

NILU TR: 12/88

NILU TR : 12/88
REFERANSE: O-1271
DATO : DESEMBER 1988
ISBN : 82-7247-973-7

SANDFLUKT

GENERELT OM VINDEFFEKTER BASERT PÅ
LITTERATURSTUDIER

Y. Gotaas



NILU

NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING
Norwegian Institute For Air Research
POSTBOKS 64 — N-2001 LILLESTRØM — NORWAY

SAMMENDRAG

En sandflate er utsatt for vinderosjon og sandflukt når vindstyrken når en kritisk verdi. Denne terskelverdien avhenger av partikkelstørrelse og overflateruhet. Som oftest er den av størrelse 10 m/s. Sandkorn med diameter mellom 0,03 og 0,5 mm føres opp i luften av sterke turbulensvirvler og følger med luftstrømmen et kort stykke. Idet de igjen når bakken, støter de opp partikler som er mindre eller av samme størrelse, eller de støtes selv opp når de treffer større partikler. Det er denne mekanismen ("saltasjon") som forårsaker sandflukten.

De mindre sandkornene, under 0,03 mm i diameter, kan føres med av luftstrømmen over lange avstander ("suspensjon"), og avsettes etter hvert. Partikler over 0,5 mm i diameter kan bare skyves framover langs bakken av støtet fra "salterende" partikler. Denne "kryp"-bevegelsen er imidlertid meget langsom.

Saltasjonen foregår i den laveste meter eller så over bakken og utgjør hovedtyngden av massetransporten. Suspensjonen kan her nærmest neglisjeres.

Massetransporten og erosjonen øker sterkt med vindhastigheten (med 3dje potens). Vinden er alltid mer eller mindre turbulent, og vindstøt fører derfor til en ujevn sandflukt.

I strømmende vann vedlikeholdes saltasjonen av friksjonen mot bunnen. Det gis ingen terskelverdi for strømhastigheten tilsvarende for en luftstrøm. Små partikler rives imidlertid løs og føres med i suspensjon. Langs en strand fører bølgebevegelsene til langsgående revler. En strandkant som jevnlig holdes våt ved overskylling, hindrer sandflukt. Den dannes først over sanddynene lenger bak.

Tilplanting er beste mottiltak mot erosjon og sandflukt. Effekten er stor, selv ved delvis tildekning. En 40% dekning av overflaten reduserer tapet med 90%.

INNHALDSFORTEGNELSE

	Side
SAMMENDRAG	1
1 INNLEDNING	3
2 VINDTRANSPORT AV PARTIKLER	4
3 RESULTATER FRA FORSØK OG STUDIER FORETATT I TIDEN ETTER BAGNOLD	11
3.1 Transportmekanismer	11
3.2 Massetransport	13
3.3 Uttynning og avsetning	14
3.4 Mottiltak	15
4 SANDBEVEGELSER OG STRANDFORMASJONER FORMET AV BØLGER	16
5 REFERANSER	17
6 LITTERATUR OM VINDEROSJON OG RESUSPENSJON - NYTTET, MEN IKKE DIREKTE REFERERT TIL	18

SANDFLUKT

GENERELT OM VINDEFFEKTER BASERT PÅ LITTERATURSTUDIER

1 INNLEDNING

I sterk vind er løsmasser av fint fordelte partikler utsatt for vind-erosjon. De grovere fraksjoner forflyttes langs eller tett nær bakken mens finfraksjonen danner støvskyer som kan transporteres over lange avstander. Vitenskapelige undersøkelser har i første rekke vært viet ørkenstøv og utsatte jordbruksområder (USA). I senere år har økte luftforurensninger gjort oppvirvling (re-emittering, resuspensjon) av partikler fra bakken til et omfattende forskningsfelt. Vindtransport av sand, erosjon av dyrkningsjord og resuspensjon omfatter samme fysiske prosesser, men målsetninger og terminologien kan variere.

I tillegg til feltforsøk er det utført en rekke eksperimenter i vind-tunneler. Forskjell i skala og tidvis bruk av ensartet partikkelstørrelse gir imidlertid at resultatene i vindtunneler ikke uten videre kan overføres.

I Norge har Klemsdal kartlagt områder utsatt for vinderosjon (Klemsdal, 1969). Sandflukt på Jæren er studert av Sjulsen (Sjulsen, 1982) og Wishman (Wishman, 1987). For øvrig kjenner en ikke til andre norske arbeider på området. Sandflukt fører da heller ikke til mange miljøproblemer i Norge.

Fysikken i sandflukt ble først studert av Bagnold (Bagnold, 1954). Hans studier i den Libyske ørken, i vindtunneler og i laboratoriet og hans teoretiske arbeider danner grunnlaget for alle senere studier. Et kort resymé av hans klassiske beskrivelse av fysiske prosesser er derfor gitt i det følgende kapittelet.

2 VINDTRANSPORT AV PARTIKLER (Bagnold (1954))

Vindtransport av sandkorn er eksempel på partikkeltransport i et strømmende medium. Partiklene påvirkes av to krefter: tyngden og luftmotstanden. (Tyngden er proporsjonal med d^3 og luftmotstanden med d^2 , hvor d er partikkeldiameter.) Forholdet mellom dem blir en funksjon av partikkeldiameteren og vindhastigheten og avgjørende for partikkelbanen. Naturlige partikler er sjelden kuleformede. Den midlere diameter multipliseres derfor med en formfaktor, som for vindblåste sandkorn er ca. 0,7.

