

[英]约翰·格列宾著

气候变化

海洋出版社

P447
GLB

气候 变化

〔英〕约翰·格列宾 著

符淙斌 季劲钧 吴祥定 龚高法 译

符淙斌 张丕远 校

TW 53 / 15



海 洋 出 版 社

1991 年 · 北京

107154

内 容 简 介

本书总结了迄今为止人们对气候变化的认识,给出了从冰期开始的气候史及各种时间尺度的气候变化的基本事实,讨论了气候变化的各种理论,反映了当前气候变化研究的水平,提供了进一步研究的基础。

本书可供科研机构、高等院校和有关业务部门的气候和气象工作者参考,也可作为专门从事气候及气候变化研究的科研人员和研究生阅读的一本专业书。

气 候 变 化

〔英〕约翰·格列宾 著

符淙斌 季劲钧 吴祥定 龚高法 译

符淙斌 张丕远 校

*

海洋出版社出版(北京市复兴门外大街1号)

新华书店北京发行所发行 昊海印刷厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 16 字数: 350 千字

1991年4月第一版 1991年4月第一次印刷

印数: 1—900册

*

ISBN 7-5027-0407-8/P·50 定价: 15.00元

· · · · ·

前言

70年代初期，一系列与气候有关的灾害——撒赫尔和埃塞俄比亚的干旱、印度季风区连年少雨、苏联的歉收和巴西的洪水等，帮助我们把注意力集中到这样的可能性，即气候可以而且确实在迅速地变化着，并且在很大程度上影响到我们全球社会的活动。特别清楚的是，在人口迅速增长，而只有十分少的粮食贮存的今天，存在着比以前大得多的危险，也就是说，降水分布有小的变动就可以有大范围的和破坏性的灾害发生。作为一个天体物理学家，我对这个问题的兴趣是作为一个新闻编辑，主要通过《自然》杂志向更多的科学读者报告和解释与气候有关的不同学科的专家们的工作。为了更好地做到这一点，我需要进一步了解气候变化的基础，我希望找一本能够给出这个问题的最新思想和提供最必须的背景材料的标准课本，但未成功。这个想法的失败导致直接编写现在这本作为气候变化基础的评论性书的想法，以提供给对气候有兴趣的一切科学工作者。这本书基本上就是1973年我所需要的那本书，现在包括了更多的最新的进展。

通过编辑这本书，我得到了许多知识。现在比较清楚地认识到，今后几年我们对气候变化的认识将有迅速的提高，这一方面是由于较好的计算机模式的发展，另一方面是可利用的较好的来自大气上空飞行的人造地球卫星仪器的观测资料，还有与气候问题有关的不同学科理论的综合。虽然这种推论不很严格，但从某种意义上说，气候变化的研究，如同20世纪60年代地壳板块构造概念的发展，带来了我们对固体地球认识的革命那样，正作为70年代地球科学的革命发展着。我感谢乐于为本书撰稿，并为我提供了认识地球这个新的革命的发展内情的各位专家。现在，这个问题的重要性是毫无疑问的了。我希望这本书的出版，开始提供出一个复杂而完整的画面，我们能够从中取得在这一领域中工作的兴趣。许多学科在这一领域中还大有发展前途。我希望这本书将有助于促进这一方面的发展。

约翰·格列宾

1977年3月

译 者 的 话

气候变化问题已经愈来愈被人类所重视。当今，了解气候变化的规律，特别是异常气候出现的规律及其原因，不仅仅是气候学家们致力研究的难题，而且是许多国家的政府和人民所关心的重大问题。七十年代以来，相继召开了多次以气候为中心的国际会议，研究粮食、水、沙漠化和能源等一系列同人类社会息息相关的问题时，都离不开气候变化这一个重要环节，从而加快了国际间对气候科学的研究和合作。近年来，作为这一重要趋势的一个反映，一批关于气候变化的专题论著相继问世。本书可谓是这批专著中颇具特色的一本。

本书是英国天体物理和地球物理学家、原《自然》杂志(Nature)主编——约翰·格列宾(John Gribbin)编辑的。编者本人对气候变化有十分浓厚的兴趣，把气候变化称之为“70年代地球科学的革命”。他约请了世界各国许多著名的气候学家，如英国的兰姆、德国的弗隆、苏联的布德科、美国的凯洛格、科克拉等为本书撰稿，同时又吸收了那些与气候研究有密切关系的学科的专家们的贡献，体现了气候变化目前的研究水平。

本书总结了迄今为止人们对气候变化的认识，给出了从冰期开始的气候史和各种时间尺度气候变化的基本事实，讨论了现代气候变化的各种主要假说和理论，包括天文因子、地表特征、火山活动和大气成分变化等，特别讨论了人类活动对气候的影响以及气候与人类活动的关系。虽然不是定论，但基本上反映了这一领域的最新进展。

本书虽然也引证了竺可桢的工作，但对中国气候变化的研究成果包括的尚很不够。

全书由符淙斌(前言、第二章，第四章第一节和附录)、季劲钧(第三章，第四章第二、三节和第五章)、吴祥定(第一章第一、四节)和龚高法(第一章第二、三节)译出并初校。最后由符淙斌、张丕远总审校。

汪品先同志对本稿有关海洋生物学名的翻译工作给予了帮助。

由于译者水平所限，错误和不妥之处在所难免，恳请读者指出。

目 录

第一章 过去气候的研究	(1)
第一节 冰期的地质和地球物理概要.....	(1)
第二节 古植物与气候变化.....	(24)
第三节 同位素研究.....	(45)
第四节 历史时期的气候变化.....	(68)
第二章 全球热收支的平衡	(83)
第一节 地球的热量平衡.....	(83)
第二节 冰雪的近代变化.....	(109)
第三章 天文影响	(125)
第一节 长期效应.....	(125)
第二节 周期变化的研究.....	(131)
第三节 短期效应.....	(142)
第四章 气候变化的模拟	(147)
第一节 海洋在全球气候系统中的作用.....	(147)
第二节 数值模式在研究气候变化中的应用.....	(166)
第三节 模拟的局限性——统计显著性问题.....	(177)
第五章 气候与人	(188)
第一节 人类对全球气候的影响.....	(188)
第二节 气候变化与人类事务.....	(212)
附录 下一次冰河期开始的地球物理模式的背景	(231)

