatie is conceptueel identiek aan die van een koude winternacht waarbij de lucht nabij het aardoppervlak het koudst is. In een stabiele laag worden turbulente bewegingen gedempt, zoals is geïllustreerd in afbeelding 3 in het geval van sneeuwdrift. Een pakketje lucht met daarin een zekere hoeveelheid gesuspendeerde sneeuwdeeltjes bevindt zich op een hoogte (het referentieniveau) waar de opwaarts gerichte turbulente wrijvingskracht in balans is met de zwaartekracht. Stel dat het pakketje door een toevallige turbulente beweging omhoog geduwd wordt. Op dit hogere niveau zijn minder deeltjes aanwezig en is de opwaartse wrijvingskracht dus minder sterk (anders zouden er wel meer deeltjes zijn). Het gevolg is een netto neerwaartse kracht waardoor het pakketje naar het referentieniveau teruggeduwd wordt. Hetzelfde geldt voor een initiële neerwaartse beweging. Kortom, de stabiele stratificatie dempt de turbulente bewegingen die het pakketje op en neer doen gaan.



Afbeelding 3. Een samenspel van krachten. Schematische illustratie van het krachtenspel op een pakketje lucht met daarin een zekere hoeveelheid gesuspendeerde deeltjes. De turbulente wrijvingskracht neemt af met de hoogte waardoor het pakketje steeds naar zijn oorspronkelijke niveau teruggeduwd wordt. Dit gaat ten koste van de turbulente energie van de stroming.

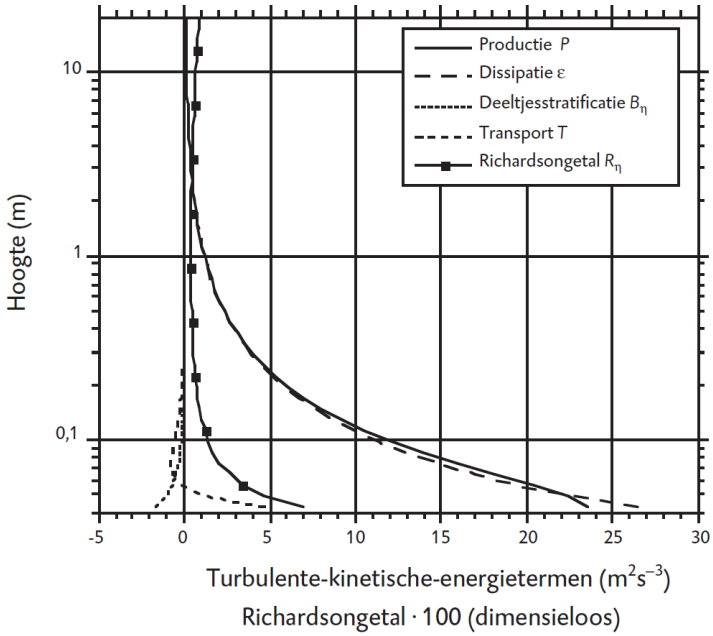
Kader: het Richardson-getal

De turbulente kinetische energie E van de stroming (evenredig met $(u_*)^2$) neemt onder invloed van het gestratificeerde gesuspendeerde deeltjesprofiel (B_η) af. In formulevorm:

\(\frac{\partial E}{\partial t} = P – B_H – B_\eta + T – \epsilon \).

Hierin is P de productie, BH de reductie van E als gevolg van een stabiele temperatuurstratificatie (koud en zware lucht beneden, warm en licht boven), T het verticale transport en ε de dissipatie van de turbulente kinetische energie van de stroming. Het dimensieloze Richardson-getal wordt gedefinieerd als de verhouding tussen de reductie door deeltjes en van de interne productie van turbulente energie: $R\eta = -B\eta\ P$ (R_η is altijd positief), en is een maat voor de door de gesuspendeerde deeltjes veroorzaakte afname van E. Met

name vlakbij de bodem (waar B_η het grootst is omdat de gradiënt in de deeltjesconcentratie maximaal is) kan B_η de balans tussen turbulente productie en dissipatie danig verstoren (zie afbeelding 4).



Afbeelding 4. Het Richardson-getal.
Gesimuleerde verticale profielen van de turbulente kinetische-energietermen voor een typische sneeuwdriftsituatie. De dikke lijn geeft het dimensieloze Richardson-getal weer ($R_\eta=B_\eta/P$). B_η en R_η zijn het grootst nabij het oppervlak, aar de deeltjesconcentratie het grootst is.