Selv nær bakken er luftstrømmen turbulent. Vertikale strømmer større enn fallhastigheten kan løfte en partikkel opp fra bakken. Partikkelen føres så fremover av luftstrømmen inntil tyngden bringer den ned til overflaten igjen. Figur 1 viser typiske partikkelbaner.



Figur 1: Typiske partikkelbaner (Bagnold, 1954).

Til en bestemt vindhastighet svarer en kritisk partikkelstørrelse. Partikler som er mindre transporteres som en oppløsning (suspensjon) og lengre jo mindre de er. De utgjør støvet i luften og slammet i vannet. Partikler større enn den kritiske diameter kan bare bevege seg langs bakken. Ved vanlige vindstyrker er kritisk diameter av størrelse 0,2 mm, omtrent som, eller litt under den midlere kornstørrelse i vanlig sand.

Vindhastigheten øker med høyden over bakken. Graden av hastighetsøkning avhenger av overflateruheten. Den er minst over en jevn overflate. Turbulensen og styrken av vertikalhastigheter øker derimot med

graden av ujevnheter. Sammenhengen mellom vindhastigheten, V_Z , målt i høyde Z , friksjonshastigheten V_x og ruhetsparameteren k over en overflate er:

$$V_Z = 5,75 \cdot V_x \log Z/k \quad (1)$$

I et logaritmisk diagram blir friksjonshastigheten et uttrykk fra vertikalgradienten, ved siden av at den er et mål for draget strømmen øver på overflaten (skjærspenninger). (Bagnold bruker log, mens det er vanlig å bruke ln. Det gir endret konstantverdi.) Vi har her valgt å nytte Bagnolds benevnelse og nomenklatur, som gjør det også lettere å sammenholde tekst med hans figurer.

For å bevege et sandkorn på bakken må V_x nå en kritisk verdi V_t .

$$V_t = A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho} g d}, \quad (2)$$

hvor σ er tettheten av sandkornet og ρ er tettheten av luften (vannet).

Den tilsvarende kritiske vindhastigheten (terskelverdi) i en vilkårlig høyde Z :

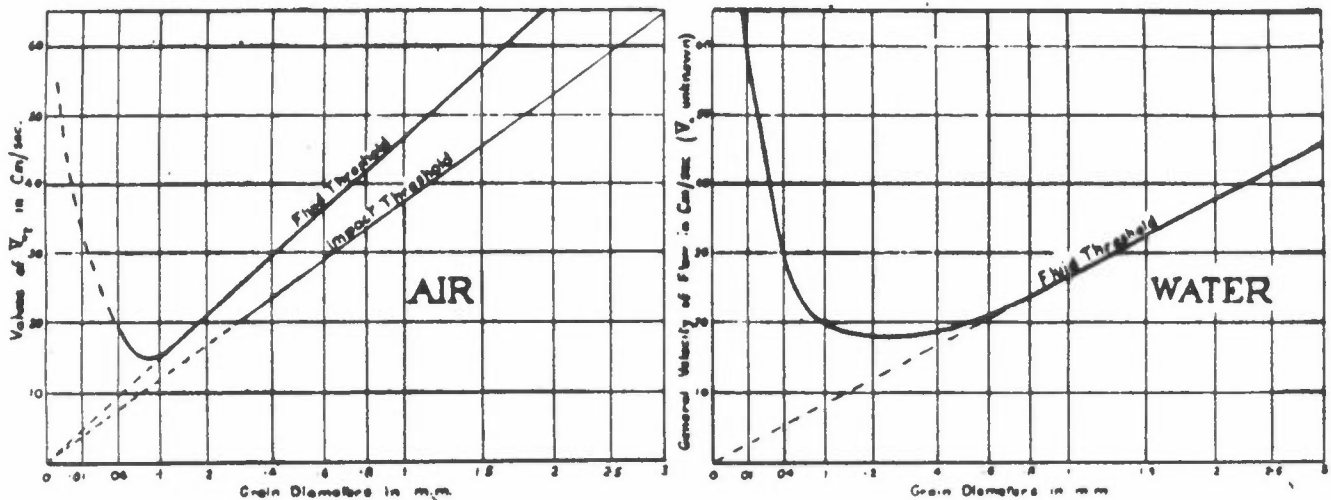
$$V_{Z_t} = 5,75 A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho} g d} \log \frac{Z}{k} \quad (3)$$

Ruhetsparameteren k er ca. 1/30 av høyde av ujevnheter (for en flat sandflate $d/30$). (Vanlig brukes Z_0 for ruhetsparameteren.) For luft settes $A = 0,08$ og for vann ca. 0,2. Uttrykket for luft gjelder sandkorn med justert diameter, d , over 0,2 mm. (I vann for korn over 0,6 mm.)

Sand er til vanlig en blanding av korn av ulike størrelser. Etterhvert som strømhastigheten øker beveges de mest eksponerte sandkornene, og hvis alle størrelsene er eksponerte, først de som tilsvarer lavest verdi av V_t . De er oftest få og fjernes raskt. I praksis bestemmes

derfor terskelverdien av den dominerende diameter. Den vil gradvis øke etterhvert som de mindre partikler fjernes. Dette gjelder imidlertid hvor det ikke skjer en jevnt tilførsel av partikler.

