

湖泊的化学地质学 和物理学

〔美〕 A. 莱尔曼 主编

地质出版社

湖泊的化学地质学和物理学

[美] A. 莱尔曼 主编

王 苏 民 等译

史惠泉 朱季文 等校

地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书是美国16位著名学者通过长期实地调查和大量资料分析总结而写成的科学专著，侧重揭示和论述湖泊的热量平衡、水循环和扩散机制、沉积物的沉积和搬运过程、沉积物有机化学、放射性核素年代学、沉积矿物学、淡水中的碳酸盐沉积过程、人为化学扰动、稳定同位素、化学模式、沉积模式、咸水湖特性等的形成规律与特点。资料丰富，论点新颖，图表齐全，是近年来出现的最重要的湖泊学著作。可供与湖泊的研究、环境整治和开发利用有关的大专院校师生、科研单位、设计和生产部门的同行使用。

LAKES

Chemistry Geology Physics

Edited by A. Lerman

Springer-Verlag 1978

湖泊的化学 地质学和物理学

〔美〕A. 莱尔曼 主编

王苏民 等译

史惠泉 朱季文 等校

责任编辑：屠溥泉

地质出版社出版发行

（北京和平里）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：23.75 字数：555000

1989年11月北京第一版·1989年11月北京第一次印刷

印数：1-1010册 国内定价：10.20元

ISBN 7-116-00469-6/P·395

译者的话

湖泊是自然景观的一个重要组成部分。除了淡水、盐类、矿物和旅游资源外，湖泊还具有调节江河径流、灌溉农田、发展水力、沟通航运以及繁殖水产之利，它与人类的生产、生活和娱乐息息相关。因此，综合开发、合理利用和保护湖泊资源，改善湖泊环境引起了全人类的极大关注。

迄今为止，我们关于湖泊学的系统知识还是比较贫乏的。如同其它新的分支学科一样，我国湖泊学的研究起步较晚，其研究成果虽有建树，但与国外相比还有一定差距。我们组织翻译了《湖泊的化学地质学和物理学》一书，旨在借鉴国外湖泊学方面的先进经验以提高我国科技人员的专业素质，发展我国的湖泊科研事业。由于自60年代以来我国尚无一部有关湖泊学的译著问世，因而本书的出版可稍解燃眉之急，为推动我国湖泊学发展尽绵薄之力。众所周知，该书是近年来我国从国外购进的湖泊学专著中最佳的一部，其主编和其他作者除了对湖泊研究有较高的学术造诣外，在其它学科领域中也颇有成就和专长。该书一经推出，日本等国迅速出版了它的翻译本，足以说明本书确为同类书籍中的佼佼者。我们奉献出这本译著，希望能引起同行们的兴趣，并从中得到可贵的教益。

从传统上说，湖泊生物学一直是湖泊学中实力雄厚的领域，但近期以来，已经出现了多学科研究湖泊系统的趋势。实际上，湖泊是一个自然系统，由相互联系、相互依赖、相互制约、相互作用的湖盆、湖水、出入湖泊的水系、生物和湖底沉积物所组成的，为一具有特定功能的综合行为的统一体。事实证明，只有同时对湖泊的无机和有机环境进行分析研究才能将湖泊科学推到一个新的高度，这势必涉及到岩石圈、水圈、大气圈和生物圈的相互作用。科学技术的发展要求人类具有对自然的综合知识，以提供决策的依据，对湖泊学也不例外，这样才能达到延长湖泊的寿命，为人类造福的目的。从这个意义上讲，本书具有独到新颖之处，因为它是从湖泊学的非生物角度出发，重点放在各种物理过程和宏观机制控制下的生物地球化学过程上。它涉及了与湖泊有关的三个领域，把化学湖泊学、地质湖泊学和物理湖泊学的重要方面和最新研究成果概括在一起，系统地表达了多学科的综合观点。书中各章都指出了各分支学科的基础，精辟地反映了研究的成果和理论，同时还探讨了该领域内近期发展的动态。因此，无论在研究内容及研究理论和方法上均有很大的参考价值。可供广大从事湖泊学和相邻学科的研究、教学、监测、管理等部门的科技人员、高等院校师生及其他工程技术人员阅读参考。

我国湖泊众多，在国民经济建设中占有举足轻重的地位。为了早日实现我国的四个现代化，必须大力加强湖泊科学研究，使科学技术转化为生产力。我们希望这部译著能为传递湖泊学的知识，激发和培养广大从事该学科的研究工作者的使命感，帮助他们开拓视野，提供不可多得的启迪材料，这就是我们翻译本书的目的。

原书中有些物理量和化学量的单位现已废弃不用，仅注明其换算方法，未一一转换成法定计量单位。原书的参考文献合计多达38页，出版社为节省排印费用，不得已略去，请读者谅解。

