

INNEHÅLLSFÖRTECKNING.....	Sida
7. Meteorologi för tillämpad spridningsmodellering.....	1
7.1. Inledning	1
7.2. Vind och turbulens	1
7.3. Processer som skapar turbulens	3
7.4. Det atmosfäriska gränsskiktet.....	5
7.5. Relationer mellan spridning och turbulens	8
7.6. Parametrisering av det atmosfäriska gränsskiktet.....	8
7.7. Det urbana gränsskiktet.....	11
7.8. Atmosfärskemiska processer	12
7.9. Om växthusgaser och växthuseffekten	25
7.10. Referenser till kapitel 7.....	27

7. Meteorologi för tillämpad spridningsmodellering

7.1. Inledning

Luftföroreningar påverkas av olika meteorologiska processer. Vindar transporterar föroreningar, turbulensen blandar och späder dem, moln och strålning påverkar atmosfärskemiska omvandlingar och nederbörden "tvättar" bort dem från atmosfären. En central del i spridningsmodellering är att beskriva dessa processer. Alla processer kan dock inte beskrivas samtidigt. De verkar också på olika skalor. Nära föroreningskällor är det främst processer i det atmosfäriska gränsskiktet som är viktiga. På längre avstånd blir också atmosfärskemi och depositionsprocesser viktiga.

Atmosfären indelas i olika skikt. Vi kan begränsa oss till den lägre delen, som heter troposfären och kan delas in i två delar: en del närmast marken som kallas *atmosfärens gränsskikt* och en del ovanför som kallas den *fria atmosfären*. Det atmosfäriska gränsskiktet är den del av atmosfären som har direkt kontakt med marken, och vars egenskaper starkt påverkas av detta. Det är i denna del det mesta av den luftföroreningsproblematik, som här kommer att beskrivas, utspelar sig.

Det atmosfäriska gränsskiktet drivs dynamiskt av vinden i den fria atmosfären och processer vid markytan. Tjockleken varierar i tid och rum från hundra meter till några kilometer. Gränsskiktet karaktäriseras av *turbulens*. Tjockleken på gränsskiktet kan definieras som det skikt som innehåller turbulens.

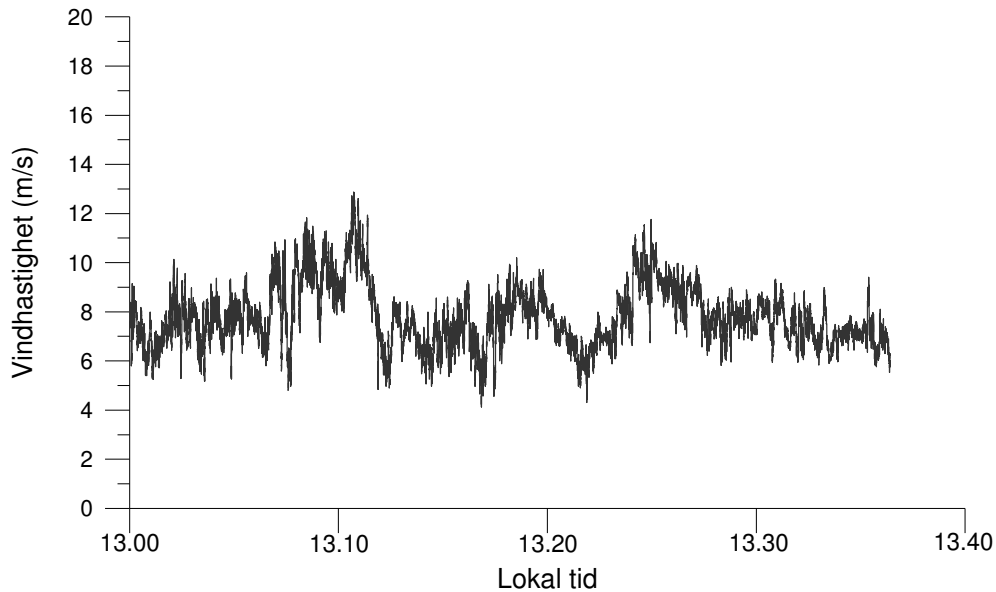
7.2. Vind och turbulens

Vinden kan delas in i tre huvudkategorier: medelvind, turbulens och vågor.

Medelvind. Medelvinden transporterar föroreningar snabbt horisontellt. Horisontella medel vindar av storleken 2 till 10 m/s är vanliga i gränsskiktet. Genom friktion mot marken minskar medelvinden nära marken. Vertikala medelvindar är betydligt mindre.

Turbulens. Kan betraktas som oregelbundna virvlar. Turbulens blandar föroreningar i gränsskiktet. Mycket av gränsskiktets turbulens drivs av processer vid markytan. Genom solstrålning värms markytan upp som i sin tur värmer luften. *Termisk* turbulens uppstår varma virvlar skapas, som stiger upp i luften. *Mekanisk* turbulens skapas genom friktion med underlaget.

Vågor. Vanligast under natten. Vågor transporterar i stort sett ingen värme, fukt eller föroreningar, de är däremot effektiva på att transportera energi. Vågor påverkar spridningen av föroreningar genom svängningar.



Figur 7.1 Vindhastigheten uppmätt med ett känsligt turbulensinstrument (20 registreringar per sekund).

I Figur 7.1 visas en typisk registrering av vindhastigheten, uppmätt med ett känsligt vindinstrument på 14 meters höjd ovan mark. Figuren illustrerar vind och turbulens i det atmosfäriska gränsskiktet. Typiska egenskaper hos denna registrering är:

- Vindhastigheten varierar på ett oregelbundet sätt
- Det går att bestämma medelvärden
- Det finns en stor variation av olika tidskalor inblandade

Med hjälp av en del statistiska begrepp kan vindmätningar analyseras och olika storheter för turbulens bestämmas. Vi kommer här att definiera några sådana grundläggande begrepp. Dessa begrepp är centrala då man vill beskriva och karaktärisera olika spridningsmodeller.

Vindhastigheten, u , vid en viss tidpunkt, t , delas ofta upp i två delar och på följande sätt:

$$u(t) = \bar{u}(t) + u'(t)$$

Där $\bar{u}(t)$ anger medelvindhastigheten och $u'(t)$ anger den turbulenta hastigheten. Vi bortsett från vågor eftersom de inte transporterar föroreningar. Medelvindhastigheten kan beräknas på följande sätt:

$$\bar{u} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i(t)$$

Vi kan också beräkna andra statistiska begrepp som variansen

$$\overline{u'^2} = \frac{1}{n-1} \cdot \sum_i^n (u_i(t) - \bar{u})^2$$

och standardavvikelsen av den turbulenta hastigheten.

$$\sigma_u = \sqrt{\overline{u'^2}}$$

Vanligtvis delar man upp vinden i komponenter: tvärs vindriktningen (v) och vertikalt (w). Motsvarande turbulensmått blir då σ_v och σ_w , som anger standardavvikelsen av den horisontella turbulenta hastigheten (tvärs vindriktningen) respektive standardavvikelsen av den vertikala turbulenta hastigheten. En central fråga inom spridningsmodellering är hur σ_v och σ_w beräknas. Skillnader mellan olika modeller beror ofta på olikheter här.

Dessa statistiska begrepp räcker emellertid inte till, för att beskriva storleken på de turbulenta virvlarna. Två vindregistreringar där t.ex. standardavvikelsen av de turbulenta hastigheterna är samma, kan innehålla turbulenta virvlar av olika storlekar. För att ta hänsyn till det införs den så kallade autokorrelationsfunktionen, $R(\tau)$.

$$R(\tau) = \frac{\overline{u'(t) \cdot u'(t + \tau)}}{\overline{u'^2}}$$

Den turbulenta tidsskalan, T, kan därefter definieras:

$$T = \int_0^{\infty} R(\tau) d\tau$$

Ju större turbulenta virvlar desto långsammare går autokorrelationsfunktionen mot noll, och desto längre blir den turbulenta tidsskalan.

Den turbulenta tidsskalan varierar också i rummet varför horisontella och vertikala turbulenta tidsskalor definieras, T_y och T_z .

Dessa statistiska begrepp är centrala vid spridningsmodellering. Med hjälp av känsliga vindinstrument kan de direkt mätas i atmosfären. Mätningarna görs oftast bara som punktmätningar via en mast. Det finns därför behov att modellera dessa. Förutsättningen för detta är dock att bakomliggande processer kan beskrivas.

7.3. Processer som skapar turbulens

Turbulens skapas i atmosfären genom två mekanismer: mekaniskt och termiskt. Genom friktion mot underlaget bildas en vindhastighetsprofil som skapar turbulens. Eftersom vindhastigheten ökar med höjden uppkommer en skjuvspänning eller friktion, som uttrycks med hjälp av begreppet *friktionshastighet*, u_* . Friktionshastigheten beror på den överlagrade vindens styrka och markytans skrovlighet.

