

利吉层蛇绿质沉积物受侵蚀的物源区已画成古台湾岛南部的狭长半岛(图8)。如果这是正确的,则蛇绿质沉积物也会向西南方向搬运沉积在外弧的西侧和海槽中,而且现在可能保存在台湾南部半岛出露的 Kenting 混杂岩的蛇绿质含砾泥岩和泥岩中(Tsan, 1974; Big, 1977; Ho, 1977; Page, 1977),正如 Liou 和其他人所指出的那样。

利吉混杂岩成因的应用—所示利吉混杂岩的生成位置为一弧前盆地,而不是一般所认为的含海洋沉积物和蛇绿岩的混杂岩海沟或俯冲

带。然而,我们认为混杂岩的成因绝不是单一的。事实上,利吉混杂岩在岛弧与大陆碰撞过程中与弧前盆地(吕宋海槽)塌陷有关的中深水断崖沉积相(图6-8)。由于弧前盆地的地壳相对较薄,在碰撞过程中该盆地的坍塌在力学上是不可避免的(图7),所以在类似事件中可以更广泛地形成利吉混杂岩。

译自《American Journal of Science》
Vol.281, No.3, 1981, P.193-227

莫攀政 郑光庸译 丁禾 方孝悌校

从深海沉积看2500万年来北非的古气候

M. Sarnthein

一、来自大陆沉积物的启示与问题

简单地看一下图1a—c,便可知道地球上的沙漠在最近二万年来强烈地,甚至根本地改变了它们的分布范围。发生这样大的变化往往只需要很短的时期,有时可能用不着1000年。我们还知道,今天这种沙漠范围比较扩张的情况,与距今6000—7000年前的大西洋期相比是扩大了,倒是与末次冰期最盛时的沙漠范围比较接近。显然,这种变化必然影响到居住在沙漠边缘的人类社会的发展,七十年代初的萨海尔(Sahel)*旱灾便是一例,虽然这还不过是一种短期的表现。由人类活动所引起的“人为”的沙漠扩展,也完全应当加以考虑。

为了正确地估价人类活动这个因素能起多大作用,我们首先应当确切知道原来的“古”沙漠的分布状况及其天然的,有时是很快的变迁。然而,为此所需的沉积学记录在大陆上都

受到各方面的限制。比如为了编制图1b与图1c,就曾对古沙丘沙层的产状进行了评价,这些沙层由于气候变化而夹在古土壤层或者湖泊沉积之间的地质剖面中。在古土壤层与湖相层中又含有木炭或者钙质包体,可以用作放射性碳测年。这样也能对沙丘沙层间接地作出年龄划分,当然只限于放射性碳测年的适用范围以内,即最近三万至三万五千年以内。可惜石英砂粒本身不带有任何年龄标志,除非使用至今尚未全部审定的热发光方法。另外,沙漠沙层又很容易由于水和风的作用而重新沉积。因此一度曾经储存在其中的古气候信息就会再度消失。最后,即使从大陆上取得了肯定的,又有相当好的年龄记录的古沙漠资料,在解释时仍然会产生困难:它总是难以与全球的气候进程相对比,它不能够像第四纪冰盖范围伸缩那样反映全球的气候变化,而只能迂回间接地与

*撒哈拉沙漠南端的半沙漠区,位于毛里塔尼亚南部—译注。

可能引起气候变化的原因联系起来。正是由于上述种种原因，对于撒哈拉沙漠在一次冰期中的气候发展，直到今天仍然有一些极其不同的观点各成一派，并存于世，比如像雨期说 (Budell, 1963)，各个气候带向赤道方向同时移动的模式 (A. Penck, 1913; 最近见 Fairbridge, 1976 与 Rognon 和 Williams, 1977)，或者干旱带极度扩展的模式 (如 Bowler, 1978; Sarnthein, 1978)。所以，在大陆上存在着“方法上的限制”。

人们曾经作出种种试探，想从完全另一种观测角度来辨认大沙漠区的气候历史，其中一个主要的着眼点是从沙漠周围海区的深海沉积物入手。在这方面人们可以依据未受扰动而且完整无缺的沉积层系，运用最符合现代科学要求的测年精度，将古气候问题可以几乎随心所欲地追溯到第三纪，并且与全球性古海洋学与古气候学进程作所需要的连续对比。

下面将介绍风成沉积搬运到大洋的两个过程。通过这些风成沉积的分布可以获得过去地面附近和对流层优势风系的认识，还可知道相邻的大陆属于干旱还是潮湿气候。随后还将指出，应如何把这些古气候资料与大洋古环流的全球发展过程相联系，从而能在地层年代上作出最合理的安排。最后，这些取自深海的古气候标志将用于最近2500万年来撒哈拉的具体气候情况，以便在较大而长期的范围内阐明这个大沙漠的历史。

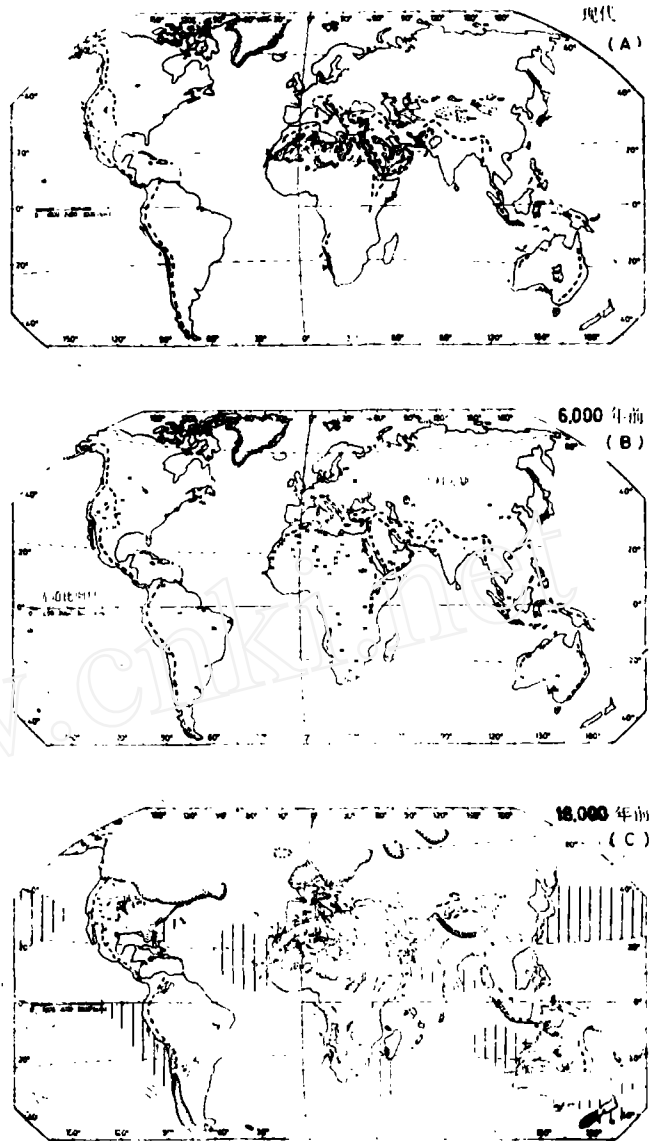


图1 活动沙丘区的分布：(a) 现代，(b) 6000年前，(c) 18000年前。图1c所示18000年前的大陆轮廓变化相当于冰期时海面下降120米时的情况。虚线密布区指示沙丘区的范围与主要沙丘的轮廓。箭头所指为长期的总和风向。图1a的圆点虚线标志年降水量不足25mm区域。字母H表示不能形成古沙丘的潮湿区。主要的山脉用粗虚线标出，冰盖用齿状粗线框出。图1c海上画竖线处为风携尘埃强烈供应区。