由于时间仓促，译者水平有限，书中倘有谬误和疏漏之处，恳请专家、同行予以批评指正。

参加本书翻译、审校和绘制插图的有：

引言 王苏民译 史惠泉校；第一章 伍贻范译 王苏民校；第二章 王苏民译 吴坚、史惠泉校；第三章 朱海虹译 王苏民校；第四章 朱季文译 史惠泉校；第五章 吴瑞金译 徐建华、王苏民校；第六章 张学荣译 王敖生、王苏民校；第七章 苏守德译 王苏民、史惠泉校；第八章 孙顺才译 王苏民校；第九章 吴瑞金译 王苏民校；第十章 王苏民、朱海虹译 史惠泉校；第十一章 蒋自巽译 史惠泉校。

全书插图由吕虹妹清绘；刘西平、吉磊、陈伟民、冯敏在协助全书定稿方面也做了大量工作，在此一并致谢。

引言——人类是驾驭湖泊的主人

湖泊对于现代人类的吸引力已远远超出直接的经济上的需求，娱乐一词常被用来描绘人类对湖泊的神往和临水而居的意愿，但是，这种意愿要比娱乐的蕴含更深，这种感召力首先出自美学上的原因，人类赋予湖泊的价值衡量标准之一体现在土地价格的比降上，地价一般是从湖滨向陆地递减的。人类企图把水域环境引入他们之中的尝试不胜枚举，可以追溯到古代。庭院水潭、池塘、人工湖和喷泉都表现出人类渴望能够与水为邻，或者所谓人类要驾驭湖泊的天性。一个纯粹利用水的设置，譬如，饮用喷泉或蓄水洞穴，并不要昂贵的费用，也毋需精心的装饰。用瓷砖镶嵌画、雕塑艺术品或纪念碑形式的建筑物使喷泉和水池增辉生色，赋予其宗教的和重大历史事件的象征意义，虽然并不一定与水有关，然而，象这样水石相映的建筑对视觉产生的感染力却几个世纪以来一直经久不衰。

本书的书名“湖泊：化学、地质学、物理学”，这是按英文字母顺序排列与湖泊有关的三个科学领域。它涉及了湖泊中化学、地质和物理的形形色色过程，系统表达了多学科全面综合的概念。从通常的意义上说，本书既非总论，也不是手册，可是却把化学湖泊学、地质湖泊学和物理湖泊学一些比较重要的方面和新近的进展概括在一起。所谓“一些”，是因为本书受到篇幅的限制，难以把最近10—20年的湖泊学的新进展一览无遗。至于“比较重要的方面”，在一定程度上是主观的判断。本书各个标题的选择，不仅决定于湖泊学内容的重要性和新颖性，而且还决定于本书作者们提交的写作和发表的时间进度表。

本书共十一章，它们的主题是：湖泊的热平衡 (R. A. Ragotzkie)；水的扩散和循环 (G. T. Csanady)；沉积作用和沉积物的搬运 (P. G. Sly)；湖泊的人为化学扰动 (W. Stumm 和 P. Baccini)；湖泊沉积物中的有机质 (M. A. Barnes 和 W. C. Barnes)；湖泊的放射性年代学 (S. Krishnaswami 和 D. Lal)；湖泊沉积物的矿物学 (B. F. Jones 和 C. J. Bowser)；咸水湖 (H. P. Eugster 和 L. A. Hardie)；湖泊淡水的碳酸盐沉积 (K. Kelts 和 K. J. Hsu)；湖泊的稳定同位素研究 (F. J. Pearson 和 T. B. Coplen)；湖泊的化学模式 (D. Imboden 和 A. Lerman)。本书的主编特别指出，所有的作者，除了对湖泊研究有强烈兴趣外，实际上在湖泊学以外的领域也都颇有成就和专长。

本书可供湖泊学和环境科学等有关领域的科学家、工程师和研究生学习和参考。书中，每一章都提出了学科的基础，并讨论了该领域内较近期的进展。作者认为：通过这种途径，有可能使教育中行之有效的特色，比如：毕业论文的答辩，与较先进的表现艺术结合起来。每章的主题内容是丰富多样的，这要求读者不同程度地熟悉湖泊学的概况，也要求读者在水动力学、有机化学、物理化学、矿物学、地球化学和沉积学等学科方面具有一定的基础。鉴于作者各自的研究领域和写作风格，一些章节采用十分通俗的讲解方式，而有的章节则作了较深入详细的论述。

