

环境流体力学——它的意义、内容和方法*

李家春

(中国科学院力学研究所)



李家春,中国科学院力学研究所研究员,博士生导师本刊副主编。1940年生于上海市,1962年毕业于复旦大学数学系力学专业。1966年研究生毕业后,在中国科学院力学研究所工作,现任该所学术委员会副主任,环境流体力学研究室主任、兼任《力学学报》,《力学进展》,《应用数学与力学》编委,迄今发表流体力学与应用数学学术论文40余篇。曾获得第四次(1989)国家自然科学基金四等奖。

摘要 由于世界范围的环境问题日趋严重,向力学工作者提出了挑战,本文作者就环境流体力学的重要问题,研究范围与方法进行了综述,提出了自己的见解。

关键词 环境流体力学,气候,生态,污染,灾害,生物圈

环境流体力学是研究同人类和生物在地球上生存环境及其变化趋势有关的流动问题的一门科学,是流体力学的重要分支。

近一、二十年以来,由于世界人口爆炸与工业发展,人类正面临着世界范围的环境污染,生态恶化,灾害频生的严峻形势。当前最紧迫的环境问题有:

• **气候全球变化** 由于毁坏森林与大量使用矿石燃料,使大气中 CO_2 含量从工业革命前的 280ppm 上升到 1988 年的 350ppm,廿一世纪预计可达 600ppm。其它温室气体含量亦在增长, CH_4 正以每年 1% 的速度递增。人们预测到二十一世纪中,全球平均气温将上升 1.5—4.5℃。其后果是气候带与动植物带迁移,生态功能下降;海平面将上升 3 英尺,许多重要城市和良田被海水淹没,局部地区干旱严重,水资源紧缺。

• **臭氧空洞** 由于人类长期以来使用氯氟烃为制冷剂,发泡剂,烟雾剂,使空气中 CFC 含量倍增,破坏了臭氧层,在寒冷地区尤为严重。南极上空臭氧减少 50%, 并形成了面积一千万平方公里的空洞, 北极上空也有征兆说明破坏严重。由于大气层因此而不能阻挡 Uv-B 波段的紫外线,人类皮肤癌、白内障患者将激增,多数动植物与浮游生物亦将受害。此外,氯氟烃亦是温室气体。

• **厄尔尼诺与南方涛动 (ENSO)** El Nino 原意“圣婴”,它指的是圣诞前后赤道东太平洋海面气温 SST 异常升高;南方涛动是指南太平洋与印度洋海面气压翘翘板的现象,一般称 Tahiti 岛的气压与澳大利亚达尔文站的气压差为南方涛动指数。ENSO 的发生不仅使局部地区发生暴雨,而且还影响全球气候。如:在印度,东南亚,澳洲发生干旱;我国东北持续低温,旱涝地

* 本项目受到国家自然科学基金会资助。

本文系 1990 年 10 月中国力学学会第三、四届理事会扩大会议上的学术报告。

区及梅雨季节变化。ENSO 一般每 3—7 年发生一次,1982—1983 年的 ENSO 期间,南美各国因暴雨损失 30—40 亿美元。澳大利亚因干旱粮食减产损失一百多亿美元。

● **土地沙漠化** 由于过度开垦荒地、滥伐薪柴,致使土地退化、肥力下降、水土流失,土地沙漠化。这类情况在半干旱的脆弱生态系统地区尤为突出。据统计,目前全世界每年有 600 万公顷土地变成沙漠,20 亿公顷土地正在受到沙漠化的威胁,约有 8.5 亿人口生活在贫瘠的不毛之地。

● **热带雨林锐减** 据联合国粮农组织调查,由于烧荒造田,滥伐森林,致使热带雨林以 1130 万公顷/年的速度锐减,失去了保持水土、稳定气候,供给食品材料的功能。尤其是物种灭绝的损失是不可挽回的。

● **酸雨** 由于工厂和汽车排放的硫氧化物、氮氧化物的增加,继北欧酸雨之后,美国,加拿大,日本亦深受其害。如:瑞典有 2.1 万个湖泊,6 万米河流酸化,美国阿巴拉契亚山脉从佛蒙特到北卡罗莱一带 pH 值降为 2.3,使大批红云杉死亡。酸雨不仅破坏森林与作物,而且酸化水源,土地,危害水生物,腐蚀建筑与文物。

● **严重环境污染** 如:化工厂泄漏与海洋石油污染时有发生。1986 年,苏联切尔诺贝利核电站事故使整个欧洲受到核污染,预计在未来的 30—60 年内将有数万人死于因此诱发的癌症。

● **自然灾害频发** 世界各地每年发生的自然灾害如:台风,风暴潮,洪水,泥石流,森林大火有增加的趋势,其中有的与生态平衡的破坏有很大关系。在过去的廿年间,有 280 万人因灾害丧失,经济损失达数千亿美元。49 年以来,死亡人数超过一万人有 17 次,其中 1970 年孟加拉国风暴潮死亡人数达 30—50 万人。

由此可见,环境问题与人类命运是休戚相关的。尽管人类目前还不能与强大的自然力相抗衡,但是人类的活动对于我们的生存环境确实有重要的影响。如果我们能够切实加强环境科学的研究,及时作出战略性的正确决策,并积极采取各种有效措施,那么,达到改善环境质量,减轻和防御各种自然灾害的目标是完全有可能的。否则,人类及其子孙后代将会受到大自然的惩罚。

鉴于环境问题的紧迫性与普遍意义,近年来,联合国、各国首脑及科学家都给予充分重视。以往的各学科知识积累以及遥感技术、大型计算机的发展,亦使复杂的环境问题的解决见到了一线曙光。因此,近十年来,组织了许多大型的国际性科学研究项目,例如:

● **世界气候研究计划 (WCRP)** 1979 年,世界气象组织 (WMO) 组织了世界气象研究计划,它还包括了两项试验,即:热带海洋和全球大气试验计划 (TOGA) 和世界海洋环流计划 (WOCE)。其目标是明确的:(1)气候可预报的程度;(2)人类活动对气候的影响。

● **国际地圈生物圈计划 (IGBP)** 由于气候全球变化与地球生物化学过程有密切联系,必须考虑地圈与生物圈的相互作用。1986 年,在国科联 (ICSU) 第廿一届大会上通过了组织 IGBP 计划的提案,其目的是主要通过研究陆地生态系统与大气的相互作用来预测气候的全球变化。

● **国际减轻自然灾害十年 (IDNDR)** 根据美国科学院院长弗·普雷斯的建议,1987 年第四十二届联大第 169 号决议正式决定把二十世纪的后十年(1990—2000)定为“国际减轻自然灾害十年”以促进对环境与灾害问题的研究活动与国际合作,并得到了世界各国的响应和支持。