二、沉积学方面的基础

* 地面风及其风向在沉积物中此外沉积别无反映，只有在风引起的海海洋流或大洋上升流所刻蚀的大范围的沉积格局中，或者在孢粉颗粒的传播格局中才有所显示—原注。

1. 从深海沙丘沙-浊流沉积看干旱气候与地面风环流

从活动的内陆沙丘，特别是长形沙丘，可获得两项主要的气候信息：它们的出现指示干旱气候，一般年降水量少于50-100mm(图1a)；它们的走向和内部结构指示风速超过4米/秒的优势地面风向。*

如前所述，除非沙丘沙偶然地被海水层复盖，否则沙丘作为大陆上的气候证据是难以保存也难以确定年龄的。由此可见，沙丘沙的浊流沉积（浊流沉积指混浊流在陆基上的沉积）能够填补一项重要的资料空白（Sarnthein和Diester-Haass, 1977）。这类沙丘沙浊流沉积原理上是这样产生的：占优势的离岸风（比如贸易风）使干旱区的沙丘向海伸展而呈防波堤状（图2a, b）。在西撒哈拉估计其伸展速度大约可达每年45米以上（Sarnthein和Walger, 1974）。当冰期洋面下降时陆架并不像今天那样宽阔，向海伸展的沙丘沙就聚集在陆架边沿，由于陆坡的坡度较大，这些巨大的疏松堆积物易于滑塌，于是成为强大的浊流而最终搬运到远达1200公里以外的陆基上。

在深海沉积柱状样中，这类沙丘沙层可以根据其结构与粒度组成而明确地加以识别，还可以根据直接上复与下伏深海淤泥的年龄确定其地层位置（图3）。这种沙丘沙-浊流沉积迄今已发现于西撒哈拉南部岸外（图4），几内亚湾（那里显然是Kalahari沙在横穿过刚果后在几内亚湾最终大量沉积了下来），澳大利亚西北岸外的Argo海盆，还可见于新墨西哥州二叠系之类完全石化的地层中（Fischer和Sarnthein, 出版中）。所有这些发现都粗略地，但是可靠地表明了：大陆上强烈的干旱以及来自大陆的强劲贸易风是与低海面时期，伴生的至少在第四纪时是与冰期风伴生的。不过这类发现的数量及其年代划分的质量至今尚嫌

不足，因而不能回答一些进一步的问题，如气候带曾否移动，干早期在南北两半球是准确地同时降临还是一个半球超前；而只有那样才能比较深入地认识气候发展历史的实质问题。

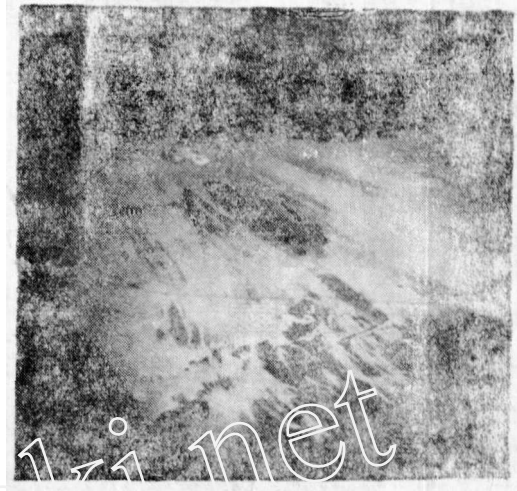


图2a 卫星照片上毛里塔尼亚西部冰期时形成的长形沙丘（白色）区。可以清晰地看出沙丘往西南朝大西洋方向伸展，大西洋构成本图上方的背景部分。照片右上角的白色陆地舌状突出处为布朗克角（Cap Blanc; 21° N）。

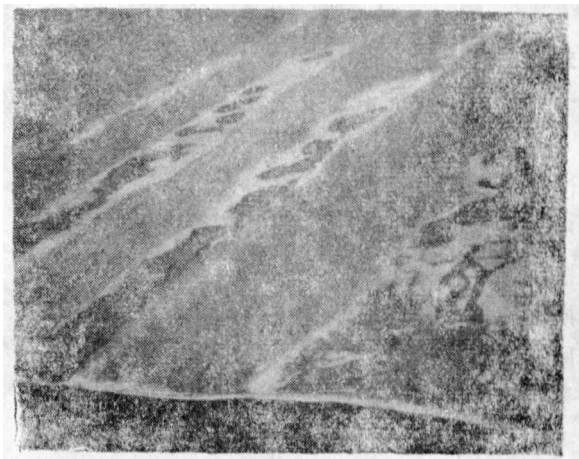


图2b 在毛里塔尼亚海岸（18° N）区冰期时形成的长形沙丘，现已静止，并受海水侵蚀。对于冰期时大西洋近岸形成的防波堤状沙丘，由此照片可得一个印象，沙丘高度约40—60米，相距3公里。

2. 海洋中尘埃沉积与河流沉积是反映大气

*地面风及其风向在沉积中此外别无反映，只有在风引起的海面洋流或大洋上升流冲刷的大范围的沉积格局中，或者在孢粉颗粒的传播格局中，才有显示——原注。

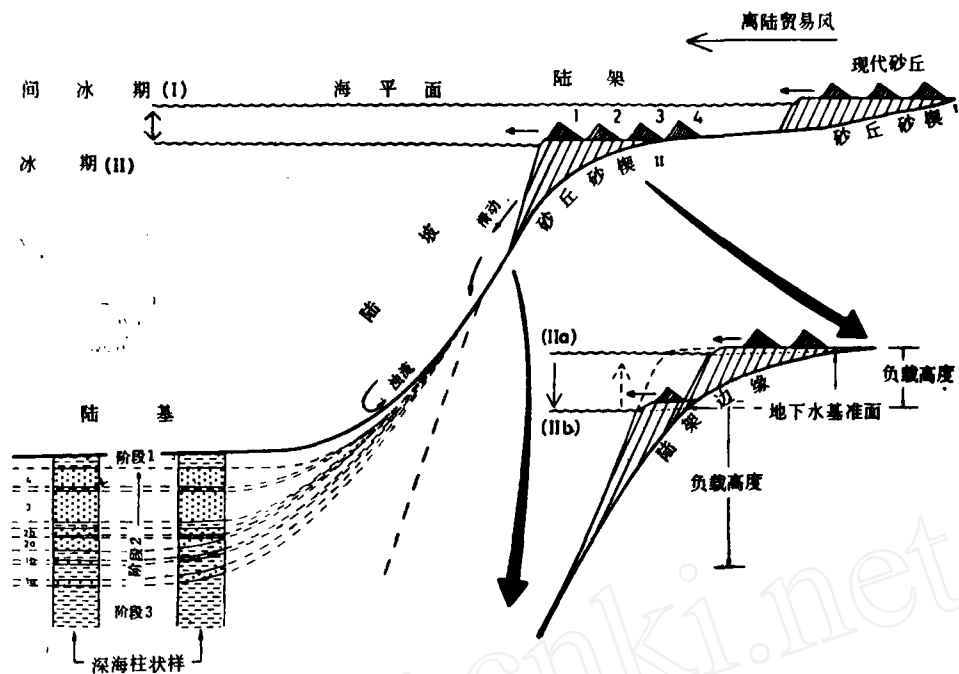


图3 沙丘沙质沉积物的形成模式。图画综合了冰期与间冰期不同时期的情况。沙丘编号1—4标志着冰期时在海岸带上在时间上相后继形成的沙丘沙体。当它们滑动到深海海底后，相应形成第1—4沙层，如最终在沉积柱状样（比较图4）中所见（本图未按比例尺，高度强烈夸大）。

环流与降水的图像

风携尘埃沉积物复盖着辽阔的大洋底部（图1c），然而用它们来解释气候却比沙丘沙质沉积物要复杂得多，因为大洋上空尘云的频率与浓度取决于变化多端的各种因素。它们取决于源区的物质供应，而这种供应（现代与地质时期里一样）显然在湿度呈季节性变化的地区最为丰富，例如像萨海尔半沙漠带，而不是在完全干旱的砂质沙漠和石质沙漠；同时还需要有特定的天气条件，才能使粗粒尘埃也能从源区“吹入”中、上流对层最频繁的飞行路线中去；此外还取决于尘云的优势飞行路线，最后还取决于该区起决定作用的风速或者大气涡流。除上述种种以外，大陆边缘的尘埃沉积还会与河口的悬浮搬运物相互混合，只有用特别细致的沉积学方法才能部分地将其区分开。为此我们主要使用精密的粒度分析，粘土矿物

