

过去16万年间大气甲烷的冰芯记录

(法) J. Chappellaz 等

极地冰芯中空气组分的测定是重建古大气的最直接方法,并且唯一有效的组分为甲烷(CH_4)。古老的极地冰芯记录揭示出,2—3世纪以前大气 CH_4 浓度约只有700 p.p.b.v.(体积的 $1/10^9$),低于目前大气甲烷平均浓度约1700 p.p.b.v.的一半。近来,两项研究结果表明,当全球气候从全冰状态(CH_4 浓度为350 p.p.b.v.)转变到间冰期(CH_4 浓度为650 p.p.b.v.)时,大气 CH_4 浓度升高一倍。

本研究将涉及过去16万年间整个气候变迁的古大气 CH_4 记录。研究是基于对东方站($78^\circ 28' \text{S}$ $106^\circ 48' \text{E}$)2083米长的冰芯(3G冰芯)成功的系列测定。4个样品是沿一个从3G约钻75米得到的新长冰芯(4G),分别在177.4, 544.7, 554.2和642.1米深处所采的。3G已给出了关于古大气的信息,尤其是古气温, CO_2 , 雾气密度和化学成分的数据。3G冰芯 CH_4 剖面示出古大气 CH_4 浓度的强烈变化(350~650 p.p.b.v.),远远低于目前大气甲烷的浓度。这些变化正好与从东方站冰芯的同位素组成所得的气候变化相吻合。记录的光谱分析表现出与那些轨道变化周期的相似性。我们解释这种变化是潮湿地区由气候变化引起的甲烷浓度的波动,并认为 CH_4 的参与和有关化学反馈对冰川消融期热的贡献约是 CO_2 贡献的30%。

一、东方站 CH_4 结果 冰芯中空气的提取是通过在真空条件下熔融和冻结样品来实现的。 CH_4 浓度的测定是采用一装有离子闪烁指示器和标准空气(CH_4 浓度为 1200 ± 100 p.p.b.v.)的气体色层分离技术进行的。本底值是通过分析标准空气来测得的。通过人造冰芯表明,初
介质的适应程度。通过比较,可以帮助我们挑选空间信息系统或数据库,作为最好的和最灵活的选择。

4. 目前任务是要分析:用户需要什么样的空间数据?需要支付多大代价?数据搜集机构准备从多大代价供应数据?确保数据供应网络的联合需采取哪些步骤?为了硬件和软件的选择必须做哪些决定?选择哪种数据结构和交换格式?会遇到什么样的数据编辑和综合处理?以什么方法能加速与外国从事同类任务者之间的合作?这些问题将在1989年底得到答案。

四、结 论 电脑地图集能否适应许多种类的计算机系统,这是一个重要的前提,无论是存储型的瑞典PC地图集,还是分析型的加拿大电脑地图集系统,都能适应多种计算机,是获得成功的重要因素。同时,这二个系统都面向多层次的用户,开发了多层次的用户接口,从电脑地图的简单选择,到允许影像修改,直至允许用户使用自己的数据产生地图,并已考虑引进人工智能方法,开发更先进的接口。

从成本、时间的消耗上对比传统的纸介质地图集,电脑地图集更为经济,更为节省时间,而且便于修改和再版。总的评价是电脑地图集的出现还非常短暂,它正在发展之中,但是它具有很大的吸引力,尤其是提供了动态显示依赖于时间的现象,以及它的发现趋势、预测未来的功能具有独创性。电脑地图集系统将会很快地使用于教学、地理知识普及和决策支持等领域。

始状态 CH_4 浓度的分析系统污染值为 $37 \pm 25 \text{ p.p.b.v.}$ 。在对测定结果校对之后, 我们估计所有数据的精度(包括污染和校对的误差, 以及标准空气样的不精确性)约为 40 p.p.b.v. (2σ)。在东方站冰芯的上部(第一个800米段), 由于裂缝及热裂隙发育可能会导致 CH_4 浓度略微升高, 但是根据在同一深度所采的带裂隙的及不带裂隙的样品进行测定表明, 这种污染小于 40 p.p.b.v. 。后面讨论的与其它冰芯记录的比较, 同样说明这种气体污染是很小的。

