

太阳辐射浅说

李玉海 狄勉祖

农业出版社

太阳辐射浅说

李玉海 狄勉祖

农业出版社出版 新华书店北京发行所发行

农业出版社印刷厂印刷

787×1092 毫米 32 开本 2 印张 38 千字
1978 年10月第1版 1978 年10月北京第1次印刷
印数 1—35,000 册

统一书号 13144·183 定价 0.17 元

前 言

太阳以辐射的方式向地球表面持续不断地输送热能，是地球上生命和生物活动能量的主要源泉。它是人类取之不尽，用之不竭的能源，它与工农业生产、人民生活息息相关。太阳辐射观测是研究太阳辐射的重要手段，对于工农业生产、国防和太阳能利用以及气象科学研究都具有重要的意义。随着科学技术的迅速发展，人们对于能源的开发和利用，农业科学种田，以及环境科学、空间技术、军事科学、工业技术等方面的发展，都更加广泛地涉及到太阳辐射的研究。

应气象台、站和广大读者的要求，在《气象》杂志上曾分期刊登了“太阳辐射浅说”，《气象》编辑部给予了很多帮助。为了更便于读者参考，现将“太阳辐射浅说”汇集成书。因时间仓促，本书仅对原《气象》分期发表的内容略作增删，希望读者多提出批评指正，以利改进。

作 者

一九七七年十二月三十日

目 录

一、巨大的能源.....	1
二、地球大气层对太阳辐射的影响.....	6
三、地球和大气的辐射.....	11
四、地面净辐射.....	16
五、太阳辐射测量和国际日射强度标尺.....	20
六、太阳高度角及其计算.....	26
七、大气的浑浊度及其测定.....	31
八、我国太阳总辐射的分布.....	39
九、日射观测的意义.....	52

一、巨大的能源

太阳与人们朝夕相遇，它给大地带来了温暖，哺育着万物的生长。它在人类世界和生物世界占据着十分重要的位置。

人类对于太阳的了解，随着科学技术的不断发展，从无知到有知，从知之不多到知之较多。特别是近代，通过太阳模拟试验和探测研究，对太阳的物理结构有了更进一步的认识。

（一）炽热球体

太阳是一个巨大的炽热球体，直径约 140 万公里，比地球直径大 109 倍，它的体积等于地球的 130 万倍，质量比地球大 33 万倍。太阳表面温度为 6000°K ，中心温度约达 1500 万度。

太阳所以能长期保持稳定的高温，从原子物理学分析，人们常把太阳比作一个巨大的原子能工厂。它是由氢（占 50%）、氦（占 40%）和重元素（占 10%）组成。由于温度极高，太阳表面的物质也早已强烈地离子化了，而内部的原子核，由于失去外部的电子，则以极大的速度运动着。太阳内部存有大量的氢和氦原子的质子，这些质子也在猛烈地运动和撞击着其它元素的原子核，使这些元素的核发生破坏和改变，在碳原子的帮助下，发生氢改变氦的核聚变反应，产生

巨大的原子能，经太阳表面溢放出来。据测量，每分钟放出的热量要多于 5×10^{24} 千卡。如果把太阳表面用一层 12 米厚的冰包起来，那么只要一分钟就可以把冰壳全部融化，可见其热量之大了。

太阳与地球虽遥距 1.5 亿公里，但它却是距地球最近的一颗恒星。地球大气高层从太阳获得的能量仅占太阳能的 20 亿分之一。但是，地球上的昼夜、四季，地球大气间的水分循环，大气环流，江河流淌，岩石风化，大气内的风、雨、雷、电，甚至地球上一切自然能源，如煤、天然气、石油、风能、水能等等，追根溯源，其能源无不渊源于太阳能。人们作过比较，从地球内部传送到地球表面的热量，一年总共不过 54 卡/厘米²，仅占太阳能的 2 万分之一；而来自宇宙其它星体的辐射能则更少，仅占太阳能的一亿分之一。可见，太阳能是地球最主要的能量来源。

(二) 传送形式

能量的传递有传导、交换、辐射三种形式。传导和交换传送热能需要一定的分子作媒介，在真空中热量就无法传递。保温瓶能保温就是这个道理。太阳与地球的距离十分遥远，在这样一个漫长的距离中，除地球大气层和太阳周围蒙气圈外，绝大部分的空间是真空地带。在这样的条件下，太阳热能依靠传导和交换的形式传递是不可能的，唯一传递能量的形式就是辐射。

