

文章编号:0559-9350(2021)05-0556-10

冰期河湖与大气的热交换模型

杨开林

(流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 中国水利水电科学研究院, 北京 100038)

摘要: 河湖与大气的热交换模型是计算分析冰凌形成、发展、消融时空变化规律的基础。基于现有太阳辐射、长波辐射、蒸发和对流模型研究成果, 以现场冰情要素观测及历史天气资料为依据, 建立了适用于冰期计算分析的河湖与大气的热交换非线性模型。提出了考虑晴天散射的太阳辐射计算模型, 以 Iziomon 公式计算大气长波逆辐射, 以俄罗斯冬季公式计算蒸发和对流。基于现场观测雪面或冰面温度 T_s 接近于 T_a 的实际, 提出了在 $T_s=T_a$ 点对河湖与大气的多参数非线性热交换模型线性化, 然后利用历史天气资料, 采用线性回归的方法确定热交换系数 h_{sa} 。研究证实: (1) 气象站风级或者风速资料一般不能准确估计地势低洼河面的风速; (2) 采用典型年历史天气资料得到的 h_{sa} 可用于预测其他年的热交换; (3) h_{sa} 与 T_a 成正比, 且北京、沈阳、保定、包头的 h_{sa} 的平均值 $>10.0 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{C})$; (4) 漠河和拉萨的 h_{sa} 略小于北京等地区。

关键词: 冰期; 太阳辐射; 长波辐射; 蒸发和对流; 线性化; 热交换系数

中图分类号: P332.8

文献标识码: A

doi: 10.13243/j.cnki.slxb.20200550

1 研究背景

河湖与大气的热交换模型是计算分析冰凌形成、发展、消融时空变化规律的基础, 也是太阳能利用、气候变化、水文、水资源研究的重要课题。河湖热交换是指敞露水面、冰盖和雪盖与太阳辐射、长波辐射、表面蒸发和对流、降雪或降雨之间的热交换。

Ashton^[1]归纳总结了当时河湖与大气的热交换模型, 建议采用 Angström 日照百分率模型和 Wunderlich 云量百分率模型计算太阳辐射, 并在分析冰情的过程中采用线性化模型描述冰期河湖与大气的热交换, 即取河湖与大气的净热通量 $\phi_n = -h_{sa}(T_s - T_a)$, 式中: h_{sa} 为热交换系数, T_s 为河湖表面温度, T_a 为气温。不过, 他没有给出如何选取 h_{sa} 的方法。

Angström 和 Wunderlich 模型的特点是采用晴天直射为云天太阳辐射计算的起始值, 没有考虑晴天散射辐射的影响。王炳忠等^[2-3]以理想大气晴天日射为云天太阳辐射计算的起始值, 考虑了晴天散射辐射的影响, 成果被《凌汛计算规范(SL428—2008)》采用, 不过计算的过程比较复杂, 需要查专用图表。和清华等^[4]利用中国 54 个站 1961—2000 年的逐日太阳总辐射和日照百分率资料, 以线性日照百分率模型为基础, 分别以天文辐射、晴天日射和理想大气日射作为起始值建立了各站的太阳辐射回归方程, 推荐采用以天文辐射为起始值计算云天辐射。这就产生了一个问题, 在河湖冰工程中采用那一个太阳辐射模型较好。

Ashton 提出的线性化模型形式已经在冰工程中得到广泛应用^[5-8]。沈洪道^[6]针对北美地区, 采用 $h_{sa}=20.0 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{C})$ 。蔡琳等^[7]和冀鸿兰等^[8]针对黄河, 当水面敞露时, 取 $h_{sa}=10.0 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{C})$; 当冰封

收稿日期: 2020-07-22; 网络首发时间: 2021-03-05

网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20210305.1417.002.html>

基金项目: 水利部公益性行业科研专项(201501025); 国家重点研发计划项目(2018YFC1508403); 国家自然科学基金项目(51979291, 52009144)

作者简介: 杨开林(1955-), 教授级高级工程师, 主要从事水力控制研究。E-mail: ykciw@sohu.com

时, 取 $h_{sa} = 1.5 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{C})$ 。显然, 从上述中会发现一个问题, h_{sa} 的取值相差相当悬殊, 解决这个问题有两个, 一是河湖与大气热交换模型的选取; 二是热交换模型的更加合理的线性化方法。

本文的主要目的是, 基于太阳能利用、气候学、水文和水资源等学科的研究成果, 建立适用于冰封河湖与大气的非线性热交换模型, 然后利用历史天气资料, 以及笔者团队进行的太阳辐射、水温、冰温、雪温、气温和风速的原型观测, 探索对长波辐射、蒸发和对流热交换模型的更加合理的线性化方法, 以揭示和发现一些重要的普遍性规律。

2 太阳辐射模型

气候学计算云天太阳辐射的日照百分率模型是由 Angström(1924)提出的^[1], 数学描述是:

$$\phi_{sc} = \phi_{si}(0.35 + 0.61S) = P^m \phi_{s0}(0.35 + 0.61S) \quad (1)$$

式中: ϕ_{sc} 为云天的日射热通量, W/m^2 ; $\phi_{si} = P^m \phi_{s0}$ 为晴天直射热通量, W/m^2 ; ϕ_{s0} 为天文辐射热通量, W/m^2 ; P 为所有波长范围内的大气平均透明系数; m 为光学大气质量; S 为日照百分率, 表示实际日照时间 T_{real} 与理论日照时间 T_{sun} 的比值, 即 $S = T_{\text{real}}/T_{\text{sun}}$, 有 $0 \leq S \leq 1.0$ 。