Det som hittil er nevnt gjelder for en sandflate såvel under vann som i luft. Figur 2 viser variasjoner i kritisk hastighet i luft og i vann (threshold velocity) som funksjon av partikkelstørrelse. Så snart bevegelsen av kornene er kommet igang, blir forholdene meget forskjellige. Dette som følge av den store tetthetsforskjellen vann - luft, for støt mellom partikler og for væskemotstanden.



Figur 2: Variasjon av terskelverdi (threshold velocity) med kornstørrelse i luft og i vann (Bagnold, 1954).

I luften får et sandkorn en krummet bane. Når det treffer overflaten (under en vinkel mellom 10° og 16°) og det treffer et langt større korn ("pebble" = grus, småstein), er momentet tilstrekkelig til at det selv spretter opp til en høyde på hundre til tusen ganger sin korndiameter. Treffer det et tilsvarende eller mindre korn, slås dette opp til en tilsvarende høyde. Det er denne mekanismen som vedlikeholder lufttransporten, og ikke at strømmer selv plukker opp sandkorn. På toppen av partikkelbanen når sandkornet sin maksimale lineære hastighet, som blir meget nær strømhastigheten. Bagnold bruker benevnelsen saltation (saltasjon) om denne transportmekanismen, hvor de enkelte sandkorn utfører en "hoppende" bevegelse.

Bevegelsesmomentet for en partikkelstrøm representerer en motstandskraft. Under stasjonære forhold oppnås en balanse som bevirker at terskelverdien i en bestemt høyde holder seg konstant uavhengig av hastighetsgradienten. Vindhastigheten nær overflaten reduseres til og med, selv når vindhastigheten øker høyere oppe. Den blir under terskelverdien for væsken og hindrer vinden i å plukke opp sandkorn direkte.

De minste sandkornene, med meget små fallhastigheter, følger med luftstrømmen som støvskyer. "Suspension", kaller Bagnold dette. Bare saltasjon kan bringe kornene opp i luften. Vinden er uten effekt på en jevn overflate av fineste sandkorn.

Store sandkorn skyves langs overflaten av vindpress og salterende korn. Støt fra et sandkorn skyver et korn for stort til å beveges direkte av vindpresset. Transporthastigheten blir imidlertid meget liten (måles i cm pr. år). "Creep" kaller Bagnold denne bevegelsen.

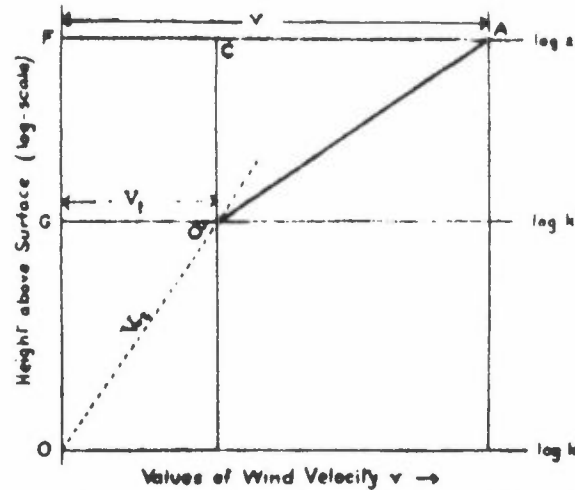
Totalfluksen av sand i luften (massetransporten) gjennom et tverrsnitt avhenger bare av hastighetsgradienten over saltasjonsnivået og av størrelsesfordelingen av kornene. Fluksen synes uavhengig av mindre ujevnheter i sandoverflaten skapt av luftstrømmen.

I en vannstrøm er momentet så stort at saltasjonsmotstanden blir ubetydelig. Strømmen føler derfor bare friksjonen fra bunnen og formotstanden ("draget") fra ujevnheter. Da friksjonen er uavhengig av hastighetsgradienten vil sandfluksen avhenge av bunnens form og av ujevnheter skapt av sandtransporten.

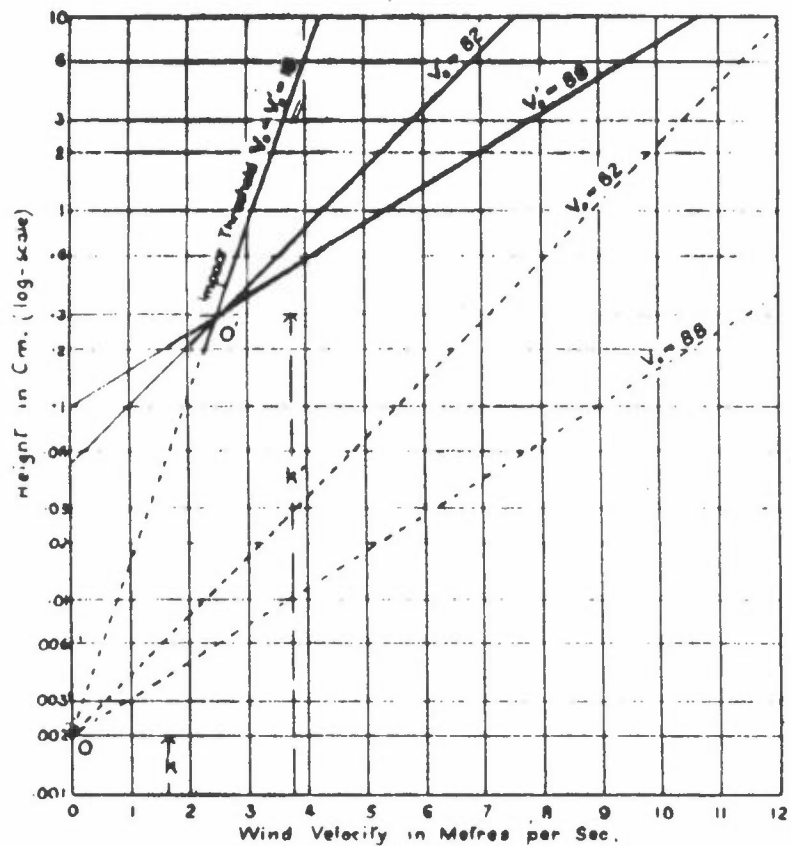
I luft, med terskelverdi V_t i høyden k^1 , og idet vi tar hensyn til sandbevegelsen under, blir vindhastigheten i en vilkårlig høyde Z (figur 3 og figur 4):

