

第七章 气候的形成与分类

天气是某一时刻、或者较短时间的大气状况,而对于一段较长时间段内的天气,可以用客观指标(如平均气温、降水量等)来表征其总体情况,即为气候。统计台站几十年的观测资料,可以得到其基准气候,根据基准气候的特征、相似性和差异,可以对区域气候进行分类。全球气候的地理格局,主要由地气系统的能量收支、大尺度大气环流、海陆分布、高大地形等因子控制。

7.1 气候的概念

天气与气候

通俗理解,天气是大家每时每刻正在经历、感受的大气状况和现象;气候则是较长时间段的平均大气状况。那么,对天气而言,对应的短时间是多长呢?是 13:00 这一刻、还是一天、十天、一个月,一个季度,……?天气与气候的划分没有绝对标准,通常取<10 天左右。理论上,天气的上限约 20 天左右。根据统计的时间长短,相应的有月、季平均气候、十年平均气候,最近一万年以来的平均即为全新世气候,因此,讨论气候时,需要有明确的时间尺度。

气候不仅仅是温度、降水、环流等变量的平均值;也包括这些变量在一段时间内的波动幅度(常用标准差来表征)、极值等指标的统计特征,还可以宽泛地指气候系统其它圈层的要素,如海温、积雪、地表植被等的长期平均状况。

思考题:从天气预报和(短期、长期)气候预测的不同,体会天气和气候的差异。

基准气候

长期以来人们都把气候看作气象要素的平均,月平均气温、总降水量、月平均气压,就构成了气候的三大要素。认为如果有了 30 年的观测值,就可以得到一个稳定的平均值。因此,现在人们习惯把气候要素的多年平均值称为标准值、或者基准值。但是后来人们逐渐认识到 30 年平均值也不是一成不变的,基准气候也有变化。不过提到气候,人们首先想到的还是用温度、湿度、气压三个要素的 30 年平均值,这就是经典的气候概念。

究竟取多长时间、具体用哪些年份来做基准气候的时段,没有严格规定。世界气象组织(WMO¹)建议用最近的三个年代(30 年)做为基准(或参考)时段,以反映当前的气候背景。比如曾用过 1981-2010 年做基准,目前是 1991-2020 年,下一个基准时段是 2001-2030 年。

比如,图 7.1 是北京密云站 1981-2010 年气温和降水量的观测统计。要注意,温度是连续量画图时常用连线表示,名称上叫月平均气温、年平均气

¹WMO 是世界气象组织(World Meteorological Organization)的英文简写,1950 年成立,隶属于联合国。其前身为 1873 年创建的国际气象组织(International Meteorological Organization)。

温。降水是离散量,降水量是累积的总量,名称为年总降水量,多年平均年(总)降水量、多年平均某月降水量。有时大家会用到一些降水资料,特别是模式产品或者遥感资料,降水单位会用 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 需要自己换算成相应月、季、或者年的累积量。

有了基准气候,不同地方、不同时期可客观定量进行比较。与基准气候的偏差,叫距平或者异常²。如 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 的温度距平表示比常年偏暖 0.5°C 。降水量的偏差一般用距平百分率表征,即距平与基准值的百分比,如距平百分率 -20% 表示降水比常年少 20% (习惯上也说少两成)。

气候态是一个重要的概念,理论上地球系统能量收支达到平衡,形成稳定状态,这种状况下叫气候平衡态。什么时候、多长时间能代表气候平衡态?第八章介绍了地-气系统诸多过程的特征时间长度,可资参考。这些过程有非常宽泛的时间谱,有些慢过程可能永远也达不到平衡。比如, CO_2 加倍以后,热量和碳在大气-海洋中的循环和再分配,要达到新的平衡可能需要数百、上千年的时间。森林野火,燃烧释放碳,过火森林自然恢复,再固碳,这个平衡过程则只需几十年。粮食生产的碳水化合物,人类消耗掉,再生产,则只需要 1 年。研究中,通常将几十年较为平稳的气候视为准平衡态。

思考题:一个站能代表多大范围的气候? 需要多少个台站,才能代表全球平均气温?

分布与变化。习惯上气象要素的分布,指地理空间位置上的不同;气象要素的变化指时间上的不同。建议大家不要把气温、降水的地理分布,说成空间变化或地理变化。恰当的表述如:多年平均气温的地理分布、冬季气温变化趋势的分布等。

²距平对应的英文词常用 anomaly, departure, deviation

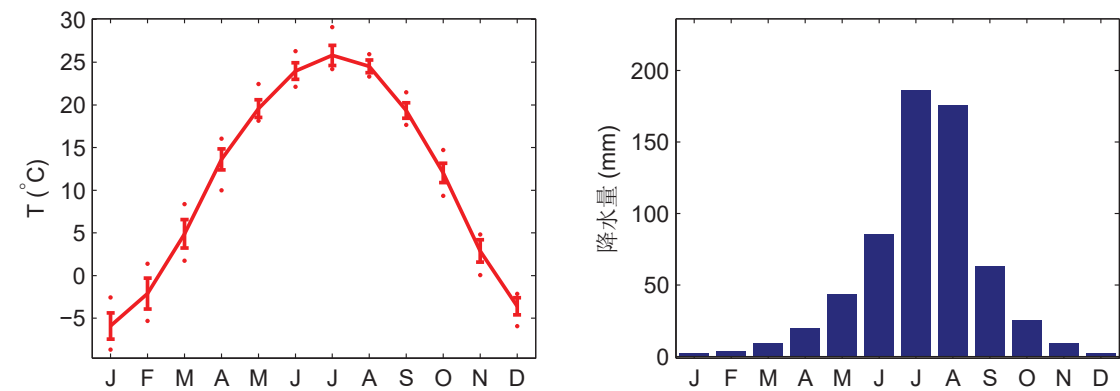


图 7.1: 密云站 (WMO:54416) 1981-2010 年平均各月气温和降水量 (误差棒为一倍标准差, 30 年期间的最高和最低值分别用圆点标出)

