

文章编号:0559-9350(2018)09-1158-11

## 基于Penman方法和互补原理的蒸散发研究历程与展望

韩松俊<sup>1,2</sup>, 张宝忠<sup>1,2</sup>

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

2. 国家节水灌溉北京工程技术研究中心, 北京 100048)

**摘要:** Penman方法和互补原理是蒸散发研究的两种主要理论方法, 本文梳理了这两类方法的发展历程, 对比了其概念和方法上的差异, 讨论融合这两类方法的可能和前景。Penman方法从田间尺度蒸散发过程出发, 从针对均一下垫面发展到强调空间变异规律和植物生理生态行为对蒸散发的控制机制。互补原理从区域尺度蒸散发过程出发, 从传统的线性互补关系发展到基于非线性函数的广义互补原理。Penman方法和互补原理分别侧重蒸散发的陆面过程和大气过程, 未来需要融合这两类方法以提升对蒸散发的认识和研究水平。

**关键词:** 蒸散发; Penman方法; 互补原理

**中图分类号:** P426

**文献标识码:** A

**doi:** 10.13243/j.cnki.slxb.20180671

### 1 研究背景

蒸散发(Evapotranspiration)既包括发生在土壤表面或自由水面的蒸发过程, 也包括发生在植物表面的蒸腾过程, 是水文循环的重要环节, 也是陆面和大气之间物质和能量交换的关键过程。对实际蒸散发量进行准确估算和预测对水文模拟、水资源管理和灌溉用水管理都非常关键。目前, 人们对自由水面、饱和土壤表面和充分供水条件下的稠密植被冠层等下垫面蒸散发理解较为深入, 将其称为潜在蒸散发。实际蒸散发量一般根据潜在蒸散发进行估算, 主要理论方法有两种: Penman方法<sup>[1-2]</sup>和互补原理<sup>[3]</sup>。Penman方法从田间尺度蒸散发过程出发, 将潜在蒸散发作为大气对陆面蒸散发过程的外部驱动力, 根据实测或模拟的陆面水分状况估算实际蒸散发。互补原理则直接从区域尺度蒸散发过程出发, 将潜在蒸散发作为内部变量, 根据潜在蒸散发对实际蒸散发过程的反馈来估算实际蒸散发。Penman方法是水文模拟和农业水管理中实际蒸散发估算的最主要方法, 而由于互补原理只需常规气象资料, 近年来受到越来越多的关注。本文旨在梳理Penman方法和互补原理的多年发展历程, 对比其概念和方法的差异, 展望未来发展趋势, 讨论融合这两类方法以提升蒸散发认识维度的可能和前景。

### 2 蒸散发的物理过程与概化

在自然界, 受太阳辐射能量的驱动, 陆面(包括土壤、植被、湖泊和沼泽等)水分通过汽化过程转化为水汽逃逸液态水面, 同时水汽通过湍流传输进入大气边界层, 改变温度、湿度等大气状态。大气边界层为受夹卷层约束的低层大气, 一方面直接受到陆面特性的影响, 另一方面也受水平向的平流和垂直向的夹卷作用等天气系统影响<sup>[4]</sup>。因此, 陆面存储水分, 而大气容纳水汽, 完整的蒸散发

收稿日期: 2018-07-19; 网络出版日期: 2018-09-18

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20180918.1325.007.html>

基金项目: 国家自然科学基金项目(51579249); 流域水循环模拟与调控国家重点实验室课题(SK12018CG03, SK12017CGS03)

作者简介: 韩松俊(1981-), 男, 湖北老河口人, 博士, 主要从事蒸散发与节水灌溉等研究。E-mail: hansj@iwhr.com

过程应该包括陆面和大气边界层的子过程，太阳辐射、陆面水分供给和大气边界层湍流传输是影响蒸散发的3个主要物理因素<sup>[5]</sup>。其中太阳辐射提供了蒸散发的能量；陆面水分状况(W)提供了蒸散发的水源，受降水、土壤和植被等陆面水分输移过程的影响；大气边界层湍流传输提供了蒸散发的传输通道，湍流传输机制可以通过近地面大气的温度、湿度和风速均值采用整体传输方法确定。