正如本书书名所示，书的内容主要涉及湖泊学的非生物方面，重点放在各种无机过程和依据宏观机制就能观察的生物地球化学过程，而地质学家、物理学家和化学家习惯于利

用宏观机制来从事对全球环境的研究，湖泊生物学在传统上一直是湖泊学中实力雄厚和流行的领域。人们早就认识到在湖泊中生物依存于无机世界的情况，例如，光在水中的穿透能力、氧的溶解、营养物的流动和气候，它们早就成为对湖泊进行的大量系统研究的重要组成部分。近年来，已经出现多学科研究湖泊系统的趋势，这不同于十九世纪和廿世纪早期的湖泊学，那时较多地着重于湖泊的大小范围的量测，较少考虑到湖泊的概念原理。各项湖泊研究的共同目的就是确定无机环境和湖泊生态系统如何相互作用，以及它们如何通过起因和结果，通过反馈机制互为相关。工业社会中发生的环境变化的规模扩大是一种新现象，许多湖泊系统面临着这一问题。人类—自然环境—水生生物构成的三角形范围，已经可理解为公共事业、法律审议和科学研究的主要领域。

我们现在有关湖泊生物世界的渊博知识应归功于生物湖泊学，当然，诗人们所赞美的、栖息于湖中的美人鱼、人鱼和其他种系来源不明的动物并不包括在生物区系以内。自然环境中水面秀丽景色的魅力和看不见的水下世界的神秘，滋育了人类的求知欲望，这种求知欲望的表达形式多种多样，从神话的到科学推理的，如在歌德的诗集中，这些表达方式是结合在一起的，有关美人鱼的诗，诱惑渔夫堕入深渊，较理智的哲学诗把水作为万物的最终源泉。

本世纪的技术进步和规模宏大的工程，进一步表明人类驾驭湖泊的能力。为在河流上筑坝截流而建成了数以千计的水库，其中许多水库的规模和环境可与大湖媲美。显然，当决定在何处修建一个人工湖泊时，有关能源利用、农业、渔业、航运和提供娱乐等因素都起着不同程度的重要作用。据七十年代的统计，全世界水库的总容量接近 5000km^3 ，总的水面积约为 10^5km^2 。该数字与诸如密执安湖或休伦湖等大湖的容量和面积相比，还不足两倍。在人造湖的数目和规模方面拥有巨大的增长潜力，因为它们可以使大部分入海河水在陆上停留较长的时间。然而，由于人类的活动，虽使陆地表面的储水量增加，但从全球范围来讲，这还远远未能影响水在陆地的停留时间。迄今，人们更为注意和关心的焦点仍然是人造湖的直接环境质量，实际上和天然湖的情况完全一样。

人类技术文化的发展以及为获取驾驭湖泊的本领，强烈要求人们具有对自然的综合知识，这样才能让湖泊长存，并防患于未然。为此目的，对湖泊的化学、地质和物理的了解那怕是稍有一点深入，我们就在期望的方向上前进了一步。

目 录

引言——人类是驾驭湖泊的主人

第一章 湖泊的热量平衡R. A. Ragotzkie (1)

- § 1 引言..... 1
- § 2 基本概念..... 1
- § 3 湖水的热学特性..... 2
- § 4 热交换过程..... 3
- § 5 湖泊的热学特性..... 6
- § 6 湖泊的热量平衡..... 9
- § 7 冰冻湖泊..... 11
- § 8 南极湖泊..... 13
- § 9 热平衡的综合..... 15

第二章 水循环和扩散机制..... G. T. Csanady (22)

- § 1 引言..... 22
- § 2 基本公式..... 22
- § 3 雷诺应力的参数化..... 24
- § 4 输送传递公式..... 25
- § 5 涡度公式..... 25
- § 6 湖面升高和假潮..... 26
- § 7 风驱岸流..... 26
- § 8 地形旋涡模式..... 27
- § 9 狭长湖盆的特殊情况..... 29
- § 10 与观测结果的比较..... 32
- § 11 湖底摩擦效应..... 34
- § 12 柯氏力的作用..... 36
- § 13 自然流的反向..... 37
- § 14 地形波概念模式..... 38
- § 15 简单的沿岸带模式..... 39
- § 16 涡旋强度平衡..... 42
- § 17 与观测结果的比较..... 44
- § 18 湖岸喷流..... 45
- § 19 简单的沿岸喷流概念模式..... 45
- § 20 湖岸喷流的观测..... 51
- § 21 近岸处温跃层的自然运动..... 51
- § 22 Kelvin内波概念模式..... 51

