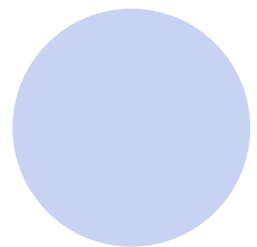


# 小型水体蒸发的观测与模拟

报告人：赵若男

导师：肖薇 教授

日期：2020.8.28



- 1 研究背景
- 2 研究内容
- 3 材料与方法
- 4 结果展示
- 5 下一步工作

# 研究背景

---

- 水循环是地球物质循环中最重要的循环过程，蒸发又是水循环过程的重要环节，因此，研究水体蒸发十分重要
- 涡度相关法（EC, Eddy covariance）已经被广泛应用在世界很多湖泊蒸发研究中，多为短期观测（Metzger et al., 2018; Franz et al., 2018），缺少长期观测研究，然而长期观测对水体蒸发机制的研究非常重要（Xiao et al., 2020）
- 小型水体（ $<1\text{km}^2$ ）的数量和面积是不容忽略的（赵佳玉 2017），目前，大多数研究都是在大型水体或中型水体上的研究（Liu et al., 2009, 2012; Li et al., 2016），少有研究小型水体对水循环的贡献

# 研究内容

---

- **(1) EC观测**
- 利用体积传输方程插补EC观测的LE
- **(2)  $C_E$**
- 明确体积传输系数的季节变化及与风速的关系
- **(3) Priestley-Taylor 模型 (P-T模型)**
- 利用插补好的小气候数据计算P-T模型的LE
- **(4) 对比**
- 对比两者得到的LE, 优化经验系数 $\alpha$ , 分析平流对小水体蒸发的影响

# 研究对象

- 长江三角洲地区水域辽阔，研究站点位于该地区的安徽全椒县养殖鱼塘（ $118.25^{\circ}\text{E}$ ， $31.97^{\circ}\text{N}$ ），是典型的小型水体



风向筛选： $28^{\circ}$ - $95^{\circ}$

研究时段：2018-2019年

图1 研究对象位置示意图

# 研究方法

- 利用体积传输方程插补EC观测的LE，将其结果与P-T模型模拟结果对比，评价观测数据的质量以及模型模拟的程度，并分析平流对小型水体蒸发的影响

$$\lambda E = \lambda \rho_a \overline{w'q'}$$

- P-T模型是典型的蒸发模型，是经验系数模型，经验系数 $\alpha$ 对于模型模拟结果至关重要(Wang et al., 2014; Xiao et al., 2020)

$$LE_{PT} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$$

# 体积传输方程总结

$$E = \rho_a C_E u (q_s - q_a)$$

$$E = \frac{LE}{L}$$

1. 单位转换

$$2. L = (3147.5 - 2.372 \times t_a) \times 1000$$

$$3. L = 2440000 J / kg$$

$$q_s = \frac{0.622 e_{s_{water}}}{P - 0.378 e_{s_{water}}}$$

$$q_a = \frac{0.622 e_{air}}{P - 0.378 e_{air}}$$

E: 蒸发速率  $kg/(m^2s)$

$C_E$ : 水汽交换系数

L: 汽化潜热  $J/kg$

$\rho_a$ : 空气密度  $kg/m^3$

u: 水平风速  $m/s$

$q_s$ : 水面比湿  $kg/kg$

$q_a$ : 空气比湿  $kg/kg$

P: 大气压强  $kPa$

$e_{s_{water}}$ : 水面饱和水汽压  $kPa$

$e_{air}$ : 大气实际水汽压  $kPa$

# $e_{\text{water}}$ 与 $e_{\text{air}}$ 的计算

- Tetens经验公式

$$e_{s_{\text{water}}} = 0.6108 e^{\frac{17.27 t_s}{t_s + 237.3}}$$

$$e_{s_{\text{air}}} = 0.6108 e^{\frac{17.27 t_{\text{air}}}{t_{\text{air}} + 237.3}}$$

$$t_s = \sqrt[4]{\frac{L_{\uparrow} - (1 - \varepsilon)L_{\downarrow}}{\varepsilon\sigma}} - 273.15$$