分析和粗组分分析。

然而，卫星照片系列，船上、岛上和飞机上系统地收集的尘埃样品，以及对气候长期观测资料的解释，使我们现在就能对大西洋上空撒哈拉尘爆的来源与散布得到一个初步概念（Diaz等,1976；Jaenicke和Schutz,1978；Morales,1979）。从图5可见，尘爆的源地主要是撒哈拉南缘的萨海尔带。那里因沿着热带间汇流带（Intertropische Konvergenzzone，即ITCZ）向西移动的“东潮”（“Easterly Waves”）低气压而引起地面狂风与上升暖气团，将大量尘埃送到中对流层，在中对流层中又被卷入一股东西向喷射气流即哈马唐（Harmattan）风。这主要发生在夏季（图6）。据Carlson和Prospero（1977）与Tetzlaff和Wolter（1980）记载，每四、五天就有一个干热的尘暴以这种方式

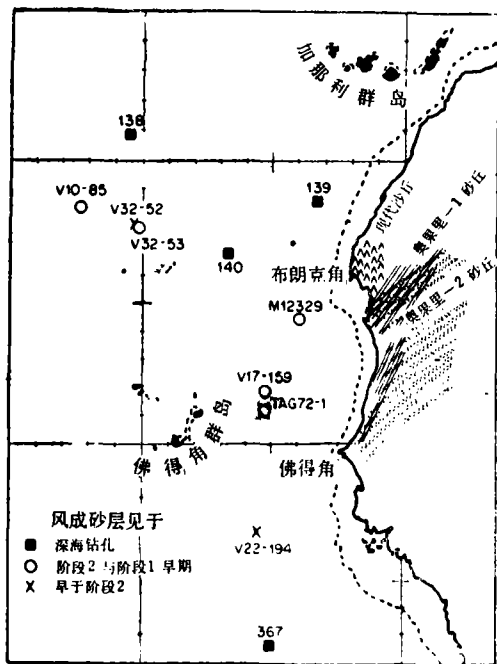


图4 撒哈拉西南部冰期时形成的“奥果里 (Ogolian)”沙丘的分布以及大西洋东部迄今已发现的沙丘沉积物的地点。斜线区为陆架边缘, 标志冰期时海岸线的大体位置。

到达大西洋海岸。尘爆的中心位于北纬 17-21 度之间, 高约 3000 米; 在 1000-1500 米高度处有一个清晰的分界面, 在此面以下是近地面的北北东向贸易风, 它本来缺乏尘埃, 而且又冷又潮湿, 但过去人们却常常错误地以为尘埃主要是贸易风带来的。哈马唐风携带的尘埃离岸时其气流线清楚地向右转, 然后绕过撒哈拉上空的一个暖高压, 这个暖高压朝正西伸展而向大西洋突出。因此, 与来自东北的长期平均风空相反, 哈马唐尘埃的流动路线首先明显呈镰刀形, 向北到达卡纳利群岛, 自西而来的尘埃降落在该岛已有长期记录 (Abel 等, 1969)。只是在此之后尘云才向西移动而达到安的列斯群岛。

哈马唐尘埃这种成因复杂的飞行路线, 果真在深海沉积物的分布模式中得到再现 (Koopmann, 1979; Sarnthein 和 Koopmann, 1974), 它表现在沉积物中石英 (图



图5 来自撒哈拉的一个尘爆的卫星照片。尘埃团在大西洋东部上空按照顺时针方向朝北旋转。

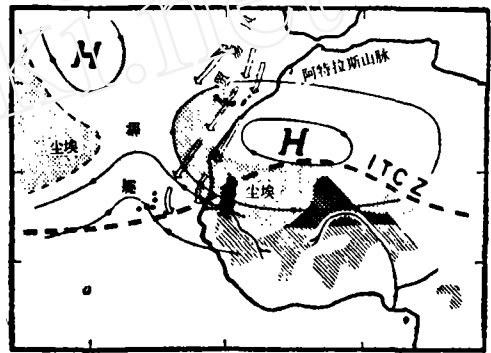


图6 中对流层下的气流部格局, 和此层以下的贸易风, 同时示出一次“东潮 (Easterly Waves)”和一次撒哈拉尘爆, 为 7 月的情况。斜线区表示土壤类型, 指出红上示踪颗粒的一些物源区。ITCZ 表示热带间汇流在地面的夏季平均位置, H 为高压中心。

7) 与粗粒级 (即粉砂, 图 8) 的频率上。同时, 哈马唐尘埃飞行路线还反映为带红色石英的大量出现, 它们也按镰刀形模式分布, 并表明其物源是撒哈拉南部大片的红土区。另外, 从图 8 我们还看到一种可能性, 通过大陆边缘附近样品中相对过多的细颗粒物 (指细于 $6\mu\text{m}$ 的颗粒) 含量的测定, 可以将来自河口的海水悬浮物明确地与尘埃的输送区别开来, 而河口来源的悬浮物可以指示内陆的降水量。在北纬 20 度以北, 贸易风尘埃本身的影响虽然在空间上

还有限，却可以明显地察觉出来，比如表现为陆基上部一个无色石英颗粒带。此外，贸易风还可以使亚马唐尘埃中的较细颗粒在穿过近地面大气层降落时向西南再继续搬运约 500 公里，从而使亚马唐尘埃的镰刀形分布模式略为变得模糊。

总之，这样可以在西非岸外沉积物中将来自两个不同风层的尘埃类型以及河流搬运物相互分开。虽然从尘埃沉积层本身还不能直接得出干旱的结论，可是整个尘埃搬运的强度与北撒哈拉岸外贸易风尘埃带的范围可以对干旱带的规模大小提供一个梗概。最后，运用亚马唐风的位置人们可以有把握地确定在世界气候中起重要作用的热带间汇流 (ITCZ) 或“Tom-Hadley 气团”。按我们今天的认识来看，尘埃颗粒在陆坡以外海水中漂浮搬运的规模与大气层中的搬运相比是微不足道的，因此它对于大范围沉积模式的影响可以忽略不计，其中还包括这样的原因，即大部分颗粒被生物吞食并消化成粗的类粒，从而加速沉向海底 (Koopmann, 1979)。

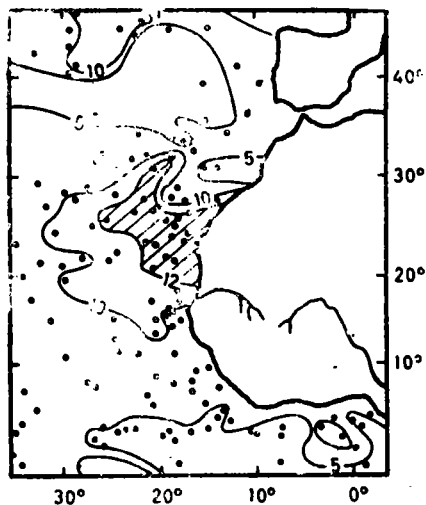


图 7 大西洋东部沉积中石英的分布。以沉积物中除去碳酸盐与蛋白石以后所剩组分的百分含量表示 (据 Kolla 等, 1979)

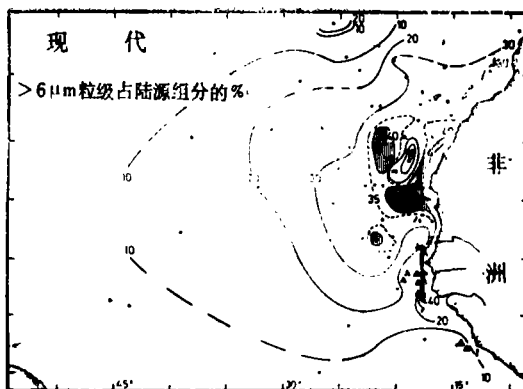


图 8 大西洋北部亚热带区表层沉积中 $> 6 \mu\text{m}$ 的非洲(尘埃)颗粒分部图 (以沉积物中除去碳酸盐与蛋白石后 剩组分的百分含量表示。(撒哈拉西北部北纬 20—25° 之间的串珠状能划出具色石英含量贫乏的贸易风尘埃区。细颗粒物含量明显过多的样品用黑三角标出, 它们主要出现在河流沉积中 (如塞内加尔河口)。(据 Koopmann, 1979)