我们分析了156个样品, 所代表的是149和2064米之间的98个深度, 采样间距为25米。由于空气被包在冰芯内, 所以提取的气要比其围冰年轻。同样, 一个冰样所含空气组分代表的是几百年的空气平均值, 这是由于所有的孔隙不可能同时封顶打尖。这里采用前人介绍的冰川年龄, 包容空气与围冰之间的年龄差来计算冰芯中空气的年龄。东方站冰雪年龄是有争议的, 尤其是11万年以前的冰川年龄问题, 因为从那时起明显地偏离了海相年龄。我们的样品代表一个间断分辨范围, 从300年(东方站一个样品空气的平均封闭间隔时间)到3500年。图1示出的是 CH_4 记录与样品深度和气样年龄之间的关系, 同时也示出了东方站冰芯所获的同位素温度记录情况。

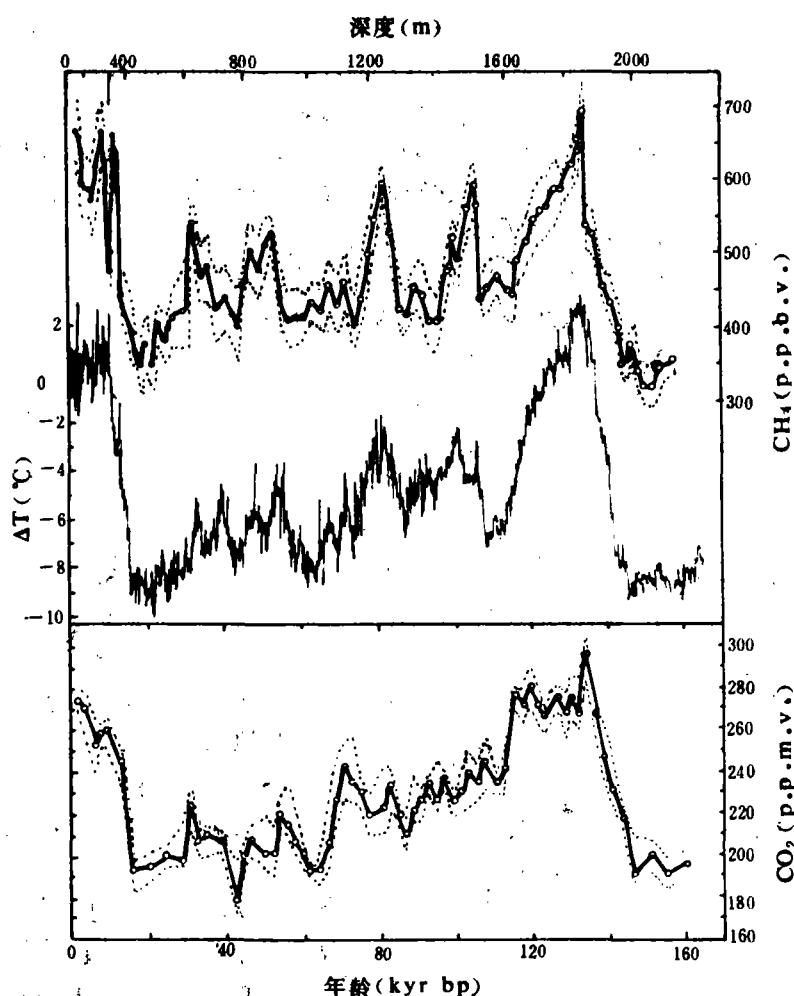


图1 东方站冰芯记录。上部曲线: CH_4 记录, 轨迹为平均值, 两外虚线为考虑误差 (2σ) 后绘制的最大最小值。箭头所指的是新仙女木期 CH_4 的变化情况。中间曲线: 同位素表面温度记录与目前气温 (-55.5°C) 的差值。为了比较, 下部是东方站 CO_2 记录。时间轴用于三个记录。深度轴仅用于 CH_4 和 CO_2 记录, 因为冰芯空气与其围冰在年龄上是有差异的。

