

森林小气候学

[美] 利查得·李教授著

姚丽华译 唐宗楨校

北京林学院 科技情报室

一九八二年

符 号 表

角度符号 (度, 弧度)

- A 太阳高度
- A' 太阳方位角; 斜坡方位角
- B 太阳离参考线的方位角
- I 离铅直方向的倾斜角
- M 时区参考子午圈
- M_0 观测者的子午圈
- i 坡度; 垂直角
- Z 天顶角, 入射角 (水平面的)
- Z' 入射角 (坡面)
- α 圆锥角 (相当于经度变化)
- δ 太阳赤纬
- θ 圆锥体阴影角
- ϕ 纬度
- ϕ' 相当纬度
- ψ 太阳经度

面积符号 (长度平方)

- A 面积 (表面, 剖面); A_b 物体的面积; A_h 水平面上阴影面积; A_s 叶面积
- L 叶 (林冠) 的投影面积
- a 河川表面面积

密度符号 (质量/体积)

- θ CO_2 容积密度; θ_s 表面上的 CO_2 容积密度; θ_a 周围大气的 CO_2 容积密度
- ρ 空气密度; ρ_{da} 干空气密度; ρ_{wa} 湿空气密度
- ρ_v 水汽容积密度; ρ_s 潮湿表面上 (饱和的) 水汽容积密度; ρ_a 周围空气的水汽容积密度

无量纲项

- G_r 格拉肖夫数
- N 阿伏伽德罗数
- N_u 努珊数
- P_r Prandtl 数
- R_e 雷诺数
- a 吸收系数
- h 相对湿度比值; rh 相对湿度
- k 消光系数
- m 容积十分数

n 阻尼深度系数

q 比湿

r 反射系数: r_t 地面反射系数; r_g 玻璃反射系数; r_v 植被反射系数; r_w 水反射系数; 比值

t 透射系数

t_a 大气透射系数

w 混合比

β 波文比值

ϵ 发射系数: ϵ_s 表面发射系数; ϵ_a 表观大气的发射系数

距离符号 (长度)

L 长度 (管道, 河川)

D 地球——太阳距离

P 降水深度

Q 径流量 (相当于深度)

S 贮藏量, 累积量 (相当于深度)

v 蒸发 (相当于深度)

d 特性尺寸; 直径; 深度; 零点平面位移; 距离

h 高度 (目标物, 植被)

r 半径

s 阴影长度; 气孔半径

w 宽度 (河川, 林中空地)

Z 铅直距离; 高度; 厚度

Z_0 糙率长度

δ 边界层厚度; δ_v 潜热; δ_c CO_2 交换

λ 波长; 中间波长 λ_c ; 按单位波长表示的最大发射波长 $\lambda_{m\lambda}$; 按单位频率最大发射波长 λ_m

能量输送 (能量/面积·时间, 力/面积,)

B 传导

E 一般术语: E_n 净能量; E_t 黑体放射的能量; E_g 灰体放射的能量; E_λ 每单位波长的能量; E_γ 每单位频率的能量; E_{λ_m} 最大波长 ($\lambda_{m\lambda}$) 处的能量

F 通量密度 (一般名称)

H 对流

$\overline{I_a}$ 加权的平均输入辐射

L 长波辐射: L_i 输入长波辐射(大气); L_e 环境长波辐射; L_o 地面输出长波辐射; L_n 净长波辐射

L_v 潜热; $L_v E$ 蒸发潜热; $L_v E_t$ 蒸腾潜热; $L_v E_i$ 截留潜热

M 新陈代谢能: M_g 总的的光合作用; M_n 净光合作用

Q 可感热

R 呼吸作用的能量; R_p 植物呼吸作用; R_s 土壤呼吸作用; 辐射率或面辐射强度

R_n 净的所有波长的辐射

S 短波辐射: s_0 太阳常数; s_p 可能的短波辐射 (可能日射); s_b 太阳直接光辐射; s_d 漫

射辐射; s_t 总辐射; s_{tn} 正午时的总辐射; s_e 环境短波辐射; s_r 短波反射辐射; s_n 净短波辐射

d 向下通量

u 向上通量

部分面积

A_r 辐射能交换的面积; A_{sb}太阳直接光辐射的部分面积; A_{sd}太阳漫射辐射的部分面积; A_{se}环境短波通量的部分面积; A_{Li}大气长波辐射的部分面积; A_{Le}环境长波辐射的部分面积; A_{Lo}长波放射的部分面积

A_b 传导面积

A_c 对流面积

A_e 蒸发面积

C 云量份数

F₀ 相对于河川的空旷天空的视角因素; F₁由岸堤植被决定的河川视角因素; F₂由树木决定的河川视角因素

F₀ 与河川有关的植被和树木的视角因素

G 阳光照射的部分(圆锥体的弯曲面)

U 河川表面无遮蔽的部分

质量通量(质量/面积·时间, 容积或深度/时间)

