

# 第八章 气候系统与气候变化

## 8.1 气候系统的概念

### 气候系统成员

从经典气候到气候系统,突出体现在认识进步:(1)气候是变化的,各种时间尺度的变化;(2)气候变化与非局地、多圈层过程有关;(3)人类活动的影响越来越明显。

自 1950 年代以来,随着逐日数值天气预报的快速进展,预报时效逐渐增长到了 2 个星期左右。研究表明,更长的延伸预报和月、季平均环流预报必须考虑海洋、陆面、冰雪等下边界状况。1960、70 年代很多气候异常事件,包括洪涝、干旱、高温等,有些特别严重的气候、环境事件,比如非洲萨赫勒地区的干旱,持续了近二十年,这些气候事件造成了巨大的社会经济影响。很多事件不是大气本身能解释的,如北非的干旱,就跟海温、陆地植被、北半球的大气污染等可能有联系。19 世纪以来,人类活动的加剧,对大气成分特别是温室气体的改变、对地表覆盖状况的改变等,对气候的影响已经到了不能忽略的地步。这些问题显然不能局限于大气本身,必须扩展到整个气候系统。气候系统不是局地的,因此,也常称为全球气候系统。

气候系统成员包括大气、海洋、冰冻圈、陆面(或称岩石圈)、生物圈。

**大气:**气候系统的主体部分。高温、冷冻、干旱、洪涝等的直接原因。从能量学角度看,大气是脆弱的、快变的。海洋、冰冻圈、大气成分的变化,都能显著影响大气的热量状况。

**海洋:**即使只考虑 100m 深的海水,其能量即占气候系统总能量的 95.6%。与大气感热交换、通过风应力进行动量交换、水汽交换;大尺度洋流输送在不同纬度之间输送热量,维持全球能量平均起到重要作用。巨大的热惯性,超过数月的持续性。深层海洋是巨大的碳库。海气相互作用影响

全球气候,如厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO<sup>1</sup>) 是全球气候年际波动最大的驱动因子。

陆面:粗糙度、土壤湿度、蒸散发、反照率等动力、热力方式影响气候。土壤湿度有数月的持续性。海陆分布、地形在地质尺度上控制气候。岩石的风化,参与地质时期的碳循环。

冰冻圈:反照率影响地气系统的能量平衡。海冰还影响海洋-大气的水汽、热量交换。

生物圈:碳循环重要的成员。植被覆盖影响反照率、影响粗糙度、影响蒸腾。

## 反馈

若干重要的气候系统反馈:冰雪-反照率反馈、红外辐射反馈、水汽反馈、温度递减率(廓线)反馈、云反馈、海洋 CO<sub>2</sub> 反馈、生物-CO<sub>2</sub> 反馈,……

温度递减率反馈:正常情况:对流层气温随高度下降,6.5K/km。高层冷,向外太空的长波少;低层暖,向地面的长波多;二者辐射的差值较大。气候变暖:全球整体对流层高层和低层温差减小,高层向上的长波和低层向下的长波,二者的差值变小,即温度递减率变小。高层向外太空长波辐射增加。地-气系统净热量损失,温度下降。负反馈。

温度递减率反馈的纬度依赖性:热带负反馈,高纬度正反馈。变暖北极放大效应:水汽反馈 + 温度递减率反馈 + 反照率反馈。近几十年,极地变暖的速度是全球平均的 2~3 倍。

## 气候敏感性

由于气候变化外部驱动因子的变化(如 CO<sub>2</sub> 浓度变化、火山气溶胶浓度变化或太阳辐射量变化)而造成的净辐射通量(向下辐射与向上辐射的差)发生的变化,称为辐射强迫。比如 CO<sub>2</sub> 增加一定的浓度,导致的净辐射通量的变化,即为 CO<sub>2</sub> 的辐射强迫。如果其浓度从公元 1750 年的 278ppmv 增加一倍到 556ppmv<sup>2</sup>,对应的辐射强迫的变化是 +3.93W·m<sup>-2</sup>,通常粗略地说大气 CO<sub>2</sub> 加倍,相应净辐射通量增加 ~ +4W·m<sup>-2</sup>。

<sup>1</sup>ENSO: El Niño-Southern Oscillation

<sup>2</sup>2019 年浓度是 410ppmv

表 8.1: 气候系统中各种过程的尺度

气候系统成员	过程	时间特征尺度*	空间特征尺度
大气圈	云中雨滴的碰并	$10^{-6} - 10^{-3}s$	$10^{-6}m$
	对流单体	$10^4 - 10^5s$	$10^2 - 10^4m$
	大尺度天气系统的发展	$10^4 - 10^5s$	$10^6 - 10^7m$
	气压分布的持续性	$10^6s$	$10^6 - 10^7m$
	南方涛动	$10^7s$	$10^7m$
	对流层-平流层交换	$10^7 - 10^8s$	全球
水圈	海洋-大气气体交换	$10^{-3} - 10^6s$	$10^{-6} - 10^3m$
	大洋深层海水的形成	$10^4 - 10^6s$	$10^4 - 10^5m$
	海洋中尺度涡旋	$10^6 - 10^7s$	$10^4 - 10^5m$
	海洋 Rossby 波的传播	$10^7s$	$10^7m$
	El Niño	$10^7 - 10^8s$	$10^7m$
	海洋深层水循环	$10^9 - 10^{10}s$	全球
冰冻圈	多年冻土的形成	$10^7 - 10^9s$	$1 - 10^6m$
	海冰的形成	$10^7 - 10^8s$	$1 - 10^6m$
	陆地冰的形成	$10^8 - 10^{11}s$	$10^2 - 10^7m$
岩石圈	反射特征的变化	$10^7 - 10^8s$	$10^2m$ - 全球
	冰盖导致的地壳均衡变化	$10^8 - 10^{11}s$	$10^6m$ - 全球
生物圈	与大气的碳交换	$10^4 - 10^8s$	$10^{-3}m$ - 全球
	植被带的转型	$10^9 - 10^{10}s$	$10^2 - 10^7m$

\*  $10^3s \approx 17$  分钟,  $10^4s \approx 2.8$  小时,  $10^5s \approx 28$  小时,  $10^6s \approx 12$  天,  $10^7s \approx 4$  个月

$10^8s \approx 3.2$  年,  $10^9s \approx 32$  年,  $10^{10}s \approx 320$  年,  $10^{11}s \approx 3200$  年

