

Capitolul 2

Deoarece proprietatile optice ale norului depind de proprietatile microfizice ale lui, in cazul oricarui model de calcul al albedoului norului si forcingului radiativ se impune studiul senzitivitatii albedoului la schimbarile atat in concentratia de picaturi de nor cat si in continutul de apa lichida sau grosimea norului. Senzitivitatea albedoului a fost subiect de studiu pentru partea a doua a etapei a patra.

2.1.Rezultate obtinute pentru microfizica norului

In Tabelul 1 sunt prezentate proprietatile microfizice ale unui set de cinci tipuri de nori [10]. Aceste proprietati au fost folosite in lucrarea de fata pentru a calcula sau pentru a valida rezultatele noastre, obtinute pentru un model coloana (unidimensional), prezentat in capitolul precedent. Am folosit de asemenea, ca date de intrare, grosimile geometrice ale diferitelor tipuri de nori obtinute din masuratori [4, 5].

2.1.1. Raza efectiva

Raza efectiva se poate parametriza ca o dependenta de puteterea “1/3” a raportului dintre continutul de apa lichida din nor si densitatea numerica a picaturilor in nor, cu un prefactor dependent de spectrul distributiei picaturilor dupa marime [14, 15].

$$r_{eff} = PF \cdot \left(\frac{L}{N_{CDNC}} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (1)$$

unde prefactorul PF se calculeaza din:

$$PF = 62.04 \cdot \frac{(1 + 2d^2)^{2/3}}{(1 + d^2)^{1/3}} \quad (2)$$

Aici d semnifica dispersia spectrala a distributiei picaturilor dupa marime ($d = \frac{\sigma}{\bar{r}}$). In nori de apa lichida raza efectiva r_{eff} se poate folosi pentru a exprima grosimea optica a norului, albedoul de imprastiere simpla si factorul de asimetrie.

Am presupus ca dispersia spectrala a distributiei particulelor de aerosol dupa marime caracterizeaza cele N distributii dupa marime si am considerat ca valorile dispersiei spectrale corespund modului de acumulare pentru diversele tipuri de aerosol care stau la baza formarii tuturor tipurilor de nor, cu exceptia tipului Cumulus continental poluat, pentru care am adaugat tipul de nucleatie.

Tabel 1. Tipuri de nor si proprietatile lor microfizice

Tipul norului	nume	$r_{mod}(\mu m)$	$r_{eff}(\mu m)$	$N(cm^{-3})$	$L(g \cdot m^{-3})$
Stratus (continental)	StCO	4,70	7.33	250	0.28
Stratus(maritime)	StMA	6.75	11.30	80	0.30
Cumulus (cont.,clean)	CuCC	4,80	5.77	400	0.26
Cumulus(cont., polluted)	CuCP	3.53	4.00	1300	0.30
Cumulus (maritime)	CuMA	10.40	12.68	65	0.44