此外,还有国际水文计划 (IHP),人与生物圈计划 (MAB) 等。通过这些计划的执行和实施,使人类建立了地球系统科学的数据库,提出了数学物理模型,预测了大致的趋势,评估了产生的后果。

环境问题的研究将促使我们积极参与国际合作。一方面,我国地域辽阔,历史悠久,我国的气象、水文、地质资料对于研究全球性问题是不可缺少的。另一方面,通过国际合作,了解国际上研究动态,使我国环境科学研究水平尽早赶上和超过世界水平。

环境科学的问题综合性强,需要多学科交叉与渗透,才能使问题得到圆满解决。除了社会学、经济学的问题外,它还与地学、生物学、数理科学紧密相关。就力学而言,目前有一个重要发展趋势就是同地学相结合,并产生了积极的效果。1988年在法国 Grenoble 召开的第十七届国际理论与应用力学大会将地壳动力学列为大会三个主题之一。中国力学家王仁教授作了“大地构造分析中的一些力学问题”的大会报告。“海面力学”又是1992年在海发召开的第十八届国际理论与应用力学大会的主要议题之一。1989年,IUTAM 组织委员会决定参加国际减轻自然灾害十年的活动,并确定力学界以研究强大气涡与风暴潮为重点。显然,研究世界范围的环境问题必须考虑地球物理,地球生物化学,植物生理等效应。因此,环境流体力学也必然是各学科结合,主要是地学与力学相结合的产物。

综上所述,环境流体力学的研究对于解决人类生存环境的重大问题,对于促进国际合作与发展边缘的前沿学科都有着重要意义。

二

以往,人们认为环境流体力学只是研究污染问题的,所以内容较窄,仅局限于大气边界层与湍流扩散。为了适应研究世界范围的环境问题的需要,我们认为,广义的环境流体力学应该包括下述内容:

- **气候** 根据世界气候研究计划,现已确定三大目标或方向:为期数周的长期天气预报;全球气候的年际变化以及为期数年的热带海洋年际变化;长期变化。

- **生态** 1935年,英国生态学家坦斯利提出了生态系统的概念。这是近代生态学的重要特点。我们的目的是通过研究生态系统的结构、功能与物质能量流动来了解生物圈与其生存环境的关系。

- **污染** 指在大气圈、水圈、地圈所含的有害成分如重金属,农药,盐份的异常增加。此外,水的温度异常有时叫热污染。我们要了解在各种复杂条件下污染物的输运与扩散的规律。

- **灾害** 人类或生物所处的环境要素如:温度,风速,降水,水位……等发生突发性的不利变化。灾害的种类极其广泛,不胜枚举。我们要揭示其发生与发展的规律,进行长期与临近预报,并提出防治措施。

由此可见,环境流体力学的研究内容是极其丰富的。但由于它们几乎都发生在土壤上层,海洋表层与大气近地层,所以,归结到一点,主要研究地球表层的流动与输运,尤其是要着重研究生物圈,大气圈,地圈,水圈间的相互作用,特别要注意生态系统与人的因素的影响。

下面,我们扼要介绍与环境问题有关的流体力学分支。着重说明基本概念,研究现状与方向:

1. 大气海洋环流

大气海洋环流是地球流体力学的组成部分,其最重要的特点是旋转与层结,由此形成二维化,

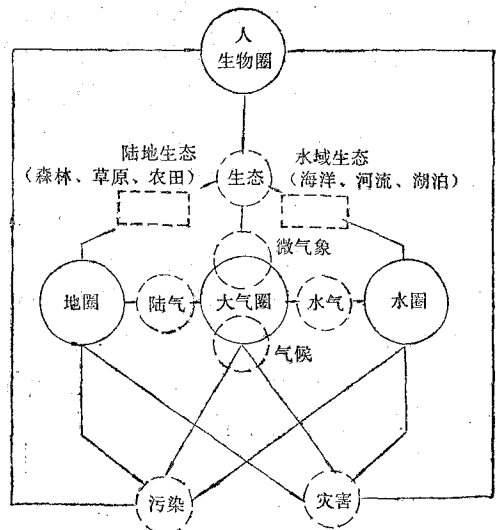


图1 环境流体力学的研究内容

西部强化, Ekman 层, Stewartson 层, 惯性波, 内波, 双扩散等独特现象。在运动方程中必须考虑科氏力与浮力效应, 往往可以作地转近似, Boussinesq 近似, β 平面近似, 薄层近似。

1904 年, Bjerknes 发表《从数学力学观点研究天气预报问题》开始用动力学方法研究大气环流。迄今已能对 7—10 天的逐天天气形势进行较准确的预报, 并预见第二、三代气旋与环流突变过程。目前对气候研究的三个主要目标是指中长期预报问题, 归纳起来, 它具有如下特点:

全球性 大气中位能的动能转换功率为 2×10^{12} 千瓦, 大气总动能为 10^{21} 焦耳。大气位能完全转换成动能所需时间量级为 $\tau = 5 \times 10^6$ 秒, 约一个星期, 所以将 $t_0 > \tau$ 定义为长期天气过程。此外, 根据大尺度对流运动传播速度, 扰动的影响将遍及全球。

非绝热性 同外界的热量交换是大气环流长期变化的根本原因, 否则, 大气的能量将消耗殆尽。由于大气直接吸收太阳辐射能量不多, 主要通过地表的反射, 长波辐射, 感热, 潜热释放给大气。另一方面, 大气内部加热场包括三个来源: 辐射热流量, 湍流热流量与凝结热流量, 将这些小尺度的次网格过程计入大尺度的运动的数值模拟中去称为参数化。

超长波 大气中的波动是多尺度的。由于高频分量迅速衰减(波数 7—10, 经一周衰减为 1/10; 波数为 3—4 需要三周, 而波数为 1—3 则需要 37—320 天)所以, 短期天气预报时, 考虑短波, 长波基本不变可看作背景场。长期天气过程的主导系统是 1—3 个的超长波。

反馈与调节 海洋, 冰原, 云都有这样的作用。

在海洋环流方面, 1948 年 Stommel 给出了分析解, 解释了西部强化现象。风生环流的缺点是没有考虑流动的垂直分布, 这可以用分层模型来弥补, 譬如以温跃层为界分成两层或更多的层。计及三维效应时必须计算热盐环流。现在的趋势是大洋环流模式消除了“刚盖近似”, 这样便能较好地模拟大洋流场、温度场的年平均与季节变化, 尤其是表层流方向, 海面高度偏差, 海表热通量, 上层海洋贮热率等都比较接近实际。海流对环境的作用是, 一方面通过海流将热量从赤道带到极地, 另一方面, 海洋是 CO_2 的汇, 可以减缓温室效应。

