

浅论高层大气物理学

〔苏〕A. Д. 达尼洛夫 著

刘春林 译

古士芬 校

科学出版社

1984

内 容 简 介

本书以通俗明了的语言介绍高层大气物理学这一年青的学科。高层大气物理学是研究地球高层大气的结构以及在那里所发生的物理与化学的过程的。书中利用一些有趣的插图，介绍了高50—500公里范围内的大气层结构和电离层结构的现代概念，介绍了与大气层和电离层参数的各种变化有关的问题，详细地阐明了带电粒子生成和消失的现代理论。

本书适于高中以上文化水平的读者阅读，也可供在气象学、天文学、物理学等领域里工作的研究生和大学生参考。

А. Д. Данилов
ПОПУЛЯРНАЯ АЭРОНОМИЯ
Ленинград Гидрометеоздат 1978

浅论高层大气物理学

〔苏〕А. Д. 达尼洛夫著

刘春林译

古士芬校

责任编辑 黎昌颢 彭英

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1984年8月第一版 开本：787×1092 1/32

1984年8月第一次印刷 印张：6 1/8

印数：0001—3,300 字数：114,000

统一书号：13031·2642

本社书号：3636·13—5

定价：0.96元

目 录

本书写给谁读?	iii
何谓高层大气物理学?	vi
一、大气层的结构	1
宇宙间有多少种层	2
原子—分子	8
无穷的变化	11
风从何处来?	20
二、带电粒子层	24
小论结构	25
那里有多少电子	27
不同的离子何许多	33
电子的温度如何	40
三、谁要对电离层的形成负责?	43
电离与复合的竞争	44
主源——太阳	47
四、离子的平衡浓度	57
何谓“生存时间”	57
两种基本反应	62
完整的过程图	70
一个长名称的重要参数	74
当太阳落山的时候	80
动力学与光化学的竞争	95

五、神秘的D区	106
最低的——最不清楚的区	106
为何竟如此困难	107
探寻电离源	113
切莫牵涉离子束!	122
负离子有益的方面	129
再论复合系数	139
六、中性粒子的课题	148
令人不快的一氧化氮	149
大气层中有多少氮原子?	161
激发粒子——激发层的居民	169
七、今后将怎样?	180

一、大气层的结构

高层大气物理学的大多数现代课题都与高层大气的物理化学有关。换言之，使科学家们激动的问题是：“为什么？”、“由于何种过程的结果？”。当然，这些问题照例都是在确定了存在着这一种或那一种需要解释的现象（比如，存在着高浓度的一氧化氮或存在着离子束）之后才产生的。毫无疑问，确定存在着这一种或那一种需要解释的现象，这一过程本身也是在对“结构怎样？”这一问题寻找答案。描述这样的问题及其解决中出现的各种矛盾，其引人入胜的程度丝毫不比描述物理化学的问题差。

但是，由于“结构怎样？”和“为什么？”，这两个问题相比，前者是第一性的，所以当前在高层大气物理学中，至少在本书所叙述内容的水平上，后一类问题要比前一类问题多得多。因此，本书的重点是放在介绍大气层物理化学的各项课题上，在这方面，矛盾在不断地出现，新的课题和新的思想在不断地产生。

如何来对待纯粹的结构呢？在我们这样的一类书中，描述经过许多年才确定下来的有关大气层成分和结构的概念，这是否还有意义？本章就是作者对这一问题的回答。本章比较简要地介绍了大气层结构的一些主要的特性。这样的介

绍，看来会有助于读者阅读其余各章时迅速地掌握最中心的内容。另外，对某些现代课题，首先是密度和成分变化的课题也做了叙述。

宇宙间有多少种层

科学家喜欢想出各种各样的“层”。既有生物层、水层、也有岩石层。但是，毫无疑问，还是要以有关大气的科学——气象学和高层大气物理学中的层数为最多。这里既有大家熟知的概念(有谁不晓得平流层和电离层!)，也有仅为少数专家应用的概念(比如亚层)；既有老早就已确立了的名称(平流层)，也有前不久才产生的术语(“激发层”这一术语的出现还不到五年)。

让我们来从下往上对大气层穿越一番，并且作出努力，哪管是对部分“层的”术语的迷宫辨别清楚也好——要知道，大多数的这些术语，正是与大气层结构的那些主要参数(结构参数)，即气体的压力、密度、温度和成分联系着的。