Markytans skrovlighet anges genom den så kallade *skrovlighetsparametern*, z_0 . Denna definieras som den höjd där vindhastigheten är noll. För att bestämma den korrekt måste därför vindmätningar göras på olika höjdnivåer, som extrapoleras till den nivå där vindhastigheten är noll. Skrovlighetsparametern beror inte enbart på skrovlighetselementens höjd utan också på deras täthet. Låt s_i beteckna den horisontella ytan som upptar element i , h_i elementets höjd och N antal element som upptar ytan S_T , då kan skrovlighetsparametern approximeras med hjälp av följande uttryck (Stull, 1988):

$$z_0 = \frac{0.25}{S_T} \sum_i^N h_i s_i$$

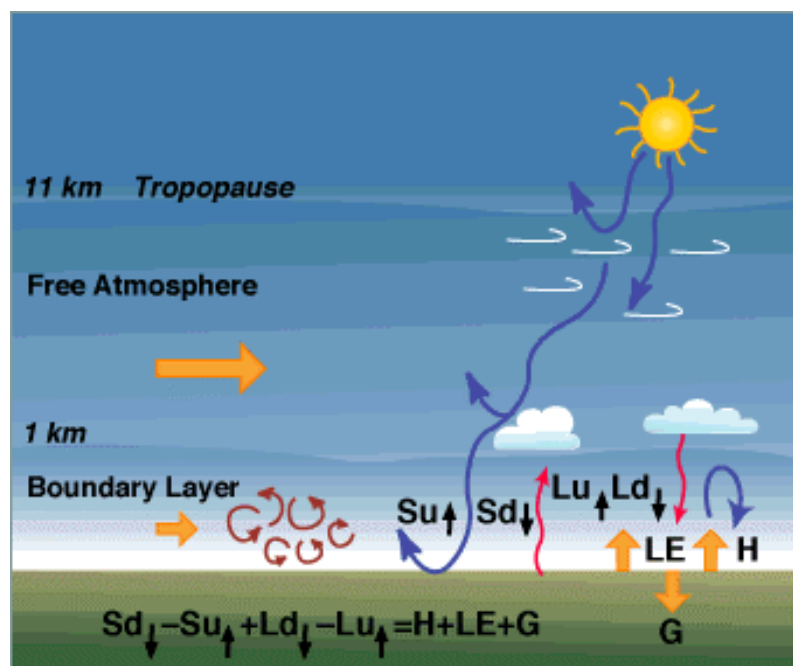
Exempel på olika värden på skrovlighetsparametern ges i Tabell 7.1.

Tabell 7.1 Värden på skrovlighetsparametern för olika marktyper.

Terräng	Skrovlighetsparametern (m)
Stad	0.5- 2
Skog	0.4 – 1
Öppen terräng med små buskar	0.08
Öppen terräng utan buskar	0.04
Gräsyta	0.01

Föremål av olika slag som byggnader och fordon skapar turbulenta *vakor* (stora virvlar) i omedelbar närhet och nedströms hindren. Vakarnas storlek beror på föremålens dimensioner, men för fordon också med vilken hastighet de kör.

Turbulens skapas också termiskt genom att solstrålningen värmer marken. Väsentligt här är det energiutbyte som sker mellan mark och atmosfär. I Figur 7.2 illustreras detta och de olika termerna i den så kallade energibalanskvationen vid markytan.



Figur 7.2 Strålnings- och energiförhållanden i atmosfären.

S_d är den direkta och diffusa kortvågiga solstrålningen som når markytan. Den är en reducerad del av solstrålningen, som når atmosfärens övre delar d.v.s. en reducerad del av den så kallade solarkonstanten, som är 1367 W/m^2 . Reduktionen beror på reflektion av moln, partiklar, luftmolekyler och av absorption av moln, vattenånga och ozon.

S_u är den reflekterade kortvågiga strålningen från marken. Olika ytor reflekterar olika effektivt. För t.ex. en stad är reflektionen ca 10-20% av inkommande kortvågig strålning.

L_d är den långvågiga nedåtgående strålningen, som orsakas av moln och gaser i atmosfären främst vattenånga, koldioxid och ozon.

H är det sensibla värmeflödet. Det är denna parameter som skapar den termiska turbulensen.

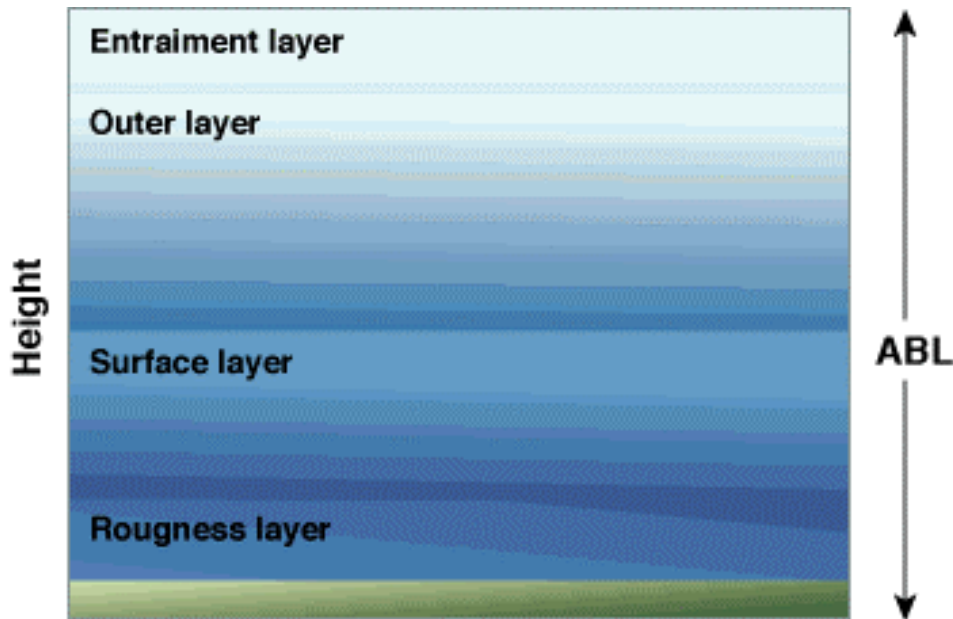
LE är det latent värmeflödet. Värme åtgår för avdunstning av vatten. Denna värme finns latent kvar och avges i samband med kondensation högre upp i atmosfären.

G är värmeflödet ner i marken.

7.4. Det atmosfäriska gränsskiktet

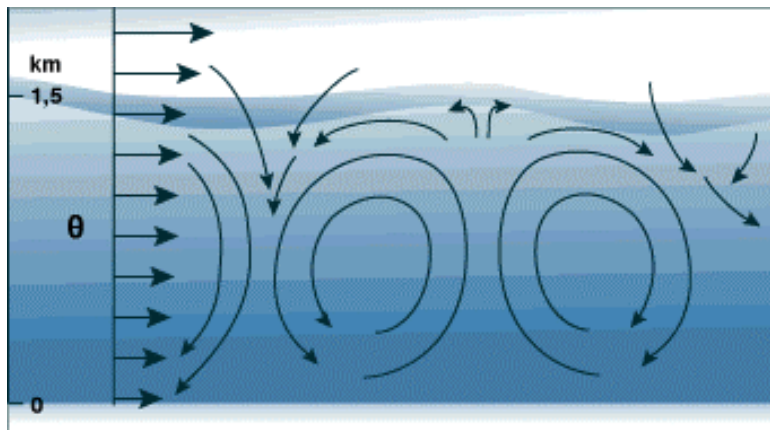
Under de senaste årtiondena har intresset varit stort för ökad förståelse av förhållandena i det atmosfäriska gränsskiktet. Det visar sig att ofta kan förhållandena beskrivas med hjälp av ett fåtal parametrar. Det är praktiskt att kombinera dessa parametrar med relevanta fysikaliska storheter till dimensionslösa kvantiteter. Detta tillvägagångssätt brukar kallas dimensionsanalys eller ”skalning”. Innan dessa parametrar införs, vill vi först beskriva några generella egenskaper hos det atmosfäriska gränsskiktet. Vår diskussion begränsas till horisontellt homogena förhållanden.

Det atmosfäriska gränsskiktet kan delas in i olika skikt, som framgår av figur 7.3.



Figur 7.3 Schematisk bild av det atmosfäriska gränsskiktet (Atmospheric Boundary Layer=ABL).

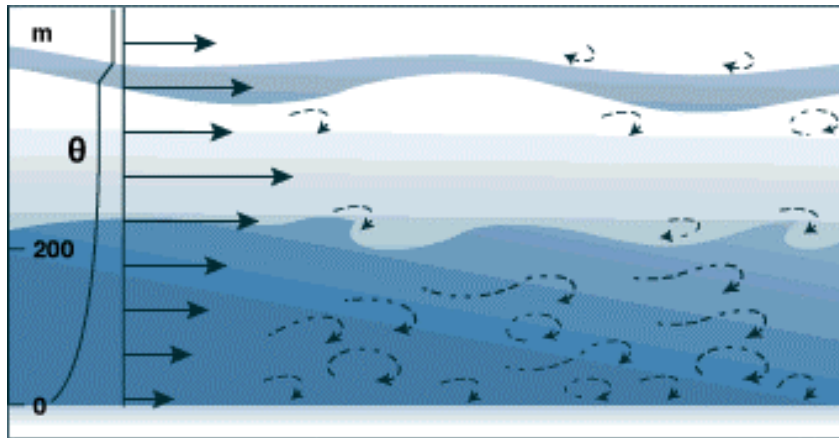
Under dagtid då solen värmer marken skapas ett *instabilt gränsskikt*. Det *sensibla värmeflödet*, H , är då uppåtriktat ($H > 0$). Stora turbulenta virvlar skapas och en kraftig turbulent omblandning sker, se Figur 7.4. Storleken av virvlarna begränsas av *gränsskiktets höjd*, h .



Figur 7.4 Schematisk bild av det instabila gränsskiktet.

Under natten när markytan avkyls genom långvågig strålning bildas ett *stabilt gränsskikt*. Den mekaniskt genererade turbulensen är då dämpad av ett nedåtgående sensibelt värmeflöde ($H < 0$). Detta skikt är därför typiskt en storleksordning mindre än det instabila

gränsskiktet, se Figur 7.5. Den stabila skiktningen medför små turbulenta virvlar och strukturen är helt annorlunda än den för det instabila gränsskiktet.



Figur 7.5 Schematisk bild av det stabila atmosfäriska gränsskiktet.

