

Capitolul 1

Norii sunt acumulări de apă lichidă sau gheață și ca urmare caracteristicile lor vizibile reflectă distribuția temperaturii și conținutului de umezeală din atmosfera din imediata lor vecinătate. Norul, alcătuit din particule lichide sau solide, foarte mici, de ordinul micronilor sau milimetrilor, constituie un sistem coloidal organizat. El reprezintă un sistem termodinamic închis atâta timp cât nu precipită și urmărește benzile de vânt de la diferite niveluri, marcând astfel circulația din atmosfera joasă.

1.1. Norul ca sistem macrofizic

Din punct de vedere macrofizic, norul este rezultatul răcirii aerului umed la o temperatură sub temperatura punctului de rouă și a fluxului continuu de vapori de apă. În atmosferă, această racire este produsă aproape întotdeauna prin ascensiunea aerului în înălțime. În timpul ascensiunii aerul se răcește ca urmare a destinderii datorate scăderii presiunii cu înălțimea.

Răcirea aerului este determinată de: *destinderea adiabatică, amestecul turbulent și răcirea radiativă*. Cea mai frecventă este răcirea adiabatică. Răcirea prin destindere adiabatică fiind o consecință directă a ascensiunii aerului, curenții de aer ascendenți constituie mecanismul de bază al genezei sistemelor noroase.

Viteza ascensională și înălțimea necesare răcirii intense a volumelor mari de aer, se realizează, în principal, prin mișcarea convectivă și alunecarea de-a lungul suprafețelor frontale.

După atingerea nivelului de condensare, se eliberează căldura latentă și gradientul termic se reduce la gradientul adiabatic saturat. Valoarea acestuia depinde de viteza de condensare și se situează între 0,5 și 0,6°C pe 100 m, adică aproximativ jumătate din gradientul adiabatic uscat.

Într-un nor format prin destinderea adiabatică a aerului, concentrația de apă condensată din unitatea de volum poate fi calculată din temperatura finală (după destinderea prin ascensiune) și temperatura punctului de rouă, dacă se consideră și temperatura inițială a aerului.

În *figura 1.1* sunt prezentate, după Ludlam, concentrațiile în g/m³ de apă lichidă condensată din nor în funcție de temperatura aerului la care începe condensarea și de înălțimea până la care se produce destinderea adiabatică.

Condensarea s-a presupus că începe la înălțimea de aproximativ 1 km și diagrama prezintă valorile maxime care pot fi întâlnite într-un nor cu dezvoltare verticală.

În interiorul unui asemenea nor, aerul nu parcurge întotdeauna în întregime drumul de la baza norului până la nivelul considerat și astfel concentrația de apă lichidă va fi mai mică decât cea indicată pe diagramă.

Din *figura 1.1.* se constată, de exemplu, că pentru un nor care atinge înălțimea de 6 km, dacă temperatura de saturație la 1 km este de 20°C (climat tropical), concentrația de apă condensată este de 6,3 g/m³, în timp ce dacă temperatura de saturație la același nivel este de 5°C (climat temperat), concentrația de apă lichidă este de 3,5 g/m³.

La temperaturi sub 0°C, norul poate fi format din cristale de gheață sau picături de apă suprarăcite. Este deci necesar să se facă distincție între temperatura punctului de îngheț, căruia îi corespunde saturația față de gheață și temperatura punctului de rouă careia îi corespunde saturația față de apă.

În afara răcirii prin destindere adiabatică determinată de ascensiunea particulelor de aer, în atmosfera se mai produc răcirii radiative sau de amestec, care pot conduce la stări de saturație sau suprasaturație ale aerului.

Răcirea datorită turbulenței (sau răcirea de amestec) are extindere verticală mai redusă și este însoțită de răcirea adiabatică mai slabă. Turbulența acționează ca factor suplimentar.

Răcirile radiative au de asemenea o însemnătate mai redusă prin comparație cu cele adiabactice, ele acționând mai ales ca procese asociate.

Este foarte greu ca privind cerul acoperit de nori să poți recunoaște diferitele tipuri fără să cunoști schema de bază a clasificării acestora.

La începutul secolului al XIX-lea, în 1803, Luke Howard, care studia științele naturii, a publicat o clasificare a norilor care a avut mare succes și a constituit baza tuturor clasificărilor ulterioare.

Norii sunt clasificați pe baza aspectului și înălțimii lor (Tabelul 1.2.). Sunt recunoscute trei forme de bază ale norilor: *cirrus*, *cumulus* și *stratus*.

Norii *cirrus* sunt înalți, albi, sidefii și subțiri cu forme foarte delicate și strălucitori.

Tipul *cumulus* constă din forme individualizate cu o bază bine definită și cu dezvoltare verticală uneori sub forma de turnuri sau cu o structură de tip conopidă.

