

亚北极白令海近百年海洋环境变化

——来自分子化石的证据*

卢冰** 陈荣华 王自磐 周怀阳 陈建芳 陆斗定

(①国家海洋局海底科学重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;

②中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

摘要 采用 ^{210}Pb 方法对亚北极白令海 B₂₋₉ 岩芯样进行定年, 获得分辨率以 10 年等级变化的 100 来年(1890~1999 年)连续海洋沉积环境序列. 该岩芯样检出众多的分子化石, 正构烷烃、类异戊二烯、脂肪酸和甾醇等. 利用这些精细分子 C₂₇, C₂₈, C₂₉ 甾醇及分子组合特征 Pr/Ph, $\Sigma\text{C}_{22}^+/\Sigma\text{C}_{21}^-$, CPI, C_{18:2}/C_{18:0} 并结合有机碳含量变化, 重建 100 年以来亚北极海洋环境变化史. 结果表明过去的 100 年以来北极经历了两次较强的气候变暖事件(7.5~5.5 cm 和 3.0~0.0 cm, 对应时间段约 1920~1950, 1980~1999 年), 随之陆源物质减少, 海洋自生源增长而沉积环境呈氧化状态. 还经历了两次短暂的降温事件(8.0 cm 和 4.0~3.0 cm, 对应时间段 1910 和 1970~1980 年), 随之陆源物质增加, 海洋自生源相应减少, 沉积环境呈弱还原状态. 同时揭示了这两种冷与暖变化过程与北极区域性和全球性变化有直接关系.

关键词 亚北极 分子化石 古环境 地层学记录

过去的全球变化(PAGES)研究目的是获得和解释各类大气候、古环境信息, 认识地球系统环境的变化过程与机制, 从而为预测未来气候环境物理模型的建立提供基础资料. 有效减少预测中的不确定性, 在过去的气候环境变化研究中, 短尺度、高分辨的变化序列尤其重要. 有机质的消长以及它们的地球化学组合特征可以反映当时的古气候和古环境变化, 在漫长的沉积过程中, 尽管其中大部分物质的组成

和结构发生了变化, 但仍有一部分保留了生物原有的基本碳网骨架, 这些分子化石其结构精细, 包含了丰富而形式多样的与古生产力, 古环境和古气候等相关信息^[1-3], 因而在全球变化研究中有广泛的应用前景^[4].

气候变化伴随着地球整个历史, 尽管北极海域范围有限, 但它对全球大气系统的形成和变化起着不可忽视的作用. 北极是许多全球变化的根源所在,

2003-06-20 收稿, 2003-10-21 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G2000078500), 国家自然科学基金项目(批准号: 40176015)和中国首次北极科学考察联合资助

** E-mail: lubing8@mail.hz.zj.cn

也是许多全球性环境变化记录所在^[5]. 它在古气候、古环境研究中具有高分辨的沉积记录和温室效应放大作用^[6], 因而对全球气候系统有强烈影响.

本文研究是在 ^{210}Pb 定年的框架下, 从亚北极白令海近百年以来生物标志物和海洋分子沉积地层学入手, 从一个全新的角度对亚北极地区潜在的古环境、古气候变迁与全球变化的响应作一探讨. 另外就我们所知, 北极地区过去的研究主要集中在无机方面^[7,8], 对于那些种类繁多, 含量低微的分子化石研究相当薄弱, 应用这些分子化石潜在的古气候信息来研究全球变化, 尤其是短期突变事件(Climatic abrupt change even)以及影响的研究更是缺乏.

1 样品与分析方法

样品采集 1999 年 7~8 月间中国首次北极科学考察专项调查, B_{2,9} 由多管采样器获得, 采样位置位于 178° 41' 50" W, 59° 17' 32" N, 水深 2200 m, 处陆坡与深海平原之间.

实验分析: 沉积物样冷冻保存, 分析前室温干燥, 粉碎至 100 目, 用二氯甲烷-甲醇(3:1 V:V)提取 72 h, 用铜粉脱硫. 抽提物旋转蒸发, 将提取物分为二部分. 一部分进硅胶柱层析, 分别用正己烷、苯和甲醇分离出脂肪烃、芳烃和非烃. 脂肪烃经浓缩后直接 GC 分析. 对非烃馏份用甲醇-氢氧化钾(1 mol/L)溶液进行回流皂化, 过滤后液相加入 CH_2Cl_2 萃取中性有机类脂质, 剩余水相用 HCl 酸化至 pH=1, 再用 CH_2Cl_2 萃取 3 次酸性有机类脂质, 合并 CH_2Cl_2 3 次酸性萃取液. 对上述各提取物用硅胶薄层(TLC)分离中性组分, 其中甾醇馏份用 BSTFA[Bis(trimethyl)-trifluoroacetamide]转化为三甲基硅醚衍生物(TMS-醚), 进行 GC/MS 分析. 酸性组分先甲酯化(用氯化乙酰-甲醇混合液酯化)后经硅胶柱层析分离一元脂肪酸甲酯. 烷烃和脂肪酸以 $\text{C}_{14}\text{D}_{50}$ 为内标, 结合标样响应因子在 GC 上进行定量, 化合物鉴定根据色谱保留时间, 质谱图解释及标准图谱对比确定^[8-11].