$$e_{\text{air}} = e_{s_{\text{air}}} \times RH$$

$t_s$ : 水表面温度 °C

$t_{\text{air}}$ : 空气温度 °C

$\varepsilon$ : 发射率 0.97

$\sigma$ : 斯蒂芬-玻尔兹曼常数

$$5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$$

$e_{\text{air}}$ : 大气实际水汽压 kPa

RH: 大气相对湿度 %转换为\*0.01



# P-T 模型

$$LE_{PT} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$$

•  $\alpha=1.26$

•  $\Delta$ : 斜率

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T_s - 35.8)^2}$$

饱和水汽压

发射率  $\varepsilon=0.97$

$$R_{lo} = (1 - \varepsilon)R_{li} + \varepsilon\sigma T_s^4$$

斯蒂芬-玻尔兹曼

•  $\gamma$ : 干湿表常数

$$\gamma = \frac{C_p P_{air}}{0.622L}$$

比定压热容:  $1010 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$

• L: 汽化潜热

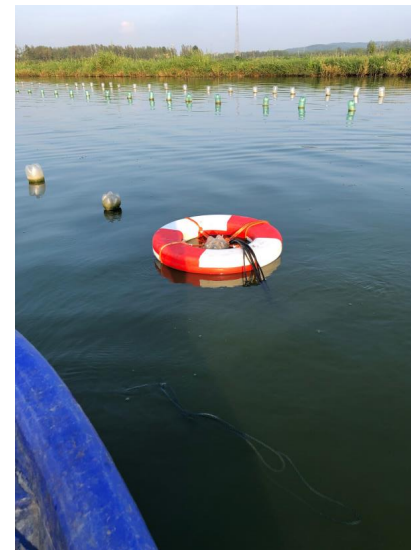
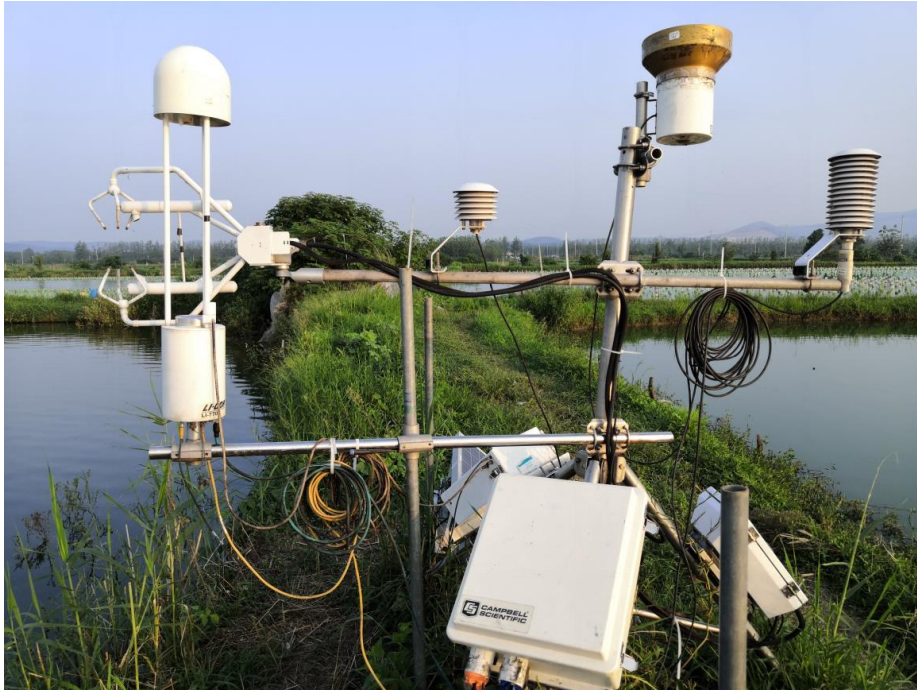
空气压强

• G: 需要多层水温 (另外, 需要水深)

•  $R_n$ :  $R_n = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$

斯蒂芬-玻尔兹曼常数  
 $\varepsilon=5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

# 仪器说明



- EC系统：CSAT3+EC150
- 小气候观测：HMP155+CNR4
- +各层次水温传感器+水位尺水深

# 数据处理

---

- 1、坐标旋转（仪器与下垫面不垂直）
- 2、WPL校正（排除水汽和温度对观测值的影响）
- 3、降水筛选（降水前后一小时），排除镜头污染
- 4、风向筛选（排除研究水体以外其他信号的干扰）
- 5、异常值/野点剔除（风速 $>10\text{m/s}$ ，气压离散低值）
- 6、数采故障时，数据剔除（2019/9/11-9/17）

**数据筛选与校正**

# 数据处理

- P-T模型中需要净辐射 $R_n$ 的数据,  $R_n = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$
- 需要注意的是, 利用太阳高度角区分白天与夜间
- 太阳高度角 $>0$ , 白天; 太阳高度角 $<0$ , 夜间
- 将夜晚 $K_{\downarrow}$ 、 $K_{\uparrow}$ 作置0处理
- 经过以上操作后, 发现还会有少量负值存在, 拉时间序列对照表格, 这些负值基本是曙暮光时, 做置0处理, 其余极少负值为异常值, 剔除后进行线性插补。其余缺测值高塔插补
- $L_{\uparrow}$ 利用插补好的 $T_s$ , 根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律进行反算

