对流层大气的负熵流和熵产生

李任承

(河北省气象学校,保定　071000)

提　要

将原始熵平衡方程应用于大气系统,详细计算了对流层大气平均状态下的负熵流和熵产生及其各项分量,得出了它们之间的一些数量关系,并应用熵理论初步解释了大气运动的某些规律,对于天气预报和气候变化的研究具有一定参考意义。

关键词: 对流层大气　熵平衡方程　负熵流　熵产生

引　言

耗散结构理论为天气预报和气候变化的研究提供了新的途径[1]。熵平衡方程是制约大气运动的基本方程之一[2]。文献[3]和文献[4]对大气中的耗散结构和大气中的熵进行了初步研究,文献[2]粗略计算了平均状态下大气系统的负熵流和熵产生。

对流层大气是形成天气和气候变化的主体。对流层大气熵的变化——即负熵流和熵产生及其各分项的变化以及总熵的变化制约着天气和气候的变化。我们可以通过研究对流层大气熵的变化来研究全球天气和气候变化问题;也可以通过计算某一区域对流层大气熵的变化来研究该区域的天气和气候变化——例如:暴雨的形成和落区(林杏奇,1985;李任承,1995)以及区域气候变化(Paltridge,1978;李天时,1985;Peixoto,1991)。

鉴于文献[3]和文献[4]对大气中熵平衡方程的表述不够完善以及文献[2]对大气的负熵流和熵产生的计算存在某些疏漏,本文将原始熵平衡方程应用于大气系统,详细计算了对流层大气平均状态下的负熵流和熵产生及其各分项的值,并初步运用熵理论解释了大气运动的某些规律。

1　熵平衡方程

根据热力学第二定律,对于开放系统,熵的变化可以表示为二项之和[5]:

$$\mathrm{d}S = \mathrm{de}S + \mathrm{di}S$$

式中 $\mathrm{de}S$ 表示流经开放系统边界的熵流,$\mathrm{di}S$ 表示系统内部由于不可逆过程引起的熵产生。

将式(1)两边对时间求微商,引入局域平衡假设,应用平衡态的基本热力学关系,可得熵平衡方程的局部表达式和总熵流及熵产生的明显表达式[5,6]:

$$\begin{cases}\dfrac{\partial \rho s}{\partial t} = -\nabla\cdot\boldsymbol{J}_{st} + \sigma & (2)\\ \sigma \geqslant 0 & (3)\end{cases}$$

$$\boldsymbol{J}_{st} = \frac{\boldsymbol{J}_q}{T} - \sum_{k=1}^{n}\frac{\mu_k}{T}\boldsymbol{J}_k + \rho s\boldsymbol{v} \tag{4}$$

$$\sigma = -\frac{1}{T^2}\boldsymbol{J}_q\cdot\nabla T - \frac{1}{T}\sum_{k=1}^{n}\boldsymbol{J}_k \cdot\left[T\nabla\left(\frac{\mu_k}{T}\right) - \boldsymbol{F}_k + \frac{\mathrm{d}(\boldsymbol{v}_k - \boldsymbol{v})}{\mathrm{d}t}\right] - \frac{1}{T}\Pi:\nabla\boldsymbol{v} - \frac{1}{T}\sum_{j=1}^{r}J_jA_j \tag{5}$$

以上诸式中各分项和各符号的物理意义参见文献[3~6]。

2　对流层大气的负熵流和熵产生

2.1　对流层大气的负熵流

①对流层大气是一个非线性开放系统[1]。然而,由于对流层顶的阻挡作用,物质几乎穿不过对流层顶[7]。将式(4)沿对流层边界(上边界为对流层顶,下边界为地球表面)积分,则有:

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = \iint_{\Omega}\left(\frac{\boldsymbol{J}_q}{T} - \sum_{k=1}^{n}\frac{\mu_k}{T}\boldsymbol{J}_k + \rho S\boldsymbol{v}\right)\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega} \tag{6}$$

式中 Ω 为对流层大气上、下边界的总面积，$\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega}$ 为有向面元，方向与外法向相反。

将地面附近及对流层顶附近大气的速度垂直分量视为零，并忽略分子扩散作用，则式(6)简化为

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总}=\iint\limits_{\Omega}\frac{\boldsymbol{J}_q}{T}\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega} \tag{7}$$