气相色谱分析采用 HP5890 气相色谱仪, 弹性石英毛细管柱(DB-5, 30 m×0.25 mm 内径 0.25 μm 膜厚). 进样温度: 280°C, 初始温度: 80°C. 升温速度: 5°C/min, 终至温度: 280°C, 保持 30 min. 正构烷烃的

定性以特征碎片离子相对保留指数确定.

气相色谱-质谱分析仪为 Finigan-MATTSQ70B, 连结计算机数据系统. 色谱柱为弹性石英毛细管柱(DB-5 涂层、30 m×0.25 mm), 离子源温度 250°C, 电离电压 70 eV, 载气为 He, 起始温度 40°C, 以 15°C/min, 升温至 140°C, 然后 1.8°C/min, 终至升温 300°C.

沉积物粒度使用法国 MAM5005 高精度自动激光粒度分析仪; 有机碳分析仪器设备为日本岛津 GC-RIA 色谱分析仪(以 550°C 烧失量作为有机质含量).

沉积物年代标定进行 ^{210}Pb 测年法, 仪器设备为美国 ORTE 公司生产, GWL-120210 高纯锗共轴井型 γ 探测器^[12](年代分析在上海华东师范大学河口海岸动力沉积和动力地貌综合国家重点实验室进行).

2 结果

2.1 分子化石特征及替代指标环境意义

利用海洋沉积物重建历史时期的生态环境变化, 关键是寻找理想的环境替代性指标以获得古环境变迁的信息. 生物专属性与在早期成岩作用过程中的稳定性, 是反映古气候、古环境的生物分子化石的重要属性. 有机分子化石组合特征变化往往是一个系列的整体变化, 而且它们之间可以相互验证, 因而具有很大的可靠性, 并且所表达的环境与气候意义更为详尽.

(1) 正构烷烃分子组合特征与物源. 正构烷烃碳数分布范围为 $\text{C}_{15}\sim\text{C}_{31}$, 个别延伸到 C_{33} , 多以 $n\text{C}_{17}$ 和 $n\text{C}_{27}$ 的双峰群分布(图 1(a)), 并且在 $n\text{C}_{22}\sim n\text{C}_{33}$ 间存在明显奇偶优势, CPI($n\text{C}_{21}\sim n\text{C}_{33}$)碳优势指数为 1.095~2.145, 代表两类不同来源有机质之比 $\Sigma\text{C}_{22}^+/\Sigma\text{C}_{21}^-$ 为 1.517~3.105. 从分布特征看, 检出的正构烷烃视为混合源, 其中具奇偶优势和主峰为 $n\text{C}_{27}$ 的高碳数($> \text{C}_{23}$)是高等植物源的典型特点^[13], 低碳数正构烷烃源自海洋细菌、藻类低等生物^[14]. CPI 值一方面与物源有关, 另一方面也与有机质经历的温度影响即有机质成熟度有关.

(2) Pr/Ph 的氧化-还原环境指示. 类异戊二烯烃是一类有规则甲基支链的饱和烷烃, 在沉积物中常见的或含量较高的是姥鲛烷(Pr)与植烷(Ph)以及同系物(图 1(a)). 它们是原核生物标记物, 对这些化合

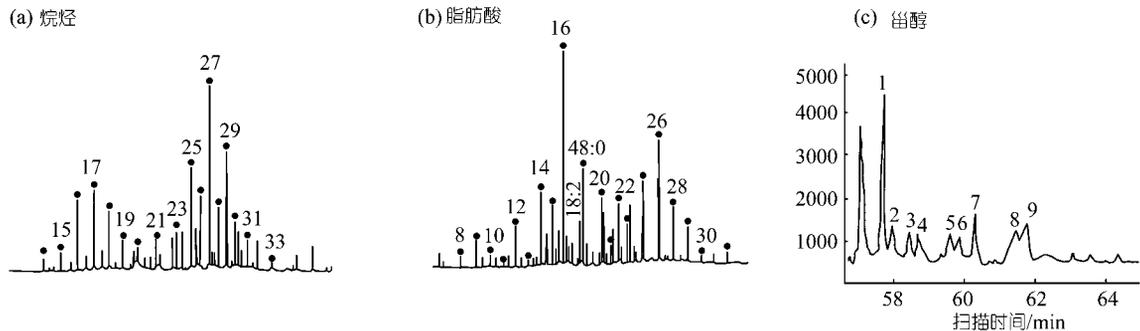


图1 B₂₋₉岩芯正构烷烃、脂肪酸气相色谱图和甾醇三甲基硅醚总离子流图((a), (b), (c))