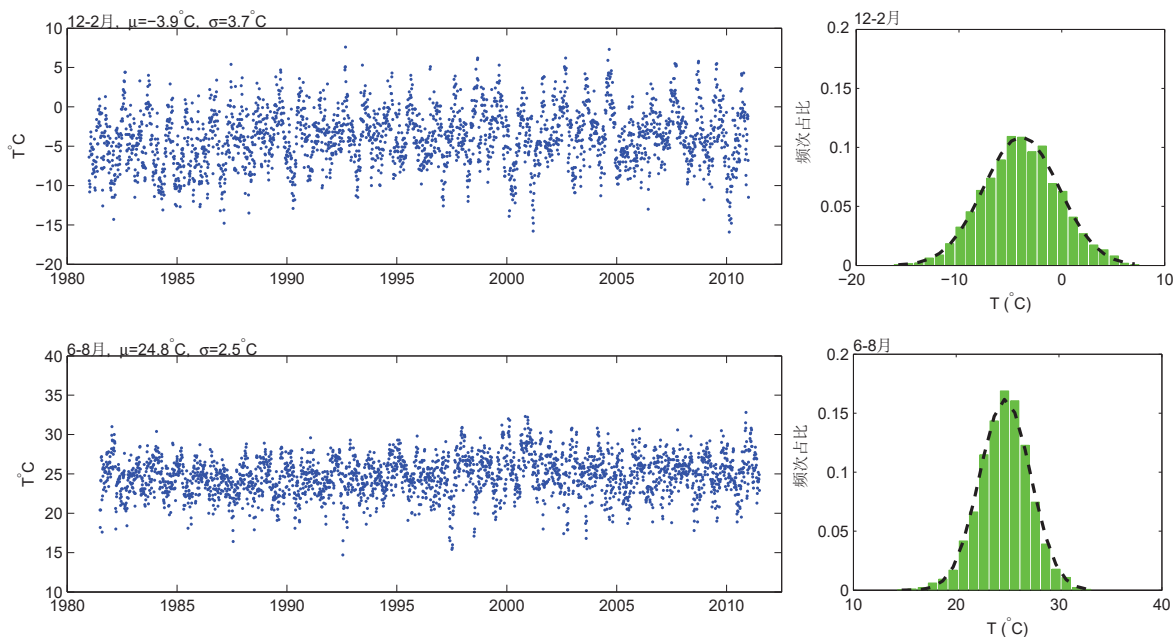


图 7.2: 密云站 1981-2010 年夏季和冬季逐日平均气温 (左), 以及按照 1°C 的间隔统计的各个温度段的频次占比 (右, 其中直方图为统计值, 平滑断线为正态分布理论值). 注意上下 2 组图的纵坐标和横坐标的标尺长短完全一样

7.2 气候统计

均值与变率

对某地的气象观测值进行统计,可以定量、客观地表征其气候特征。最重要的统计指标是气候均值及变率。

一段时间气象要素的平均值 (μ) 计算公式:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

气候值的中心统计量有时也用中位数来表征,把所有的气象观测值按大小排序,正中间位置的那个数就是中位数,比平均值更稳健,不受某些个特别高或者特别低的反常数据的影响。

观测的气象要素值,跟均值相比,总有大大小小的差异,这些差异的大小代表围绕均值的离散度,反映了变率的大小。常用标准差来描述,有时也用最大值和最小值的变幅来表征。标准差 (σ) 的计算:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2}$$

图 7.2 是北京密云站的例子,1981–2010 年 30 年夏季,共计 2760 天,日气温的平均值 $\mu = 24.8^\circ\text{C}$,标准差 $\sigma = 2.5^\circ\text{C}$ 。同期冬季平均值和标准差分别是 $\mu = -3.9^\circ\text{C}$ 及 $\sigma = 3.7^\circ\text{C}$ 。

观察密云日气温频次的直方图,定量描述其特征,比较冬季和夏季的差别,体会方差表征日气温的离散程度的含义。图中的直方图还可以用数学模型来刻画,不管是夏季的还是冬季的,都大体呈钟形,这种频次分布在统计上也叫正态分布,用数学模型可以精确表达(即正态分布函数,直方图上叠加的虚线)。每一档温度的次数占观测日数的百分比,相当于概率,所以正态分布函数就是理论上的概率密度函数(PDF)³:

$$\text{PDF} = f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(x - \mu)^2}{2\sigma^2} \right] \quad (7.1)$$

³probability density function

气温等正态分布的气象要素,其概率密度函数(PDF)只跟均值和标准差有关,当然,全部值累加起来的总概率为100%。图7.2中右边两个子图中的虚线就是根据这个公式,分别代入冬季和夏季的 μ 、 σ 计算得到的。显然,给定任何一个温度或者温度范围,把对应的概率累加起来,很容易就能得到该区间的日气温的概率是多少,根据实际的样本总数,也就知道了实际发生的频次。

根据这个例子,我们很容易理解,标准差不仅是刻画气象要素值的离散程度,同时也是一个定量表征概率的统计指标。如对于正态分布的日气温(T),偏离均值在上下1个标准差范围内的天数占比为多少呢?偏离2倍和3倍标准差的天数占比又是多少呢?