第一章 过去气候的研究

第一节 冰期的地质和地球物理概要

D.H. Tarling

人们对气候变化实况最熟知的证据，也许是过去大约几百万年内中纬度地区巨大冰原的连续进退。人类发明工具、火等等恰恰出现在晚新生代冰期可能不是一种巧合，因为气候带的急剧改变和随之而来的动、植物区系的变化导致迅速的进化，从而有利于那些能迅速适应这种变化，并能改变其影响的生物体。

直接测得的气候变化记录只有几百年的历史（Lamb, 1975），而且，要把自然的气候趋势与由于其他影响造成的气候变化区分开来是困难的。但无论怎么说，辨认气候的周期性并不需要指出它们的成因如何，这是因为大多数气候控制因子有着很强的相互作用性质。当然，最基本的需要是填补地质时间尺度的气候变化与气象记录所表征的气候变化之间在知识上的差距（Lamb, 1975）。然而，地质因子所控制的气候变化仍在持续进行，要想对气候变化作一些了解，就必须把地质因子的影响与其他因子的影响区分开来。例如，要评价大气中尘埃和二氧化碳的增加所产生的影响，或者由于改变淡水河道不注入北极所产生的影响，从研究过去类似的形势入手（Gates & Imbrie, 1975），很可能比计算机模拟的结果（Barry, 1975）要好得多——至少在若干年内是如此。甚至更重要的是，某些地质因子所起的作用，可能比以前想像的要快得多。正如地质记录所表明的那样，如果冰原消融得很快，南极大规模的冰川暴发（ice surges）就可能发生，并且几乎同时（Hughes, 1975）造成海平面在几天内，而不是在几千年内迅速上升。同样，覆盖北欧和北美大部地区的不稳定冰原，也可能迅速地扩展到一个相当大的范围，并很快地引起冰缘条件的发展（虽然要达到它们发展的最盛期需要几千年）。必须在地质记录中去寻找，证明这种机制存在或不存在的证据，而对过去冰原扩张和衰退的知识可能会提供一些线索，根据这些线索，可利用相对较小的小气候因子以防止或减缓其发展速度。诚然，地质学有一句格言：“现在是过去的钥匙”，对气候学可以改成：“过去是现在和未来的钥匙”。即使是时效仅仅几天的天气预报在很大程度上仍然要依赖着过去和现在大气条件的对比。

下面几小节力图阐明以往各冰期的某些特征，并对那些既影响了过去气候变化，又仍可能是现今气候变化原因的各地质因素和地球物理因素的重要性作出估价。很显然，没有一种因素能单独引起气候变化，而且只有对照一下过去的记录，才会更清楚地看出，这些不同的气候控制因子彼此是如何相互作用的。

表1.1为不熟悉本学科的读者给出了包含冰河期在内的古生代时期的放射性测量记录的概要。

表 1.1 包含冰河期在内的古生代地层期的放射性测量的近似年代

		时期	× 10 ⁶ 年以前
二迭纪 (Permian)	喀山期 (Kazanian)		245
			250
		奎谷尔期 (Kungarian)	255
		阿尔丁斯克期 (Artinskian)	270
		萨克马尔期 (Sakmarian)	280
	斯蒂芬期 (Stephanian)		290
			310
		维士法期 (Westphalian)	325
		纳缪尔期 (Namurian)	335
		韦先期 (Visean)	345
石炭纪 (Carboniferous)	杜内期 (Tournasean)		430 ¹⁾
		喀拉多克期 (Caradocian)	450
		蓝代洛期 (Llandeilo)	465
		蓝威利期 (Llanvirn)	475
		阿伦尼克期 (Arenig)	

1) 原文中为480。——译注

以前的冰期

200多年来,阿尔卑斯周围的沉积物和地貌特征一直被认为足以指示出欧洲过去的冰川事件。后来,在欧洲和北美,特别是目前,关于上述沉积物和地貌特征的研究论文和论著大量增加 (Embleton 和 King, 1968; Péwé, 1969; Flint, 1971; Washburn, 1973), 一些关键性的论文已收集成为一卷 (Goldthwait, 1975)。虽然,这类特征无疑是伴随着较早的冰川作用,但是其中很大一部分可能已被慢慢浸蚀掉了,特别是涉及到山岳冰川作用的地方,只是晚期冰川作用带来的碎屑才最可能保存下来。即使这样,大多数沉积物还可能受到河流搬运作用而再沉积,随着冰原融解,这种作用会更强。然而,有些特征 (Flint, 1961, 1975) 可以认为是冰期源地的明显征兆,虽然这些特征都也可能由其他方式产生 (Schermerhorn, 1975), 特别是由浊流 (turbidity currents) 的沉积而产生

(Carter, 1975)。因此, 擦痕面 (striated surface)、鼓盆地形 (roches moutonnées) 等地貌特征通常被认为是最明显的特征。就是这些难得保存下来的特征也可能是其他方式引起的, 若在一个比较大的范围内发现有几处这样的冰川特征, 并伴有冰缘沉积物和低地动、植物群种, 那么这些证据就足以令人信服。然而, 要在气候学上有意义, 这种证据必须指出冰原活动的存在, 而不是证实存在着高地冰川活动, 因为高地冰川尽管在局地是重要的, 但无法用以判断该地区的气候特征。因此, 在一个地势平缓、海拔较低的较大范围内, 发现有这类证据, 就可以毫不含糊地认为出现过冰原, 并伴有重大气候变化。

前寒武纪冰川作用

尽管 28 亿年前的那些岩石差不多全都变质了, 以致不能用来鉴别一个原来的冰川源地, 但在前寒武纪, 至少已辨认出四个冰期 (图 1.1)。其中最显著的是最年轻的凡尔吟期 (Varangian), 大约出现在 6 亿 6 千万到 6 亿 8 千万年前; 这个时期的冰川沉积在北美、格陵兰、斯匹次卑尔根、斯堪的纳维亚、不列颠诸岛、法国、苏联、中国、印度、澳大利亚、非洲和南美洲都已得到承认 (Harland, 1972; Harland 和 Herod, 1975)。迄今为止, 研究得最为详尽和透彻的是苏格兰了, 在那里, 除了擦痕面以外, 冰川的大部分特征都具备了 (Spencer, 1971, 1975)。事实上, 这一时期的擦痕面只是在瑞典和挪威北部才有。还要指出的是, 这些沉积并不都是真正的冰川沉积, 它的冰川特征是由其他原因引起的, 如活跃构造环境中的浊流沉积作用 (Schermerhorn, 1975)。古地磁证据似乎表明格陵兰、斯匹次卑尔根和不列颠的这类沉积物不是在高纬度形成的 (Girdler, 1964; Tarling, 1974), 许多地区出现的层间内、发育得很好的石灰石、白云石和叠层也证实了这一点。虽然这些沉积物的冰川特征甚为醒目, 而且它们当中的一些很可能是冰川源地, 但在最后作出结论之前, 仍然需要进一步研究。