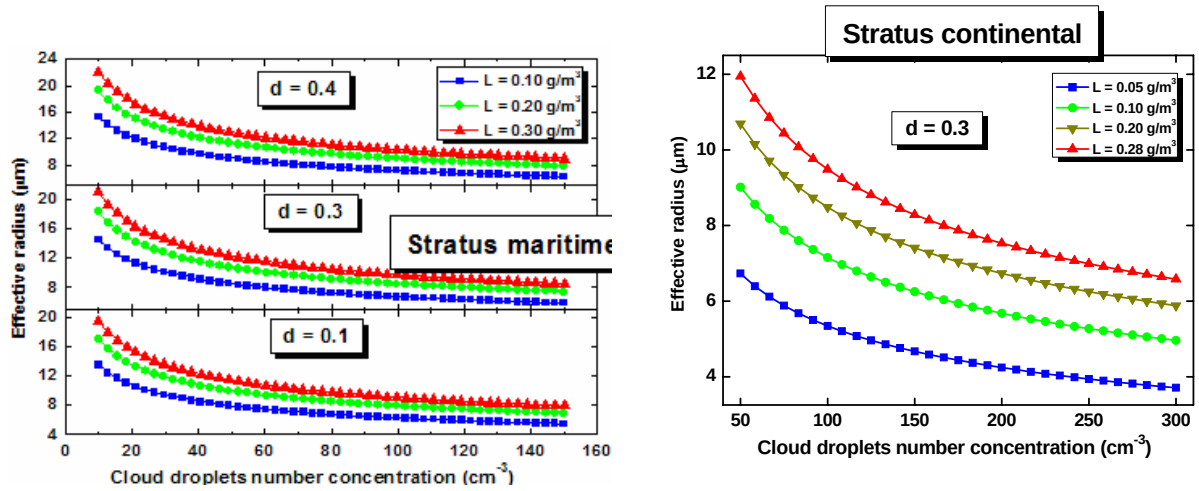


Figura 2.1. Raza efectiva a picaturilor de nor ca functie de CDNC, pentru nori de tip Stratus maritim si continental.

Figura 2.1 prezinta dependenta razei efective de N , pentru trei valori diferite ale continutului de apa lichida, in cazul norilor de tip Stratus maritim si continental si pentru urmatoarele valori ale dispersiei: 0.1, 0.3 si 0.4 in cazul norilor stratus maritim. Rezultatele arata dependenta puternica dintre raza efectiva, continutul de apa lichida si dispersia spectrala.

Pentru aceleasi valori ale lui N se poate observa ca o crestere a lui d produce o crestere a razei efective r_{eff} . Acelasi rezultat s-a observat si pentru alti nori (diagramele nu sunt prezentate aici). O crestere a lui d poate duce de asemenea la contracararea efectului cresterii lui N asupra lui r_{eff} si asupra reflectivitatii norului [14].

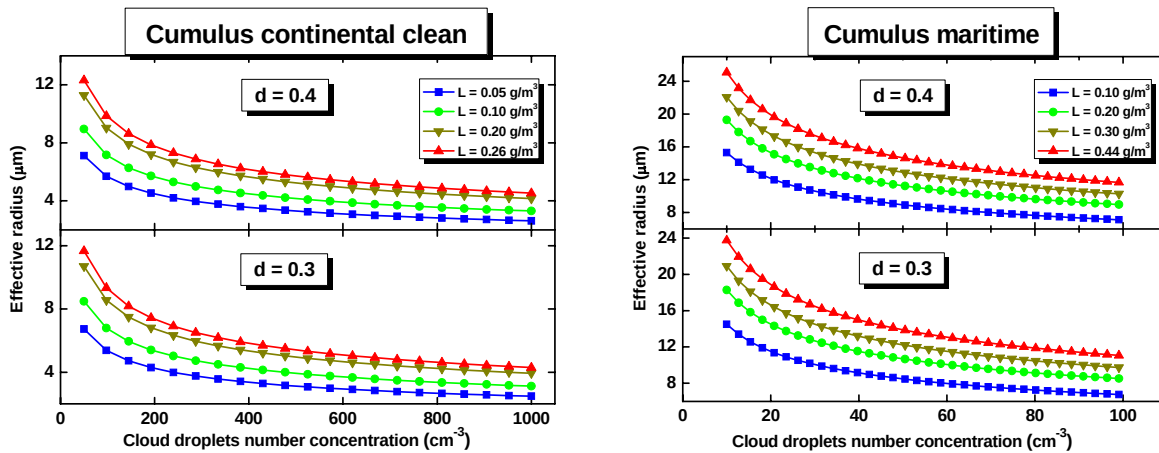


Figura 2.2 Razele efective in functie de CDNC , concentratia picaturilor de nor de tip continental curat si maritim, pentru dispersie 0,3 si 0,4 dar continut de apa lichida diferit.

Pentru cazul norilor de tip Stratus maritim rezultatele arata ca, pentru $N = 80 \text{ cm}^{-3}$ si $L = 0.3 \text{ g/m}^3$, raza efectiva este de $11.3 \mu\text{m}$, in acord cu masuratorile prezentate in Tabelu 1

pentru $d = 0.3$. O creștere a conținutului de apă lichidă duce la valori mai mari ale razei efective, depinzând de valorile CDNC. Rezultatele sunt asemănătoare cu cele obținute de Han et al. [8] din măsurători.

Situația este similară și pentru tipurile de nori continental (Figura 2.2): se observă valori mai mici ale r_{eff} pentru creșteri ale CDNC. Cele mai probabile valori pentru raza efectivă a picăturilor de nori continentali este în domeniul $2 \div 4 \mu\text{m}$. Aceste valori sunt similare cu cele măsurate de Han et al. [8] și cele obținute prin simulare de Boucher and Lohmann [3] folosind modelele ECHAM și LMD GCM.