覆盖公元前16万年间(全新世,最后一次冰川作用,明显的间冰期和倒数第二个冰期末)古气候循环的CH₄剖面表明,古大气CH₄浓度有强烈的变化。两个主要的冰期-间冰期转化表现为:一个在2020和1870米(公元前15—13.3万年)之间,另一个在450和300米(1.8—0.9万年)之间。在这两个过程中,东方站记录的CH₄浓度从最低值约350 p.p.b.v.,变化到最高值650 p.p.b.v.。在两个转化之间的深度内,有4个强烈的峰值分别集中在1520, 1240, 880和620米深处(分别代表公元前10.6, 8.2, 5.2和3.2万年),这4个值都超过平均值400—450 p.p.b.v.的水准,而达到550—600 p.p.b.v.。后者仅比所观测到的最后一次间冰期(约公元前13万年)和全新世(公元前0—9千年)的甲烷浓度值略低。今天大气甲烷平均浓度约为1700 p.p.b.v.,比从东方站冰芯测定的最大值约高2.5倍。

东方站冰芯CH₄浓度变化的最显著特征是在最后一次冰期-间冰期转化过程中观测到很大的振荡(图1中如箭头所示):在约380和360米(1.3—1.2万年)之间很快从450增大到650 p.p.b.v.之后,在约360和335米(1.2—1.1万年)之间迅速下跌到约170 p.p.b.v.,接着又回升到约650 p.p.b.v.的浓度。

CH₄浓度值的“低”和“高”转化经历数千年。所观测到的最快变化速率(在上述两个主要转化的末期和在1520米峰值的初始)约为0.2—0.3 p.p.b.v./年。这一变化速率和极大值都被低估了,因为采样是间隔的,而冰芯的形成是不间断的。但是,在公元1450和1750年间的小冰期,这些值是可以与约0.3 p.p.b.v./年的变化率相比拟的。换言之,过去300年间CH₄增长的指数最大(从700到1700 p.p.b.v.,而过去25年间系统大气测定表明,CH₄增长速率从公元1700到1900年的1.5 p.p.b.v./年增长到今天的17 p.p.b.v./年。这不仅说明今天CH₄浓度在过去16万年间达到了最大值,而且说明目前的CH₄增长速率是在有人类以前从未达到过的。

1. 与其它冰芯记录的比较。Stauffer等已发表了最后一次冰川消融期的大气CH₄记录,他们的样品是从格林兰Dye 3冰芯和南极洲Byrd冰芯所采的。这些记录特征与东方站记录特征之间存在很好的一致性,即Stauffer等发现全新世(公元前0—9千年)大气CH₄的平均浓度为650 p.p.b.v.,最后一次冰川极盛期(约公元前1.8万年)大气CH₄浓度约为350 p.p.b.v.。这一点被公元前12和9千年之间的东方站冰芯CH₄含量变化所佐证。

几年前,Craig和Chou根据Dye 3冰芯测定结果提出一种观点,认为气候变迁过程中大气CH₄浓度是保持不变的。这一观点仅被最后一次冰期大气CH₄ 650 p.p.b.v.的浓度所支持。事实上,我们分析的结果表明,这一观点与发生在公元前2.0和11万年之间的甲烷峰值之一是相吻合的。的确,格林兰与南极洲冰芯都说明,大规模的CH₄浓度变化是发生在气候波动期间,即冰期与间冰期是和大气CH₄值的低与高相分别对应的。

2. 与冰芯CO₂记录的比较。东方站冰芯已提供了整个古气候循环的大气CO₂浓度剖面。在没有确切的年龄情况下,利用相同的冰芯使我们比较CH₄和CO₂曲线成为可能。

虽然在两记录中都在最热和最冷时期出现了最高值和最低值,但是这两个剖面是有差异的。从一半连续基线来看,CH₄剖面表现出4个峰值,那里CO₂曲线表现出在公元前约7万年处普遍下跌趋势和一明显的间断情况。在这两个单一过程之间,这种差异很可能是由于CO₂和CH₄源不同的显著反映。CO₂浓度变化是由海洋变化决定的,而CH₄变化主要是由大陆源的CH₄所控制。

3. 光谱分析。为了研究甲烷的气候作用,我们采用多等级法(MTM)对CH₄剖面进行光谱分析,提高分辨率,并对有效振幅和每个峰进行F统计检验。这种方法用于东方站同位