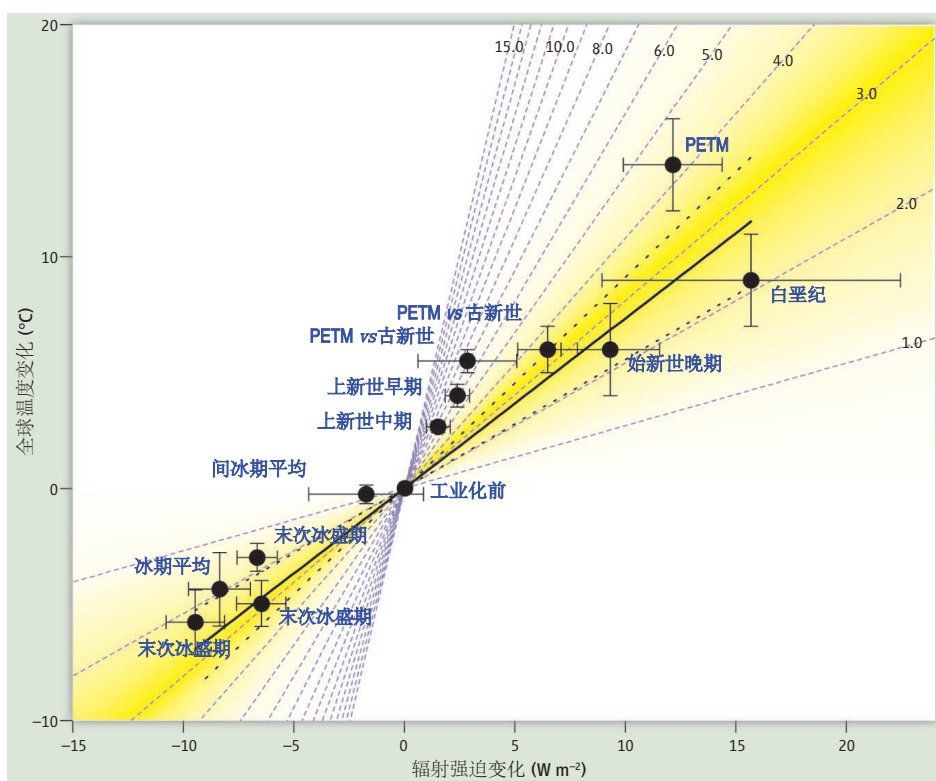


图 8.1: 过去不同地质时期地球温度和辐射强迫值. PETM: 古新世极热期. 图中虚线及数字为各种气候敏感性参考值. 粗黑实线为根据样本数据拟合的温度和辐射强迫的线性关系. 据 Skinner 2012

辐射通量的变化导致的全球温度的变化, 即为广义上的气候敏感性:  $\lambda = \Delta T / \Delta F$ .

如:  $\text{CO}_2$  加倍, 全球温度的变化是多少? 这是狭义上的气候敏感性, 这是全球气候变化的一个核心科学问题。1898 年 Arrhenius<sup>3</sup> 曾根据 Stefan-Boltzmann 定律, 估算  $\text{CO}_2 \times 1/2$ , 降温  $4 - 5^\circ\text{C}$ ,  $\text{CO}_2 \times 2$ , 升温  $5 - 6^\circ\text{C}$ 。IPCC 第六次评估报告根据气候模式模拟和古气候证据, 估计的气候敏感性:  $\text{CO}_2$  加倍, 温度变化  $+1.5 \sim +4.5^\circ\text{C}$ 。

思考题: 图 8.1 是过去地质时期的气温和辐射强迫数据, 代表很长时间的的状态, 可以看作平衡态气候, 统计二者的关系, 可以估算气候敏感性。

沿图横坐标任意选 2 个点, 相隔一定整数间隔, 方便估算, 比如取  $-10$  和  $+10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , 有  $\Delta F = 20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , 然后找到相对应的纵坐标上的间隔, 肉眼判断, 大概是  $\Delta T = 15 \text{ K}$ , 根据它们的定量关系, 等比例换算到  $4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  对应

<sup>3</sup>Svante A. Arrhenius, 瑞典化学家, 1903 年因电解理论的工作获得诺贝尔化学奖

的温度变化 ( $\Delta T$ , 即  $\lambda$ ), 显然有关系式:

$$20\text{W} \cdot \text{m}^{-2} : 15\text{K} = 4\text{W} \cdot \text{m}^{-2} : \Delta T$$

得  $\lambda = \Delta T \approx 3\text{K}$ 。因此, 过去近 6 千多万年地球的历史数据估算的气候敏感性, 说明  $\text{CO}_2$  加倍全球升温约 3K。

思考题: 全球温度升高 1K, 大气水汽和降水增加多少?  $\text{CO}_2$  加倍, 大气水汽和降水增加多少? (参考第 3 章)

## 8.2 气候系统内部过程

气候驱动因子,通常分为气候系统的内部过程(如大气环流、陆面异常、冰冻圈、海气相互作用等)和外部强迫(包括自然的火山喷发、天文辐射的变化以及人为因子)。不管是自然因子、人为因子、外部因子、还是内部因子,都需要特别注意各个因子的时间尺度。不同的因子,导致特定时间尺度的气候变化。

大气环流和海气相互作用,是区域气候变化最重要的内部因子。不仅直接导致其控制区的气候波动,还能通过遥相关间接影响其它区域的气候。这些间接影响通常有一定的时间滞后<sup>4</sup>,因此也是短期气候预测的重要信号源。

### 大气环流因子

大气环流是影响气候的直接因子,大气环流一章中我们学习了一些主要的大气环流系统,包括近地面的环流系统如西伯利亚高压、冰岛低压等大气活动中心、对流中高层的东亚大槽、急流、副热带高压等,平流层的极涡等。这些因子的变化及其气候影响主要是月、季、年际尺度为主。因为大气环流本身没有记忆力(即其异常缺乏持续性)。

大气环流的变率还有特定的内部时空结构,称为模态。对流层最重要的模态,是南半球环状模和北半球环状模。环状模是影响南北半球中高纬度气候波动的最大尺度环流因子。

### 北大西洋涛动/北半球环状模

北大西洋涛动(即 North Atlantic Oscillation, 缩写为 NAO)指北大西洋高压与冰岛低压之间的反向变化,当北大西洋高压偏强(即气压升高)时,其北侧的冰岛低压也偏强(即气压下降),反之当北大西洋高压偏弱时(即气压下降),冰岛低压也偏弱(即气压上升)。伴随北大西洋涛动的变化,相关的大气活动中心关联区域的温度、风场、降水等会出现系统性、协调的变化。如北大西洋涛动处于偏强正位相时,北欧、美国东南部气温偏高、降水增加,北