Norii *stratus* sunt ca niște păături subțiri care acoperă mai tot cerul. Deși uneori aceste păături noroase sunt fragmentate, nu există unități noroase distincte.

Toți ceilalți nori, fie reflectă una din aceste trei forme de bază fie sunt combinații sau modificări ale acestora. Din aceste clase principale, se disting genuri de nori prin folosirea de diferite combinații. Astfel, norii cirrus când sunt abundenți și formează o pătură continuă, se numesc *cirrostratus*. Când norii cirrus sunt grupați în bancuri, îi numim *cirrocumulus*.

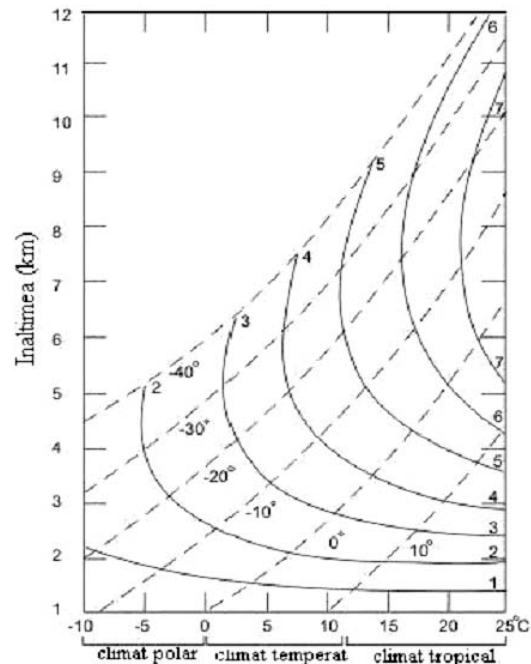


Fig. 1.1. Conținutul (g/m³) de apă lichidă condensată în timpul unei ascensiuni adiabactice de la nivelul de condensare de 900 hPa (1 km deasupra nivelului mării) ca o funcție de înălțime și temperatura nivelului de condensare. Valorile indicate reprezintă valorile maxime ce pot fi întâlnite în norii convectivi, în absența proceselor de precipitare (Mason, 1971)

În ceea ce privește al doilea aspect al clasificării norilor, înălțimea, sunt recunoscute trei niveluri pentru nori: *înalți* (superiori), *medii* (mijlocii) și *joși* (inferiori). **Norii înalți** au în mod normal baza sub 6000 m și sunt reprezentați de familia norilor cirrus; **norii mijlocii** ocupă în general înălțimi de la 2000 la 6000 m și sunt denumiți altocumulus când sunt în bancuri, altostratus când sunt în straturi sau nimbostratus când sunt negri și ca o pânză destrămată; **norii joși sau inferiori** se formează sub 2000 m și sunt nori stratus și stratocumulus. Trebuie însă

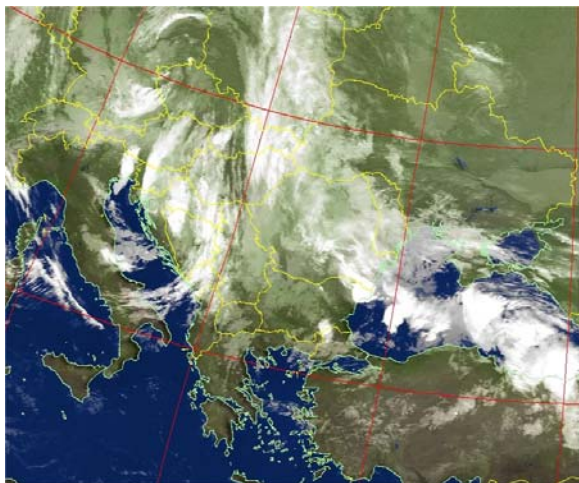


Fig.1.2. Imagine din satelit, cu sisteme noroase (Imagini NOAA, prin bunăvoința Administrației Naționale de Meteorologie)

menționați și norii care au baza joasă dar care pot avea vârful pâna la nivelul norilor cirrus, **norii convectivi** de clasă cumulus. Norul cumulus cu umbră proprie și dezvoltare verticală mare se numește *cumulonimbus*. Înălțimile prezentate pentru fiecare categorie de nori nu sunt stricte. Există atât variații latitudinale cât și sezoniere. De exemplu la latitudini înalte sau în timpul lunilor reci de iarnă, la latitudini medii, norii înalți se întâlnesc deseori la înălțimi joase.

Din cauza temperaturilor joase și cantităților mici de vaporii de apă de la înălțimi mari, toți norii înalți sunt subțiri și albi și sunt formați din cristale de gheață. Întrucât o cantitate mult mai mare de apă este disponibilă la înălțimi joase, norii medii și joși sunt mai denși și întunecați.