简单估算:

$T \in [\mu - \sigma, \mu + \sigma]$: 大约占70%,理论精确占比为68%

$T \in [\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma]$: 大约占95%,理论上占比95%对应阈值是 $\pm 1.96\sigma$

$T \in [\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma]$: 大约占99%,理论占比99%对应阈值是 $\pm 2.58\sigma$

结合这些知识,讨论图7.1中误差棒的意义,大约70%的月气温在误差棒所示范围之内。注意,不管是日气温还是月气温,都是正态分布。但是日降水量,并不是均值附近的降水频次最多,而是小雨频次最多,随雨强增加其频次越来越少,可用伽马分布函数来描述;对于月、季、年降水量,大体呈正态分布。

思考题:理论上密云站每年冬季有多少天日平均气温低于 -10°C ?

(1) 第一种做法,收集1981-2010年冬季日气温资料,统计所有低于 -10°C 的日气温日数,除以30年,得到每年的日数。也可以每年冬天逐一统计天数,然后30年平均。

(2) 第二种做法,根据气候均值($\mu = -3.9^\circ\text{C}$)和标准差($\sigma = 3.7^\circ\text{C}$),利用正态分布函数计算低于 -10°C 的累积概率,即:

$$\int_{-\infty}^{-10} f(x)dx = \int_{-\infty}^{-10} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx = \int_{-\infty}^{-10} \frac{1}{3.7\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x+3.9)^2}{2 \times 3.7^2}} dx = 0.05$$

累积概率是0.05,因为冬季三个月共有90天,则 $90 \times 0.05 = 4.5$ 天,因此,理论上每年冬天有4.5天低于 -10°C 。上面的公式计算在实际操作中,可把积分换成离散形式再求和($\sum f(x)\Delta x$);当然,更好的方法是借助一些科

学计算机软件计算⁴。

例题 7.1 给定均值 (24.8°C) 和标准差 (2.5°C), 理论上密云站每年夏季有多少天日平均气温超过 30°C?

问题: 给定均值 (24.8°C) 和标准差 (2.5°C), 理论上密云站每年夏季有多少天日平均气温超过 30°C?

已知: $\mu = 24.8^\circ\text{C}$, $\sigma = 2.5^\circ\text{C}$

求: 高于 30°C 天数

解: 根据概率分布函数计算累计概率

$$\begin{aligned} & \int_{30}^{\infty} f(x) dx \\ &= \int_{30}^{\infty} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx \\ &= \int_{30}^{\infty} \frac{1}{2.5\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-24.8)^2}{2 \times 2.5^2}} dx \\ &= 0.0188 \end{aligned}$$

夏季 3 个月有 92 天, $92 \times 0.0188 = 1.7$ 天

讨论: 每年也就是 1-2 天。注意, 这是 30 年资料统计的常年期望频次, 不是每一年都一定会出现的频次

异常

气象因子的观测值, 偏离均值越远, 出现的概率越低, 频次越少。不常见的即为异常。假如根据概率给定一个标准, 比如出现的次数低于 5% 的, 叫气候异常值, 那么根据上面的知识, 对于气温这样的正态分布变量而言, 这个标准对应的就是距平超过 2 倍标准差的事件。这些小概率的异常值, 也称极端值或者极端事件。

异常的标准, 也可人为指定一个特定的阈值。比如, 日平均气温 35°C。举例来说, 密云站夏季日气温超过 35°C 的概率有多大? 参考例题 7.1, 很容易估算出其概率是 0.00002174, 乘以 92 天, 结果是每年夏天不到 0.002 天。

生活中还常用多少年一遇 (即重现期), 来描述出现的异常值, 比如上面的例子中, 密云站日平均气温超过 35°C 的概率是每年 0.002 天, 换算一下 1 年/0.002 次 = 500 年/1 次。注意, 35°C 高温什么时候出现、相隔多久再出现都是不确定的, 可能下一年就出现, 也可能永远不出现, 500 年一遇是其平均

⁴如 Matlab, 调用其内置函数 `cdf('normal', -10, -3.9, 3.7)`, 即可计算从负无穷大到 -10°C 的累积概率。上面的例子中, 累积概率 0.05 就是用 Matlab 的这个命令计算得到的。

重现期。

7.3 气候类型

近代气候学普遍把低于 10°C 和 20°C 作为寒冷、炎热气候的分界。1879 年奥地利气候学家 Supan 首次提出用等年平均温度 20°C 和最热月平均温度 10°C 划分地球热、温、寒带,前者是椰子树和棕榈树的南北界线;后者是针叶林的南北界限。结合温度和降水量,还可以构建水热系数或者干燥度指数。根据多要素指标,可以对气候进行定量地分类,如柯本及桑斯怀特的全球气候分类。面向气候相关的特定对象或者部门需求,也可进行针对性的气候区划。

柯本气候分类

基于长期气候统计特征,对全球气候进行分类。柯本气候分类主要考虑气温、降水、自然植被。

参考教材(第 3 版 p200-208;或者第 4 版 p349-351)。注意:原则、要素、指标、主要类型、不足。

精细的全球柯本气候分类图,可在网上找到。

思考题:全球变暖情景下(如升温 1.5°C、升温 4°C),全球气候类型的分布、范围等会有何变化?哪些类型变化最大?