1948年，Penman<sup>[1]</sup>将能量平衡原理和空气动力学理论结合起来，首先提出了计算水面蒸发的理论公式(Penman公式)：

$$E_{Pen} = E_{rad} + E_{aero} = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} + \frac{1}{\Delta + \gamma} \frac{\rho c_p VPD}{r_a} \quad (1)$$

式中： $R_n$ 为净辐射通量； $G$ 为土壤热通量； $\rho$ 为空气密度； $c_p$ 是空气定压比热； $VPD$ 为饱和水汽压差； $r_a$ 为空气动力学阻力； $\Delta$ 为饱和水汽压—温度曲线的斜率； $\gamma$ 为湿度计常数。

$E_{Pen}$ 作为潜在蒸散发为实际蒸散发研究提供了基础，包括辐射项( $E_{rad}$ )和空气动力学项( $E_{aero}$ )，分别反映太阳辐射能量和大气湍流传输机制对蒸散发过程的影响。因此，影响实际蒸散发的物理要素可以概化为3个变量： $W$ 、 $E_{rad}$ 和 $E_{aero}$ ，实际蒸散发 $E$ 可以表示为这3个变量的函数：

$$E = F(E_{rad}, E_{aero}, W) \quad (2)$$

研究中需要通过对蒸散发过程的概化确定上式的具体形式。

### 3 基于Penman方法的蒸散发研究

**3.1 估算实际蒸散发的Penman方法** Penman<sup>[2]</sup>从田间尺度蒸散发过程出发，将 $E_{Pen}$ 作为外界驱动力综合考虑太阳辐射能量和大气湍流传输机制的影响，而将实际蒸散发 $E$ 看作 $E_{Pen}$ 的一定比例，该比例由陆面水分状况决定，提出了估算实际蒸散发的Penman方法：

$$\frac{E}{E_{Pen}} = f(W) \quad (3)$$

式中， $W$ 一般表示为无量纲量，最初通过土壤含水量确定，陆面供水越充分， $W$ 越大， $W=0$ 代表陆面极端干燥，而 $W=1$ 代表陆面完全湿润。 $f(W)$ 的取值范围为0~1，在陆面模型与水文模型中常采用三阶段分段线性函数或S型函数。

1965年Monteith<sup>[6]</sup>在Penman工作的基础上考虑植被生理特征，引入表面阻力(或冠层阻力)的概念，形成著名的Penman-Monteith(P-M)公式。在无量纲形式下，P-M公式将 $E$ 与 $E_{Pen}$ 之比表示为表面阻力 $r_s$ 和空气动力学阻力 $r_a$ 的函数：

$$\frac{E}{E_{Pen}} = \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{r_s}{r_a}} \quad (4)$$

上式的关键在于确定表面阻力，其基础在于确定叶片气孔导度(叶片气孔阻力的倒数)。气孔作为植物蒸散过程中水分循环和 $CO_2$ 交换的主要通道，单叶水平上的气孔对气体通量的控制主要通过叶片气孔导度量化，受生理和环境等因素的共同影响。目前，描述叶片气孔导度的定量模型大体可以分为两类：第一类是以Jarvis<sup>[7]</sup>为代表建立的气孔导度与环境因子的非线性模型：

$$g_s = g_{smax} f_1(R_s) f_2(T_a) f_3(VPD) f_4(\theta) \quad (5)$$

式中： $g_{smax}$ 为最大气孔导度； $R_s$ 为太阳辐射； $f_i$ 为不同变量的约束函数，分别取值0~1。

Jarvis类经验气孔导度模型形式简单、灵活，但它假设各环境因子独立地作用于植物气孔，忽略各环境因子间相互作用的影响，模型中的参数没有明确的生理学意义，且随品种和地域变化，其复杂性随参数的数目增加而迅速增加。