天文辐射 ϕ_{s0} 是指完全由地球天文位置决定的到达地球大气顶界的太阳辐射, 与日地距离的平方成反比, 随太阳高度角的增加而增加^[9]。

和清华等^[4]推荐采用以天文辐射为起始值计算云天辐射:

$$\phi_{sc} = \phi_{s0}(0.126 + 0.648S) \quad (2)$$

采用上式全国 54 个站的相对误差变化在 3.33% ~ 18.75% 之间, 平均为 8.39%。

2.1 云量百分率模型 在我国设有日照观测站的地区很少, 用云量百分率代替日照百分率已成为计算云天太阳辐射的首选因子, 因为云量是气象站的常规预报项目。

基于 Angström 日照百分率模型, Wunderlich 提出的云量百分率模型^[1]是:

$$\phi_{sc} = P^m \phi_{s0}(1 - 0.65C^2) \quad (3)$$

式中: C 为云量, %, $0 \leq C \leq 100\%$ 。

基于和清华等的日照百分率模型, 当取 $S = 1 - C^2$, 由式(2)得下述云量百分率模型:

$$\phi_{sc} = \phi_{s0}(0.774 - 0.64C^2) \quad (4)$$

由于 Wunderlich 云量百分率和 Angström 日照百分率模型一样, 都是以晴天直射 $\phi_{si} = P^m \phi_{s0}$ 作为云天辐射的起始值, 没有考虑晴天散射辐射的影响。

当考虑晴天散射的影响时, 晴天散射可按 Berlage 公式(1928)计算^[2]:

$$\phi_{sd} = \frac{1}{2}(\phi_{s0} - \phi_{si}) = \frac{1}{2}(1 - P^m)\phi_{s0} \quad (5)$$

式中: ϕ_{sd} 为散射热通量, W/m^2 。这个模型的含义很简单, 如果在地球大气顶界某一平面上测得的直射为 ϕ_{si} , 那么, 直射在大气中的衰减量为 $(\phi_{s0} - \phi_{si})$; 在大气中的直射大部分转化成散射, 散射又有一半散射到太空中, 只有一半向着地表。

晴天直射和散射之和为晴天日射, 即 $\phi_s = \phi_{si} + \phi_{sd}$ 。当用晴天日射 ϕ_s 代替式(3)中 $P^m \phi_{s0}$, 则:

$$\phi_{sc} = \phi_s(1 - 0.65C^2) = 0.5(1 + P^m)\phi_{s0}(1 - 0.65C^2) \quad (6)$$

2.2 大气平均透明系数 P 和光学大气质量 m 的计算 王炳忠等^[3]研究了我国大气平均透明系数 P 和光学大气质量 m 的计算, 不过过程比较复杂, P^m 的计算需要查专用图表。鉴于此, 本文将采用 Glover 和 McCulloch 的方法计算 P^m ^[1]:

$$P^m = 0.99 - 0.17m \quad (7)$$

需要指出的是式(7)只有在 $P^m > 0$ 才有意义。根据 Klein 的研究, m 可用下式计算:

$$m = \frac{P_a}{P_0} \left/ \left(\sin\alpha + 0.15 \left(\frac{180\alpha}{\pi} + 3.885 \right)^{-1.253} \right) \right. \quad (8)$$

式中： P_a 为观测地的大气压，hPa； P_0 为海平面大气压，hPa，一般取1013.25 hPa。

2.3 模型的比较 在2016年1—4月期间，笔者团队在黑龙江省漠河市北极村黑龙江边开展了太阳辐射的实测，下面将以此为依据比较上面的3个云量百分率模型：以晴天直射为起始值的Wunderlich式(3)；以天文辐射为起始值的和清华和谢云式(4)；本文晴天日射为起始值的式(6)。

图1(a)示出了2016年4月白天平均云量随日期的变化(资料来源 <https://tianqi.911cha.com/mohe/2016-4.html>，以下历史气象资料来源相同)，其中： $n=92$ 表示2016年4月1日；云量 $C=1.0$ 是天降大雪的完全阴天；云量 $C<0.6$ 可视为晴天。图1(b)(c)(d)分别示出了式(3)(4)(6)计算的2016年4月份太阳辐射的辐照度与实测值的比较，其中天文辐射 ϕ_{s0} 的计算可参考文献[9]。

根据图1，可得重要结论如下：

(1)式(6)计算太阳辐射结果与实测值吻合最好，式(3)和式(4)次之，例如，当 $n=115$ 时， $C=0$ 为完全晴天，实测最大 $\phi_{sc}=1042.1 \text{ W/m}^2$ ，而式(3)(4)(6)计算的最大 ϕ_{sc} 值分别为814.6、811.5、932.1 W/m^2 。这表明所提出的式(6)用于计算晴天日射的模型及大气平均透明系数和光学大气质量的方法是比较符合实际的。

(2)当白天平均云量 $C \geq 0.6$ ，太阳辐射理论计算值与实测值均偏差较大，特别是连续2天 $C=1.0$ 的降雪阴天。原因可能是：①白昼日平均云量资料来源于气象站观测资料，与观测点存在一定偏差；②白昼不同时间的云量相差较大。改进的途径是用白天分时段平均云量代替白天平均云量。