三、将区域性古气候测定纳入大洋气候地层表

最近三、四百万年以来地史的划分，主要是依据冷期与暖期的交替，以及由此引起的冰盖范围变化与海平面高度的升降。对于这些现象，人们很久以来就分别通过其不同表现而加以观察，比如通过陆地剖面中孢粉谱的变化，大洋中有孔虫组合的不同，古冰碛的位置以及海岸线的变迁等等。然而现在所有这种种现象都可以归结到一种高一级的、十分灵敏的单一标志，这就是大洋水中稳定氧同位素的平衡 (图 9)。创立这种方法的是 Emiliani (1955 年起) 与 Shackleton (1967 年起)。

所测量的是海水中的 ^{18}O 与 ^{16}O 的比例，它记录在海相生物钙质壳体中，并因此能在沉积中保存下来。此项比例主要取决于两个因素：一方面是当地表层水温的上升使比较轻的 ^{16}O 更多地进入钙质壳体；另一重要得多的方面是当海水蒸发使同位素分馏时，较轻的 ^{16}O 优先地离开大洋而去。在大陆冷期，海水减退而

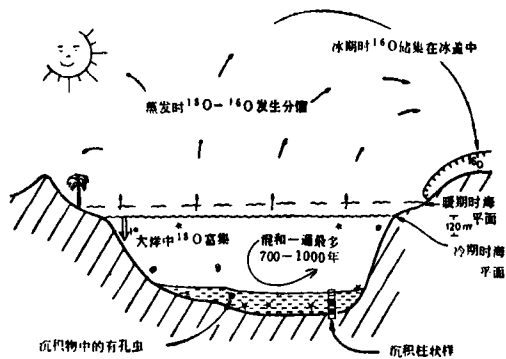


图9 海水中氧同位素的平衡, 其不稳定性, 及其在深海沉积中的记录 (参阅正文)

形成冰盖, 那时 ^{16}O 就会较多地逸去而使较重的 ^{18}O 相对富集于大洋中, 大约洋面每下降10米就富集0.1%。这种同位素信号以很高的时间分辨率向全球传播, 并且记录在沉积物的钙质壳体中, 因为大洋水混和一遍所需的时间最多不过700-1000年, 而从地质角度来看这实际上是同时的。

迄今为止, 已经对150多个深海沉积岩芯的氧同位素以“事件曲线”的形式进行了评价。从这些曲线中得出最近73万年来有20个可作世界对比的冷期与暖期, 而在这之前上溯到第四纪开始约距今180万年时, 大约还有30个冷暖波动, 然而有时波动表现得并不明显。同样, 对于第三纪也已经有许多同位素曲线; 掌握起来复杂得多的 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值也被考虑用于再造古气候。不过能与第四纪事件地层表相比的第三纪事件地层表尚在建立中(Shackleton和Cita, 1979; Shackleton和Kennett, 1975)。例如, 特别显著的波动表现在南极冰盖最早出现时, 也就是3600万年前的早渐新世, 或者在630万年至610万年前的中新世最末期。然而整个说来第三纪的地层学主要还是靠超微化石与微体化石, 还靠古地磁地层学的支持(Ryan等, 1974; Hardenbol和Berggren, 1978)。

已经建立的二百万年以来气候地层曲线的时间标尺正随着每个新的绝对年龄测定结果而

在世界范围内日益细致化, 无论这些年龄数据来自K-Ar法, U-Th法或 ^{14}C 法, 也无论它们来自磁极倒转的测定, 沉积速率的外推, 或者来自黄道轨道参数的周期变化, [这种周期变化的时间序列与氧同位素曲线平行](Hays等, 1976), 从而为米兰柯维奇的古老的概念注入了新的生命力。最为典型的例如象幅度越来越小的三个暖期5e, 5c与5a, 其年龄分别为距今127000-115000年, 110000-98000年, 和85000-75000年(图10)。它们与曾经反复研究过的巴巴多斯三个最新的珊瑚阶地相应(Shackleton和Matthews, 1977), 也可能与欧洲狭义的Eem暖期和后继的Broerup与Odderade两暖期同时(Woillard, 1978)。一些迄今流行的陆地地层学概念, 比如冰期的次数与年龄, 都将需要在大洋气候地层学的基础上完全重新加以考虑(Kukla, 1977)。氧同位素曲线的地层分辨能力一般讲是年龄值的 $\pm 5-10\%$; 在某些关键场合其分辨率还要高些。

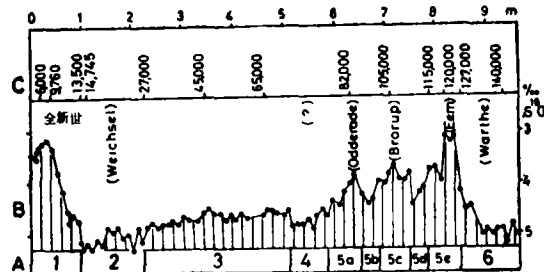


图10 最近18万年氧同位素曲线的一个实例(据Thiede, 1977, 稍加改动)。数据用“流星号”考察船所采岩芯12392-1中的底栖有孔虫测得, 因而记录的是深水区中的情况(B)。冰期各个阶段(A)的大部分绝对年龄数据(C)系由别的岩芯剖面对比而得, 和正文一样, 此处试图将此曲线随气候波动与陆地地层序列相对比。

如果比较一下浮游有孔虫与底栖有孔虫的氧同位素曲线, 可以看出大洋表层水与深层水发展历史中细微的, 但却是有意义的差别, 这

在做沉积速率高、亦即时间分辨率高的深海岩芯样时表现得最为清楚(图11)。例如西非岸外水深约3000米处,亦即在北大西洋深水中,冷期的开始一般比表层水的转折要超前1000-2000年,这特别表现在75000-27000年前的时期里(Thiede,1977;Erlenkeuser等,1980)。由此,对于气候转折的顺序和相应地对于气候转折的控制与预测,可以得到一个初步认识:显然很早就开始的极地海上冰盖的形成,使大洋底层水的同位素成分变重,从而提供了早期信号,然后经过相当长的时间,才使亚热带区的表层水温亦行下降。

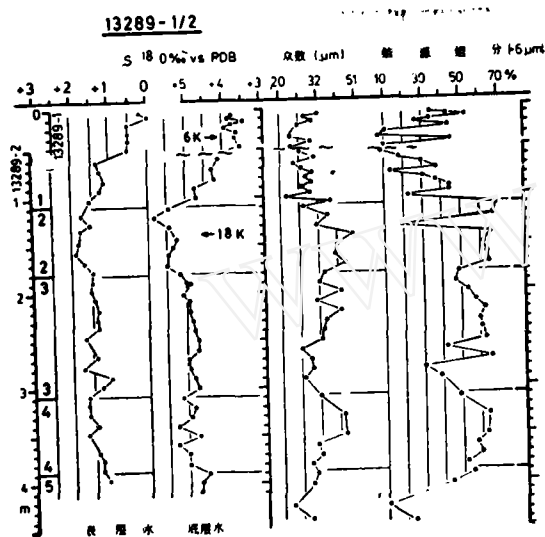


图11 尘埃搬运历史与大洋表层、底层水氧同位素地层序列的相互关系,以“Vald-岩芯13289号为例。气候期见左栏第一“ivis”栏。“众数(Modes)”表示尘埃的主要粒级,而大于6 μm的陆源组分所占的比例则大致表示尘埃的供应量(相对于其它沉积物来源的相对含量)。