<sup>4</sup>时间滞后通常与持续性或者物理过程的时间尺度有关,前者如海温异一般有数月的持续性,后者如厄尔尼诺现象从发生、发展到结束一般需要 2~3 个季度

美大陆东北部及南欧地区气温偏低、降水偏少,北大西洋中高纬度区域海表温度 (SST) 呈现三极子型异常分布;同时亚洲大陆中高纬度地区同期气温也显著偏暖。

二十世纪九十年代美国的 Thompson 和 Wallace 对北半球热带外大气环流的分析发现,冬季大气环流最主要的模态表现为整个中纬度与高纬度之间气压的反向变化,从地面到平流层低层都是显著的,呈准正压结构,此模态在高纬度地区的中心主要涵盖北极地区,因此称为北极涛动 (Arctic Oscillation, 缩写为 AO)。伴随北极涛动强弱的变化,对流层低层气压异常的区域性更为明显,处于正位相时,中纬度气压偏高的地区包括北大西洋、北太平洋的中纬度地区;而北冰洋及邻近地区则是大范围的负异常,其中冰岛附近区域是一个极小值中心。这可能与对流层低层环流受不规则海陆分布的影响有关。而对流层中高层到平流层低层,环流异常的纬向对称结构的特点变得非常突出。由于气压异常中心基本上是沿纬圈呈环状分布,故也称北半球环状模 (Northern Annular Mode, 缩写为 NAM)。北极涛动与北大西洋涛动是否独立、以及北极涛动的物理本质等问题,学术界存在不同的观点。以 Wallace 为代表的一些学者认为,北极涛动与北大西洋涛动是同一事物在不同侧面的两种表现,实际上反映的都是大气质量在不同纬度带的再分配及中纬西风的强弱,这是一个行星尺度的现象。只不过北极涛动的空间尺度更大,而北大西洋涛动是其在北大西洋区域的表现。其位相和强弱,是表征大气基本环流形势的重要的判据和指标。北大西洋涛动指数与北极涛动指数的时间序列有很高的相似性,因此北大西洋涛动、北极涛动及北半球环状模的名称和指数时间序列常常相互混用。

### 南半球环状模

南半球中高纬度地区的大气环流也存在类似 NAO/北半球环状模的结构,表现形式为以南极及相邻地区为中心的气压变化与  $40-50^{\circ}\text{S}$  地区相反,这也是一种驻波性质的涛动,波节大约在  $55^{\circ}\text{S}$  附近。常称为南半球环状模 (Southern Annular Mode, 缩写 SAM) 或者南极涛动 (Antarctic Oscillation, 缩写 AAO), 其指数可以用  $40^{\circ}\text{S}$  和  $65^{\circ}\text{S}$  纬圈平均气压的差表示。由于南半球海陆分布的原因,南半球环状模的纬向特征更为明显。

## 海气相互作用

### 海气通量

海洋-大气之间的热量交换,包括感热通量、潜热通量、短波辐射、长波辐射这四项,四项之和即为净热通量,实际分析中,需要特别注意这些通量是有方向的。热带地区潜热通量和短波辐射贡献对净热通量贡献很大。潜热通量即海水蒸发,与风速、湿度、温差等有关,热带地区风速是重要要素。短波辐射,主要受云的影响。

系列思考题:海洋混合层温度下降 0.5K,可释放多少热量?

解:假定混合层很浅仅 50m 深,取  $1\text{m}^2$  网格,  $\rho = 10^3\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , 则海水质量 ( $m_w$ ) 为:

$$m_w = 50\text{m} \times 1\text{m}^2 \times \rho = 5 \times 10^4 \text{ kg}$$

海水比热容  $c = 4.2 \times 10^3\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ,  $\Delta T = 0.5\text{K}$  代入:

$$H = \Delta T \times m_w \times c = 0.5\text{K} \times 5 \times 10^4\text{kg} \times 4.2 \times 10^3\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \approx 10^8 \text{ J}$$

系列思考题:这些热量都用来加热大气,气柱可升温多少?

解:  $1\text{m} \times 1\text{m}$  的气柱空气质量为  $m_a \approx 10^4\text{kg}$  (提示:参考第一章例题)

干空气比热容  $c_p = 10^3\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ , 干空气升温  $\Delta T_a$ , 有

$$H = \Delta T_a \times m_a \times c_p$$

$$10^8\text{J} = \Delta T_a \times 10^4\text{kg} \times 10^3\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$\Delta T_a = 10\text{K}$$

系列思考题:混合层释放的热量如果全部用来蒸发海水,可蒸发多少海水 ( $m_w$ )?

解:蒸发潜热  $L_v = 2.5 \times 10^6\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$

$$H = m_w \times L_v$$

$$10^8\text{J} = m_w \times 2.5 \times 10^6\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$$

$$m_w = 40\text{kg}$$

系列思考题:这些海水蒸发的水汽如果 24 小时内伴随对流过程,全部凝结形成降雨,日降雨量多少 mm? 达到什么级别?

解:  $1\text{m}^2$  面积上 40kg 降水,即水深 40mm。日降水量 40mm,这个强

度快要达到中国气象局的暴雨标准了。<sup>5</sup>

系列思考题: 对流系统的降水通常发生在什么高度? 如果凝结潜热释放在 500hPa 高度, 其上的气柱能升温多少? 如果潜热是释放在 300hPa, 其上的气柱升温多少呢?