素温度和 CO₂ 剖面明显地要比最大熵法更合适。在光谱分析之前,冰芯 CH₄ 记录应线性内插,以获得500个适当的空间点。

MTM 光谱图显示出在90% 置信度水准有4个有意义的峰(图2)。这四个峰对应的时间分别是122.0, 41.7, 24.8和19.0千年。当MTM用于2 σ 外表任一曲线时,分析结果表明CH₄浓度的误差对光谱分析影响不大。同样,也用此法来检验冰芯年龄的光谱分析变化的有效性,用一个尘埃事件(dust event)作为时间标志来校正东方站公元前11万年前的海相冰芯年龄。用这一校正后的年代,光谱结果示出4个有意义的峰值,分别在109.9, 38.3, 23.7和18.9千年,并伴有最大的不变振幅。这四个具有意义的CH₄频率看来与轨道频率——约在10万年处的偏心率相吻合,4.1万年处的斜度部分和两个周期岁差分点分别在23和19千年处。这样,光谱分析支持了气候变迁与CH₄浓度之间的内在联系。然而,在低频率处10—1万年分量一般统治着古气候谱,但它不在我们采用年代的CH₄光谱中占优势。这一特征可能支持了下面讨论的CH₄循环的解释。

4. 与温度剖面的比较。沿东方站冰芯氘含量($\delta D = [({}^2\text{H}/{}^1\text{H})_{\text{样品}} / ({}^2\text{H}/{}^1\text{H})_{\text{标准}}] - 1$)的连续记录是南极洲中部古气温条件的标志性说明。简言之,高(低) δD 与‘热’(‘冷’)气温相对应。这种地理意义相对大的 δD 记录与CH₄剖面进行比较,将有助于了解CH₄循环和气候变化之间的关系。

如图1所示,在CH₄浓度与气候瞬间变化之间,随着 δD 剖面指示的变暖或变冷而CH₄浓度增加或降低。从‘冷’到‘热’和从‘热’到‘冷’的变化,甲烷和气候曲线颇为相似。这便说明这两个过程之间温度与CH₄浓度之间有很好的相关性($r^2 = 0.78$)。同样,CH₄浓度与同位素温度之间的横切光谱分析也反映出大于20千年的相关系数在0.9以上,并在相关方面无滞后情况。

δD 曲线示出在20, 60和110千年处有三个温度最小值,及基线的减小。CH₄剖面示出,约每20—30千年出现4个高于400~450 p.p.b.v. 基值的标志性极大值,而只有在最后一次冰盛期出现一次极小值。通过比较,在 δD 曲线中发现一个重要的分量,指示存在一次明显的冰期—间冰期变化。

在上述比较的基础上,我们将会问东方站冰芯中温度变化幅度在全球范围内如何呢?事实上,这里我们最感兴趣的是那些将影响CH₄源的温度信息。Guiot等最近发表了以法国两个花粉记录为基础的14万年间的温度记录。它揭示出相对热的两个时期,分别在公元前80和

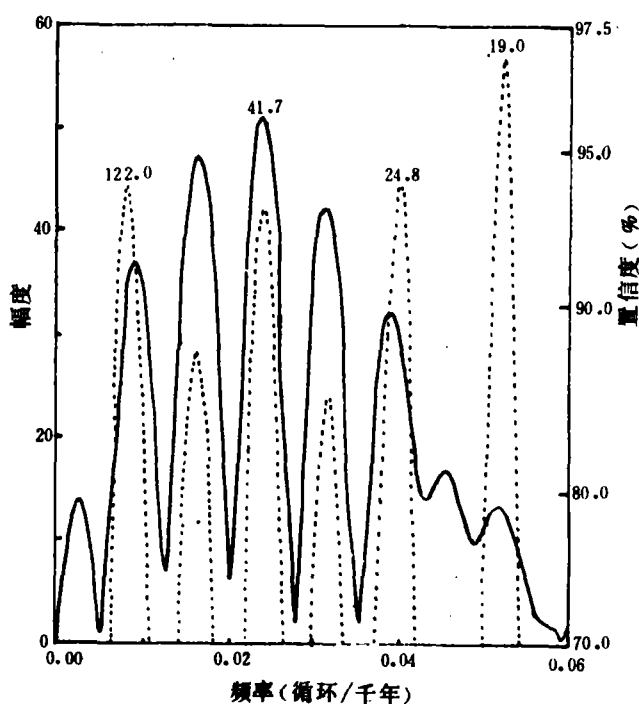


图2 东方站CH₄剖面的光谱分析,用频率函数(1/年)和多等级法获得所绘。与幅度对应的连续线(左面)和点线的置信度是由F-检验所得的。注记给出的是有意义的周期(千年)。