$$V_Z = 5,75 V_x^1 \log \frac{Z}{k^1} + V_t \quad (4)$$

(hvor V_x^1 er friksjonshastigheten i høyde k^1). For fin sand er k^1 av størrelse 0,3 cm for en jevn flate og 1 cm for vanlig sand (dynesand) (Bagnold angir også 3 cm over vanlig sand). Sammenhengen mellom vindhastighet, friksjonshastighet ("wind gradient") og terskelverdi er vist i figur 3 og i figur 4.



Figur 3: Sammenheng mellom vindstyrke, vindgradient og terskelverdien V_t (Bagnold, 1954).



Figur 4: Vindhastighetsfordeling (Bagnold, 1954).

"Prikkete linjer viser vindhastigheten over en fast sandoverflate i henhold til Prandtl's lov for en ujevn overflate:

$$V_z = 5,75 V_x \log z/k$$

Heltrukne linjer gir hastigheter når sand er i bevegelse, tilsvarende en modifisert lov:

$$V_z = 5,75 V_x^1 \log \frac{z}{k^1} + V_t$$

V_z = vindhastighet i vilkårlig høyde z .

V_t = terskelverdi for å bevege sand (målt i høyde k^1).

$k = \frac{1}{30}$ av midlere høyde av overflateujevnheter (midlere korndiameter)

k^1 = høyde av små ujevnheter (ripples)

$V_x = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ hvor τ = ordinær motstand over fast overflate

ρ = tetthet av luft

$V_x^1 = \sqrt{\frac{\tau^1}{\rho}}$ hvor τ^1 = motstand som skyldes sandbevegelse"

Som nevnt vil en kontinuerlig saltasjon kunne vedlikeholdes ved en vindstyrke lavere enn terskelverdien for strømmen. De salterende sandkornene blir da tilført en energi tilsvarende energitapet når de treffer bakken.

I vann vedlikeholdes saltasjonen av den direkte kraftoverføringen fra strømmen til sandkornene på bunnen. Det finnes derfor ingen tilsvarende terskelverdi som i luft.

For sandkorn med diameter 0,25 mm og større er A i ligning (2) ved eksperimenter funnet lik 0,08. Det gir

$$V_t = 0,46 \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho}} g d^1 \log \frac{k^1}{k} \quad (5)$$

Det gir for luft og kvartsand når $k^1 = 1$ cm:

$$V_t = 680 \sqrt{d^1} \log \frac{30}{d} \text{ i cgs-enheter.} \quad (6)$$

For sand av ulike kornstørrelser velges d som den midlere diameter av kornene i overflaten. Disse kornene er vanligvis større enn de underliggende.

Omtrent 75% av den totale sandflukt skjer i form av saltasjon og 25% ved kryp langs bakken. Massetransporten av sandkorn i suspensjon med diameter under 0,02 mm kan neglisjeres i denne forbindelse.

Totalfluksen av sand, q , avhenger av den midlere korndiameter, av størrelsesfordelingen og av vindøkningen med høyden (uttrykt ved friksjonshastigheten).

$$q = \alpha C \sqrt{\frac{d}{D}} \frac{g}{g} V_x^3 \quad (7)$$

hvor D = standard kornstørrelse = 0,025 cm

og $\alpha = 6,58 \cdot 10^{-4}$.

C har verdien:

- 1,5 for nær uniform sand
- 1,8 for naturlig fordelt sand
- 2,8 for sand med meget stor bredde i størrelsefordelingen.

Herav følger:

- Sandflukten øker raskt med vindhastigheten (3dje potens).
- Det er en tendens til at mer sand avsettes på bakken når sandflukten starter over et området med store korn og sand transporteres inn over et område hvor kornstørrelsen er mindre og mer uniform.

Som eksempel gir Bagnold sandflukten over en sanddyne når vindhastigheten, V , måles i høyde 1 m:

$$q = 1,5 \cdot 10^{-9} (V - V_t)^3 \text{ i cgs-enheter} \quad (8)$$

Observert vindfordeling i sandfluktlaget gir høyden av nivået hvor motstandskraften fra saltasjonen har et maksimum, som funksjon av friksjonshastigheten V_x^1 og topphøyden i den midlere partikkelbane.