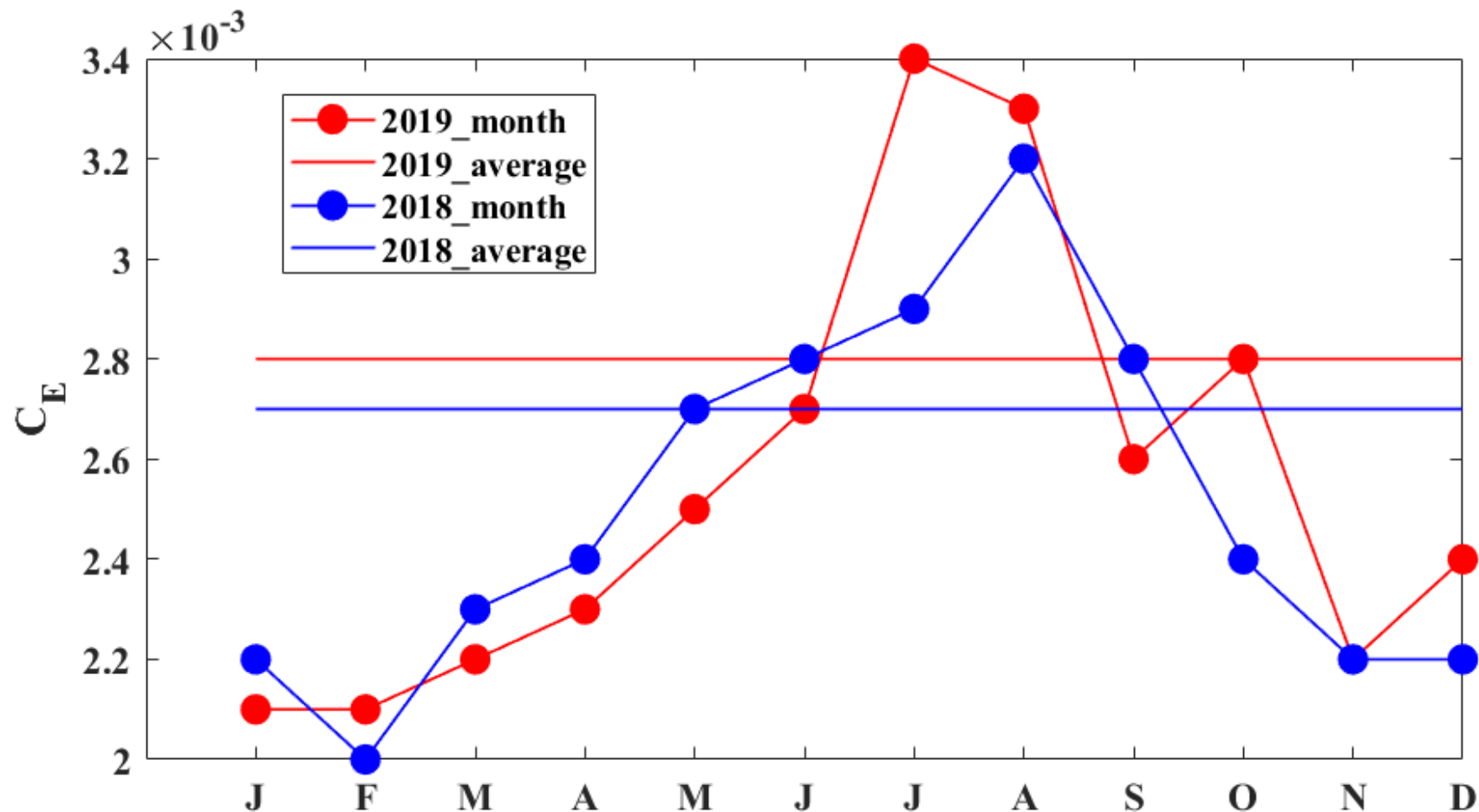
# 数据处理

---

- 1、画时间序列图，剔除异常值/野点
- 2、小块数据（2小时内），线性插补
- 3、大块数据与高塔数据做相关关系，进行插补
- 4、还存在少量的缺失数据，用7天窗口数据进行插补
- 5、 $T_s$ 利用长波辐射反算，与空气温度做相关关系，进行插补
- 6、此外，经过风向筛选后的潜热通量LE需要利用体积传输方程进行插补(Xiao 2013)