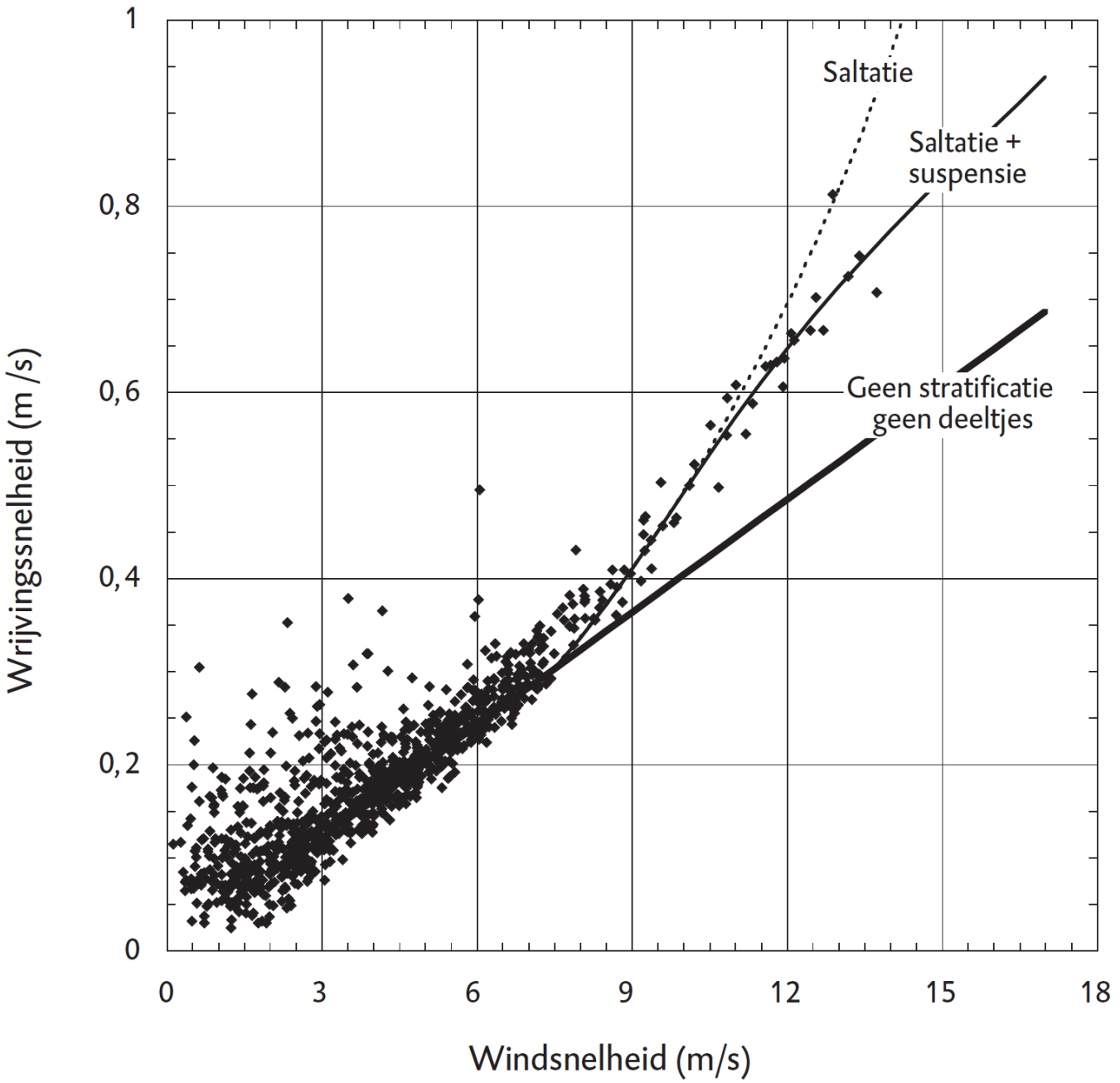
Dit effect kan ook op een andere manier bekeken worden. Gesuspendeerde sneeuwdeeltjes zweven op een zekere gemiddelde hoogte. De stroming verricht voortdurend arbeid om de deeltjes in de lucht te houden, waarbij de wrijving tussen deeltjes en de stroming de turbulente bewegingen afremt. Dit gaat derhalve ten koste van de turbulente energie van de stroming. Nu gaan in een normale (sneeuwdeeltjesloze) stroming turbulente bewegingen gepaard met het verticale transport van horizontale impuls, warmte en vocht. Doordat in een tweefasestroming een deel van de turbulente energie gebruikt wordt om de deeltjes te laten zweven, moeten de turbulente transporten dus afnemen. Dit betekent dat impuls minder snel