Väsentliga parametrar för det atmosfäriska gränsskiktet är således:

- H det sensibla värmeflödet
- u_* friktionshastigheten
- h gränsskiktets höjd

Från dessa parametrar definieras andra viktiga parametrar, som Obukhovs längdskala (L) och den konvektiva hastighetsskalan (w_*).

Obukhovs längdskala uttrycker förhållandet mellan den mekaniskt och termiskt genererade turbulensen:

$$L \propto -\frac{u_*^3}{H}$$

L har dimensionen längd. Genom att dividera höjden ovan mark, z , med L erhålls ett dimensionslöst tal som ger mått på atmosfärens stabilitet.

Den konvektiva hastighetsskalan är en turbulent hastighetsparameter för det instabila gränsskiktet:

$$w_* \propto (Hh)^{1/3}$$

Turbulensen i instabila gränsskiktet är direkt proportionell mot den konvektiva hastighetsskalan:

$$\sigma_w \propto w_*$$

Andra viktiga parametrar är skrovlighetsparametern, z_0 , och höjden, z , ovan markytan.

7.5. Relationer mellan spridning och turbulens

Spridning av föroreningar är beroende av turbulensen i atmosfären. Låt $z'(t)$ beteckna det vertikala avståndet en partikel rör sig under tiden t , se Figur 7.6. För många partiklar kan standardavvikelsen av partiklarnas lägen beräknas, d.v.s.

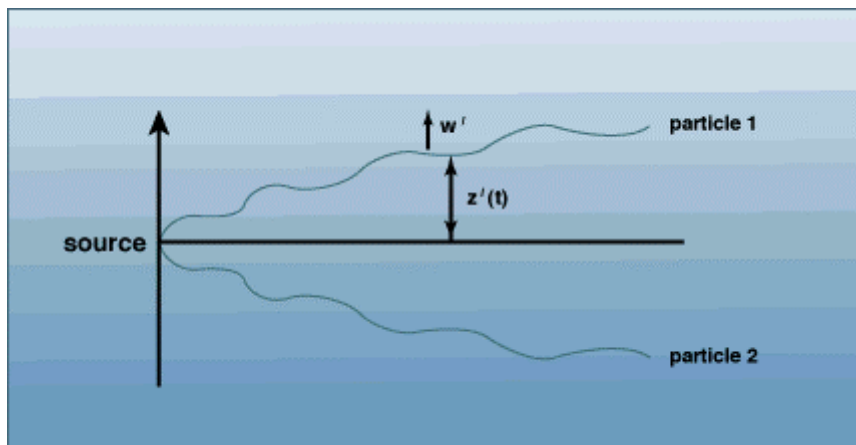
$$\overline{z'^2} = \sigma_z^2$$

där $\overline{z'^2}$ varierar som funktion av tiden. Spridningen beror också på turbulenselementens storlekar och därigenom på den turbulenta tidskalan. Med utgångspunkt från detta resonemang härleds sambandet mellan spridning och turbulens. Ekvationen går under beteckningen Taylors ekvation. En enkel approximation av ekvationen erhålls nära utsläppskällan, då transporttiden t är liten. Då gäller nämligen att:

$$\sigma_z \approx \sigma_w t \quad \text{då } t \rightarrow 0$$

där σ_w är standardavvikelsen av den vertikala turbulenta hastigheten. På längre avstånd från källan ökar spridningen mindre och proportionellt mot roten av transporttiden, d.v.s.

$$\sigma_z \approx t^{\frac{1}{2}} \quad \text{då } t \rightarrow \infty$$



Figur 7.6 Trajektoriebanor för utsläpp av två partiklar.

7.6. Parametrering av det atmosfäriska gränsskiktet

Kvaliteten på en spridningsmodell beror starkt på modellens meteorologiska indata. Information fordras också om förhållandena i det atmosfärens gränsskikt. Liknande information behövs oberoende av modell. De flesta modeller behöver beräkna gränsskiktets höjd, h , föroreningarnas transporthastighet, \bar{u} , horisontella och vertikala komponenter av turbulensen, σ_v respektive σ_w , den vertikala stabilitetsparametern (uttryckt som en stabilitetsklass eller via Obukhovs längdskala) och de turbulenta tidskalorna, T_y och T_z . Dessa parametrar skall, med undantag för h , representera förhållandena i gränsskiktet på den höjdnivå där föroreningarna transporteras. Eftersom alla dessa parametrar sällan mäts, är det nödvändigt att parametrera en del av dem i

termer av tillgängliga meteorologiska data. Olika så kallade meteorologiska pre-processorer har utvecklats för beräkning av dessa parametrar.

Ett internationellt arbete för "Harmonization of preprocessing of meteorological data for dispersion models" har skett inom ramen för COST, 1994-1997 (COST 710,1998). (http://www.dmu.dk/atmosphericenvironment/cost_710.htm).

Det finns olika praktiska metoder för att bestämma turbulensen i atmosfären:

A. Utnyttja rutinmeteorologiska data med hjälp av:

A1 Pasquill-Gifford-Turner-metoden

A2 Resistansmetoden.

B. Utnyttja mätningar via en mast på olika höjdnivåer, den så kallade profilmetoden.

C. Utnyttja utdata från numeriska väderprognosmodeller.

Metoderna A och B kommer kortfattat diskuteras nedan samt något om metoder för att bestämma gränsskiktets höjd, h .

A1. Pasquill-Gifford-Turner metoden

Den så kallade Pasquill-Gifford-Turner-metoden (Turner, 1964) är den äldsta metoden. Den relaterar atmosfäriska spridningsparametrar till mängden inkommande solstrålning och vindhastighet. Metoden tar därför hänsyn till de två huvudmekanismerna för bildning av turbulens nämligen termisk- och mekanisk generering. Mer precist klassificeras spridningsparametrarna beroende på total molnmängd, solhöjd och vindhastighet. Metoden är baserad på ett begränsat antal spridningsexperiment för utsläpp från källor vid marken.

Den atmosfäriska stabiliteten är emellertid inte entydigt bestämd av inkommande solstrålning och vindhastighet eftersom t.ex. det sensibla värmeflödet är endast en av de olika termerna i den totala energibudgeten vid marken. Det är väl känt att en betydande del av den inkommande solstrålningen används för avdunstning. Fördelningen av den totalt tillgängliga energin mellan sensibelt och latent värme beror på flera parametrar som marktyp, vegetation, markytans fuktighet, om det regnat eller ej.

Andra invändningar mot metoden är:

- varje stabilitetsklass innehåller ett brett register av stabilitetsförhållanden
- metoden är mycket platsberoende
- metoden överskattar antalet neutrala förhållanden

A2. Resistansmetoden

Utgångspunkten för denna metod är ekvationen för markytans energibalans:

$$Q^* = H + LE + G$$

där Q^* anger nettostrålningen, H sensibla värmeflödet, LE latent värmeflödet och G värmeflödet ner i marken, se figur 7.2. Nettostrålningen ges av följande ekvation:

$$Q^* = S_d - S_u + L_d - L_u$$

där S_d anger den kortvågiga nedåtgående strålningen, S_u den kortvågiga uppåtgående strålningen, L_d den långvågiga nedåtgående strålningen och L_u den långvågiga uppåtgående strålningen.

Nielsen et al. (1981), Berkowicz and Prahm (1982a) och Holtslag and Van Ulden (1982,1993) har utvecklat snarlika resistansmetoder som löser ekvationerna ovan. Dessa är de vanligaste förekommande resistansmetoder, som används idag. Galinski and Thomson (1995) har testat dessa tillsammans med en tredje metod för data i England.

B. Profilmetoden

Profilmetoden är en vanlig metod som används för att bestämma flödet av sensibelt värme (H) och friktionshastigheten (u_*). Metoden fordrar mätningar av vindhastighet och temperatur åtminstone på två höjdnivåer. Det finns vissa problem med metoden vid starkt stabila förhållanden. Exempel på referens där denna metod beskrivs är Berkowicz and Prahm, 1982b.

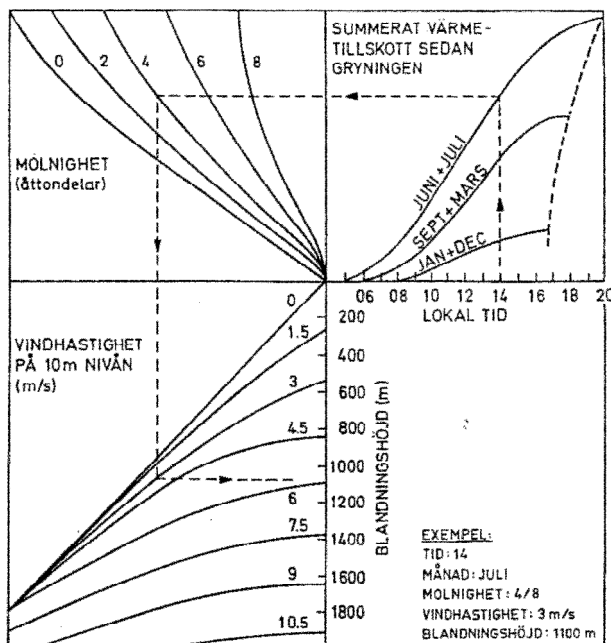
Gränsskiktets höjd

Gränsskiktets höjd, h , eller som den ibland kallas blandningshöjden, är en viktig parameter därför att den bildar en barriär för luftföroreningarnas transport vertikalt. Den är också viktig för bestämning av den turbulenta strukturen i atmosfärens gränsskikt.

