

Influência da altura e cobertura de nuvens no efeito estufa: um experimento numérico

Renato R. da Silva
**Sergio H. Franchito*
**V.B. Rao*
Fortaleza-CE
** São José dos Campos - SP*

Abstract

Clouds are one of the most influential and complicated factors that affect the comportment of atmospheric conditions. They have the property of reflect the solar radiation and also absorb and emit long wave radiations, contributing to green house effect. These properties change to different kind of clouds, its form, size and constituent components. At this work we attempt to investigate using a simple climatic model, what is the most dominant effect, the reflection of solar radiation or related property with green house effect. We pretend too understand what's the consequence in the comportment of surface temperature caused by alteration of top level and basis of clouds. Is utilized a zonal averaged model, with the inclusion of parameterization of radiative process, where, to the solar radiation, the atmospheric characteristics (reflectivity, absorptivity, and transmittivity) depend of contribution related to a clear sky and with clouds. To long wave radiation are considered the role of absorber gases CO₂ and water vapour to atmosphere with and without clouds. The resulted explain that to increase the fraction of cloud cover, the albedo of clouds has a dominant influence in tropical regions and mean latitudes. In polar regions the green house effect is dominant and surface temperature increases (decrease) when the cloud layer is higher (shorter).

1 - Introdução

As nuvens são um dos mais influentes e complicados fatores que afetam o comportamento das condições atmosféricas. Elas possuem a propriedade de refletir a radiação solar e também de absorver e reemitir radiação de onda longa, contribuindo para o efeito estufa. Estas propriedades variam para diferentes tipos de nuvens, sua forma, seu tamanho, altura e componentes constituintes.

Neste trabalho é utilizado o modelo climático elaborado por Rao e Franchito (1993) para investigar qual efeito é mais dominante a reflexão da radiação solar ou a propriedade relacionada com o efeito estufa.

Procurou-se também entender quais as consequências no comportamento da temperatura da superfície causadas pela alteração das alturas do topo e base das nuvens.

2 - Descrição do modelo atmosférico

O modelo atmosférico utilizado é um modelo de equações primitivas média zonal, semelhante ao de Franchito (1989), que considerou o ciclo hidrológico e aplicou o modelo para todo o globo terrestre.

É considerado 2 camadas na vertical em coordenadas sigma e variações horizontais para cada cinturão de latitude contendo 10 graus de resolução.

As equações do modelo são baseadas em Taylor (1980) que são: a equação de movimento, a equação de termodinâmica, a equação da continuidade, a equação hidrostática e a equação da tendência de pressão na superfície.

Como condição inicial é considerada uma atmosfera isotérmica (270 K) e em repouso. Foi utilizado um intervalo de tempo de 30 minutos, e o esquema de diferenças finitas centradas no tempo, na integração das equações pelo período de dois anos, quando o modelo atinge um novo estado de equilíbrio.

Como condição de contorno é considerado que a velocidade vertical é nula no topo e base do modelo e que os ventos são nulos nos pólos.

São considerados no modelo as parametrizações para: atrito, aquecimento, e transporte de calor e momentum devido aos turbilhões de grande escala (Franchito, 1989 e Taylor, 1980).

3- Descrição da nova parametrização dos processos radiativos

A parametrização dos processos radiativos foi baseada na proposta de Jentsch (1991) e considera alguns parâmetros físicos com algum detalhe permitindo a execução de alguns experimentos de sensibilidade, entre eles a consequência de alteração da estrutura das nuvens, entre elas a altura da base e topo e a fração de cobertura média zonal.

Parte da energia solar que chega ao planeta é assumida ser absorvida na superfície e na atmosfera (Jentsch, 1991). Alguns parâmetros físicos importantes considerados em função da latitude são os albedos de superfície e planetário, a transmissividade da atmosfera, a constante solar (da Silva, 1993).

O albedo da superfície leva em consideração a fração e tipo de superfície em cada cinturão de latitude, sendo consideradas as porcentagens de oceano, gelo no oceano, terra coberta por neve transiente, terra coberta por gelo e neve permanente obtidos de Saltzman e Vernekar (1972).

O albedo planetário e a transmissividade levam em consideração a fração de cobertura de nuvens (C), ou seja:

$$R_p = CR_{nuv} + (1-C)R_{cl}$$

onde R_{nuv} e R_{cl} são os albedos da nuvem e da atmosfera com céu claro respectivamente.

O albedo das nuvens é considerado dependente somente do ângulo zenital (Cess, 1976). O albedo para a atmosfera com céu claro é considerado dependente do tipo e da fração da superfície em cada cinturão de latitude.

A transmissividade é dada por:

$$T = 1 - R_p - K_a;$$

onde, K_a é a absorvidade da atmosfera dada por:

$$K_a = K_{cloud} + (1-C)K_{clear}$$

sendo K_{cloud} a absorvidade da fração da atmosfera coberta por nuvens e K_{clear} a absorvidade da fração de atmosfera com céu claro.