naar beneden wordt afgevoerd (alwaar het gedissipeerd wordt), en dat de stroming minder af zal remmen dan een sneeuwdeeltjesloze stroming. De turbulente energie neemt onder invloed van de gesuspendeerde deeltjes af, maar de stroomsnelheid (u) neemt juist toe. Dit is eenvoudig in te zien als we het verticale windprofiel bekijken:

$$u(z) = \frac{u_* (1+R_\eta)}{\kappa} \ln \frac{z}{z_R} + u(z_R)$$.

Dit is de gebruikelijke vergelijking voor de windsnelheid in de onderste tientallen meters van de atmosfeer. Het is duidelijk dat de windsnelheid perfect logaritmisch met de hoogte toeneemt als er geen stratificatie is ($R_\eta = 0$). De term $(1 + R_\eta)$ geeft aan dat de aanwezigheid van gesuspendeerde deeltjes de stroomsnelheid doet toenemen ten opzichte van een stroming zonder deeltjes; het Richardson-getal R_η is immers positief omdat de deeltjesconcentratie altijd naar boven toe af zal nemen.

De invloed van deeltjes op de stroming manifesteert zich dus op twee manieren. De stuiterende deeltjes in saltatie veroorzaken een toename van het neerwaartse impulstransport, terwijl de zwevende deeltjes in suspensie turbulentie dempen waardoor het impulstransport juist afneemt. Hoe deze twee effecten samengaan in een realistische stroming is weergegeven in afbeelding 5, waar de wrijvingssnelheid (een maat voor het impulstransport) is uitgezet tegen de windsnelheid. In een stroming zonder deeltjes en zonder thermische stratificatie is dit verband lineair (zie de vergelijking hirboven). Duidelijk is dat saltatie en suspensie pas een rol spelen als de windsnelheid groter is dan 7 m/s, als sneeuwdrift daadwerkelijk optreedt. Voor windsnelheden tot zo’n 10 m/s zijn er nog relatief weinig deeltjes in suspensie en overheerst het effect van saltatie: het impulstransport neemt toe (ten opzichte van een identieke stroming zonder deeltjes). Voor hogere windsnelheden neemt de hoeveelheid gesuspendeerd materiaal sterk toe en gaat suspensie de stroming beïnvloeden: het effect van saltatie wordt dan deels tenietgedaan doordat het impulstransport wordt belemmerd. Het aantal meetpunten met een hoge windsnelheid is helaas beperkt. Desondanks lijken ze de theorie te ondersteunen. Hoewel het aantal deeltjes in suspensie vele malen groter is dan in saltatie, is het effect van saltatie op de stroming in realistische windsnelheden toch overheersend.



Afbeelding 5. Wind- en wrijvingssnelheid. Metingen van de wrijvingssnelheid (een maat voor het verticale impulstransport) als functie van de windsnelheid op twee meter hoogte. De dikke lijn geeft het theoretische verband in een niet-gestratificeerde stroming zonder deeltjes. Boven een zekere windsnelheid (~7 m/s) veroorzaakt sneeuwdrift in de vorm van saltatie en suspensie afwijkingen hierop. De datapunten representeren uurgemiddelde waardes en zijn gemeten op Antarctica.