第二类是以Ball等为代表建立的气孔导度与净光合速率和环境因子的线性相关模型<sup>[8]</sup>。Ball类模型在很大程度上描述了气孔开闭机理，所需参数较少，但在土壤含水量较低时不能很好反映气孔的

调节作用,因此难以在干旱条件下应用<sup>[9]</sup>。于强和王天铎<sup>[10]</sup>考虑了边界层导度的影响,建立了一个由叶片光合作用、蒸腾作用、气孔导度等子模型组成的完整生理模型,但过于复杂,不便于广泛应用。于贵瑞等<sup>[11]</sup>基于气孔行为控制的光合与蒸腾的生理机制,通过引入CO<sub>2</sub>内部导度,开发了基于气孔行为的光合-蒸腾耦合模型。张宝忠等<sup>[12-13]</sup>通过对中国水利水电科学研究院大兴试验站夏玉米农田的观测,进一步引入水分胁迫函数,以及叶龄、叶位的影响参数,刻画了阴阳叶、不同叶龄与叶位,以及不同水分胁迫下的气孔开度特点和蒸散特征。

**3.2 基于Penman方法的蒸散发空间尺度扩展** Penman方法主要来源于对作物和田块尺度蒸散发过程的理解,但在实际运用中更关注区域尺度(特别是农田或灌区)的蒸散发动态。由于尺度效应的存在,必须建立蒸散发空间尺度扩展方法,才能够克服“点”尺度成果应用到“面”上时的局限性<sup>[13]</sup>。

叶片到田块的尺度提升主要集中于叶片气孔导度向冠层导度的转换。冠层导度主要反映田间尺度作物群体气孔对水分传输的影响,一些研究者忽略冠层内部各叶片气孔导度之间的差异,将叶片导度模型直接应用于冠层导度估算<sup>[14-15]</sup>,也有学者利用叶面积指数(LAI)或有效LAI完成了叶片气孔导度向冠层导度的尺度提升<sup>[16-17]</sup>。由于阳叶和阴叶对光截获能力不同,这两部分叶片之间的光合和蒸腾作用差异较大,气孔导度也显然不同。考虑阳叶和阴叶光截获的不同,逐步发展形成了阴阳叶冠层导度估算模型,主要有整体平均法<sup>[18]</sup>、权重法<sup>[19]</sup>和有效叶面积指数法<sup>[20]</sup>等,然而这些方法把整个冠层作为一层或有限几层进行考虑,不能很好地揭示冠层内物质传输与能量交换的复杂特性。另一方面,叶片气孔导度对辐射的响应是非线性的,如果在模型中不加区别地用固定的叶片辐射截获值来表示该层所有叶片的辐射状况,其估算的冠层导度势必造成一定偏差。

因此,张宝忠等<sup>[21]</sup>针对作物阴阳叶截获光合有效辐射存在明显差异的事实,考虑叶片气孔导度对辐射响应的非线性特征,根据阴阳叶截获光合有效辐射之间的差异,创建了基于权重积分法的阴阳叶冠层导度尺度提升模型,明显降低了现有方法对阴叶截获辐射值做均一化处理所产生的估算误差,使冠层导度和蒸散发估值精度分别提高7.8%和7.1%,其计算公式如下:

$$\begin{aligned}
 g_{c\text{shaded}} &= \int g_{s\text{max}} F_1(PAR_{\text{shaded}}) F_2(T_a) F_3(VPD) dPAR_{\text{shaded}} \\
 &= \int_0^{LAI_{\text{shaded}}} g_{s\text{max}} F_1(\xi) F_2(T_a) F_3(VPD) d\xi_{\text{shaded}} \\
 &= g_{s\text{max}} \left[ \frac{\cos\theta}{0.5} \left( 1 + \frac{\alpha_1}{m} \right) \ln \left( \frac{m + \alpha_1}{m \exp(-0.5LAI/\cos\theta) + \alpha_1} \right) + \frac{\cos\theta}{0.5} (\exp(-0.5LAI/\cos\theta) - 1) \right] \\
 &\quad F_2(T_a) F_3(VPD)
 \end{aligned} \tag{6}$$