解: 对流降水多发生在对流层中、高层, 其中是热带深对流最高。地面气压 1013hPa, 500hPa 以上空气质量约为一半, 相同的热量只加热上面的空气, 对应 2 倍的升温幅度。同理, 300hPa 以上空气质量只占总质量的 30%, 因此, 是 3 倍的升温幅度。

拓展思考题: IPCC 第 6 次评估报告估算, 1750-2019 年期间, 人为排放的温室气体 ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ) 导致了  $+2.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  的辐射强迫, 不考虑其它过程, 这些能量全部加热海水, 假如全部被混合层吸收, 混合层能升温多少度? 观测的工业化革命以来 SST 实际升温了多少? (提示: 混合层温度 = 海表温度 SST, 混合层取 50m,  $1\text{W} = 1\text{J}\cdot\text{s}^{-1}$ )

拓展思考题: 上网查查, 最近发生的 ENSO 事件, 赤道太平洋中东部地区, 海水最大变化多少度? 发生在多深的范围? 据此估算, 伴随多少热量的变化, 并与上面的思考题比较。(实况资料网址: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>)

风应力导致海水产生水平运动以及 Ekman 层整体垂直于风应力方向的输送, 其水平辐散/辐合导致的 Ekman 层垂直运动, 叫 Ekman 抽吸。Ekman 抽吸可改变混合层温度、海面高度、激发海洋内部波动等, 对气候产生持续影响。

## ENSO

厄尔尼诺 (El Niño) 是指赤道中东太平洋海温异常偏暖的现象, 拉尼娜 (La Niña) 是指赤道中东太平洋海温出现异常偏冷的现象。南方涛动 (Southern Oscillation) 是指澳大利亚-印度尼西亚和热带南太平洋海平面气压反相变化的现象。这两种密切相关的海洋、大气现象统称为厄尔尼诺-南方涛动 (El Niño-Southern Oscillation, 简称 ENSO)。ENSO 是年际尺度上热带太平洋海气相互作用的第一模态, 典型周期为 2~7 年。

ENSO 具有多种不同的空间模态, 根据海温异常中心位置的纬向变化通常可以分为两种类型, 即以热带东太平洋海表温度异常为主的东太平洋型

<sup>5</sup>中国气象局日降水强度等级标准: 小雨:  $< 10\text{mm}$ , 中雨:  $10 \sim 25\text{mm}$ , 大雨:  $25 \sim 50\text{mm}$ , 暴雨:  $50 \sim 100\text{mm}$ , 大暴雨:  $100 \sim 200\text{mm}$ , 特大暴雨:  $> 200\text{mm}$

(Eastern Pacific, 简称 EP) ENSO 和以热带中太平洋海表温度异常为主的中太平洋型 (Central Pacific, 简称 CP) ENSO。EP 型 ENSO 事件海表温度异常首先出现在赤道东太平洋以及南美洲西海岸附近, 随着 ENSO 的发展海温异常存在显著向西传播的特征; CP 型 ENSO 事件发生时赤道太平洋海表温度异常的分布特征表现为纬向三极分布: 中太平洋海表温度异常偏高, 东、西太平洋海表温度异常偏低, 并且在 ENSO 事件的生成、发展、消亡的整个过程中, 海表温度异常一直都维持在太平洋中部。

用于表征 ENSO 时间的指数有很多, 主要通过计算赤道太平洋多年海表温度异常得到, 常用的指数包括根据海温监测区域划分如 Niño3.4 区海温指数<sup>6</sup>、以及基于海面气压的 SOI(Southern Oscillation Index) 指数<sup>7</sup>等。

产生原因。通常热带太平洋的海洋-大气相互作用产生的, 其中海洋内波及其传播, 起到关键作用。中全新世气候暖期, 没有 ENSO 现象, 或者非常弱。

当 El Niño 事件发生时, 海洋上热带气旋数量偏少但强度偏强, 南美洲北部、澳大利亚、东南亚可能出现严重干旱, 南美中南部则降雨偏多, 容易引发洪涝灾害; 而我国往往出现暖冬, 一般呈现“南涝北旱”的降水格局。当 La Niña 事件发生时, 海洋上热带气旋数量偏多, 非洲中部、美国东南部等地常发生干旱, 巴西东北部、印度和非洲南部等地容易出现洪涝; 而我国往往出现冷冬, 降水格局以“南旱北涝”为主。

ENSO 的气候影响途径: 通过 Walker 环流, 直接影响热带地区降水。通过大气波动, 影响热带外气候。通过改变海温、引导气流、垂直风切变等, 影响热带气旋的生成、移动、强度等特征。通常 ENSO 相关的海气异常有数月甚至数季的跨度, 也是短期气候预测可预报性的重要来源。

## 年代际模态

北大西洋地区的海温、北太平洋海温, 有年代际和多年代尺度的变化, 是影响全球年代际气候波动的主要自然因子。

大西洋多年代际振荡 (AMO) 指发生在北大西洋, 具有洋盆尺度的海表温度冷暖位相交替出现变化的现象, 时间上具有 65 ~ 80 年周期, 是大西洋多年代变率的一个重要指标。常用的指标取整个北大西洋海温进行平均, 同

<sup>6</sup>5°N-5°S, 170°W-120°W 的平均海表温度 (SST)。这个区域位于西太平洋暖池与赤道东太平洋冷舌区之间。

<sup>7</sup>常用南太平洋的塔西提岛与澳大利亚西北部的达尔文港的海平面气压差来表征。El Niño 发生时, 塔西提岛气压偏低, 达尔文气压偏高, 对应的 SOI 指数为负值。

时减掉全球平均海温以去掉全球变暖的背景。

在 AMO 暖位相时, 整个大西洋区域 SST 异常偏暖, 平均 SST 偏高  $+0.4^{\circ}\text{C}$ , SST 最大值中心位于北大西洋副极地环流区。从 AMO 指数的时间序列看, 大约在 1856–1989 年、1930–1965 年和 1995 年至今表现出暖位相; 在 1900–1925 年和 1965–1995 年期间表现冷位相。

AMO 对全球和区域气候异常变化具有明显作用。AMO 暖位相时, 南美东南部以及北美大平原降水减少, 气温偏高; 欧洲西部降水增多, 气温升高。巴西东北地区的降水有着显著的季节性, 北半球冬季和春季是雨季, 夏季降水很少, 其变化受热带辐合带(ITCZ)的直接影响。AMO 暖位相时, ITCZ 位置北移, 导致巴西东北部春季降水减少。非洲西部降水同样受 ITCZ 的直接影响。当 AMO 处于暖位相, ITCZ 的北移给西非地区带来更多的夏季降水, 例如萨赫勒和加勒比海盆地降水显著增多。北大西洋海温的升高与飓风数量有很好的正相关, AMO 暖位相时, 北大西洋飓风源区风场垂直切边减弱, 有利于飓风的产生和维持, 同时海温的升高也为飓风提供了更多的能量补给。AMO 对东亚气候同样有明显的影响。AMO 暖位相有利于东亚冬季风减弱, 导致东亚气候的增暖, 并在一定程度上增强了东亚夏季风。