目前人们的主要注意力放在发展准确、有效的大气海洋环流耦合模式。如美国国家大气研究中心模式 (NCAR), 美国普林斯顿大学地球物理流体动力学实验室模式 (GFDL), 英国气象局模式 (UKMO) 等, 这些模式既可进行预测, 又可进行敏感性试验。中国科学院大气物理所的大气、大洋、陆地耦合模式 (IAP A-O-L CGCM) 在进行跨季度气候预测时取得了可喜的进展。

2. 大气海洋中的旋涡运动

旋涡是流体运动的基本单元, Kuchemann 将它比喻为 “Sinews and muscles”。湍流就是由大大小小的涡构成的。所以, 它是流体力学的中心问题之一; 另一方面, 通过物理抽象, 离散涡与涡团法是求解高 Reynolds 数下粘性流体运动的有效方法。

1915 年, Cauchy 提出了旋涡的概念, 并把涡量解释为流体微团旋转角速度 $\Omega = 2\omega$ 。H. Von Helmholtz, Lord Kelvin 进一步发展了旋涡运动理论。在地球物理流体力学中相应的形式为位涡守恒, 在正压条件下

$$\frac{\zeta + f}{H} = \text{const}$$

其中 ζ 为相对涡度, $f = 2\Omega \sin \theta$ 为科氏参数, Ω 为地球自转角速度, θ 为纬度, H 为等位涡面间的厚度。我们也可导出旋涡的动力学方程

$$\frac{d\omega}{dt} - (\omega \cdot \nabla)v + \omega \nabla \cdot v = -\nabla \left(\frac{1}{\rho} \right) \times \nabla p + g \nabla \times \left(\frac{\rho'}{\rho} k \right) + \nu \nabla^2 \omega$$

其中 ω 为绝对涡度, v 为速度矢量, g 为重力加速度, ν 为粘度。由此可见, 非正压, 非有势力, 涡

管扭曲,幅散,粘性等因素均可使绝对涡度发生变化。

在大气海洋中,外加强迫力使涡管拉伸与扭曲,粘性使涡发生扩散。这种强迫力来自对流不稳定,正压斜压不稳定,地形与湍流边界层的强迫力。当强迫力较小时,产生地转涡,即 $\zeta \ll f$; 当强迫力较大时,产生强大气涡,即 $\zeta \gg f$ 。Hopfinger 用直接数值模拟发现了另一种旋涡产生机制,即二维湍流会自发地逐渐形成一个个相互分离的涡。

我们不仅应当研究旋涡运动及其相互作用规律(涡的合并,配对,破裂等),而且要研究大气与海洋中实际发生的旋涡运动。如强大气涡与海洋中的中尺度涡。强大气涡与自然灾害密切相关,这就是温带气旋,台风与龙卷。它们表面上看来都是强大气涡,但在实际上,从其空间尺度,持续时间与产生原因来看都不相同。就台风而言,对台风产生机制,结构,台风路径异常,双台风相互作用及台风的实验室模拟都是人们关心的研究课题。大洋中的中尺度涡是七十年代发现的。它可以分为流环及流环式中尺度涡。它的发现不仅对海流动力学,而且对海洋热力学,海洋化学等发展都有影响,可以有效地模拟动量、热量、盐分及地球化学成分的相互交换,对长期天气预报有重要意义。

3. 大气海洋中的湍流运动

大气和海洋都处于无规则的湍流运动中。虽然小尺度部分可以视为局部各向同性的,但大尺度运动是各向异性的。譬如:在旋转分层流体中,三维湍流会自发二维化。二维湍流的一般特点是:不仅质点的能量,而且拟能 $Q = \frac{1}{2} \omega^2$ 亦守恒,拟能亦有级串现象;存在着能量的逆向传递区,但标量的方差仍然沿正向传递。又如:垂直方向的涡粘性要比水平方向的小得多。一般水平涡粘性 K_x, K_y 可达 $10^8 - 10^{11} \text{cm}^2/\text{s}$, 它们是垂直方向涡粘性 K_z 的 10^6 倍。

大气海洋中的湍流可由动力与热力的原因产生,所以

$$\frac{\partial E'}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \frac{\overline{\rho'w'}}{\rho} g - \varepsilon$$

其中第一项为剪切湍流产生项,第二项为浮力项,它可以产生或抑止湍流,第三项 ε 为粘性耗散项。令

$$\bar{Ri} = \frac{\overline{\rho'w'}g}{\rho} / -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

为 Richardson 数。从能量观点来看,当 $\bar{Ri} > 1$ 时,湍流不能维持。用稳定性分析可知临界 Richardson 数为 $1/4$, 实际情况则介于两者之间。在海洋表面层,波的破碎与 Langmuir 环流也是湍流产生的原因。

对于环境问题,我们最关心的是界面附近的情况,也就是大气边界层 (ABL 或 PBL) 及海洋边界层 (OBL)。一般地说,大气边界层指的是计及 Ekman 效应的高度, $h = C \frac{u_*^2}{f}$, 其中 u_* 为摩擦速度, f 为科氏参数, C 为常数, h 一般高 1—2 公里,为对流层的 $1/5 - 1/10$ 。在这一层中,根据热流与温度分布,可分为不稳定,中性与稳定的三种情况。可以用温度绝热递减率, Richardson 数或 Obukhov-Monin 长度来加以区别。不稳定边界层中,浮力效应起主导作用,也叫对流边界层 (CBL)。对流边界层又可分为近地层,自由对流层,混合层与界面层(逆温层附近, $0.8 - 1.0h$)。其中的风速,温度,湿度廓线与通量同大气湍流结构密切相关。

近地层的风速分布可用 Monin-Obukhov 相似理论来描述

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[f \left(\frac{z}{L} \right) - f \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]$$