3 RESULTATER FRA FORSØK OG STUDIER FORETATT I TIDEN ETTER BAGNOLD

Som nevnt i innledningen har interessen vært større for vinderosjon av jord og for reemittering av forurensende stoffer enn for sandflukt.

Resultatene fra disse feltene er ikke uten videre overførbare. For eksempel vil jordpartikler kittes sammen når de blir våte for senere å danne skorpe på overflaten. Interessen for reemittering har i stor grad dreiet seg om partikler langt mindre enn sandkorn. De kan også binde seg til vertspartikler og må slås løs fra disse.

De fleste sandfluktforsøk er utført i vindtunneler. De gir verdifulle informasjoner, men en må ta hensyn til spesielle forsøksbetingelser.

Her følger en oversikt over de viktigste resultater:

3.1 TRANSPORTMEKANISMER

Det er full enighet om at sandflukt for alvor først starter ved en kritisk vindhastighet (terskelverdi), avhengig av den midlere partikkelstørrelse og egenvekt, videre at saltasjon er en absolutt nødvendighet. Antall partikler som salterer blir først av betydning når en nærmer seg den kritiske hastighet (Borman og Jeaniecke, 1987).

Saltasjon er årsaken til alle de tre transportformer, som alle er avhengig av partikkelstørrelse. Oppgitte partikkeldiametre varierer noe, men er stort sett som gitt i tabell 1 (Sehmel, 1984).

Tabell 1: Partikkelstørrelse og transportformer.

	Suspensjon	Saltasjon	Kryp
Diameter	< 0,025 mm	0,025-0,4 mm	0,4-1 mm

Tabell 2 viser klassifisering av sand og grus.

Tabell 2: Klassifisering.

	Korndiameter (mm)
Grus	> 2
Sand	0,06 - 2
Silt	0,002-0,06
Leire	< 0,002

(Den engelske betegnelse pebble, brukt av Bagnold, svarer nærmest til småstein- eller gruspartikler, med diameter 10-50 mm.)

Litteraturen oppgir varierende kritiske vindstyrker (threshold velocities): 6-13 m/s i 0,3 m (Sehmel, 1984). De fleste imidlertid uten å spesifisere referansehøyder.

Flere peker på betydningen av vindstøt og variasjoner i vindhastigheten ("gusts"). Sandblåsning får betydning ved å slå løs partikler kittet sammen eller knyttet til vertspartikler (Borman og Jeaniecke, 1987). Fine sandpartikler (Gillette og Porch, 1978) føres også i suspensjon av virvler ("dust devils").

Vertikale luftstrømmer kan føre Sahara-sand opp til store høyder. Det har gitt nedfall av rødt støv over Europa (bl.a. England). Passatvinden har ført Sahara-støv over Atlanterhavet til Bermuda (Morales, 1986).

Høyden av laget med partikler i suspensjon øker med avstanden fra kilden. Den kan variere sterkt, fra titalls meter i kilometeravstand til 1500-6000 m over Atlanterhavet (Morales, 1986) og ved sterke konveksjonsstrømmer enda høyere.

Høyden av saltasjonslaget er proporsjonalt med kvadratet av vindhastigheten (Chamberlain, 1982) og avhengig av ruheten (Shinn et al., 1974).

Sehmel har rapportert partikler med diameter 0,25 mm i 30 m høyde, men observasjonen betviles på grunn av muligheten for sammenkitting av mindre partikler (Shinn et al., 1974). Oftest er høyden få meter eller lavere. Partikkelstørrelsen avtar med høyden.

For sammenhengen mellom ruhetsparameteren Z_0 (Bagnold: k) og friksjonshastigheten V_x , gjelder Carnoch's formel (Chamberlain, 1982).

$$Z_0 = \alpha V_x^2 g^{-1}$$

hvor g = tyngdens akselerasjon.

Det viser seg at verdien av konstanten $\alpha = 0,016$ funnet over sjø stemmer godt overens med variasjoner av Z_0 med V_x funnet for såvel snødrift som sandflukt.

3.2 MASSETRANSPORT

Bagnold finner horisontal massefluks proporsjonal med V_x^3 . Resultater fra feltforsøk understøtter dette (Slinn et al., 1974). At fluksmålinger i vindtunneler viser avvikende absolutte masseflukser kan bl.a. skyldes at i naturen opptrer vindstøt (gusts) og at naturlige sandkorn ikke er kuleformete (Borman og Jeaniecke, 1987).

Skidmore (Skidmore, 1974) har innført en eroditetsfaktor (erodibility factor) I , definert som forholdet mellom masse erodert og total masse i overflaten. Tilsvarende upresise definisjoner og vanskelig målbare størrelser gjelder også resuspensjon og resuspensjonsparametre:

- Resuspensjonskoeffisient = $\frac{\text{Konsentrasjon i luften}}{\text{Konsentrasjon på bakken}}$
med enhet \bar{m}^{-1} (Sehmel, 1984)

- Resuspensjonsrate = $\frac{\text{Vertikal massefluks}}{\text{Tilgjengelig materiale}}$
med enhet fraksjon pr. sekund (Gillette og Cowherd, 1982).

Disse upresise definisjoner, uten angivelse av målemetodikk, er noe av årsaken til de meget store avvik i funne parameterverdier under sammenlignbare forhold (Sehmel, 1980). Det dreier seg om avvik på flere størrelsesordener. Dette gjør dem uegnet for beregninger av masse-tapet.