区域气候特征

参考教材:第 3 版 p209-219;或者第 4 版 p360-369

高地/山地气候,参考教材:第 3 版 p219-225;或者第 4 版 p370-375

气候区划

气候资源(风、光、水、热)区划

气象灾害区划

农业气候区划

中国气候区划。根据温度带、干湿区大尺度控制地带分布,结合局地因素进行划分。温度指标中主要考虑有效积温、限制温度阈值;干湿区主要考

虑降水、蒸散、干燥度等。中国气候区划的原则、指标体系、方法以及具体的三级区划方案,可参考“中国气候”之第七章“中国气候区划”⁵。

⁵中国自然地理系列专著·中国气候,主编:丁一汇,副主编:王绍武、郑景云、王会军、杨修群. 科学出版社,2013年,p1-557

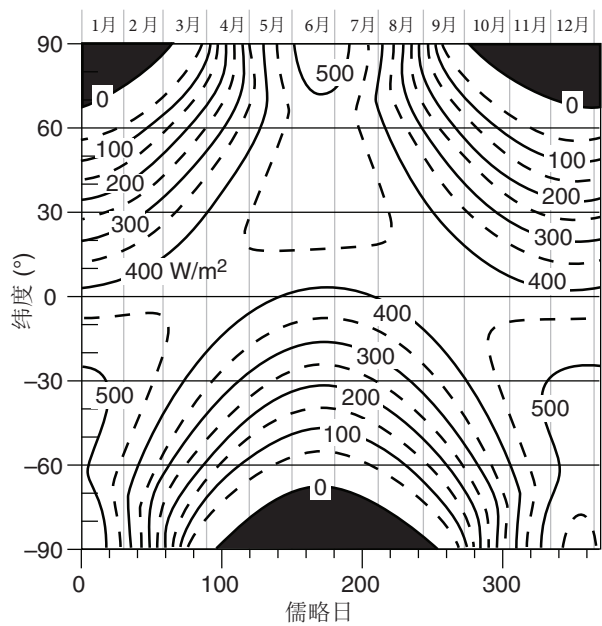


图 7.3: 逐日大气层顶日射

7.4 全球气候格局形成的原因

太阳辐射

地球的气候从根本上是由能量收支决定的。太阳辐射是能量之源,日地距离、太阳高度、白昼长短决定了日射⁶(参考第 2 章),每天的日射累加得到一个月的入射能量,全年累加起来,得到年总的入射能量。

在大气层顶计算的入射,叫天文辐射,其总量、季节、纬度分布等特征可精确计算(图 7.3)。注意,过去习惯使用一定时长(如日、月、或年)的总量,对应单位 $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$,可换算成通用的单位 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,例如如赤道年入射 $13170 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$,除以 1 年的时间,可换算为 $417 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。注意观察图 7.3,不同纬度相差多少? 不同季节差多少? 天文辐射主导了大气能量的赤道-极地分布、以及季节分配。极昼情况下,日照时长的增加,导致极地地区总的日射量 ($> 500 \text{ W m}^{-2}$),超过赤道地区的日射量。

第 2 章学习过,在大气层顶观测的净短波收入,等于太阳短波入射减掉反射,净的长波支出是逸出长波 (OLR⁷),二者的差额即为地-气系统的净辐

⁶insolation

⁷outgoing longwave radiation

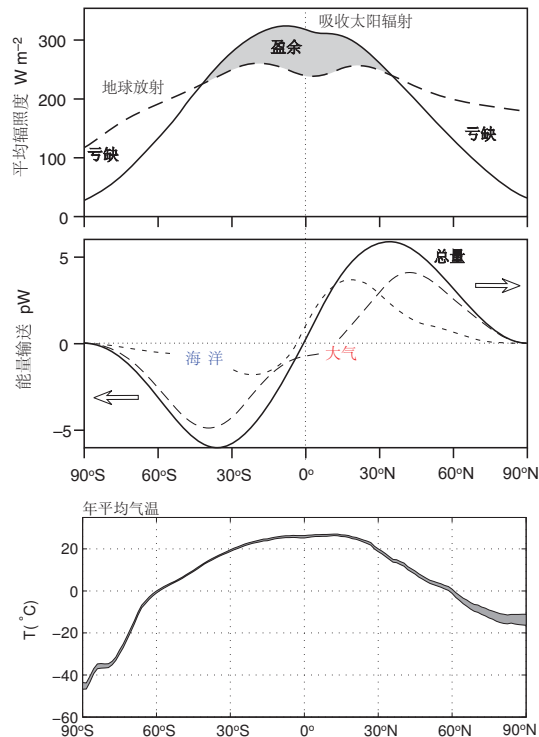


图 7.4: 大气层顶计算的各纬度能量盈亏, 各纬度平均的经向能量输送以及纬圈平均 ERA5 资料的 2m 年均气温. 年气温的灰色阴影区是 1991-2020 年时段内的最高和最低值范围. $1PW=10^{15}W$.

射, 参考图 2.6。全球总的净辐射收支是平衡的, 即全球平均净辐射为零, 但是各纬度、各区域、各季节是不平衡的。最主要的特征是低纬度大气层顶的净辐射为正, 高纬度为负。不为零, 表示辐射是不平衡的, 正值代表有盈余, 负值代表辐射收支亏欠。净辐射有盈余, 则地气系统就会持续升温, 有亏缺则会持续降温。

热带净辐射常年维持为正、高纬度常年为负, 但同时其温度基本稳定, 是因为有大气和海洋把热量从热带输送到高纬度 (图 7.4)。大气环流通过波和涡旋向高纬度输送能量, 这在中纬度最为突出, $40-50^{\circ}$ 纬度带上峰值约 $5PW$, 另外, Hadley 环流的输送在 $15-20^{\circ}$ 纬度带上能达到 $1.8PW$, $75-80^{\circ}$ 高纬地区, 由极地环流输送的值 $0.4PW$ 。海洋的经向输送峰值在 $10-20^{\circ}$ 纬度超过 $2PW$, 在 $40-50^{\circ}$ 约为 $0.4-0.6PW$ 。总的特征: 热带地区, 海洋输送为主; 中纬度, 大气输送为主; 全球整体上是大气和海洋的输送各占约五成。