其中 u_* 为摩擦速度, κ 为 Von Karman 常数 0.4 ± 0.04 , z_0 为粗糙度, L 为 Monin-obukhov 长度

$$L = -\frac{T}{\kappa g} \frac{u_*^3}{w'T'}$$

$\zeta = z/L$, 当 $\zeta > 0$ 为稳定情况, $\zeta = 0$ 为中性情况, $\zeta < 0$ 为不稳定情况

$$f(\zeta) = \int \frac{\phi_M(\zeta)}{\zeta} d\zeta + \text{const}$$

许多学者已经给出 $\phi_M(\zeta)$ 的具体形式。

在近地层外,一般应满足 Rossby 相似律。对于非绝热的情况,物理量应依赖于 z/h 和 $\mu = h/L$ 。

近二十年来,由于测量手段与数值模拟的进展,对于不稳定边界层(CBL)有了较为深入的认识。由于浮力的作用,它完全不同于通常的剪切湍流。在 CBL 中的湍流在垂直方向是空间相干的,含能的大涡充满了整个流场,直至逆温层。所以,它的特征长度为 z_i , z_i 为逆温层的高度 ($z_i - h$), 特征速度为

$$\omega_* = \left(\frac{g}{\theta} \overline{w\theta} z_i \right)^{1/3}$$

它一般为 1m/s 的量级。此外还可引进其它标度 $\theta_* = \overline{w\theta}/\omega_*$, $c_* = \overline{wc}/\omega_*$ 。这就是混合层标度律。一般说来,这个假定是成立的。但由于各种因素,如下垫面的不均匀性,云对流与逆温层的卷夹作用,可以使这个假定不成立。同样地,在自由对流层中,速度尺度为 $\left(\frac{g}{\theta} \overline{w\theta z} \right)^{1/3}$, 温度尺度为 $\overline{w\theta}/\omega_*$ 。在陆地上,由于 $h/\|L\| > 50-100$, 所以这种典型的多层结构的对流边界层比较容易实现。

相对而言,稳定边界层的研究进展迟缓。这是由于浮力的抑止作用,所以 SBL 中的湍流脉动很弱,不易精确测量。另一方面,由于 SBL 对地形微小坡度很敏感,边界层中又存在着内波与湍流的相互作用,所以使得测量数据也不易简单地作出结论与解释。一般说来, SBL 的高度定义为: 热通量降为地面值的 5% 时的高度,约数十米至数百米。由于内波的不稳定性,可以使局地 Richardson 数小于 0.25, 从而产生湍流斑。而且这种湍流交换局限在低层。

上面所讨论的都是均匀下垫面的情况,实际情况并不总是那么理想的。可以由于粗糙度,地形,热流情况不同,形成所谓内边界层(IBL)。这里包括小尺度情况与气流通过海岸线时中尺度的情况。处理这类问题的解析方法有 Jackson-Hunt 理论与 Sykes 的三层结构渐近方法,它们一般只能处理简单的小扰动情况,对复杂问题必须依靠数值计算,并考虑分离效应。从大气实测与风洞实验表明,在小尺度时,中性内边界层厚度 $\propto x^{1/3}$, 不稳定情况 $\propto x^{1/4}$ 。 对大尺度的情况,不管是稳定还是不稳定的情况,均正比于 $x^{1/2}$ 。对于通过海岸的内边界层的研究可以帮助我们了解海风型环流的作用。对于表面性质发生多重变化的内边界层的研究可以使我们在计算大气环流时,将非均匀下垫面的条件正确地参数化。

4. 污染物、溶质的输运与湍流扩散

对于大气中污染物的湍流扩散的研究大致可以分为三个阶段。

1970 年以前,由于受高空测量与大气边界层知识的限制,主要研究 100m 以下,离污染源下游几公里的范围。研究的途径主要有梯度输运理论,统计理论与 Lagrange 相似理论。在实用时,可用下述公式来计算地面污染物浓度

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{\pi U \sigma_y \sigma_z} \exp \left[-\frac{z_i^2}{2\sigma_z^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2} \right]$$

其中 Q 为污染物排放量, z_i 为污染源高度, σ_y, σ_z 可以根据少数气象数据: 10米处风速、日照、云量加以确定。这个方法称为 Pasquill-Gifford-Turner (PGT) 方法, 仅适用于小于 1km 的距离内。

1970 年以后, 由于对整个大气边界层的湍流结构有了新的认识, 湍流扩散研究范围可以包括整个 ABL 及污染源下游 20 公里的地方。对于 CBL, 其特征尺度为 z_i , 当 $-z_i/L > 10$ 时, 对流运动将起主要作用。在 CBL 中, 湍流扩散最主要的特点是并非高斯分布, 表面源与抬升源有很大的差异。另一方面, 扩散参数随着下游距离增加达到一极限值。但浓度的侧向分布仍接近于高斯分布。在 SBL 中, 由于剪切湍流为浮力与粘性耗散所抑止, 所以脉动速度很小 ($\sim 0.1\text{m/s}$), 长度尺度也很小, 而垂直不均匀性很大。在离地面较远处, 由于强的层结效应, 特征尺度为 $L_B - \sigma_w/N$ (约 10m) 其中 N 为 Brunt-Väisälä 频率。由于 SBL 的特征尺度比 CBL 小得多, 所以仍可以用梯度扩散理论来进行计算。 $u(z)$ 与 $K(z)$ 可用 M-O 相似理论的结果, $K(z)$ 开始时增加, 随后再减小, 浓度分布开始时接近高斯分布, 随后趋于均匀化。此外, 由于各种随机因素的影响, 理论值与观测值总有一定差异。所以, 研究浓度的涨落 $\sigma_c = \langle (c - \langle \bar{c} \rangle)^2 \rangle^{1/2}$ 是十分重要的, 其中 \bar{c} 代表时间平均, $\langle \rangle$ 代表系综平均。

近年来, 人们又开始注意污染物的远距离输运问题。如病毒, 花粉, 火山尘, 工业污染物, 核电站事故等。这往往与污染物长时间排放有关。酸雨也是重要的应用背景之一。已经有一些污染物远距离输送的模式, 这时要考虑化学反应, 放射性衰变, 干湿沉降, 向混合层外的损耗等过程。

同样地, 河口, 湖泊以及海洋中的污染, 土壤中重金属, 农药的输运, 盐分迁移的规律等也是重要的研究课题与方向。

5. 沉积物异重流

两种或两种以上的流体, 主要因密度差异而产生的相对运动, 称为异重流 (density flow)。这种密度的差异可以因温度或成分不同引起。异重流在自然界发生极其普遍。如: 溢流, 涌潮, 焚风, 锋面, 盐水楔, 雪崩, 泥石流等。

异重流运动方程与一般流体运动方程相似, 只须以约化重力加速度 $g' = \frac{\Delta\rho}{\rho} g$ 代替通常的重力加速度即可。我们这里着重讨论沉积物异重流, 这对于研究泥石流特别重要。

泥石流机理的研究是从 1954 年 Bagnold 提出弥散应力 (dispersive stress) 后开始的。主要原因是, 泥石流是偶然事件, 不易观察。泥石流的特性因颗粒浓度, 尺寸分布, 通道形状而异。一般, 速度可以达到 0.5—20m/s, 总体密度为 1400kg/m³—2530kg/m³, 固体物质体积浓度为 25%—80%。但所含细微颗粒 (比盐粒细) 只占 2%。另一方面, 泥石流可以输运巨砾, 在日本, 有一块 3000 吨的巨石被搬运了几公里。