斯特亨冰期 (Sturtian Ice Age, Harland & Herod, 1975) 在澳大利亚、中国、西南非和斯堪的纳维亚被认为是在 7 亿 5 千万年前左右发生的; 格连索冰期 (Gnejsö Ice Age) 大约 9 亿 5 千万年前出现在格陵兰、斯匹次卑尔根和挪威。约 23 亿年前的休罗世冰期 (Huronian Ice Age) 由加拿大的沉积物 (Goagandan Tillite) 和地貌特征清楚地表现出来, 它可能与南非和印度冰川岩屑有关连 (Harland 和 Herod, 1975)。加拿大的沉积物似乎是在高纬度堆积成的 (Symons, 1975), 因此很可能是由极地冰盖衍生出来的。这些古冰期的可靠性将由进一步的研究来证实, 最终则可能确定当时的古地理状况。这个时期的资料除了与银河系旋转等因素可能的年代关系 (见第 7 节) 以外, 要清楚地了解与冰川作用有关的因素是很不足的。

下古生代冰川作用

这个时期内最突出、最有名的冰川沉积物是在撒哈拉奥陶纪岩层里 (Fairbridge, 1974; Allen, 1975), 在北非大部分地区都有发现 (图 1.2), 它们主要是由 Beuf 及其同事们进行的研究 (Beuf, Biju-Duval, Mauvier 和 Legrand, 1968a; Beuf 等, 1968b; Gariel, de Charpal 和 Beenacef, 1968; Rognon, de Charpal, Biju-Duval 和 Gariel, 1968), 某些地区的 U 形古谷呈现为磨光且有擦痕的谷底并铺满冰碛物, 其中一些是流水搬运的, 有的是跌落下来的石头。分级沉积和冰水沉积也表现有永冻冰缘特

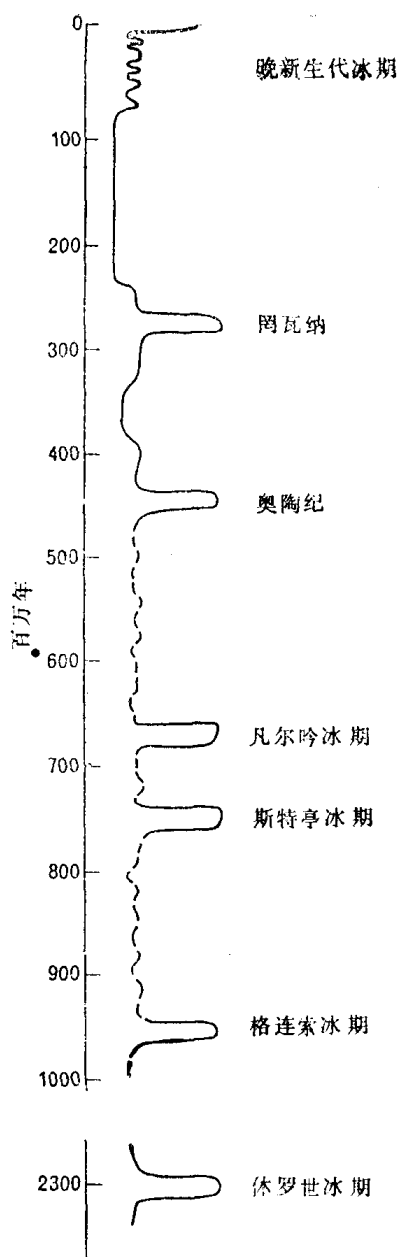


图 1.1 地质时代冰期状况

曲线右边表示几个主要冰原的形成期，每个时期可以包括几次冰期和间冰期；左边表示未知冰川活动的时期；中间位置则表示山岳冰川活动的可能程度。

Herod, 1975)，但这些沉积物中的大多数冰川源地和年代都不清楚。

上古生代的冰川作用

在整个冈瓦纳大陆（南美、非洲、印度、澳大利亚和南极洲），除了晚新生代冰期的冰川沉积物以外，二迭—石炭期（图1.3）的所有冰川活动的沉积研究得最为成功（Crowell 和 Frakes, 1970, 1975）。除了南极以外，大多数是在 19 世纪发现的，而且可能是影响这些地区的地质学家们接受大陆漂移理论的主要因素，而当时绝大多数“北方派”地质

征，附近有龟裂状土纹、锅穴结构等等。这些沉积物的年代还不确切知晓，但在它的地层上面是志留纪沉积物，冰碛岩中含有上奥陶纪动物群，这表明大多数冰川活动可能在喀拉多克期，还有一些是在蓝代洛期。直接测定这些沉积物的古地磁纬度的努力多半是不成功的（Abou-Deeb, 1976），但是根据北非台地较新和较老的岩层进行对比研究，很清楚地看到该地区在奥陶纪位于高纬度（图 1.2），而且这些沉积物源于极地冰盖。尽管大部分沉积物是位

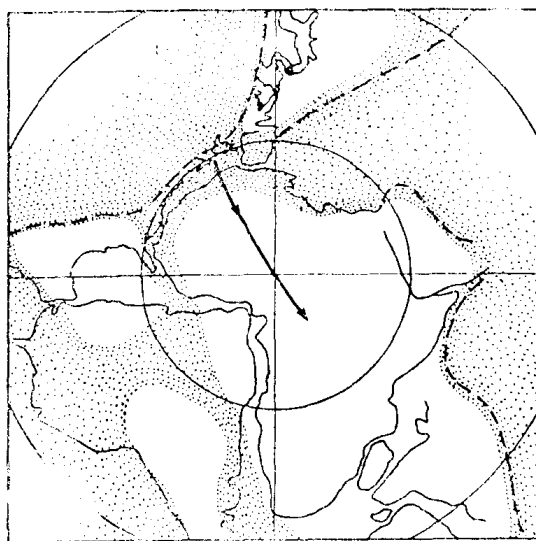


图 1.2 奥陶纪（撒哈拉）冰川活动的古地理分布

现在还不知道当时大陆的边界，图中给出的海岸线只是大体上作定位用的。该时期相对于大陆的极地移动（粗箭头）只能粗略地表示，在指明的位置内可能摆动 20° 左右。下古生代时期内移动方向则是图的左上方到右下方。