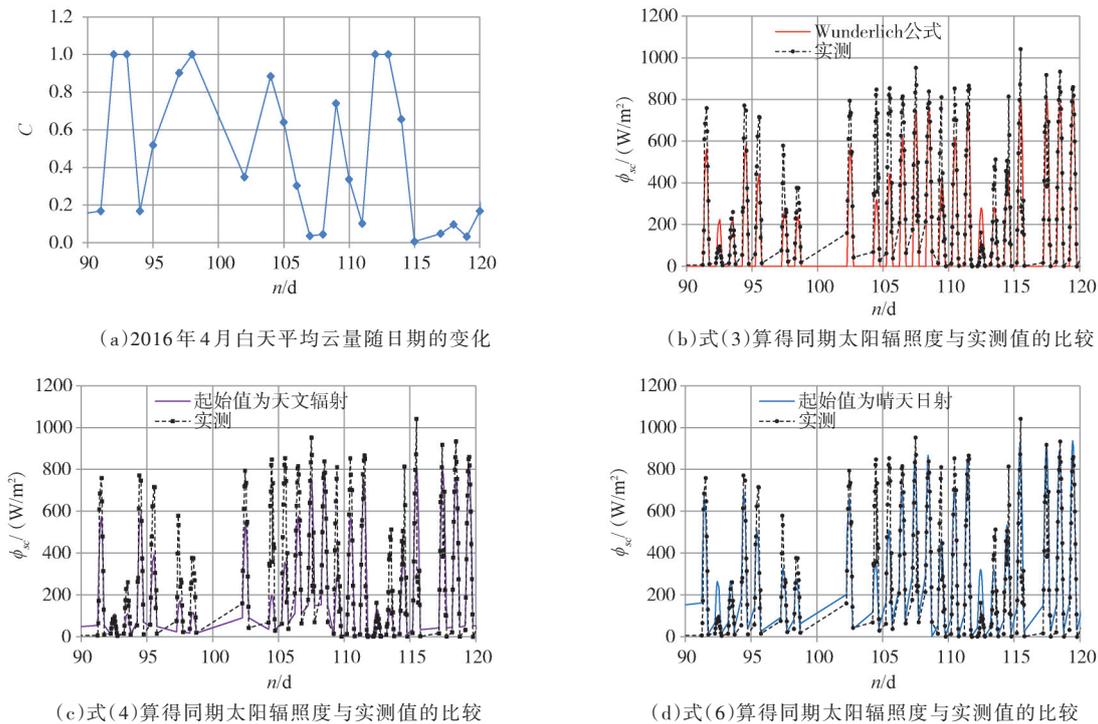


图1 黑龙江省漠河市北极村黑龙江边实测太阳辐射与理论计算比较

3 长波辐射模型

河湖长波辐射包括水体或者冰盖和雪盖表面的长波辐射与大气长波逆辐射。

3.1 河湖的长波辐射 河湖作为一个近乎黑体，长波辐射的热通量可由斯蒂弗-波尔茨曼四次方定律^[1]

计算:

$$\phi_b = \sigma \varepsilon_w (273.15 + T_s)^4 \quad (9)$$

式中: ϕ_b 为河湖长波辐射的热通量, W/m^2 ; $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 为斯特凡·玻尔兹曼常数; ε_w 为修正系数, 对水、冰和雪可取 $\varepsilon_w=0.97$; T_s 为河湖表面温度, $^{\circ}\text{C}$, 对敞露水面指水面温度, 冰封时指冰盖表面温度, 有雪盖时指雪面温度。在水面温度 $T_s=0^{\circ}\text{C}$ 时, $\phi_b=306 \text{W}/\text{m}^2$ 。

3.2 大气长波逆辐射 大气长波逆辐射也可按斯蒂弗-波尔茨曼(Stefan-Boltzmann)定律^[1]计算:

$$\phi_a = \sigma \varepsilon_a (273.15 + T_a)^4 (1 - \gamma_a) (1 + KC^2) \quad (10)$$

式中: ϕ_a 为长波大气逆辐射到河面的热通量, W/m^2 ; T_a 为河面上 1.5 m 高测得的气温, $^{\circ}\text{C}$; ε_a 为晴天的大气发射率; γ_a 为河湖表面对大气长波逆辐射的反射率, $\gamma_a \approx 0.03$; K 为系数。Wunderlich 根据美国 Tennessee 地区观测资料, 取 $K=0.17$ ^[1]。

对于晴天的大气发射率 ε_a , 我国常常采用 Idso-Jackson 公式, ε_a 只是气温 T_a 的函数^[10], 而 Ashton^[1] 推荐采用 Brant 公式, 其 ε_a 只是水汽压 e_z 的函数。黄妙芬等^[11] 利用实测资料比较研究了国际上常用的 10 个计算 ε_a 的经验公式, 包括 Angström 公式、Brant 公式、Idso-Jackson 公式和 Iziomon 公式等, 结果表明: Iziomon 公式具有最小的平均绝对误差和均方差, 具有最大的一致性指数 IA 和线性相关系数 LCC; Brant 公式次之; Idso-Jackson 公式具有最大的平均绝对误差和均方差, 以及最小的一致性指数 IA 和线性相关系数 LCC, 因此, 推荐采用 Iziomon 公式:

$$\varepsilon_a = 1 - 0.35 \exp\left(-10e_z / (273.15 + T_a)\right) = 1 - 0.35 \exp\left(-10P_h e_s / (273.15 + T_a)\right) \quad (11)$$

式中: $e_z = R_h e_s$ 为离河面高度 $z=1.5 \text{m}$ 处的空气中水汽压, hPa; e_s 为空气的饱和水汽压, hPa; R_h 为空气的相对湿度。当空气湿度饱和时, $R_h=1.0$ 。

由式(11)可知, ε_a 不仅与气温 T_a 有关, 而且与水汽压 e_z 或相对湿度 R_h 和饱和水汽压 e_s 有关。本文在下面的分析中, 也采用 Iziomon 公式计算晴天的大气发射率 ε_a 。

饱和水汽压 e_s 是随表面温度 T_s 的升高而增加, 随 T_s 的降低而减小, 世界气象组织(WMO)1996 年推荐采用马格纳斯-蒂托斯(Magnus-Tetons)公式计算^[12]:

$$e_s = e_{s0} \exp\left(\frac{aT_s}{273.15 + T_s - b}\right) \quad (12)$$

式中: T_s 为河湖表面温度, $^{\circ}\text{C}$; $e_{s0} \approx 6.11 \text{hPa}$ 为 $T_s=0^{\circ}\text{C}$ 时的饱和水汽压; a 和 b 为常数, 对水面: $T_s > 0$, $a=17.62$, $b=35.86$; 对冰面: $T_s \leq 0$, $a=21.88$, $b=7.66$ 。