100千年, 这与同期 CH_4 浓度变化的特征相似。在公元前12—11千年, 大的 CH_4 浓度降低 ($\approx 170 \text{ p.p.b.v.}$) 相对应的东方站一个变冷 ($\approx 2^\circ\text{C}$) 与北半球新仙女木期的一冷期一致。大陆 CH_4 源地区的温度与 CH_4 浓度之间的关系, 可能了解 CH_4 的气候作用更有效。

二、 CH_4 循环的推论 大气 CH_4 主要是由平流层中 OH 的氧化所破坏的, 因此平流层 OH 的古浓度变化会引起 CH_4 的变化。平流层 OH 的浓度依赖于温度和湿度在内的几种参数的相互作用。很明显, 我们估计冰期-间冰期转化的变化是通过测定与 CH_4 - OH 相互作用的速率系数有关的温度和由 H_2O 产生的 OH 来实现的。由此得出, 在冰期到间冰期转暖过程中, CH_4 的增加意味着 CH_4 浓度减少20%。同时, 由于气候变暖, 全球的 CH_4 源将增加2.3倍, 最终导致大气 CH_4 的浓度观测值增大。这种估计并没有说明其它作用的可能变化, 而引起 OH 值的变化, 但目前人类还无法有效地估计这种变化。

CH_4 的最重要源是大陆的天然潮湿区, 地热正常区, 甲烷水合物带和野生动物以及人类造成的排放区。由潮湿区排放的 CH_4 是大气 CH_4 的主要自然源, 它向大气的排放量取决于地表潮湿面积大小和各种潮湿区类型的 CH_4 通量。目前, 根据全球建立的测定数据库资料表明, 全球分布有两个主要的甲烷源纬度带, 即 70°N — 50°N 带和 30°S — 20°N 或 20°S — 10°N 带。从冰期-间冰期转换过程中, 上述的高纬度带可能是由大陆冰盖的增长和衰退所控制的, 而冰盖的增长和衰退可抑制和增加 CH_4 浓度的增长。然而, 根据一个10万年大气 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面记录估计, 大陆冰川体积变化在控制整个气候循环期间的大气 CH_4 浓度方面表现很弱。事实上, 由于冰盖缓慢地增长, 高纬度生态区系可能会向中纬度迁移。例如, Delcourt, P.A 和 Delcourt, H. R 认为, 在最后一次冰盛期, 苔原和北方生物带大规模地向劳伦冰盖南部发展。换言之, 冰盖衰退形成大面积的地表水, 将增大了潮湿的 CH_4 源区, 即使大气 CH_4 浓度升高两倍。

上述的低纬度带可能是随时间变化而变化的, 这是由于这一纬度的水文循环变化主要是与季风循环相关。气候模拟实验和古气候数据表明, 弱和强季风分别集中在公元前1.8万年(最后冰盛期)和公元前0.9—1.0万年。对整个气候循环期间, 东地中海的海相花粉剖面和腐泥研究表明, 有4个主要的季风最大值, 分别集中在公元前1.0, 8.0, 10.5, 和12~13万年(图3)。由此认为, 季风循环是低纬度潮湿区控制古大气 CH_4 浓度的主要因素。

关于潮湿区甲烷通量野外测定表明通量随气温升高而增加, 据此推知, 冰期到间冰期气候变暖可引起潮湿区 CH_4 通量增加, 这便很好地解释了为什么同期大气 CH_4 浓度增加。温度与 CH_4 通量之间的关系可