于不含化石的水里，但还是有一些沉积物里出现了海洋沉积物，这说明它是在海面或接近海面的。奥陶纪的冰川沉积也在许多地方得到承认，像南美、南非（也可能是石炭纪的）、西非、纽芬兰，还可能有不列颠（Harland 和

学家是不愿考虑这种理论的。

(a) 南美

直到本世纪初,南美才报告有晚古生代冰成岩(White, 1907),但是,现已发现,仅在巴拉那盆地就广达 150 多万平方公里。尽管大多数冰川物质,尤其是沿安第斯山脉边缘的露头都经过再沉积作用,但所有经典的冰川活动特征都还能辨认出来,包括冰碛物,带有擦痕的台地、冰川切割、冰川谷、滴石、棱石、羊背石、蛇丘等等。在安第斯山及其南面的一些沉积物虽然可能与山岳冰川或山麓冰川作用有关,但巴拉那盆地的沉积物似乎肯定是冰原衍生的(Frakes 和 Crowell, 1969)。冈瓦纳地层中最老的冰川沉积物是在帕加松盆地发现的,根据植物群看,那可能是在维士法时期以前(Kemp, 1975),在利奥帕朗索流域的冰川沉积物被认为是在石炭纪早期(Frakes 和 Crowell, 1969)。中石炭纪和上石炭纪的冰川沉积物亦有发现,不过最大的冰川范围还是出现在石炭纪末期和二叠纪初期(图 1.2)。在巴西局部地区看来曾有冰川作用,很可能是在高山并且区域很小,一直维持到亚丁斯克期甚至还要晚些(McClung, 1975)。这是整个冈瓦纳大陆时期内的冰川作用的最长记录,据估计至少有 17 次冰川进退的周期,这也许是至今确定冰川波动的最大数目,这一点可能是很重要的(Rocha-Campos, 1967)。

(b) 南非

自从对晚古生代冰期的冰川沉积开始有著述以来(Sutherland, 1870),人们据德威

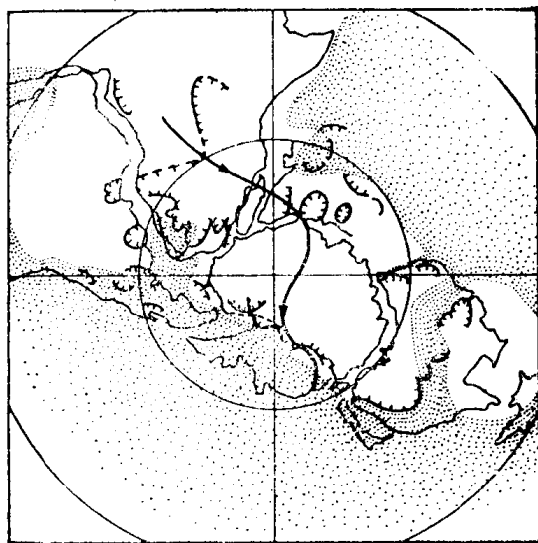


图1.3 冈瓦纳冰川作用

当时的冰原分布由枝状线标出,尽管年代是否一致还有疑问,但这些冰原活动大多数是在二叠纪。当冈瓦纳大陆一开始漂移,各陆地上的冰原就几乎同时消失,极地 toward 太平洋靠近。虽然极地移动路径比在奥陶纪(图1.2)容易确定些,但从下石炭纪到中二叠纪的运动位置也只能粗略地由带箭头的粗线表示,误差可能在 10° 范围内。

Anderson, 1975)。虽然山岳冰川特征无疑地被确认为是局地范围的,但这里所揭示的大部份冰川作用是出现在较低的高度上,并且具有极地冰盖的形式。最晚的冰川沉积物似乎出现在刚果,可能是由高原冰川作用引起的,由此提出了一个亚丁斯克期(McClung, 1975)。

卡冰碛石及其相应的擦痕面、充满冰川岩屑的冰川谷等其他特征,对其冰川源地几乎没有什么怀疑。很多看过露头的地质学家,尽管愈来愈多的人认识到河流再沉积的影响程度(Elliott, 1975),但还是确认了它的冰川源地(Frakes 和 Crowell, 1970a; Crowell 和 Frakes, 1972)。已经确认了几个冰川舌,其中一些发源于大陆的东南部,另一些由该大陆伸入当时毗邻的南美大陆(图 1.3)。通常认为,这些冰舌年代很相近,它们向不同方向的流动说明有局部地形的影响(Matthews, 1970; Rust, 1975),但已经确认该时期内至少可划分出 4 个主要的冰川进退周期(Theron 和 Blignault, 1975)。尽管目前的研究指出冰川最强作用基本上限于石炭纪最晚期至二叠纪最早期(Kemp, 1975),但许多露头里的植物群仍表明石炭纪和早二叠纪的大部份时期内都有冰川活动(Plumstead, 1973)。在卡罗沃盆地冰川作用层的顶部附近发现有早二叠纪的海洋动物群,也证实了这一时期的存在(McLachlan 和

(c) 印度次大陆

塔切尔冰川作用是晚古生代冈瓦纳冰川作用中最早得到承认的(Blandford, Blandford 和Theobald, 1859), 并且是说服地球科学家相信大陆漂移的至关重要的证据, 因为这些冰川沉积物意味着冈瓦纳冰川作用的伸展范围超过了赤道, 也就是说, 如果各个大陆当时都处于现在的位置上, 不言而喻地说明发生了世界范围的冰川作用。现在一些位置偏北的大陆都还保留着当时赤道的特征, 这一事实提供了有力的证据, 说明这些大陆与旋转轴的相对位置和各大陆之间的相互位置都与今日明显的不同。许多地区的冰川床得到确认(Frakes, Kemp 和Crowell, 1975), 包括一些永冻层、冰碛物、冰溜湖等等(图 1.3)。虽然新增加了许多动、植物证据, 证明大部份冰川作用限于石炭纪末和二叠纪初, 主要是在萨克马尔期(McClung, 1975; Kemp, 1975; Shah 和 Sastry, 1975), 但从植物群来看, 一般说从维士法到萨克马尔期都有冰川活动(Frakes 等, 1975)。这次冰川作用至少包括有三次大冰川事件, 正如很多地方海浸范围扩大所指出的, 它是处于一个地势较低接近于海平面的时期(Casshyap 和 Qidwai, 1974)。然后, 很快出现了最后一次叠加着小振动的冰川后撤(Ghosh 和 Mitra, 1970)。