辐射传递能量就象光波那样，是以电磁波的方式传递的，它不需要经过任何物质作媒介。相反，在传递空间遇到任何

介质，都会被介质吸收、散射和反射而削弱传递的能量。辐射传递速度相当于光速（即 3×10^{10} 厘米/秒）。

一切物体，只要在绝对温度 0°K （即 -273°C ）以上，都具有向外辐射热能的能力；同时也在吸收来自其它物体的辐射热能。物体辐射能力的大小，取决于物体本身温度的高低。实验表明，辐射能力与温度的四次方成正比。

辐射的波长范围很广，从波长 10^{-10} 微米的宇宙线到波长达几公里的无线电波都是辐射的波长范围（见图1）。物体辐射最大能力的波长随物体温度而定，温度越高，辐射最大能力的波长越短，与温度成反比。

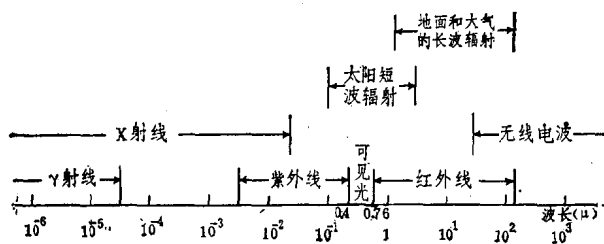


图1 各种辐射的波长范围

太阳辐射的主要波长范围是 $0.15-4$ 微米。地面和大气辐射的主要波长范围是 $3-120$ 微米，在气象学中，根据辐射波长不同，常把太阳辐射称为短波辐射；地面和大气辐射称为长波辐射，以区分两种性质不同的辐射。

需要指出，这里所说的辐射是指电磁波辐射，主要是讨论光和热效应问题。而太阳在发出电磁辐射的同时，还有粒子辐射，这里就不谈了。

(三) 辐射光谱

以辐射能量强度和辐射波长为座标绘制的曲线叫做光谱曲线。辐射光谱曲线对研究分析辐射体的辐射特性和能量分布、变化十分重要。

据测量太阳辐射光谱与 6000°K 的黑体辐射光谱比较接近 (见图 2)。由此可见, 太阳表面温度约为 6000°K 左右。

太阳辐射波长的范围很广, 波长从零到无穷大。但波长在很大和很小的部分内, 能量都很小, 绝大部分能量集中在 $0.15-4$ 微米* 之间, 占太阳辐射总能量的 99%。其中可见光区 (波长 = $0.4-0.76\mu$) 占 50%;

红外线区 (波长 $> 0.76\mu$) 占 43%; 紫外线区 (波长 $< 0.4\mu$) 占 7%。辐射最大能力的波长为 0.475 微米 (即在可见光区青、兰色区内)。

从太阳光谱曲线中可以看出不同波长的辐射能力差异很大。在自然界里, 对太阳辐射的需求不仅仅局限在太阳辐射的热效应上, 不同

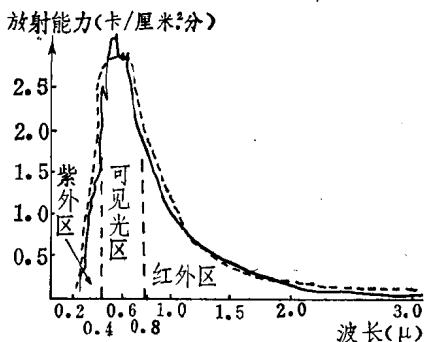


图 2 大气上界的太阳辐射光谱

实线为太阳辐射光谱, 虚线为 6000°K 黑体辐射光谱

* 微米是长度的计量单位, 1 微米 = 10^{-6} 米, 用 μ 表示。

生物不同生长阶段对吸收太阳辐射有各自的选择性。如植物叶绿素所吸收的生理辐射，主要是可见光中的红黄色光线和兰紫色光线。叶绿素吸收这部分光线不是用来增热，而是用来参加光合作用，它将二氧化碳和水制造成有机化合物（即碳水化合物、蛋白质和脂肪）。试验证明，这部分的辐射强度增加，植物光合作用的速度也在一定程度上随之增加；但这部分辐射过强，又会引起叶绿素的分解，致使植物失掉叶绿素而死亡。再如射向地表面仅占太阳辐射总能量1%的紫外线，它并不增加地面的热效应，但是它具有极大的生物学效应。紫外线对种子的发芽能力和种子的品质影响极大，在紫外线的辐射下，使许多微生物死亡，土壤和植株被消毒，大大减少了作物病虫害的传播。红外线部分在太阳辐射的总能量中，是转换热能的主要部分，地表面也最能吸收这部分辐射，绝大部分转变为热能致使地面增温。但植物的叶绿素并不吸收它，它对植物的影响，只能间接地反应在热效应上。