**数据插补**

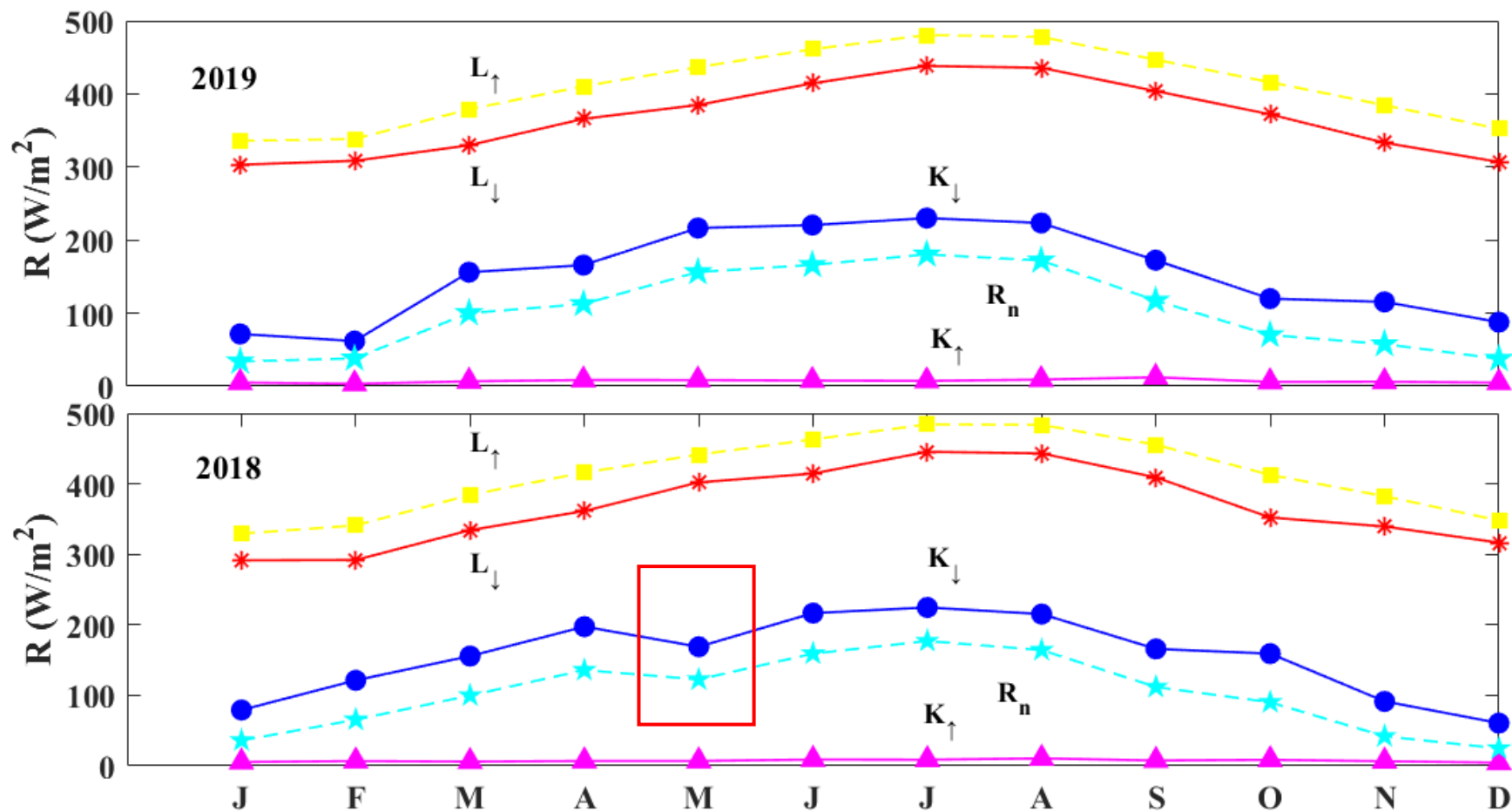
# 结果展示



- 1、夏高冬低的变化特征，值越大，说明水汽交换越强，更有利于水体蒸发
- 2、年体积传输系数 (0.0028) > 太湖 (0.001) ? (Xiao 2013)