(a) 正构烷烃气相色谱图; (b) 脂肪酸气相色谱图; (c) 甾醇三甲基硅醚总离子流图(*峰号 1. 胆甾-5-烯醇、2. 5 α 胆甾烷醇、3. 24-甲基胆甾-5,22-双烯醇、4. 24-甲基-5 α -胆甾-22-烯醇、5. 24-甲基胆甾-5-烯醇、6. 24-乙基胆甾-5,22-双烯醇、7. 24-乙基胆甾-22-烯醇、8. 24-乙基胆甾-5-烯醇、9. 24-乙基胆甾烷醇)

物的特征精细分类, 在确定沉积时的氧化-还原程度方面能提供有关古环境“历史记录”。一般认为 Pr/Ph<1 是指示缺氧还原沉积环境, 而 Pr/Ph>1 则是氧化条件^[15], 白令海岩芯 B₂₋₉ 的 Pr/Ph 变化范围在 0.783~2.01。

(3) C_{18:2}/C_{18:0} 的环境温度变化指示。一元正脂肪酸和游离不饱和脂肪酸, 碳数分布范围为 nC₁₄~nC₃₀, 最高峰碳数为 nC₁₆ 和 nC₂₆ 呈双峰群分布, 具明显偶奇优势(图 1(b)), 是典型现代海洋沉积特征。表明沉积物中偶碳数脂肪酸主要来源于海洋浮游生物、藻类和细菌^[16], 而陆地高等植物来源的高碳数脂肪酸是占次要地位。脂肪酸是生物细胞膜的重要组成物质, 包括藻类、原生动、部分高等植物和细菌等在内的生物体, 它们在较低环境温度下, 倾向于合成不饱和脂肪酸以维持其体内细胞膜的流动性^[17]。B₂₋₉ 岩芯 C_{18:2}/C_{18:0} 比值在 0.20~0.86 之间, 较高 C_{18:2}/C_{18:0} 比值对应于较低的环境温度^[18], 并且此比值与脂肪酸总量无关, 可指示环境温度变化。

(4) C₂₈ 甾醇古初级生产力和古生态环境意义。检出甾醇化合物碳数 C₂₇, C₂₈ 和 C₂₉ 双键位置在 5 和 5,22 及 22 的甾醇(图 1(c)), C₂₇ 甾醇占有甾醇 19.5%~25.9%, C₂₈ 甾醇为 26.8%~38.2%, C₂₉ 甾醇为 37.0%~54.2%。沉积物中的甾醇分布是有机质母源标志物, 从相对含量看它们主要来自陆源高等植物。一般来讲 C₂₇ 甾醇主要来源于海洋浮游动物^[19], 而 C₂₉ 甾醇来自陆源高等植物^[20], C₂₈ 甾醇则具有双重性, 可以来自高等植物, 但在海洋中更多的来自许多浮游植

物, 因此它可作为古初级生产力替代指标^[21]。在同一沉积环境不同时期的沉积物中甾醇组成的差异, 无疑反映了生态环境的不同, 可用于指示古生态环境意义。

(5) 初级生产力和环境冷暖代替指标有机碳。有机碳(TOC)含量垂向波动范围在 0.2%~0.8.0%之间(以 550℃烧失量作为有机质含量), TOC 含量在一定程度上代表着海洋初始生产总量的大小^[22, 23], 尽管受到了内源、外源和沉积物分解等因素影响, TOC 依然是恢复古气候波动的重要指标之一。在相同生境条件下, 生产力高, 有机质相对就丰富, 因此它可作为古生产力替代指标。内源有机碳主要是海洋自生源贡献, 外源有机碳主要是陆地植物贡献, 在确定海洋沉积物的 TOC 来源条件下, 作为处于寒冷气候区域的沉积物来说, 气温应是影响生物生长的主要因素, 故而它的含量高与低间接反映沉积环境的冷暖程度。

2.2 沉积环境序列时间窗的建立

²¹⁰Pb 是天然放射性 U 系的成员, 具有 22.3a 半衰期, 是百年尺度内测年的一个极好核素, 现被广泛应用于海洋沉积物的测年^[24,25]。亚北极白令海 B₂₋₉ 岩芯基本符合沉积记录特殊要求, 该岩芯样性质属粉砂质粘土呈浅灰色(岩芯样总长度 36.0 cm), 取上部 0.0~20.0 cm 岩芯采用 ²¹⁰Pb 方法进行测年(表 1)。0.0~10.0 cm 岩芯以 1 cm 间距分割; 获得 10 个样品, 平均分辨率约达 10a, 时间跨度约为 110 a(1890~1999 年) 连续的海洋沉积环境序列, 平均沉积速率为 0.91 mm/a。岩芯 10.0~20.0 cm 之间分别以 3.0 cm、5.0 cm

表 1 ^{210}Pb 法岩芯年龄测定结果和沉积通量(CRS 模式)