§ 23	Kelvin内波的产生	54
§ 24	与观测结果的比较	56
§ 25	湖流和温跃层的近惯性波动	57
§ 26	Poincaré内波的概念模式	61
§ 27	与观测结果的比较	63
§ 28	湖岸的边界层	64
§ 29	近岸和滨外流的气候学	67
第三章	湖泊的沉积过程	P. G. Sly (71)
§ 1	引言	71
§ 2	湖泊的类型	71
§ 3	盆地演变	72
§ 4	湖泊对各种物理输入形式的反映(一般关系)	75
§ 5	控制因素	75
§ 6	物理输入和沉积表现	79
§ 7	能量级别	87
§ 8	结论	93
第四章	湖泊的人为化学扰动作用	W. Stumm, P. Baccini (94)
§ 1	引言	94
§ 2	湖水系统化学组成的调节因素	97
§ 3	光合作用与呼吸作用之间平衡的失调	108
§ 4	外来有机物质对水生生态系统的影响	117
§ 5	重金属和酸度	120
§ 6	结论	130
第五章	湖泊沉积物中的有机化合物	M. A. Barnes, W. C. Barnes(132)
§ 1	引言	132
§ 2	脂肪酸	133
§ 3	类异戊二烯化合物	142
§ 4	醇和酮	144
§ 5	五环的三萜系酸	145
§ 6	甾烷和三萜烷	145
§ 7	烃类	146
§ 8	甾醇(固醇)	149
§ 9	色素	151
§ 10	碳水化合物	152
§ 11	氨基酸和氨基糖	154
§ 12	嘌呤和嘧啶	155
§ 13	结论	156
第六章	放射性核素湖泊年代学	S. Krishnaswami, D. Lal(159)
§ 1	引言	159

§ 2	放射性核素向湖泊的迁移	160
§ 3	湖泊年代学	163
§ 4	测定年龄的方法	164
§ 5	湖泊沉积物中的颗粒改造过程	180
§ 6	结论	183
第七章	湖泊沉积物的矿物学和有关的化学B. F. Jones, C. J. Bowser(184)	
§ 1	引言	184
§ 2	矿物来源	185
§ 3	驱动力	186
§ 4	沉积物-水界面交互作用中的重要因素	187
§ 5	湖泊沉积物的化学组分	197
§ 6	湖泊沉积物的矿物组成	201
§ 7	湖泊沉积物矿物学和化学研究的现代技术	201
§ 8	主要矿物组合的成因	213
§ 9	结论	236
第八章	盐湖H. P. Eugster, L. A. Hardie(243)	
§ 1	引言	243
§ 2	咸水湖形成的条件	244
§ 3	咸水湖湖水成分的变化	244
§ 4	卤水的演化	248
§ 5	盐类矿物出现和堆积的型式	257
§ 6	成岩作用的反应	260
§ 7	现代盐湖实例	266
§ 8	大盐湖 (Great Salt Lake)	290
§ 9	古代盐湖	294
§ 10	结论	305
第九章	淡水碳酸盐的沉积作用K. Kelts, K. J. Hsu(306)	
§ 1	引言	306
§ 2	碳酸盐碎屑的来源	307
§ 3	方解石的沉淀化学	310
§ 4	其它碳酸盐矿物的化学	316
§ 5	苏黎世湖方解石沉积史	318
§ 6	结论	336
第十章	湖泊的稳定同位素研究F. J. Pearson, Jr. T., B. Coplen(338)	
§ 1	引言	338
§ 2	氢和氧	340
§ 3	碳	347
§ 4	氮	349
§ 5	硫	350

§ 6	结论.....	351
第十一章	湖泊的化学模式	D. M. Imboden, A. Lerman(352)
§ 1	引言.....	352
§ 2	时间尺度.....	353
§ 3	单箱模式.....	355
§ 4	双箱模式: 分层湖泊.....	361
§ 5	多箱模式.....	364
§ 6	湖水和沉积物的模式.....	366

第一章 湖泊的热量平衡

R. A. Ragotzkie

§ 1 引言

湖泊热量平衡能很好地反映出湖泊对外界自然气候的综合热效应。湖泊不像海洋那样，在热量交换过程中以大规模的平流过程为主，而是以单个水体反映外界气候的微小差异。因此，可将湖泊视为气候的记录仪。经严格校核，湖泊这种天然的气候能为一个地区提供几天、几个月乃至全年的气候资料。

湖泊反映气候主要内在特性的决定因素，是湖泊的平均深度、最大深度、风的吹程、湖盆形态以及湖泊对风向的相对方位。湖泊所反映的外界气象因素主要有短波辐射和长波辐射、气温、湿度、湖面上大气的稳定度以及风的作用。对于冰冻湖来说，冰层厚度、雪的深度和反照率，则是重要的影响因素。

本章探讨湖泊的内在特性和外界气象因素决定其热量交互作用的方式。湖泊热量平衡的分析将为解释和阐述这种交互作用提供基本模式。

§ 2 基本概念

在探讨湖泊热量平衡时，必须注意到所有引起热量出入湖泊的主要过程都发生在或接近于湖水表层。在一些浅水湖泊中，相当数量的热量与湖底沉积物作季节性的交换，但由于全年沉积物进出的净热量为零或近于零，该项则可急略不计。所以，湖泊热量平衡分析即由热量进出湖表面的过程和湖泊自身热储量的变化所组成。