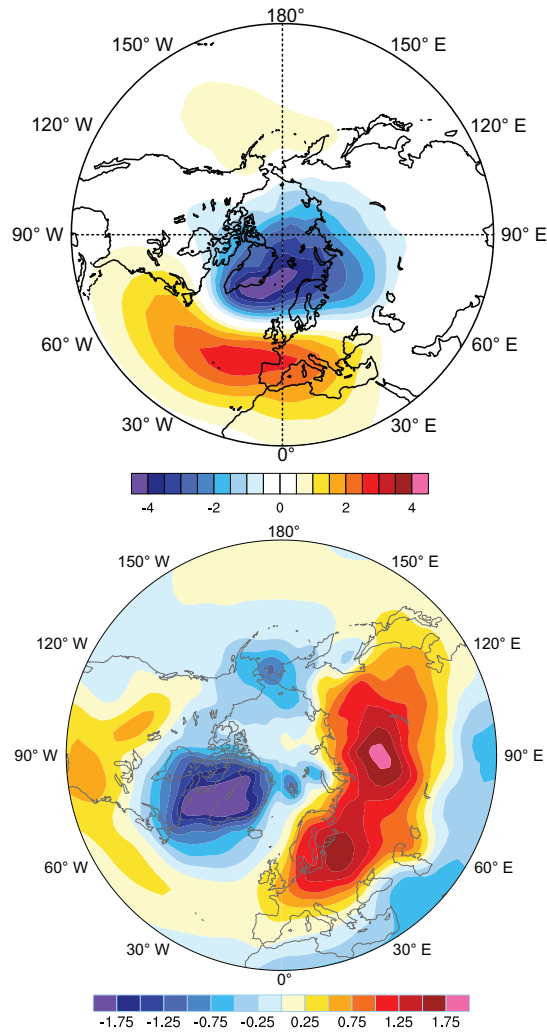


图 8.2: (上)12-3 月北大西洋涛动模态, 显示的是北大西洋涛动指数偏高一倍标准差时对应的海平面气压的变化, 单位为 hPa; (下) 对应的北半球气温的变化, 单位为 °C. 据 Hurrell 2015. (注意: NAO 指数常用亚速尔气压与冰岛气压之差来定义, 也可用模态的时间系数即主分量来表征, 二种方式结果相似, 本质上都是反应的亚速尔高压与冰岛低压气压的反向变化)

## 8.3 影响气候系统的外强迫因子

### 轨道参数

轨道参数影响天文辐射,主要包括以下三种形式:

**偏心率**(eccentricity, 公转轨道圆心与焦点的距离, 比半长轴), 0.0034~0.058, 目前 0.0167, 有 10 万年和 40 万年周期。影响日地距离的变化、冬夏季节长短分配。

思考题: 偏心率最大时, 近日点和远日点太阳常数能差多大?

**地轴倾角**(obliquity), 22.1° ~24.5°, 现为 23.5°, 4.1 万年周期。影响太阳辐射在不同纬度的分布、年较差。

思考题: 地轴倾角最大时, 北京夏至日(冬至日)正午地面太阳辐射比现在多(少)多少?(参考第 2 章)

**进动**(precession)。**地轴进动**<sup>8</sup>, 地轴倾角方向变化, 日、月引力导致, 摆动方向与自转相反, 一周为 2.58 万年, 表现为岁差, 即公转一周, 回归年比恒星年短 20'23.5"。 **远日点/近日点进动**<sup>9</sup>, 公转长轴方向的变化, 移动方向与地轴倾角方向的变化一致, 3~17 万年周期。2 种因子, 合起来形成 2.2 万年周期。影响四季分配及长短。

根据偏心率、地轴倾角、地轴进动等轨道参数变化, 计算任意纬度太阳入射: Meteorology4S&E, 797-802。

### 太阳活动

太阳活动是太阳上各种物理活动的总称。目前观测到的各种太阳活动都是仅仅限于最外层的太阳大气区, 太阳内部的活动及内外层的关系都还有待更深入的研究。这些太阳活动主要包括以下以下方式。

太阳黑子, 即太阳光球上的暗黑斑点, 是一种涡旋, 这是至今观测最多及记载最为久远的一种太阳活动。当光球表面为 6050K 时, 黑子中部的本影部分大约为 4240K, 四周半影部分为 6050K。由于温度相对比周围的广球低, 所以看起来是太阳表面的一个黑点。最小的黑子直径才 1000km, 大的可达 20 万 km 以上。小的黑子几小时就会消失, 大的可以存在几天到几十天。

光斑与谱斑, 光斑是出现在日面边缘的大块明亮组织, 比光球温度高

---

<sup>8</sup>axial precession

<sup>9</sup>aphelion/perihelion precession

100 到 300K。光斑平均长 5 万 km, 宽 5 千到 1 万 km, 它的变化与太阳黑子有密切关系, 但平均寿命比黑子长 3 倍。观测表明太阳黑子多时光斑也多, 光斑增加造成的太阳辐射增加, 可以抵销掉黑子增加造成的辐射减少。因此, 太阳活动强时, 太阳辐射也增加。

耀斑, 也称色球爆发, 可以在短时间内释放出大量的能量、粒子和电磁辐射。耀斑的寿命不长, 一般在几分钟到几十分钟之间。耀斑是太阳活动中最激烈的现象。耀斑也同黑子有密切关系。在太阳活动的 11 年高峰, 耀斑活动也比较频繁, 数目增多。

太阳黑子有 11 年周期, 22 年磁周期。伴随太阳活动 11 年周期, 总辐射 (即太阳常数, 所有波长累加) 变化为  $\sim 0.1\%$ , UV 变化为:  $\sim 7\%$  (波长 200–208nm),  $\sim 3.5\%$  (波长  $> 250\text{nm}$ )。注意: 波长 280–100nm 的中、远紫外, 辐射通量密度总计  $\sim 7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