深度/cm	容重 /g · cm ⁻³	总 ^{210}Pb /Bq · kg ⁻¹	补偿 ^{226}Ra	过剩 ^{210}Pb /Bq · kg ⁻¹	+/-	^{210}Pb 蓄积量 /Bq · cm ⁻²	年龄/a	沉积通量 /g · m ⁻² · a ⁻¹	沉积速率 /cm · a ⁻¹
0~1	0.62	376.37	57.50	318.87	11.16	1.13	0.0	1100.02	0.18
1~2	0.66	263.69	60.85	202.84	10.86	0.93	5.0	1424.30	0.21
2~3	0.66	308.92	54.81	254.11	9.94	0.79	10.0	972.19	0.15
3~4	0.69	294.26	49.88	244.39	12.81	0.62	20.0	795.95	0.11
4~5	0.70	201.13	61.89	139.25	7.80	0.46	30.0	1017.81	0.15
5~6	0.71	259.40	63.53	195.87	10.56	0.36	35.0	569.6	0.08
6~7	0.69	192.81	52.11	140.70	9.11	0.22	50.0	485.10	0.07
7~8	0.66	129.94	48.73	81.21	5.54	0.12	70.0	470.63	0.07
8~9	0.69	109.43	62.53	46.90	3.85	0.07	90.0	457.79	0.07
9~10	0.67	94.54	63.03	31.51	2.22	0.04	110.0	363.36	0.05
12~13	0.75	47.87	47.87	0.00	0.00				
15~16	0.66	46.20	46.20	0.00	0.00				
20~21	0.70	49.50	49.50	0.00	0.00				

间距取样测年。

3 讨论

3.1 海洋自生源的确定与古生态环境意义

北极地区的海洋生态系统与全球变化密切相关,对全球气候和环境变化保持着很大程度的敏感性,存在着明显的作用和反馈。近代沉积物中甾醇的组成可以反映沉积有机质的不同来源和沉积区当时的生物组合,而后者与沉积环境和生态环境关系密切。

在亚北极地区白令海B₂₋₉岩芯中甾醇的组成在不同沉积深度存在着明显差别(表 2 和图 2),在 7.5~5.5 cm和 3.0~0.0 cm层段,对应时间段约 1920~1950,1980~1999 年,近百年来两次升温时期^[26-28]。在这两个层段C₂₈甾醇总百分含量明显增高,24-甲基胆甾-5,22-双烯醇(硅藻甾醇)比其他C₂₈甾醇占优势,C₂₈甾醇虽可以来自陆源,但在海洋环境中它更多来自浮游植物^[21]。其中C₂₈甾醇的 24-甲基胆甾-5,22-双烯醇和 24-甲基胆甾-5-烯醇可以起源于许多浮游植物,例如硅藻。而该岩芯最上部表层沉积物中硅藻高达 3558×10⁴ 枚/g(为北极所有观察点最高值),因此,在这一特征条件下的海洋生境,硅藻无疑是C₂₈甾醇直接贡献者。分子化石精细结构的鉴定,从生物化学角度为C₂₈甾醇原始生命形式提供了一个可解释的直接证据。C₂₉甾醇在这两个层段的百分含量明显呈减少,属C₂₉甾醇的 24-乙基胆甾-5-烯醇(植物甾醇)和 24-乙基胆甾-5,22-双烯醇(植物甾醇)的高丰度被认为

是较多的陆源有机质输入标志^[20]。C₂₇甾醇的胆甾-5-烯醇在 7.5~5.5 cm层段较为丰富,而在 3.0~0.0 cm层段之间存在一个短暂的减少,生物化学研究表明海洋各种浮游生物都含胆甾-5-烯醇,尤其以海洋浮游动物及其粪粒含量最高^[19]。我们可以作这样的推测,一方面当陆源物质减少($\Sigma\text{C}^{+}_{22}/\Sigma\text{C}^{-}_{21}$, CPI降低),表层水温升高(C_{18:2}/C_{18:0}降低),大量浮冰融化,形成低盐,水体发生层化和垂直稳定度增加,浮游动物、植物同时大量繁殖;而另一方面,跃层之上的浮游植物大量繁殖形成水华,浓密硅藻水华的覆盖使得海底深层透光率减弱,限制了CO₂吸收,从而影响了浮游动物生长和发育,致使这一时期的C₂₇甾醇相应减少。在同一沉积环境的不同时期,沉积物中甾醇组成上的差别无疑反映了海洋生态环境的不同。

在B₂₋₉岩芯 8.0 cm和 4.0~3.0 cm层段,对应时间段为 1910 和 1970~1980 年,当时全球经历了两次短暂的降温事件^[28],反映在这两个层段中C₂₉甾醇的百分含量显著上升,而C₂₇甾醇和C₂₈甾醇总体百分含量下降,且在两个层段中相对含量也很接近,暗示这两个时期海洋浮游动物、植物减少,同时也揭示了这两个时期具有极为相似的海域生境。在亚北极地区特殊的气候和环境条件下,形成独特的生态结构和生物多样性,气温下降,必然会影响海洋浮游生物的生长和发育,致使这两个时期的C₂₇甾醇和C₂₈甾醇相应减少。综上所述,不难看出,这些植物含量和生物活动直接关系到海洋中物质通量和能量转换,