(d) 澳大利亚

阿德雷得附近的古生代冰川沉积物几乎与印度相同时期的首次冰川沉积物同时得到确认(Selwyn, 1859), 以后在澳大利亚的大部份地区陆续仍有发现(Crowell 和 Frakes, 1971)。这些沉积物具有山岳冰川和冰盖两种作用的所有特征。在台斯曼地槽附近的山区, 冰川作用至少从维士法期开始, 直到石炭纪末还保持活动, 只是这时高山已被强烈侵蚀。从动物群和沉积物证据可以清楚地看出, 从纳缪尔期最初阶段气候就开始急剧的变化, 植物群的多样性明显减弱(Morris, 1975), 海洋动物群发生变化, 真正的礁石消失, 随之而来的是占主导地位的灰岩停止发育(Runnegar 和 Campbell, 1976)。虽然接近斯蒂芬末期西部地区有冰原存在, 但在澳大利亚东南部山岳冰川活动或许是在萨克马尔期冰原形成之前才停止的。在萨克马尔期结束时, 尽管冰原基本消失, 但某些地区仍残留有冰川, 这可由昆士兰, 也许还有塔斯马尼亚发现该时代漂浮岩屑所证实。当时海面十分辽阔, 澳大利亚西北部和台斯曼地槽之间在大部份冰期时期由海洋直接沟通。现在虽已承认这一时期内至少有三次冰川作用, 但对冰川事件活动次数的估计很可能是偏低了。

(e) 南极洲

尽管大陆漂移说的倡议者很久之前就怀疑这块大陆上有古生代冰川作用, 但真正的证据直到 1960 年才发现(Long, 1962), 现在所知道的沉积物主要在沿大陆东部横断山系和西部的埃尔沃斯山(Frakes, Matthews 和 Crowell, 1971; Elliot, 1975)。然而, 由于通道和直接观察的困难, 对这些沉积物及其陆地性的了解一直受到限制, 再加上缺乏诊断化石, 这意味着我们只知道该地区冰川活动停息在泥盆纪以后, 上面覆盖着二叠纪沉积物。Frakes 等人 1971 年指出, 在石炭纪和下二叠纪, 南极大陆漂移穿过极区, 造成不同时期, 不同地点的冰川作用。现在看来也有可能是在石炭纪末至二叠纪初出现的一次(Barrett 和 Kyle, 1975; Kemp, 1975), 不过还无法证实。就古地理角度来说(图 1.3), 必须注意到有证据表明侏罗—白垩纪南极洲相对于东南极洲的走向滑动。因此, 那时候沿横断山系有地台岩块(Barrett 和 Kohn, 1975; Elliot, 1975), 而大陆西部大部份地区则是地槽堆积物的遗址。

(f) 其他地方

只有两处的冰川活动遗迹与冈瓦纳大陆的冰川作用时期相同或差不多, 因为沙特阿拉伯书第德砂岩现在已经被证明它既不是冰川源地也不是二迭—石炭期的 (Hadley和Schmidt, 1975)。

(i) 二迭—石炭纪北美马萨诸塞州斯奎特姆“冰碛岩”看来是一个非常局地性的沉积 (Newell, 1957; Dott, 1961), 虽然有人认为有一个冰川源可与它的纹里结构相对应 (Rehmer 和 Hepburn, 1974), 但它已被证明很可能不是冰川沉积 (Frakes等, 1975)。很清楚, 仅从它的窄小范围来看, 就知道它与冰冠作用无关, 因而不能作为北美古气候的重要指示物。从动、植物群和沉积物特征 (Chaloner 和 Meyen, 1973; Milner和Panchen, 1973) 以及古地磁 (Turner 和 Tarling, 1975) 等研究推断, 该时期北美古气候几乎肯定是赤道到热带的气候。

(ii) 在俄姆隆河, 即维尔霍扬斯克山脉以东和鄂霍次克海东北面的海洋聚层中发现有冰川沉积物 (Mikhazlov, Ustritchii, Chernyak 和 Yavshits, 1970)。除了澳大利亚东南部、刚果 (Kemp, 1975) 和巴西 (McClung, 1975) 一些孤立的沉积物外, 都被确定为喀山期的, 因此比所有冈瓦纳冰川活动都要晚。这些沉积物当时不在西伯利亚主体台地下, 而且安加那古陆可能与西西伯利亚地盾是分开的。尽管对沉积物还需要进一步了解, 但从原来就在这一地块上的安加那植物群来判断, 它们是冰川作用的结果 (Meyen, 1970; Chaloner 和 Meyen, 1973)。此外, 安加那和冈瓦纳植物区系演化接近一致, 表现出类似的气候状况, 这很可能是西伯利亚地盾的这一部份当时的位置就在偏北的高纬度, 晚些时候才与欧亚板块主体接合。

晚新生代冰期

对晚新生代冰期中最近和最大的几个阶段的了解, 比起其他阶段来要多些, 与此有关的沉积物与现代冰川作用可为认识以往的冰期提供诊断特征。这类沉积物的特征在许多教科书中都谈得很全面, 尤其 Flint (1971) 写的一本书论述得相当详尽, 在此无须赘述。然而, 深海沉积物的研究使我们对这些冰川作用的了解有了长足的进展, 这里有必要简单回顾一下有关冰川开始变化时间的证据。

晚新生代冰期原来被称为大冰期 (Great Ice Age) (Geikie, 1874), 它的冰川沉积物第一次出现即被定义为更新世的开始。上新—更新世的分界线一直定义在地中海地区气候开始变冷的时候 (Gignoux, 1913), 约距今 170 万年前, 但北半球明显的冰川作用是从三、四百万年前开始的 (图 1.4)。从冰岛沉积物层次来看, 过去 310 万年内至少有 10 次冰川进退周期 (Einarsson, Hopkins和Doell, 1967)。在南半球有更早的冰川作用 (图 1.5, 1.6)。用澳大利亚和南美二迭纪以来动物区系状况进行对比 (Colbert, 1973; Cox, 1973, 1974; Denton, Armstrong 和 Stuiver, 1971; Keast, 1973), 可以看出从中二迭纪一直到白垩纪末, 沿南极东大陆迁移路线, 气候至少是温和的, 或许是温暖的, 这不一定是气候的变化, 因为这一时期形成新的可航区 (seaway), 阻碍大陆沿此路径进一步移动。对南极和当时与它仍然相连的澳大利亚岩层中沉积物研究表明, 这里一直维持比较均衡的气候, 而且这种温和气候在南极洲部份地区持续了第三纪大部份时期, 只是到中新世才开始出现急剧的动、植物群变化, 这和北半球冰川作用有些类似, 但可能开始得要早些。