2.1.2. Grosimea optică a norului

Pentru a investiga dependența grosimii optice τ de densitatea numerică a picăturilor în nor s-a utilizat relația (5). Am considerat în calcule valori ale conținutului de apă lichidă din Tabelul 1, limitându-ne doar la cazul norilor care nu precipită. În plus, am folosit ipoteza că toți nucleii de condensare (CCN) produc picături de nor [15].

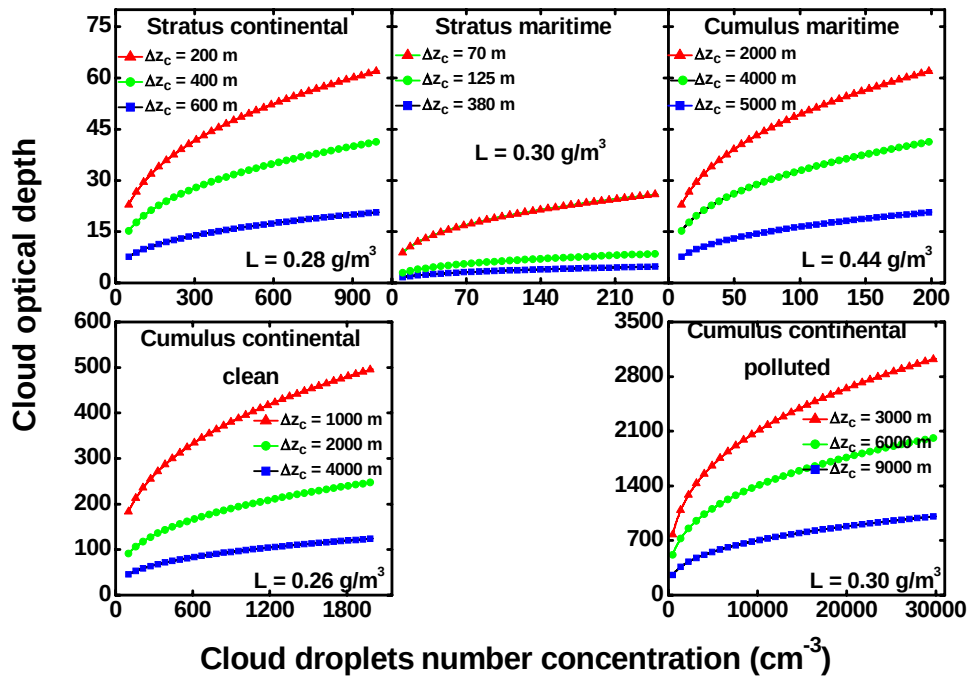


Figura 2.3. Grosimea optică a norului în funcție de densitatea numerică a picăturilor în nor a celor cinci tipuri de nori (Tabelul 1), de grosimea geometrică corespunzătoare și de conținutul de apă lichidă.

Figura 2.3 prezintă dependența lui τ de CDNC pentru cazul a cinci tipuri de nor (Tabelul 1) cu grosimi geometrice particulare. În ceea ce privește dependența lui τ de grosimea geometrică a norului, pentru o valoare fixată a lui L , se poate observa o creștere a grosimii optice a norului când grosimea geometrică scade. Se remarcă de asemenea variația lui τ cu tipul de nor, cu valorile cele mai mari pentru tipul Cumulus poluat.

2.2. Dependenta albedoului norului de proprietatile micro- si macro-fizice ale norului

Albedoul norului, a , a fost calculat luand in considerare aproximatia pentru un nor neabsorbant, orizontal omogen (relatia1).