泥石流可以分为四大类: 滑坡, 岩崩, 火成碎屑流, 泥流。后三种均可称为沉积物异重流。在此过程中, 由于隙间流体与所有颗粒均为重力所迁移。固相与液相间的相对运动起的作用很小, 这是与二相流区别的地方。

为了使沉积物连绵不断, 必须有某种向上支托沉积物的力。这种力来自颗粒间的动量交换与泥浆浮力。另一种观点认为: 来自隙间泥浆的塑性强度, 根据这两种观点可以建立泥石流的力学模型。

粘-塑流变模型: 较常用的是 Bingham 塑性流体模型, 它可以很好地模拟泥浆的流动, 这

时,本构关系为

$$\tau = \tau_y + \mu \frac{du}{dy}$$

其中 τ_y 为屈服强度, μ 为粘度, 我们可以得到如下的速度分布

$$\frac{u_s - u}{u_s} = \left(1 - \frac{h}{H} \frac{y}{h}\right)^2$$

H 为剪应力恰好等于屈服强度处的纵坐标。在 H 以上, 由于剪应力小于 τ_y , 所以, 这部分流体象刚体一样移动, 好象是飘在河流上的一条船筏。在缓坡上, 一般采用 Coulumb 粘性模型。这时, 应力应变关系为

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi + \mu \frac{du}{dy}$$

其中 σ_n 为内法应力。亦就是说, 屈服强度不仅是材料性质而且也是流动厚度的函数。

颗粒流 (granular flow) 模型: 这时颗粒间的相互作用占主导地位。近十多年来, 这一模型日益受到重视, 其特点是: 体积会发生改变; 剪应力与正应力之比趋于常数 $\tan \alpha$, α 称为内摩擦角 (如: 玻璃球为 24° , 沙为 37°); 极大的能量耗散以及小的颗粒流雷诺数 $Re_G = \frac{\rho U H_s}{\mu_{eff}}$ (一般为 4—25), 其中 U 为特征速度, H_s 为特征长度, $\rho = \rho_p \cdot v$ 为总体密度, ρ_p 为颗粒密度, v 为固体积分数, 用这一模型可得速度分布为

$$\frac{u_s - u}{u_s} = \left(1 - \frac{y}{h}\right)^{3/2}$$

由此可以计算流量, 上游供水量等。在流动过程中分发生颗粒分选、集聚的独特现象。

对泥石流研究的重要问题还有释放机理, 泥石流的沉积, 与结构物的相互作用, 泥石流的防治等。

6. 风沙、泥沙流动

研究风沙流的主要目的是为了防止沙漠的迁移与扩大, 此外, 对沙漠工程也有重要意义。

当地面上有风沙运动时, Bagnold 发现风速分布为

$$u = 5.75 u_* \log \frac{z}{z_i} + u_i$$

z_i 与地面上沙波高度有关 (细沙, $z_i = 0.3 \text{ cm}$, 混合沙, $z_i = 1 \text{ cm}$)。律格建议卡门常数应取 0.375, 所以系数应为 6.13。而 $z_i = 10d$, $u_i = 8.49d$, 其中 d 为沙粒直径 (mm), u_i 以 m/s 计算。

地表沙粒开始脱离静止状态的临界风速为起动风速, 超过起动风速的风称为风沙。Bagnold 将起动风速分为流体起动值 (fluid threshod) 和冲击起动值 (impact threshod)。后者为在跃移沙粒冲击下的起动风速, 其公式为:

$$u_i^* = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d}$$

u_i^* 是临界摩擦速度, ρ_s 为沙粒密度, d 为沙粒直径。在一定直径范围内, $u_i^* \propto \sqrt{d}$ 。冲击起动速度一般比流动起动速度小 20%。粗糙地面与含水率较高的沙子均会增大起动速度。

当风速达到起动风速后, 地表沙粒开始移动, 形成风沙流。根据风力、颗粒大小和质量不同, 可以有悬移 (suspension), 跃移 (saltation) 和蠕移 (creep) 三种运动形式。将沙粒从一处迁移到别处, 这叫风沙搬运作用。一般说来, 小沙粒 (0.1mm 以下) 处于悬移状态; 中等沙粒 (0.1—

0.15mm) 为跃移状态,当沙粒被扬起后,它被气流加速并以一定角度迅速下落,这时由于沙粒有巨大动量,不仅可以本身反弹,而且也可使落点周围的沙粒飞溅起来处于跃移状态;较大的沙粒(0.5mm 以上)能在地面上滚动或滑动,称为蠕移。由于输沙量跃移占 70% 以上,所以跃移是风沙运动主要形式。

风沙流的结构主要是指含沙量沿垂线的分布。一般地说,风沙运动是一种贴近地面的风沙搬运现象(主要在离地 10—30cm 内)。总输沙量的公式为

$$q = C \sqrt{\frac{d}{D} \frac{\rho}{\rho_s}} u_*^3$$

其中 C 为常数(均匀沙 $C = 1.5$,天然混合沙 $C = 1.8$,粒径分散的沙 $C = 2.8$)。输沙率还受沙粒比重,形状,湿润程度,空气稳定度,地表状况的影响。

泥沙运动却与风沙运动有较大区别,泥沙运动以悬移形式为主,而风沙运动以跃移为主。由于这个缘故,河流中床面受拖曳力与上举力,沙地床面则主要受冲击力。另一方面,河流的阻力取决于床面平整程度,而风沙主要受跃移阻力。从湍流对运动的影响来看,风沙比泥沙受的影响要小得多。

为了解风沙泥沙的整体运动,需要研究风沙地貌学及河床演变学,即研究沙纹,沙垄,沙丘或沙浪的形成与迁移规律,从而采取防沙、固沙措施。研究河床沙波的消长也有助于寻找水位流量关系异常的规律。

7. 海气相互作用

海洋与大气界面上的动量、质量与能量交换对于全球气候,海洋上层混合层的结构都有重要作用,一般说来,在动量传递时,大气运动起着主导作用;在能量传递时,海洋起着主导作用。

根据相互作用的范围,海气相互作用涉及不同的尺度。如:小尺度的风生波与动量、质量能量通量;中尺度的台风与风暴潮;大尺度的海洋环流与 ENSO 现象,其内容相当广泛。我们只简单地介绍其中的一些研究方向。