一些能量平衡模式的敏感性试验显示, 太阳常数如果增加 1%, 全球温度可能会增高  $1.5^\circ\text{C}$  左右。

## 火山活动

人类历史上有喷发记载的火山数量有 500 多座, 全新世 (最近约 1 万年) 以来喷发过的火山可能有 1300 座。据统计目前全球有活火山 516 座。火山喷发物包括大量的熔岩、碎石, 还包括十分细微的火山灰的微粒, 直径不过 0.5–2.0 微米, 以及大量气体。这些气体与大气中的水汽结合形成硫酸盐气溶胶。当火山爆发十分强烈时, 火山灰及气溶胶可喷发到 30–40km 高, 在平流层中漂浮 2–3 年, 个别可能存留 10 年以上。赤道地区在 30km 高空纬向风很强, 因此, 如果火山位于赤道附近, 火山爆发后的气溶胶可能在 20 天到 30 天的时间围绕地球一圈。1982 年厄尔·奇冲火山爆发时已有卫星观测, 可以精确地描绘出火山灰和气溶胶自东向西的传播。在爆发后 20 天即形成一个环绕地球的火山灰和气溶胶带。其实早在 1883 年克拉卡托火山爆发时, 人们就注意到火山灰自东向西传播, 并追踪了其环绕地球两圈, 并由此推算出高空的风速为 32m/s。所以, 一个火山爆发, 如果其强度足够大, 则不止是影响本地, 而是可以对大范围地区产生影响。特别是在赤道附近爆发的火山, 一旦气溶胶进入平流层, 就会随强劲的纬向气流转播, 形成一个气溶胶环。再向赤道两方扩散, 可以影响到全球。所以低纬的火山爆发的影响往往较大, 而较高纬度的火山, 则可能主要影响本半球。

火山喷发对气候造成影响的途径是多方面的。首先, 最直接和最明显的

就是通过火山灰和气溶胶的扩散,对太阳辐射和长波辐射的影响。由火山灰和气溶胶组成的火山云增大了反照率,大大地减少了到达地面的直接太阳辐射。1912年6月阿拉斯加的卡特迈火山爆发后,1912年9月美国及欧洲一些测站的太阳直接辐射减少20%以上。另外有证据表明,1883年克拉卡托火山爆发,1902年佩勒与圣玛利亚火山爆发后直接太阳辐射亦可能减少了20-30%。1982年墨西哥湾的厄尔·奇冲火山爆发,这次不仅有系统的太阳辐射观测而且有了卫星观测。因此,很清楚地看到火山灰自东向西扩散,在20天左右的时间环绕地球一周。这次测得的直接辐射减少33%,散射增加77%,总辐射减少6%。火山灰尘与气溶胶对辐射的影响,必然会对全球地-气系统的热量平衡产生很大的影响。

其次,火山平流层气溶胶可以引起许多反馈过程,这些反馈过程涉及到许多方面,如气溶胶的多重散射可导致臭氧的光解作用增强使臭氧总量下降,使得平流层上部冷却;与水汽及温度反照率间等都存在复杂的反馈作用。此外,火山活动对气候还有间接的影响,如平流层气溶胶辐射强迫造成温度场的变化和能量的重新分配,进而造成大气环流的变化,最明显的例子是大气平均动能减小,对流层纬向风减弱,使得大气的经向热输送发生变化,热带辐合带南移。(有研究提出,玛雅文明的衰落,可能与火山频发导致的ITCZ南移,造成的连续干旱有一定联系。)

大量的研究表明,就全球平均来看,在强火山爆发之后3-5个月降温比较明显,低温可持续到10-15个月。降温幅度 $0.3 - 0.5^{\circ}\text{C}$ 。

## 人类活动

### • 人为因子

包括温室气体、大气污染/气溶胶、地表覆盖/利用、地球工程、人为热释放等。

表 8.2: 城市化导致的气候要素的平均变化 (WMO,1970 年)

要素	变量	城市与乡村的差别
辐射	地面总辐射	减少, 15%
	紫外线	减少, 30%(冬)、5%(夏)
气温	年均温	升高, 0.7°C
	冬季最高温	升高, 1.5°C
	无冻季	增加, 2-3 周(可能)
风	年均风速	下降, 20-30%
	极端阵风风速	下降, 10-20%
	无风日频次	增加, 5-20%
湿度	年均相对湿度	下降, 6%
	季均相对湿度	下降, 2%(冬)、8%(夏)
云	云日频次和云量	增加, 5-10%
	雾日	增加, 100%(冬)、30%(夏)
降水	年总降水量	增加, 5-10%
	微量降水日数*	增加, 10%
	降雪日数	减少, 14%

\* WMO 的统计取日降水 0.2 英寸, 对应公制约 0.5mm

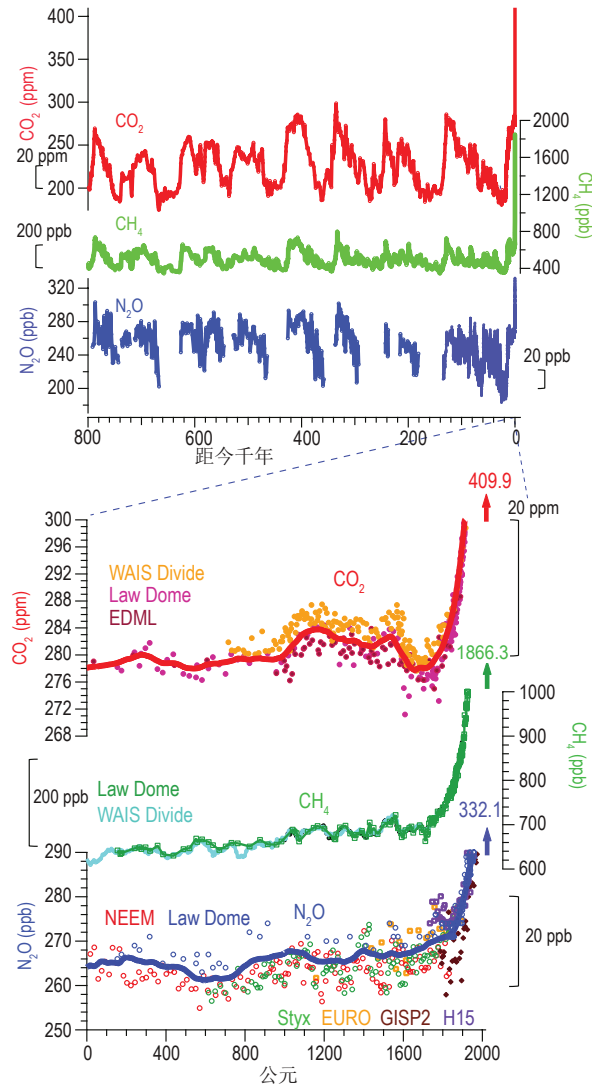


图 8.3: 大气 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 浓度的变化. 据 IPCC AR6, 2021