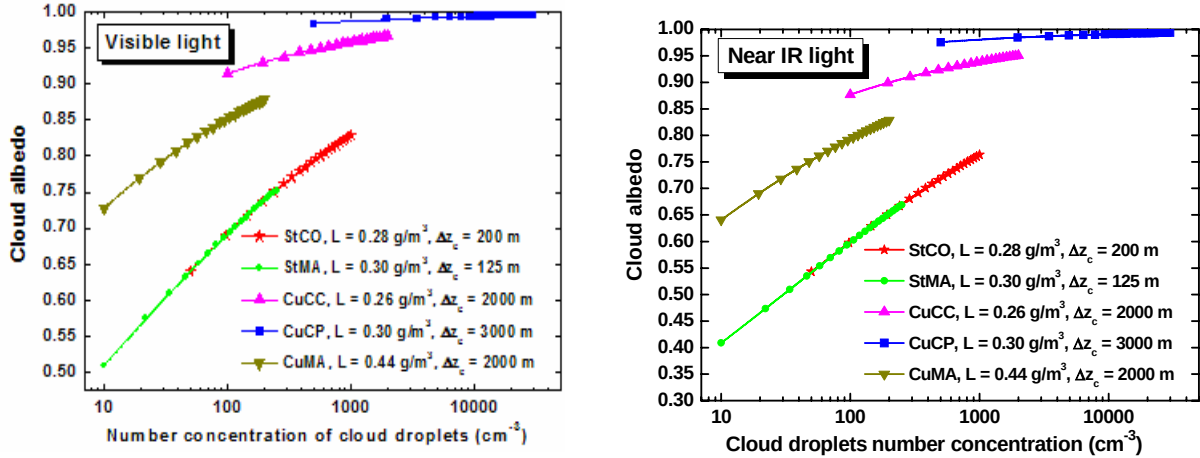


Figura 2.4. Dependenta albedoului norului de CDNC pentru cele cinci tipuri de nori descrise in Tabelul 1 si cele doua domenii spectrale vizibil si infrarosu..

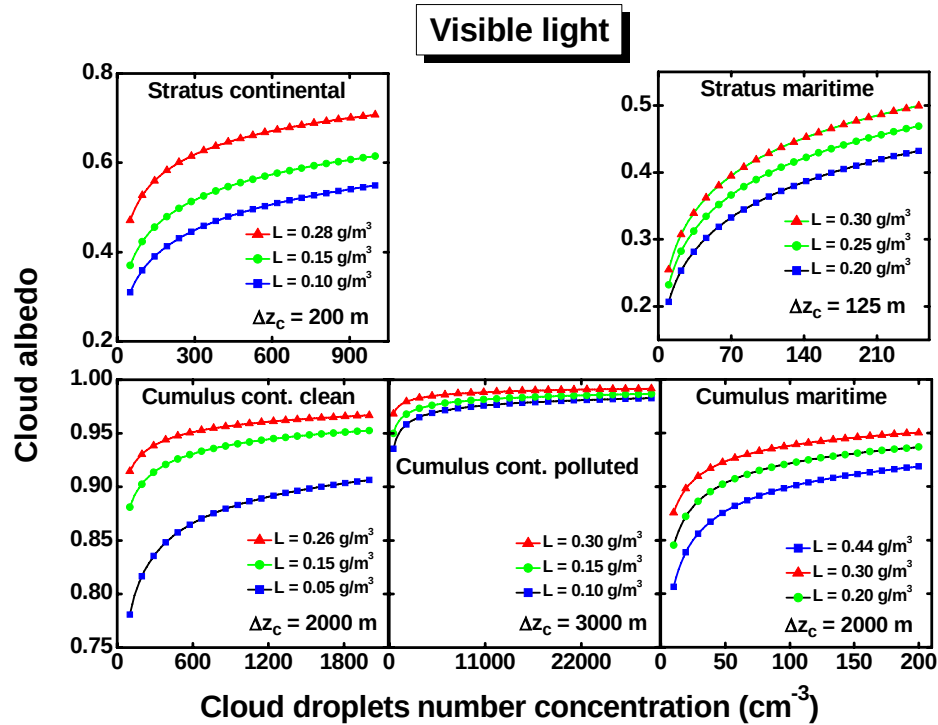


Figura 2.5. Dependenta albedoului norului de grosimea geometrica si de CDNC pentru domeniul spectral vizibil.

Figura 2.4 prezinta dependenta albedoului norului, in spectrul vizibil, de densitatea numerica a picaturilor in nor pentru cele cinci tipuri de nor, pentru valori fixate ale grosimii geometrice. Variatia albedoului norului cu densitatea numerica a picaturilor in nor si cu grosimea geometrica a norului este prezentata in Figura 2.5.