表 2 白令海 B₂₋₉ 岩芯样中甾醇百分含量

鉴定化合物	峰号	碳号	1995~	1990~	1980~	1970~	1960~	1945~	1930~	1910~	1890~	
			1999	1995	1990	1980	1970	1960	1945	1930	1910	1890
			0~1 cm	1~2 cm	2~3 cm	3~4 cm	4~5 cm	5~6 cm	6~7 cm	7~8 cm	8~9 cm	9~10 cm
胆甾-5-烯醇	1	C ₂₇	16.8	16.0	12.6	18.5	15.3	14.2	17.0	12.8	14.6	15.2
5 α -胆甾烷醇	2	C ₂₇	6.6	6.8	6.9	7.4	7.2	6.8	7.5	8.0	6.4	8.2
24-甲基胆甾-5,22-双烯醇	3	C ₂₈	10.8	10.2	14.5	12.3	13.8	14.7	15.6	14.2	9.2	12.4
24-甲基-5 α -胆甾-22-烯醇	4	C ₂₈	12.4	9.2	8.0	6.3	5.9	10.1	9.6	9.7	8.4	8.4
24-甲基胆甾-5-烯醇	5	C ₂₈	15.0	16.4	12.4	8.2	10.1	8.7	10.5	10.5	10.3	10.9
24-乙基胆甾-5,22-双烯醇	6	C ₂₉	7.5	7.1	3.1	10.2	9.5	6.7	8.5	5.5	6.5	7.2
24-乙基胆甾-22-烯醇	7	C ₂₉	8.8	10.2	12.5	12.6	10.0	9.4	9.0	7.8	16.0	10.8
24-乙基胆甾-5-烯醇	8	C ₂₉	13.5	9.9	10.5	18.8	11.5	9.6	8.9	12.4	11.9	11.8
24-乙基胆甾烷醇	9	C ₂₉	9.2	14.1	19.3	12.6	16.7	19.8	14.9	19.1	16.7	12.4

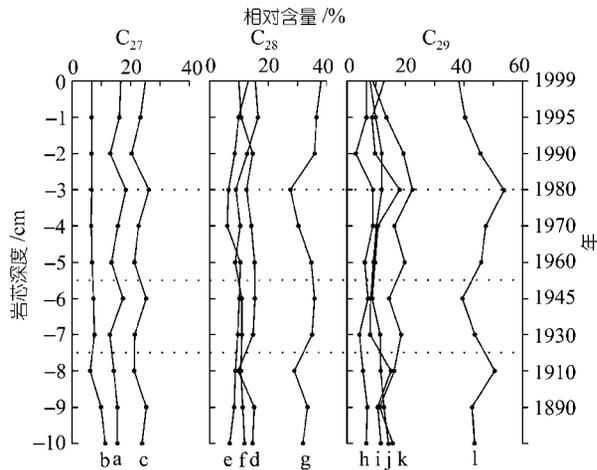


图 2 C₂₇, C₂₈, C₂₉ 甾醇在各个时期分布特征(%)

- (a) 胆甾-5-烯醇; (b) 5 α -胆甾烷醇; (c) 总 C₂₇ 甾醇; (d) 24-甲基胆甾-5,22-双烯醇; (e) 24-甲基-5 α -胆甾-22-烯醇; (f) 24-甲基胆甾-5-烯醇; (g) 总 C₂₈ 甾醇; (h) 24-乙基胆甾-5,22-双烯醇; (i) 24-乙基胆甾-22-烯醇; (j) 24-乙基胆甾-5-烯醇; (k) 24-乙基胆甾烷醇; (l) 总 C₂₉ 甾醇

海洋生态环境演变是随区域性或全球性气候变化而变化，全球的气候变化对极地海洋生物学过程起到一定的制约作用。

3.2 氧化-还原环境与表层初级生产力的关系

一般来讲 Pr/Ph>1 表明沉积物-海水界面为氧化条件, Pr/Ph<1 表明沉积物-海水界面为还原条件. 众所周知, 生产力有初级生产力和次级生产之分, 初级生产是指浮游植物和藻类等, 次级生产力主要指一些微体动物. 亚北极白令海 B₂₋₉ 岩芯记录了 Pr/Ph 经历了从弱还原-氧化-弱还原-强氧化旋回式变化(表 3 和图 3). 在岩芯 7.5~5.5 cm 和 3.0~0.0 cm 层段记录了