对于大气层，可以按照不同的特征：温度、成分或占优势的物理过程等来把它分成一些区(或层)。由于每种这样的分层都会引出若干术语，所以也就构成了大气层的一整个“层的”家族。

最流行的，是按照温度特征来对大气分层。正是这样的分层，引入了人们所熟知的概念：“对流层”和“平流层”。我们也就是要按照大气层的这样的层次来开始自己对于天体各

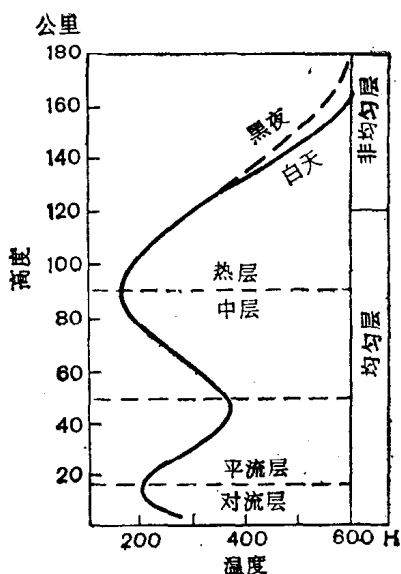


图 1

层的远征，在这一远征中可以取图 1 作为路径图。

象通常那样，我们是从地球的表面动身。假定这是夏天，温度为 27°C ，也就是 300°K 。随着往空中升高，我们发现温度在急骤地下降（这是所有登过山的人都晓得的）。换言之，观察到了与高度相逆的温度梯度。此时我们所在的这个大气层区称做对流层。对流层的上边界，位于温度不再随高度增高而下降并开始上升处（很明显，此处的温度梯度等于零）。再高处已经是平流层了，那里的温度梯度是正的。对流层和平流层之间的边界（或温度梯度等于零的一个窄层）被称做对流层顶。继续在对流层中升高，我们会被完全冻僵的，因为对流层顶的温度只有 200°K 。至于对流层顶的高度，它随着从赤道

到极地的位置而变化,在中纬度上它等于 12—13 公里。

为了暖和些,让我们迅速地沿着平流层上升,此时是越越高越暖和,就这样上升到了平流层顶——它是温度高度剖面上自下而上见到的第二个转折区。

这里(约 50 公里高)的温度几乎等于我们开始远征处的温度(270—280°K)。

随后,又进入寒冷的境界。温度重新随着高度而下降,再次出现负的温度梯度。这就是中层。中层的上边界叫中层顶,它位于 85 公里处(当然,与其它边界的高度一样,它可以在上下大致各五公里的范围内变化)。这是温度剖面上的最后一次转折。这也是温度最低的区——在中层顶,温度可降低到 150°K。然后,温度将尽是上升——从而我们进入热层。在热层中,温度先是急骤地上升,在 30—40 公里的高度间隔内,就跨越了从 150°K 到我们一直生活着的 300°K,这样的一整个温度阶段,接着我们继续上升,在 150 公里高处,温度已超过了 500°K。于是到此处我们必须辨别清楚,此刻是白天还是夜晚。因为温度的继续上升与这有关。如果是白天,那么温度将继续升高到 1500—2000°K 的数值。如果是夜晚,温度的升高就少得多,它将升高到 700—1000°K。但是,温度在这两种情况下都是从 200—250 公里的高度起就停止了升高,随后它不再随高度变化。我们进入了等温区。

更远(或说更高)处将怎样?热层过渡到何处去?通常说热层过渡到外大气层,虽然这一术语并非来源于按温度特征分“层”的结果,而是由于按另一种特征——决定着大气层成

分的占优势过程分“层”才引入的。

与温度特征相比，按这一特征分“层”要简单得多。在 105—110 公里的高度以下，气体的粘性足够的大，因此，在这段大气层中，所有的运动都是大气气体作为一个整体产生的。区分不出比如说氮分子或氧分子的运动——各类粒子在不断地混合。这样一种过程称做湍流混合或湍流扩散。很明显，湍流扩散力图使大气气体的成分随高度保持不变。正是由于这样的原因，在低于 105—110 公里的高度区，大气气体的主要组成成分是不变化的。发生变化的仅是含量少的化学活泼成分的相对浓度，比如一氧化氮、臭氧等。从地球表面到 105—110 公里高度的大气层区称做均匀层，即成分不变的区。