根据南部海洋冰川沙、冷水有孔虫等深海沉积物的调查，以及粘土矿物和古温度的研究 (Emiliami, 1954; Denton 等, 1971; Margolis 和 Kemet, 1971; Anon 1973a, b; Jacobs, 1974; Blank 和 Margolis, 1975)，说明南极洲的冰川作用在晚白垩纪、早始新世，中始新世晚期、渐新世、下中新世和晚中新世都是活跃的，他们还给出了过去 500 万年详细的气候振动状况 (图 1.6)。

虽然还没有确凿的证据来说明第三纪初南极洲冰川作用的性质，但看来中新世以前很大程度上仅仅是局地的山岳冰川作用，因为，深海资料表明冰川作用不象晚中新世那样强烈。此外，南美的冰川作用只是表现为约 350 万年前海洋的变冷 (Mercer, Fleck, Man-

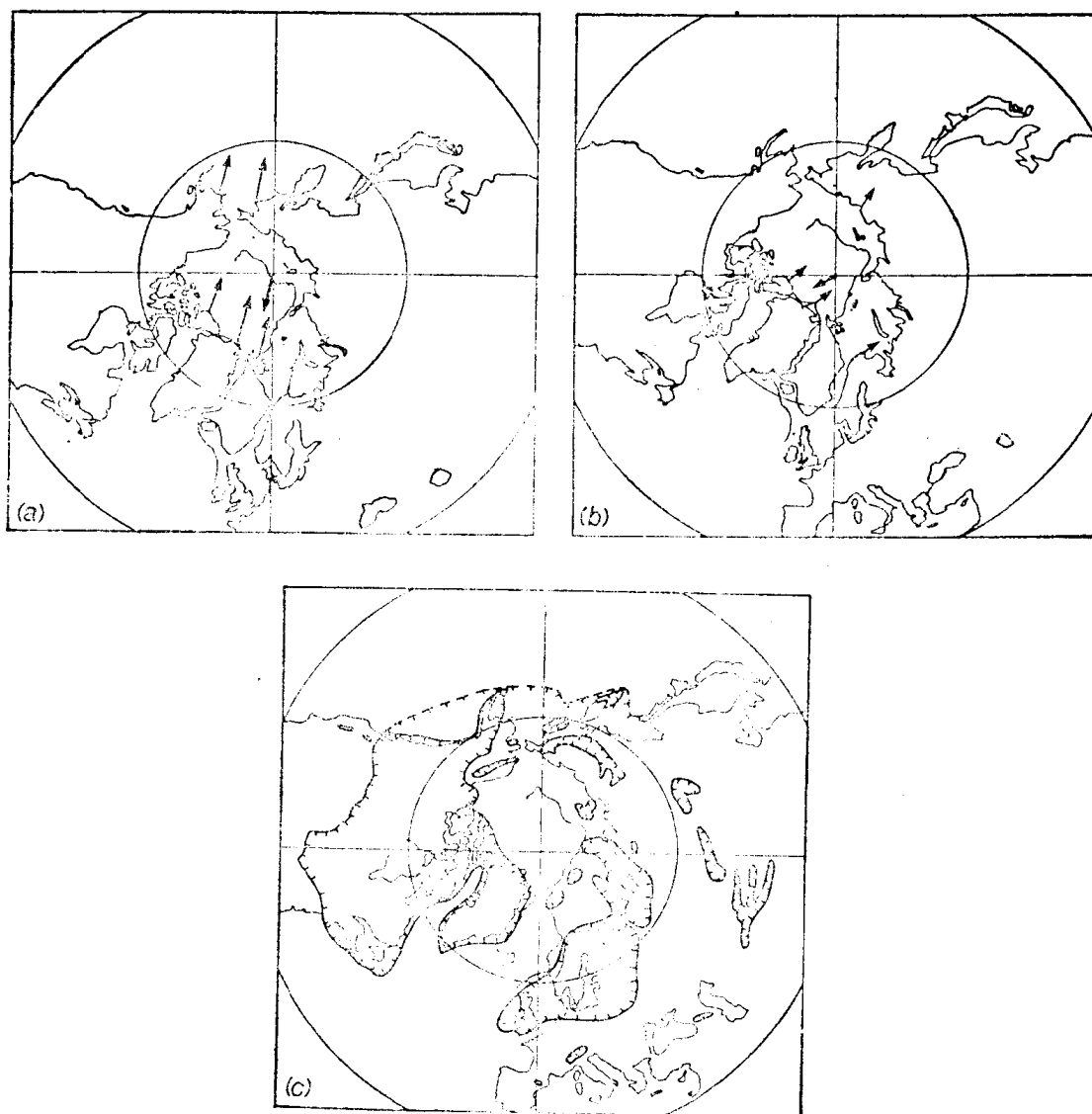


图 1.4 北半球晚新生代古地理变化

虽然当时冰原在扩张和收缩期，南、北半球的海岸会有较大变动，但为方便起见，仍标出目前的海岸线。图中给出格陵兰和欧亚地区 1000 米等深线，用以说明北大西洋深层水不冻过程。几个时期为：(a) 中新世；(b) 更新世；(c) 第四纪。从北极向外的箭头表示极点相对于北美大陆的运动，其时期为：(a) 中新世到上新世；(b) 上新世到现代。类似地，相对于北极的大陆位移也在这两张图上表示出来。第四纪冰原最大分布用锯齿状线在 (c) 图中绘出，这是根据 Flint (1971) 的分析。