图2 2019、2018年体积传输系数的变化

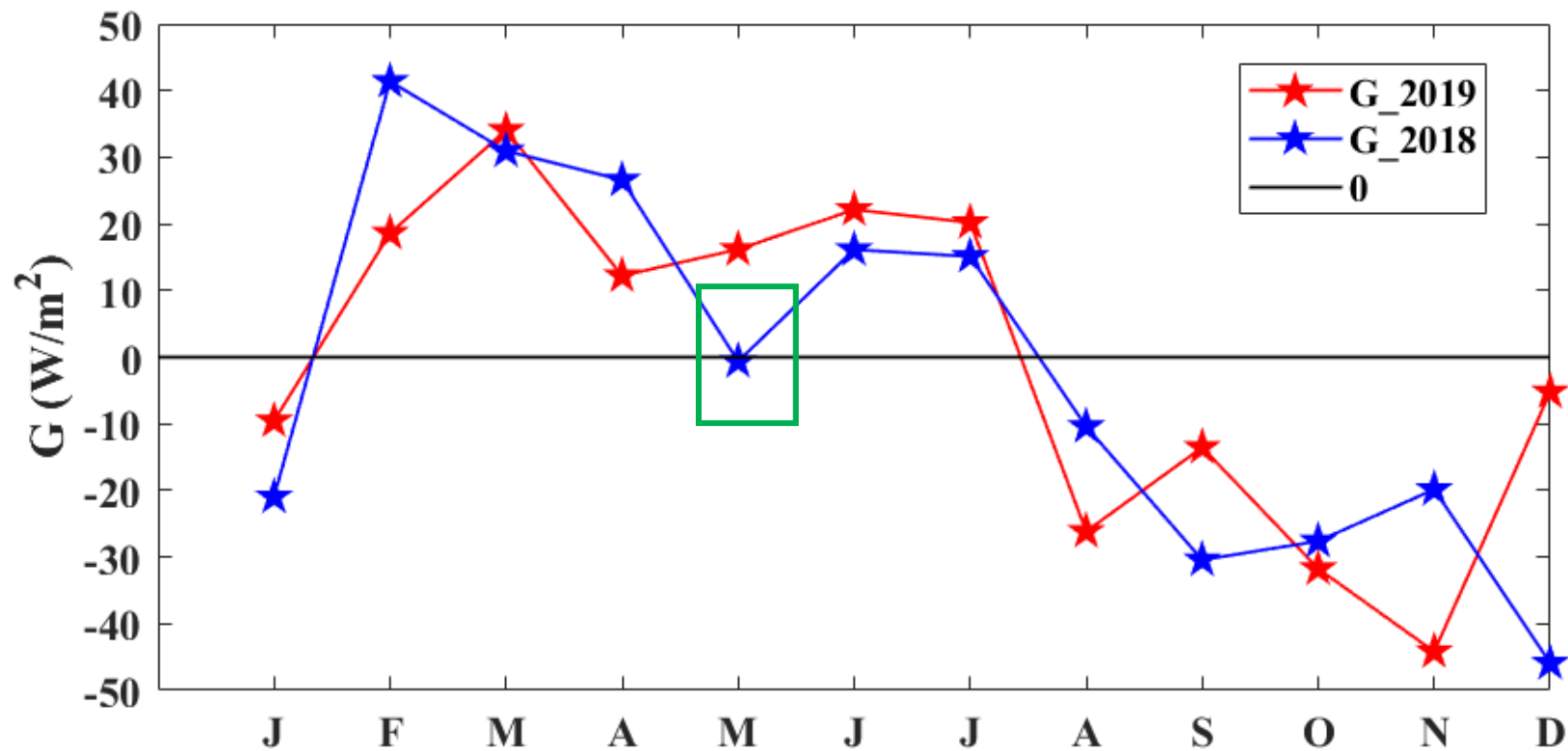
# 结果展示



- 1、两年辐射组分并无显著变化
- 2、2018年5月份太阳入射短波和净辐射低于4月？

图3 2019、2018年各辐射分量的变化

# 结果展示



- 1、8月出现翻转
- 2、热储量变化范围比太湖偏大
- 3、2018年5月出现了极小的负值?
  - (1) 月初 $T_s >$ 月末 $T_s$  ( $0.5^\circ C$ )
  - (2) 辐射能量少