Se poate observa influenta tipurilor de nori, si deci a tipului de aerosol, in valorile albedoului norului. Cresterea albedoului cu cresterea concentratiei de picaturi de nor (CDNC) si scaderea cu grosimea geometrica a norului, are loc in mod similar cu comportarea grosimii optice. Cele mai mari diferente sunt intre norii maritimi si cei continentali. Explicatia este legata de tipul si compozitia maselor de aer. In norii continentali poluati, unde picaturile sunt mai mici si CDNC este mai mare, albedoul are valori mai mari decat pentru nori maritimi [17].

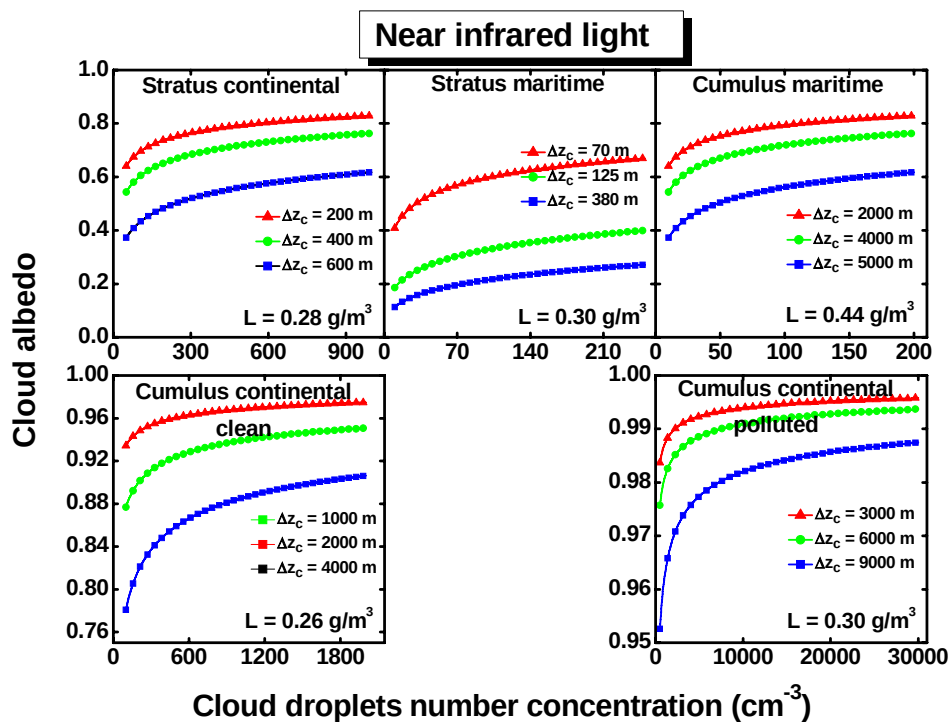


Figura 2.6. Dependenta albedoului norului de grosimea geometrica si de CDNC pentru domeniul spectral infrarosu.

Din figurile 2.5, 2.6 si 2.7 se poate constata cresterea albedoului in cazul norilor continentali in raport cu albedoul norilor marini pentru ambele domenii spectrale. Pe de alta parte albedoul pentru nori in aceleasi conditii macroscopice de grosime si continut de apa este mai mic in domeniul spectral de unda lunga decat in domeniul radiatiei solare directe, ceea ce inseamna ca efectul radiativ net este cel de racire. Diferenta este mai mare in cazul norilor marini, adica racirea este mai mare datorita reflexiei radiatiei solare in cazul norilor marini si mai ales norii de tip stratus. Figura 2.8 evidentiaza efectul *radiativ net de racire* in cazul norilor stratus, care sunt nori subtiri. Albedoul cu valoare foarte ridicata in cazul norilor cumulus continentali poluati arata ceea ce s-a observat si

experimental ca norii poluati care au concentratii mari de picaturi foarte mici inhiba formarea precipitatiilor (efectul indirect secundar).