Norii *stratiformi*, la oricare din aceste înălțimi arată, în general, că aerul este stabil. În aerul stabil nu este normal ca norii să crească sau să persiste. Totuși, creșterea norilor de acest tip este obișnuită atunci când aerul este forțat să se ridice, cum se întâmplă de-a lungul unui front atmosferic sau în apropierea centrului unui ciclon, unde convergența determină ascensiunea aerului. Astfel de ascensiune forțată a aerului stabil conduce la formarea norilor stratiformi care au o întindere pe orizontală mult mai mare decât cea de pe verticală.

Norii, cunoscuți ca *nori cu dezvoltare verticală* sau *nori convectivi*, sunt asociați atmosferei instabile. Deși norii cumulus sunt deseori legați de “vremea frumoasă”, ei în anumite condiții se pot dezvolta rapid și formează nori cu extensie verticală mare. În final, când norul devine foarte înalt și începe ploaia, el este un *cumulonimbus*.

Totalitatea norilor observați pe bolta cerească, respectiv gradul de acoperire a cerului cu nori, se numește *nebulozitate*. Ea se exprimă în meteorologia sinoptică în *optimi*. Estimarea nebulozității se face prin aprecierea vizuală a gradului de acoperire sau prin măsurători instrumentale. Nebulozitatea este un element meteorologic cu rol important în schimbul radiativ în sistemul Soare–Pământ–Atmosferă și ca urmare în bilanțul radiativ al sistemului climatic și deci în studiile climatologice.

Norii reflectă radiația solară directă, intensifică radiația difuză și slabesc radiația efectivă.

1.2. Reflexia radiației solare. Albedoul norilor

Energia solară care pătrunde în atmosferă se întoarce în spațiu din sistemul Pământ în două moduri: *reflexie* și *emisie*. O parte din energia solară care intră în sistemul Pământ este reflectată înapoi în spațiu la aceleași lungimi de undă cu care a intrat. Radiația reflectată la suprafața Pământului și în atmosferă se numește *radiația reflectată*.

Energia reflectată de o suprafață oarecare depinde de proprietățile și starea de agregare a suprafeței.

Capacitatea de reflexie a suprafeței se caracterizează printr-o mărime numită *albedo* (α)

Diferența până la 1, respectiv 100%, reprezintă radiația absorbită la suprafață. Astfel, mărimea $a = 1 - \alpha$ reprezintă coeficientul de absorbție al suprafeței. Albedoul suprafeței depinde de: natura, gradul de rugozitate și culoarea corpurilor care o alcătuiesc. Suprafețe netede, lucioase și de culoare deschisă reflectă mai puternic radiația solară, decât cele cu asperități, sau de culoare închisă. Suprafețele umede, având o capacitate de absorbție mai mare, reflectă mai slab decât cele uscate. Diferitele componente ale sistemului Pământ au albedouri diferite.

De exemplu, suprafețele oceanelor și pădurile au albedo redus, adică ele reflectă numai o mică parte din energia solară. Deșerturile, gheața și norii au albedou ridicat, adică reflectă mult mai mult radiația solară.

Deasupra întregii suprafețe a Pământului, aproape 30% din radiația solară incidentă este reflectată. Deoarece norul de obicei are un albedo mai ridicat decât suprafața de sub el, reflectă mai multă radiație solară directă înapoi în spațiul extraterestru decât ar reflecta suprafața în absența norilor, există o energie solară mai redusă disponibilă pentru încălzirea suprafeței și atmosferei. Astfel, acest “forcing al albedoului norului” tinde să determine o răcire sau un “forcing negativ” al climatului Pământului.

Albedoul suprafețelor de natură diferită

Natura suprafeței	Albedoul (%)
Zăpada proaspătă, uscată	80–98%
Zăpada curată, umedă	60–70%
Gheața marină	30–40%
Nori	50–80%
Nisipuri	30–40%
Stepă uscată	20–30%
Pajiște verde	26%
Pajiște uscată	19%
Humus	26%
Arături umede	5–15%

Albedoul depinde și de unghiul de înclinare al radiației solare incidente. Valorile albedoului prezintă modificări în timpul zilei în funcție de variația unghiului de înălțime a Soarelui.

Pentru o înălțime mai mică a Soarelui deasupra orizontului reflexia difuză a razelor este mai intensă decât atunci când înălțimea se apropie de 90°. Astfel albedoul are valori mai mari dinspre și spre apusul Soarelui. Albedoul integral (pentru tot spectrul radiației incidente) al Pământului, luat ca planetă, poate fi exprimat ca suma termenilor: $\alpha = \alpha_p + \alpha_A + \alpha_0$ cu:

α_p albedoul suprafeței Pământului,

α_A albedoul atmosferei și α_0 albedoul norilor

Valoarea lui $\alpha=40\%$ cea mai mare contribuție având-o α_0 (75%)

Albedoul suprafeței pământului este determinat de compoziția minerală a solului și prin acoperirea cu vegetație. Distribuția unghiulară a radiației reflectate depinde de structura suprafeței. Există suprafețe care reflectă radiația aproape izotrop.