## 8.4 过去的气候变化

### 二十世纪气候变暖

阅读 IPCC AR6 第 2 章, 2.3.1 节, 314-341 页。

IPCC 第六次评估报告 (AR6) 指出, 相比 1850 – 1900 年, 全球平均地表温度 (GMST)<sup>10</sup> 在 1995 – 2014 年和 2011 – 2020 年这两段时期分别升高了 0.85(0.69 – 0.95)°C 和 1.09(0.95 – 1.20)°C。有中等信度表明, 过去 50 年观测到的 GMST 的升高速度至少在过去 2000 年历史上是前所未有的。GMST 自全新世中期 (大约 6500 年前) 以来是缓慢下降的, 直到 19 世纪中叶 GMST 开始呈现上升趋势。

不管是对最近的 3 个年代的统计 (1980 – 2020)、还是对整个 20 世纪 (1900 – 2020) 统计, 均显示北半球热带外的大多数陆地区域变暖速度快于 GMST 平均值, 陆地增温大于海洋, 高纬度地区大于中低纬度地区, 冬半年大于夏半年。

- ✓ 过去 4.5 亿年间, CO<sub>2</sub> 浓度波动幅度 > 2000ppmv
- ✓ 当前 CO<sub>2</sub> 浓度与两百万年前的水平大致相当
- ✓ 过去八十万年间, 地球十万年周期的冰期-间冰期循环期间的 CO<sub>2</sub> 的波动幅度为 50 – 100ppmv
- ✓ 1750 年至 2019 年间, CO<sub>2</sub> 浓度增加了  $131.6 \pm 2.9$ ppmv(47%)
- ✓ 相对于 1750 年, CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 N<sub>2</sub>O 的总有效辐射强迫为  $2.9 \pm 0.5$  W m<sup>-2</sup>

看图 8.4, 思考:

- 趋势:  $\Delta T / \Delta t$ , 怎样估算?
- 变率:  $\sigma^2$ . [注意: 方差、方差解释率、R<sup>2</sup>]
- 为什么有一些年份气温偏低? 有一些偏高? WMO 刚发布报告, 称未来 5 年全球气温创新高的概率极大, 有何依据?

<sup>10</sup>GMST: global mean surface temperature. 注意“地表温度”与“地表气温”的差别. GMST 陆地上为气温, 海洋上为海表温度 (SST)

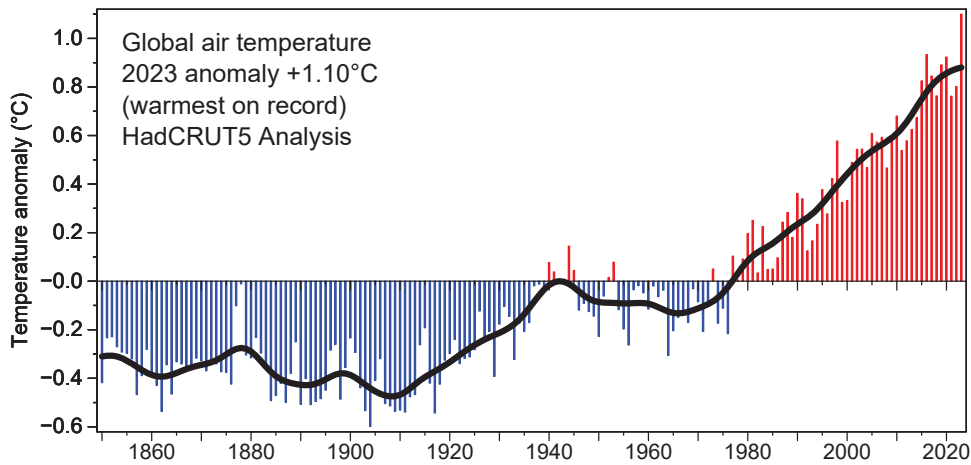


图 8.4: 全球平均气温距平. 气候基准时段为 1961 - 1990 年 据 <https://www.uea.ac.uk/groups-and-centres/climatic-research-unit>

## 全新世

全新世: 总趋势, 降温。中全新世暖器, 中世纪暖期, 小冰期, 20 世纪迅速变暖。

## 第四纪

南极东方站冰芯记录时间系列, 8 个冰期/间冰期循环。第四纪冰期与间冰期: 主要与轨道参数的变化由关。

第四纪冰期: 100 万年以来 10 万年周期的大冰期主导, 100 万年以前, 4 万年周期主导。什么原因导致冰期周期由 4 万年变为 10 万年, 科学上没有明确解释。

新生代 (Cenozoic Era) 从距今 6 千 5 百万年到现在, 划分为:

- 古近纪 Paleogene Period<sup>a</sup>

(距今 6 千 5 百万年—距今 2 千 3 百万年)

1. 古新世, Paleocene<sup>b</sup>, Paleo- 源自希腊语, 意为 ancient
2. 始新世, Eocene, 意为 dawn
3. 渐新世, Oligocene, 意为 few

- 新近纪 Neogene Period

(距今 2 千 3 百万年—距今 260 万年)

4. 中新世, Miocene, 意为 less
5. 上新世, Pliocene, 意为 more

- 第四纪 Quaternary Period

(距今 260 万年—)

6. 更新世, Pleistocene, 意为 most
7. 全新世, Holocene, 意为 whole
8. 另外, 人类世, Anthropocene, 待商榷<sup>c</sup>

<sup>a</sup>以前把古近纪和新近纪一起称为第三纪

<sup>b</sup>词根-cene, 源自希腊语, 意为 recent/new/fresh

<sup>c</sup>A. Witze. Geologists reject the Anthropocene as Earth's new epoch — after 15 years of debate. Nature, 2024, 627, 249-250, doi: <https://doi.org/10.1038/d41586-024-00675-8>

## 新生代

气候整体上变冷趋势。海陆分布、地形变化、轨道参数等有关。

气候事件及特征:

□ 古新世-始新世极热期 (PETM<sup>11</sup>), 55.9–55.7Ma, 是整个新生代最暖的时期。突然变暖千年之内快速升温, 热带升温 ~ +5°C、极地升温 > +20°C, 全球平均气温: ~ +17°C, CO<sub>2</sub> 浓度约 900~2000ppmv