思考题: 图 7.4 中, 能量的收支和输送, 南北半球大体是对称的。但是, 温度的纬度分布特征看, 南北半球并不对称。1957 年国际地球物理年, 南极地

表 7.1: 部分中国东部地区台站多年平均年气温

台站	经纬度	年平均气温
北京密云 54416	40.23°N, 116.50°E	11.31°C
河南郑州 57083	34.43°N, 113.39°E	14.79°C
湖北武汉 57494	30.38°N, 114.17°E	17.20°C
江西南昌 58606	28.40°E, 115.58°E	18.06°C
广东深圳 59493	22.33°N, 114.06°E	23.04°C

资料时段为 1981–2010 年

区建立了一批气象站,包括南极点的阿蒙森-斯科特站⁸,该站海拔 2835m,根据 2005-2015 年该站观测统计,平均年气温为 -46°C ,按照 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 换算到海平面,相当于 -18°C 。如果南极大陆的海拔与北极地区相似,则赤道–极地的温度梯度,两个半球差不多。

根据图 7.4 中,消除海拔因素,估算从赤道到极地,南半球和北半球的梯度各是多少? 换算成 $\text{K}/1000\text{km}$ 。

表 7.1 是 5 个气象台站的气温观测值,从中任意挑选 2 个站,忽略东西方向的温差,忽略海拔差异,只考虑南北纬度的距离,估算中国东部地区南北温度梯度。大体上在 $0.5\text{--}0.6^{\circ}\text{C}/100\text{km}$,与垂直方向温度梯度 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 相当。可以简单理解,温度梯度分布,垂直 $1\text{km} \approx$ 南北 1000km 。

思考题:中国东部地区近地面南北温度梯度的统计特征、近几十年是否有明显的变化? 为什么?

此外,季节的变化表现为物候的推进,如果以 5 日平均气温超过 10°C ,计为春天开始的日期,则每高一个纬度,北美、欧洲推迟 4 天,东亚推迟约 2.5 天。想一想,海拔升高 100 米,春天迟几天?

大气环流

大气环流直接控制天气、气候现象。通过能量、水汽、动量的输送和分布而间接影响气候。另外一方面,热量的重现分配,也会反过来影响大气环流。

详细内容参考第六章大气环流、第八章气候变化。

⁸Amundsen-Scott South Pole Station,建站时的位置在南纬 90° ,是地理南极。1957 年前苏联建立的东方站(Vostok Station)位于磁南极,海拔 3488m,年气温 -53°C 。2009 年中国建立的昆仑站位于南极冰盖最高点,海拔 4087m,2021 年底气象观测正式业务运行。

- 热带: ITCZ 与全球季风
- 地中海式气候: 风暴轴的季节移动。
- 西风、槽脊、急流: 雨带位置
- 气旋与反气旋: 特定的区域气候

海陆分布

海陆热力性质存在巨大差异。特别是热容量及温度的变化。陆地土壤比热容比海水小、热量向下传导效率低, 小的能量可导致地表浅层温度较明显的变化, 如果是净的辐射收入, 加热表层浅薄土壤, 升温迅速, 夜晚辐射冷却, 降温也迅速。海水比热容大, 这是一方面, 更重要的是上层海水热含量的变化, 与土壤有极大的差异。海洋是分层的, 总体上面的海水暖而轻, 深层海水冷而重, 这样的分层是稳定的, 不像大气那样有强烈的对流活动。最上层的海水在风应力作用下, 混合过程明显, 导致温度、盐度、密度等物理性质相似, 这一层叫海洋混合层⁹。常说的海表温度 (SST) 其实严格意义上讲, 反映的是混合层的水温。有些地区如热带西印度洋, 混合层比较浅, 不到 100m, 有些地方如北大西洋高纬度, 可能会达到 1–2km。同样的辐射通量, 加热海洋混合层, 显然温度的变化会显著小于陆地土壤温度的变化。因此, 海洋上的气温日较差、年较差都会显著变小。混合层热量的变化及其大小, 在第八章气候变化中, 还会结合实际例子进行讨论。总之, 海洋与大陆的热力差异, 一方面导致陆地和海洋地区各自的热力特征的不同, 更重要是改变行星大气环流的特征, 最重要的是导致海陆交接处, 形成定常的槽、脊。大气环流一章中有例子。

海陆下垫面性质的差异, 还导致下垫面与边界层大气之间的交换的各种能量占比的不同。比如感热、潜热的分配, 常用波文比¹⁰表示, 即地表感热通量与潜热通量的比值。参考第二章知识。观测显示感热通量与近地面 20m 的大气位温垂直梯度 ($\Delta\theta/\Delta z$) 成正比, 与此类似, 潜热通量与近地面水汽混合比的梯度 ($\Delta r/\Delta z$) 成占比。因此, 海洋上波文比远远小于陆地, 通常在 0.1 左右, 而陆地上常见值, 灌溉农田约 0.2, 草地约 0.5, 半干旱地区典型值为 5 左右, 沙漠则高达 10。

⁹mixed layer

¹⁰波文比: Bowen ratio

海洋冷、暖洋流对热量的经向输送,影响地气系统的能量收支。气候模式模拟显示,当前气候背景下如果北大西洋暖流停止 30 年之后,北半球年平均气温普遍下温 2°C 左右,其中北大西洋地区降温最突出超过 4°C ,最大降温中心在格陵兰地区,能超过 8°C 。这反过来说明北大西洋暖流的存在,对现代中高纬度气候格局的巨大影响。

假如当前的海陆分布是“超级大陆”的样子,全球气候格局会怎样?