两个氧化环境事件, 对应于两个升温时期(1920~1950 年和 1980~1999 年). 导致陆源物质的减少, 有机碳略有增长, 古初级生产力替代指标 C₂₈ 甾醇明显增大, 地质时期古生产力和有机碳关系密切. 一方面在氧化环境中, 深层水的高氧浓度在有机质从母源物, 到水界面的沉积物输送期间产生强烈氧化作用, 消耗水柱中和表层沉积物中保存的有机质; 另一方面氧化环境又大大有利生物生长繁荣. 在岩芯 8.0 cm 和 4.0~3.0 cm 层段记录了弱还原环境事件, 对应于降温时期, 此阶段陆源物质入海量增大, 表层海水营养元素含量增加, 在缺氧的海洋沉积物中不饱和脂肪酸相应增高 [16], 而 C₂₈ 甾醇和有机碳则减少. 这表明亚北极地区白令海沉积物氧化-还原环境的改变, 与海洋表层生产力的大小密切相关. 由此可见, 在上述两次氧化环境条件下, 对应增温事件, 海水表层温度增加、陆源碎屑减少、初级生产力硅藻增大、故有机碳含量也有所增大. 有机碳在确定来源的条件下, 其值的高低某种程度反映了物质保存条件. 如图 3 所示, 有机碳较好地指示了古初级生产力随氧化-还原环境旋回, 还原环境对应降温时期, 海底处于缺氧环境产生大量厌氧细菌和微生物. 一方面因缺氧有机质消耗和自身降解都十分微弱, 因而有机质在沉积物中保存较高. 而另一方面陆源物质输入量增大, 海水表层温度降低不利于生物生长, 表现在这一时期 C₂₈ 甾醇和有机碳相应减少, 表层初级生产力大大降低, 导致有机质的氧化分解形成弱还原环境. 有机物质多寡完全取决于以上二者环境的强弱, 从而充分表现出极地海洋生态系对全球气候动态变化作出的

表 3 各项古环境替代指标和沉积速率

深度/cm	C ₂₈ 甾醇/%	有机碳/%	脂肪酸 C _{18:2} /C _{18:0}	重烃/轻烃 $\Sigma C_{22}^+/\Sigma C_{21}^-$	CPI	氧化-还原 Pr/Ph	沉积速率/cm · a ⁻¹	年代
0-1	37.22	0.80	0.20	2.06	1.87	2.01	0.18	1999
1-2	35.81	0.80	0.28	2.22	1.50	1.47	0.21	1995
2-3	34.90	0.65	0.27	2.30	1.20	1.21	0.15	1990
3-4	26.83	0.35	0.56	3.11	2.15	0.90	0.11	1980
4-5	29.82	0.26	0.60	2.26	1.16	1.10	0.15	1970
5-6	33.50	0.50	0.27	1.34	1.42	1.12	0.08	1960
6-7	35.24	0.48	0.25	1.52	1.13	1.25	0.07	1945
7-8	34.40	0.34	0.29	1.35	1.61	1.06	0.07	1930
8-9	27.93	0.20	0.48	1.70	1.92	0.78	0.07	1910
9-10	32.45	0.58	0.34	1.40	1.77	0.94	0.05	1890

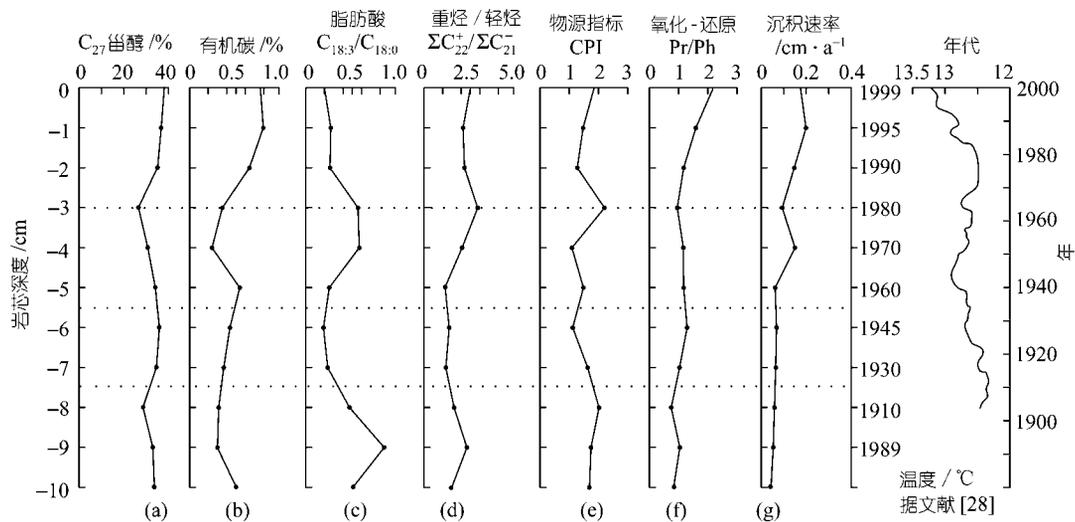


图 3 古气候各项替代指标、沉积速率与全球近百年以来气候变化示意

(a) 总 C₂₇ 甾醇; (b) 有机碳; (c) 脂肪酸 C_{18:2}/C_{18:0}; (d) 重烃/轻烃 $\Sigma C_{22}^+/\Sigma C_{21}^-$; (e) 物源指标 CPI; (f) 氧化-还原 Pr/Ph; (g) 沉积速率

响应.

3.3 分子地层异常记录及其全球气候意义

古环境研究的核心在于古气候, 对人类生存条件的预测来说, 短期气候变化更具有重大现实意义. 近百年来气候快速变动, 全球气候变化并不是直线变暖或变冷而是波动式的. 北半球增温幅度要比南半球大得多, 尤其在高纬度温度变化十分突出^[27].