湍流扩散使所有的气体处在相同的条件下，从而决定了不变的空气成分，超过 105—110 公里的高度就结束了湍流扩散的统治，开始了分子扩散的王国——非均匀层。这两层之间的过渡区（105—110 公里高）通常称作湍流层顶。

比湍流层顶再高，各种不同的大气气体之间的友谊就不再存在了。现在是各自分道扬镳：较轻的粒子往高处上升，较重的则留在下部。换言之，在非均匀层里我们越是往高处上升，轻粒子（比如 H 和 He）占的比重就越比重粒子（比如 O_2 和 N_2 ）的大。

在这里我们要引用一个并不复杂的公式，它对于理解以后讨论的许多问题是重要的。某一类粒子（比如 O 原子或 N_2 分子）在某一高度 h 上的浓度 $[X]_h$ 与其在另一高度——可以

看成是开始计算的高度 h_0 上的浓度 $[X]_{h_0}$ 之间存在着下述关系:

$$[X]_h = [X]_{h_0} e^{-\frac{h-h_0}{H}} \quad (1)$$

式中 H 是一个非常重要的概念, 它的正确称呼是“均匀大气层高度”。但也会遇到“高度比率”这一不正确的称呼, 它是错误地翻译英文术语“Scale height”的结果, 直译是“标高”。

公式 (1) 中 H 的意思是什么?

$$H = \frac{RT}{Mg} \quad (2)$$

其中 R 为气体常数, T 为气体的温度, M 为气体的分子量, g 为重力加速度。

均匀大气层高度的物理意义是非常简单的。它代表着要从某高度升高多少公里才能使所考查气体的浓度减小成原来的 $\frac{1}{e}$ 。在均匀层里大气层的所有主要成分的浓度随高度减小是相同的, 所有粒子的 H 值当然也是相同的, 可是在非均匀层里……。

在非均匀层里起作用的规律是: 越轻越高。因为在 (2) 式的分母中有该气体的分子量。 M 越大, H 越小。而 H 越小, 则该气体的浓度越迅速地随高度增加而降低。假定在湍流层顶高度上(比如 110 公里)氮 ($M = 28$) 的均匀大气层高度等于 8 公里。那么对于氦 ($M = 4$) 这一高度就等于 56 公里。这表明, 当从 110 公里过渡到 166 公里后, 氮的绝对浓度降低为原来的 $\frac{1}{e}$ 。可是 N_2 的浓度在这一高度间隔里却降低

为原来的 e^{-7} ，这是因为每升高 8 公里对于 $[N_2]$ 就意味着它减小成原值的 $\frac{1}{e}$ 。也就是说，高度从 110 公里增大到 166 公里，氮的浓度相对于 N_2 的浓度增大了 $e^6 \approx 400$ 倍！这就是粒子的独立分布定律，或称之为粒子的扩散分离。

在公式 (2) 中还需要注意一种情况，即温度是在公式的分子上。这表明， T 越高， H 就越大，因而浓度的减小，以及轻重气体的扩散分离将相应地越缓慢（按照高度的比例）。温度越低，所有效应表现的越强烈。

公式 (1) 到何种高度就不再成立了呢？只要大气层的粒子还经受着足够的碰撞，以便交换动能，那么在这样的高度区上这一公式就是成立的。与此不同的大气层区称作外大气层。在那里，属于流体静力学方程之一的 (1) 式，将被对于轻的氢原子和氦原子从地球大气层的逃逸予以考虑的流体动力学方程式所取代。非均匀层在高于 1000 公里的高度上过渡到外大气层，自然，这一过渡并无明显的界限，它随许多地球物理因素而变。

现在我们知道了大气层的温度——大气层的主要参数之一是如何随高度而变化的。另一个这样的参数是大气层的密度，它通常用 ρ 表示，即在单位体积（通常为一立方厘米）中所包含的气体质量。与温度比较，密度随高度的变化要简单得多。大气层温度随着高度的变化不同，有的地方增加，有的地方减小，还有的地方保持不变——分成区或层。而密度却随着高度一直是减小的。减小的速度仍然是由均匀大气层高度这一

参量决定。在地球的表面， $H = 7-8$ 公里，到了高处， H 相应地随着上述的温度变化而变化。在100公里的高度处， ρ 的值就已经比地球表面空气的密度大致小了一百万倍。不过，密度随高度的减小在热层缓慢了下来，这是因为温度升高和气体分子量 M 减小使 H 增大了的缘故。在300公里的高度上， H 值已经是50—60公里，相应地在此高度上的密度就大约等于地球表面上 ρ 值的 10^{-10} 了。