最后,图11所示的深海岩芯还是一个突出的例子,表明西非尘埃的搬运历史与大洋气候地层学之间的联系(Koopmann,1979)。岩芯取自现今尘爆的中心,一个稍高于周围地形的海底圆丘上,实际上没有河流沉积物到达。可以看出,主要体现为大于6 μm颗粒的尘埃,其供应量的增加确切地反映了表层海水

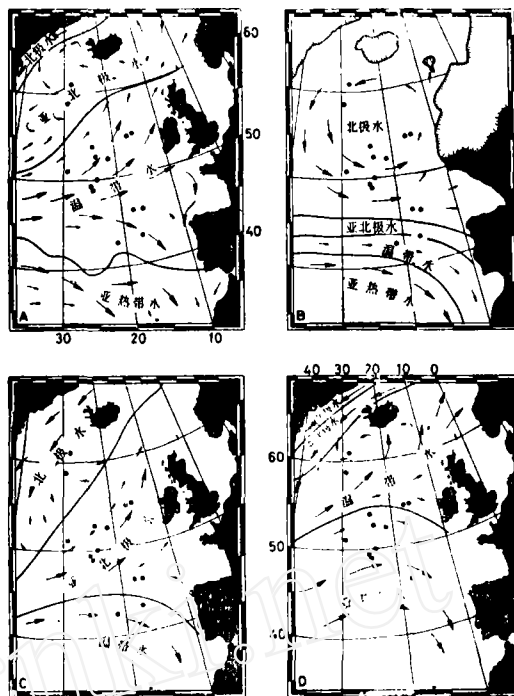


图12 东北大西洋具生态意义的水体与表层水流(据Ruddiman和McIntyre,1976)。本图根据沉积物中浮游有孔虫推得。A、现代;B、约18000年前的冰期最盛时;C、约9,300年冰盖融化阶段;D、约120,000年前的气候最宜期。

氧同位素曲线上的冷期。据推测当表层海水温度下降时,哈马唐风的搬运能力即行加强。冷期结束时,即Weichsel冰期(译注:相当于玉木冰期)末,尘埃量的绝对值达最高峰。这些尘云有一部分甚至最终在极地冰盖上降落,并能大大降低那里的反照率,从而促进了冰的融化(Daansgaard等,1971)。不过尘埃反过来也会减少太阳的辐射。

接着到来的暖期早期1时,出现的是以细粒占优势,可能是河流成因的粒级。然而最近5—6千年来典型的风携尘埃所占比例再度显著上升,这和从那时以来可以观察到的沙漠扩大相一致(图1)。如果把把这个发育过程与12万到11.5万年前的暖期晚期5e相比较,就可以从中看到象气候期5d时那种急剧变冷时期即将来临的预兆(Kukla,1980;Berger,

978)。此外, Molina-Cruz (1977) 在太平洋东部也观察到了相似的序列: 尘埃搬运加强——冰盖形成。

这样, 深海沉积物记录了各种各样的许多气候环境。为了把单一的气候环境作为标准化的典型模式外推到全球范围, CLIMAP 选择了距今18000年, 12000年和6000年这几个时间片段 (CLIMAP, 1976; Cline 和 Hays, 1976)。这些时间片段恰好体现了我们的气候事件中两种极端情况: 距今18000年是最近100000年来温度最低, 持续最久的(单一)冷期的结尾, 而距今12000与6000年都标志着最强暖期的末尾, 亦即最近二次大暖期的最盛期。下面就以这些时间片断为准, 来阐明非洲西北部第四纪的气候变化, 特别是风带的变化。

四、古气候

1. 末次冰期的最盛时期

浮游有孔虫作为动物群组合确切地反映了两极与赤道之间大洋的主要表层水体的分布以及浮游有孔虫所生活的温度带 (Bé 和 Tolderlund, 1971; Imbrie 和 Kipp, 1971)。于是根据沉积物中有孔虫可以重建表层海水的古温度模式。经过 CLIMAP 小组的研究, 北大西洋提供了这方面的一个已经被奉为经典的例子: 例如末次冰期最盛时, 极地与亚热带之间的等温线异常稠密, 密集在大约北纬38至43度之间只有几百公里的狭窄地带内 (Ruddiman 和 McIntyre, 1976; 图12)。在此带的南缘, 墨西哥湾流呈东西向流过, 到葡萄牙附近折而向南。这样, 亚热带水团在冰期时向北达到的海区与今天一样远, 而其水温甚至局部还稍高于今天测得的温度值。

欧、非大陆上气候带的位置与宽度应当与大洋的温度带基本一致。例如在冰期最盛时, 北极——亚北极气候带一直扩展到阿尔卑斯山

以南。从大洋的角度看来, 上述北极——亚北极带与其南边的亚热带(干旱带)只相隔很短的距离, 而温带气候与地中海气候的潮湿带却收缩到最小的程度——或者在局部根本消失。

Manabe 和 Hahn (1977) 根据 CLIMAP 资料用计算机对冰期风系作大型模拟再造, 也取得了相应的结论。但正如本文开始时所提到的, 撒哈拉沙漠研究者的理解或者模式, 在这方面有着很大的分歧。

最后, 西非岸外还有一种对气候很重要的特殊现象, 这就是大洋上升流。上升流使上涌的冷水叠加在加那利洋流的冷水供应上, 这种上升流是由于本区十分典型的平行海岸或稍微离岸的贸易风造成的*。贸易风的干冷空气在冷水之上仍然不饱和水蒸汽。因此与其相邻的海岸带属于地球上的贫雨区, 甚至与其东面的撒哈拉比也是贫雨的 (Schifferra, 1971; Dietrich 等, 1975)。在冰期最盛时, 贸易风与上升流显然大大加强。其证据一方面来自撒哈拉古沙丘体系的扩大 (Sarnthein, 1978), Manabe 与 Hahn (1977) 风向模拟的结果, 以及前已谈过的沙丘沙浊流; 另一方面来自前西属西撒哈拉岸外的生物沉积物在大陆基部的堆积, 这些沉积物具有上升流的特征, 其堆积尤以末次冷期开始与结束时的沉积最为明显 (Pflaumann, 1980)。由此可以推论, 除了具有特殊条件的阿特拉斯山脉以外, 非洲西北部海岸带的干旱程度在冰期时应当更加强烈。

大西洋东部陆缘外的风力与河流搬运物在过去地史中的分布, 可以对这个复杂而有争议的问题提供新的重要论据 (Koopmann, 1979; 图13)。比如, 与 Diester-Haass (1976) 从前的解释相反, 距今18000年前在北纬8度至28度间并无以细颗粒物特别多(以及它的一些标记)为特征的河流搬运物。这样,

* 一个相反的例子是澳大利亚西部, 那里的贸易风向不同, 因此并无上升流与西澳大利亚洋流迭加。

撒哈拉冷期的干旱气候模式就更加具有说服力了。相反地我们看到大西洋上空哈马唐尘埃的粒度加粗、粗到与西欧纬度带的黄土相似。但目前尚难断言，这究竟是哈马唐风的平均风速增大，还是尘爆的频度或浓度增大所致。然而，在西撒哈拉岸外呈旗状的尘埃分布区几乎并未向西延伸，这就说明即使在冰期最盛时，尘埃也是由一个高压旋涡从起初的向西转为向北搬运的。不过由于深海岩芯取样站位分布远远不够密，所以不能详细地确认这种镰刀状结构。

从大西洋沿岸撒哈拉尘暴中心的位置，还可以考察一下古气候讨论中一些根本不同的观点：究竟亚热带大气循环带是移动的还是固定的。根据深海的观察，冰期最盛时这些中心仍然处在与今天相同的纬度带，即 $18^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ 。可见当时至少哈马唐喷射气流，亦即热带Tom-Hadley气团的核心部分，并未向赤道方向延展。西风带向南移动至北纬20度的现象(而据van Zinderen-Bakker (1980)与Rognon和Williams (1977)认为，这就该给撒哈拉带来雨量)，是不大可能的，因为在哈马唐以北，在撒哈拉上空还肯定存在大陆炎热高压。在这方面特别有意义的是冰期时(季节性)南风搬运堆积物的证据，Talbot (1980)相信在萨海尔带的古沙丘区应能观察到此类沉积。