Distribuția spectrală a radiației de undă scurtă reflectată depinde de compoziția chimică a suprafeței și de umiditate. În general solul reflectă mai puțin la lungimi de undă scurte decât în infraroșu apropiat. Aceasta parțial, datorită dimensiunilor grăunțelor solului. Undele scurte pot fi mai ușor absorbite în cavitățile dintre particule decât lungimile de undă mari. Umezeala reduce reflexia datorită absorbției.

1.2.1. Albedoul norilor, consideratii teoretice

Albedoul norului este o măsură a reflectivității unui nor – valori mai ridicate înseamnă ca norul blochează mai multă radiație solară. Albedoul norului variază de la mai puțin de 10% la mai mult decât 90% din radiația solară incidentă și depinde de dimensiunile particulelor de nor, conținutul de apă lichidă, conținutul de vapori de apă, grosimea norului și de unghiul zenital al soarelui. Picăturile de nor mai mici și conținutul de apă ridicat determină un albedou al norului mai mare, dacă ceilalți factori se mențin aceiași.

Parametrii microfizici investigați pentru un nor sunt: conținutul de apă lichidă (L), densitatea numerică a picăturilor în nor (N), raza efectivă (r_{eff}), grosimea optică a norului (τ) și albedoul (A).

Albedoul norului, A , este calculat folosind aproximația de dublu curent a unui nor neabsorbant, orizontal omogen (Lacis and Hansen, 1974, [13]):

$$A = \frac{\sqrt{3}(1-g)\tau}{2 + \sqrt{3}(1-g)\tau} \quad (1)$$

unde g reprezintă factorul de asimetrie.

Raza efectivă, r_{eff} , se definește ca raportul dintre al treilea și al doilea moment al spectrului dimensional al particulelor de nor (Hansen and Travis, 1974, [9]):

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} N(r)r^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r)r^2 dr} \quad (2)$$

unde r este raza picăturii de nor, iar $N(r)$ este concentrația numerică a picăturilor de raza r . Han et al. (1998) [8] au obținut ca, pentru majoritatea norilor continentali și pentru toți cei cu grosime optică mare ($\tau > 15$), ca și caracteristica valabilă pe tot globul, albedoul norului crește cu scăderea razei efective r_{eff} , caz în care τ variază cu puterea a doua a lui

$$r_{eff} : \quad \tau = \pi r_{eff}^2 Q_{ext} N \Delta z_c, \quad (3)$$

unde N este densitatea numerică a picăturilor în nor, Δz_c este grosimea geometrică, r_{eff} raza efectivă efectivă a picăturilor de nor și Q_{ext} este eficiența de extincție. Pentru picături de nor cu raze mult mai mari decât lungimea de undă a luminii vizibile Q_{ext} se poate aproxima printr-o constantă, mai exact $Q_{ext} \approx 2$. Pentru factorul de asimetrie s-a considerat valoarea de 0,865 pentru partea vizibilă a spectrului. Aceste valori sunt folosite curent în modelul de circulație generală al LMD (Laboratoire de Meteorologie Dynamique). Conținutul de apă lichidă, exprimat în g/m^3 , densitatea numerică a picăturilor în nor, exprimată în cm^{-3} și raza efectivă exprimată în μm sunt legate prin următoarea relație:

$$L = \frac{4}{3} \times 100 \times \pi r_{eff}^3 \rho N \quad (4)$$

unde ρ este densitatea apei. În consecință, grosimea optică a norului se poate scrie astfel:

$$\tau = 2\pi\Delta z_c \left(\frac{3L}{4\pi\rho} \right)^{\frac{2}{3}} N^{\frac{1}{3}}. \quad (5)$$

Relatiile (1) și (5) se pot folosi pentru calculul albedoului norului după ce s-a determinat concentrația picăturilor de nor pornind de la o concentrație de particule de aerosol. Metoda de calcul folosită pentru determinarea lui N (concentrația de picături de nor) folosește teoria Abdul-Razack [1,2].

1.2.2 Forcingul radiativ determinat de nori

Când un nor absoarbe radiația de undă lungă emisă de suprafața Pământului, el reemite o parte din energie în spațiul extraterestru și o parte către suprafața Pământului (Fig. 1.4). Intensitatea emisiei de la nor variază direct proporțional cu temperatura lui și depinde de asemenea, de mai mulți factori, cum ar fi grosimea norului și concentrația picăturilor de nor. Vârful norului este în mod obișnuit mai rece decât suprafața Pământului. Astfel, dacă un nor este considerat într-o atmosferă inițial fără nori, vârful rece al norului va reduce emisiile de radiație de undă lungă în spațiu, și (neținând seama de forcingul dat de albedoul norului), energia va fi captată sub vârful norului. Această captare de energie va crește temperatura suprafeței Pământului și a atmosferei până când emisiile de radiație de undă lungă în spațiu echilibrează din nou radiația incidentă de undă scurtă absorbită. Acest proces este numit *forcingul efectului de seră al norului* și el tinde să determine o încălzire sau un *forcing pozitiv* în sistemul climatic.