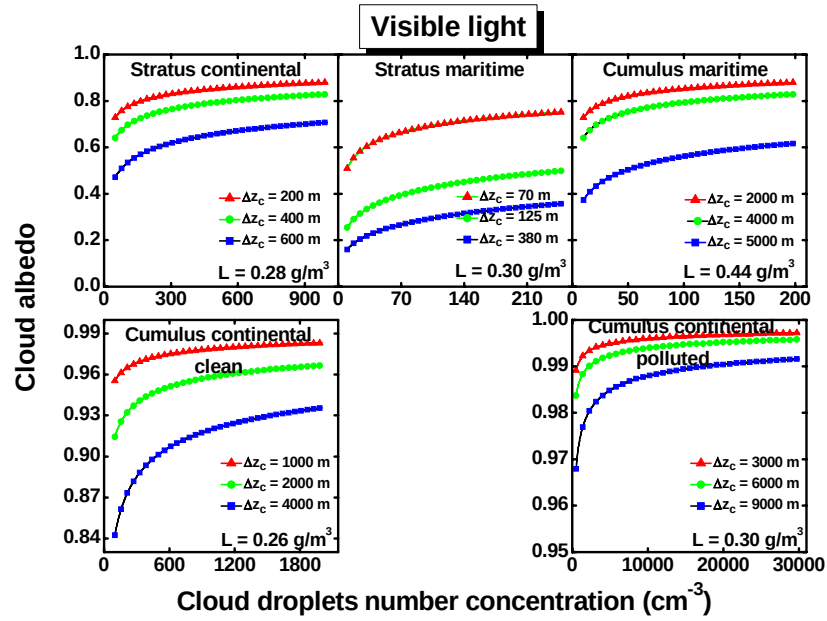


Figura 2.7. Dependenta albedoului norului de grosimea geometrica si de CDNC pentru domeniul spectral vizibil.

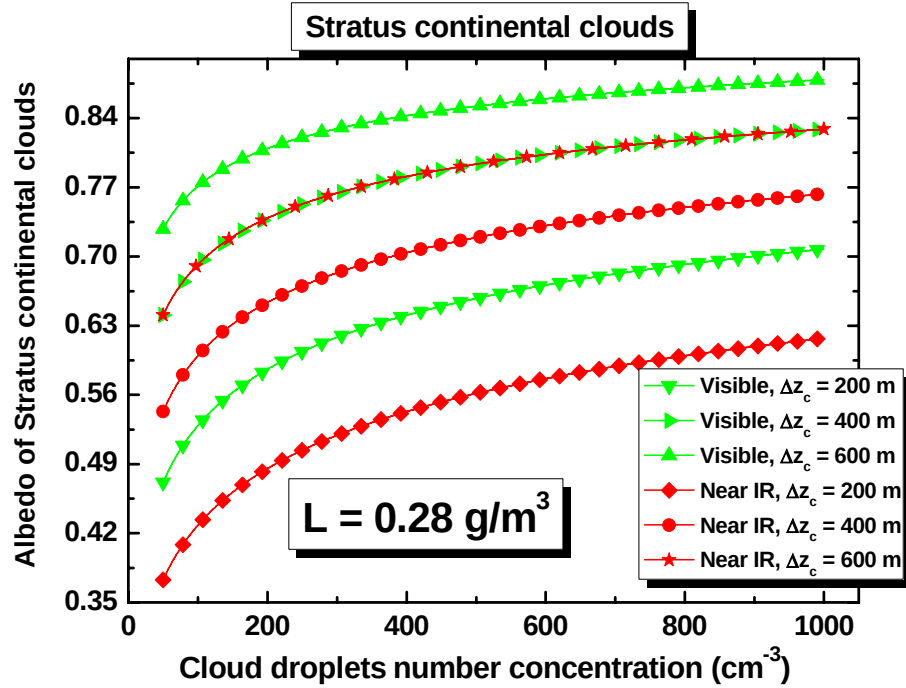


Figura 2.8. Albedoul in cazul norilor stratus continentali pentru cele doua domenii spectrale vizibil si infrarosu pentru continut de apa constant.

În cazul în care norii cumulus au avut același conținut de apă și aceeași grosime albedoul a avut valori mai mari pentru norii cumulus în mediu curat în raport cu norii din mediu poluat. Acest rezultat este foarte important privind efectul indirect care poate compensa prin prezența norilor intensificarea încălzirii datorită efectului de seră.

Concluzii

Studiul de față arată că proprietățile radiative ale norilor depind de proprietățile lor microfizice cum ar fi concentrația picăturilor de nor, raza efectivă dar și de aspectele microfizice cum ar fi grosimea lor geometrică.