Sehmel konkluderer med at resuspensjonfaktoren sammenholder luftkonsentrasjon med den lokale bakkekonsentrasjon, men beskriver verken den vertikale resuspensjonen eller den totale horisontale massefluksen. Bruk av en "midlere" faktor vil gi usikkerhetsfaktor på 2 til 3 størrelsesordener, selv for et enkelt feltforsøk.

For å bedømme massefluksen av deponert masse fra en thoriumkilde gjennom et år, er brukbarheten av ialt 15 forskjellige beregningsmodeller undersøkt (Smith og Whicker, 1982). For et aktuelt deponi har de antatt tekniske og meteorologiske data hvor disse mangler, for ikke å utelukke noen modell av den grunn. Av disse 15 modeller for massefluks settes det krav til at det ikke skal være nødvendig med spesielle konsentrasjonsmålinger. Det begrenser antallet modeller til fire.

Av disse fire modellene gir tre verdier i samme størrelsesområde. Det kan virke betryggende, selv om det ikke nødvendigvis behøver bety at den fjerde modellen er den dårligste. Den modellkombinasjonen som synes best egnet krever imidlertid svært mange inngangsparametre. Sammenliknbare testdata fra feltforsøk finnes ikke.

3.3 UTTYNNING OG AVSETNING

Uttynning av støvskyer og avsetning til underlaget begrenser en nedstrøms økning i partikkelkonsentrasjonen over selve utslippsområdet.

Konsentrasjonen av partikler i suspensjon (partikler med diameter under 0,030 mm) lar seg enkelt beregne ved bruk av vanlige spredningsmodeller når kildestyrke, vindforhold og overflateenheter er kjent.

Det er vanlig å anta en avsetning til underlaget proporsjonal med luftkonsentrasjonen. Proporsjonalitetsfaktoren får da dimensjonen

hastighet. For sandpartikler med tetthet $2,6 \text{ g/cm}^3$ og enhetsparameter $0,4 \text{ m}$ oppgis følgende verdier (Gillette og Godwin, 1974):

- (Sieve 1): partikkeldiameter $\geq 0,145 \text{ mm}$ - 168 cm/s
- (Sieve 2): partikkeldiameter $0,112 \text{ mm}$ - 114 cm/s
- (Sieve 3): partikkeldiameter $0,045 \text{ mm}$ - 59 cm/s .

Avsetningshastigheten for aerosoler ($d < 0,030 \text{ mm}$) har et minimum av størrelser $10^2 - 10^3 \text{ cm/s}$ for partikler mellom $0,0001$ og $0,001 \text{ mm}$, avhengig av type underlag (Sehmel, 1984).

Jensen gir følgende uttrykk for avsetningshastigheten, v_d

$$v_d \propto \sqrt{v_x / Z_0 / d},$$

hvor proporsjonalitetsfaktoren inneholder alle fysiske konstanter (Jensen, 1984).

Estimering av sandflukt og avsetning over lengre tidsrom krever i tillegg til tekniske kildedata inngående kjennskap til vindforholdene og vindstyrker, og fremherskende retninger er i stor grad bestemt av den lokale topografi. Videre vil nedbør, fordampning, snødekke og tilfrysning av vann kunne få stor betydning. På sand synes nedbør i form av regn å ha liten effekt. Bare sand som til stadighet fuktes, synes å forhindre sandflukt.

3.4 MOTTILTAK

Tilplanting er den vanligste og en sikker metode for å redusere og til å forhindre sandflukt. Stående vegetasjon er mest effektiv (Fryrear, 1969). Den ikke bare binder underlaget, men reduserer vindstyrken og vindskjøret like over bakken.

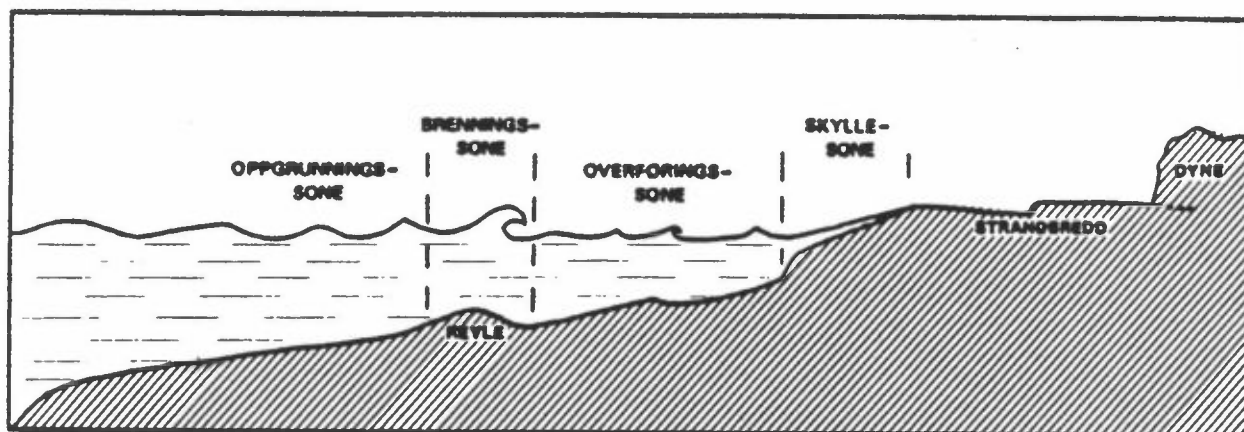
Forsøk i vindtunnel viser at rygger av ikke-eroderende materiale kan redusere erosjonen betydelig når de plasseres med passende innbyrdes avstand (Fryrear, 1984). Videre viser de at en 20% dekning av overflaten reduserer tapet til 43% av tapet fra en flat, udekket flate, til 10% ved 40% tildekning og til 2% ved 60% tildekning (Fryrear, 1985).