Det finns två grundläggande sätt att bestämma blandningshöjden. Den kan bestämmas med hjälp av profilmätningar antingen direkt via mätningar via radiosonderingar, ballonger eller master/torn eller genom fjärranalys via sodar, radar eller lidar. Den andra möjligheten är att beräkna blandningshöjd. Vanligtvis beräknas den för neutrala meteorologiska förhållanden som funktion av *friktionshastigheten* (u_*) och för stabila förhållanden som funktion av *friktionshastigheten* (u_*) och *Obukhovs längdskala* (L). För instabila förhållanden används ofta enkla modeller där det *sensibla värmeflödet* (H) integreras i tiden, värmetillskottet summeras sedan gryningen, se Figur 7.7.

Blandningshöjden är inte enkel att bestämma. Det finns omfattande litteratur i frågan. Genomgång av olika metoder och problemställningar görs i rapporterna Risø-R-997, 1997 och COST 710,1998.

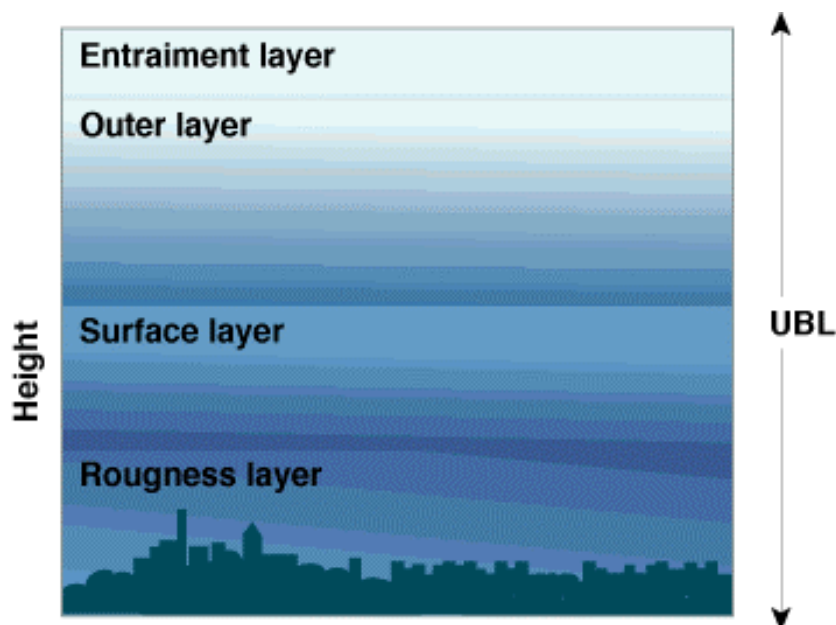
Blandningshöjdens ungefärliga beroende av meteorologiska förhållanden framgår av Figur 7.7.



Figur 7.7 Nomogram för att uppskatta blandningshöjden under dagtid i södra Sverige. (Från Pasquill and Smith, 1983)

7.7. Det urbana gränsskiktet

Starkt förenklat kan en stad betraktas som ett skrovligt, varmt område omgivet av ett kallare och mindre skrovligt område (landsbygd). Vid övergången mellan de olika områdena uppkommer så kallade interna gränsskikt, som ett resultat av den tvära förändringen av markförhållandena. Längre in i staden blir förhållandena mer homogena. En schematisk bild av det så kallade urbana gränsskiktet visas i Figur 7.8. Närmast marken, i det så kallade skrovlighetsskiktet (roughness layer), domineras vind- och turbulensförhållandena av stadens byggnader. Vid modellering av spridningen i städer antas vanligtvis att den nedre gränsen för s.k. stadsmodeller är ovanför skrovlighetsskiktet. De beskriver därför bara halter ovanför tak. För att beräkna halter nära marken behövs andra modeller, som beskriver förhållandena i enskilda gaturum (s.k. gaturumsmodeller) eller med hjälp av modeller där förhållandena runt enskilda byggnader beskrivs detaljerat (t.ex. CFD-modeller).



Figur 7.8 Schematisk bild av den vertikala strukturen i det urbana gränsskiktet (Urban Boundary Layer=UBL).

I princip gäller samma förhållanden i det urbana gränsskiktet som de, som presenterats tidigare med några modifikationer.

- I markytans energibalans ekvation tillkommer en term:

$$Q^* + Q_A = H + LE + G$$

där Q_A anger stadens antropogena värme flöde. Denna term varierar mycket och är relaterad främst till uppvärmningen av byggnader. I centrum av en typisk medelstor svensk stad (Uppsala) uppgår Q_A till ca 100 W/m^2 vid en temperatur på -20°C (Taesler, 1980). Mer vanliga värden är omkring 50 W/m^2 , vilket kan jämföras med nettostrålningen (Q^*) i ekvationen ovan, som varierar från omkring -100 W/m^2 på natten till omkring 400 W/m^2 soliga sommardagar. Det antropogena värme flödet (Q_A) är en osäker parameter, men har en betydande inverkan på energibalans ekvationen (Oke, 1982), främst vid soluppgång och solnedgång. På grund av svårigheterna att bestämma Q_A , tas oftast inte hänsyn till den i praktiska tillämpningar.

- Det urbana området är mycket skrovligare än omgivande område. De stabila förhållandena är därför inte lika vanliga som för omgivande område. För att ta hänsyn till detta införs ofta i modellberäkningar gränser för hur stabilt det får vara.

7.8. Atmosfärskemiska processer

Vägtrafiken ger upphov till en komplicerad blandning av gasformiga och partikulära luftföroreningar.

De viktigaste gasformiga föroreningarna är kväveoxider, kolmonoxid, svaveldioxid och olika organiska ämnen. Koldioxid (CO_2) är också en viktig del av vägtrafikens utsläpp eftersom den är en så kallad växthusgas¹. Här kommer dock inte koldioxid att behandlas då vägtrafikens CO_2 -emission har relativt liten *atmosfärskemisk* betydelse.

Ett utsläppt ämnes *uppehållstid* i atmosfären styrs dels av tidsskalan för de kemiska reaktioner ämnet kan genomgå och dels av tidsskalan för upptag av ämnet på vegetation, mark- och vattenytor, genom nederbördsuttvättning eller torrdeposition. Den geografiska utsträckningen på det område som påverkas av emission av ett ämne beror dels på uppehållstiden för ämnet och dels på meteorologiska förhållanden, som till exempel vindhastighet. Man delar ofta in luftföroreningsproblem i olika kategorier beroende på storleken av det område man är intresserad av. I Tabell 7.2 definieras fyra ofta använda skalor: lokal-, meso-, regional- och globalskala.

Tabell 7.2 Definition av olika skalor för luftföroreningsproblem (från Rodhe, 1993)

	Horisontell skala	Vertikal skala	Tidsskala
Lokal skala Ex. bilavgaser i stad, skorstensplymer	Upp till något tiotal km	Upp till några hundra meter	Mindre än en timme
Mesoskala Ex. stadsplym	Tiotal till hundratals km	Upp till ca 1 km	Upp till ca 10 timmar
Regional skala Ex. surt regn	Hundratals till tusentals km	Upp till ett par km	Ca ett till fem dygn
Global skala Ex. nedbrytning av stratofäriskt ozon, växthusgaser	Större än några tusen km	Hela atmosfären	Mer än ett år

Luftföroreningar påverkas av atmosfärskemiska processer på flera olika tidsskalor.

På verkligt korta tidsskalor (sekunder till minuter efter utsläppet) är det framför allt kväveoxiderna NO och NO_2 som hinner reagera kemiskt.

Inom några timmar till några dagar efter emissionen hinner en mängd olika kemiska reaktioner påverka de utsläppta ämnena. På denna tidsskala sker bland annat nedbrytning av många av de organiska ämnen som släpps ut. I kombination med kväveoxidernas reaktioner kan detta leda till bildning av marknära ozon. Nedbrytningen kan också medföra bildning av partiklar i atmosfären. Utsläppta kväveoxider och svaveldioxid kan också bilda partiklar. Dessa kan bidra till försurning av mark och vatten när de deponeras.

En del av de utsläppta ämnena reagerar så långsamt i atmosfären (tidsskala månader – år) att de hinner spridas över mycket stora områden (kontinentalt – globalt) innan de omvandlas kemiskt. Exempel på sådana ämnen är kolmonoxid, metan och dikväveoxid.

¹ Växthusgaser absorberar en del av den värmestrålning som sänds ut från jordytan och hindrar därmed en del av värmen att stråla ut i rymden. En ökning av mängden växthusgaser i atmosfären kan bidra till en höjning av medeltemperaturen vid jordytan.

Metan och dikväveoxid är växthusgaser men de har även andra negativa miljöeffekter då de bryts ner kemiskt i atmosfären. Metannedbrytningen kan bidra till marknära ozonbildning. Nedbrytning av dikväveoxid, som sker i stratosfären², bidrar till uttunning av det skyddande ozonskiktet där.

Om tidsskalan för de atmosfärkemiska processer som påverkar ett utsläppt ämne är väsentligt längre än tidsskalan för atmosfärisk transport genom det område man är intresserad av (Tabell 7.2, kolumn 4) kan man ofta betrakta ämnet som inert vid modellering.

I Tabell 7.3 redovisas typiska atmosfäriska uppehållstider och utbredning av olika luftföroreningar som emitteras från vägtrafiken.

Tabell 7.3 Approximativ utbredning i rum och tid för några viktiga luftföroreningar

Ämnen	Typisk uppehållstid i atmosfären	Utbredning
NO _x ^a	Dagar ^a	Regional
N ₂ O	År	Global
VOC (inkl. PAH men utom CH ₄) ^b	Timmar till dagar ^b	Mesoskalig till regional
CH ₄	År	Global
CO	Månader	Regional till global
CO ₂	År	Global
SO ₂	Dagar	Regional
Partiklar	Varierar kraftigt (se figur 4.10)	Lokal till regional

^a NO_x betecknar summan av NO och NO₂. NO och NO₂ reagerar snabbt i atmosfären (se följande avsnitt). De snabba reaktionerna leder dock främst till en växling mellan NO och NO₂. De reaktioner som leder till att NO_x försvinner från atmosfären sker på en tidsskala av några dagar.