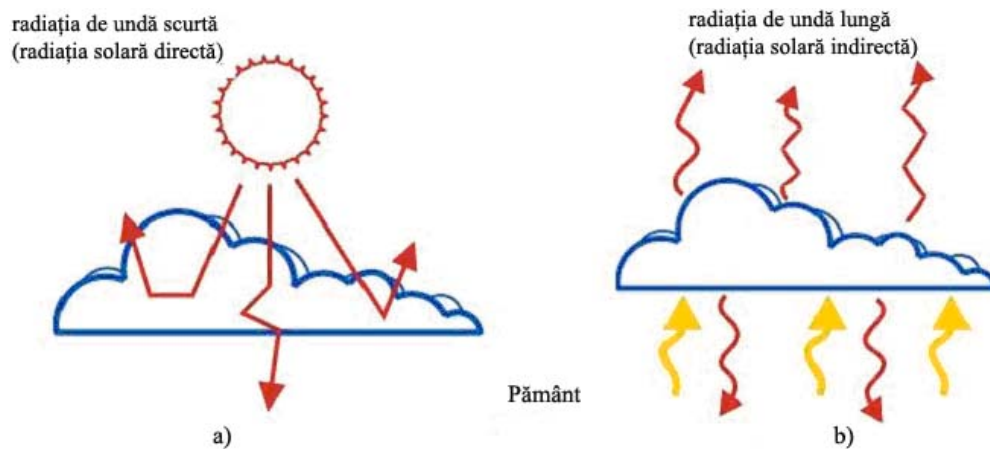


Fig. 1.4. Radiația de undă scurtă (radiația solară directă) este reflectată de nor întorcându-se în spațiu. Ca urmare albedoul mare al norului determină o răcire a Pământului (a). Radiația indirectă (de undă lungă), emisă de la suprafața terestră este absorbită și reemisă de nor. Săgețile mai groase indică valori mai mari ale energiei; ca urmare efectul de seră datorită prezenței norului predomina și tinde să determine o încălzire a Pământului

Norii înalți (grupuri de nori cirrus) –
imagine din spațiu: 1 iulie 1993

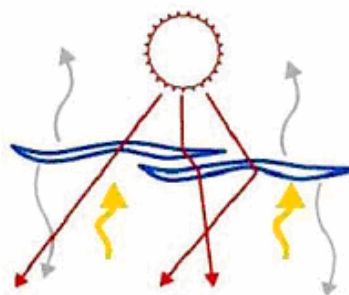
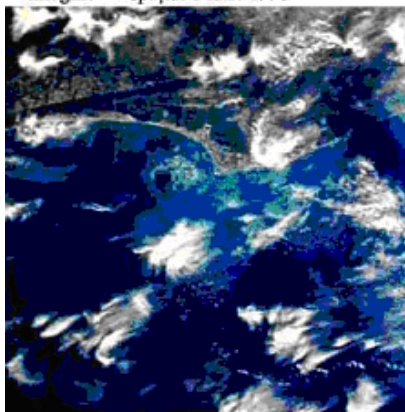


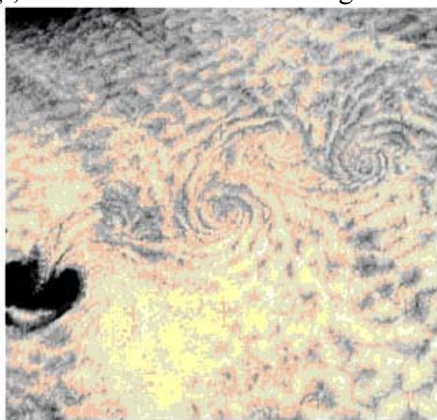
Fig1.5. Norii înalți de tip cirrus transmit cea mai mare parte din din radiatia solara incidentă și retin o parte din radiatia de undă lungă. Ca urmare efectul de seră este mai mare decât efectul albedoului și rezultă o încălzire a Pământului (<http://earthobservatory.nasa.gov/Library/Clouds/>)

Norii înalți și subțiri, norii cirrus acționează în atmosferă în același mod ca aerul curat deoarece ei sunt foarte transparenți la radiația de undă scurtă (forcingul dat de albedoul norului este mic), dar ei absorb radiația de undă lungă. Ca și în aerul curat, norii cirrus absorb radiația de la Pământ și apoi emit radiație de undă lungă, radiație infraroșie atât în spațiu cât și înapoi spre suprafața Pământului.

Deoarece norii cirrus sunt înalți și în consecință reci, energia radiată în spațiu este mai redusă decât dacă nu ar fi nori (forcingul dat de efectul de seră al norului este mare).