到此暂且结束我们对于“天球”的旅游。在下一章里，我们将返回来讨论按带电粒子分布特征所进行的分层，而在第六章里将详细地介绍激发层的概念。

现在我们要转回头来讨论上述的非均匀层，并且谈一谈中性成分的变化，因为这对于我们之间所有以后的交谈都是非常必要的。而中性成分这一课题的主要内容便是原子—分子的比。

原 子—分 子

均匀层的成分是人们所熟知的。这是近地空气的成分。所不同的仅可能是象 O_3 、 NO 、 N 和 H_2O 这样一些少量成分——数量不多的杂质。就主要的成分来说一切都是清楚的：78%的分子氮、21%的分子氧和约1%的分子氩。其余的恰好是各少量成分，它们的总和小于粒子总量的0.1%。

直到我们沿着大气层上升到大约100公里处，这一情景都令人惊奇地保持不变。在约100公里的高度上，原子氧开

始积极地挤入主要成分的行列中。在均匀层里原子氧是从哪里来的呢？当然，这来自分子 O_2 。因为我们越往高处上升，太阳的紫外线辐射对周围氧分子的作用就越强烈，而太阳的紫外线辐射是能够离解分子 O_2 并使其破坏成为两个氧原子的。正是由于这样的一种离解过程，才从 80—90 公里的高度上开始有很多氧原子产生出来（关于为何氮分子不发生此种情况，我们将在第六章里谈到）。在湍流层顶的高度上，原子氧的浓度可达 O_2 浓度的 10—20%。

而随后是各种气体的分子扩散，这样的过程出场来比赛，因为在高于湍流层顶的地方是分子扩散的王国。现在是一切王牌都操在了原子氧的手中。所以氧原子的相对浓度，也就是说氧原子在各种过程中的作用，开始随着高度迅速地增大。

氧原子 $[O]$ 与自己的生身者氧分子 $[O_2]$ 的分权是迅速的。在 120—130 公里的高度上 $[O]$ 与 $[O_2]$ 的值就已经相等，再高，氧原子就比氧分子多很多了。氮分子的情况要多少困难些，因为氮分子并不象 O_2 那样因离解而破坏。确定不移的扩散分离定律导致在 160—180 公里的高度上 O 与 N_2 的浓度相等，再高，分子中已经没有氧原子的对手了，氧原子已是主要的（占优势的）大气层成分。这时原子氧的浓度决定着总的大气层密度，氧原子的电离是主要的电离过程，大气层气体的均匀大气层高度 H 等于氧原子的 H 值，等等。

所有这一切都发生在从 160—180 公里到 600—700 公里的高度上。那么再往高处呢？如果还是在较低处就已经与氧

分子和氮分子分了胜负，那么谁还能够与氧原子竞争呢？这只能是其它的比氧原子还要轻的原子。我们已经举例介绍过有关氦浓度增长速度的某些数据（不要忘记，氦比氧轻 $\frac{3}{4}$ ，它的原子量等于 4）。在湍流层顶的高度上，氦的数量非常之少——大约为一个 He 原子被 10^4 个分子所包围。但是，它的相对浓度按照分子扩散定律在不断地、迅速地增加着。到了 600 公里的高度上，它就已开始同氧原子较量，而且终于是它胜利了。不过再高它将受到更轻的气体——氢的排挤而失去优势，氢比氦还要轻 $\frac{3}{4}$ 。在湍流层顶的区域内，氢比氦还少（约为总粒子数的 10^{-9} ），但是扩散分离对于它就更有利。因此最终它成了主要的大气层成分（H 与 He 的浓度在 1500—2000 公里的高度上大体相等）。

再往高处已经没有谁与氢竞争了，因为氢是最轻的气体。因此，氢保持着作为大气层的主要成分一直到大气层的“尽头”，在那里，外大气层过渡到同样主要是由氢构成的星际气体。

这样，可以把我们在这一节里所讨论的内容非常简要地来作一个总结。在 105—110 公里高度以下，大气层是混合的，它的成分固定不变。到了高处，较轻气体所占的比重开始增大。在 160—180 公里高度以下占优势的是分子（主要是 N_2 ），取代了这些分子的是氧原子（在 180—600 公里的高度上）。在 600 到 1500 公里的高度上大气层的主要成分是氦，