综上所述，可见我们测定和研究太阳辐射各个波段能量强度的意义是多么重大了。

（四）辐射强度

根据太阳辐射不同波长范围的能量稳定程度，可分作两类，一类称作太阳常定辐射，一类称作异常辐射。

常定辐射包括可见光部分、近紫外线部分和近红外线部分，这三个部分的能量约占太阳辐射总能量的90%。太阳本身是活动着的，其能量也在波动式地变化，不过常定辐射的能量随着太阳活动的变化甚微。据测量，在太阳活动峰值年

仅比太阳活动宁静年增大 2.5%。人们根据这一规律确定了太阳常数，作为世界各国公用参数。

太阳常数是在日地平均距离，地球大气上界垂直于太阳光线平面的太阳辐射通量，密度为 $1.90 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 。太阳常数值不是恒定不变的，它同样也是随着太阳活动而变化的，但变化很小，例如 1948 年（太阳黑子多）约为 1944 年（太阳黑子少）的 1.006 倍。

太阳常数是实际测量的结果，随着探测和测量技术不断提高，太阳常数的取值也常在变动。1957 年国际辐射委员会曾建议在整理国际地球物理年观测资料时取太阳常数值为 $1.98 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 。七十年代，利用火箭和高空气球探测结果，将太阳常数值又改为 $1.94 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 。

太阳异常辐射包括太阳电磁辐射中的无线电波段部分、紫外线部分和微粒子流部分。这些部分的能量随太阳活动的变化而剧烈地变化着。如紫外线的强度随太阳活动的变化在几十倍至几百倍之间；微粒子流的变化则更大。

了解和掌握这两类辐射强度的变化，对分析研究气候变异和展望未来的天气变化具有十分重要的意义。它是人们认识自然、掌握自然和改造自然的一个重要方面。

二、地球大气层对太阳辐射的影响

地球外围存在着一圈大气层，太阳辐射进地球表面之前，必须通过大气层。太阳辐射在遇到大气层的各种成分时，一

部分被反射回宇宙空间；一部分被吸收；一部分被散射，使到达地球表面的太阳辐射能，不论在量上还是在质（组成光谱）上都发生不同程度的减弱和变化。因此，在研究太阳辐射时，了解大气层对太阳辐射的影响是十分重要的。

大气对于太阳辐射的反射、吸收和散射过程是同时进行的，现将这几种作用简要介绍如下：

（一）大气层对太阳辐射的反射作用

大气层对太阳辐射的反射作用，正如阳光射到镜面一样，所不同的是反射能力不如镜面那样强，它只能部分地反射，部分地透过。大气层的这种反射作用取决于两个方面，其一是大气散射方向与入射方向相反的散射。包括大气分子、水汽分子、小水滴以及灰尘杂质等粗粒子散射所造成的反射，这部分的反射能力约占平均太阳常数的7%左右。其二是云层的反射，云的反射能力变化很大，它随云量、云状和云厚的变化而变化，例如飞机探测资料表明：云厚为3000米的高积云的反射能力为73%，层积云的反射能力为64%，混合状的层积云和积云的反射能力为52%，有空隙的层积云的反射能力为46%。随着云的厚度增加，反射能力也随之增大。前面所说几种云的反射率（即反射强度与辐射总强度之比）平均说来约为50—55%。按地球平均云量为54%计算，太阳辐射就有近1/4的能量被云反射回宇宙空间，由此可见，云的反射作用对太阳辐射的影响是何等重要了。

(二) 大气层对太阳辐射的吸收作用

从太阳辐射光谱曲线中(见图3)可以看出透过大气层的光谱曲线变得极不规则,这主要是大气层吸收的缘故。分析大气层的吸收作用,需要了解大气各种成分的吸收特性。

氧(O_2): 大气中 紫外区 可见光区 红外区

约含有21%的氧。氧吸收太阳辐射集中在波长小于0.2微米的紫外线区内,在波长0.155微米处吸收最强。由于氧的吸收,在低层大气内,几乎观测不到小于0.2微米的太阳辐射。

臭氧(O_3): 主要集中于10—40千米

的高层大气中,在20—25千米处含量最多,低层大气几乎无臭氧存在。臭氧在太阳辐射光谱曲线范围内,从紫外线的边缘到红外线的极远区都有吸收带。主要吸收带有两个,一个是波长介于0.20—0.32微米之间的兰光区末端,这是最强的一个吸收带,从观测到的太阳光谱中,发现在0.30微米处突然中断,这一段的大量紫外线几乎全部被臭氧吸收;另一个吸收带则在可见光区,波长为0.60微米处附近,在这个吸收带,吸收的比例虽不很大,但它是太阳辐射能力最强的区