图4 2019、2018年热储量G的变化



# 结果展示

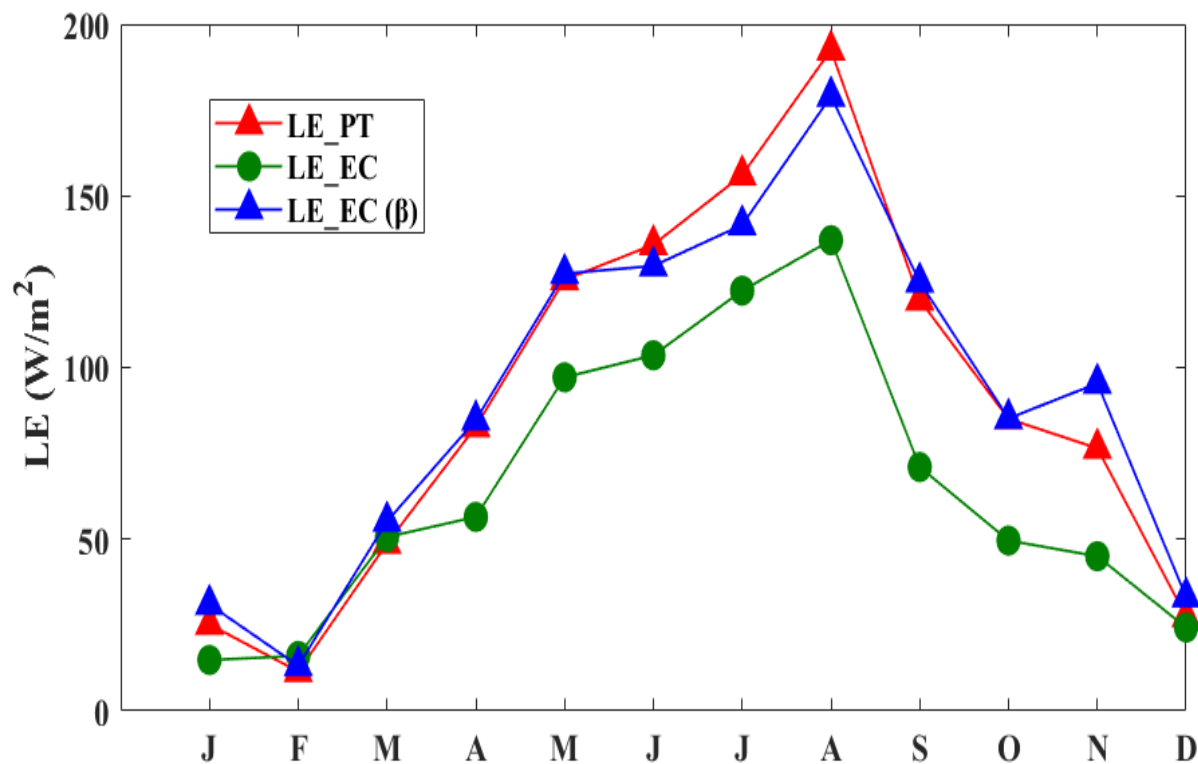


图5 2019年LE\_EC与LE\_PT的对比

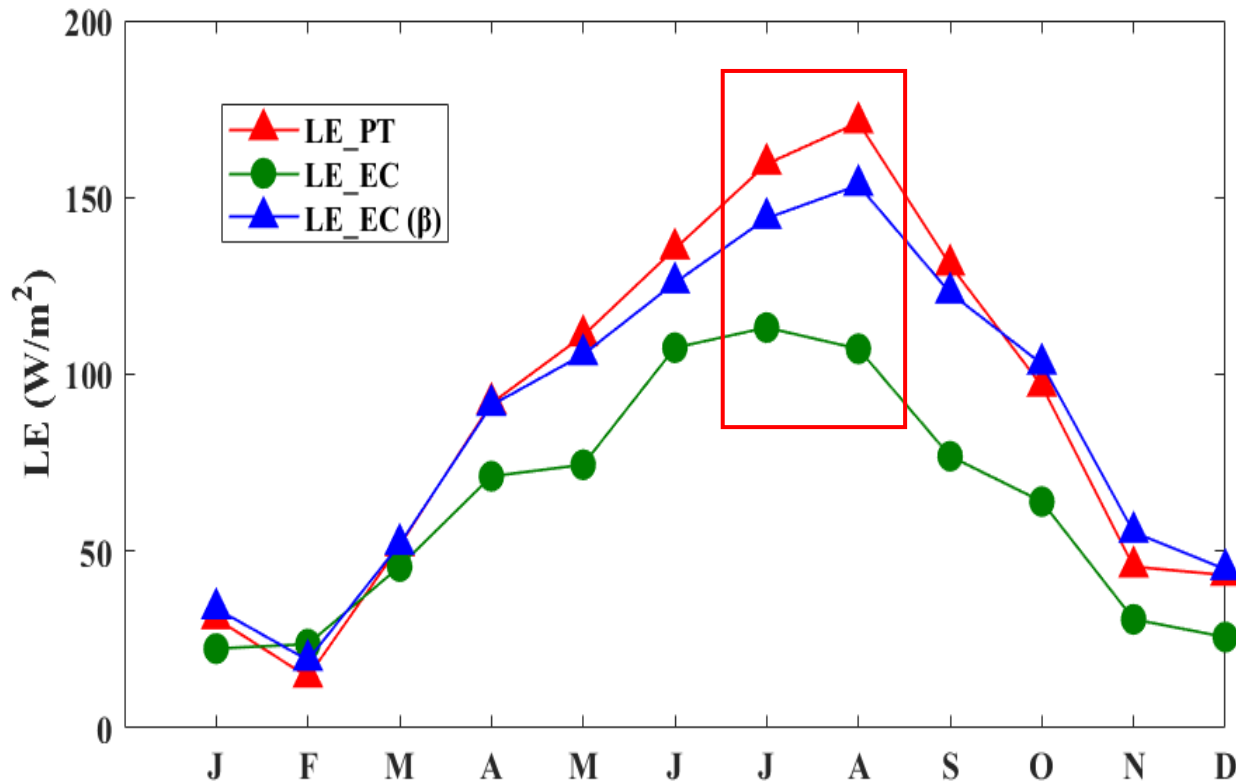


图6 2018年LE\_EC与LE\_PT的对比

二者变化一致，PT模型出现了明显的高估，将EC观测的LE进行强迫能量闭合后，效果还行，夏季还是高估，所以夏季可能并不存在平流对LE的影响；2019年蒸发>2018年蒸发