式中:  $g_{s\text{max}}$  为最大气孔导度;  $F_i(X_i)$  为环境因子  $X_i$  对气孔的胁迫函数;  $PAR_{\text{shaded}}$  为  $Z$  高度处阴叶截获的散射辐射中PAR强度;  $T_a$  为气温;  $LAI_{\text{shaded}}$  为阴叶部分的叶面积指数;  $\xi$  为冠层内  $Z$  高度到冠层顶部的叶面积指数;  $\theta$  为天顶角;  $m$  为光学空气质量;  $\alpha_1$ 、 $\alpha_2$  和  $\alpha_3$  为经验系数。

田块及以上尺度的蒸散发的估算主要采用基于Penman理论的单源P-M模型和双源 Shuttleworth-Wallace(S-W)模型<sup>[22]</sup>等。P-M模型主要用于描述均匀稠密冠层的蒸散规律,S-W模型将植被冠层、土壤表面看成两个既相互独立、又相互作用的水汽源,可以分别刻画植物蒸腾和土壤蒸发过程,主要用于稀疏植被。P-M模型和S-W模型将地表作均一化处理,而不考虑地表湿润程度和湿润面积的影响,主要应用于天然植被、雨养农业和采用传统灌溉方式下农田的蒸散发估算。近年来,我国的非充分局部湿润灌溉方式快速发展,因此需要建立局部湿润与稀疏植被种植相叠加的蒸散发估算方法。张宝忠等<sup>[23]</sup>基于能量平衡和空气动力学的基本原理,通过引入湿润面积比和遮荫度参数,创建了适合局部湿润灌溉方式下的稀疏植被蒸散发估算模型,有效突破了局部湿润、稀疏植被和土壤变异常叠加条件下,作物蒸腾与不同湿润区域土壤蒸发之间的分配比例难以表征的瓶颈。

田块尺度蒸散发提升到灌区尺度,涉及气象、土壤、作物三个层面的空间变异表征,其中气象条件主要通过气象监测站点的实测数据,通过插值方法来获取。对于土壤空间变异,赵伟霞和李久

生等<sup>[24]</sup>基于土壤粒径分布,以土壤最大可供水量作为关键参量,采用经典统计学和地统计学方法,提出了土壤水分监测优化布设数量与位置的确定方法,克服了以实测土壤含水量作为参数导致通用性差的弊端,构造了蒸散估算中土壤水分空间变异表征方法。对于作物空间变异,韩聪颖和张宝忠等<sup>[25-26]</sup>以 AquaCrop-GIS 模型为基础,结合遥感技术,引入最大冠层覆盖度  $CC_x$ 、相对干物质质量  $B_{rel}$  和播种日期等空间变化来反映由于养分、栽培模式、管理制度等造成的作物生长空间差异,提出了基于典型田块的灌区蒸散 AquaCrop-RS 分布式模型,与传统 AquaCrop-GIS 模型相比, AquaCrop-RS 模型对黑河中游绿洲区域蒸散发量模拟精度总体提高了 5%~26%。

## 4 基于互补原理的蒸散发研究

**4.1 蒸散发互补关系及其非对称问题** 相对于陆面过程的精细刻画,区域蒸散发研究需要加强对大气边界内过程的理解和描述。由于大气边界理论比较复杂,且缺乏常规观测,在蒸散发研究中考虑大气边界层参数化方案并不现实,但可以通过潜在蒸散发的变化概化大气边界层内过程对蒸散发的影响<sup>[27]</sup>。潜在蒸散发反映了太阳辐射和大气边界层湍流传输机制, Bouchet<sup>[3]</sup>在 1963 年发现潜在蒸散发会随着区域实际蒸散发而变化,并将这种实际蒸散发对潜在蒸散发的反馈命名为“互补关系(Complementary relationship)”。互补关系可以表述如下:在大而均匀的陆面,外界能量输入(辐射能量)保持不变,当充分供水时实际蒸散发  $E$  与潜在蒸散发  $E_{pa}$  相等,并定义其为湿润环境蒸散发  $E_{po}$ ,  $E = E_{pa} = E_{po}$ ; 当陆面水分供给减少时,  $E$  减少,从而释放出更多的能量成为显热,使该地区空气湍流加强,温度升高,湿度降低等,从而导致  $E_{pa}$  增加,其增加值与  $E$  减少值相等,故称为互补关系(图 1):