阻力系数是海气动量交换的度量,由雷诺比拟,亦可估算质量、能量通量。其主要困难有三个:一是由于海浪是移动的,随风而变的,因此,阻力系数必然与波参数相联系。譬如,Charnock (1955)认为粗糙度正比于 u_*^2/g , M. A. Donelan 则认为短波破碎是粗糙度的主要来源,长波则通过分离来增加阻力。另一方面,在海面上的空气要考虑湿度订正。如果引进虚温 $T_v = T(1 + 0.61q)$,其中 q 为比湿,状态方程仍可保持不变。因此,Monin-Obukhov 长度应修正为

$$\frac{1}{L_w} = \frac{1}{L_d} \left(1 + \frac{0.075}{B} \right)$$

其中下标 w, d 指湿与干, B 是波恩比,在海面上 $B \approx 0.1$ 所以必须考虑湿度的影响,最近,高海况下的三个通量的计算受到了人们的重视。这是因为由于波的破碎对海气交换有重要影响,气溶胶,气泡,白帽与飞沫在此过程中的作用显然是不可忽视的。所以,目前通量的计算在高风速时误差超过 20%。此外,这些物理量通过遥感手段或现场精确测量也是迫切需要的。

风暴潮是大气的气压扰动与风应力引起的长波,一般用浅水方程,并考虑外界扰动的强迫作用、柯氏力与底部摩擦的影响,最关心的是重要海港、城市的水位过程线。目前,常用的预报岸边极值增水剖面的模型称为 SPLASH 模型。风暴潮与天文潮的非线性相互作用也是重要的研究课题。

对于 ENSO, 1966 年, Bjerkness 用 Walker 环流减弱,导致气候异常来进行解释。该理论的缺陷是未考虑赤道波动与西太平洋热带海域的作用。1983 年, McCreay 提出 ENSO 不仅是

一个事件,而且是一种循环:由于暖 Kelvin 波向东加强 ENSO,暖 Rossby 波向西使混合层变薄, ENSO 消失,同时孕育着下一次 ENSO 的出现。刘雅章(1987)已用大气海洋耦合模式计算了 1921 年太平洋海温循环情况,其幅度为 1—3°C,周期 3—5 年。证实了关于循环的学说。而 Schopf & Suarez(1988) 却更加重视中太平洋地区由于海气相互作用所产生的不稳定波的作用。刘家铭(1989)则用这种不稳定的 Kelvin 波使 SST 初始异常发展成 ENSO 事件来解释 1982—1983 ENSO 事件的演化过程。最近,符淙斌根据赤道暖水边界向东推进,赤道西风活跃带向东扩展,均接近或达到临界位置以及南方涛动指数变化等预报今年(1990 年)夏秋之交将有一次中等强度的 ENSO 发生。

8. 陆气相互作用

七十年代起,人们开始将土壤,植被,大气看成统一的整体。于是 SPAC 模型取代了陆地水文模式来研究水文循环。这时,要计及辐射,降水,蒸腾等现象,同时考虑水分,能量两个交换过程。动量交换过程将影响近地层的大气湍流的结构,从而间接影响前面两种交换过程。

近年来, SPAC 模型正在逐步得到完善,并发展成为多层 SPAC 模型。它与单层 SPAC 模型的区别是:(1)仔细分析植物冠层中的流动,(2)将土壤看作连续体,研究其间的水动力学过程,(3)考虑植物对于水分循环的作用,如根系的吸收,叶面气孔的调节作用等。

六十年代, Fenman 等人首先对植物冠层内的流动进行了研究,采用了梯度扩散理论,即

$$F(z) = -\rho K(z) \frac{dC}{dz}$$

$$\frac{dF}{dz} = S(z)$$

其中 ρ 为密度, C 为浓度(或速度,温度) $K(z)$ 为扩散系数, F 为通量, S 为源或汇。从这个理论可以已知扩散系数 K 与源项 S , 计算 C 的分布。亦可从测量的 C 导出 S 。如果已知 C, S , 便可计算 $K(z)$ 。这样,我们可以通过动量或能量通量导出扩散率,再由 CO_2 浓度计算不易测量的光合作用率。

对于植物冠层内的流动,研究最重要的进展是发现:(1)采用梯度扩散理论是不适宜的,(2)较深入地了解冠层内的相干结构。梯度扩散理论失效的理由是:不同的实验不能获得统一形式的扩散系数 $K(z)$;在植冠层内或上部,旋涡的特征尺度与冠层厚度相当;发现了逆梯度输运现象(Counter gradient)。有人建议用非局部梯度输运(nonlocal gradient transfer)为宜。1975 年, E. F. Bradley 等在澳大利亚 Uriarra 森林的实验直接证明了这一结论。对于植物冠层内的湍流特性也有了进一步的认识,如平均风速,雷诺应力 $\overline{u'w'}$, 速度脉动方差 σ_u, σ_w , 湍流强度,湍谱,偏度和峭度以及空间与时间尺度等。由此可以得出结论:植物冠层内,湍流特征速度为 u_* , 特征长度为 h , 用这两个尺度可使实验数据归一化(离散的其它原因是叶面颤动,植物摆动,浮力以及叶面分子粘性的影响),在冠层内最主要的湍流现象是来自冠层上方强而间歇性的阵风,由于大涡被树叶,树枝,树干打碎,所以能量级串发生“短路”,使得在惯性区能谱的斜率比 $-2/3$ 更陡;冠层内的湍流在特征长度 h 上是相干的。

对于冠层内的湍流输运过程可以采用两种分析方法来进行研究。标量的输运用 Lagrange 方法,而动量输运则采用 Euler 方法。譬如对于前者,我们认为质点在冠层中持续移动 $O(h)$ 的距离。所以标量传输在统计上等价于一团示踪流体质点的弥散,当 Peclet 数较大时,也即对流占优时,这种假设是成立的。在冠层内,除了在叶面边界层内,这一条件也容易得到满足,于是

$$[C(z, t)] = \frac{1}{\rho} \iint P(z, t, z_0, t_0) S(z_0, t_0) dz_0 dt_0$$

其中 S 为源分布, P 为转移概率, C 为浓度分布, $[\]$ 为系综平均。 P 主要由湍流风场来决定。转移概率在远场与近场有不同特性。 $t \gg T_L$ (T_L 为 Lagrange 时间尺度) 的远场满足扩散方程, $t \ll T_L$ 的近场是非扩散的, 因此, Batchelor 建议用有效扩散率的概念

$$K_e = K_f [1 - \exp(-t/T_L)]$$

这一概念也可推广到非定常, 非均匀的情况。 Lagrange 观点不适用于动量传输, 因此, 可采用 Euler 观点的高阶矩理论。

三

传统的地质学方法包括现场观测与历史记录。 过去的综合考察工作积累了丰富的第一手科学资料。 近一、二十年来, 在观察的方法、设备与分析手段都有了变革。 譬如: 重视台站网络的建设, 对于观测的项目、手段和方法进行规范化, 标准化, 以保证观测数据的系统性、可靠性与可比性, 从而为建立重要观测资料数据库与信息系统奠定基础, 卫星观测与年轮、沉积物同位素分析可以延伸科学工作者研究的空间与时间尺度; 数理统计与时间序列分析已在地学界得到广泛应用。 现场观测的仪器设备也在日益更新, 可以连续自动采集数据, 并测量过去不能直接测试的物理量。