A absorvidade da fração da atmosfera de céu claro depende da umidade da superfície e foi calculada com base na sugestão de Chen e Cotton (1983), que consideraram a absorvidade a partir da parametrização sugerida por Yamamoto (1962).

A parametrização da radiação de onda longa na superfície considera separadamente os gases absorvedores da atmosfera sendo representada por:

$$H_{s2} = \sigma T_s^4 - [(1-C)L_{a\downarrow} + CL_{b\downarrow} + C\sigma T_b^4 T_r];$$

O primeiro termo do lado direito da equação representa a radiação de onda longa emitida pela superfície com temperatura T_s sendo σ a constante de Stefan-Boltzman, o segundo termo representa a radiação recebida na superfície da região da atmosfera sem nuvens, o terceiro termo a radiação recebida da camada da atmosfera abaixo da região com nuvens e o último termo representa a radiação emitida pelas nuvens a partir da sua base com temperatura T_b , transmitida através da faixa de comprimentos de onda da janela atmosférica representada pela função transmissão T_r que leva em consideração os principais gases absorvedores da atmosfera, vapor d'água e o gás carbônico.

A distribuição vertical da temperatura é considerada como:

$$T = T_s - \Gamma z$$

onde $\Gamma = 6,7$ K/km, é a taxa de variação vertical da temperatura, T_b é a temperatura da altura da base da nuvem (H_b) e $L_{a\downarrow}$ é o fluxo para baixo a partir da altura do topo da camada (H) para a região sem nuvens dado pela expressão:

$$L_{a\downarrow} = -\int_0^z \sigma T(z')^4 \left[\frac{d}{dz'} Tr(0, z') \right] dz'$$

onde T_r é a função de transmissão média espectral, que depende da quantidade dos gases em cada camada da atmosfera. A perda de onda longa pela atmosfera (H_a), é calculado pela seguinte forma:

$$H_a = (1-C)\sigma T_s^4 T_r + (1-C)L_{a\uparrow} + CL_{t\uparrow} + C\sigma T_t^4 T_r - H_{s2}$$

onde o primeiro termo do lado direito da equação representa a radiação emitida pela superfície transmitida pela faixa de comprimentos de onda da janela atmosférica, o segundo termo representa a radiação emitida para cima pela atmosfera sem cobertura de nuvens, o terceiro termo representa a radiação emitida para cima na camada acima da região com nuvens, o quarto termo representa a radiação emitida para cima pelo topo das nuvens com temperatura T_t e o último termo o fluxo resultante de radiação na superfície.

Para as regiões de céu claro os fluxos para cima e para baixo são calculados em cinco níveis, centrados em camadas verticais espaçadas de 2 km, até o topo da atmosfera ($H=10$ km). Para as camadas entre as nuvens os fluxos para cima e para baixo são calculados em dois níveis dentro da respectiva camada emissora de radiação. Os valores de H_b e H_t foram obtidos de Ohring e Adler (1978).

4 - Descrição do experimento e resultados

Inicialmente, aumentou-se a fração de cobertura de nuvens (C) em todos os cinturões de latitude em 25% do seu valor médio zonal observado, com objetivo de verificar se esta mudança irá implicar numa diminuição ou aumento da temperatura de superfície.

Pode-se verificar na tabela 1 que um aumento na fração de cobertura de nuvens (C) leva a um aumento da temperatura de superfície nas regiões polares e uma diminuição da temperatura nas outras regiões. Estes resultados mostram que o albedo das nuvens é o fator dominante perto do equador e nas regiões de latitudes médias, e o efeito estufa das nuvens sendo o fator dominante nas regiões polares. Ohring e Adler (1978) obtiveram diminuição da temperatura de superfície em todos os cinturões de latitude para o hemisfério norte, indicando que o efeito do albedo para o seu modelo foi maior do que o efeito estufa. Cess (1976) obteve resultados com os quais sugeriu que o efeito do albedo cancela o efeito estufa das nuvens.

Quando diminuiu-se a fração de cobertura das nuvens em 25% do seu valor médio zonal observado, obteve-se um resfriamento da temperatura nas regiões polares ressaltando o efeito estufa das nuvens como efeito dominante nestas regiões, e um aquecimento das outras regiões, mostrando a importância da refletividade das nuvens.

Pode-se notar também que as regiões polares são mais sensíveis a alterações da fração de cobertura de nuvens, principalmente no hemisfério sul. Isto deve estar relacionado à forte estabilidade desta região, e como consequência ocorre uma menor transferência de calor da superfície para a atmosfera através dos processos de calor sensível e evaporação.