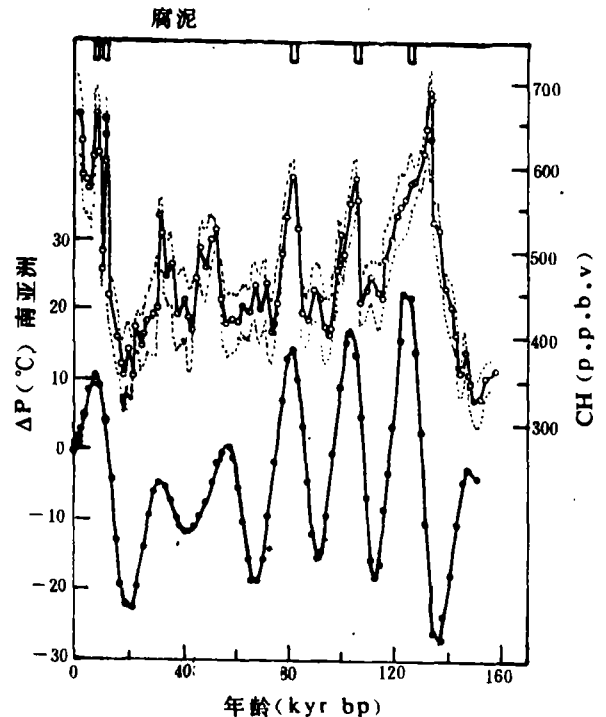


图3 上部曲线: 与年龄相对应的东方站 CH_4 记录。图线代表平均值, 其上下的虚线为极大极小值。下部曲线: 由总循环模型模拟的南亚地区周期性(%)变化情况。0%是与现在边界条件相对应。最上部的垂直棒表示在地中海中所采的腐泥样品所做的分析值。

以从季节性观测所获,但这很难适用于一个千年的时间变化,因为在这样长的时间内,一些甲烷成岩菌的适应性会随温度降低而变化。因此,温度变化对影响潮湿区 CH_4 通量和对古环境的实际意义,还需对不同参数,包括天然潮湿区的 CH_4 通量的控制因素进一步研究。

总之,虽然潮湿区温度对甲烷通量的具体影响还不清楚,但是沿东方站冰芯对古气候循环在大气 CH_4 浓度的测定中的变化可以认为是湿度变化造成的,并认为这一变化主要发生在季风作用的低纬度带。

三、甲烷的气候作用 如上所述,在气候循环过程中,大气 CH_4 浓度水准主要由气候控制。下面我们通过三个途径来剖析所观测的 CH_4 浓度变化是如何影响气候的:直接辐射影响、化学反馈(限在低层大气)和气候反馈。由于古气候数据仅适用于冰期-间冰期过程,故讨论仅限于全冰期到间冰期的 CH_4 作用上。这里需强调的是,具有代表性的东方站 $\delta\text{D}-\text{CH}_4$ 之间关系,支持了大气甲烷含量连续变化的观点。

当 CH_4 浓度从 350p.p.b.v. (全冰期)到 650p.p.b.v. (间冰期)时,据计算由 CH_4 的直接辐射效应可造成全球平均气温升高 0.08°C 。

化学反馈被认为是通过对流层臭氧(O_3)和平流层水蒸气(H_2O)的大气化学来感应 CH_4 浓度的变化,而 O_3 和 H_2O 是两种重要的‘温室’气体。 O_3 的反馈作用取决于古大气 NO 的浓度。 CH_4 的增加导致高 NO 环境($>10\text{p.p.t.v.}$, 体积的 $1/10^{12}$)对流层 O_3 浓度增加,而在低 NO 浓度环境, CH_4 增加不会引起对流层 O_3 浓度的变化。据计算,由 O_3 绝对反馈作用可引起地表气温升高 0.05°C 。然而, NO 的古浓度值估计是基于对上一个世纪 O_3 的测定上,而 NO 浓度可能在当时较低,不存在 O_3 的反馈作用。对平流层 H_2O 的反馈来说,一个 CH_4 分子氧化约产生两个分子的 H_2O 。尽管如此,目前认为 H_2O 浓度(约 6p.p.m.v.)的约55%归因于 CH_4 ,而45%(2.7p.p.m.v.)是由对流层向平流层直接传输的。平流层 H_2O 的这种第二源可能是由水蒸发圈休止层的低温所支配的。一般我们是通过假定休止层温度不随时间变化来估计平流层 H_2O 的反馈作用的,而假定 CH_4 氧化是不随海拔高度变化来估计平流层的 H_2O 产量。冰期大气 CH_4 约 350p.p.b.v. 的浓度水准意味着平流层 H_2O 浓度为 3.4p.p.m.v. ,而间冰期 CH_4 浓度 650p.p.b.v. 对应的 H_2O 浓度为 4.0p.p.m.v. 。估计平流层 H_2O 浓度从3至 6p.p.m. (质量)将导致地表温度升高 0.6°C 。基于上述估计和假设,平流层 H_2O 浓度对温度的线性影响,从冰期到间冰期, CH_4 造成平流层 H_2O 浓度 0.6p.p.m.v. 的变化,意味着气温升高 0.07°C 。因此, CH_4 的辐射效应和平流层 H_2O 的反馈综合作用将会导致气温升高 0.15°C (如果考虑 O_3 的反馈,则气温升高更大),即约是同期 CO_2 直接影(约 0.5°C)的30%。同时也发现,如果无化学反馈,仅为辐射效应,则上述的30%将降至16%。