- 超级大陆。地质史上曾出现过的迥然不同于现代的海陆分布,最为典型的是大陆联合在一起形成所谓的“超级大陆”的情况。地球漫长的地质过程中,发生大陆的多次分合,称为“威尔逊旋回”^a,从二叠纪到侏罗纪早期(~2.5 亿年到~1.8 亿年)的联合大陆(Pangaea)^b,由北半球的劳亚大陆^c和南半球的冈瓦纳大陆^d在赤道附近连接而成,二者东侧是半封闭的比较浅的特提斯海^e。它们的周围是泛大洋(也称盘古大洋)。尤以三叠纪早期为最盛。2.5 亿年以后,地球将再次形成“超级大陆”
- 利用气候模式模拟“超级大陆”的气候。设定简化的陆地:联合大陆占地球表面积的约 30%,赤道两侧对称分布,陆地设定为海拔高度为零的平地,不考虑地形高低的影响;设定简化的海洋:泛大洋面积占地球表面积的 70%,只考虑海洋最上层的 50m 混合层,即只有海洋-大气的热通量交换,不考虑海洋的动力过程(图 7.5)。给定真实的辐射条件,包括当代的太阳常数和当代温室气体浓度水平。
- “超级大陆”的气候格局。数值试验显示的“超级大陆”气候格局与当前全球气候存在巨大的差异(图 7.5)。近地面气压的分布,北半球大陆冬、夏季分别是高压和低压,南半球的大陆上分别是低压和高压,同时,海洋中高纬度则是夏季为高压、冬季为低压。低纬度地区为连续分布的环流辐合带,海洋上是热带辐合带(ITCZ)^f,在陆地上该辐合带表征季风推进的边界,其位置显示季风向两极伸展可接近 60 度纬度。伴随 ITCZ 在联合大陆东侧大幅度的季节迁移,冬、夏出现方向相反的强季风,与此相对应,雨量集中在特底斯洋附近,内陆降雨量几乎为零。联合大陆气候的大陆性极强,内陆冬夏温差可以高达 50°C。现在的北美大陆西南部,当时处于联合大陆的低纬度地区,在联合大陆横跨赤道的 1.6 亿年期间,北美地层中留下了大量的反映干湿交替的季风气候的证据。
- 思考题 (1) 从模拟结果看,超级大陆的西海岸,气候有何特点?
(2) 如果考虑海洋洋流的作用,气候可能会有什么不同?
(3) 如果没有陆地,气候格局会怎样? 查阅水球试验相关文献^g。

^aWilson cycle

^bPangaea: 也称盘古大陆、泛大陆,词根 Gaea,常译为盖娅或盖亚,即大地女神,是希腊神话中拟人化的地球

^cLaurasia

^dGondwanaland

^eTethys, 希腊神话中的海洋女神

^fITCZ: Intertropical Convergence Zone, 热带辐合带

^g模拟地球表面全部为海洋所覆盖的数值试验,称水球试验,对应的结果为水球试验气候,英文为“aquaplanet climate”

洋流的输送, 墨西哥湾流, 流量 100Sv^{11} , 比较一下, 全球河流淡水入海总流量是 1Sv 。

风生洋流的形成, 与风应力作用下上层海水的 Ekman 输送、惯性流与地转流有关。

地形

地形的动力和热力作用, 影响大尺度的大气环流、进而影响气候格局。1960 年代 J. Charney 和 A. Eliassen 提出, 青藏高原和落基山脉等大地形可通过科氏力机制产生大尺度的行星波, 这些定常波的波长范围在 5000 到 20000km, 这些行星波通过槽、脊配置, 能调制全球气温、气旋、降水等分布当然, 要从观测中单独区分地形的作用比较困难。利用大气环流模式进行实验能定量分析地形的作用, 可以给定大的山体进行模拟, 与没有山体的模拟结果进行比较, 就可展示大气环流的差别。图 7.6 是有地形和没有地形的大气环流的差值, 可见地形的存在导致了北半球西风气流产生了明显的南北摆动, 在地形东侧偏向南、随后又偏向北。这些地形强迫的气流扰动, 形成定常 Rossby 波, 其槽、脊位置相对地面是静止不动的。地形强迫的定常波还可与其它过程导致的行波相互作用, 共同影响气候。

给定纬度 (ϕ)、山体高度 (Δh , 注意是相对高度, 不是海拔)、对流层顶高度 (ΔH , 注意是相对山前平地的高度)、水平风速 (U), 则相应的科氏力为 $f = 2 \Omega \sin \phi$, 科氏力在南北方向的梯度为 $\beta = \Delta f / \Delta y = \frac{2 \Omega}{R} \cos \phi$, R 是地球半径, 理论上可以简化估算定常波的波长 (λ):

$$\lambda \approx 2 \pi \sqrt{\frac{U}{\beta}} \quad (7.2)$$

以及波幅 (A):

$$A \approx \frac{f}{\beta} \frac{\Delta h}{\Delta H} = R \tan \phi \frac{\Delta h}{\Delta H} \quad (7.3)$$