这里, 我们还要介绍研究环境问题的力学方法: 理论分析, 数值计算, 实验模拟。

应当强调指出, 量纲分析在力学研究中占有重要地位。 在理论分析时, 可以比较各种因素的主次关系, 得到简化的物理模型。 无量纲参数往往被选择为适当的摄动参数。 此外, 通过拉伸变换, 可以导出相似解。 在数值计算时, 将无量纲参数作为参数可将计算工作量减小到最低限度; 在实验模拟时, 必须使最重要的无量纲数相等, 以达到动力相似。 实验数据也都可以按无量纲化的物理量来进行整理。 尤其是, 即使我们还不知道物理现象的机理与基本方程时, 量纲分析仍是有效的手段。

在环境问题中, 重要的无量纲数有: 雷诺数 $Re = \frac{UL}{\nu}$; 弗罗特数 $Fr = \frac{U^2}{gL}$; 罗斯贝数 $Ro = \frac{U}{fL}$; 艾克曼数 $Ek = \frac{K}{fH^2}$; 格拉晓夫数 $Gr = g\alpha\Theta L^3/\nu^2$; 里查逊数 $Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$; 波恩比 $B = \frac{H}{\lambda E}$; Brunt-Väsälä 频率 $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$ 等等。

理论分析通过简化模型可以获得解析解。 深入探讨各种因素的作用与物理机制, 该解析解也可用于检验数值模拟的程序。 一般说来, 理论分析只适用于规则几何形状的简单情况。 线性问题的方法已经成熟, 非线性问题由于叠加原理失效, 无一般方法, 变换是求解非线性问题的常用手段, 往往亦求助于几何方法。

数值模拟主要通过各种方法将偏微分方程离散化。 主要有差分方法, 有限元方法, 谱方法, 有限分析法。 这几种方法各有优缺点。 由于采用了快速富里埃变换, 使非线性卷积项的计算工作量大大减少(从 $O(N^2)$ 减小到 $O(N \log_2 N)$)。 因此, 可以在相同工作量的情况下, 比其它方法达到更高的精确度。 对于环境流体力学也有一些计算方法问题需要专门研究, 如: 非线性不稳定性; 对流为主的对流扩散方程的伪振荡与负浓度非物理现象; 非均匀网格。 某些方面还与物理过程紧密相关, 如: 湍流模式与分离现象。 数值模拟便于调整各个参数, 比较各种复杂情况, 周期短, 所需费用少, 所以颇得人们青睐。

实验室模拟较为直观, 可以从中发现新的现象。 在完全相似有困难时, 至少应使主要参数相等。 实验模拟根据设备大小, 所需费用多少与建设周期长短不一。 与环境问题有关的主要力学实验设备有: 环境风洞, 转盘, 风水槽, 拖曳水槽等。

没有一种研究方法手段是完美无缺的,各种方法必须互相取长补短。尤其是应当将力学的方法与地学的方法结合起来,使我们对环境流体力学问题有一个更加深刻的认识,这是今后的努力目标。从现在起到下个世纪的五十到一百年内,看来世界性的环境问题不仅不会缓解,相反而是日趋严重。对我国来说,由于人口众多以及能源结构等诸多因素所致,情况亦是日趋严重。所以,在廿一世纪,人类在已经取得重大科技成就的同时,必然会更加关注我们赖以生存的星球—地球。如果说廿世纪曾经是空间技术,海洋技术与信息技术的时代,那么廿一世纪很可能是地球技术(或许还有生物技术)的时代,我们力学工作者应当同其它学科的科学家携起手来,共同为达到维护生态平衡,改善环境质量,促进经济协调发展的目标贡献自己的力量!

参 考 文 献

- [1] Tsuge, S. Recent trends of international environmental conference, *World Environment*, 4(1989) 14—17.
- [2] Houghton, J. T. *The Global Climate*, Cambridge University Press(1984).
- [3] Chen C. A. et al., Carbon dioxide increase in the atmosphere and ocean and possible effects on climate, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 14(1986) 201—255.
- [4] M. A. Cane. El Nino, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 14(1986) 43—70.
- [5] 赵宗慈,五个全球大气海洋环流模式模拟二氧化碳增加对气候变化的影响, *大气科学*, 14,1(1990), 118—127.
- [6] Zhen Q. C. et al., Experiment in numerical extraseasonal prediction of climate anomalies, *Ann. Rev. of LASG* (1989), 1—34.
- [7] 高野健三等,物理海洋学,第二卷,科学出版社(1985),52—103.
- [8] Bingtsson L. & Lighthill J. (eds.) *Intense Atmospheric Vortices*, Springer-Verlag(1982).
- [9] 李崇银,当代大气科学几个重要研究课题, *大气科学*, 11,4(1987),430—440.
- [10] Nieuwstadt F. T. M. & Van Dop, H. *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*, D. Reidel Publishing Company. (1982).
- [11] Haugen, D. A. *Workshop on Micrometeorology*, AMS(1973).
- [12] Stefan W. L. et al., *Flow and Transport in the Natural Environment*, Springer-Verlag(1987).
- [13] Monin A. S. & Ozmidov, R. V. *Turbulence in the ocean*, reidel publishing Company (1985).
- [14] Garratt, J. R. the internal boundary layer, A review, *Boundary Layer Meteorology*, 50 s.1—4(1990)171—204.
- [15] 徐大鹏,非均匀下垫面上大气边界层研究进展, *力学进展* 19,2(1989)211—216.
- [16] 李宗恺等,空气污染气象学原理及其应用,气象出版社(1985).
- [17] Pasquill F. et al., *Atmospheric Diffusion*, Ellis Horwood Limited (1983).
- [18] Sandroni S. (eds.), *Regional & long range Transport of Air Pollution*, Elsevier Science Publishing Company Inc., New York (1987).
- [19] Simpson J. E., Gravity Current, Ellis Horwood Series. in *Environmental Sciences*, John wiley & Sons (1987).
- [20] Yih, C-S, *Stratified Flow*, Academic Press(1980).
- [21] Prandtl L. et al., *Führer durch die strömungslehre*, Braunschweig (1969).
- [22] 钱 宁,泥沙运动力学,科学出版社(1986).
- [23] 吴 正,风沙地貌学,科学出版社(1987).
- [24] Englund F., Sediment ripples and dunes, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 14(1982) 14—37.
- [25] Kraus E. B., *Atmosphere-Ocean Interaction*, Clarendon Press(1972).
- [26] Phillips O. M., *The Dynamics of the Upper Ocean*, Cambridge University Press, Second Ed. (1977).
- [27] Hasse L., Oceanic micrometeorological field experiments: an historical perspective, *Boundary-Layer Meteorology*, 50, s. 1—4 (1990), 139—146.
- [28] Bortkovskii R. S., *Air-Sea Exchange of Heat & Moisture during storms* (1987).
- [29] 黄荣辉, ENSO 及热带海气相互作用动力学研究的新进展, *大气科学* 14, 2(1990)234—242.
- [30] Wyngaard J. C., Scalar flux in the planetary boundary Layer-Theory, modelling and measurement, *Boundary-Layer Meteorology*, 50, Nos. 1—4 (1990) 49—76.
- [31] Goudriaan J., Simulation of micrometeorology of crops, some methods and their problems and a few results, *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, Nos. 2—4 (1989) 239—258.
- [32] Naot O. & Mahrer, Y. Modelling microclimate environments: a verification study, *Boundary-Layer Meteorology*, 46, 3 (1989) 333—354.