4 蒸发和对流模型

水面蒸发量模型的研究已有 200 多年的历史。Dalton 根据水面蒸发形成原理和维持机理, 综合考虑风速、气温、湿度对蒸发量的影响, 提出了 Dalton 模型, 该模型对近代蒸发理论的创立起到了决定性的作用。我国自 1950 年代后期也开展了水面蒸发的研究, 目前已经提出了很多水面蒸发的经验公式^[13]。

Ashton^[1] 总结前人研究, 认为只有两个蒸发公式可以应用于负气温条件下, 一是 Rimsha 和 Donchenko 提出的俄罗斯冬季公式, 另一个是由 Ryan-Harleman 提出的公式, 并指出只有俄罗斯冬季公式应用于实际, 在北美和冰岛的长期应用中, 效果很好。我国东北地区也有学者采用俄罗斯冬季公式^[14]。陈惠泉等^[15] 理论分析和实验验证表明, Ryan-Harleman 公式比较适用的条件是没有风速和虚温度 $> 5^{\circ}\text{C}$ (近似为 $(T_s - T_a) > 5^{\circ}\text{C}$), 但是, 对于冰封河湖, $(T_s - T_a)$ 常常小于 5°C 。后来, 也有一些专家学者提出了新的或改进的水面蒸发公式, 例如陈惠泉^[15]、李万义^[16]等。不过, 陈惠泉和毛世民公式主要针对发电厂冷却水系统, 李万义公式没有考虑水面和大气温差的影响。现有的研究表明温差 $(T_s - T_a)$ 对蒸

发的作用很大，不容忽略^[15]。

基于俄罗斯冬季公式，蒸发的热通量可描述为^[1]：

$$\phi_e = [6.04 + 2.95V_z + 0.263(T_s - T_a)](1 - R_h)e_s \quad (13)$$

式中： ϕ_e 为蒸发的热通量， W/m^2 ； V_z 为距离河湖表面 1.5 m 处的风速， m/s 。

根据 Bowen 对流与蒸发的关系，河湖表面对流的热通量是：

$$\phi_h = [6.04 + 2.95V_z + 0.263(T_s - T_a)][6 \times 10^{-4} P_a (T_s - T_a)] \quad (14)$$

式中： ϕ_h 为对流热通量， W/m^2 ； P_a 为当地大气压， hPa ，随海拔高程增加而减小。

由式(13)和式(14)可见， V_z 在蒸发和对流热交换过程中的影响很大，因此，气象站风级的观测资料能不能应用于河湖冰情计算分析是一个引人关注的问题。为此，在2016年1—4月在漠河北极村黑龙江岸边进行了风速的实测。如图10所示，漠河气象站2016年1—4月风级在2级和10级之间，理论平均风速与风级的计算公式是：

$$V_m = 0.1 + 0.82N^{1.505} \quad (15)$$

式中 N 为风级，所以漠河理论风速 V_m 在 2.4 ~ 26.5 m/s 之间，但是，由于漠河属于山区，实测黑龙江边瞬时最大风速 $V_z \approx 5.3 m/s$ ，日平均风速 V_z 在 0.13 ~ 1.9 m/s 之间，1月至4月的平均风速 $V_{zm} = 0.77 m/s$ ，远远小于理论风速。由此，可得重要结论：气象站风级或者风速资料一般不能正确估计地势低洼河面 1.5 m 的风速，主要原因是气象站一般建立在地势较高、通风好的地方，而河道地势低，通风较差。

河道冰随时间的发展过程，除冰盖形成初期和开河外，是一个比较平稳的过程，短暂大风速对长期冰情发展影响有限。当以冰期平均风速评估风对蒸发和对流的影响，由于漠河冰期平均风速 $V_z \approx 0.77 m/s$ ，所以风速影响占比为： $2.95V_z / (6.04 + 2.95V_z + 0.263(T_s - T_a)) = 2.95 / (8.99 + 0.263(T_s - T_a)) < 37%$ 。

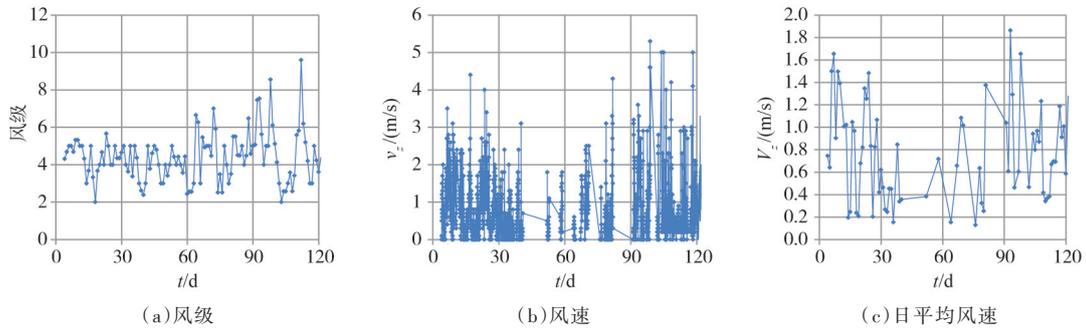


图2 2016年1月—4月漠河气象站风级与北极村黑龙江边实测瞬时风速和日平均风速

5 河湖与大气的热交换模型

河湖与大气的净热交换，包括太阳辐射、长波辐射及蒸发和对流是：

$$\phi_n = \phi_{sn} + \phi_a - \phi_b - \phi_e - \phi_h \quad (16)$$

式中： ϕ_n 为河湖表面日平均净热通量， W/m^2 ； $\phi_{sn} = \phi_{sc}(1 - a_{sm})$ 为太阳辐射净热通量， W/m^2 ， a_{sm} 为太阳辐射的日平均反照率。当遇到降雪天，上式中还需要增加降雪热通量 ϕ_p ^[1]。我国东北、西北、内蒙古和青藏高原等地区，冬季，甚至春季，降雪频繁且降雪量较大，冰封河湖雪盖反照率 a_{sm} 对气候变化和冰厚变化具有很大影响^[19-20]。新雪覆盖的冰的表面的反射率 a_{sm} 约为 0.9，由雪冰组成的冰盖的反射率为 0.6 ~ 0.8，与此形成对比的是，由清澈的柱状冰（黑冰）组成的冰盖的反射率可能较低，只有 0.2，可以采用杨开林^[9]提出的水冰雪太阳辐射反照率的通用模型估计。