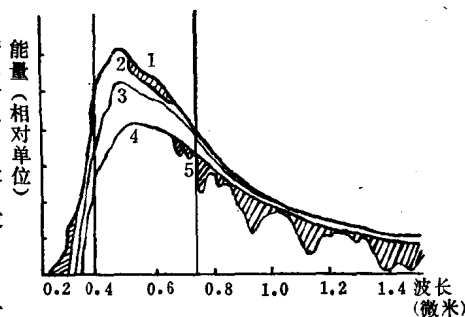


图3 太阳辐射光谱通过大气时的变化

1. 大气上界太阳辐射光谱 2. 臭氧层下的太阳辐射光谱 3. 分子散射后的太阳辐射光谱 4. 粗粒散射后的太阳辐射光谱 5. 包括水汽吸收的太阳辐射光谱

域，所以它吸收的绝对值要比另外一些区域吸收的绝对值大一些。仅臭氧本身吸收太阳辐射的能力要占太阳辐射总能量的 2.1% 左右。

臭氧在大气层中的分布是不均匀的，而且它随纬度、时间而变化。因此，对研究臭氧的吸收作用造成很大困难。臭氧吸收太阳辐射的紫外线和可见光后，主要用来增加本身的温度，在高层大气探测中，发现在臭氧分布的区域内有一个明显的逆温区，这就是臭氧吸收太阳辐射的缘故。

水 (H_2O)：这里主要谈水汽和液态水的吸收特性。在大气中水汽是太阳辐射能极重要的吸收介质，它吸收波长范围广，吸收量亦多，其主要吸收区在红外线和可见光区的红光部分。通常情况下，若大气中水汽含量较多，太阳高度角低时，水汽的吸收约占太阳辐射能量的 20%。液态水的吸收能力则更强，它的吸收波长范围较水汽吸收带稍向长波方向移动。

二氧化碳 (CO_2)：在大气中含量甚少，仅存在于低层大气中。它的吸收作用主要在红外区内，波长为 4.3 微米处有一个吸收带，因太阳辐射在此波段区间的能量很小，对太阳辐射而言，这一吸收带可忽略不计。

尘埃：悬浮于大气中的尘埃对太阳辐射也有一定的吸收作用，但通常吸收量很小。当有沙暴、烟幕、浮尘和火山爆发等现象，大气中尘埃急骤增多时，它的吸收作用才比较显著。

从上述大气中各介质对太阳辐射吸收作用的特点，可以看出大气对太阳辐射的吸收具有一定的选择性；大气吸收带

都位于太阳辐射光谱的两端能量较小的区域内，因而大气的吸收作用对太阳辐射的减弱并不很大。所以，太阳辐射对于大气层来说，不是主要的热源。

(三) 大气层对太阳辐射的散射作用

太阳以平行光的光束射向大气层时，必然会遇到空气分子、尘埃、云雾滴等质点的阻挡而发生散射。这种散射不同于吸收，它不会使大气中各个质点把辐射能转变为本身的内能，而只是改变辐射的方向，使太阳辐射从质点上向四面八方传散，因而一部分太阳辐射变成大气逆散射，被溢出大气层不能到达地球表面。

大气散射的波长范围与大气吸收波长范围恰恰相反，都集中于太阳辐射能力最强的可见光区内。因此，大气层对太阳辐射的散射是太阳辐射减弱最重要的原因。

太阳辐射的散射与散射介质的质点大小关系极大，不同大小的散射质点有不同的散射规律，据此，可分作两种散射，一种是分子散射，一种是粗粒散射。

当散射质点小于辐射波长时，都按分子散射的规律进行散射，这种散射的强度与辐射波长的四次方成反比，即辐射波长愈短，散射强度愈大。如在可见光中紫色光为 0.4 微米，红色光为 0.8 微米，红色光是紫色光波长的 2 倍，按照分子散射的规律，红色光的散射强度要比紫色光的散射强度小 2^4 倍，即小 16 倍。由此可见，长波光线通过大气时的分子散射作用是较小的，因此大气对长波光线的透明度较好。相反，短波光线的散射强度很大，大气对它的透明度则很差。我们常见

晴朗天空呈碧兰色，其原由就在这里，晴朗的天空中浮游的微尘、水汽等粗粒子很少，大气的散射是以分子散射为主，太阳辐射中可见光紫、兰光线波长最短，而青兰色光又是太阳辐射能力最强的部分，在分子散射中这部分光线散射亦最强，所以天空为大量的兰紫色散射光线，呈现出碧兰色。