^b VOC betecknar gasformiga organiska ämnen. Deras uppehållstider varierar kraftigt. Tidsskalan timmar till dagar gäller för största delen av VOC-utsläppet från vägtrafiken. PAH förekommer både i gasfas och bundet till partiklar.

I de följande avsnitten beskrivs översiktligt några av de atmosfärskemiska processer som påverkar de luftföroreningar som vägtrafiken ger upphov till. De olika avsnitten beskriver processer som berör: NO_x (kväveoxid och kvävedioxid), VOC (gasformiga organiska föreningar), Ozonbildning nära marken, Partiklar, CO (kolmonoxid) och N₂O (dikväveoxid).

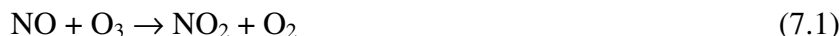
För den som är intresserad av mer utförlig information om atmosfärens kemi finns en omfattande litteratur inom området. Några exempel på böcker som behandlar atmosfärskemi ges i referenslistan.

NO_x

Kväveoxider emitteras främst i form av kväveoxid (NO), kvävedioxid (NO₂) och dikväveoxid (N₂O). NO och NO₂ brukar gemensamt betecknas NO_x. Större delen av NO_x-emissionen från vägtrafiken utgörs av NO.

² Stratosfären kallas den del av atmosfären som ligger närmast över troposfären. I stratosfären finns ozon, som har förmågan att absorbera ultraviolett (UV) strålning. UV-strålning kan skada levande organismer och det ozon som finns i stratosfären, "ozonskiktet", utgör alltså ett skydd för växter och djur.

Emitterad kväveoxid reagerar framför allt med ozon (O_3) i omgivande luft och bildar kvävedioxid:



Denna reaktion är snabb och sker på en tidsskala av sekunder till minuter om ozon finns tillgängligt.

Kvävedioxid kan i sin tur sönderdelas i kväveoxid och fria syreatomer genom absorption av solljus:



Fria syreatomer reagerar mycket snabbt med syremolekyler och bildar då ozon:



Reaktion (7.2) sker endast under dagtid och reaktionshastigheten är beroende av ljusintensiteten. Detta medför att bildning av ozon är betydligt effektivare på sommaren än under vintern.

Reaktion (7.1) leder till att halten av ozon i NO_x -förorenade områden blir väsentligt lägre än i omgivande bakgrundsluft. O_3 -halterna i tätorter och nära starkt trafikerade vägar är därför för det mesta lägre än i omgivande landsbygdsområden. På samma gång innebär detta att ozon som tillförs NO_x -förorenade områden, till exempel genom långväga transport, bidrar till en ökning av kvävedioxidhalten.

Utsläppt NO_x växlar form från NO till NO_2 och tillbaka via ett cykliskt reaktionsförlopp (reaktionerna (7.1) – (7.3)). Några minuter efter utsläpp av NO_x brukar man kunna anta att ett jämviktstillstånd råder mellan halterna av NO, NO_2 och O_3 . Proportionerna mellan de tre ämnena är beroende av bland annat ljusintensiteten och temperaturen. Nära utsläppskällan är halterna av NO_x och ozon mycket inhomogent fördelade vilket leder till att hastigheten med vilken NO oxideras till NO_2 är starkt beroende av den tid det tar att blanda avgasplymen med bakgrundsluften. I modeller för beskrivning av NO_x -halter mycket nära utsläppskällan (t.ex. gaturummodeller) måste därför även denna blandningstid beaktas.

Vid låga ozonhalter och mycket höga kväveoxidhalter kan reaktioner mellan NO och syremolekyler (O_2) ha en viss betydelse för bildning av kvävedioxid:



I de flesta fall är halterna av NO för låga för att reaktion (7.4) ska bidra till bildningen av NO_2 i någon större omfattning (Hov och Larssen, 1984). Det har dock visat sig att reaktionen kan vara viktig i vägtunnlar (Sjödin m.fl., 1997).

Kväveoxiderna genomgår även en mängd andra kemiska reaktioner, varav vissa kan leda till bildning av salpetersyra (HNO_3). Den viktigaste reaktionen som ger upphov till HNO_3 är den mellan NO_2 och hydroxylradiken³ (OH):



HNO_3 kan också bildas via reaktioner som involverar nitraträdkaler, NO_3 . Dessa radikaler bildas framför allt nattetid, genom reaktioner mellan kvävedioxid och ozon:



Reaktion (7.6) sker även dagtid men nitraträdkalen sönderdelas mycket snabbt av solljus till kvävedioxid och syremolekyler (7.7), vilka i sin tur återbildar ozon genom reaktion (7.3).



Sammantaget innebär detta att reaktion (7.6) inte har någon betydelse dagtid.

NO_3 -radikalerna kan bilda HNO_3 genom att abstrahera en väteatom från någon organisk molekyl, till exempel formaldehyd, HCHO :



Nitraträdkalerna kan också reagera med NO_2 -molekyler och bilda dikvävepentaoxid, N_2O_5 :



N_2O_5 kan i sin tur bilda HNO_3 genom reaktion med vatten (H_2O):



Under dagtid kan en del av den bildade salpetersyran återgå till kvävedioxid och hydroxylradikaler genom fotolytisk sönderdelning:



Omvandling till HNO_3 är en av de viktigaste sänkmekanismerna för emitterad NO_x , speciellt i urbana områden. HNO_3 kan nämligen lämna atmosfären genom uttvättning med nederbörd, torrdeposition direkt från gasfas, till mark eller vegetation, eller via adsorption på partiklar. NO_2 kan också torrdeponeras men denna process är betydligt långsammare än motsvarande deposition av salpetersyra. Normalt ligger uppehållstiden i atmosfären för NO_x i storleksordningen några dagar.

³ Radikaler är kemiska föreningar som har en eller flera "oparade" elektroner med vilka de lätt kan bilda bindningar till andra atomer eller molekyler. De är för det mesta mycket reaktiva och därför kortlivade i atmosfären.

VOC – Flyktiga organiska ämnen

Bilavgaser innehåller hundratals olika organiska ämnen (se t.ex. Black m. fl., 1998). En stor andel av de emitterade ämnena utgörs av oförbränt bränsle, till största delen bestående av olika kolväten. En annan del av emissionen består av ämnen som bildats i förbränningsprocessen. Exempel på sådana avgaskomponenter är eten, propen, formaldehyd och acetaldehyd.

De gasformiga organiska föreningar (VOC, *Volatile Organic Compounds*) som emitteras från vägtrafiken kan genomgå en mängd olika kemiska reaktioner i atmosfären. Reaktiviteten varierar kraftigt mellan olika organiska föreningar. Den största delen av utsläppt VOC reagerar dock såpass långsamt i atmosfären att man i lokala modeller ofta kan anta att de beter sig som inerta ämnen.

Den atmosfäriska uppehållstiden för de utsläppta organiska föreningarna ligger vanligen i storleksordningen timmar till dagar. Ett viktigt undantag är metan som, på grund av sin låga reaktivitet, har en uppehållstid på flera år i atmosfären och därför sprids globalt.

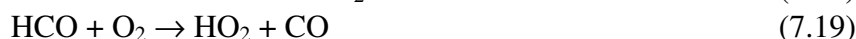
De flesta organiska luftföroreningarna genomgår väldigt komplicerade reaktionskedjor i atmosfären. Reaktionsmekanismerna varierar från ämne till ämne men vissa huvuddrag, som gäller för de flesta, kan ändå skönjas. Utsläppta VOC oxideras genom olika processer till slutprodukterna koldioxid (CO₂) och vatten (H₂O). De viktigaste oxidationsprocesserna initieras av reaktioner med radikaler i atmosfären. Den mest betydelsefulla radikalen i troposfärens kemi är hydroxylradikalen (OH), som bildas genom fotokemisk sönderdelning av ozon (7.12), följt av reaktion med vattenmolekyler (7.13)⁴.



Ett exempel på en reaktionsväg för atmosfärisk nedbrytning av en organisk förening är oxidation av metan, CH₄, till koldioxid enligt reaktionerna (7.14)- (7.20).

⁴ O₂^{*} och O^{*} i reaktion (7.12) och (7.13) symboliserar syremolekyler och syreatomer i exciterade tillstånd, det vill säga med högre energi än grundtillståndet. Endast exciterade syreatomer bildar OH-radikaler genom reaktion med vattenmolekyler i luften.

EXEMPEL PÅ NEDBRYTNINGSMEKANISM FÖR ETT KOLVÄTE (METAN)



Första reaktionssteget består i att en OH-radikal spjälkar av en väteatom från metan varvid en metylradikal (CH_3) och en vattenmolekyl bildas. Metylradikalen reagerar mycket snabbt med en syremolekyl och bildar en metylperoxiradikal (CH_3O_2). Denna kan i sin tur reagera med en NO-molekyl och bilda en metoxyradikal (CH_3O) och NO_2 (7.16). CH_3O reagerar sedan snabbt med en O_2 -molekyl och då bildas formaldehyd (HCHO) och en väteperoxiradikal (HO_2). Nedbrytningen kan sedan fortsätta till exempel via en attack av en OH-radikal på formaldehyden. Då bildas en H_2O -molekyl och en formylradikal (HCO) (7.18). Formylradikalen reagerar sedan med O_2 och bildar kolmonoxid och ytterligare en HO_2 -radikal (7.19). Slutligen kan CO oxideras till CO_2 via en reaktion med en OH-radikal (7.20). Väteatomen som bildas i (7.20) bildar snabbt en HO_2 -radikal via reaktion med en O_2 -molekyl (7.21).