当天气资料齐全，包括表面温度 T_s 、气温 T_a 、云量 C 、相对湿度 R_h 、风速 V_z 、当地大气压 P_a 等，云天太阳辐射 ϕ_{sc} 、大气长波逆辐射 ϕ_a 、河湖长波辐射 ϕ_b 、蒸发 ϕ_e 和对流 ϕ_h 分别采用式(6)(9)(10)

(13)(14)计算。

6 河湖与大气热交换模型的线性化

虽然我国一些地方正在建立冰情观测站，例如南水北调工程和黄河冰情观测站，但尚无测站能够提供全面定时观测 T_s 、 T_a 、 C 、 R_h 、 V_z 、 P_a 随时间变化的资料，因此，如何把河湖与大气的净热交换多参数非线性模型式(16)转化为只是两个自变量 T_s 和 T_a 的线性模型，且具有较高的精度，不仅具有重要的理论意义，而且具有广泛的实用价值。

在冰期，河湖表面存在下述情况：

(1)存在敞露水面，例如南水北调中线工程漕河渡槽，全年不封冻，在气温 $T_a < 0^\circ\text{C}$ 的情况下，水温 $T_s \rightarrow 0^\circ\text{C}$ ，这时，敞露水面与大气的温差 ($T_s - T_a$) 较大，特别是寒潮天气，这种情况水面蒸发和对流模型不适合采用线性化模型，否则，可能产生较大计算误差；

(2)河湖表面冰封，气温 $T_a > 0^\circ\text{C}$ ，这时雪面和冰面将融化，冰盖上会形成薄薄的水膜，甚至星罗棋布小水洼，称为水覆冰现象，这时，冰面上温度接近融点温度，但冰上水体温度 T_s 将趋近 T_a ；

(3)河湖表面冰封，气温 $T_a < 0^\circ\text{C}$ ，甚至存在雪盖，雪盖或裸冰表面温度 T_s 与气温 T_a 的关系。

以下仅研究情况(2)和(3)。

肖建民等^[14]在黑龙江省胜利水库测得冰面温度 $T_{is} = 0.55T_a$ ，白乙拉等^[17]在黑龙江省红旗泡水库测得冰面温度 $T_{is} = 0.26T_a - 4.6$ 。

在2016年1—4月上旬，笔者团队在漠河北极村黑龙江段实测了冰情，包括冰盖下水温、冰盖和雪盖内部和表面温度的垂向分布以及气温，如图3所示，其中： T_w 为水温或冰盖、雪盖、气温； h_i 和 h_s 分别为冰厚和雪厚； L 为太原理工大学研制的 R-T-O 冰雪情传感器刻度。R-T-O 冰雪情传感器长 200 cm，垂直江面穿透雪盖和冰盖放置，下端(图3(a))测量水温，中段测量冰温和雪温，上端(图3(b))测量气温 T_a 和雪面或冰面温度 T_s 。

根据图3，可得下述结论：

(1)当 $T_a < 0^\circ\text{C}$ 时，冰盖和雪盖内部温度近似线性分布；雪盖表面温度 T_s 随着气温 T_a 的变化而变化，前者与后者的变化存在一定的时间滞后， T_s 接近于 T_a ，相差约为 $1.0 \sim 3.0^\circ\text{C}$ ，如图3中A区和B区所示；

(2)当 $T_a > 0^\circ\text{C}$ 时，雪盖逐渐消失，冰盖内部温度成非线性分布，如图3中2016/4/11曲线所示。

(3)当 $T_a < 0^\circ\text{C}$ 时，雪盖下冰面温度 T_{is} (如点C所示处)远远大于气温 T_a ，根据3个观测点的数据，线性回归得 $T_{is} \approx 0.3T_a - 2.30$ ，这表明雪盖具有很好的保温作用，雪盖下冰盖表面温度远远大于气温。

(4)11月至4月初，冰盖上都有较厚积雪，且冰盖下水温约等于 0°C 。

由于胜利水库、红旗泡水库、漠河均属于黑龙江省，冰封期降雪频繁，冰面上厚雪覆盖，由上面结论(3)可以判断出肖建民等^[14]和白乙拉等^[17]测得的冰面温度与气温关系仅适用于雪盖下冰面



图3 实测漠河北极村黑龙江段冰情

温度。

综上所述，由于冰封河湖表面温度 T_s 接近 T_a ，包括裸露冰盖表面，这就产生一个思路，在 $T_s=T_a$ 点将式(16)线性化，即：

$$\phi_n \approx \phi_{n0} - h_{sa}(T_s - T_a) \quad (17)$$

式中： $\phi_{n0} = \phi_{sn} + \phi_{a0} - \phi_{b0} - \phi_{e0} - \phi_{h0}$ ；下标“0”表示 $T_s=T_a$ ； h_{sa} 为河湖与大气的热交换系数， $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ ：

$$h_{sa} = -\left[\frac{\partial \phi_n}{\partial T_s}\right]_{T_s=T_a} = h_{ab} + h_{eh} \quad (18)$$

式中： $h_{ab} = \partial[\phi_b - \phi_a]/\partial T_s$ 为长波辐射热交换系数， $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ ； $h_{eh} = \partial(\phi_e + \phi_h)/\partial T_s$ 为蒸发和对流热交换系数， $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ 。