$$E_{pa} - E_{po} = E_{po} - E \quad (7)$$

虽然模型模拟<sup>[28]</sup>实测数据<sup>[29]</sup>都证实了  $E_{pa}$  和  $E$  变化存在负相关关系,但难以满足完全对称的互补关系<sup>[30-31]</sup>。在我国,邱新法等<sup>[32]</sup>在我国 9 个代表性流域、张永强等<sup>[33]</sup>在青藏高原的 16 个流域,以及马宁等<sup>[34]</sup>在青藏高原高寒草甸也都发现了  $E_{pa}$  和  $E$  变化的负相关,但于静洁等<sup>[35]</sup>指出在高海拔地区这种互补关系并不完全对称。

确定  $E_{pa}$  和  $E_{po}$  是蒸散发互补关系的关键,根据  $E_{pa}$  和  $E_{po}$  的定义,  $E_{po}$  主要由外界辐射能量输入确定,而  $E_{pa}$  同时受到辐射能量和大气状况的影响。Brutsaert 和 Stricker<sup>[36]</sup>采用 Penman 公式和 Priestley-Taylor 公式分别计算日尺度  $E_{pa}$  和  $E_{po}$ ,提出了互补原理研究的平流-干旱(简称为 AA)模型方法,得到了广泛应用。AA 模型在我国不同气候区都有应用,曾燕等基于 AA 模型在黄河流域实现了蒸散发量的分布式模拟<sup>[37]</sup>。AA 模型在一般干湿状况下对实际蒸散发具有较好的模拟效果,但是在干旱环境下对实际蒸散发低估,而在湿润环境下又存在一定的高估<sup>[38]</sup>,其原因在于  $E_{pa}$  和  $E$  的变化并不满足严格对称的互补关系<sup>[30-31]</sup>。为了解决这一问题,最直接的办法是对  $E_{pa}$  和  $E_{po}$  进行率定,如针对 AA 模型中 Penman 公式的风速函数、反射率和地表粗糙度,或对 Priestley-Taylor 公式的 Priestley-Taylor 系数( $\alpha$ )进行率定<sup>[39-40]</sup>。这种方法针对特定研究地点可以取得一定效果,但结果缺乏普适性。

另一类方法则通过对物理机制的考虑,从概念上对  $E_{pa}$  或  $E_{po}$  进行修正。对于  $E_{pa}$ ,考虑到 Penman 公式中基于气温计算净长波辐射和饱和水汽压梯度可能存在误差, Morton<sup>[41]</sup>通过使湍流传输方法和能量平衡方法