当大气散射的质点大于辐射波长时（如云雾滴、尘埃等颗粒），分子散射的规律已不起作用，这种散射叫粗粒散射。随着散射质点的增大，波长较长的散射强度也随之增强，这样，短波光线与长波光线的散射强度差异逐渐减少，直至辐射光谱与散射光谱相同。我们常见空气比较混浊时的天空呈乳白色，就是因为大气中浮游尘埃等颗粒甚多，大气散射以粗粒散射为主，散射光谱与辐射光谱相同的缘故。

大气对太阳辐射的散射强度变异很大，它决定于太阳高度角、云量、云状、云厚、大气透明度和海拔高度等因素。其中尤以云的变化对太阳辐射的散射强度变化最甚，如布满全天云的散射要比碧空无云时的散射大 1.5—2.0 倍；有云隙和透光的高积云或积云，它的散射强度可增大到 8 倍以上。

三、地球和大气的辐射

地球和大气在吸收太阳辐射的同时，也同样按照辐射的规律不停顿地向外辐射。我们知道，凡是物体的温度在绝对零度以上，都会向四周放射辐射能；而物体放射辐射的波长又决定于物体本身的温度，温度愈高，波长愈短。地球和大

气常有的温度约在绝对温度 $200-300^{\circ}\text{K}$ 左右，按照地球和大气的温度计算，它们的辐射波长约在 $4-40$ 微米的红外线区内，与太阳小于 4 微米的短波辐射互不重叠。因此，为了区别这两种不同的辐射，在气象学里，把地球和大气辐射称为长波辐射。下面就地球表面的辐射、大气的长波辐射和地面有效辐射作一简述：

(一) 地球表面的辐射

在白天，地球表面由于吸收太阳和大气的短波辐射，不断积累热能，逐渐增温，但同时也在以辐射的形式向外辐射热能。若按地表面温度为 300°K 计算，地球表面的辐射强度约为 0.55 卡/厘米²·分，这一辐射强度是很可观的。但是，由于在绝大部分的白昼时间里，地球表面接收来自太阳和大气的短波辐射都远远大于地球表面的辐射强度。因此，地球表面虽然也放射出辐射热能，但仍是处在不断积累热能，逐渐增温的过程。正午太阳辐射强度最大，地表面吸收热量最多，温度也最高。在夜间，地表面处于背离太阳的位置，吸收不到来自太阳的直接辐射，大气的短波散射辐射强度也近于零，来自大气的长波辐射常常又小于地表面放射的辐射能，地球表面失去了增温的热源，因而不断地向外辐射热能，不断消耗积累的热量，温度逐渐下降。由此可见，温度的高低决定了辐射强度的大小，而辐射却又是温度变化的最主要因子。

对于地球表面来说，除了温度这一因素外，组成地球表面的不同物质也有不同的辐射和吸收特性。地球表面的任何物质都比不上太阳的辐射和吸收本领，它具有极大的辐射率

和吸收率，接近于 100%，所以人们常把太阳当作黑体。所谓黑体，就是在一定温度条件下，对各种波长的辐射都能百分之百的吸收。实际上这种绝对黑体是不存在的。根据测量，地球表面的各种物质的辐射，比起同温度下的黑体辐射都需乘一个小于 1 的常数（相对辐射），由于这个常数近于 1，所以又都近似于黑体。我们把这种物质的辐射特性称之为灰体辐射。地球表面的物质都属于灰体，它们的辐射特性见表 1。

表 1 不同性质的下垫面与绝对黑体的相对辐射率

下垫面性质	浅草	黄土	黑土	砂土	灰石	麦地	海水	雪
相对辐射率 (δ)	0.84	0.85	0.87	0.89	0.91	0.93	0.96	0.995

须指出，地面的积雪对太阳和大气的短波辐射是一个极好的反射体，反射率可达 90% 左右，很少吸收；而对来自于大气层的长波辐射几乎全部吸收，同时它本身向外辐射长波辐射和绝对黑体十分接近，具有很高的辐射能力。

从上述地球表面辐射的特性看，只要知道地表面的温度和地面上各种物质的相对辐射率，就可以根据辐射定律计算地面长波辐射强度。其公式为：

$$E_B = \delta \sigma T^4 \quad (1)$$

E_B 为地面长波辐射强度；

δ 为下垫面物质与绝对黑体的相对辐射率；

σ 为辐射定律常数， $\sigma = 0.8127 \times 10^{-10}$ 卡/厘米²·分·度⁴；

T 为绝对温度。

因此在太阳辐射测量的项目中，一般不单独测量这一项目，而用上式进行计算。