4 SANDBEVEGELSER OG STRANDFORMASJONER FORMET AV BØLGER

Når sandpartiklene oppblandet i vann tilføres et deponi, vil det kunne dannes en lokal, grunn sjø. Størrelsen vil avhenge av avrenning, nedbør og fordampning. Sjulsen har beskrevet forholdene langs en sandstrand (den littorale sone) i sin hovedfagsoppgave (Sjulsen, 1982). Vi gir her en forkortet fremstilling.

Bølger bremses av indre friksjon og friksjon mot bunnen. Nær stranden øker bølgelengden og bølgene bryter. Bunnfriksjonen øker da sterkt og løsmateriale bringes i suspensjon. Turbulensen fører de grøveste partiklene utover og avsetter dem utenfor den høyturbulente sonen. Det bygges etterhvert opp en strandparallell rygg, en revle. Innenfor brenningssonen dannes mindre bølger, som fører til dannelse av nye revler, eller de fortsetter inn til strandbredden. Energien spises opp av bunnfriksjon og turbulens, ved opp- og nedskyll på forstranden, og ved å danne strømmer som kan bringe oppstuvet vann tilbake mot dypere vann. Disse prosesser setter løsmaterialet i bevegelse og utformer strandprofilen.

Figur 5 viser beliggenheten av de forskjellige soner.



Figur 5: Den littorale sonen utenfor strandbredden kan utfra bølgenes formforandring inn mot grunnere vann inndeles i soner (Sjulsen, 1982).

Sjulsen behandler forholdene på Jæren. Wishman kan fortelle at bølgedannelser holder forstranden så fuktig at det hindrer sandflukt. Sandflukten skrives seg fra de tilbakenforliggende sanddyner.

5 REFERANSER

Bagnold, R.A. (1954) The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen.

Borman, S.B., and Jeaniecke, R. (1987) Wind Tunnel Experiments on the Resuspension of Sub-Micrometer Particles from a Sand Surface. Atmos. Environ., 21, 1191-1898.

Chamberlain, A.C. (1983) Deposition and Resuspension. In: International conference on Precipitation scavenging, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 731-751.

Gillette, D.A., and Goodwin (1974) Microscale Transport of Sand-sized Soil Aggregates Eroded by wind. J. Geophys. Res., 79, 4080-4084.

Gillette, D.A., and Porch, W.M. (1978) The Role of Fluctuations of Vertical and Horizontal Wind and Particle Concentration in the Deposition of Dust Suspended by Wind. J. Geophys. Res., 83, NO. C1, 409-414.

Gillette, D.A., and Cowherd, C. (1982) The concept of unsuspension rates applied to problems of fugitive dust emissions and wind erosion. In: International conference on Precipitation, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 1059-1072.

Jensen, N.O. (1984) Dry deposition and resuspension of particulate matter in city environments. Roskilde (Risø-M-2438).

Klemsdal, T. (1969) Eolian forms in parts of Norway. Norsk geog. Tidsskrift, 23, 49-66.

Sehmel, G.A. (1980) Particle Resuspension: A review. Env. Int., 4, 107-127.

Sehmel, G.A. (1984) Deposition and Resuspension. In: Atmospheric Science and Power Production. Oak Ridge (DOE/TIC-27601).

Shinn, J.M., Kennedy, N.C., Koval, J.S., Clegg, B.R., and Proch, W.M. (1974) Observation of Dust Flux in the Surface Boundary Layer for steady and unsteady Cases. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 625-637.

- Sjulsen, O.E. (1980) Sedimentoloarske analyser og geomorfologisk kartlegging i kystnære deler av Sola og Klepp kommuner på Jæren, Rogaland fylke. Hovedfagoppgave i Naturgeografi. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Skidmore, E.L. (1974) A Wind Erosion Equation. Development, Application and Limitations. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 452-465.
- Smith, W.J., and Whicker, F.W. (1982) Quantitative Comparison of five Suspension Models. Elsevier. In: International conference on Precipitation, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 1099-1109.
- Wishman, E. (1987) Aeolian activity on Jæren, Southwest Norway - recent and through prehistorie times. A meteorological approach. Foredrag okt. 1987.
- 6 LITTERATUR OM VINDEROSJON OG RESUSPENSJON -
NYTTET, MEN IKKE DIREKTE REFERERT TIL
- Buckley, R. (1987) The effect of sparse vegetation on the transport of dune sand by wind. Nature, 325, 29 Jan.
- Chamberlain, A.C. (1983) Roughness length of sea, sand and snow. Boundary-Layer Meteorol., 25, 405-409.
- Disrud, L.A. and Fan, L.T. (1974) A Stochastic Model for Momentum Transfer in Wind Erosion - a Surface Renewal concept. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 528-539.
- Fairchild C.I., and Tillery, M.I. (1982) Wind tunnel measurements of the resuspension of ideal particles. Atmos. Environ., 16, 229-238.
- Freeman, L.R. (1980) Environmental Requirements Affecting Siting and Approval of Tailings disposal facilities. Seminar on design and construction of tailing dams. Denver, Colorado School of Mines.
- Garland, J.A. (1982) Some recent studies of the Resuspension of Deposited Material from Soil and Grass. In: International conference on Precipitation, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 1087-1097.