E 蒸发; E_t蒸腾; E_i截留

P 降水强度

Q 流域(集水区)的径流量

M 新陈代谢, CO₂交换; M_g总的光合作用; M_n净光合作用

R 呼吸作用; CO₂交换; R_p植物呼吸作用; R_s土壤呼吸作用

V 总蒸发; V_p可能蒸发; V_a实际蒸发

q 河川流率

ΔS 水贮藏量的变化

其它符号

L 潜热(水): L_i融化潜热; L_s升华潜热; L_e蒸发潜热(卡/克)

V 容积(长度³)

C 定压比热(卡/克·°K)

h 勃朗克常数(卡——秒)

γ 湿度计常数(毫巴/°C)

ν 波频率(1/秒)

σ 斯忒凡——波耳兹曼常数(卡/厘米²·分·°K⁴)

τ 切应力(力/面积)

φ 稳定度指标

气压符号

e 水汽压: e_s一定温度的饱和水汽压; e_w湿球温度的饱和水汽压; e_a环境水汽压

p 气压

ψ 水势

阻力符号 (时间/距离)

R 总阻力; R_c CO_2 扩散阻力; R_v 水汽扩散阻力

r 部分阻力, CO_2 : r_{ca} 空气 CO_2 部分阻力; r_{cs} 气孔 CO_2 的部分阻力; r_{cw} 细胞壁部分阻力

水汽: r_a 空气中水汽的部分阻力; r_s 气孔中水汽的部分阻力; r_c 林冠上水汽的部分阻力

温度符号 (度)

DI 不舒适指标

T 温度: T_a 气温; T_b 生物温度; T_d 露点; T_g 玻璃温度; T_s 地面温度; T_{su} 玻璃下面地面温度; T_v 植被温度; T_w 水温;

ΔT 温度变化, 或温度差

WC 风——寒冷指标温度

aT 温度振幅: aT_o 地面温度振幅; aT_z 深度 Z 处温度振幅

α 气温振幅

时间符号

C 经度订正

MST 平均太阳时

ST 标准时

TE 时差

TST 真太阳时

t 离太阳正午时间间隔; t_s 日出 (日没) 的时间; t' 坡面上相当的时间间隔

输送系数

C 一般术语

D 分子扩散: D_c 空气中 CO_2 分子扩散, D_v 空气中水汽分子扩散

k 湍流扩散: k_h 热量湍流扩散; k_m 动量湍流扩散; k_v 水汽湍流扩散

h 热量输送: h_b 传导热量输送; h_c 对流热量输送; h_e 蒸发热量输送; h_r 辐射热量输送

k 导热率

α 热扩散率

速度符号

v 速度 (流动水的速度, 雨滴的瞬时速度)

k 化学反应速度

u 水平风速; U_z 高度 Z 处的风速

u_* 旋涡 (摩擦) 速度

w 铅直气流速度

ω 角速度

前 言

森林和荒地生态系统约占大陆表面的三分之一。它不仅具有美化环境、防护和游憩价值，而且可以提供木材、水和野生动物等各种产品。森林明显地改变了周围的环境。林业工作者的最终任务就是要充分理解这些生物系统与周围自然环境的相互作用。他们可能比任何其它专业人员更能广泛地利用小气候学的原理为人类利益服务。

小气候学的学生很快就会理解，近地面层大气状况及变化过程与表层和亚表层的特性有密切关系。特别在植物生态系统中，生理因子与小气候相互作用，改变着小气候；地形和坡向等环境因子使小气候变得更为复杂，这种复杂性不容易直观觉察出来。这些效应在各种有林地区的环境中特别明显。

我撰写本书的目的是试图发展“森林小气候学”，使之成为独立的课题。这种努力非但不贬低过去几十年内已经出现的许多专题论文，而且至今林学家还在努力吸收非林学家为非林业工作者写的文章。物理原则无疑是共同的，但把这些物理原则用于特殊的领域必须经过二个灌输的过程；建筑师、传热工程师、水文学家、农学家和林学家的小气候课题是不同的。

《森林小气候学》适于每个对森林和荒地小气候或环境物理有兴趣的人阅读。本书论题按西弗古尼亚大学教学大纲编写。生物、农学、林学和工程各系都已采用本书作为教材。经吸收科研成果和学生意见，对本书内容已进行多次修订。本书在阐述原理时，力求深入浅出，例子通俗易懂。有学生希望增加物理基础部分，然而，物理学本来就是林业大学的典型基础课程之一。

第1、2两章提供了大气科学的梗概，为初学者打基础，作为小气候学建立环境条件的手段。大学生和各种水平的专业工作者都能从这两章的内容中得到收益，并理智地把小范围的系统看作较大系统的一部分。为了更深入理解这部分内容，应当鼓励学生阅读补充材料和展开课堂讨论。

第3章到第7章讨论热量传输过程和能量预算概念，这些概念大部分还处于研究状态。某些基础物理关系被简化为实际近似式，为了强调它们在小气候学中的直接关系。各章中广泛采用线划插图说明有前提的研究状态的现象，并使读者集中注意力于系统的进程特性。本书基本上都采用传统的单位系统（米制，摄氏温标，热量单位用卡）；符号及其解释单独列于第1章前面，详细说明见书中本文。