当假设 $T_s=T_a$ 是河湖表面的平衡温度，即 $\phi_{n0} = \phi_{sn} + \phi_{a0} - \phi_{b0} - \phi_{e0} - \phi_{h0} = 0$ ，则式(17)可简化为 Ashton^[1]形式的线性化模型：

$$\phi_n = -h_{sa}(T_s - T_a) \quad (19)$$

对长波辐射式(9)和式(10)在 $T_s=T_a$ 求偏导数，得：

$$h_{ab} = \frac{\partial(\phi_b - \phi_a)}{\partial T_s} = 4 \times 5.31 \times 10^{-8} (273.15 + T_a)^3 - 5.31 \times 10^{-8} \frac{\partial \varepsilon_a}{\partial T_s} (273.15 + T_a)^4 (1 + 0.17C^2) \quad (20a)$$

由式(11)和式(12)分别得：

$$\frac{\partial \varepsilon_a}{\partial T_s} = 3.5 \left[R_h \beta_a / (273.15 + T_a) \right] \exp\left(-10R_h e_{sa} / (273.15 + T_a)\right) \quad (20b)$$

$$e_{sa} = e_{s0} \exp\left(\frac{aT_a}{273.15 + T_a - b}\right), \quad \beta_a = \frac{de_s}{dT_s} = \frac{a(273.15 - b)}{(273.15 + T_a - b)^2} e_{sa} \quad (20c)$$

对蒸发和对流式(13)和式(14)在 $T_s=T_a$ 点求偏导数：

$$h_{eh} = \partial(\phi_e + \phi_h)/\partial T_s = 0.263(1 - R_h)e_{sa} + (6.05 + 2.95V_z) \left((1 - R_h)\beta_a + 6 \times 10^{-4} P_a \right) \quad (21)$$

由于 T_a 、 C 和 R_h 是相互独立且随时空变化，鉴于此，下面将研究利用气象站历史日平均天气资料获得热交换系数 h_{sa} 的方法。需要说明的是，气象站历史天气资料 T_a 、 C 和 R_h 与河湖实际情况是存在一定差异^[18]，但其长期统计特性是比较接近的。

令式(21)中风速 $V_z=0$ ，可得图4和图5所示北京地区2015.12.1—2016.2.29与2016.12.1—2017.2.29两个冰期 h_{sa} 的线性回归经验式：

$$2015.12.1—2016.2.29: h_{sa1} = 10.11 + 0.11T_a \quad (22)$$

$$2016.12.1—2017.2.28: h_{sa2} = 10.11 + 0.17T_a \quad (23)$$

相关系数 $R^2=0.21 \sim 0.33$ ，线性相关性一般。

式(22)—式(23)得：

$$\left| \Delta h_{sa} / h_{sa1} \right| = \left| (h_{sa1} - h_{sa2}) / h_{sa1} \right| = 0.06 |T_a| / (10.11 + 0.11T_a)$$

如图4和图5所示，除个别极端寒潮外， $|T_a| < 10.0^\circ C$ ，这时， $|\Delta h_{sa} / h_{sa1}| < 7\%$ 。据此，可得一个重要结论：对于一个地区，采用典型年历史日平均天气资料得到的热交换系数 h_{sa} ，可用于预测其他年的热交换。该结论对其它地区也具有普适性。

采用与上类似的方法，可得一些其他地区 h_{sa} 与 T_a 的线性关系。表1中列出了一些典型地区，包括漠河、沈阳、包头、北京、保定、拉萨的天气特征及不同风速 V_z 时 h_{sa} 的线性公式，其中风速假设为冰期日平均风速。黑龙江漠河是我国纬度最大、气候最寒冷、湿度大、云量大、冰期时间长的地区， h_{sa} 的平均值最小；包头属于内蒙古高原，气候干燥，少云，冰期较长；西藏拉萨纬度小，空气干燥、少云、冰期时间长，但大气压较低， h_{sa} 的平均值较小；沈阳、北京、保定属于平原地区，常年大气压较高，位于我国的中部和北部，空气干燥、少云，冰期时间较短，但 h_{sa} 的平