□ 始新世早期气候适宜期 (EECO<sup>12</sup>), 53–49Ma, CO<sub>2</sub> 浓度约 1150~2500ppmv, 21 世纪末期 SSP/RCP8.5 排放情景最接近的情况。全球气温: ~ +14°C, 海平面: ~ +73m

□ 上新世中期温暖期 (MPWP<sup>13</sup>), 3.3–3.0Ma, CO<sub>2</sub> 浓度与现代相当, 约 360–420ppmv, 气候最接近现在, 极地明显暖于现在, 全球气温: +2.5 ~ +4°C, 海平面: +5m ~ +25m

□ 末次间冰期 (LIG:<sup>14</sup>), 129–116ka, CO<sub>2</sub> 浓度 ~ 270ppmv, 全球气温: +0.5 ~ +1.5°C, 海平面: +5m ~ +10m

□ 末次冰盛期 (LGM<sup>15</sup>), 21–19ka, CO<sub>2</sub> 浓度 ~ 190ppmv, 全球气温: ~ -6°C, 海平面: ~ -130m

□ 全新世中期 (MH<sup>16</sup>), 6.5–5.5ka CO<sub>2</sub> 浓度 ~ 264ppmv, 全球气温: +0.2°C ~ +1°C, 海平面: -3.5m ~ +0.5m

□ 近千年(公元 850-1850 年), CO<sub>2</sub> 浓度 ~ 281ppmv, 全球气温: -0.14°C ~ +0.24°C, 海平面: -0.05m ~ +0.03m

□ 工业化早期(公元 1850-1900 年), CO<sub>2</sub> 浓度由 286ppmv 持续增加到 296ppmv, 全球气温: -0.15°C ~ +0.11°C, 海平面: -0.03m ~ 0.00m

□ 当前(公元 1995-2014 年), CO<sub>2</sub> 浓度由 360ppmv 持续增加到 397ppmv, 全球气温: +0.66°C ~ +1°C, 海平面: +0.15m ~ +0.25m

## 课后作业

**作业 8.1** 参考作业 7.1, 同样的台站, (1)逐年计算该站每年的冬季、夏季、和年平均气温, 画出时间序列图。(2)估算冬季、夏季、年平均气温的长期趋势, 讨论它们趋势的差别。(注意 2000 年冬季是 2000 年 12 月到 2001 年 1 月和 2 月, 不是 2000 年的 1 月、2 月和 2000 年 12 月。年平均为 1-12 月

<sup>11</sup>PETM: Paleocene-Eocene Thermal Maximum

<sup>12</sup>EECO: Early-Eocene Climatic Optimum

<sup>13</sup>MPWP: Mid-Pliocene Warm Period

<sup>14</sup>LIG: Last Interglacial

<sup>15</sup>LGM: Last Glacial Maximum

<sup>16</sup>MH: Mid-Holocene

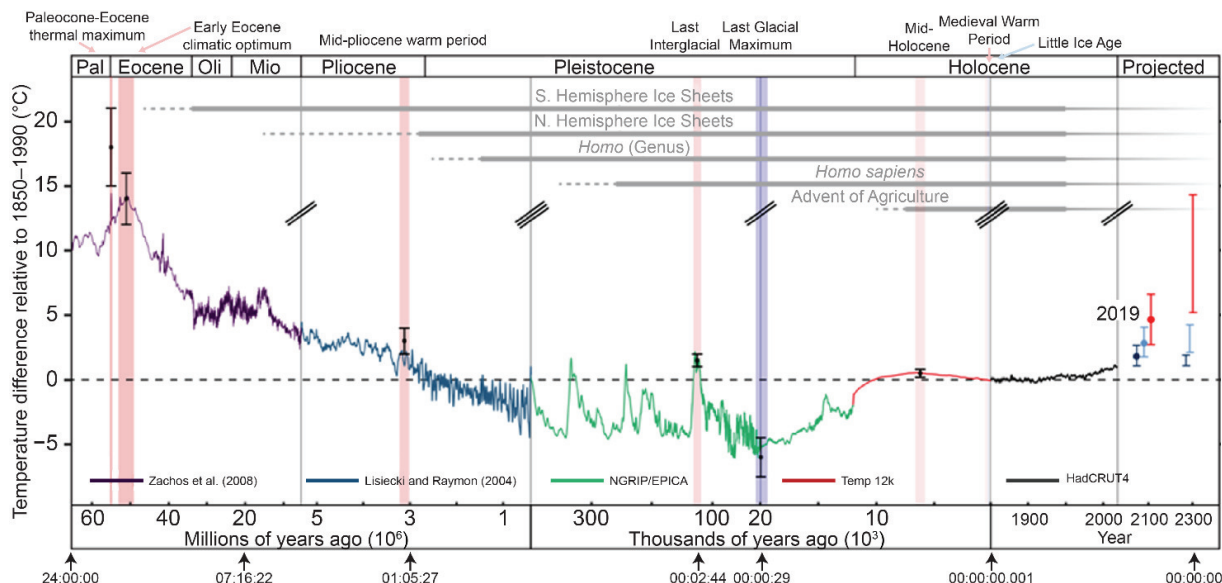


图 8.5: 新生代全球平均地表温度变化. 注意横坐标的时间不是线性的、不是连续的、不同时段的时间单位也不同. 最下面的横坐标为示意图, 将新生代按比例缩为 24 小时的长度. 根据 IPCC AR6

平均。)

**作业 8.2 拓展题:** IPCC 第 6 次评估指出, 全球海洋上层在显著变暖, 1901 年-2018 年期间, 0-700m 的热含量增加趋势为  $33 \times 10^{18} \text{J}/10 \text{年}$ 。问: (1) 热含量的这个增加趋势, 对应的上层海水平均温度的变暖趋势是多少? (2) 如果这些净增加的热量, 没有被上层海洋吸收, 而是全部留在大气中, 那么可以导致全球大气圈气温多大的增温趋势? (注意: 海洋面积占比简单计为地球表面积的 70%)

**作业 8.3 拓展题:** 作业 7.1 中, 该台站的温度时间序列中, 针对冬季或者夏季, 找到最高的几年和最低的几年, 分别是哪些年? 偏高、偏低多少度? 偏高、偏低是否在正常范围内? 这些年份温度的偏高和偏低可能跟哪些气候因子有关? 提出你的设想, 想办法分析或者找证据, 不管结果是好是坏, 都思考为什么, 给出你的理由。