第8章至第10章是说明小气候原则的应用。第8章“精选的专题”是一些小气候方法用于有关林业活动和荒地经营问题的例子。“小气候观测”（第9章）和“问题的类型”（第10章）打算把前几章和使用结合起来。

本书是对一门学科的总结。在这里，作者只不过是概括了他人的许多敏锐的想法。他们为发展本学科所进行的长期不懈的努力已远远超过了本书罗列的内容。作者是否做了一点儿贡献尚成问题，故而，还不能对各位先生所给予的无私帮助表示衷心地感谢。

原稿在休假期间写成；佐治亚大学附设森林资源学校为本书写作提供了地点、方便条件

和鼓励。部分原稿经D.R.Dewalle, C. A. Federer, L.J.Fritschen, L.W.Gay, J.D.Hewlett, D.H.Miller, E.I.Mukammal, R.E.Munn, W.E.Reifsnyder, N.J.Rosenberg 和 S.J.Tajchman 审阅,他们对书中残留的错误和缺点不负任何责任。Ralph D.博士对许多关键点提供了数学证明Susan Stewart Boyer 协助设计线划图, Virginia Swecker 承担了绘图;底稿经Jo Ellen Clutter 特别仔细打字和校对。

作者 Richard Lee

目 录

符号表

前 言

第一章 大气	(1)
1—1 大气科学	(1)
1—2 辐射气候	(1)
1—3 大气运动	(3)
1—4 热力型气候	(5)
1—5 大气水汽	(6)
第二章 生物圈	(8)
2—1 森林小气候学	(8)
2—2 辐射能	(9)
2—3 局地风	(11)
2—4 环境温度	(12)
2—5 环境水分	(15)
2—5a 水汽	(15)
2—5b 凝结的形式	(17)
第三章 辐射能	(18)
3—1 辐射定律	(19)
3—1a 勃朗克定律	(19)
3—1b 维恩定律	(20)
3—1c 斯蒂凡定律	(21)
3—1d 克希荷夫定律	(21)
3—1e 余弦定律	(22)
3—2 太阳辐射	(22)
3—2a 太阳光谱	(22)
3—2b 可能日射	(24)
3—2c 大气效应	(29)
3—2d 地面效应	(32)
3—2e 森林影响	(37)
3—3 长波辐射	(39)
3—3a 大气放射	(39)
3—3b 地面通量	(41)
3—4 几何形考虑	(43)
3—4a 直接光辐射	(44)
3—4b 漫射辐射	(45)

3—5 净辐射.....	(46)
3—5 a 短时间的变化.....	(47)
3—5 b 辐射分量.....	(48)
第四章 可感热	(51)
4—1 输送原理.....	(51)
4—2 热性质.....	(51)
4—3 大气状态.....	(53)
4—4 热传导.....	(56)
4—4 a 平坦的分界面.....	(56)
4—4 b 几何形状.....	(58)
4—5 热对流.....	(60)
4—5 a 边界层.....	(60)
4—5 b 外层.....	(65)
第五章 潜热	(66)
5—1 能量关系.....	(66)
5—2 蒸发原理.....	(67)
5—2 a 边界层.....	(67)
5—2 b 外层.....	(68)
5—2 c 蒸发因子.....	(69)
5—3 蒸腾原理.....	(70)
5—3 a 植物机制.....	(71)
5—3 b 气孔模型.....	(74)
5—3 c 林冠模型.....	(76)
5—4 截留损失.....	(77)
5—5 总的蒸发.....	(78)
5—5 a 水分平衡.....	(78)
5—5 b “可能的”蒸发.....	(79)
5—5 c 经验估测.....	(80)
第六章 新陈代谢能	(82)
6—1 新陈代谢率.....	(82)
6—1 a 植物代谢作用.....	(82)
6—1 b 动物呼吸作用.....	(82)
6—2 二氧化碳.....	(83)
6—2 a 时间变化.....	(83)
6—2 b 铅直剖面.....	(83)
6—3 输送率.....	(84)
6—3 a 阻力概念.....	(84)
6—3 b 其它方法.....	(85)
第七章 能量预算	(87)
7—1 概念.....	(87)

7—2	相对量值	(87)
7—3	环境配合	(90)
7—4	面积比例关系	(93)
7—4 a	球面体	(94)
7—4 b	竖立的圆柱体	(95)
7—4 c	铅直锥体	(96)
7—4 d	其它形状	(97)
7—5	温度关系	(97)
第八章	精选的专题	(99)
8—1	森林气候	(99)
8—1 a	气候站	(99)
8—1 b	林冠效应	(99)
8—1 c	地形影响	(100)
8—2	森林更新	(103)
8—2 a	温室气候	(103)
8—2 b	林中空地和采伐迹地	(105)
8—2 c	人为破坏地	(108)
8—3	森林生长	(110)
8—3 a	森林生境评价	(110)
8—3 b	森林物候现象	(113)
8—4	森林水文	(113)
8—4 a	森林降水	(113)
8—4 b	浮露河川	(116)
8—5	人类反应	(122)
8—5 a	暖的环境	(123)
8—5 b	冷的环境	(123)
第九章	小气候观测	(125)
9—1	有目的的观测	(125)
9—1 a	生境描述	(125)
9—1 b	表面特性	(126)
9—1 c	仪器特性	(127)
9—2	仪器类型	(127)
9—2 a	测辐射仪器	(127)
9—2 b	温度测定	(129)
9—2 c	测湿度仪器	(132)
9—2 d	测风仪器	(133)
9—2 e	其它仪器	(135)
9—3	仪器布置	(135)
9—3 a	气候站	(135)
9—3 b	观测塔	(136)