Det bör påpekas att ovanstående reaktionsmekanism bara innehåller en del av de reaktioner som kan ske vid nedbrytning av metan.

Även mer komplicerade organiska föreningar bryts ofta ner på liknande sätt som metan. Initialt sker för det mesta en reaktion med OH-radikaler⁵. Via reaktioner med syremolekyler bildas sedan olika peroxiradikaler. Dessa reagerar vidare och kan ge upphov till bland annat aldehyder och andra så kallade oxygenater⁶. Via reaktioner med NO_2 kan även peroxiacetylnitrat (PAN) och därmed besläktade ämnen bildas.

För vissa av de emitterade organiska föreningarna, speciellt omättade kolväten, kan nedbrytningen inledas via reaktioner med ozon i stället för med OH-radikaler. Vid dessa reaktioner bildas olika fria radikaler och aldehyder. Ett exempel på en möjlig sådan reaktion mellan propen (C_3H_6) och ozon är:



En annan process, som många organiska föreningar, framför allt aldehyder och ketoner, kan genomgå är fotolytisk sönderdelning genom absorption av solljus. Ett exempel på ett

⁵ Omättade organiska föreningar (till exempel alkener) reagerar ofta med OH-radikalen genom addition till föreningen i stället för genom abstraktion. Detta innebär att OH binds till föreningen i stället för att som i metanfallet (7.14) spjälka av en väteatom och bilda vatten.

⁶ Oxygenater är syreinhållande organiska ämnen, t ex alkoholer, syror, ketoner och estrar.

emitterat ämne som kan fotolyseras är formaldehyd (HCHO)⁷. Formaldehyd kan brytas ner fotolytiskt genom någon av reaktionerna:



En viktig grupp av organiska ämnen, som förekommer i bilavgaser, är så kallade polycykliska aromatiska kolväten (PAH, *Polycyclic Aromatic Hydrocarbons*). Dessa är molekyler som består av två eller flera sammanbundna bensenringar. Det finns hundratals olika PAHer. De lättaste av dem (bestående av två eller tre bensenringar) är lättflyktiga och förekommer därför främst i gasfas medan de tyngre (med mer än fem ringar) till största delen uppträder bundna till partiklar. PAH-molekyler i mellanstorlek (fyra till fem ringar) finns både i gasfasen och i partikelfasen.

PAH:er i gasfas bryts ner relativt snabbt i atmosfären. Till exempel är uppehållstiden för naftalen (C₁₀H₈) bara några timmar i områden med fotokemisk smog. Nedbrytningsmekanismerna för PAHer i atmosfären är mycket komplicerade och långt ifrån helt klarlagda (se exempelvis Baek m.fl., 1991). Dagtid börjar nedbrytningen troligen för det mesta genom addition av en OH-radikal till en av de aromatiska ringarna, vilket ger upphov till en cyklohexadienyl-radikal, som sedan kan reagera vidare, till exempel med NO₂ och bilda en så kallad nitro-PAH. PAHer reagerar även med andra molekyler i atmosfären, bland annat med ozon och (nattetid) med NO₃-radikaler och N₂O₅.

Ozonbildning

Marknära ozon bildas genom reaktion mellan syremolekyler och fria syreatomer (7.3). Den enda betydelsefulla molekyl i troposfären som kan ge upphov till de syreatomer som behövs för ozonbildning är kvävedioxidmolekylen (NO₂). Kvävedioxid är alltså en nödvändig komponent för bildning av ozon nära marken. Dessutom behövs solljus för att driva den reaktion som spjälkar av en syreatom från NO₂ (7.2).

Om all NO₂ bildas genom reaktion (7.1) så sker ingen nettoproduktion av ozon eftersom lika mycket ozon förbrukas i reaktion (7.1) som bildas i reaktion (7.3). NO kan dock oxideras till NO₂ genom reaktioner med andra ämnen än ozon, till exempel peroxiradikaler (RO₂, där R kan vara antingen en väteatom eller ett kolväte):



Eftersom peroxiradikaler bildas vid atmosfärisk nedbrytning av organiska ämnen⁸ kan utsläpp av VOC leda till en nettobildning av ozon. Förutsättningar för ozonbildning är tillgång till NO_x, VOC och solljus. Dessutom ökar ozonbildningen med ökande temperatur på grund av att många av de reaktioner som bidrar till ozonbildningen går snabbare vid högre temperaturer. Speciellt betydande kan ozonbildningen bli under våren och sommaren vid stabila högtryckssituationer med svaga vindar och liten vertikal

⁷ Formaldehyd emitteras dels direkt med avgaserna och dels bildas den indirekt då andra utsläppta organiska ämnen bryts ner (reaktion (7.17)).

⁸ Exempel på reaktioner där peroxiradikaler bildas är (7.15), (7.17) och (7.21).

omblandning, då NO_x- och VOC-föreningarna hålls relativt koncentrerade under lång tid.

Bildning av marknära ozon sker på en tidsskala av timmar till dagar på grund av att det tar tid för emitterad VOC att brytas ned. Detta medför att ozonbildning är ett *regionalt* problem snarare än ett *lokalt* problem. Bildad ozon kan transporteras relativt långt innan det försvinner från atmosfären. Till exempel kan ozon som bildats i Centraleuropa föras med vindarna till Skandinavien.

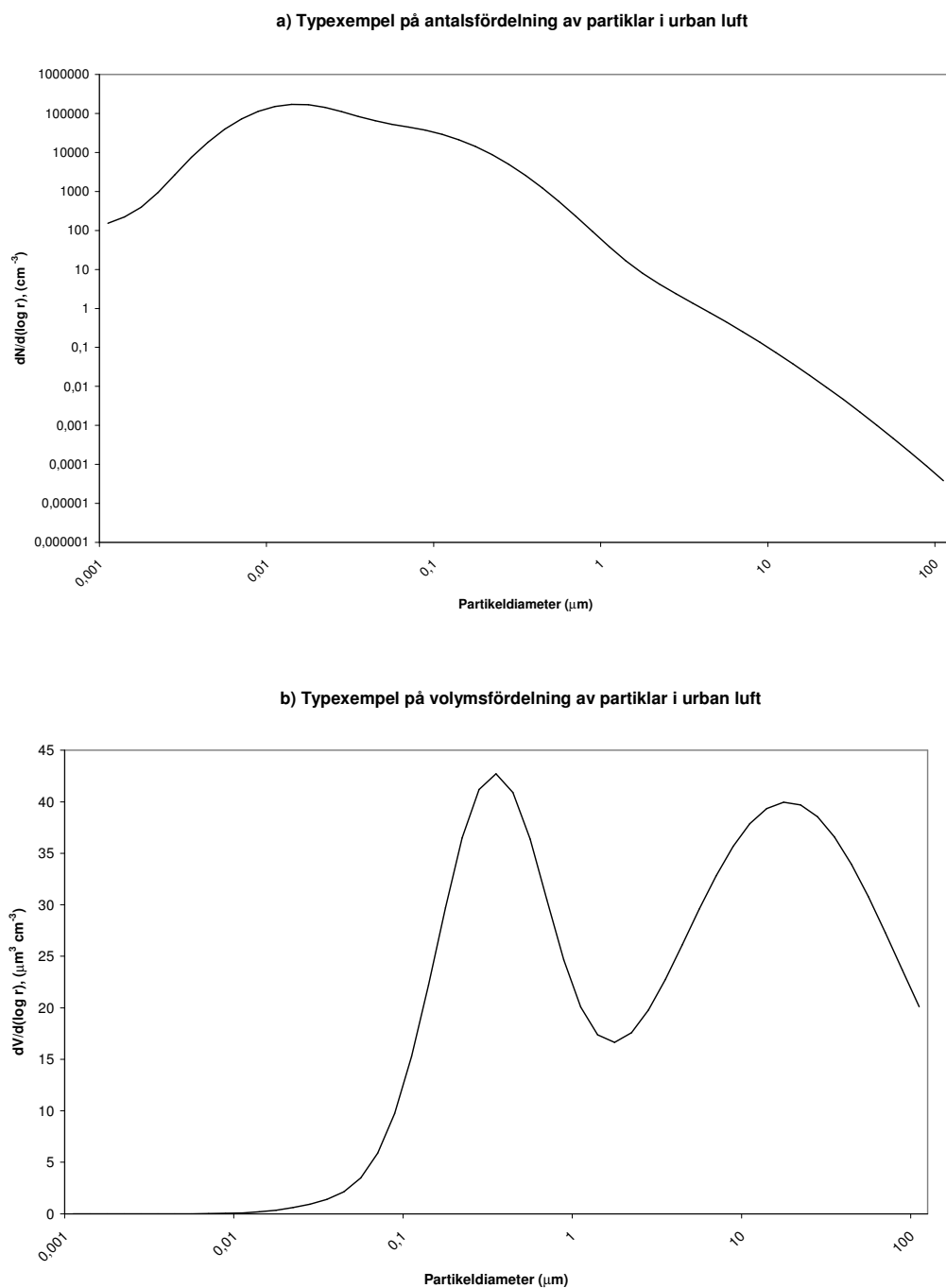
Partiklar

Vägtrafiken ger upphov till en mängd olika partiklar i atmosfären. Man delar ofta in atmosfäriska partiklar i olika kategorier beroende på deras storlek. Partiklar med en diameter mindre än ca 2 µm brukar benämnas *fin* och större partiklar kallas *grova*.