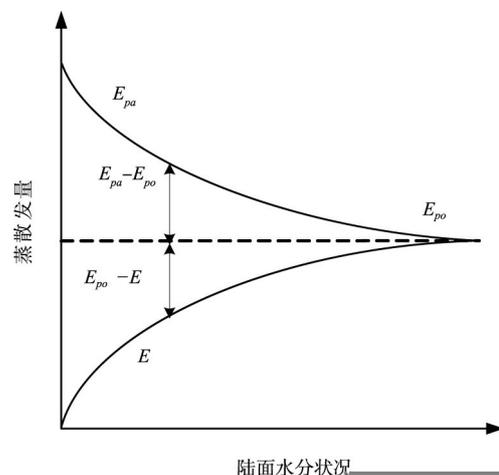


图 1 对称的线性互补关系

计算的蒸散发在“平衡温度”下相等，采用迭代法计算  $E_{pa}$ ，相应的蒸散发估算模型也在我国黄河流域、长江流域等地得到了应用<sup>[42-43]</sup>。Pettijohn 和 Salvucci<sup>[44]</sup>采用引入最小表面阻力的 Penman-Monteith 公式替代  $E_{Pen}$  以考虑植被蒸腾，改进了 FIFE 试验中互补关系的非对称问题，也应用于中国科学院禹城试验站麦田蒸散发估算<sup>[45]</sup>。另一方面，根据  $E_{po}$  的定义，其大气状况对应完全饱和的陆面，但是  $E_{PT}$  根据当前非饱和陆面对应的气温进行计算，因此利用  $E_{PT}$  表征  $E_{po}$  存在概念性的问题<sup>[41, 46]</sup>。针对这一问题，Szilagyi 和 Jozsa<sup>[46]</sup>提出了一个采用迭代方法估计陆面充分供水情况下表面温度的方法，并替代  $E_{PT}$  中当前气温下的饱和水汽压梯度。采用这种方法，干旱灌木丛<sup>[47]</sup>和青藏高原高山草甸<sup>[34]</sup>等地区互补关系的非对称问题得到了很大的改善。

互补关系式的非对称性问题也存在另外一种解决办法，即通过引入一个非对称性的参数  $b$ ，建立更一般的非对称的互补关系：

$$E_{pa} - E_{po} = b(E_{po} - E) \quad (8)$$

Brutsaert 和 Parlange<sup>[48]</sup>用蒸发皿蒸发量表征  $E_{pa}$  将互补关系扩展到非对称，Szilagyi<sup>[49]</sup>指出非对称性是互补关系的一个本质属性，从而将对称的 AA 模型扩展到非对称。非对称性参数  $b$  是关键，在研究中一般作为需要率定的参数<sup>[34]</sup>，也有研究指出其大小与陆面温度或干湿状况有关<sup>[46, 50]</sup>。

**4.2 基于非线性函数的广义互补原理** 不同于基于线性函数的传统方法，韩松俊等<sup>[51-52]</sup>首次提出了互补原理研究的非线性函数方法。这种方法首先利用  $E_{Pen}$  对不同的互补关系模型进行了无量纲化，其中 AA 模型转化为蒸散发比  $E/E_{Pen}$  表示为 Penman 潜在蒸散发中辐射项所占比例  $E_{rad}/E_{Pen}$  的线性函数形式<sup>[53]</sup>，而 Granger<sup>[54]</sup>的互补模型和通过气象变量确定表面阻力的 P-M 模型<sup>[55]</sup>都通过无量纲化转换成了类似的非线性函数形式<sup>[56-58]</sup>（表 1）。之后，韩松俊等<sup>[51]</sup>把互补关系推广到这种无量纲的形式，即，蒸散发比  $E/E_{Pen}$  表示为  $E_{rad}/E_{Pen}$  的函数：

$$E/E_{Pen} = f(E_{rad}/E_{Pen}) \quad (9)$$

上式与 Penman 方法的式具有类似的形式，但用  $E_{rad}/E_{Pen}$  替换了陆面水分状况  $W$ ，因此可以将  $E_{rad}/E_{Pen}$  称为“大气湿润指数”<sup>[27]</sup>。同时，上式保持着互补关系的基本原理<sup>[5]</sup>：在一定辐射能量输入下，陆面的湿润程度可以通过空气干燥力的平流间接确定，因此，其可以称为互补关系的一种“广义形式”。在本文中，将式(9)称为为广义互补函数，而表 1 中的函数为其不同的解析形式，互补原理的研究在于确定最适合的解析形式。