9—3c 人为控制.....	(137)
第十章 问题类型	(138)
10—1 大气圈.....	(138)
10—2 生物圈.....	(138)
10—3 辐射能.....	(138)
10—4 可感热.....	(139)
10—5 潜热.....	(140)
10—6 新陈代谢能.....	(140)
10—7 能量预算.....	(141)
10—8 精选的专题.....	(141)

第一章 大 气

1—1 大气科学

气象学是应用物理学的一个分支，它试图用物理定律来描述大气现象。因为一个系统的内在变化中，既有时间变化也有空间变化，使这一课题极为复杂。为了完完全全地成功，气象学家们必须采用某些假定，使问题简化，如假定大气的空间和时间的均匀性。

在大气中的某固定点上，假定大气常定状态(无倾向，仅仅随机脉动)常常是必要的和合理的，在有限的时间间隔内，这种情况经常发生。描述一定体积的空气，假定局地连续性，并用固定点上获得的资料进行内插，这也是常常必要的和合理的。用这些方法，在选定的时间间隔和空间范围内，利用平均和随机变量的估测值很容易了解大气状况。

不管哲学上的无意义的争论，在物理意义上，气候学看来似乎不同于气象之点，仅仅在于时间间隔上，一般认为气象学涉及的是较短的时间间隔，这种短的间隔，在气候学上可以假定大气变化相对地是不重要的，但是在近代用法上，不总是表面上的。明显地，气象学和气候学是二个学科，它们牵涉到相同的大气要素和过程，以及相同的描述定律。

地球大气的空间差异已引起大气科学内发展了众多的分支学科。例如高层大气物理学是研究比较高层的大气。天气气象学，由于它涉及到天气预报，所以限于地面以上大约10公里(对流层)。靠近地面的大气首先博得重视，因为它是生活的环境(生物圈)和最主要的自然活动层。

气候学家开始描述地球的一般气候或行星气候，天文学家或空间专家描述其它的行星气候。这种描述可以包括各个半球的或各纬度带的气候学，或许还有海洋气候学和大陆气候学或大气候学。中气候学指的是研究范围比较小，微气候是最小空间的气候。微气象学和微气候学集中注意靠近空气——地球分界面的大气的状态和变化过程，一般限于地面以上几米至几十米内。

已经建立的其它分支学科包括地形气候学(受地形影响的气候)、房屋小气候学(空间被围起来的气候)、水文气候学(关于水文循环)、古气候学(研究过去的气候)、生物气候学(气候对生物体的影响)，以及农业气候学。一个完整的气候目录看来将是无止境的。

“今日的气候学是一个广阔的形形色色的领域”，这一说法是近代书本上介绍气候学概念时用的措词(Court, 1968)。

大气科学的测定指出，第一，大气基本上是一个不平衡系统，它不能完全利用现代热力学原理来解释；第二，气候学的折衷主义是它的主要优点。简单地说，当大气被分成几部分研究，或为了特殊目的研究大气时，那么大气会成为比较可以理解的。森林小气候学就是这些假定的一个自然分支。

1—2 辐射气候

森林小气候存在于气海的底部。从空间来看，气海似乎包围着一个几乎完全的球面，这个球状体，即地球，围绕着太阳(唯一重要的能源)在几乎圆形轨道上公转(实际上是一个偏心率十分小的椭圆，图1—1)，公转的平均线速度大约30公里/秒，角速度 2π 弧度/年。地球围绕着它的轴以平均线速度 2π 弧度/日(15° 小时， $1^\circ/4$ 分)自转。因此，在赤道

上，地球表面平均线速度大约是465米/秒。当然，自转与公转数目之比等于日/年。

地球轴与轨道椭圆的主轴呈大约 23.5° 的倾角。太阳位于椭圆的一个焦点上，当地球离太阳距离最远时，称为远日点，这时北极比南极接近太阳；另一个极端，称为近日点，情况相反。从北极天顶上看来，地球似乎是反时针方向自转。