不冻湖的热量平衡可简单地表示为：

$$Q_T = Q_R + Q_L + Q_s \quad (1-1)$$

式中： Q_T ——湖泊热储量的变化率；

Q_R ——净辐射；

Q_L ——蒸发潜热；

Q_s ——湿热交换。

其单位均以 $\text{cal}^*/(\text{cm}^2 \cdot \text{d})$ 计。

式(1-1)表明，湖泊热储量的变化等于辐射过程、蒸发作用和向大气传导的代数和，涉及特殊情况的其它项将在后面再作考虑。

热量平衡中，最易观测和深解的热量平衡项是湖泊的热储量。虽然湖泊的热储量含意

* $1 \text{ cal}(\text{卡}) = 4.1868 \text{ J}(\text{焦})$ 。

非常明确，但在早期的热量平衡研究中，对其定义却产生过不少模糊的概念。初看起来，似乎只要简单地测定垂向水温，再对各层深度的水温进行积分，便可得到湖泊的热储量。然而，湖底向着湖泊最深处倾斜，致使湖泊不同水层的面积随深度减小，这样按湖泊表层计量的体积要比按最深处底部计量的体积大得多。为解决此问题，通常用湖泊等深线来计算“单位湖泊”。该方法是把表层面积作为一个单位，然后对每层进行加权，得出各水层的相对面积。根据这些加权因子，每一水层的平均温度乘以此水层的相对面积，便可得到各个连续层所含的热量。“单位湖泊”的含义是指表面积为 1cm^2 的水柱，向下截面逐渐减小，至湖泊最深处，其截面积远小于 1cm^2 。这样，便可精确地计算出整个湖泊单位面积的热容量。

有时也采用另外方法计算热储量，即用湖泊平均深度乘以水柱的平均温度。然而，这种方法并未考虑分层湖泊中的温度随深度减小的问题。尽管这种方法在理论上对不分层的均温湖泊来说是正确的，但在实际运用时却须谨慎，因为所谓的不分层湖泊在夏季常存在暂时的分层现象，而且在冰封期间有时也出现一些分层现象。

§ 3 湖水的热学特性

湖泊的热效应和热量平衡在许多方面与湖水本身固有的热学特性有关。研究液体水的主要特性是研究其密度与温度的关系、冰点、热容量、融化和蒸发的潜热。其中异常的密度与温度的关系是湖泊热学特性的关键因素。在标准大气压力下，水温为 3.94°C 时，水的密度最大，其值为 1.000 。当温度高于或低于 3.94°C 时，水的密度则以复杂的指数形式减少（图1-1）。在 4°C 左右，水的密度最大，这对湖泊的冷却和最终的冰封产生重大影响。图1-1还表明，随温度的增加，密度递减的速率也加快。这意味着，在较高温度下形成一定的流体静力学稳定性所需要的垂向温度梯度要比温度在 4°C 左右时小得多。例如， 26°C 至 27°C 间的 1°C 温差与 4°C 至 10°C 间的 6°C 温差所产生的稳定性大致相同。

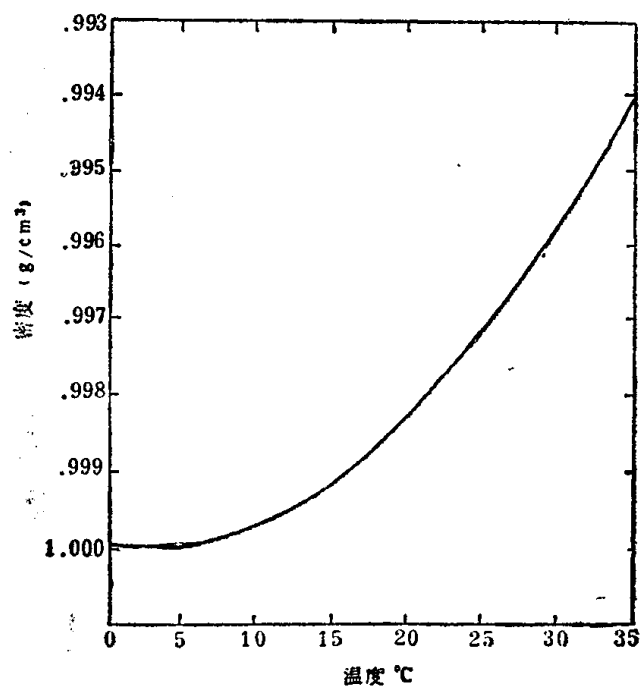


图 1-1 水温与密度的关系

水的热容量特别大，在标准大气压下，0℃时其值为1.01 cal/(g·℃)。虽说热容量随温差产生微小的变化，但由于温度差太小，在热量平衡研究中完全可以忽略不计。在通常所遇见的湖泊温度范围内，湖水的密度都近于1，所以取湖水体积热容量的近似值为1cal/(cm³·℃)，是不会引起明显误差的。