Sublimatie van sneeuwdrift

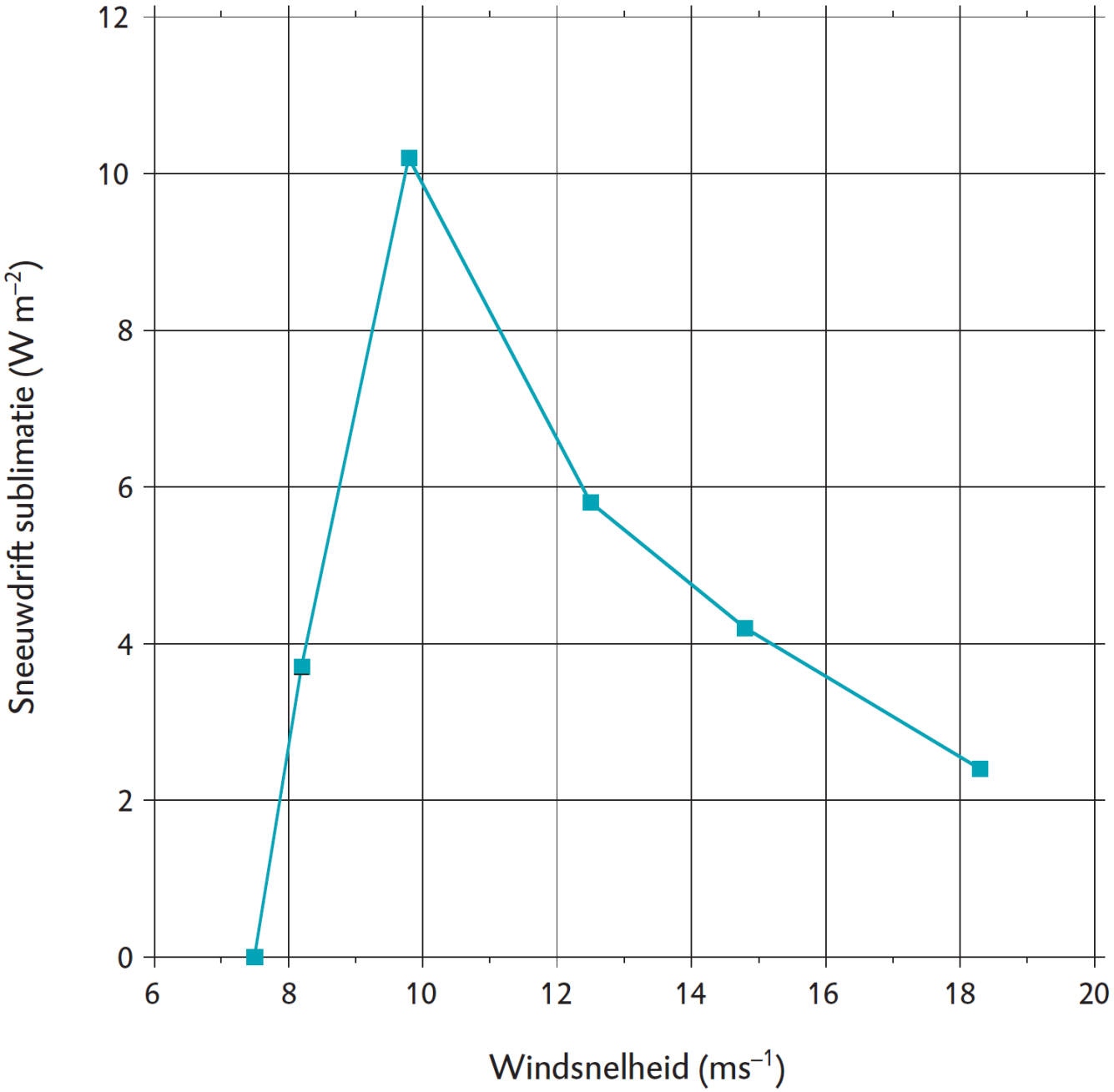
Overal aan het aardoppervlak vindt verdamping plaats. Het gevolg hiervan is dat er

waterdamp in de onderste lagen van de atmosfeer terechtkomt, die door turbulente bewegingen omhoog getransporteerd wordt. Dit transport is evenredig met de verticale gradiënt in de waterdampconcentratie. Tijdens sneeuwdrift is niet alleen het sneeuwoppervlak een bron van waterdamp, maar zijn de rondzwevende sneeuwdeeltjes dat ook. De opgewervelde deeltjes zijn namelijk aan sublimatie onderhevig. Sneeuwdriftsublimatie hangt op een ingewikkelde manier af van het snelheidsverschil tussen het deeltje en de stroming (dit is het grootst bij grote, logge deeltjes), van de grootte van het deeltjes (dit bepaalt het oppervlak waarover sublimatie plaats kan vinden) en van de vochtgradiënt tussen deeltjes en de omringende lucht. Dit is een bijzonder effectief proces, omdat het totale oppervlak waarover sublimatie plaatsvindt van alle zwevende deeltjes tezamen veel groter is dan dat van het sneeuwoppervlak.