# 结果展示

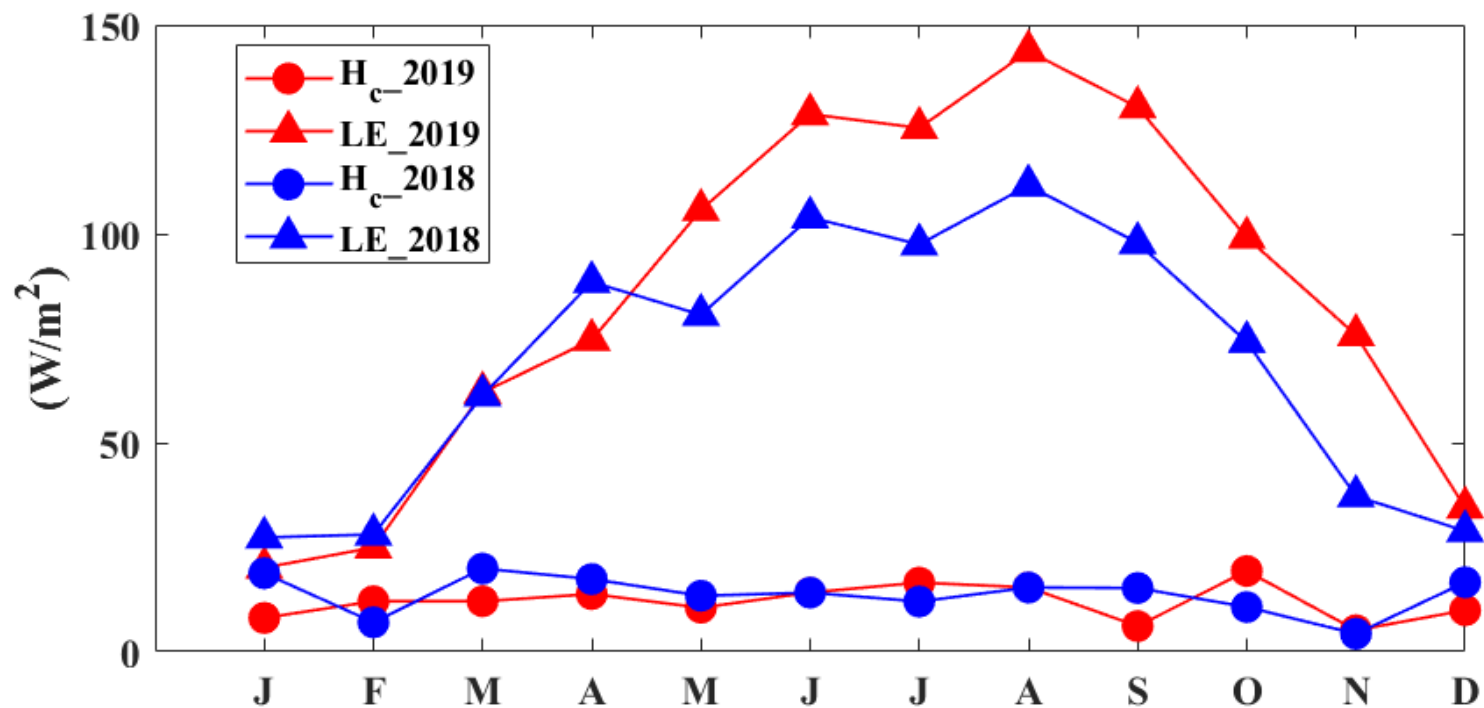


图7 2019、2018年LE与 $H_c$ 的变化

- 1、8月蒸发最大
- 2、2019年蒸发整体大于2018年
- 3、感热较为稳定

# 结果展示

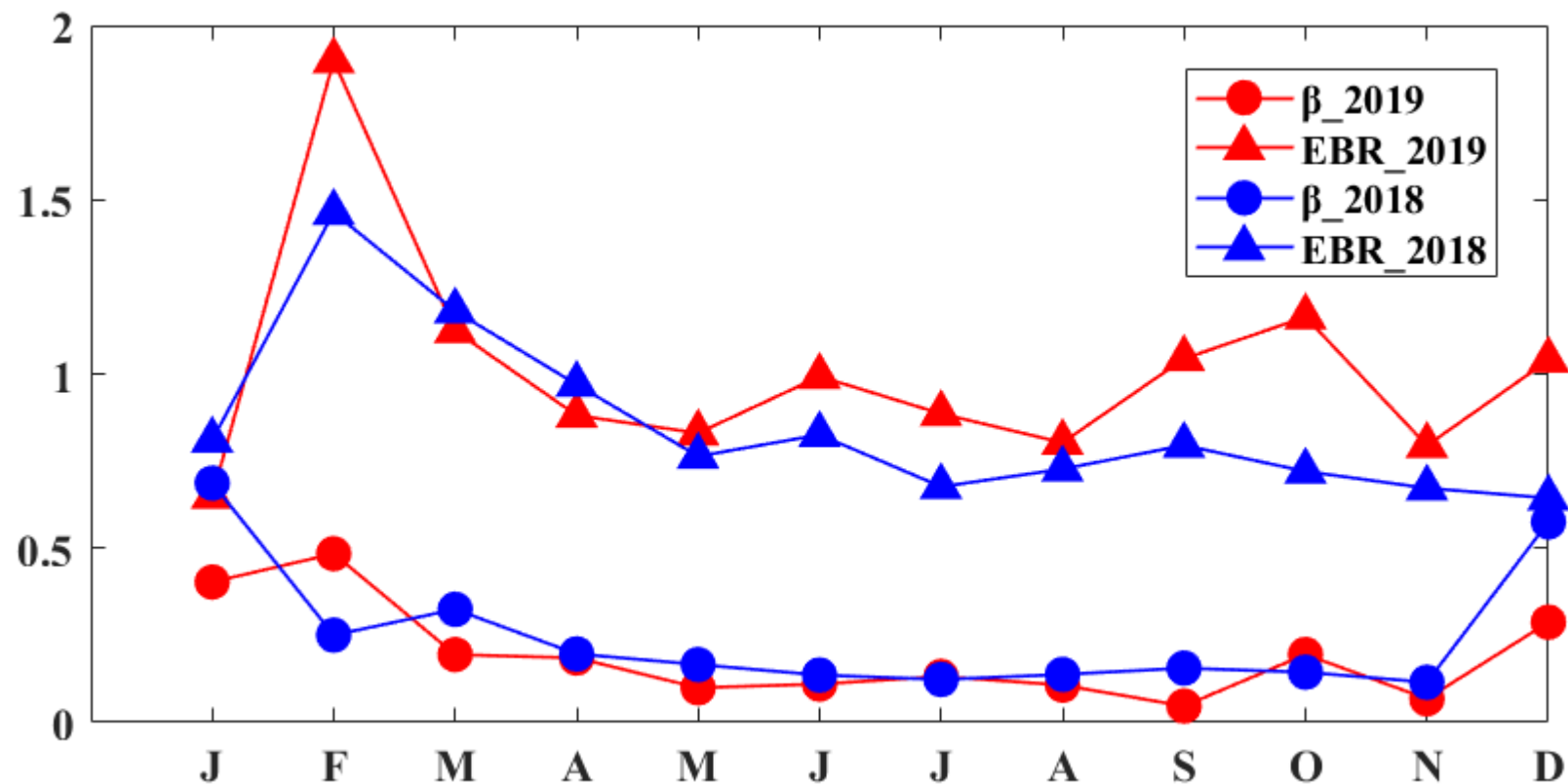


图8 2019、2018年  $\beta$  与EBR的变化

$$\beta = \frac{H}{LE}$$

$$EBR = \frac{H + LE}{R_n - G}$$

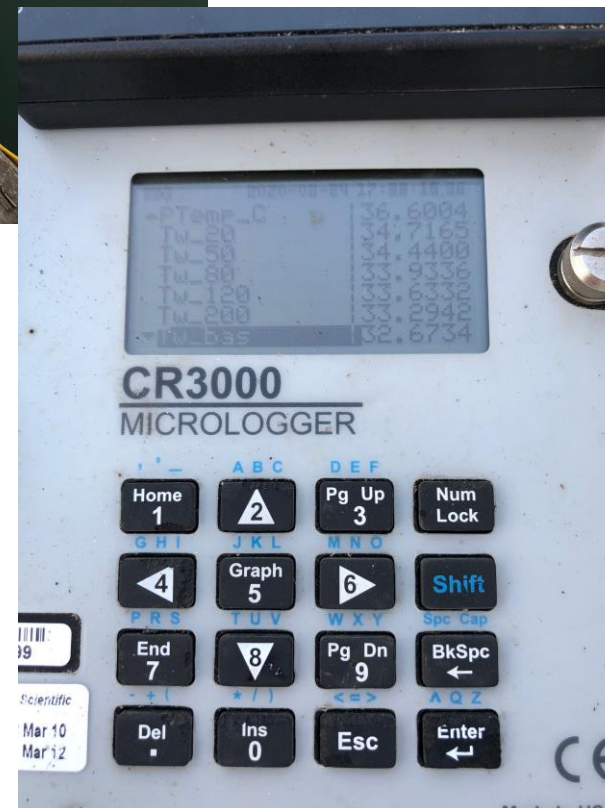
- 1、 $\beta$ 整体呈现夏低冬高的变化特征，与LE变化特征相反，说明夏季能量更多地分配给潜热用于蒸发
- 2、EBR的大小反映了能量平衡闭合的程度

## 下一步工作

---

- 1、继续处理2017年的数据
- 2、对比2017-2019年三年的处理结果，找到最佳 $\alpha$ 值 (Xiao 2020) 并讨论 $\alpha$ 值的影响因素，分析平流对于小型水体蒸发机制的影响
- 3、优化热储量 $G$ ，增加水温层次的测量，从而减少热储量对于P-T模型模拟结果的误差影响
- 4、体积传输方程中的水汽交换系数是否存在季节变化以及与风速有怎样的关系 (Xiao 2013)，为什么传输系数高于大湖 (太湖)？

# 水温计





**希望老师和同学们  
多提建议**