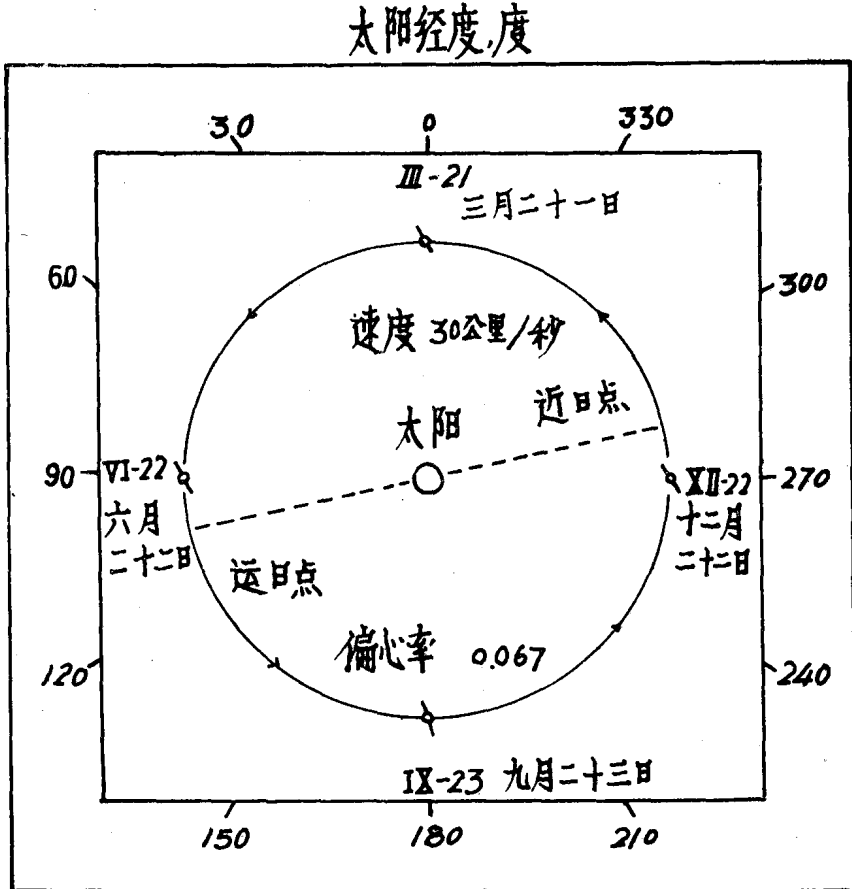


图 1—1 地球轨道；罗马数字表示月份

地球和太阳之间的平均距离大约 $1.5 (10^8)$ 公里，有大约 $\pm 1.7\%$ 的年变化。地球直径粗略地为 $1.3 (10^4)$ 公里，太阳直径约为 $1.4 (10^6)$ 公里。这意味着，从地球上来看，太阳对着地球大约有 0.5° 的立体角；从太阳上来看，地球对着太阳大约有 0.005° 的立体角。这些几何考虑在确定输入到行星上的能量，以及辐射气候的日、季节和空间变化是重要关键，这些将在3—2节中特别加以讨论。

当地球——太阳之间为平均距离时，垂直入射的辐射能通量密度大约是 $2.0 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 。大气大约吸收总通量的五分之一，地球——大气系统大约反射三分之一。因此，平均来说，地面吸收总通量的一半。地面吸收太阳能，通过光合作用把少量太阳能转化为化学能、热能，随后又转为动能（风）。能量转换的大小完全随地面而变，而且在任何时候仅仅行星的一半是阳光照亮的，地球在转动着，当太阳靠近天顶时，太阳光线是比较径直的。太阳辐射通量的大气衰减是可变的，地面吸收率缺乏均一性。

辐射定律规定，不论是固体、液体或气体，发射辐射能的能力是所有物质的内在性质。太阳能大约一半是可见的，通过光化过程维持生命和保持适当的行星温度，而且地气系统内

的辐射交换调节了温度极端，给生物提供了生存的可能。“温室效应”这一名称是用词不当，因为它在温室气候中并不重要。事实上温室效应是大气效应，它对减少地球的向阳面的最高气温，增加阴面的最低气温起作用。

与能量守恒定律相一致，由于损失到空间的总能量通量等于它们所接受的，地球—大气系统维持着一个相对不变的温度。 $2.0\text{卡/厘米}^2\cdot\text{分}$ 等于被一个系统的横断面积 A 截取的太阳通量密度，但是由于输出通量发生在球的表面 $4A$ 上，通量的平均大小必然是 $0.5\text{卡/厘米}^2\cdot\text{分}$ 。正如前面指出的，输出通量的三分之一是反射的太阳辐射，这意味着被地球和大气发射到空间的一定是输出通量的三分之二，即 $0.33\text{卡/厘米}^2\cdot\text{分}$ 。

决不是整个地球上都是输入辐射和输出辐射相等。大约 37°N — 37°S 之间，或全球面积的60%，输入辐射超过输出的，其余各地单位面积上相应地有较多的不足（图1—2）。这意味着在赤道上要预防过分的增热，靠近极地预防过分的冷却，一定有能量从低纬度输送到高纬度。同样意味着大约在 37°N 和 37°S 处通过纬圈输送的总能量必然是最大的。向极地方向的能量输送主要以移动空气中的可感热和潜热的形式出现。