可见, 地形激发的定常 Rossby 波, 其波长只与风速有关, 与地形高度无关。波幅只与地形相对高度有关, 与风速无关, 南北摆动的总的幅度为 $2A$ 。

地质时期地形常发生显著变化, 比如陆地冰盖的生消、海平面的升降、大的山脉的形成等, 都会影响基本气流的波动, 进而影响区域气候。另外, 定常波靠山脉下风方向一侧是槽 (见思考题 7.2 的示意图), 高空槽前下方地面

¹¹ $1\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Sv 为 Sverdrup 缩写。Harald U. Sverdrup (1888-1957) 为挪威海洋学家和气象学家

常有气旋生成,这种现象称为背风旋生。槽与气旋的关系参考第 5 章天气学知识。

注意,这里讨论的 Rossby 波,是只考虑科氏力效应,即气流在等压面上的南北摆动,是行星尺度现象,这与气流越过地形导致的垂直波动不同,后者是重力波,是常见的局地中、小尺度现象。

例题 7.2 北半球 50°N 有一大的南北走向山脉,山顶相对高度 1km ,对流层高度 10km ,西风气流速度 $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。问,平直西风气流经过山体后,该山体引起的气流摆动波幅和波长分别是多少?

问题: 北半球 50°N 有一大的南北走向山脉, 山顶相对高度 1km , 对流层高度 10km , 西风气流速度 $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。问, 平直西风气流经过山体后, 该山体引起的气流摆动波幅和波长分别是多少?

已知: $\phi = 50^\circ\text{N}$, $\Delta h = 1\text{km}$, $\Delta H = 10\text{km}$, $U = 15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $R = 6371\text{km}$

求: $\lambda = ?\text{km}$, $A = ?\text{km}$

解: 根据纬度计算 β

$$\beta = \frac{2\cdot\Omega}{R} \cdot \cos\phi = \frac{1.458\times 10^{-4}\text{s}^{-1}}{6371000\text{m}} \times 0.6428 = 1.471\times 10^{-11}\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$$

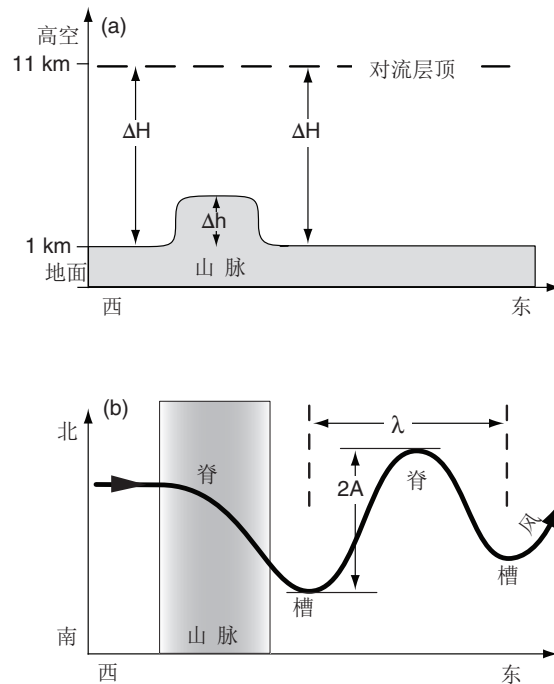
由公式 7.2:

$$\lambda \approx 2\cdot\pi\cdot\sqrt{\frac{U}{\beta}} = 2\cdot\pi\cdot\sqrt{\frac{15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}}{1.471\times 10^{-11}\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}}} = 4313\text{km}$$

由公式 7.3:

$$A \approx R \cdot \tan\phi \cdot \frac{\Delta h}{\Delta H} = 6371\text{km} \times 1.1918 \times \frac{1\text{km}}{10\text{km}} = 759\text{km}$$

示意图:



讨论:

- 一、 南北摆动幅度达到 $2A \approx 1500\text{km}$, 如果是 50°N 为参考位置, 则向北 7 个纬度、向南 7 个纬度, 大体在 57°N 到 43°N 之间摆动。
- 二、 50°N 纬圈长度 $2 \cdot \pi \cdot R \cdot \cos \phi = 25730\text{km}$, 波长 4313km , 则波数约为 6, 是行星长波。
- 三、 同样 1km 的山高, 如果风速减弱三成到 $10\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 波长会显著变短到 1638km , 波幅不变。结论: 气流速度越快, 定常波的波长越长。
- 四、 同样 $15\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速, 如果山高增加三成到 1.3km , 波长不变, 波幅会变大到 987km , 南北摆动最大范围约 18 个纬度。结论: 地形越高, 气流南北摆动幅度越大。

阅读课本: 第 3 版 p189-190。

思考题: 没有青藏高原大地形的情况下, 东亚季风是否存在? 青藏高原至少需要多高, 东亚季风才形成? 青藏高原是什么时候抬升到这个高度的? 课后可调查, 寻找相关研究成果, 简明扼要说出其结果、结论、证据、存在的问题。

课后作业

作业 7.1 挑选一个家乡气象台站, 下载台站气象观测资料, 包括每日的观测值, (1) 基于日资料, 逐年计算每月的月平均温度和月降水量, (2) 计算每月的多年平均气温、降水, (3) 逐月计算月温度和月降水量的标准差, 最大值、最小值; (4) 模仿图 7.1, 以月份为横坐标, 气温为左纵坐标, 以实线画出各月气温; 降水为右纵坐标, 以柱状图画出各月降水量; 同时在每月的温度值上以误差棒 (error bar) 的形式, 标出 1 倍标准差的范围, 以实心点标出历年月平均温度中的最大、最小值, (5) 定量描述该站的气候特征 (包括气候平均值、季节性、波动性、极值等)。注意: 有些台站资料时段长, 有的台站短, 气候基准时段取 1981-2010 年。