四、新仙女木期 CH_4 振荡 古气候资料表明,北半球,尤其是欧洲和格陵兰,新仙女木期(约公元前1.1—1.0万年)有一强的寒冷期。该冷期之前为波令-阿勒罗德间冰期(公之前1.3—1.2万年)。南极洲冰芯测定表明,最后一次冰川消融期发生有一弱的变冷事件,但它与北半球的寒冷期之间关系并不清楚。事实上,东方站周围具有意义的 CH_4 波动记录(约 170p.p.b.v.)代表整个冰期-间冰期变化(300p.p.b.v.)的约60%,是南半球第一个大幅度的信息记录,具有全球意义。

北大西洋表面温度的变冷引起了新仙女木期。东方站 CH_4 剖面变化可以通过下面两种途径与北大西洋表面变冷联系起来:(1)高纬度约 7°C 的一次剧烈降温,将可引起大面积的沼泽地冻结;(2)低纬度气温急剧降低将影响该纬度带的潮湿区面积大小。

地理思维方式

蒂姆·F·伍德

引言 近几年来,地理学已成为一门不仅需要,而且发展了图方法、定量分析、定性分析和听说能力的学科(Balchin, 1973; 1985)。这四种交流技能每一种都需要用不同方式接收、传递信息和思想。然而,人们很少注意到在信息输入和输出之间必须有思维过程。应该提高地理学生的思维能力,使他们能自我训练思维过程,有效地回答问题。更重要的是,他们必须能够通过广泛的地理调查,提出有关的问题。

人们对地理学生的能力、即写出一流水平的自然地理学考察笔记的能力缺少发展已经表示关注。加德纳和库珀(1985)指出,最普遍的缺陷无容置疑仍然是大多数投考者都不能领会问题的实质和作出相应的解答。进行考试技能方面的训练也不足以弥补这一缺陷。学习地理的学生应该学会象地理学家那样如何思考、如何提出最有关的问题以便发现问题的本质、如何在解答问题中训练自己的智能。因此,本文主要讨论解答问题所需要的各种思维方法。然后,根据前面的讨论,重新考虑经典论文问题。

一、交流方式 如果承认定性分析(阅读与写作)、定量分析(数学分析与处理)、听说能力(听与说)和图示法(阅读与绘制图表)是教育的基本技能,那么地理学就是教授这四种技能的少数几门学科之一(Balchin, 1985)。今天的地理学生应该具备定量分析、综合文献、复杂思想口头表达的能力和掌握各种图示方法,包括电子计算机制图。地理学者除了应具有综合分析大量的地理资料的技能之外,还必须能够流畅地交替使用各种交流方式。

二、思维方式 涉及地理教育的思维方式有许多不同类型,但也许人们最熟悉而又广泛运用的是德博诺氏假设。下面讨论分析地理问题时所涉及的横向思维、逻辑思维、自然思维。

1. 横向思维 这种思维方式积极地将思维过程横向展开(图1a),而避免任何特殊思路的纵向发展,以便找到更多的研究问题的方法。运用尺度模型展开文章中的问题和进行讨论就

如果上述关于与CH₄变化有关的反馈也适用于新仙女木期的话,则在公元前1.2—1.1万年间大气CH₄浓度的降低可导致地表平均变冷0.3℃。

五、结论 从东方站冰芯所获古气候循环过程中大气CH₄记录揭示出,大气CH₄浓度的波动范围为350—650p.p.b.v.。CH₄的自然属性主要是在其循环过程中对气候的影响和对低纬度的重要作用。CH₄对气候的影响(包括化学反馈)估计在冰期—间冰期转换过程中为0.15℃,约是同期CO₂辐射影响的30%。除此,东方站CH₄剖面还表明,甲烷对急剧的气候变化也有作用,正如所认识的,大幅度的CH₄浓度变化发生在最后一次冰川消融期,这可能与新仙女木期气候事件有关。

通过东方站冰芯记录发现,CH₄与气候变化之间有内在的联系。这样通过了解天然CH₄循环便可预测未来任何全球变暖的确切程度。

宋岳年译自《Nature》, Vol. 345, No. 6271, 10 May 1990, P. 127—131. 芦森林校