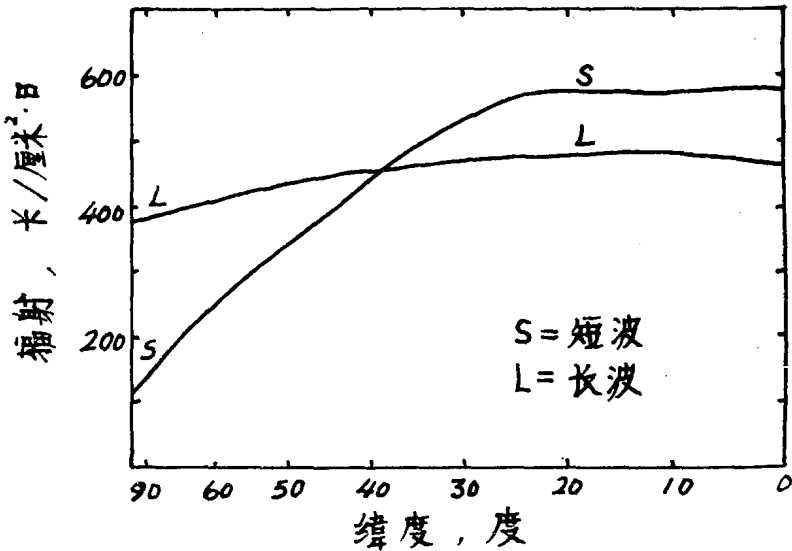


图1—2 地球——大气系统吸收的短波辐射和发射的长波辐射

1—3 大气运动

大气主要由气体组成，由于重力，大气被吸引靠近地面。大气是可压缩的，因此它的密度在大气底部趋向于最大。臭氧吸收有害的远紫外辐射，它主要在高层，地球上大气质量的大部分集中在地面10—15公里内，这一距离大约是地球直径的千分之一。空气施加在单位面积上的力是气压（力/面积）。根据气体定律，气压与空气密度（质量/容积）和绝对温度的乘积成正比。在标准状况下，地面单位面积的大气柱内，空气的总质量大约1033克，施加在地面上的气压一定等于这一质量和重力加速度的乘积，或 $1.013(10^6)$ 达因/厘米²，在气象学上的术语是1013毫巴。

根据牛顿第一定律，当不平衡的力作用时，大气开始运动。在静止大气中，重力与气压梯度力相平衡，空气倾向于由高压区流向低压区，加速度的大小与气压梯度（即单位距离内的气压差）成比例。通常，气压随高度增加而降低，气压梯度力的方向朝上。

靠近地球表面的空气与地面直接接触，空气常常被加热或冷却。根据查理定律，在气压

不变情况下产生增热时，空气膨胀，并向上运动到密度较低的高度上，地面上被较冷的空气所代替。当出现冷却时，密度增加，上升运动被抵制，但是气团受重力作用，顺地形坡向下滑移。地面冷却有产生稳定的趋势，增热有助于不稳定；在中性状态下，浮力既不抑止又不助长铅直位移。

在输送热量、水汽和污染物离开地面，以及在云的形成和消散过程中，大气铅直运动很重要。但是铅直风速一般远小于水平风速，经常进行观测或测定的近地面风速就是水平风速。当然，随着地球自转，空气以 $465\cos\Phi$ 米/秒的速度连续地运动（ Φ = 纬度，以度为单位）。但是地面上的观测者不注意这种运动，因为他以同样的速度在旅行。

水平气压梯度引起相对于地球表面的空气的水平运动。水平梯度远小于铅直梯度，而且因为水平梯度力不受重力抵消，比较大的不平衡力产生比较大的风速。在简单的对流单体中，在被增热的地面上，空气膨胀和上升，在冷却的地面上空气收缩和下降，近地面空气从冷高压中心水平地流向暖低压区。

在地球大气中，简单的对流单体是不存在的，因为一旦水平流动开始，立即出现其它的力。例如，设想高层大气中有一个气块，气块沿着从近赤道的高气压到靠近北极的低气压的路径移动（图 1—3）。在赤道上，气块和地球一样，自西向东以 465 米/秒的速度移动，然而，在 30°N 处，移动速度减小为 $465\cos 30^\circ$ 或 403 米/秒，在 60°N 处为 233 米/秒。这意味着，在地面上的观测者看来，气块通常似乎是偏向右方，观测者将用一种假想的力（科里奥来力）解释这种偏斜。在南半球，明显的偏斜于左方。在上述二种情况下，与其说高层大气的空气有流向较低气压一方的趋势，还不如说沿着等压线方向移动，这种流动称为地转风。

当然，科里奥来力仅仅在大气开始运动后才产生，它的大小与风速成比例。地球上近地面的空气运动还受到摩擦力的阻滞（分子和湍流粘滞性），科里奥来力不太明显。因此，在北半球通常风向随高度向右偏斜，在南半球向左偏。

靠近赤道和大约 60°N 和 60°S 附近，地面上出现低气压特征带， 30°N 和 S 和极地出现高压带（图 1—4）。 30°N 以南到赤道附近的东北风， 30°S 以北到赤道附近的东南风称为