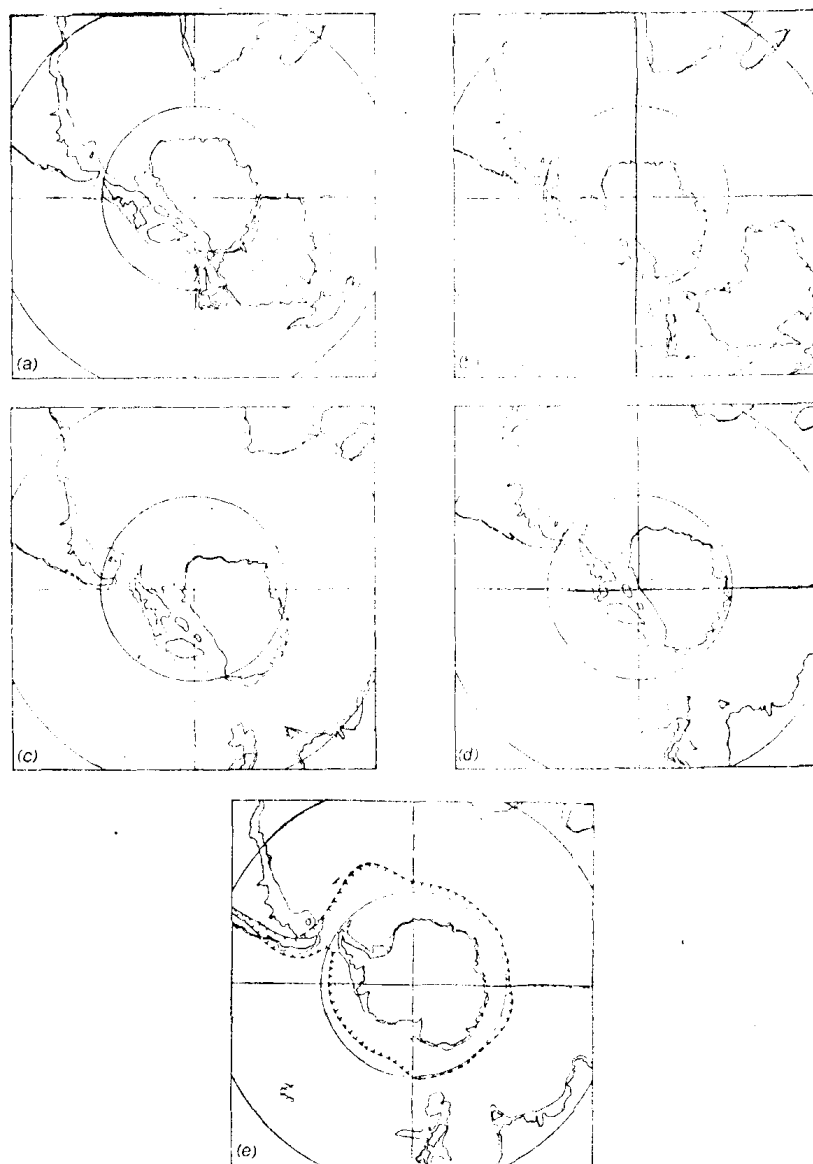


图 1.5 新生代南极附近古地理状况演变

几个时期为：(a) 始新世；(b) 渐新世；(c) 中新世；(d) 上新世；(e) 第四纪。

南极洲西部海岸线是近似地根据现代冰盖下面 800 米的陆地面，由此可以设想均衡再调整的作用大小。沿着南美太平洋边缘，南极西部或新西兰一带构造活动的调整还在无法给出。第四纪冰川作用的最大范围（锯齿线）是根据 Hughes (1975) 分析结果

kinen 和 Sander, 1975)，不过在澳大利亚的这次中新世变冷，动植物群都有明显变化。南半球大的冰盖活动可能直到晚中新世才开始，第三纪初期的冰川作用是山岳冰川型，而不是冰原 (Drewry, 1975)。两个半球冰川活动的主要差别在于，间冰期时北半球陆地上的冰全都消失(当时北冰洋区有无浮冰尚有争论)，但南极洲的冰川活动仍在继续 (Markov, 1969; Mercer, 1972; Keany, Ledbetter, Watkins 和 Huang, 1976)，冰原前缘的前进和退却，造成周围海洋冰川最厚沉积面积的振动。第四纪冰原一般分为两类 (Andrew, 1975)，一类是目前格陵兰和南极冰盖，是稳定冰盖的个例，另一类是不稳定的，像范围很

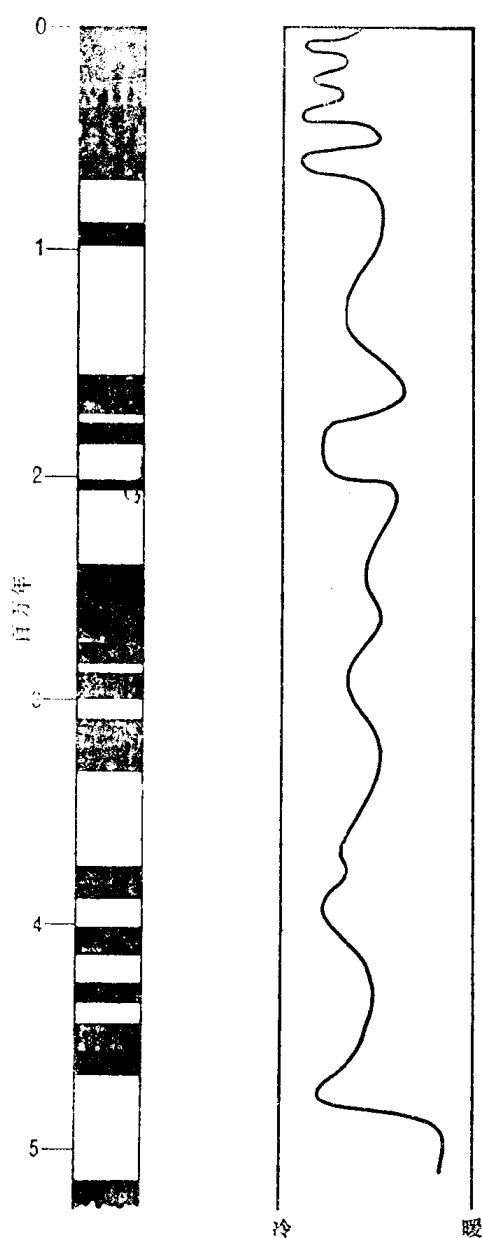


图 1.6 过去500万年来温度变化总趋势
年代和极性变化 (Tarling 和 Mitchell, 1976) 是根据 Theyer (1962), Blank 和 Margolis (1975) 的曲线综合得到的。需要强调的是, 绘制出的温度变化仅仅是趋势, 无法作出定量解释

期数 (Damuth, 1975)。这些周期很可能是天文因素造成的。Evans (1971) 曾详细评述过这类资料, 在本书第三章还要专门谈到这些周期的性质及其真实性, 这里不作进一步讨论。深海沉积物的气候记录是根据岩石学、古生物学研究以及微体化石氧同位素研究得到的。