En annan användbar klassificering av partiklar är indelningen i en *nukleationsfraktion* (0.001-0.1 µm), en *ackumulationsfraktion* (0.1-2 µm) och en *grovfraktion* (större än 2 µm). Denna indelning bygger på att olika mekanismer för partikelbildning leder till olika stora partiklar. De minsta partiklarna (nukleationsfraktionen) bildas framför allt genom fasomvandling av gaser till vätske- eller fastfas-partiklar. Partiklar i ackumulationsfraktionen uppkommer ofta genom att mindre partiklar slås samman med varandra och/eller genom kondensation av gaser på redan existerande partiklar (heterogen kondensation). De största atmosfäriska partiklarna (grovfraktionen) bildas mest genom mekaniska processer (som till exempel vägbaneslitage).

Ett exempel på hur fördelningen av partiklar på olika storlekar kan se ut i en urban miljö ges i Figur 7.9. Som framgår av figuren så är det största *antalet* av partiklarna små. Maximum i antalsfördelningen ligger i detta exempel kring partikeldiametern 0.01 µm.

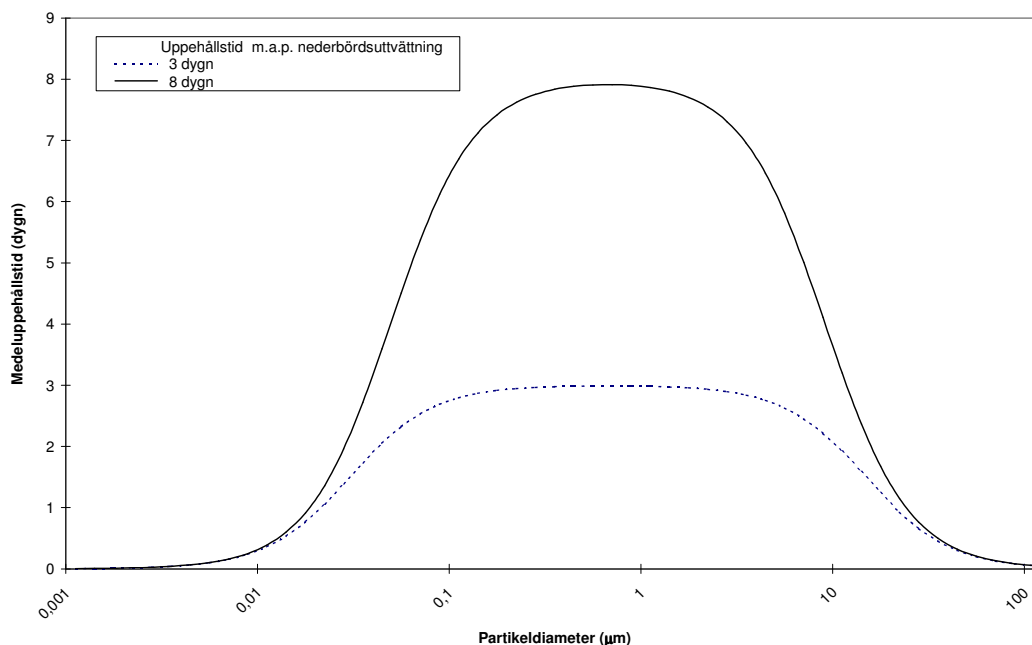
Fördelningen av partikelvolymen uppvisar, i detta fall, två distinkta toppar, en för partiklar med ungefärlig diameter 0.2 – 0.7 µm och en för partiklar med omkring 5 - 50 µm diameter.



Figur 7.9 Exempel på storleksfördelning av partiklar i urban luft (Jaenicke, 1993).
a) Antalsfördelning. b) Volymsfördelning.

När det gäller massfördelningen av partiklarna så kan man anta att den i stort sett är proportionell mot volymsfördelningen. I verkligheten kan man ha fler mer eller mindre tydliga toppar i massfördelningen av partiklarna. Till exempel kan man ibland särskilja en topp som härrör främst från bensenavgaser från en topp som kommer till största delen från dieselavgaser. Nära vägar är den relativa andelen grova partiklar ofta betydligt större än i Figur 7.9 (se till exempel Larssen, 1991, Larssen og Hagen, 1997).

Uppehållstiden i atmosfären för partiklar varierar kraftigt med partikelstorleken. I Figur 7.10 visas en principskiss över hur medeluppehållstiden i atmosfären varierar för partiklar av olika storlekar.



Figur 7.10 Medeluppehållstid i atmosfären för partiklar som funktion av partikeldiametern för två olika antaganden om nederbördsförhållanden (Jaenicke, 1993).

Som framgår av figuren har partiklarna i ackumulationsfraktionen (0.1-2 μm) längst uppehållstid i atmosfären. Dessa partiklar lämnar främst atmosfären genom uttvättning med nederbörd. Detta leder till att deras uppehållstid blir starkt beroende av väderleksförhållandena. Vanligen ligger dock uppehållstiden i storleksordningen några dagar till några veckor för dessa partiklar. De sprids därför på regional skala.

Partiklar som är större än ca 10 - 20 μm i diameter faller relativt snabbt till marken genom sedimentation. De kan inte hålla sig kvar i atmosfären mer än högst några timmar. Ju tyngre partikeln är desto snabbare deponeras den på marken. ”Stora” partiklar är alltså ett lokalskaligt problem eftersom de inte transporteras mer än högst några kilometer från utsläppskällan. Av vägtrafikens partikelemission är det främst mekaniskt genererade partiklar som är så stora att de snabbt faller till marken.

Partiklar i nukleationsfraktionen (mindre än ca 0.1 μm) har en kort uppehållstid på grund av att de genom sin relativt höga diffusionshastighet snabbt kolliderar med varandra, eller med större partiklar, och växer genom *koagulation*. Detta innebär inte att partiklarna lämnar atmosfären men de övergår från nukleationsfraktionen till ackumulationsfraktionen.

Man brukar också skilja på *primärt emitterade* partiklar och *sekundärt bildade* partiklar.

De primärt emitterade partiklarna i *avgaserna* består främst av sotpartiklar som bildats på grund av ofullständig förbränning. Sotpartiklarna består av många olika komponenter. Till en kärna som består av mer eller mindre rent kol kan en mängd olika ämnen vara bundna, exempelvis sulfater och PAH. Partikelbundna PAH kan reagera kemiskt i atmosfären genom liknande reaktioner som de som PAH i gasfas genomgår men för det mesta sker nedbrytningen mycket långsammare för partikulärt PAH. Detta medför att en stor del av de partikelbundna PAH inte hinner brytas ner kemiskt i atmosfären.

Partiklar som emitteras kan växa dels genom att de slås samman med andra partiklar och dels genom att gasformiga ämnen adsorberas på dem. Speciellt större organiska molekyler binds till partiklarna då avgaserna kyls ner.

Man bör komma ihåg att vägtrafiken ger upphov till primär partikelemission inte bara med avgaserna utan även genom mekaniska processer. Partiklar kan till exempel komma från däck, bromsbeläggningar, asfalt, vägdamm etc. Speciellt stor blir partikelbildningen då dubbdäck används på torra vägbanor. De mekaniskt genererade partiklarna varierar kraftigt i storlek. Den största massandelen av dem tillhör grovfraktionen men de kan också ge ett betydelsefullt bidrag till de fina partiklarna (se t.ex. Larssen, 1991; Larssen och Hagen, 1998). Se också avsnitt 5.9.3, ”Slitagepartiklar”.

Vägtrafikens emissioner ger upphov till sekundär partikelbildning genom flera olika processer varav några beskrivs nedan.

De VOC som emitteras kan under oxidationsprocessen i atmosfären bilda föreningar som har betydligt lägre mättnadsångtryck än de ursprungligen emitterade kolvätena. Dessa intermediära produkter kan till exempel vara alkoholer, karboxylsyror, aldehyder och ketoner. De kan antingen bilda mycket små (<0.1 μm) vätskedroppar genom *nukleation* från gasfas eller kondensera på redan existerande partiklar. Dropparna växer sedan genom sammanslagning och övergår i ackumulationsfraktionen. Dessa sekundära partiklar kan vid uppehållsväder transporteras mycket långt i atmosfären eftersom de kan förbli svävande i veckor.

En annan viktig källa till sekundär partikelbildning är atmosfärisk oxidation av emitterad svaveldioxid till svavelsyra och sulfat och av NO_x till salpetersyra och nitrat. Oxidationen av kväveoxider till salpetersyra beskrevs i avsnittet om reaktioner med NO_x ovan. En del av salpetersyran övergår i partikelfas där den, till exempel, kan reagera med ammoniak och bilda ammoniumnitrat, NH_4NO_3 .

Oxidationen av SO_2 till sulfat är mer komplicerad. Den kan ske i gasfas genom reaktion mellan SO_2 och peroxiradikaler (RO_2) (7.26) eller OH-radikaler (7.27):



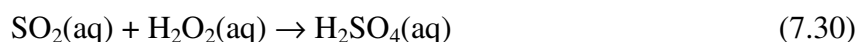
HSO_3 som bildas i reaktion (7.27) är en radikal som snabbt reagerar vidare med O_2 och bildar svaveltrioxid (SO_3):



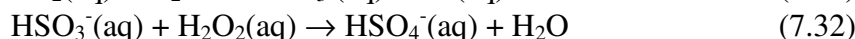
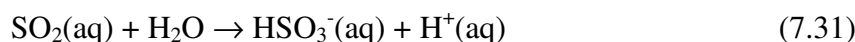
SO_3 kan sedan bilda svavelsyra (H_2SO_4) genom reaktion med H_2O :



Andra viktiga oxidationsreaktioner sker i vattendroppar, som SO_2 kan lösas i. I vattenlösning kan SO_2 oxideras av bland annat väteperoxid (H_2O_2):



Alternativt kan SO_2 först protolyseras i vattenlösningen och sedan reagera med H_2O_2 :



Svavelsyra reagerar också lätt med ammoniak och bildar ammoniumsulfat, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, och ammoniumvätesulfat, NH_4HSO_4 .