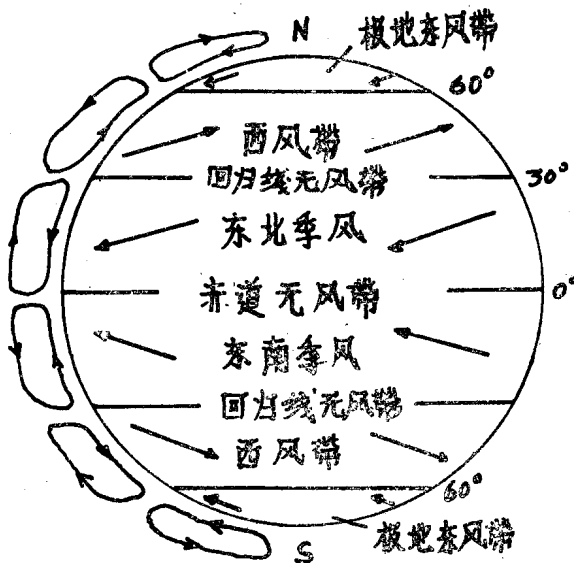


图 1—3 北半球和南半球科里奥来偏转
(PGF—气压梯度力；CF—科里奥来力)

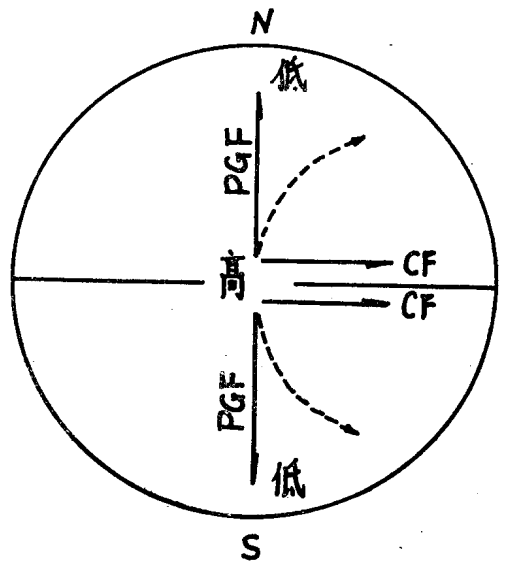


图 1—4 全球风场

信风,二者在赤道附近辐合, $30^{\circ}-60^{\circ}\text{N}$ 之间, $30^{\circ}-60^{\circ}\text{S}$ 之间西风带占优势,极地为东风带。

随着地面不同的增热,冷暖气团的间断的碰撞,和一般环流特性,许多局地的高气压和低气压中心形成和移动,即每日天气图上的“高压”和“低压”。等压线一般围绕中心形成同心环,气压梯度力由高指向低(图1—5)。在北半球,由于科里奥来力的偏转,高气压中,风围绕着高压中心顺时针方向运行;低气压中风逆时针方向运行;在南半球,则反之。

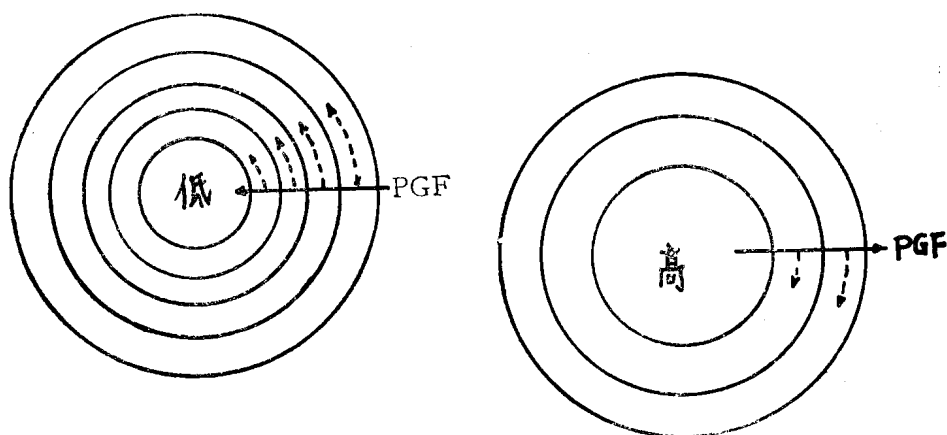


图1—5 北半球围绕气压中心的风的流动(PGF, 气压梯度力)

较小尺度的风显著地受局地地形和植被的影响,按理说属于小气候学的问题,然而这不仅由于尺度比较小。局地风通常持续时间也比较短,在某种程度上,人类为某些目的能操纵和控制它。小尺度环流的许多方面是比较复杂的,而且由于它们的局地性,科里奥来力不重要。

1—4 热力型气候

温度是物质的一种特性,温度的高低决定热对流和热传导的方向。温度是一种能量水平或分子平均速度的测定,而热量是一种总动能的测定,动能可以被转化。温度用任选的温标来量度,温标是在标准大气压力下(1013毫巴),根据可观测的物质的热力性质和水的沸点和冰点的关系来确定的。多数物体被增热后就膨胀,膨胀的程度和温度变化呈直线,显然,温度可以作为大气增热和冷却的一种量度。