Er zijn echter beperkende factoren. Zo heeft sublimatie tot gevolg dat de gesuspendeerde deeltjes kleiner worden, wat de sublimatie tegengaat. Een belangrijker effect is dat de sublimatie van sneeuwdrift dusdanig efficiënt verloopt dat de omringende lucht binnen de kortste keren verzadigd raakt: de turbulente bewegingen zijn niet sterk genoeg om de enorme hoeveelheid waterdamp snel af te voeren. Omdat sneeuwdriftsublimatie evenredig is met de vochtgradiënt stokt de productie van waterdamp als alle lucht verzadigd is. Deze negatieve terugkoppeling is de belangrijkste beperking voor de productie van waterdamp ten gevolge van de sublimatie van sneeuwdrift.

Dit kan worden verduidelijkt aan de hand van afbeelding 6, waar de totale hoeveelheid sneeuwdriftsublimatie is weergeven als functie van de windsnelheid. Voor relatief zwakke winden is sneeuwdriftsublimatie niet erg groot en zal de lucht niet of nauwelijks verzadigd raken. Bij sterkere wind (met meer gesuspendeerde deeltjes) neemt sneeuwdriftsublimatie toe. Al dat vocht leidt tot verzadiging van de lucht nabij het aardoppervlak, waar sneeuwdriftsublimatie maximaal is omdat zich daar de meeste (en grootste) deeltjes bevinden. Hierdoor neemt sneeuwdriftsublimatie nabij het oppervlak af tot nul. Hogerop is de lucht nog niet verzadigd en daar kan sneeuwdriftsublimatie gewoon doorgaan, hoewel er veel minder deeltjes zijn. Hoe sterker de wind, hoe hoger het zwaartepunt van sneeuwdriftsublimatie komt te liggen. Waarnemingen op Antarctica laten zien dat onder bepaalde omstandigheden een verzadigde laag van wel vier meter dik kan ontstaan. In zulke omstandigheden vindt er praktisch geen sublimatie meer plaats. In heel sterke winden neemt de totale hoeveelheid gesublimeerde sneeuwdrift dus af, waardoor er een optimum is voor

middelmatige winden.



Afbeelding 6. Sneeuwdriftsublimatie en windsnelheid. Totale hoeveelheid sneeuwdriftsublimatie (gesommeerd over een dag en over de gehele atmosferische grenslaag) als functie van windsnelheid. De resultaten zijn afkomstig van een eendimensionaal (verticaal) model van de onderste honderd meter van de atmosfeer. Bij lage windsnelheid neemt de sublimatie toe omdat er steeds meer deeltjes in suspensie komen. Bij hoge windsnelheden raken de onderste luchtlagen relatief snel verzadigd, wat de sublimatie onderdrukt.

Ondanks deze negatieve terugkoppeling is sneeuwdriftsublimatie van groot belang voor het massabudget van gletsjers en ijskappen. Zo tonen berekeningen aan dat 20% van de sneeuw die als neerslag op Antarctica valt vervolgens door sneeuwdriftsublimatie weer naar de atmosfeer verdwijnt. Dit is ongeveer evenveel als het massaverlies door sublimatie van het oppervlak.

Literatuur

1. C. E. Adams Jr. en G. L. Weatherly, ‘Some effects of suspended sediment stratification on an oceanic bottom boundary layer’. J. Geophys. Res., 86 (1981), 4161–4172.

2. R.Bintanja, ‘Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description’, Bound.-Layer Meteorol., 95 (2000), 343–368.

3. R. Bintanja, ‘Modification of the wind speed profile caused by snowdrift: results from observations’, Quart. J. R. Meteorol. Soc., 127 (2001), 2417–2434.

4. S. J. Déry, P. A. Taylor en J. Xiao, ‘The thermodynamic effects of sublimating snow in the atmospheric boundary layer’, Boundary-Layer Meteorol., 89 (1998), 251–283.

5. J. L. Lumley, ‘Two-phase and non-Newtonian flows’, in: Topics in Applied Physics, Vol. 12 (1978), P. Bradshaw (Ed.), Springer New York, 289–324.