海洋生物泵对全球气候变化的贡献, 可以通过生物在海洋系统内部、外部的物质交换与能量传递中所起作用来说明. 从建立反映时间变化的 100 年时间窗剖面记录来看, 各项指标均在岩芯同一层段 7.5~5.5 cm 和 3.0~0.0 cm 产生异常, 对应时间段约为

1920~1950 和 1980~1999 年. 初级生产力指标 C₂₈ 甾醇和有机碳含量呈现出相近的升高趋势, 表明这一时期初级生产力提高; 而分子化石组合特征值即重烃/轻烃比值 $\Sigma C_{22}^+/\Sigma C_{21}^-$, 物源指标 CPI, C₂₉ 甾醇和不饱和脂肪酸 C_{18:2}/C_{18:0} 一致呈降低状态, C_{18:2}/C_{18:0} 低比值往往对应于升温环境^[18]. 众所周知, 在亚北极高纬高寒海域生物生长量的增加, 主要取决于温度. 可以推断, 当温度增高、融冰雪增加、陆源碎屑减少、海水透光度增加有利光合作用, 浮游植物和藻类大量繁殖即是初级生产力高表现, 在世界许多海区表层高生产力则营造富有机碳的沉积物^[29], 同时也反映了这两个层段曾发生了气候升温. 气候快速变动对

环境变化往往起着重要的作用, C_{28} 甾醇和有机碳在这两个层段增高, 就是一个有力证据. 其次在岩芯 8.0 cm 和 4.0~3.0 cm 层段, 对应时间 1910 和 1970~1980 年, 各项指标呈相反规律增减, C_{28} 甾醇和有机碳相似减少, 则意味着初级生产力减少伴随着物源指标 $\Sigma C_{22}^+/\Sigma C_{21}^-$, CPI, C_{29} 甾醇和 $C_{18:2}/C_{18:0}$ 相应增高, 且波动范围狭窄揭示了该区域气候系统的不稳定性以及短期气候突变特征, 暗示气候降温期是短暂的交替过程.

近百年来发生两次气候升温事件, 全球气候增加 0.3~0.6°C, 其中一次气候“突变”事件, 就是 80 年代到至今, 这次突变的原因, 可能主要是由温室效应加剧, 而 20 年代气候增暖主要发生在北半球高纬区域. 从 20 年代至 50 年末, 气温上升 0.25°C, 这一全球温暖归于这段时期火山活动沉寂. 这两次升温事件结构是不相同的, 20 年代的升温主要发生在北半球高纬区, 而 80 年代以来的变暖则是全球性的^[27]. 过去 20 年来, 北极气候发生了明显的变化, 北冰洋东部春季增高 2°C, 白令海地区呈现长时间尺度的变暖趋势, 白令海西部每 10 年增加 0.25°C, 海冰面积 30 年来退缩了 5%, 这些变化是与北极涛动(AO)有关^[30]. 北极涛动变化会影响海冰移动, 引发海冰运动而产生冰间的叠合和离散, 继而影响潜热和显热通量的分布^[31]. 另外一个重要原因, 主要是由海冰反照率的变化所引起, 而北极地区则由于海冰边缘和雪线的退缩降低了表面的反照率, 这样, 在夏天吸收的日光量增加, 这些过量热将会在冬天释放回大气层^[32]. 全球气候变化模式表明, 高纬度地区比温带和赤道增温程度更大, 由于温室效应造成气温升高, 是低纬度两倍以上, 如果大气 CO_2 增加 1%, 北极地区温度将升高 5°C, 亚北极地区增加 2°C^[33], 在北极温室效应被放大.

4 结论

(1) 选取具明确环境意义的分子化石作为替代性指标, 深海沉积分子地层学记录能够高分辨地反映区域性和全球气候的变化.

(2) 亚北极地区白令海过去的 100 年以来发生两次较强的增温变化, 是与北极区域性和全球性气候

变化有直接关系, 北极的温室效应被放大, 进一步证实了极地海洋生物学过程对气候变化作出的响应.

致谢 感谢中国首次北极科学考察全体队员沉积物样品的采集与提供.