Det sulfat som bildas från vägtrafikens emissioner ingår till största delen i fina partiklar ($<2 \mu\text{m}$) och kan transporteras långt i atmosfären innan det deponeras på marken framför allt genom uttvättning med nederbörd. Nitrat förekommer både i fin- och grovfraktionen av partiklar.

CO

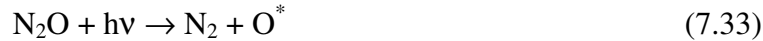
Kolmonoxid reagerar mycket långsamt i atmosfären. Genom reaktion med OH-radikaler bildas koldioxid och väteatomer enligt reaktion (4.20) i VOC-avsnittet ovan. Väteatomerna reagerar snabbt med syremolekyler och bildar väteperoxiradikaler (4.21). Oxidationen av CO går dock så långsamt att den genomsnittliga uppehållstiden för en CO-molekyl i troposfären beräknas vara ca 2 månader (Warneck, 1988). Kolmonoxid emitterad från vägtrafik hinner därför spridas över mycket stora områden innan den omvandlats till koldioxid.

N₂O

Dikväveoxid (N_2O , *lustgas*), som framför allt emitteras från katalysatorförsedda fordon, bryts, såvitt man vet, inte ner kemiskt i troposfären, vilket medför att uppehållstiden i atmosfären blir mycket lång (tiotals år). Lustgas är därför en luftförorening som sprids globalt.

N_2O är också en relativt kraftig växthusgas.

Nedbrytning av N_2O sker i stratosfären genom fotolytisk sönderdelning eller reaktion med syreatomer:



NO som bildas i stratosfären, till exempel genom reaktion (7.34) kan bidra till nedbrytning av ozon i stratosfären (se t. ex. Bunce, 1994).

7.9. Om växthusgaser och växthuseffekten

Växthuseffekten är en grundläggande egenskap hos jordens klimat. Jorden är dock inte i någon särställning. Växthuseffekten finns även på andra planeter, såsom på Venus och Mars. Växthuseffekten påverkar den globala strålningsbalansen, dvs. balansen mellan inkommande solstrålning och utgående värmestrålning, och därmed vårt klimat. Klimatförändringar är klimatets fysikaliska respons på en påverkan som i slutändan ska återskapa strålningsbalansen, vilket alltså sker på bekostnad av ändringar i klimatet.

Inkommande solstrålning passerar i stort sett genom växthusgaserna och värmer upp jordytan. Den uppvärmda jordytan sänder i sin tur ut värmestrålning vars passage effektivt hindras av växthusgaserna i atmosfären. En del av den hindrade värmestrålningen återstrålas tillbaka mot jorden, vilket gör att temperaturen hos jordytan hålls både varmare och jämnare jämfört med en planet utan en atmosfär. Det är detta vi kallar växthuseffekten.

En naturlig växthuseffekt har så gott som alltid funnits på jorden, tack vare förekomsten av vissa gaser - växthusgaserna - i atmosfären. Av dessa är vattenånga och koldioxiden de två viktigaste. Den naturliga växthuseffekten har varierat en del på grund av variationer i klimatsystemets naturliga drivkrafter. Temperaturen och vattencykeln är starkt kopplade. Koldioxiden ingår i kolets kretslopp och påverkas därmed även den av klimatet.

Klimatfrågan handlar om den förstärkta växthuseffekten d.v.s. en effekt som är utöver den naturliga. Människans utsläpp av koldioxid och vissa andra gaser ändrar atmosfärens sammansättning utöver de naturliga förloppen. Detta utgör en störning i klimatsystemet. Klimatförändringen är systemets sätt att utjämna störningen.

Med större andel växthusgaser i atmosfären hindras en större andel av den utgående värmestrålningen. Återstrålningen till jordytan ökar. Temperaturen stiger. Ytans värmestrålning ökar och så vidare. Till slut uppstår en ny balans och mängden av utgående värmestrålning från jorden är igen lika stor som mängden av inkommande solstrålning. Konsekvensen av detta är dock en högre temperatur vid jordytan. Detta är en förenklad beskrivning av förloppet.

I det verkliga systemet sker förstås en hel del mer. Olika återkopplingar inom klimatsystemet gör att hela förloppet är komplext. En del värme lagras i havet. Utgående värmestrålning från högre nivåer i atmosfären ökar, vilket ger en avkylning där uppe. Inom klimatsystemet påverkas moln, nederbörd och vattenomsättning, havsnivå, cirkulationsmönster, kolcykeln m.m.

Förstärkningen av växthuseffekten innebär alltså både en ökad värmemängd i havet, högre temperatur vid jordytan, en omfördelning av energiflödena inom klimatsystemet och andra ändringar. En del av dessa förändringar kommer att pågå under mycket lång tid, även efter att utsläppen har begränsats till en bråkdel av nuvarande nivåer.

7.10. Referenser till kapitel 7

Baek, S.O., Field, R.A., Goldstone, M.E., Kirk, P.W., Lester, J.N. och Perry, R. (1991) A Review of Atmospheric Polycyclic Aromatic Hydrocarbons: Sources, Fate and Behavior. *Water, Air, and Soil Pollution* **60**, 279-300.

Berkowicz R. And L.P. Prahm, 1982a. Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method. *J. Appl. Met.*, 21, 1845-1864.

Berkowicz R. And L.P. Prahm, 1982b. Evaluation of the profile method for estimation of surface fluxes of momentum and heat. *Atmos. Env.*,16,2809-2819.

Black, F., Tejada, S. och Kleindienst, T. (1998) Preparation of Automobile Organic Emission Surrogates for Photochemical Model Validation. *Atmospheric Environment* **32**, 2443-2451.

Bunce, N. (1994) *Environmental Chemistry* (2nd ed.). Wuerz Publishing, Ltd.

COST-710 (1998). EUR 18195-COST Action 710-Final report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models. Edited by B.E.A. Fisher, J.J. Esbrink, S. Finardi, P. Jeannet, S. Joffre, M.G.Morselli,U.Pechinger,P.Seibert and D.J. Thomson. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.

Galinski A.E.and D.J. Thomsson, 1995 . Comparision of three schemes for predicting surface sensible heat flux. *Boundary-Layer Meteorol.* 72, 345-370.

Holtslag A.A.M. and A.P. Van Ulden,1982. Simple estimates of night-time surface fluxes from routine weather data. *K.N.M.I., Scientific Report W.R.* 82-4.

Holtslag A.A.M. and A.P. Van Ulden,1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. Appl. Met.*,22, 517-529.

Hov, Ö. och Larssen, S. (1984) Street Canyon Concentrations of Nitrogen Dioxide in Oslo. Measurements and Model Calculations. *Environ. Sci. Technol.* **18**, 82-87.

Jaenicke, R. (1993) Tropospheric Aerosols. Kapitel 1 (s.1-31) i *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, (red. P.V. Hobbs) Academic Press, Inc.

Larssen, S. (1991) Partikler i tettstedsluft i Norden. Utslipp – forekomst – helsevirkninger, med hovedvekt på bileksospartikler. NILU rapport **OR 11/91**

Larssen, S. og Hagen L.O. (1997) Partiklerforeninger fra piggdeck. NILU rapport **OR 16/97**

Larssen, S. och Hagen, L.O. (1998) Luftkvaliteten i norske byer. Utvikling – årsaker – tiltak Framtid. NILU rapport **OR 69/98**
(<http://www.nilu.no/avd/imis/luftkvaliteten/index.html>)

Nielsen L.B., Prahm L.P., Berkowicz R. And Condradson K.,1981. Net incoming radiation estimated from hourly global radiation and/or cloud observations. *J. Climat.*,1, 255pp.

Oke T.,R.,1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J.R. Met. Soc.*,108,pp.1-24.

Pasquill F. and Smith F.B., 1983. *Atmospheric Diffusion: The dispersion of windborne material from industrial and other sources.* Ellis Horwood LTD, Chichester, Third edition.

Risoe-R-997. *The Determination of the Mixing Height- Current Progress and Problems.* Risoe National Laboratory, Roskilde, Denmark.

Rodhe, H. (1993) *Luftföroreningars spridning. Kompendium Meteorologiska institutionen, Stockholms universitet.*

Sjödin, Å. m. fl. (1997) *Mätningar av bilavgaser i Tingstadstunneln med FTIR och konventionell mätteknik. IVL-rapport B1268.*

Stull R., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology.* Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Taesler R.,1980. *Studies of the development and the small structure of the urban boundary layer in Uppsala. Reports No 61, Dep. Of Meteorology University of Uppsala.*

Turner O.B.,1964. A diffusion model for urban areas. *J. Appl. Meteor.*,3,pp 83-91.

Warneck, P. (1988) *Chemistry of the Natural Atmosphere.* Academic Press, Inc.

Allmänna böcker som behandlar spridningsmeteorologin:

Lyons T.J. and Scott W.D.,1990. *Principles of Air Pollution Meteorology.* Belhaven Press, Great Britain.

Rodhe H., 1993. *Luftföroreningars spridning. Meteorologiska Institutionen Stockholms Universitet.*

Allmänna böcker som behandlar delar av atmosfärskemin:

Marknära ozon och andra oxidanter i miljön. (1993) *Naturvårdsverket rapport 4133.*

Wellburn, A. (1994) *Air Pollution and Climate Change: The Biological Impact (2nd ed.).* John Wiley & Sons.

Munn, R.E. och Rodhe, H. *Compendium of Meteorology. Vol. II. Part 6 – Air Chemistry and Air Pollution Meteorology. WMO technical publications – No. 364 part 6*