与此直接有关的是贸易风。北纬 $21^{\circ}-27^{\circ}$ 度间的贸易风无色尘埃分布带在现代很窄，但在冰期时无论长度或宽度都比现在广泛得多(图13)。其原因除去贸易风加强以外，可以考虑呈锐角离开大陆的贸易风(地面风)由北北东方向稍转向北东。另一方面，贸易风加强的推断与当时上升流的加强相吻合，与河流搬运物的缺失相吻合，也与Manabe和Hahn(1977)模拟而得的更为偏转离陆的风向相吻合。最后，撒哈拉上空干旱的亚热带气团也与冰期时扩大的沙丘区相一致(图1c)并与大西洋亚热带暖水向北大幅度扩展相一致。

Yaalon和Gannor (1979)在撒哈拉北

缘也找到了今天风携尘埃的飞行路线。因此尘埃在属于西风带的旋风前区可到达地中海东部，最后可到达莱万特(Levante)。Brunnacker (1980)的资料也表明，该风带在冰期最盛时基本上仍保持其位置不变，甚至强度有所增加，因为当时来自北撒哈拉与出露地面的地中海陆架的黄土堆积物在以色列最为发育。

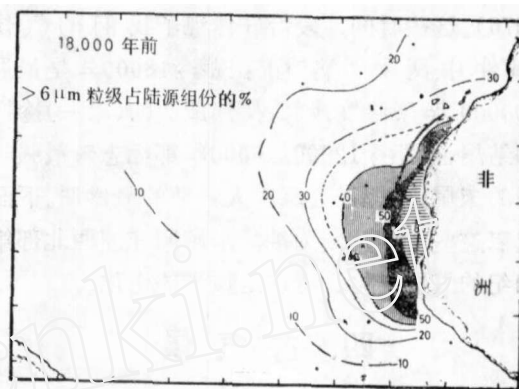


图13 18000年前来自西非的 $>6\ \mu\text{m}$ (尘埃)颗粒在大西洋沉积物中的分布(据Koopmann, 1979)。撒哈拉西北部岸外的串珠状黑线圈出具色石英含量贫乏的贸易风尘埃分布区。

2. 冰后暖期的气候最宜时期

最近的一次气候最宜时期，在南半球是9,000年前，而在北半球则推迟到7,000—6,000年前，当时在西非岸外陆基内段的沉积物中，以细粒河流输出物占优势(图14)。同时我们从深海岩芯的孢粉谱中看出，当时撒哈拉草原植被的发育比现代和冷期时强得多，并且这既见于撒哈拉南部的岸外，又见于北部的岸外(Agwu, 1979; Rossignol-Strick, 1979)。由此可以得出结论：当时大陆上降水量普遍升高，而在气候最宜的暖期，即使假定云层加厚，也应当是蒸发量最高的时候，所以必需降水量超过这种蒸发量的最高值，才会最后形成地面排泄流。许多植被鉴定证明：当时沙丘区一度消失(图1a, Pachur等, 1980)，有广阔的草原区发育，在整个撒哈拉有许多湖泊及

土壤形成，这些都与上述结论一致。此外，这也为北非著名新石器文化的繁荣提供了条件，当时这种得天独厚的气候环境已在美丽的岩石壁画上记录了下来（科隆市博物馆，1978）。

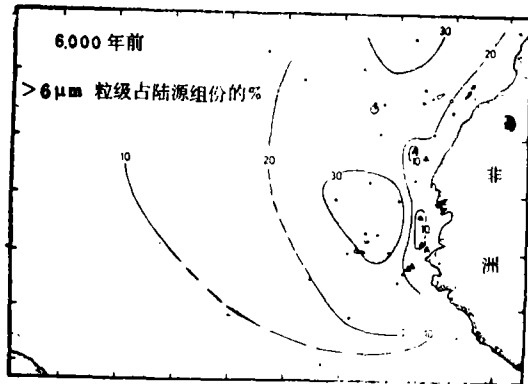


图14 6000年前来自西非的 $>6\ \mu\text{m}$ （尘埃）颗粒在大西洋沉积物中的分布（据Koopmann, 1979）。黑三角标出 $<6\ \mu\text{m}$ 的细颗粒物含量过多的样品。它们主要来自西非大陆边缘的河流沉积物。

然而，从远离大陆的海底沉积物得知（图14）：哈马唐风的尘埃搬运当时并未完全停止，而只是明显地缺乏粗颗粒物而已。重要的是当时哈马唐尘爆中心的位置仍然保持在 18° — 20° 左右。所以，当时这个风带与冰期时相比并没有明显地北移，因而没有使大西洋东部亚热带水域与亚极区水域之间再次插入一个宽阔的过渡性温带，也没有使亚热带水像5e气候期那样进一步北移（图12）。与此相反，当时的贸易风却经历了非常显著的变化，这表现在无色的贸易风尘埃几乎完全消失，同时上升流现象也大为减弱。说明这一点的还有特别喜暖的软体动物群曾一度在撒哈拉沿岸栖居（Petit-Marie, 1980），而深海沉积中上升流标志消失。不过，现代如此稳定的贸易风在全新世最晚期时是否在个别季节里停息，或是普遍地减弱，这一点尚不清楚。

将深海沉积物中所得的信息加以归纳总结，就首先可以对第四纪最近的一次最暖期与

最冷期肯定这样的结论，从而将迄今流行的许多古气候概念从根本上加以修正：与极地和温带区的大气环流相反，撒哈拉的风带在冷期与暖期交替时并未向极地或赤道作明显的移动。同样，亚热带的巨大干旱带也应未作南北向的移动，而只是经历了交替的扩张期与收缩期。如Manabe和Hahn(1977)认为主要是更为偏转离岸的风向引起了冰期时的干旱现象。这种干旱最后还与赤道区大洋上升流加强有着因果关系。上升流将较冷的海水带到海面，使海面蒸发量显然减少，水蒸汽的减少又使热带气旋的形成减弱，而正是热带气旋将大洋的湿度搬运到大陆上来的（Newell等，1975）。此外，海平面下降造成的大陆面积扩大，也对此起了加强的作用。

此外，Bowler（1978）也得以对澳大利亚，从而也能对整个南半球推断出相似的气候发育史。遗憾的是对与之毗邻的印度洋与太平洋深海沉积中的古气候记录认识还不够确切，不能据此对南北两半球气候变化过程的区别与共性作出细致的比较。

撒哈拉在最后一次冷期和现正经历的暖期中的气候图景，已经比较清楚了；但是对于与之不同的第三种撒哈拉气候情况，却迄今很少研究。这是指氧同位素气候期3（见图11）这个漫长而较冷的间冰期，即距今25000年至22000年间。那时潮湿环境扩大到南、北撒哈拉的很大部分，与在澳大利亚的情况相似。根据陆地的资料，这可能与地中海西风带的冬季雨有关（Rognon, 1976）。而在北撒哈拉岸外却与最近一次气候最宜期不同，大陆基部的陆源沉积物中以无色贸易风尘埃为主，只有气候期3的最初阶段即距今60000年前例外。然而，对于整个时间阶段的系统研究，至今尚未进行。

3. 晚第三纪的气候事件

由科研考察船用活塞取样器或箱状取样器

按常规方式所取的深海岩芯和沉积柱状样很少会超过10—20米长，在深海中这样厚度的沉积物最多相当于50万到150万年，但大多情况下还要短得多。然而，现在美国深海钻探船“格洛玛·挑战者号”却在逾十二年以来能从海底取得穿透深度超过1500米的沉积层样品，这就为定量研究大洋气候发展史开拓了崭新的领域，例如在大西洋东部（图15）就为研究最近2500万至4000万年以来撒哈拉区的发展史提供了可能。