参 考 文 献

- 1 刘东生, 郭正堂, 韩家懋, 等. 当前国际古全球变化研究的主要科学问题和任务: 极地-赤道-极地大断面. 地学前缘, 1997, 4: 63-69
- 2 Pelejero C, Grimalt J O. High-resolution $U^{k_{37}}$ temperature reconstructions in the South China Sea over the past 220 kyr. *Paleoceanography*, 1999, 14: 224-231 [DOI]
- 3 Rosenthal Y, Dahan M, Shemesh A. Southern Ocean contributions to glacial-interglacial changes of atmospheric PCO_2 : An assessment of carbon isotope records in diatoms. *Paleoceanography*, 2000, 15: 65-75 [DOI]
- 4 Xie S, Nott C J, Avsejs L A, et al. Palaeoclimate records in compound-specific δD -values of a lipid biomarker in ombrotrophic peat. *Organic Geochemistry*, 2000, 31: 231-235
- 5 Cavalieri S J, Gloersen P, Parkinson C L, et al. Observed hemispheric asymmetry in global sea ice change. *Science*, 1997, 278: 1104-1106 [DOI]
- 6 Bond G C, Lotti R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time during the last glaciation. *Science*, 1995, 267: 1005-1010
- 7 高爱国, 陈志华, 张道建, 等. 楚科奇海与白令海沉积物中碘的纬向分布. 中国科学, D辑, 2003, 33(4): 155-162 [摘要] [PDF]
- 8 高爱国, 陈志华, 刘焱光. 楚科奇海表层沉积物的稀土元素地球化学特征. 中国科学, D辑, 2003, 33(2): 148-154 [摘要] [PDF]
- 9 Phillip R P. 化石燃料生物标志物—应用与谱图. 傅家谟, 盛国英, 译. 北京: 科学出版社, 1987
- 10 Volkman J K, Kearney P, Jeffrey S W. A new source of 4-methyl sterols and 5 α -stanols in sediments: prymnesiophyte microalgae of the genus *pavlova*. *Organic Geochemistry*, 1990, 15: 489-497 [DOI]
- 11 de Leeuw J W, Rijpsta W I C, Schenck P A, et al. Free, esterified and residual bound sterols in Black Sea Unik 1 sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47: 455-465 [DOI]
- 12 陈荣华, 孟翊, 华 棣, 等. 楚科奇海与白令海表层沉积物中的钙质和硅质微体化石研究. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 4: 25-30
- 13 唐运千, 郑士龙, 刘可文. 南海柱状样中生物标记化合物的分布. 见: 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993. 136-150
- 14 Shaw P M, Johns R B. The identification of organic input sources of sediments from the Santa Catalina Basin using factor analysis. *Organic Geochemistry*, 1986, 10: 951-958
- 15 Didyk B M, Simoneit B R T, Brassell S C, et al. Organic geochemical indicators of paleoenvironmental condition of sedimen-

- tation. *Nature*, 1978, 272: 216~222
- 16 赵一阳, 栾作峰, 孙作庆, 等. 南海北部湾现代海洋沉积物中的一元脂肪酸和烷烃的特征. 见: 中国科学院有机地球化学国家重点实验室研究年报. 贵阳: 贵州人民出版社, 1986. 1~9
- 17 Marr A G, Ingraham J L. Effect of temperature on the composition of fatty acids in *E. scherichia coli*. *Bacteriol.* 1962, 84: 1260~1267
- 18 Kawamura K, Ishiwatari R. Polyunsaturated fatty acies in a lacustrine sediment as a possible indicator of paleocli mate. *Geochem Cosmochim Acta*, 1981, 45: 149~155[DOI]
- 19 Volkaman J K. A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Organic Geochemistry*, 1986, 9: 83~99 [DOI]
- 20 Nytoft H P, Bojesen-Kocfod J A, Chritiansen F G. C₂₆ and C₂₈-C₃₄ 28-norhopanes in sediments and petroleum. *Organic Geochemistry*, 2000, 31: 25~39
- 21 Goad L J, Goodwin T W. The biosynthesis of plant sterols. *Progress in phytochemistry*, 1972, 3: 113~198
- 22 Müller P J, Suess E. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic carbon in the oceans-I. organic carbon preservation. *Deep Sea Research*, 1979, 26: 1347~1362
- 23 罗建育, 陈镇东. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4000 年气候与环境变化. *中国科学, D 辑*, 1997, 27: 366~372
- 24 林瑞芬, 闵育顺, 卫克勤, 等. 珠江口沉积柱样 ²¹⁰Pb 法年令测定结果及环境地球化学意义. *地球化学*, 1998, 27: 401~411
- 25 Carpenter R, Bennett J T, Peterson M L. ²¹⁰Pb activities in and fluxes to sediments of the washington continental slope and shelf. *Geochim Cosmochim Acta*, 1981, 45: 1155~1172[DOI]
- 26 衣育红, 王绍武. 80 年代全球气候突然变暖. *科学通报*, 1992, 37(6): 528~531
- 27 王绍武. 气候学研究进展. *地球科学进展*, 1996, 11: 169~177
- 28 杨 昕, 王明星, 黄 耀. 地-气间碳通量气候响应的模拟 I. 近百年以来气候变化. *生态学报*, 2002, 22: 270~277
- 29 Altenbach A V. Deep sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. *Rev Paleobiol*, 1988, 2: 719~720
- 30 Chapman W L, Malsh J E. Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes. *Bull Am Meteorology Society*, 1993, 74: 33~47[DOI]
- 31 陈立奇. 南极和北极地区在全球变化中的作用研究. *地学前缘*, 2002, 9: 245~255
- 32 Rigor L G, Colony R L, Martin S. Variations in surface air temperature observations in the Arctic 1979~1997. *Climate*, 2000, 23: 896~914[DOI]
- 33 Manabe S, Stouffer R J, Spelman M J, et al. Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes in atmospheric CO₂: part I Anunal mean response. *Climate*, 1991, 40: 785~818[DOI]