大气温度随地点而变化,铅直方向尤为显著。在“标准大气中”,即海平面温度 15°C 或 288°K (它代表一种平均状况),温度随高度降低的递减率是 $6.5^{\circ}/\text{公里}$ 直到11公里高度,等温层处的温度为 -56.6°C 。

依据气压变化的影响和其它简化假定,可以理解气温随高度而降低或称递减率。当气块上升到大气中气压较低高度上,气块膨胀,表示能量消耗,根据热力学第一定律,如果和周围大气没有能量交换(一种绝热过程),那么消耗的能量与内能降低成比例。因为在许多情况下实际上没有能量交换,特别对大的气团来说,所以干空气的递减率大约是 $10^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 。如果是湿空气,上升过程中水汽凝结,释放能量留在气团内,冷却率明显地变小。

大气中水汽是普遍的,在相同气压下,湿空气不如干空气密集。因为在一定气压下,空气密度随温度增加而降低,所以必然存在一种温度,称为虚温,在虚温情况下干空气密度将等于较低温度下的湿空气密度。在一定气压下,温度差(虚温增量,即虚温和实际温度的差值)随气温和混合比(湿空气中,水汽质量和干空气质量的相对比例)增加而增加。

由于确定了标准气压下(1000毫巴)干空气的位温,可以减少在描述气团温度中的许多

不方便。如果和周围大气没有能量交换，干空气的位温是常数，位温是气团被带到1000毫巴处所要求的温度。在潮湿气团中，只要不出现凝结，位温也是守恒的；当出现凝结时，位温按释放的总能量成比例增加。

近地面气温直接影响生命过程、影响人类活动范围。地面增热和冷却随辐射能净通量而定。当输入通量超过输出时（典型的白天情况），净辐射是正的，出现增热。当净辐射为负值时（典型为夜间），出现冷却。用温度变化表示的地面增热或冷却程度不仅决定于净辐射的大小，而且随地面的热力性质以及地面消耗和吸收能量的能力而定。例如在相同的辐射能输入下，陆地上温度变化大于水面上。

近地面的空气温度（不是地面温度）是利用地面以上1.5米高度处安装的仪器所获得的平均值和极端值。在这个高度上的全球平均温度大约是13℃，南半球比北半球稍冷一些，靠近赤道地区的平均气温大约25℃，北极地区大约-25℃，然而靠近南极的温度接近-50℃。在比较温暖的地区，以及在水体上，温度的日变化和季节变化大大地小于较冷的地区或陆地上。

近地面温度的变化曲线和太阳辐射的变化曲线相同，但时间上稍滞后。在某一固定点上的太阳辐射状况典型地是一个具有常量（1年）和一个可变的周期长度（太阳日）的对称双周期函数。一年中，当太阳赤纬（即离地球赤道平面的太阳角距离）与观测者纬度十分接近时，以及当太阳日周期内，太阳经过观测者的子午圈（正午）时，辐射出现最大值。最高温度通常落后于太阳能最大值约10%的周期长度（图1—6），因为，当辐射增加期间，大部分太阳能被消耗于地面，并不贡献给空气温度。

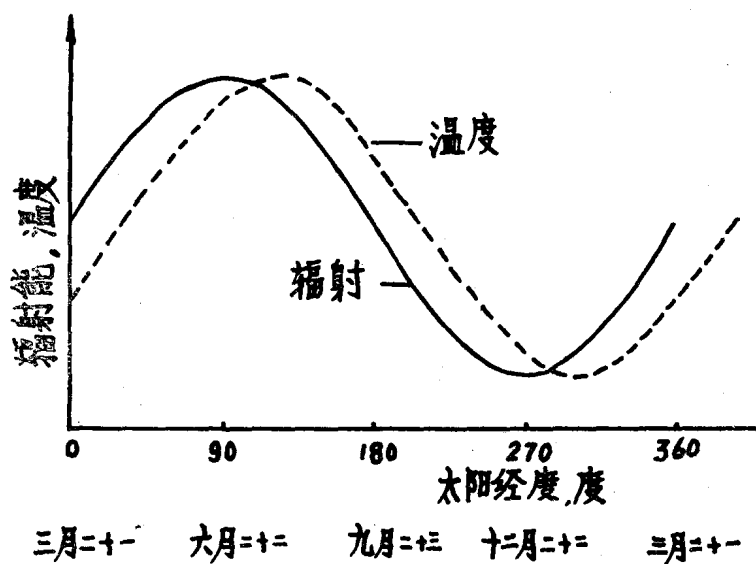


图1—6 中纬度地区辐射能和气温的典型年循环

温度不仅仅是一个描述环境的参数，也是了解生物圈中能量交换的关键因子，在环境测定和解释中，温度是最有用的工具。地面温度、地面以下的温度、生物体温度，以及和它们直接相邻的空气温度状况等等将在以后几章中比较详细地论述。

1—5 大气水汽

由于温度和气压配合的结果，地球上大气中的水有固态、液态和汽态。不管与地面的连