Geiger, R. (1973) The climate near the ground. Cambridge, Mass., Harvard University press. (oversatt fra tysk).

Gillette, D.A., Blifford, I.H., and Fenster, C.R. (1972) Measurements of aerosol size distribution and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. J. appl. Meteor., 11, 977-987.

Gillette, D.A. (1976) Production of Fine Dust by Wind Erosion of Soil: Effect of Wind and Soil Texture. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 591-609.

Gillette, D.A. (1977) Fine Particulate Emissions Due to Wind Erosion. Transactions of the ASAE, 20, 890-897.

Gillette, D.A. (1978) A wind tunnel simulation of the erosion of soil: effects on soil texture, sandblasting, wind speed and soil consolidation on dust production. Atmos. Environ., 12, 1735-1743.

Gillette, D.A. (1978) Tests with a portable wind tunnel for determining wind erosion threshold velocities. Atmos. Environ., 12, 2309-2313.

Gillette, D.A., Adams, J.A., Endo, A., and Smith, D. (1980) Treshold Velocities for Input of Soil Particles Into the Air by Desert Soils. J. Geophys. Res., 85, No C10, 5621-5630.

Gillette, D.A. (1981) Production of dust that may great distances. Geol. Soc. Am., Special Pap. 11-26.

Gillette, D.A., Adams, J., Muhs, D., and Kihl, R. (1982) Threshold Friction Velocities and Rupture Moduli for Crusted Desert Soils for the Input of Soil Particles into the Air. J. Geophys. Res., 87, 9003-9015.

Gillette, D.A. (1982) Treshold velocities for wind erosion on natural terrestrial arid surfaces (A summary). In: International conference on Precipitation, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 1047-1057.

Hellgreen, D.M., and Prospero, J.M. (1987) Wind Velocities Associated with Dust Deflation Events in the Western Sahara. J. Climate Appl. Met., 26, 1147-1151.

- Paw, K.T. (1982) A Universal Model for Entrainment Processes. In: International conference on Precipitation, Dry Deposition and Resuspension, 4. Santa Monica 1982. Proceedings. New York, Elsevier. pp. 1111-1120.
- Portfors, E.A. (1980) Environmental Aspects and Surface Water Control. Seminar on Design and Construction of Tailing dams. Denver, Colorado School of Mines.
- Sehmel, G.A., and Lloyd, F.D. (1975) Initial Particle Resuspension Rates - A Field Experiment Using Tracer Particles. In: Pacific Northwest Laboratory Annual Report for 1974. Battelle Pacific Northwest Laboratory, NTIS. (ERDA Report BNWI, 1950-3.) pp. 203-207,
- Slinn, W.G.N. (1976a) Formulation and a Solution of the Diffusion-Deposition-Resuspension Problem. Atmos. Environ., 10, 763-768.
- Slinn, W.G.N. (1976b) Dry Deposition and Resuspension of Aerosol Particles - A New Look at Some Old Problems. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 591-609.
- Travis, J.R. (1976) A Model for Predicting the Redistribution of Particulate Contaminants from Soil Surfaces. In: Atmosphere-Surface Exchange of Particulate and Gaseous Pollutants, 1974. Oak Ridge, Tenn. (ERDA Symposium Series, 38). pp. 906-943.

NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING (NILU)
NORWEGIAN INSTITUTE FOR AIR RESEARCH
POSTBOKS 64, N-2001 LILLESTRØM

RAPPORTTYPE TEKNISK RAPPORT	RAPPORTNR. TR 12/88	ISBN-82-7247-973-7	
DATO DESEMBER 1988	ANSV. SIGN. <i>J. Schjorup</i>	ANT. SIDER 20	PRIS kr 30,-
TITTEL Sandflukt Generelt om vindeffekter basert på litteraturstudier		PROSJEKTLEDER Y. Gotaas	
		NILU PROSJEKT NR. 0-1271	
FORFATTER(E) Y. Gotaas		TILGJENGELIGHET A	
		OPPDRAGSGIVERS REF.	
OPPDRAGSGIVER (NAVN OG ADRESSE) Ingeniør A.B. Berdal A/S Kjørbovn. 25 1300 Sandvika			
3 STIKKORD (å maks. 20 anslag) Sandflukt Vinderosjon Resuspensjon			
REFERAT (maks. 300 anslag, 7 linjer) Sandflukt krever vindstyrker over en kritisk verdi, avhengig av kornstørrelsen. Bagnolds klassiske arbeider angir beregningsmetoder.			

TITLE Windblown sand. A literature survey.
ABSTRACT (max. 300 characters, 7 lines) To move sand the wind speed must exceed a critical value depending on particle diameter. Basic formulaes are taken from the classical studies by Bagnold.

* Kategorier: Åpen - kan bestilles fra NILU A
 Må bestilles gjennom oppdragsgiver B
 Kan ikke utleveres C