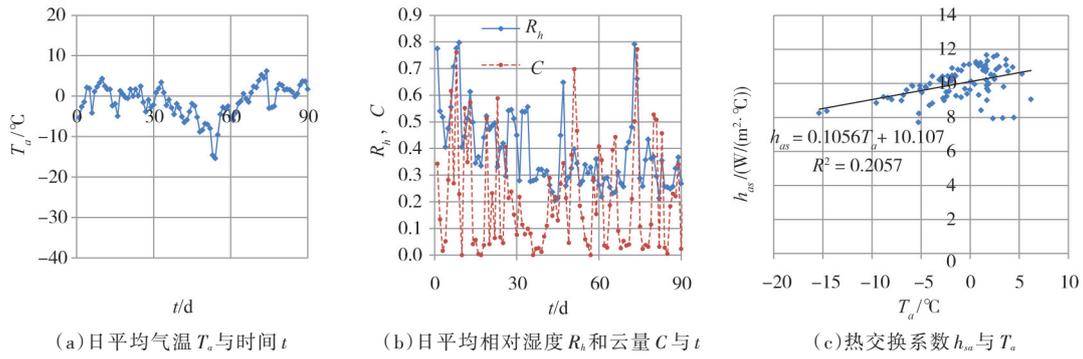


图4 北京2015.12.1—2016.2.29日平均天气资料及 ϕ_{sa0} 和 h_{sa} 的线性回归

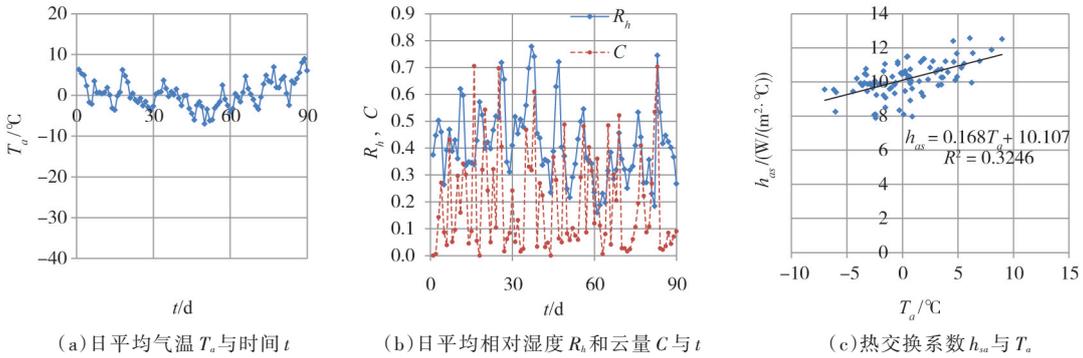


图5 北京2016.12.1—2017.2.28日平均天气资料及 ϕ_{sa} 和 T_a 的线性回归

表1 典型地区气象特征参数及河湖与大气热交换模型的线性化结果

项目	黑龙江漠河	沈阳	北京	保定	包头	拉萨	
纬度	52°10'N—53°33'N	41°48'N	39°26'N—40°03'N	38°10'N—40°N	40°N	30°31'N—31°55'N	
P_a/hPa	975.3	1000.7	999.0	1002.6	900.0	652.3	
天气资料日期	2016.12—2017.2	2018.12—2019.2	2015.12—2016.2		2018.11—2019.3	2018.11—2019.3	
平均 C	0.64	0.22	0.20	0.21	0.20	0.21	
平均 R_h	0.96	0.37	0.39	0.40	0.34	0.37	
$T_a/^\circ C$	-40.0~10.0	-16.4~10.0	-15.4~10.0	-12.6~10.0	-17.5~10.0	-11.7~10.0	
R^2	0.70~0.77	0.56	0.21~0.33	0.30	0.80	0.74	
h_{sa0} $V_z=0.0m/s$	$T_a < -1.0$	$7.05+0.02T_a$	$10.12+0.13T_a$	$10.10+0.11T_a$	$10.2+0.16T_a$	$10.28+0.20T_a$	$9.22+0.22T_a$
		$9.52+0.28T_a$					
h_{sa} $V_z=1.0m/s$	$T_a < -1.0$	$8.81+0.02T_a$	$12.71+0.17T_a$	$12.73+0.14T_a$	$12.82+0.20T_a$	$12.83+0.25T_a$	$11.31+0.28T_a$
	$T_a \geq -1.0$	$11.96+0.35T_a$					
h_{sa} $V_z=2.0m/s$			$15.35+0.17T_a$			$13.40+0.34T_a$	
h_{sa} $V_z=4.0m/s$			$20.59+0.23T_a$			$17.58+0.46T_a$	

均值较大。

根据表1可得下述结论：(1)河湖与大气的热交换系数 h_{sa} 与日平均气温 T_a 成正比；(2)当已知 $V_z = 0.0$ m/s时的热交换系数 h_{sa0} ，则不同风速的热交换系数可描述为：

$$h_{sa} = (1 + 0.25V_z)h_{sa0} \quad (24)$$

由于北京、保定、沈阳、包头冰期日平均气温 $T_a = -17 \sim 10^\circ C$ 之间、云量 $C=0.20 \sim 0.22$ 、 $R_h = 0.37 \sim 0.40$ ， h_{sa} 的值相差不大，可以采用统一的参数，当 $V_z = 0.0$ 时， h_{sa0} 约为 $10.0 \text{ W/m}^2 \cdot ^\circ C$ 。漠

河和拉萨的 h_{sa} 略小于北京等地区的, 前者是因为冰期相对湿度较大, 后者是因为海拔高程较高。

7 结束语

基于原型冰情观测和现有研究成果, 建立了适用于冰期河湖与大气的热交换数学模型。太阳辐射现场观测资料证明本文提出的计算晴天日射的模型及大气平均透明系数和光学大气质量的方法是实用的。实测风速与气象站风级或者风速资料的对比表明两者差别很大。当气温 $T_a < 0.0^\circ\text{C}$ 时, 冰盖和雪盖内部温度近似线性分布, 且雪盖下冰面温度 $T_{is} \approx 0.34T_a - 2.30$, 但是雪盖或裸露冰盖表面温度 T_s 接近于 T_a , 因此在 $T_s = T_a$ 点将河湖与大气的热交换模型线性化是最好的近似。对于一个地区, 采用典型年历史日平均天气资料得到的热交换系数 h_{sa0} 可用于预测其他年的热交换。 h_{sa} 与 T_a 成正比, 当已知风速 $V_z = 0.0$ 时的热交换系数 h_{sa0} , 则不同风速的热交换系数 $h_{sa} = (1 + 0.25V_z)h_{sa0}$ 。北京、保定、沈阳、包头的平均 $h_{sa0} \approx 10.0 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C})$, 漠河和拉萨的 h_{sa} 略小于北京的。

参 考 文 献:

- [1] ASHTON G D . River and Lake Ice Engineering[M] . Water Resources Publications, Littleton, Colorada 80161, USA, 1986 .
- [2] 王炳忠, 张富国, 李立贤 . 我国的太阳能资源及其计算[J] . 太阳能学报, 1980, 1(1): 1-9 .
- [3] 王炳忠, 潘根娣 . 我国的大气透明度及其计算[J] . 太阳能学报, 1981, 2(1): 13-22 .
- [4] 和清华, 谢云 . 我国太阳总辐射气候学计算方法研究[J] . 自然资源学报, 2010, 25(2): 308-319 .
- [5] 美国陆军科兵团 . 河冰管控工程设计手册[M] . 汪易森, 杨开林, 张斌, 等译 . 北京: 中国水利水电出版社, 2013 .
- [6] 沈洪道 . 河冰研究[M] . 霍世青, 等译, 北京: 黄河水利出版社, 2010 .
- [7] 翟必垚, 刘璐, 张宝森, 等 . 基于离散元方法与水动力学耦合的河冰动力学模型[J] . 水利学报, 2020, 51(5): 617-630 .
- [8] 冀鸿兰, 石慧强, 牟献友, 等 . 水塘静水冰生消原型研究与数值模拟[J] . 水利学报, 2016, 47(11): 1352-1361 .
- [9] 杨开林 . 水冰雪反照率参数化通用模型[J] . 水利水运工程学报, 2020(4): 1-10 .
- [10] 陈永灿, 张宝旭, 李玉梁 . 密云水库垂向水温模型研究[J] . 水利学报, 1998(9): 14-19 .
- [11] 黄妙芬, 邢旭峰, 朱启疆, 等 . 定量遥感地表净辐射通量所需大气下行长波辐射估算模型改进[J] . 地理研究, 2005, 24(5): 757-766 .
- [12] 罗丽, 王晓蕾, 余鹏 . 饱和水汽压计算公式的比较研究[J] . 气象水文海洋仪器, 2003(4): 24-27 .
- [13] 孙夏利, 费良军, 李学军 . 我国水面蒸发研究与进展[J] . 水资源与水工程学报, 2009, 20(4): 17-22, 25 .
- [14] 肖建民, 金龙海, 谢永刚, 等 . 寒区水库冰盖形成与消融机理分析[J] . 水利学报, 2004(6): 1-8 .
- [15] 陈惠泉, 毛世民 . 水面蒸发系数全国通用公式的验证[J] . 水科学进展, 1995, 6(2): 116-120 .
- [16] 李万义 . 适用于全国范围的水面蒸发量计算模型的研究[J] . 水文, 2000, 20(4): 13-17, 63 .
- [17] 白乙拉, 李冰, 冯景山 . 以气温为边界条件的水库冰盖厚度的数值模拟研究[J] . 辽宁师范大学学报(自然科学版), 2012, 35(2): 164-167 .
- [18] 闵骞, 张万琨 . 水库水面蒸发量计算方法的研究[J] . 水力发电, 2003, 29(5): 35-39 .
- [19] ARST H, ERM A, LEPPÄRANTA M, et al . Radiative characteristics of ice-covered fresh-and brackish-water bodies[J] . Proceedings of the Estonian Academy of Sciences-Geology, 2006, 55(1): 3-23 .
- [20] LI Z, AO Y, LIU S, et al . Investigation of the ice surface albedo in the Tibetan Plateau lakes based on the field observation and MODIS products[J] . Journal of Glaciology, 2018, 64(245): 1-11 .

(下转第 577 页)

Multivariate parameter simulation of 3D fracture network in dam foundation based on improved autoregressive flow model

ZHANG Yichi, LÜ Mingming, GUAN Tao, WANG Jiajun, YU Jia, REN Bingyu
(State Key Laboratory of Hydraulic Engineering Simulation and Safety, Tianjin University, Tianjin 300072, China)

Abstract: In stochastic modeling of 3D discrete fracture network (DFN) in dam foundations, the key lies in the estimation of multidimensional joint distribution of geometric parameters of fractures including dip, dip direction, aperture etc. However, existing DFN modeling methods are based on classic distributions, which ignore the correlations among parameters and cannot realize the high precision probability density estimation of the multidimensional joint distribution of fracture parameters. To solve those problems, this paper proposes an improved autoregressive flow model—Density Peak Clustering Autoregressive Flow (DPCAF), in which the Gaussian mixture distribution and DensityPeak clustering algorithm are used to modify the base distribution in normalized feature space. This model makes up for the deficiency of autoregressive flow which lacks consideration of fracture dominant partitioning in distribution estimation, and enhances the fitting ability to multi-modal joint distributions. Furthermore, a method of multivariate parameter simulation of 3D fracture network using DPCAF model is proposed, which takes the correlations among fracture parameters into account, and can realize the accurate maximum likelihood estimation and sampling from the multidimensional joint distribution. Engineering application shows that the DPCAF model can better fit the complex multidimensional joint distributions of fracture parameters compared with classic distribution-based methods, and have the advantage of construct the correlation structures among fracture parameters, which further ensure the reliability of DFN models.

Keywords: hydropower engineering; rock mass of dam foundation; discrete fracture network; multivariate parameter simulation; autoregressive flow model

(责任编辑: 李福田)

(下转第 564 页)

Heat exchange model between river-lake and atmosphere during ice age

YANG Kailin

(State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin,
China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: The heat exchange model between river-lake and atmosphere is the basis for calculating and analyzing the temporal and spatial variation law of ice formation, development and melting. Based on the existing research results of solar radiation, long-wave radiation, evaporation and convection models, and on the basis of on-site observation of ice conditions and historical weather data, a nonlinear model of heat exchange between rivers, lakes and atmosphere is established, which is suitable for ice age calculation and analysis. A solar radiation calculation model considering sunny day scattering is proposed. The atmospheric long-wave inverse radiation is calculated by Iziomon formula, and evaporation and convection are calculated by Russian winter formula. Based on the fact that the observed temperature T_s of snow or ice surface is close to air temperature T_a , a multi-parameter nonlinear heat exchange model between rivers, lakes and the atmosphere is linearized at $T_s=T_a$, and then the heat exchange coefficient h_{sa} is determined by linear regression using historical weather data. The research proves that: (1) the wind speed of low-lying river cannot be estimated correctly by the wind level or wind speed data of meteorological stations; (2) h_{sa} obtained from historical weather data of typical years can be used to predict heat exchange in other years; (3) h_{sa} is proportional to T_a , and the average value of h_{sa} in Beijing, Shenyang, Baoding and Baotou is $> 10.0 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{C})$; and (4) the average values of h_{sa} in Mohe and Lhasa are slightly smaller than those in Beijing and other areas.

Keywords: ice age; solar radiation; long wave radiation; evaporation and convection; linearization; heat exchange coefficient

(责任编辑: 耿庆斋)