其中 $\boldsymbol{J}_q$ 是进入或流出对流层大气的热流矢量。

如果把到达大气上界的太阳辐射作为100个单位，那么大约有3个单位（主要是紫外辐射）在到达对流层顶之前已被高层大气所吸收、向后散射和放射回宇宙空间[8]。

关于对流层大气的热量平衡关系如图1所示。

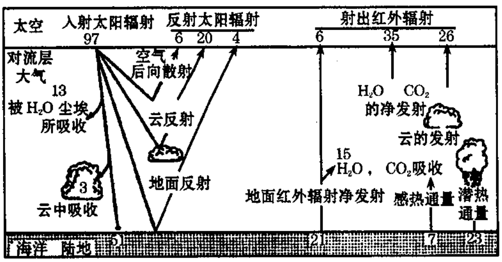

图1　对流层大气年平均能量收支

取自文献[5]P213，本文有部分改动

②式(7)中 $\boldsymbol{J}_q/T$ 包含了太阳辐射、地面辐射、大气辐射以及分子传导和湍流热扩散等各项分量。对每一个分量引进一个适当的参考温度[2]（或等价温度）T^*，可以重写式(7)中各边界项，这样，

$$\frac{1}{T^*}=\iint\limits_{\Omega}\frac{\boldsymbol{J}_q}{T}\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega}\Big/\iint\limits_{\Omega}\boldsymbol{J}_q\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega} \tag{8}$$

例如，对于辐射，我们有

$$-\iint\limits_{\Omega}\frac{\boldsymbol{F}_r}{T}\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega}=-\frac{1}{T^*}\iint\limits_{\Omega}\boldsymbol{F}_r\cdot\mathrm{d}\boldsymbol{\Omega}=\frac{G_r}{T_r^*} \tag{9}$$

其中 G_r 是穿过边界进入（或流出）对流层大气的净辐射通量，T_r^* 是参考辐射温度。对其它边界项，可以得到类似的表示。

T^* 意味着过程发生时的平均温度。上述各项平均温度可分别取如下值：太阳辐射有效温度为5780K[8]；地面平均温度为288K；对流层顶平均温度为208K[7]；对流层平均温度（算术平均值）为248K；假定云向太空的辐射是云顶放出的，根据辐射定律，可以算出包括云顶在内的对流层的辐射平衡温度平均值为246K；云顶（加权）辐射平衡温度为244K；对流层中层（500hPa）平均温度为252K[2]，对流层中下层平均温度为270K，对流层下部及摩擦层平均温度为280K；云的平均温度为266K[2]。

③如果太阳常数取 $S_0=1367\mathrm{W\cdot m^{-2}}$，我们可以计算出对流层大气各分项熵流通量值如下：

Ⅰ．流入项

(a)由对流层顶进入对流层的太阳短波辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_1=\frac{S_0}{4}\times67\%\div5780\mathrm{K}$$
$$=39.6\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

(b)由地面进入对流层的净红外辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_2=\frac{S_0}{4}\times21\%\div288\mathrm{K}$$
$$=249.2\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

(c)由地面进入对流层的感热通量项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_3=\frac{S_0}{4}\times7\%\div288\mathrm{K}$$
$$=83.1\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

以上各项合计

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{流入}=371.9\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

Ⅱ．流出项

(d)穿过对流层到达地面并被地面吸收的太阳辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_4=-\frac{S_0}{4}\times51\%\div5780\mathrm{K}$$
$$=-30.2\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

(e)穿过对流层由地面直接射入太空的红外辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_5=-\frac{S_0}{4}\times6\%\div288\mathrm{K}$$
$$=-71.2\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

(f)穿过对流层顶由大气射入太空的红外辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_6=-\frac{S_0}{4}\times35\%\div248\mathrm{K}$$

$= -482.3\mathrm{mW \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}}$;

(g)穿过对流层顶由云层射入太空的辐射项

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_7 = -\frac{S_0}{4} \times 26\% \div 244\mathrm{K}$$

$$= -364.2\mathrm{mW \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}};$$

以上各项合计

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{流入} = -947.9\mathrm{mW \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}};$$

对流层大气的总熵流通量为

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = \left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{流入} + \left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{流出}$$

$$= -576.0\mathrm{mW \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}};$$

对流层大气全年总熵流为

$$\left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{年} = \left(\frac{\mathrm{de}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} \times 4\pi R_e^2 \times 365.25 \times 24 \times 3600$$

$$= -9.27 \times 10^{21}\mathrm{J \cdot K^{-1} \cdot 年^{-1}}$$

式中 $R_e = 6371\mathrm{km}$,为地球的平均半径。

2.2 对流层大气的熵产生

①将式(5)对整个对流层大气积分,则有

$$\left(\frac{\mathrm{di}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = \iiint_\tau \sigma \mathrm{d}\tau \tag{10}$$