Tabela 1 - Alterações da Temperatura de Superfície com Mudanças na Fração de Cobertura (C) e Altura do Topo (Ht) e da Base (Hb) das Nuvens

Latitude(graus)	C+25%	C-25%	Hb,Ht+1km	Hb,Ht-1km
-85	1,28	-1,17	1,34	-1,24
-75	1,31	-1,28	0,85	-0,73
-65	0,01	-0,04	0,24	-0,21
-55	-0,13	0,12	0,24	-0,23
-45	-0,13	0,13	0,24	-0,22
-35	-0,12	0,10	0,25	-0,25
-25	-0,10	0,10	0,30	-0,29
-15	-0,08	0,09	0,29	-0,27
-5	-0,08	0,08	0,27	-0,25
5	-0,08	0,08	0,25	-0,24
15	-0,08	0,07	0,28	-0,28
25	-0,09	0,08	0,33	-0,32
35	-0,12	0,12	0,34	-0,33
45	-0,10	0,10	0,33	-0,31
55	-0,07	0,05	0,32	-0,29
65	0,13	-0,15	0,42	-0,39
75	0,18	-0,19	0,28	-0,24
85	0,90	-0,90	0,76	-0,68

A tabela 1 apresenta também os resultados do experimento de sensibilidade da temperatura de superfície às variações na altura das nuvens. Em um experimento as alturas do topo (H_t) e da base (H_b) das nuvens em cada cinturão de latitude é aumentado em 1 km; em outro, a camada é diminuída em 1 km. A temperatura de superfície aumenta, principalmente nas regiões polares quando a camada de nuvens é mais alta, e diminui quando a altura da camada é mais baixa. Quando aumenta-se a altura da camada de nuvens, o tamanho da camada de atmosfera emissora de radiação de onda longa localizada abaixo das nuvens torna-se maior, levando a uma intensificação deste fluxo de radiação, e por consequência aquece a superfície.

Ohring e Adler (1978) obtiveram resultados semelhantes para o hemisfério norte. Seus resultados mostraram um aumento médio da temperatura de superfície de 0,6 graus Celsius quando a camada de nuvens é aumentada e uma diminuição de 0,4 graus Celsius quando a camada de nuvens é mais baixa. Em suas interpretações dois fatores competem na influência do efeito estufa quando a altura da camada de nuvens são aumentadas ou abaixadas. Quando

aumenta-se a altura da camada de nuvens, por exemplo, ocorre uma redução da radiação de onda longa emitida pelo planeta para o espaço, que deve levar a um aumento da temperatura de superfície para manter o balanço de radiação do sistema terra-atmosfera. Por outro lado, ocorre uma redução no fluxo de radiação de onda longa para baixo que leva a uma diminuição na temperatura de superfície. O primeiro efeito é mais influente e resulta num aumento da temperatura de superfície.

5 - Conclusões

O modelo atmosférico utilizado mostrou ser uma importante ferramenta no estudo de mudanças atmosféricas devido a alterações da estrutura das nuvens.

Quando impôs-se alterações da fração de cobertura de nuvens em todos os cinturões de latitude do planeta, verificou-se ser predominante o efeito do albedo das nuvens nas regiões de baixas latitudes e a predominância do efeito estufa nas regiões de altas latitudes.

Quando aumentou-se a altura das nuvens, notou-se que isto implica em aumento da temperatura de superfície, principalmente nas regiões polares. Ocorrendo efeito contrário quando da diminuição da altura da camada de nuvens.

6 - Referências bibliográficas

- CESS, R.D. Climate Change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. *J. Atmos.Sci.*, 33 (10): 1831-1843, 1976.
- CHEN, C.; COTTON, W.R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 25(3): 289-321, 1983.
- da SILVA, R.R. Estudo de mudanças climáticas globais utilizando modelos de média zonal zonal. (Dissertação de Mestrado apresentada em 05/08/93). A ser publicada pelo INPE.
- FRANCHITO, S.H. Experimentos Numéricos com Modelos Climáticos Média Zonal. (Tese de doutorado em Meteorologia). INPE-5083-TDL/417, 1989.
- JENTSCH, V. An energy balance climate model with hidrological cycle. *Journal Geophysis Research*, 96:169-179, 1991.
- OHRING, G.; ADLER S. Some experiments with a zonally averages climate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(2):186-205, 1978.
- RAO, V.B.; FRANCHITO, S.H. Response of a simple model to the sea surface anomalies. Accepted in *Annales Geophysical*, 1993.
- SALTZMAN, B. Steady-state solutions for the axially simetric climate variables. *Pure and Applied Geophysis*, 69(i): 237-259, 1968.
- SALTZMAN, B.; VERNEKAR, A.D.; Global equilibrium solutions for the zonally averaged macroclimate. *Jornal of Geophysical Research*, 77 (21): 3936-3945, 1972.
- TAYLOR, K.E. The roles of mean meridional motions and large-scale eddies in zonally averaged circulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(1):1-19, 1980.
- YAMAMOTO, G. Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water Vapor, Carbon Dioxide and Molecular Oxygen. *J. Atmos.Sci.* 19:182-188, 1962.