水的蒸发潜热随温度而变，但对大多数湖泊热量平衡的研究来说，取590cal/g的值是合适的，而融解冰冻潜热为80cal/g。

§ 4 热交换过程

一、辐射

辐射通过电磁波传递热能。除绝对零度外的所有物质都产生辐射。整个辐射量随发射体的温度增高而增大，较热物体发射的波长短于较冷物体。因而，太阳发射的短波可见光和紫外光辐射极强，而地球发射波长较长的红外线，其强度要弱得多。

该项研究的目的在于便于将辐射分为两类：一是太阳辐射，即在地表上主要是短波辐射，其强度随昼夜、季节、纬度而变化；二是陆地辐射，即长波辐射。太阳辐射通过大气圈时，虽然发生大量散射，但很少被吸收。部分太阳辐射被水、冰和雪的表面反射掉。物质反射太阳辐射的比例称为反照率。反照率为1，意味着100%反射，反照率为零则表明无反射。水体的反照率随太阳入射角而变化。除了低入射角的情况外，水体的反照率一般很低，大约为0.03—0.05。太阳辐射大部分能透过水面，因而从湖面上空垂直地向深水观看时，水体几乎呈现黑色。冰面具有较大的反照率，这主要取决于物质表面性质。刚下的雪反照率强达0.7—0.9，也就是说，雪反射太阳能可高达90%。

透过水表面或冰雪表面的太阳辐射可被水吸收，然而当可见光透过水层时，这种吸收作用可以在相当大的深度发生，并使水体本身加热。辐射增热的深度分布呈指数形式：

$$I_z = I_0 e^{-KZ} \quad (1-2)$$

式中：I——辐射强度；

Z——深度；

K——衰减系数，通常以m⁻¹表示。

在许多湖泊里，透过水体的太阳辐射，大部分在表层几米内就被吸收。但在极为清澈的湖泊里，太阳辐射引起水的加热可出现在10m或更深处。由于绝对温度低，液态水发射的热辐射大部分为极长波，即远红外区波段。湖表面的长波辐射可由 Stefan-Boltzmann 定律给出，简单表达为：

$$R_L = \sigma \epsilon T^4 \quad (1-3)$$

式中：R_L——发射的全部长波能；

σ——常数，为0.817 × 10⁻¹⁰ cal/(cm²·min·℃⁴)；

ε——辐射率（黑体=1）；

T——绝对温度。

由此，长波辐射与绝对温度的4次方以及物质辐射率成正比。水的辐射率近于“黑体”，约为0.97。只有湖水表面的10—100μm的最表层才向大气进行辐射。

云层通常由液态水滴组成，它几乎不传导热，因而强烈地吸收湖面发射的长波辐射。

云层和大气本身也发射出一些辐射，依次被包括湖泊的地球表面吸收，这称为逆辐射。

所有的辐射流组合在一起便是净辐射，它是所有辐射项的代数和。

$$R_{\text{净}} = R_{\text{短}} + R_{\text{反射短}} + R_{\text{长}\uparrow} + R_{\text{长}\downarrow} \quad (1-4)$$

式中： $R_{\text{短}}$ 和 $R_{\text{反射短}}$ 分别为入射的可见短波和反射的短波辐射能。把日照仪和长波净辐射仪朝上和向下翻动，或者结合使用能自动检测和综合的两面翻长短波净辐射仪就能直接测定这些项。因为仪器设备保养和校准困难，数据处理冗长繁琐，这种直接观测方法只限于短期测定，譬如几天或更短。因此代之以使用邻近气象站记录的太阳辐射资料作为入射太阳辐射项，并校正平均反射率。测定长波辐射就更加复杂，因为湖泊上空的大气和水气的温度以及云层的存在或缺失，对湖面长波的有效辐射通量具有重要影响。虽然湖面长波辐射随水温增加而增大，但湖面上空大气的逆辐射也随着气温和湿度的增加而增大。空气中水汽容量呈指数状增加，最终是逆辐射随温度增大的量要超过湖泊本身向外输出的辐射量。因而，一般观测到的外输长波辐射总量随气温和水温的升高而减少。Sverdrup等(1946)用图解(图1-2)表明了这种关系。云层的遮盖使湖泊输出的长波辐射项进一步减少。Sverdrup等(1946)给出了该项的经验关式为：

$$R_{\text{长有效}} = R_{\text{长晴}} (1 - 0.083K) \quad (1-5)$$

式中： $R_{\text{长有效}}$ 表示长波净辐射， $R_{\text{长晴}}$ 表示晴天长波辐射， K 表示云的遮盖度，以十分之几米表示。显而易见，辐射项的估算是一件复杂且精确度又不高的工作，但是在本章后面将明显看到辐射在湖泊热量平衡中起着重要的作用，所以应该尽量地计算出这些辐射项。