式中 τ 为对流层大气的总体积,$\mathrm{d}\tau$ 为体积元。

对流层大气可以看作各组元成份比例不变的"单一成份"的气体,从而可以忽略分子的扩散作用,则式(5)右边第二项扩散熵产生中仅含湍流扩散熵产生。为此,我们将各物理量的附标"k"改为"i",并引入由

$$\boldsymbol{J}'_q = \boldsymbol{J}_q - \sum_{i=1}^{n} h_i \boldsymbol{J}_i$$

所确定的新通量[6]及以下诸式

$$\mu_i = h_i - TS_i$$

$$S_i = C_p \ln T_i - R \ln P_i + S_{i0}$$

$$h_i = C_p T_i + h_{i0}$$

$$\partial P / \partial z = -\rho g$$

$$P = \rho R T$$

并应用等式[6]

$$T \nabla \left(\frac{\mu_i}{T}\right) = \nabla \mu_i - \left(\frac{\mu_i}{T}\right) \nabla T$$

以及热力学关系[6]

$$T \mathrm{d}\left(\frac{\mu_i}{T}\right) = (\mathrm{d}\mu_i)_T - \frac{h_i}{T}\mathrm{d}T$$

则有

$$-\frac{1}{T^2}\boldsymbol{J}_q \cdot \nabla T - \frac{1}{T}\sum_{i=1}^{n} \boldsymbol{J}_i \cdot \left[T\nabla\left(\frac{\mu_i}{T}\right) - \boldsymbol{F}_i + \frac{\mathrm{d}(\boldsymbol{v}_i - \boldsymbol{v})}{\mathrm{d}t}\right]$$

$$= -\frac{1}{T^2}\boldsymbol{J}'_q \cdot \nabla T - \frac{1}{T}\sum_{i=1}^{n} \boldsymbol{J}_i \cdot \left[(\nabla \mu_i)_T - \boldsymbol{F}_i + \frac{\mathrm{d}(\boldsymbol{v}_i - \boldsymbol{v})}{\mathrm{d}t}\right] \tag{11}$$

显然,式(11)右边第一项便是除去湍流热扩散以外的热量传输(例如辐射和传导)导致的熵产生;第二项则完全是湍流扩散引起的熵产生。

假定各气象要素水平分布均一;设质心速度 $\boldsymbol{v} = 0$;引入准静力平衡条件 $P_i = P$;并应用大气的能量转换与守恒原理[9],于是

$$(\nabla \mu_i)_T = \frac{1}{\rho}\nabla P = -\boldsymbol{g}$$

$$\boldsymbol{F}_i = -\nabla \phi_i + 2\boldsymbol{v}_i \times \boldsymbol{\omega} = -\boldsymbol{g} + 2\boldsymbol{v}_i \times \boldsymbol{\omega}$$

$$-\frac{1}{T}\sum_{i=1}^{n} \boldsymbol{J}_i \cdot \left[(\nabla \mu_i)_T - \boldsymbol{F}_i + \frac{\mathrm{d}(\bar{\boldsymbol{v}}_i - \boldsymbol{v})}{\mathrm{d}t}\right]$$

$$= -\frac{1}{T}\sum_{i=1}^{n} \rho_i \frac{\mathrm{d}\frac{1}{2}\boldsymbol{v}_i^2}{\mathrm{d}t}$$

$$= \frac{\rho}{T}\frac{\mathrm{d}P^*}{\mathrm{d}t} \tag{12}$$

式(12)中 $P^* = \phi + E$,表示气柱的全位能,$J_i = \rho_i(v_i - v)$。

这表明,热量从低层向高层输运的途径除辐射和传导外,还有湍流或对流(比辐射大百倍,比传导大几十万倍),其输送机制是:大气低层的不均匀加热,首先转化为空气微团的湍流(或对流)运动动能,然后通过动能的扩散(耗散)再转化为空气柱的全位能,从而完成热量的输运,并导致气柱的熵增加。

②将式(11)右边第1项用 σ_j 表示并改写为:$\sigma_j = \boldsymbol{J}'_q \cdot \nabla \frac{1}{T}$;将式(12)改写为:

$\sigma'_j \mathrm{d}\tau = \delta\left[-\frac{1}{T}\sum_{i=1}^{n}\rho_i \frac{\mathrm{d}\frac{1}{2}v_i^2}{\mathrm{d}t}\right] = \delta\left(\frac{\rho}{T}\frac{\mathrm{d}P^*}{\mathrm{d}t}\right)$，并进行积分，便可以计算出对流层大气熵产生各分项的值如下：

(a)水汽、气溶胶直接吸收太阳辐射，设其吸收时的平均温度为270K，则该分项为

$$\sigma_1 = \frac{S_0}{4}\times 13\%\times\left(\frac{1}{270\mathrm{K}}-\frac{1}{5780\mathrm{K}}\right) = 156.9\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

如前所述，这些热量首先转化为湍流或对流运动动能，再通过动能的扩散转化为气柱的全位能。对流层平均温度取248K，则扩散熵产生为

$$\sigma'_1 = \frac{S_0}{4}\times 13\%\times\left(\frac{1}{248\mathrm{K}}-\frac{1}{270\mathrm{K}}\right) = 14.6\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(b)云吸收太阳辐射的熵产生为

$$\sigma_2 = \frac{S_0}{4}\times 3\%\times\left(\frac{1}{266\mathrm{K}}-\frac{1}{5780\mathrm{K}}\right) = 36.8\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

云中的湍流扩散熵产生为

$$\sigma'_2 = \frac{S_0}{4}\times 3\%\times\left(\frac{1}{244\mathrm{K}}-\frac{1}{266\mathrm{K}}\right) = 3.5\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(c)潜热释放熵产生为

$$\sigma_3 = \frac{S_0}{4}\times 23\%\div 266\mathrm{K} = 29.5\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

云中释放的潜热扩散熵产生为

$$\sigma'_3 = \frac{S_0}{4}\times 23\%\times\left(\frac{1}{244\mathrm{K}}-\frac{1}{266\mathrm{K}}\right) = 26.6\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(d)对流层低层吸收地面辐射熵产生为

$$\sigma_4 = \frac{S_0}{4}\times 15\%\times\left(\frac{1}{280\mathrm{K}}-\frac{1}{288\mathrm{K}}\right) = 5.1\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

这些热量的湍流扩散熵产生为

$$\sigma'_4 = \frac{S_0}{4}\times 15\%\times\left(\frac{1}{248\mathrm{K}}-\frac{1}{280\mathrm{K}}\right) = 23.6\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(e)地面向大气的感热传导熵产生为

$$\sigma_5 = \frac{S_0}{4}\times 7\%\times\left(\frac{1}{280\mathrm{K}}-\frac{1}{288\mathrm{K}}\right) = 2.4\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

感热湍流扩散熵产生为

$$\sigma'_5 = \frac{S_0}{4}\times 7\%\times\left(\frac{1}{248\mathrm{K}}-\frac{1}{280\mathrm{K}}\right) = 11.0\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(f)大气运动的摩擦耗散熵产生为

$$\sigma_6 = 2.0\mathrm{W\cdot m^{-2}}\div 280\mathrm{K} = 7.14\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}};$$

这些热量的湍流扩散熵产生为

$$\sigma'_6 = 2.0\mathrm{W\cdot m^{-2}}\times\left(\frac{1}{248\mathrm{K}}-\frac{1}{280\mathrm{K}}\right) = 0.92\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

(g)由于存在不可逆过程之间的耦合[5]，有效位能的释放使动能增加而使大气的熵减少，其减少量为

$$\sigma_7 = -2.0\mathrm{W\cdot m^{-2}}\div 248\mathrm{K} = -8.06\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}。$$

以上各项合计

$$\left(\frac{\mathrm{d_i}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = 576.0\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}$$

整个对流层大气全年总熵产生为

$$\left(\frac{\mathrm{d_i}S}{\mathrm{d}t}\right)_{年} = 9.27\times 10^{21}\mathrm{J\cdot K^{-1}\cdot 年^{-1}}$$

2.3 非平衡定态维持条件

由以上计算可知，平均而言，对流层大气全年总的负熵流恰与熵产生达到平衡，即

$$\left(\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = \left(\frac{\mathrm{d_e}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} + \left(\frac{\mathrm{d_i}S}{\mathrm{d}t}\right)_{总} = 0$$

这正是非平衡定态得以维持的条件。

2.4 熵减少量与增加量之比

湍流能量扩散导致气柱全位能的增加率，相当于气柱有效位能的产生率，它所引起的熵增加为

$$\sigma' = \sum_{j=1}^{6}\sigma'_j = 80.2\mathrm{mW\cdot m^{-2}\cdot K^{-1}}$$

有效位能的一部分转化为大气运动动能，使熵减少。其减少量与增加量之比为

$$\eta = \left|\frac{\sigma_7}{\sigma'}\right| = \left|\frac{-8.06}{80.2}\right| = 10\%$$