(下转第 20 页)

- [6] 赵学笃,陈元生,张守勤,农业物科学,机械工业出版社(1987).
- [7] 华云龙,封俊,力学进展,17(1987) p46—57.
- [8] 孙一源,农业机械学报,17,3(1986) p82—85.
- [9] Mohseni, N. N., Physical properties of plant and Animal Materials, Gordon and Breach Science Publisher (1970).
- [10] 雷志栋,杨诗秀,谢森传,土壤水动力学,清华大学出版社(1988).
- [11] 孙菽芬,力学进展,14(1984) p. 1—9.
- [12] Jagtop, S. S., Trans. ASAE, 32(4) (1989) p. 1342—1350.
- [13] Esmay, M. L. Potentialities of Agric. Engng. In Rural Development proceedings of 89-ISA, 汪懋华主编 II. p659—661.
- [14] 任露泉等,农业工程学报,6,1(1990) p15—19.
- [15] 余群,农业土壤压实问题文集,周一鸣主编,北京农业机械化学院(1984).
- [16] Gassman, P. W. et al., Trans. ASAE, 32(1989) p23—29.
- [17] Tsatsarelis, C. A., J. agric. Engng. Res. 38(1987) p77—90.
- [18] Upadhyaya, S. K. et al., Trans. ASAE, 24(1981) p856—863.
- [19] Peleg, K., 力学进展 17,1,3(1987)(董务民等译)
- [20] 潘见等,农业工程学报 4,4(1988) p47—51.
- [21] Delwiche, M. J. et al., Trans. ASAE, 32(1989) p321—326.
- [22] Delwiche, M. J. et al., ibid, 30(1987) p1160—1165.
- [23] 川村焯夫,西村功,〔日〕农业机械学会誌,50,2(1988) p85—92.
- [24] Gunasekaran, S. et al., Trans. ASAE 23(1985) p1668—1674.
- [25] Haghighi, K. et al., ibid, 31(1988) p930.
- [26] Sokhansari, S. et al., 力学进展,13(1983) p370—371(俞稼槃译)
- [27] Hamilton, R. M. G. et al., 力学进展,13(1983) p374—376(董务民译)
- [28] Upadhyaya, S. K., et al., J. agric. Engng. Res. 33(1986) p57—78.
- [29] Dexter, A. R., et al., ibid, 23(1978) p17—22.
- [30] Goyal, M. R., et al., Trans. ASAE, 25(1982) p38—41.
- [31] Tollner, E. W., et al., ibid, 30(1987) p1605.
- [32] Bashford, L. L., et al., ibid, 18(1975) p755.
- [33] Usry, J. L., et al., ibid, 29(1986) p1355.
- [34] Zhang, Q., et al., ibid, 30(1987) p1797.
- [35] Hubbard, R. K., et al., ibid, 32(1989) p1239—1257.
- [36] 林玉锁,薛家骅,南京农业大学学报,12,1(1989) p112—117
- [37] Turner, N. C., et al., 力学进展,15,4(1985) p481

(上接第12页)

- [33] Rosenberg N. J., Microclimate: the Biological Environment, John Wiley & Sons(1979).
- [34] 朱照宣,关于时间序列分析力学与实践,1,11(1989),22—26.
- [35] 杨培才,陈庭烈,ENSO 的可预报性,大气科学,14, No. 1. (1990), 64—71.
- [36] JI. H. 谢多夫,力学中的相似方法与量纲理论,科学出版社(1982).
- [37] Peyret R., Computational Methods for Fluid Flow, Springer-Verlag(1983).
- [38] Canuto C., Spectral Methods in Fluid Dynamics, Springer-Verlag(1987).
- [39] 林荣生,曹如明,环境与灾害中的流体力学问题,力学与实践,11,2(1989),19—23.

第六届全国复合材料学术会议在京召开

第六届全国复合材料学术会议于1990年11月20日至23日在北京举行。这次会议是由中国宇航学会、中国力学学会、中国航空学会联合召开。出席本次会议的正式代表230人,列席代表40人,共发表论文198篇。会议邀请普汉民教授、赵稼祥研究员、吴人洁教授、郭景坤教授、王曼霞研究员、宋焕成教授、沈真高工和陈绍杰高工作了专题报告。会议按树脂基复合材料、金属基、陶瓷基、碳基复合材料、复合材料力学和复合材料性能测试技术四个专业分别在四个会场进行了小组交流。共宣读论文190篇,其中树脂基复合材料

59篇,金属基、陶瓷基、碳基复合材料47篇,复合材料力学54篇,复合材料测试技术30篇。

会议代表参观了会议东道主——航空航天部七〇三所复合材料与结构试制厂和性能检测中心,以及专为大会准备的复合材料制品小型展台,这是我国航天,特别是战略导弹和运载火箭用复合材料当前研制与应用水平的一个缩影。用于刚刚发射成功的长二捆火箭用的大型蜂窝整流罩和碳/环氧卫星接口支架属于当前结构复合材料的典型代表作,具有世界先进水平。

(张志新)