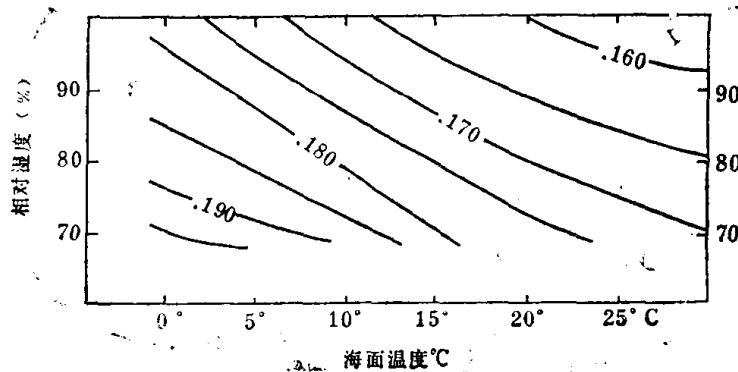


图 1-2 从海面至晴空的有效逆辐射 (表示海面温度与几米高上的相对空气湿度之间的函数关系) Sverdrup (1946)

二、显热

湖水与大气间显热的传递是由传导和对流共同作用引起的。穿过水面的热量是通过传导在气-水界面进行交换的。热传导仅发生在界面处的极薄气层或水层内，其作用大小直接取决于穿过界面的温度梯度。Twitchell (1976) 根据实验研究，发现水内的传导层的厚度约为0.13cm，而空气的传导层约厚0.4cm。在这些范围之外，显热则通过气、水中的湍流和对流过程传递。

风和湖面上空大气的稳定性制约着这些过程。因为湖泊水温变化滞后于气温，大气的稳定性则随季节而变化。春季，湖水较空气冷，致使越靠近水面，空气越冷，这就形成稳定的空气分层。在这种情况下，湖面上空气的作用减小，时常呈静止状态，因而大大降低热量传递。相反，秋季的湖水温度通常高于气温，易发生对流，加强了显热向大气传

递。

三、蒸发

蒸发是湖泊热量损失的主要方式。水的蒸发潜热高达259cal/g左右，其热量必须由湖泊本身储热提供，因而湖水蒸发的冷却能力极大。

蒸发过程有些类似于显热传递。在气-水界面上，水分子直接向大气逸散。另外，这部分过程仅发生于水面最表层的极薄的水分子层，并影响紧贴界面的空气层。蒸发速率直接取决于通过气水界面的蒸发压力梯度，通常可用 $\Delta e/\Delta Z$ 表示 [Δe 为蒸发压力差，以mb (毫巴) *表示； ΔZ 为两层间垂直高度]。在该层之上，风和垂向的混合作用将水气从边界层带走，因而保持其蒸发压力梯度。由于风影响水面上覆空气的混合作用，所以当上覆空气处于中等稳定或不稳定时，蒸发作用最大。

四、波温 (Bowen) 率

直接测定显热传递及蒸发是十分困难的，这需要对风、气温、水温和湿度进行持续而详细的监测。长时期地进行这样的监测困难多，花费高，因而，最常用的取代方法是采用波温率 (Bowen 1926)。波温率表示显热传递与蒸发的比率，此种方法在假设热和水汽的涡动扩散率是相同的前提下，可直接通过水温、气温和湿度求得波温率。

$$B = \frac{Q_s}{Q_L} = 0.66 \frac{p/1000}{e_w - e_a} (T_w - T_a) \quad (1-6)$$

式中：B —— 波温率；

p —— 气压 (毫巴)；

T_w —— 水温；

T_a —— 气温；

e_w —— 水的平衡水汽压 (由 T_w 导出)；

e_a —— 空气的水汽压力。

把波温率代入基本热量平衡公式1-1中，得到：

$$Q_i = Q_R + Q_L (1 + B) \quad (1-7)$$

Q_L 求出后，便能直接从公式1-6中获得显热 Q_s 。

五、底部传导

来自地球深部地热源的热流平均值约为 $1 \mu\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$ 。大部分湖泊一年内增加的热源大约为 $30 \text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ 。地热源向Mendota湖提供的热量大约占该湖全年热平衡的0.1%。对于热量收支较少的浅水湖泊的百分比稍高，但一般小于0.5%。除局部循环湖外，热源在湖泊热量平衡研究中是无关紧要的，故可忽略不计。