作业 7.2 拓展题: 上题同样的台站, 根据 1981-2010 年 6-8 月的日气温值, 分段统计其频次 (即日数) 和频次百分比 (即统计的日数除总的日数, 再乘 100%)。模仿图 7.2 作图, 横坐标为温度, 纵坐标为频次百分比, 即为夏季日气温的概率分布函数 (PDF)。气温 PDF 大体为正态分布, 估算其分布参数 σ (标准差) 和 μ (平均值)。注意图形是围绕最高值左右两边对称的, 最高值对应的横坐标温度就是平均值 μ 。

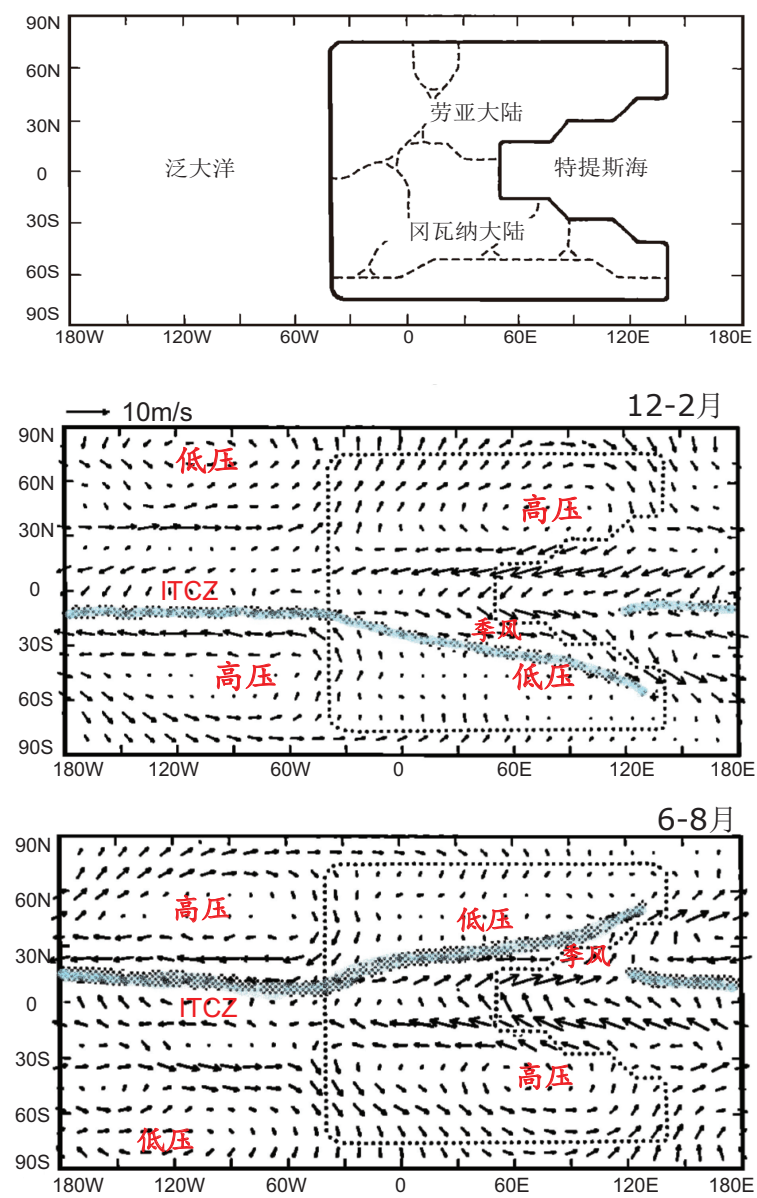


图 7.5: 理想化的联合大陆分布及气候格局. 上: 联合大陆分布, 中: 北半球冬季的近地面风场(箭头), 下: 北半球夏季的近地面风场(箭头). 高压和低压的中心位置分别用文字标出, 浅蓝色阴影为大气环流辐合带, 海洋上为热带辐合带 (ITCZ)、陆地上为季风推进的边界位置. (据 Kutzbach 和 Gallimore 1989)

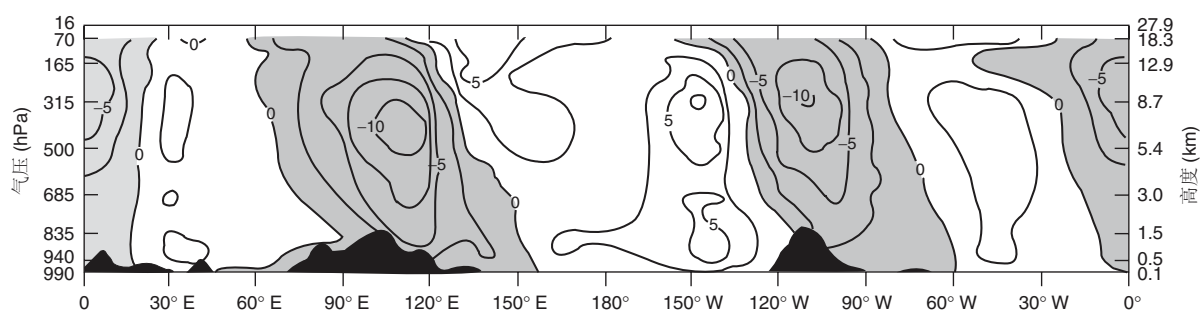


图 7.6: 北半球不规则的海、陆、山脉分布导致的定常波. 等值线为经向风 (v , 单位 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 在北半球负值代表北风, 正值代表南风. 大气环流模式数值实验结果. (据 Manabe 和 Terpstra 1974)