韩松俊等<sup>[51]</sup>首次通过在极端干旱和完全湿润两种情况下的边界条件确定式的特性，并根据边界条件提出了一个非线性的 S 型函数：

表 1 不同广义互补关系函数

公式	定义域	参考文献
$y = \alpha \left(1 + \frac{1}{b}\right)x - \frac{1}{b}$	$\left(\frac{1}{\alpha(1+b)}, \frac{1}{\alpha}\right)$	Brutsaert 和 Stricker <sup>[36]</sup>
$y = \frac{1}{1 + c_1 e^{d(1-x)}}$	(0, 1)	Granger <sup>[54]</sup> , 韩松俊等 <sup>[56]</sup>
$y = \frac{1}{1 + k \left(\frac{1}{x} - 1\right) + h}$	$\left(0, \frac{k}{k-h}\right)$	Katerji 和 Perrier <sup>[55]</sup> , 韩松俊等 <sup>[57]</sup>
$y = \frac{1}{1 + m \left(\frac{1}{x} - 1\right)^n}$	(0, 1)	韩松俊等 <sup>[51]</sup>
$y = (2-c)\alpha^2 x^2 - (1-2c)\alpha^3 x^3 - c\alpha^4 x^4$	$\left(0, \frac{1}{\alpha}\right)$	Brutsaert <sup>[59]</sup>
$y = \frac{1}{1 + m \left(\frac{x_{max} - x}{x - x_{min}}\right)^n}$	$(x_{min}, x_{max})$	韩松俊和田富强 <sup>[60]</sup>

注： $x = E_{rad}/E_{Pen}$ ， $y = E/E_{Pen}$ ； $\alpha$  为 Priestley-Taylor 系数；其它符号为参数。

$$\frac{E}{E_{Pen}} = \frac{1}{1 + m \left( \frac{E_{rad}}{E_{Pen}} - 1 \right)^n} \quad (10)$$

式中： $m$ 、 $n$ 为参数。

上式修正了线性的AA模型公式在干旱和湿润环境下的偏差，通过了干旱的沙漠和湿润的农田的观测数据的验证，也被推荐在青藏高原的高山草甸地区应用<sup>[61]</sup>。式中  $E_{rad}/E_{Pen} \in (0, 1)$ ，但在一定的  $E_{rad}$  下， $E_{aero}$  并不总是能够在极端干旱情况下趋近于无穷大，也难以在完全湿润情况下趋近0。

受韩松俊等<sup>[51]</sup>的启发，Brutsaert<sup>[59]</sup>也把互补关系扩展为无量纲形式  $E/E_{pa} = f(E_{po}/E_{pa})$ ，通过对边界条件的分析提出了一个四次多项式函数

$$\frac{E}{E_{pa}} = (2 - c) \left( \frac{E_{po}}{E_{pa}} \right)^2 - (1 - 2c) \left( \frac{E_{po}}{E_{pa}} \right)^3 - c \left( \frac{E_{po}}{E_{pa}} \right)^4 \quad (11)$$

式中  $c$  为参数。

Brutsaert<sup>[59]</sup>将上式作为线性互补关系的扩展，并将相应的方法命名为“广义互补原理”，但在推导中并没有明确  $E_{pa}$  和  $E_{po}$ ，因此式(11)并不是式(9)的解析形式。为了进行应用，Brutsaert<sup>[59]</sup>采用了AA模型方法中  $E_{pa}$  和  $E_{po}$  的定义，则式(11)转化为式(9)的一个解析形式(表1)，该函数已用于不同气候条件下的蒸散发估算。

受限于对蒸散发物理约束的理解不同，不同函数采用不同的  $E_{rad}/E_{Pen}$  定义域(表1)和边界条件，明确广义互补函数在极端干旱和完全湿润情况下的边界条件是确定其准确的解析形式的基础。韩松俊和田富强<sup>[60]</sup>分析了极端干旱和完全湿润两种情况下的物理约束，根据两个被广泛接受的假设：(1)在极端干旱情况下  $\partial E / \partial E_{Pen} = 0$ ，(2)在完全湿润情况下  $E = E_{Pen}$  重新推导出了广义互补函数的边界条件：

$$\begin{cases} y = 0, & x \rightarrow x_{\min} \\ y = 1, & x \rightarrow x_{\max} \\ \frac{dy}{dx} = 0, & x \rightarrow x_{\min} \\ \frac{dy}{dx} = 0, & x \rightarrow x_{\max} \end{cases} \quad (12)$$