Influența grosimii norului asupra albedoului se observă în valorile diferite la diferite grosimi pentru același tip de nor dar și pentru nori foarte diferiți ca structură. Acest rezultat semnifică importanța dinamicii norului de care trebuie să se țină seama în studiul interacțiunii nor-aerosol.

Albedoul crește cu creșterea concentrației de picături și descrește când raza efectivă crește. De aceea, în norii urbani în care picăturile sunt mai reduse în dimensiune iar concentrația de picături foarte mare, valorile albedoului sunt mai mari în comparație cu valorile norilor din aer nepoluat sau maritim.

Pe scurt, efectele aerosolului asupra norilor se pot împărți în efecte radiative și efecte asupra ciclului hidrologic:

a) Efectul Twomey și cel al timpului de viață al norului acționează să răcească sistemul Pământ –atmosfera prin creșterea grosimii optice (fig.2.3) și a nebulozității (acoperirea cu nori). Astfel se reduce radiația solară netă atât la partea superioară a atmosferei cât și la suprafață.

b) Aerosolul poate schimba obținerea și frecvența convecției și astfel norii sunt responsabili atât în ceea ce privește apariția inundațiilor cât și a secetei. Conținutul de apă al norilor poate să scadă când atmosfera este încărcată cu aerosol (vezi intruziunile de praf, capitolul 3) ceea ce determină scăderea cantităților de precipitații.

Ca o concluzie generală se poate spune că interacțiunea aerosol –nor nu este încă foarte bine înțeleasă și studiată și că modelele de climat, din acest motiv, au multe dificultăți de parametrizare a norilor și efectelor radiative datorită prezenței lor.

În plus, efectele sunt în general foarte locale și este greu să determini la scară globală pierderile sau câștigul în energie pentru a estima ce se va întâmpla cu climatul.

Bibliografie capitolele 1 și 2.

1. Abdul-Razzak, H., Ghan, S.J., and Rivera-Carpio C., *J.Geophys. Res.*, 103, 6123-6132 (1998);
2. AbduL-Razzak, H., and Ghan, S.J., *J. Geophys. Res.*, 105, 6837-6844 (2000).
3. Boucher, O., Lohmann, U., *Tellus* 47B, 281-300 (1995).
4. Brenguier J., L. H. Pawlowska, L. Schuller, R. Preusker and J. Fischer, *Jour.Atmos. Sci*, vol 57 , 2000 pg 803-821
5. Chakrapani V., D. R. Doelling, A.D.Rapp, P. Minnis, 2002. *Twelfth ARM Science Team Meeting Proceedings, St Petersburg , Florida, April 8-12, 2002.*
6. Conover, J. H., *J. Atmos. Sci.*, 23, 778-785 (1966).
7. Ghan, S.J., C.C. Chuang and J. E. Penner, *Atmos. Res.*, 30, 197-221, (1993)
8. Han, Q., Rossow, W. B., Chou, J., Welch, R. M., *J. Climate*, 11 (1998)

9. Hansen, J.E., Travis, L.D., *Space Sci. Rev.*, 16, 527–610 (1974).
10. Hess M,P. Koepke,I. Schultz, *Bull. A.M.S.*, vol 79,No.5, pp 831-844,(1998)
11. Hobbs, P.V., Radke, L. F., and Shumway, S.E., *J. Atmos. Sci.*, 27, 81-89 (1970).
12. Jones,A.,D.L. Roberts and A. Slingo, *Nature* 370, 450-453 (1994)
13. Lacis, A.A., Hansen, J.E, *J. Atmos. Sci.*, 31(1974).
14. Liu, Y., Daum, P.H., *Proceedings of the 13th International Conference on cloud and precipitation*, Reno, NV, 14-18 August;
15. Martin, G.M., Johnson, D.W., Spice, A., *J. Atmos. Sci.*, 51, 13 (1994).
16. Penner, J.E., Dong, X., Chen, Y., *Nature*, 427, 231-234 (2004).
17. Stefan, S., Iorga, G., *Effects of aerosol on the optical properties of clouds*, Proceedings of the 14th International Conference on Clouds and Precipitation, Bologna, Italy, 18-23 July, 2004 pp
18. Stefan S. *Fizica atmosferei, vremea si clima*. Editura Universitatii din Bucuresti, 2004, 425pg.
19. Twomey, S., *Atmos. Environ.*, 25A, (11), 2435-2442 (1991).