通过湖底的热流随水温的季节变化而变。夏季和初秋，热量从湖水传向沉积物；而冬季，热量从沉积物返回水中。季节交换热量的多少主要取决于紧贴湖底水层的季节性温度变幅，其次取决于湖底沉积物和下伏基岩的热学性质。Scott (1964) 根据广泛测定的底质温度，对威斯康星州9个湖计算了冬季来自该热源的热流。结果表明其变化幅度从 $940 \text{cal}/\text{cm}^2$ 到 $1590 \text{cal}/\text{cm}^2$ 。前者为热量低的South Trout湖，其极冷的下部降水层的深水湖泊；后者为热量高的Mendota湖，湖下滞水层温度达到 10°C 或更高。

湖水和沉积物间季节性热量交换的精确量可从年水温循环阶段中得出。夏季湖水热量

* mb (毫巴)。1bar (巴) = 10^5Pa (帕)。

传向沉积物，冬季则相反。夏季，这种热源仅占整个湖泊水体热量的极小部分，在评价湖泊夏季热量平衡时，通常忽略不计。冬季，冰封湖面，水温低于4℃，温度稍高的湖底沉积物就成了相当重要的热源。

§ 5 湖泊的热学性质

虽然我们可将湖泊简单地视为天然气候记录仪，但是湖泊的整个热学特性及其产生的热平衡是包含各种热力和动力过程的极为复杂的相互作用，以及它们对湖泊特性的影响。在此，我们将考查中等深度的温带湖泊的全年热循环。

初春，湖冰消融后不久，湖水温度可达到4℃。那时，湖水呈中等稳定，从表层到底层的水温一致。此后，太阳辐射使水表层温度升高。风的作用促使表层的暖水向下混合。风传递的功能易于破坏4℃左右温度梯度的弱稳定性，所以最初混合作用可以扩展到湖泊的全部深度上。因此，湖水的温度吸收分布均匀，甚至一些极深的湖泊，在温度超过4℃若干度时仍保持均温。

当太阳辐射使水面持续加热时，近表层较暖的水产生足够的浮力，阻碍了湖水的完全垂向混合。然而，在风的持续作用下，在表层水增温和风混合的共同影响下，垂直温度梯度和静力稳定度大为增加，形成一稳定层，称之为温跃层，其产生过程见图1-3。

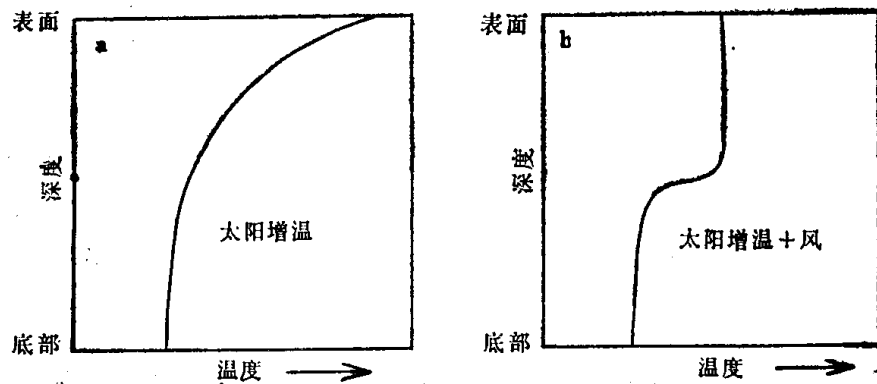


图 1-3 温跃层的形成

图(a)与图(b)的热储量相同，但图(b)中由于表层风的混合作用使温度梯度剧增，从而增加了中层水的稳定度

温跃层有效地将较暖的表面混合层（湖上变温层）与深部较冷的水层（湖下滞水层）分隔开。最初温跃层较浅，一般只在水面以下2—3m处。强风期造成湖水混合较深，温跃层下降。随即微风和表层持续增热，又可形成新的暖层和浅的温跃层。这样的过程通常重复出现，一年内这一时期同时存在几个温跃层的现象并非罕见。最终，温暖的表层趋于稳定，整个夏季和早秋也就发育成单一的温跃层。

由于湖水分层稳定，温跃层使大部分吸取的热量聚集在湖上变温层中。在继续增温的夏季，湖水不断从辐射中得到热量。其中一部分通过蒸发及显热向空中散发，而大部分则储存于变温层中。

夏末，蒸发和显热造成的热量损失率超过辐射输入，湖水则开始变冷。由于冷却过程发生在湖水表面，冷而重的表层水就发生对流下沉，使整个湖上变温层的温度下降。此时，稳定度也随之减小，温跃层开始再次降低。秋季，湖上变温层的温度降至接近湖下滞