Efectul norilor cirrus înalți și subțiri este ca urmare de intensificare a încălzirii atmosferei prin efectul de seră.

În contrast cu efectul de încălzire al norilor înalți, norii stratocumulus joși, acționează în sensul răcirii sistemului Pământ. Deoarece norii joși sunt mult mai groși decât norii înalți, ei nu sunt transparenți, adică ei nu lasă multă energie solară să ajungă la suprafața Pământului.



Norii stratocumulus deasupra Oceanului Pacific
– imagine din spațiu din 1 august 1973

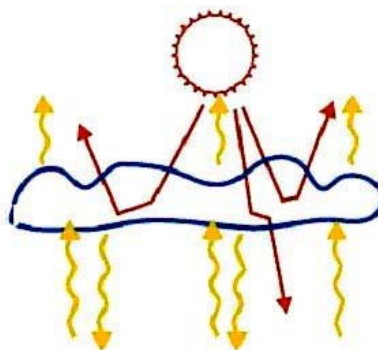


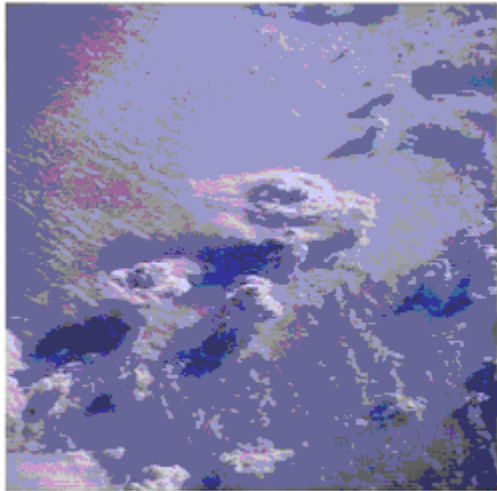
Fig. 1.6. Norii stratocumulus reflectă cea mai mare parte din radiația solară directă și reemit mare parte din radiația terestră (de undă lungă). Albedoul acestor nori este mai mare decât efectul de seră pe care-l produc și ca urmare prezența lor determină o răcire a Pământului. (<http://earthobservatory.nasa.gov/Library/Clouds/>)

Dimpotrivă ei reflectă mult mai multă radiație solară înapoi, în spațiu (forcingul dat de albedoul norului este mare). Deși norii stratocumulus emit de asemenea radiație de undă lungă în spațiu extraterestru și către suprafața pământului, ei sunt în apropierea suprafeței și la aproape

aceeași temperatură la suprafață. Astfel, ei radiază la aproape aceeași intensitate ca suprafața și nu afectează radiația infraroșie emisă în spațiu extraterestru (forcingul datorită efectului de seră al norilor la scară planetară este mic). Pe de altă parte, radiația de undă lungă emisă în jos de la baza norului tinde să încălzească suprafața și stratul subțire de aer dintre suprafață și nor, dar efectul net al acestor nori este să răcească suprafața.

Norii convectivi profunzi, exemplificați prin norii cumulonimbus, se deosebesc foarte mult de celelalte două categorii prezentate anterior. Un nor cumulonimbus poate avea câțiva kilometri grosime cu baza în apropierea solului și vârful care atinge în mod frecvent o înălțime de 10 km iar uneori mult mai mult.

Deoarece vârful norului cumulonimbus este la mare înălțime, energia radiată în spațiu este mai mică decât ar fi în absența norului (forcingul efectului de seră al norului este mare). Dar pentru că ei sunt foarte groși, reflectă mult din energia solară înapoi în spațiu (forcingul datorită albedoului norului este de asemenea mare). În consecință, per total, cele două forcinguri efectul de seră al norului și albedoul norului se compensează și ca urmare efectul cumulonimbusului este neutru: nici încălzire și nici răcire.



Norii cumulonimbus - imagine din spațiu (7 aprilie 1983)



Fig.1.7. Norii convectivi emit puțină radiație de undă lungă și reflectă multă radiație de undă scurtă. Efectul de seră și albedoul sunt mari dar se anulează reciproc și în consecință nu rezultă nici răcire nici încălzire (<http://earthobservatory.nasa.gov/Library/Clouds/>)

Studiul norilor, unde apar, caracteristicile lor macro și microfizice, reprezintă cheia în înțelegerea schimbărilor climatice [18].

Statistica proprietăților norilor pentru diferite tipuri de nor și în diferite condiții climatice poate fi folosită pentru evaluarea parametrizării norului în modele regionale și globale. Boer and Ramanathan (1997) au dezvoltat un algoritm lagrangean de clasificare a norilor și l-au aplicat sistemelor de nori convectivi în Pacificul Tropical de Vest. Ei au găsit că pentru oceanul tropical sistemele de nori convectivi, norii cu aria mai mare decât $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ (aproximativ rezoluția Modelelor de Circulație generală – GCM) reprezintă 95% din aria totală acoperită cu nori. Proprietățile radiative ale norilor, incluzând albedoul norilor și temperatura de strălucire depind considerabil de scara spațială (Fig.1.8).