图15 “格洛玛·挑战者”号深海钻探船在西北非大陆边缘的钻孔位置（海底地貌据 Heexen与Tharp, 1978）。

当然，法国地质工作者在撒哈拉本身的沉积层系中收集到的种种资料，是讨论晚第三纪古气候的另一个基础，不过正如本文开始时提到的，这类陆地资料总是在年代划分与气候对比上存在着困难（如Conrad, 1969; Michel,

1973）。就是在西北非洲岸外总共16个深海钻孔（“取样站位”）中，也只有少数几个如愿地提供了完整而未受扰动的上第三系剖面，这首先是第141, 366与397号站位（图15）。加上它其钻孔片段断资料的补充，总算凑成一次初步的尝试，把研究第四纪建立起来的方法与思路扩大到更加久远的时间间距中去。

第397号站位首先被选作典型（图16）。该站位于北撒哈拉岸外27°N处，它提供了该处最近一千万年以来八个连续叠置的气候旋回，时间分辨率为100000年（相当于岩芯长4—12米）。局部井段，特别是在晚期地层中，分辨率还要更加精密些（Arthur等, 1979; Shackleton和Cita, 1970）。在此之前的1500万年及其气候史也至少可以概略地示出。

如果上述两种在北撒哈拉岸外轮流占优势，而使各个气候旋回具有其特征的不同尘埃搬运途径基本相似，（正如我们对最近25000年来冰期最盛时与气候最宜期之间的旋回所确定的那样），那末简而言之：冷期时（据同位素证明）占优势的是地方性贸易风搬运的来自局部干涸的陆架与撒哈拉西北区的尘埃，这种优势表现出许多单个的波动韵律，这种尘埃中陆源粗粒的比例很高，同时，普遍含碳酸盐碎屑，粘土组分中富含绿泥石与伊利石，以及极微量的带红色的石英（图16; Chanley和d'Argoud, 1979）。这种“贸易风阶段”主要见于第四纪最近70万年以来，此外在220万至180万年前的上新世末期，660万至550万年前的墨西拿期，约900万至800万年前的晚道尔顿期，最后还有中新世中期时，也都有短时期属于这种“贸易风阶段”。在这些阶段之间延续时间相当长的暖期时，哈马唐风富含细粒物的尘埃搬运物占优势，同样也表现出许多单个的波动韵律。它们呈现为高含量的高岭石、蒙脱石，以及带红色的石英，这也就是说可以从沉积物辨认出其物源区远在撒哈拉南部与萨海尔带（图

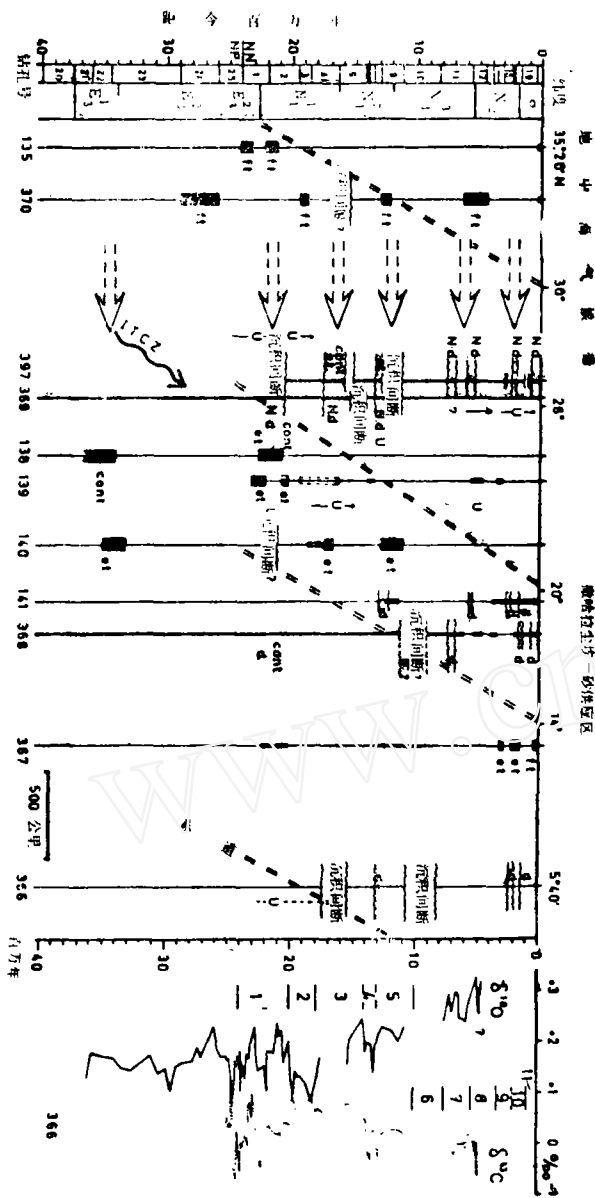


图16 第397号深海钻孔沉积物中记录的近2000万年来撒哈拉北部古气候历史。图上密布细点的时间阶段表示气候明显恶化期，粗曲线与箭头表示主要的尘埃来源与北非气候类型。+H表示比较潮湿，U、表示上升流。砂粒级沉积物中陆源组分百分含量高，具色石英与高岭石含量低，绿泥石与伊利石大量出现证明尘埃来自西哈撒哈拉，具色石英与高岭石大量出现表明尘埃来自南撒哈拉与萨海尔带；植物碎屑（与粘土含量比例高）证明有河流沉积物输入和潮湿气候。

16, 图8)。河流输出物在这个钻孔剖面里只是在第四纪早期可以直接看到一层，属于距今180万至70万年前的气候过渡期，含植物碎屑特别丰富(图16)。

在第397钻孔中也发现了关于撒哈拉晚期第三纪早期历史的一些气候证据，虽然为数甚少，但颇具说服力：在钻井循环泥浆中找到了大量1900~1750万年前，即早中新世的植物碎屑。接着，在1750~1580万年前和1250万年前左右出现了干旱的气候环境，许多浊流砂层中的大量无光泽砂丘石英也证实了这一点(图16)。

概括地说，图17总结了东大西洋深海钻孔中关于撒哈拉第三纪气候史的全部重要观察结果。同时，也应该考虑到板块构造运动的事件：在最近2000万年期间，非洲独自向北漂移了6°(如Thiede, 1979)。总的来看，气候带在这段时间内也必然向南朝大陆方向移动了这么多。由贸易风在最后一次冰期中形成于北纬14~20°之间的海岸外的大片砂丘区，也是同样的情况(图4)。大陆基部地带亦然，如图17所示，可望在那里找到冷期的沙丘沙-浊流沉积物。

上述模式果真通过一系列浊流层得到了证实(Sarnthein, 1978)：在“预言区”内或其边缘的钻孔所揭示的这些浊流沉积中，含有沙丘沙，它们分别属于早渐新世(距今3500万年)、中新世初(距今约1200万年)、上新世末(约300—180万年前)和第四纪。这几段时期清楚地相当于北撒哈拉岸外贸易风尘埃占优势而南撒哈拉岸外哈马唐尘埃供应达最高值的阶段，只是后者更加频繁一些。