这与用其它方法计算的结果相同。

2.5 对流层大气熵平衡

对流层大气的负熵流过程又可分为沿水平方向的负熵流过程和沿垂直方向的负熵流过程[1]。沿水平方向，对流层大气从低纬地区获得热量，又将一部分热量通过大气经圈环流和大型涡动向高纬地区输送，以保持热量平衡。据估计[10]，对流层大气水平热通量由赤道向南向北平均各为 8.1×10^{22} J·年$^{-1}$。若取赤道附近下垫面平均温度 27℃，极地对流层顶附近平均温度为 -60℃[7]，则水平负熵流为

$$\left(\frac{\mathrm{d}eS}{\mathrm{d}t}\right)_{水平}=8.1\times10^{22}\times\left(\frac{1}{300}-\frac{1}{213}\right)\times2=-2.2\times10^{20}\mathrm{J\cdot K^{-1}\cdot 年^{-1}}$$

水平负熵流占总负熵流的 2.37%。

水平热量传输同样可以引起熵产生。取对流层中层(500hPa)的平均气温为 252K，水平温度梯度约 4.6×10^{-3}K·km^{-1}[11]，水平显热通量(潜热除外)由赤道向南向北平均各为 7.2×10^{22}J·年$^{-1}$[10]，则由式(11)右边第1项可以算出水平热输送熵产生为

$$\sigma_{水平}=-\frac{1}{T^2}\boldsymbol{J'}_q\cdot\nabla T=7.2\times10^{22}\div252^2\times4.6\times10^{-6}\times\pi R_e=1.04\times10^{22}\mathrm{J\cdot K^{-1}\cdot 年^{-1}}$$

水平熵产生约占总熵产生的 1.13%。

由以上计算可知：摩擦耗散熵产生(约占总熵产生的 1.24%)与水平热量输送熵产生之和恰与水平负熵流达到平衡。这说明：水平负熵流的一部分补偿了摩擦耗散熵产生，维持了大气的水平运动；另一部分则抵消了水平热量输送熵产生，保持了热量的平衡。

3 结语

本文将原始熵平衡方程应用于大气系统，详细计算了对流层大气的负熵流和熵产生及其各项分量，得出了它们之间的一些数量关系。这或许对于将熵理论应用于天气预报和气候变化的研究有一定助益。应当说明，由于资料的不完善和比较零碎，个别数据在不同的参考书中往往有一些差异，因此有的数据可能不够确切和恰当。但是，无论如何，计算结果和所得结论都是一致的。

参考文献

1 柳崇健. 大气耗散结论理论. 北京：气象出版社，1988：26，65.

2 Josép·Peixoto and AbrahamH·Oort. 气候物理学，吴国雄等译. 北京：气象出版社，1995，320，323.

3 章国材. 大气中的耗散结构. 大气科学，1986，10(1)：109.

4 仪垂祥. 大气中的熵. 大气科学，1989，13(3)：370.

5 李如生. 非平衡态热力学与耗散结构. 北京：清华大学出版社，1986：10，68.

6 S·R·德格鲁脱和 P·梅休尔. 非平衡态热力学，陆全康译. 上海科学技术出版社，1981：23.

7 З·M·Maxовер. 对流层顶气候学，张贵根等译. 北京：气象出版社，1988：19，29，278.

8 J·M·华莱士和 P·V·霍布斯. 大气科学概观，王鹏飞等译. 上海科学技术出版社，1981：213，219.

9 [比]J·Ven Mieghem. 大气能量学，吴宝俊等译. 北京：科学普及出版社，1986：211～212.

10 陆榆蓉，高国栋. 物理气候学. 北京：气象出版社，1987：632.

11 杨大升. 动力气象学. 北京：气象出版社，1981：356.

Negentropy Flows and Entropy Production of Tropospheric Atmosphere

Li Rencheng

(Hebei Meteorological School, Baoding 071000)

Abstract

With application of the expressions of the general entropy flows and the entropy productions, the negentropy flows and the entropy productions of the tropospheric atmosphere are roughly calculated, and the basic factors which led up to the chimatic variation are analysed.

Key Words: negentropy flow entropy prodution entropy balance equation tropospheric atmosphere climatic variation