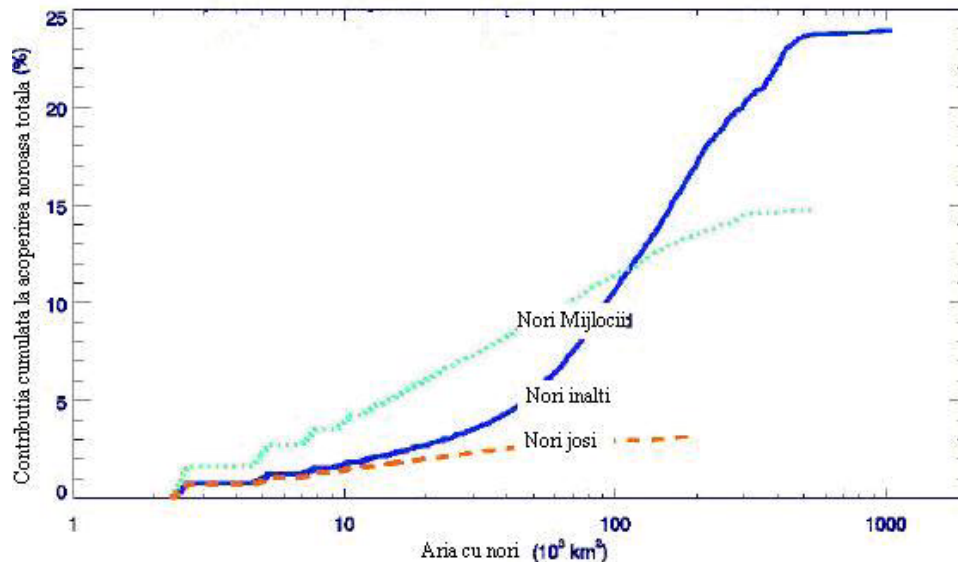


Fig. 1.8. Contribuția cumulată la fracțiunea totală a ariei noroase deasupra zonei analizate pentru norii înalți, medii și inferiori (joși) (după G. J. Zhang and V. Ramanathan, 1999)

În mod similar cu sistemele noroase oceanice, proprietățile radiative ale norilor continentali de la latitudinile medii depind de scara spațială.

Albedoul norilor, și foringul radiativ de undă scurtă sunt comparabile ca amplitudine pentru norii înalți medii și joși.

Norii întinși au, în general, foringul radiativ de undă lungă și scurtă (pe unitatea de suprafață noroasă) mai mare, exceptând norii înalți cu aria mai mare decât $2 \times 10^5 \text{ km}^2$. Norii înalți întinși s-au observat după-amiaza târziu când soarele era la un unghi zenital mare și astfel foringul radiativ de undă scurtă este mare.

Foringul radiativ total de undă lungă este de aproximativ 28 W/m^2 , din care 22 W/m^2 este pentru norii înalți. Aproape 90% din foringul radiativ de undă lungă al norului pentru norii înalți vine de la norii cu o suprafață mai mare decât $4 \times 10^4 \text{ km}^2$.

Contribuția la foringul radiativ de undă scurtă al norului pentru diferite tipuri de nori este similară din punct de vedere calitativ. Foringul radiativ total de undă scurtă de la toate tipurile de nori și de scări spațiale este de aproximativ -29 W/m^2 , comparabil ca mărime cu foringul radiativ total de undă lungă al norului.

Dependența puternică a foringului radiativ al norului de scara spațială pentru unitatea de de suprafață a norului implică, că pentru aceeași cantitate de masă noroasă, dacă ea este compusă din nori mici, proprietățile radiative care includ foringul radiativ al norului ar trebui să fie foarte diferite față de cele ale norilor mari.

De aceea, scara norului este un parametru foarte important în calculul radiației norului, și ar trebui introdusă în parametrizarea norului.

Foringul radiativ al norului observat este dominat de sistemele noroase mari. Caracteristicile scalare pentru foringul radiativ al norului sunt similare cu acelea pentru nebulozitate (acoperirea cu nori). Cei care contribuie în mod major la foringul radiativ al norului sunt norii adânci cu o suprafață între $4 \times 10^4 \text{ km}^2$ și $4 \times 10^5 \text{ km}^2$. Norii medii contribuie cu aproape 20% la foringul radiativ total de undă lungă și scurtă al norului. Datorită cantității reduse de nori joși și temperaturii efective ridicate, foringul radiativ al norilor joși este nesemnificativ.