高纬度深海沉积物中, 冰载沙粒的形态是冰川活动的明显标志 (Kellog, 1975; Keany

大的劳伦和斯堪的纳维亚冰原, 它们形成、消失可能都很快, 环境状况稍有变更, 冰原就会有响应 (Flint, 1971; Hughes, 1975)。

遗憾的是, 对两个半球冰原的特性与演变几乎没有什么情报。以往对其演变的论述, 大多数是依据冰原生长与消亡的理论模式, 很少有实际资料。尽管不断有新的证据表明不稳定冰原消亡是迅速的, 可能经过 2 万年就全部消失掉, 但关于它们起始发展的速度, 仍然有很大的争论。深海沉积物表明, 在海洋变冷之前出现有相当多的冰载物质 (Blank 和 Margolis, 1975), 而且极盛冰发展期与南极、印度洋海洋环流速度明显增强有关, 这时来自南极底层冷水增多, 造成海洋迅速变冷 (Blank 和 Margolis, 1975; Fillon, 1975; Kennett, Watkins, 1976)。因而, 是南极冰盖的形成引起海洋变冷和环流作用, 而不是较冷的海水引起冰川作用。在冰川作用开始与海洋变冷之间的时间差不很清楚, 很可能需要 1 千年使南极底层冷水在赤道地区上翻 (参阅附录)。

第四纪气候变化

在许多书 (Butzer, 1964; Embleton 和 King, 1968; Péwé, 1969; Evans, 1971; Flint, 1971; Washburn, 1973; Wright 和 Moseley, 1975) 和本书的若干章节里都谈到最后一次冰川前进以来的气候变化的记录。这种气候变化的建立, 很大程度上是根据 5 百万年来深海沉积物 (Berger 和 Roth, 1975) 里一些气候指示物的研究给出的 (图 1.6)。虽然在较近代的沉积物中记录有 2 万年的周期, 但在 50 多万年的沉积物中只表明可能会有一个大于 10 万年的周期, 那么过去 170 万里就可能有多达 20 个的周期

等, 1976), 而在低纬度, 碎屑沙粒的粗糙度总的来看有所增加, 很可能反映出暴露于风成输送的冰缘面积的增加趋势。尽管粘土矿物在成岩作用变化或因适应底层海水变化过程中其组成成分可能分解, 但粘土矿物学的变化(Jacobs, 1974), 尤其是碳酸钙含量的变化百分数(Damuth, 1975), 都是海面水温变化的指标, 类似的考虑方法也适用于古生物学的证据。例如, 在岩石学研究中, 分析古生物证据时, 排除其中再沉积物质的可能性总是困难的一件事情。动、植物的组成虽然受盐度和捕食习惯的影响而造成上层海水中的局地性分布差异, 但在很大程度上还是取决于温度(Ramsay, 1972)。这些有机体死后堆积在海底, 深海沉积物的化石含量将过滤性地反映出上层动植物的组成, 因为某些软体类动物沉落或是位于海底时, 它们的介壳会全部或部份地溶解。在沉积物中识别出一种特别的生物, 例如敏纳园轮虫(*Globorotalia menardii*)就能很清楚地表征当时海面水是温暖的, 如果微体化石中缺少它, 表明海水是冷的(Corliss, 1975)。类似地, 从骨骼测试中左旋或右旋的形态, 也可以鉴别温度高低(Ericson 和 Wollin, 1956)。对动物群体的总体研究可以较好地定量估计温度(Corliss, 1975), 因为化石中的群体微小的变化也可用来说明相对小的温度波动。这是仅对几个相对集中的生物种进行调查, 是不能很好地反映出来的。

在沉积物或冰芯里, 骨骼残骸中氧同位素 O^{18}/O^{16} 比率, 只要后来没有发生化学变化, 都是随着骨骼或冰形成时的温度而不同的(Emiliani, 1954; Bowen, 1966, Shackleton 和 Opdyke, 1973; Emiliani 和 Shackleton, 1974)。格陵兰和南极洲冰盖中用这种方法进行的研究(Gow, 1968; Dansgaard, Johnson, Clausen 和 Langway, 1971; Dansgaard 和 Hammer, 1974)在确定过去8到15000年的温度振动方面特别有价值, 但对较早时期的年代确定则愈早愈难, 较深处的再结晶作用增加了它的不确定性, 而且用以确定年代的年度分层也模糊不清。使用深海岩芯确定年代往往更不精确, 但同位素研究可以伸延到几千万年的温度变化(Saito 和 VanDonk, 1974; Savin, Douglas 和 Stehli, 1975)。过去几千年温度的详细变化可以很好地揭示出来, 在这以后, 骨骼残骸的再结晶作用造成氧同位素比例变化越加难以确定。在个别样本中目前还存在着化学变化的问题, 这就需要确保分析样本大小都一样, 例如有孔虫, 同一有机体的不同部份往往比率有变化。氧同位素比率对有机体生活的水中的盐度变化也很敏感。因此, 同位素变化只能用来表征温度变化的趋势, 要作为温度的绝对值是困难的。

确定过去几千年气候变化成因的最重要的研究也许是力图阐明高层大气里 ^{14}C 含量的变化。通过树木年轮标本中碳同位素含量可以监测到既准确又逼近的数据, 年轮标本是由树木年代学方法来确定年代的(Damon, Long 和 Grey, 1970; Suess, 1970a)。 ^{14}C 观测值与预报含量之间的差别可能部份地反映出大气和海洋储藏库之间相互交换作用的变化, 但更为可能的或许是反映太阳常数的变化, 或者反映作为太阳辐射障碍的电离层本身的变化。这些不同原因造成的 ^{14}C 含量变化, 虽然看起来与磁场强度变动关系很密切, 说明电离层影响很可能是首要的控制因子, 但目前要作出很好的估计还是困难的(Bucha, 1970)。此外, 要了解上述这些影响造成怎样的短期变动也是不容易的; 且整个相互作用显然也是复杂的(Suess, 1970b)。如果能得知纹泥沉积物地磁特性与厚度之间的关系, 就可以进一步澄清, 因为一个区域内的纹泥厚度也能反映温度变化。

目前, 大多数技术手段存在的主要问题是只能作为温度指示物, 它即使是很重要的方面, 但也只能是整个气候进程的一个方面。大多数降水证据是对陆地沉积物进行冗长而乏味