再高处则是氢。

似乎一切都是既简单又清楚的，看来大气层成分的问题已经可以结束了。事情也的确可能是这样，如果不存在着大气层成分的强烈变化。

无穷的变化……

通过上一节的讨论，如今我们对于大气层密度与成分的一般的变化情况是清楚了。但是仅知道一般的情况还不够。为了实际的目的还必须知道具体的数字。比如说仅知道原子氧在 300 公里的高度上是大气层的主要成分还嫌太少。需要知道那里一立方厘米气体中的氧原子有多少以及氮分子的数量。换言之，要知道 $[O]/[N_2]$ 即 $[O]$ 与 $[N_2]$ 的比例关系。

情况表明，笼统地来回答这些问题是不可能的，必须先准确地指出在哪些条件下，在哪个季节、昼夜的哪一时间，何种纬度，以及在怎样的太阳活动和磁活动的情况下。看，原来竟有多少不同的因素在影响着高层大气中性成分的变化！

然而，仅知道它们有影响还不行。还必须知道这些因素在怎样地影响着高层大气的中性成分。

现今高层大气结构的主要问题是，在每一个高度上高层大气的主要参数(密度、温度和成分)随哪些外界因素变化以及它们在如何地变化。

这是一个非常复杂的问题，因为它正处于待解决的阶段，所以在这里有着很多互相矛盾的资料、孤立的假说和尚未得

到证明的结论。因此，我们仅能最一般地来讨论大气层参数的变化情况。

在某高度上，有哪些因素可能(或应该)影响着高层大气中性气体的状态呢？

很明显，首先一个因素就是昼夜的时间。因为大气层被太阳照射的程度主要依赖于这一参数。而太阳是大气层能量的主要提供者。基于这一原因也就可以预期高层大气的状态是随太阳活动的变化而变的。而高层大气的参数与季节有关，这依然是起因于太阳——要知道，冬季半球被太阳照射的程度比夏季半球差得多。这一关系造成了所谓的周年变化，比如冬季最大，夏季最小，或相反。

高层大气的参数在二分点期间有最大值，在二至点期间有最小值(或相反)，出现此种“半年”变化的原因远不象上面的那么明显。但是根据实验我们知道，这样的变化是存在的。

最后，高层大气必然要对各种扰动，首先是地磁扰动发生反应，因此说大气层参数随地磁活动而变化。

现在让我们来看一看，如果避而不谈那些细节和有争论的问题，就所有这些因素对高层大气的密度、温度和成分的影响来说，现今我们已经知晓了些什么。

在大于 120—150 公里的高度上，昼夜的大气层密度是不同的。白天的大气层密度较大， ρ 的最大值出现在昼夜周期中大约 14^h—16^h 地方时的地方。如果我们有可能从宇宙朝着地球观看并看到大气，那么我们会发现大气层是不对称的：在中午子午线(正处于中午的子午线)的稍东些整个大气层略

微地鼓起来了——观察到了膨胀。在高层大气物理学中也正是这么说的：“大气层白天膨胀”。至于大气层的膨胀程度（即昼夜曲线上 ρ 的最大与最小值之比）如何，以及在哪一准确的地方时出现最大膨胀的问题，它是复杂的，不属于本书要讨论的范围之内。我们这里仅指出，按照现代的观念，膨胀的参数本身与几个因素——纬度、季节和太阳活动有关。

从外部观看地球，我们发现就是沿着子午线，高层大气也是不对称的。 ρ 的纬度分布特性，与季节和昼夜的时间有关。比如在二分点的期间里，白天从赤道到中纬区密度是降低的，而夜间则相反。并且在夜间 ρ 随纬度的变化上能够观察到一个或两个最小值——在赤道区和 70° 左右的纬度上。

人们对于密度与整个太阳活动关系的了解大概是最清楚不过的了。这一关系可以简单地概括成：太阳活动越强烈，密度就越大；越高这一变化的幅度也就越大（比如，在150公里的高度上，在一个太阳周期里平均 ρ 值从最大值到最小值的变化为10—20%，而在400公里的高度上则已经变化了几倍）。但是，当然也还存在着另一些变化，首先是昼夜的和季节的变化，它们使上述的简单图象大为复杂起来。

引起议论最多的是一年高层大气密度的变化情况。何种变化——年变化还是半年变化——在 ρ 的年周期中占优势？何时——是冬季还是夏季——在指定的高度上密度最大？

看来对于第一个问题无法简单地回答。这两类变化都对 ρ 在一年间变化的曲线施加自己的影响，并且年变化和半年