1.3. Model de calcul al albedoului norului

Aparitia si evolutia norilor este strans legata de prezenta aerosolului in atmosfera, de proprietatile lui microfizice. Intre microfizica norului si cea a aerosolului este o interdependenta care pune, in general, multe probleme cercetatorilor din acest domeniu. Cunoasterea proprietatilor microfizice ale aerosolului, in special concentratia si spectrul dimensional permite calculul concentratiilor particulelor activate (teoria de echilibru Kohler [], sau teoria cinetica Abdul Razack []). Particulele de aerosol activate sunt nuclee de condensare si formeaza in urma proceselor de condensare picaturile de nor. Daca este vorba de nuclee de inghetare, atunci se vor forma prindiferite procese fizice cristalele de gheata pentru norii micsti sau norii cirrus.

Modelul de tip coloana (tip BOX) pentru o atmosfera la echilibru nu tine seama de turbulenta, de viteze verticale si considera ca stratul limita este bine amestecat.

S-au considerat numai norii calzi, adica cei care nu au faza de gheata si s-a presupus ca daca norii nu precipita atunci toate nuclee de condensare (CCN) se transforma in picaturi de nor (CDNC). Se poate lucra atat in domeniul vizibil al spectrului electromagnetic cat si in cel infrarosu, factorii de asimetrie (g) fiind diferiti in functie de domeniul spectral.

Figura 1.9. prezinta schema de calcul a albedoului norului si in final cum se determina forcingul radiativ.

Modelul s-a aplicat pentru datele experimentale obtinute cu ajutorul lidarului si fotometrului solar care fac parte din platforma de masuratori realizata de colectivul de la lucru de la INOE2000.

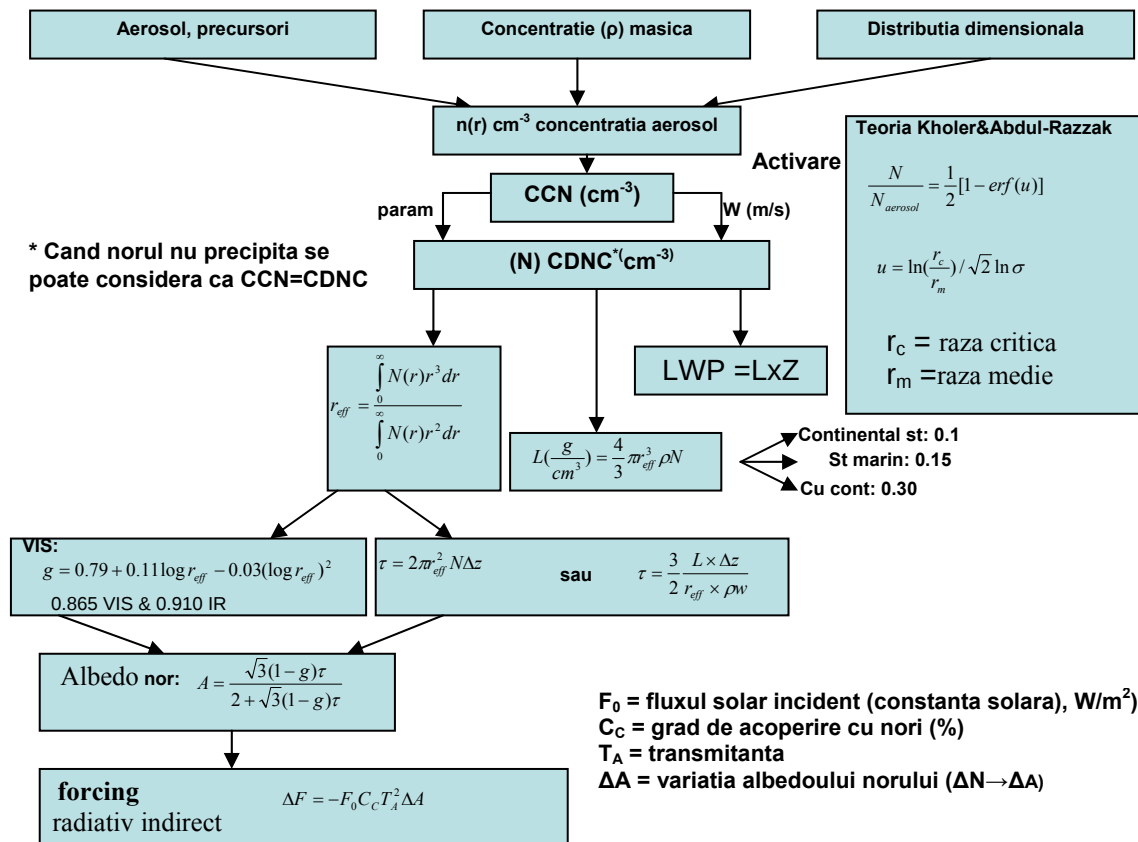


Fig.1.9. Schema algoritmului de calcul al albedoului norului, considerand un model unidimensional.