同时，大洋上升流作用也正大为加强，至少在早渐新世、中新世初或上新世—更新世之交

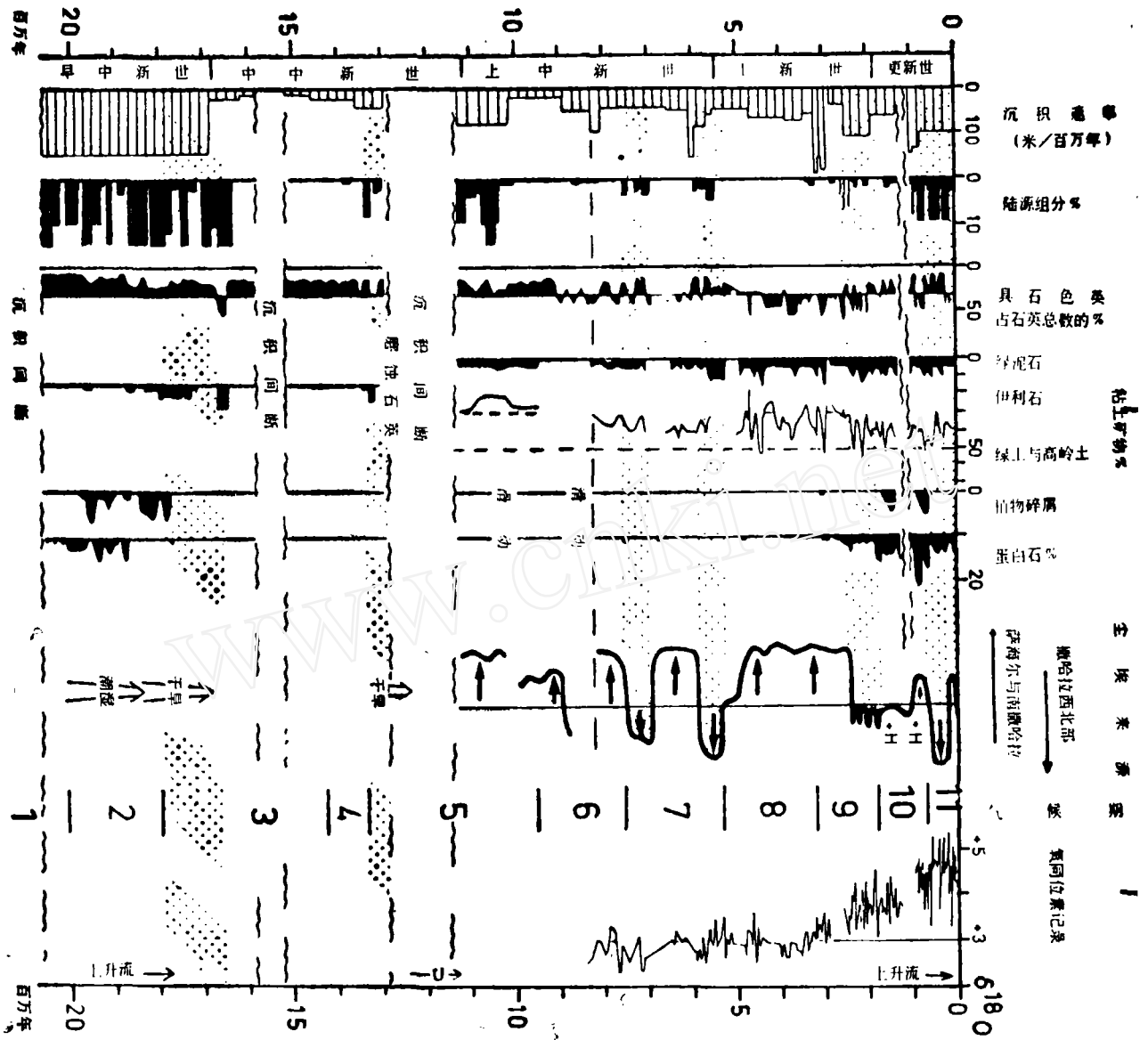


图17 非洲西北大陆边缘一排南北向深海钻孔所揭示的近4000万年来的古环境变迁史，箭头指示气候恶化时期，其依据是哈马唐尘埃(d)与贸易风尘埃(N、d、)的供应增强(由密布细点的时间阶段表示)，风成砂浊积物(e、t、)发育，上升流(U)加强，沿陆缘等深流沉积物发育，以及沉积间断出现。f、t、表示河流砂浊积物。斜向的双虚线表示非洲气候带随着时间而向南偏移，系非洲板块近2000万年以来向北漂移造成。ITCZ为热带间汇流带在夏季的大致位置。第366号钻孔的氧、碳同位素曲线由底栖有孔虫分析而得(据Vergnaud~Garzziin和Rabussier~Lointier, 1980修改)。左边第一栏方块中的数字次序为第三纪钙质超微化地石层分带号，NP与NN分别表示早第三纪与晚第三纪的化石带。

时是如此。此外,大洋深处也局部记录了洋流显著加强的现象:这些洋流在大陆基部造成了“等深流沉积”,而在极端情况下,洋流冲刷可使地层缺失上千米(Arthur等,1979; Diester—Haass和Schrader,1979)。

一般说来,这种海洋气候“动荡”阶段延续不过50万到150万年。从各方面看来这类动荡阶段与第四纪冷期的状况有关,而且既与大气圈的回流、又与大西洋东部的回流有关,特别与海平面下降有关,只要与Vail等(1977)的海平面变化曲线相比较就不难看出这一点。许多这类事件发生在极地冰盖形成的初期和高潮时,而冰盖形成的这些阶段又反映在氧同位素曲线的起伏上(Kennett和Shackleton, 1975; Shackleton和Cita, 1979)。其原因主要在于大洋洋流体系发生变化与转折,例如像渐新世环南极底部水回流开始的时候,或者1200万年前北大西洋深层水形成的时候(Tiiede, 1979)。所以,南极冰盖扩张的最初几次高潮出现于渐新世末、中新世中期与末期,亦即发生在赤道特提斯海道关闭以后。格陵兰冰盖的最终形成只是在上新世末,即发生三百万年前巴拿马海峡关闭以后。地球上曾由于两极中仅一极具有冰盖而使南北半球气候强烈不对称的现象延续了二千多万年,当时的热带北移到了今天的撒哈拉地区,而这种现象随着上述北半球冰盖的形成便行告终。

在北非和西欧的广大地区,如巴黎盆地与上莱茵地区(Dewolf和Mainguet, 1977; Stablein, 1972),第三纪时冷期式的气候波动比较短期地导致了沙漠分布带的扩大。可以推想由此造成的生存空间的隔绝,可能对陆生哺乳动物的演化带来了严重的后果。中新世末距今650—550万年的墨西拿期构成了这类事件中最为惊人的一幕,当时地中海大部地区干涸而形成了巨大的盐盆地(Cita, 1979)。然而北非在晚第三纪大部分时间里应以好得多的气候

条件为主,因为大西洋东部并未发现那时形成的典型干旱期沉积物、贸易风尘埃与沙丘沙。我们只能找到那时有少量的哈马唐尘埃,它和稀少的河流输出物一起决定了北撒哈拉岸外大陆边缘沉积物的成分。这样一幅图景与6000年前最近一次气候最宜期的状况相符合,使人根据推理而猜想可能第三纪时潮湿的草原曾长期在撒哈拉占据优势。Conrad(1969)与Boaz等(1979)曾相应报导过撒哈拉西北部广泛分布的晚第三纪河流与湖泊相的沉积层,而Michel(1973)也报道了晚第三纪时铁帽与红土分布要广泛得多,这两种热带风化残余今天还是撒哈拉南部的典型特征。自此以来它们一直是反复哈马唐红色尘埃的来源,恰如澳大利亚的晚第三纪红土壳是印度洋与太平洋风成尘埃沉积的来源一样,只是在上新世末气候转折时期,才在撒哈拉西北部剖面中出现了最早的沙丘沙,而且复盖了干涸后的古老湖盆。

五、结 语

以最近2500—4000万年以来为例,用粗线条勾勒出北非的古气候历史及其转折是如何记录在大西洋深海沉积物中的。有时深海沉积能比在大陆上更为准确而全面地记录古气候历史。的确,如果与古海洋学中全球性事件作精确对比,可能导致更为深远的结论,可以对气候的形成原因及其交替获得初步的理解。最后,可以由此对长时期气候预报的可能性提供远景。但要达到长期气候预报的目标,还需要进行全面的观察研究。比如说,需要研究而得出更多的各种不同的古气候典型状况。看来特别重要的是以高度的时间分辨率对古气候转折点与最近的气候变化进程作出确切的分析,以期对沙漠天然扩大的自然趋势取得认识,并尽可能地将其与人为影响区分开来。

译自Veroff, Joachim Jungius-Ges. Wiss.
Hamburg, 44, S.47-76, 1980

汪品先译 朱文焕校