式中， $x = E_{rad}/E_{Pen}$ ， $y = E/E_{Pen}$ 。 $E_{rad}/E_{Pen}$  在极端干旱和完全湿润情况下，分别趋近于极小值  $x_{\min}$  和极大值  $x_{\max}$ 。根据边界条件，韩松俊和田富强<sup>[60]</sup>发现  $E/E_{Pen}$  与  $E_{rad}/E_{Pen}$  之间的关系呈现典型的三阶段S型特征：随着  $E_{rad}/E_{Pen}$  的增大，在最初阶段  $E/E_{Pen}$  缓慢增长，之后中间阶段  $E/E_{Pen}$  快速增长，在最后阶段增长率开始下降，并利用全球不同地区不同下垫面的22个通量观测站数据验证了这种三阶段S型特征。这种三阶段特性也被我国黑河试验戈壁站和淮河试验水田站的通量观测数据证实<sup>[51]</sup>，且与Lintner等<sup>[31]</sup>基于模型模拟的结果一致。

根据式(12)的边界条件，韩松俊和田富强<sup>[60]</sup>提出了一个新的S型函数：

$$\frac{E}{E_{Pen}} = \frac{1}{1 + m \left( \frac{x_{\max} - E_{rad}/E_{Pen}}{E_{rad}/E_{Pen} - x_{\min}} \right)^n} \quad (13)$$

式中， $E_{rad}/E_{Pen}$  的定义域  $(x_{\min}, x_{\max})$  为  $(0, 1)$  的子域。对式在  $y = 0.5$  处进行一阶泰勒展开，并使其与线性AA函数等价，韩松俊和田富强<sup>[60]</sup>建立了式的参数  $m$ 、 $n$  与AA模型函数中的 Priestley-Taylor 系数  $\alpha$  以及非对称性系数  $b$  之间的联系，并进一步指出线性的AA模型函数和S型的式(10)都是式(13)的特例。通过将不同函数在二维状态空间  $(E_{rad}/E_{Pen}, E/E_{Pen})$  进行对比并利用通量数据验证发现当站点处于一般干湿环境，数据主要位于中间阶段，则线性的AA函数能够有效地描述互补曲线，

当站点处于非湿润环境下，数据位于前两个阶段，则 Brutsaert 的多项式函数非常有效，但发现 S 型函数能够完整描述互补曲线的三个阶段，对实际蒸散发的估算效果最好<sup>[60]</sup>，且能够满足 Penman 潜在蒸散发  $E_{pen}$  和 Priestley-Taylor 的最小平流蒸散发  $E_{pT}$  对蒸散发的物理约束，见图 2，图中  $OM$  代表  $E = E_{pT}$ ， $MN$  代表  $E = E_{pen}$ ，分别反映了  $E_{pT}$  和  $E_{pen}$  对蒸散发的物理约束。

## 5 对比与讨论

Penman 方法与互补原理分别侧重蒸散发的陆面和大气过程，具有很大差异。Penman 方法将大气变量的影响整体简化为潜在蒸散发，从土壤水分输移和植物生理生态行为等方面重点考虑蒸散发过程中陆面变量的表征方法。与之相反，互补原理不需要直接考虑陆面变量，而是从辐射项和空气动力学项的不同影响出发，重点考虑大气变量对蒸散发过程的影响。从空间适用性来看，Penman 方法从概念上来说适合“点”尺度的蒸散发估算，通过从“点”到“面”的空间尺度扩展旨在解决陆面变量的空间异质性问题。互补原理直接在区域尺度建立方程，适用于区域尺度蒸散发的估算。从时间适用性来看，两类方法在日尺度的应用都比较广泛，但由于难以确定长时间尺度的陆面水分特征，Penman 方法多用于短时间尺度的蒸散发估算，而互补原理在较长时间尺度仍具有良好效果。不过目前对于互补原理适用的临界空间尺度和时间尺度所知甚少，需要进一步研究。

Penman 方法假设  $E_{pen}$  与陆面相互独立，不考虑大气湿润状况  $E_{rad}/E_{pen}$  的影响。随着空间尺度的增大，陆面蒸散发过程对大气边界层的影响越来越大， $E_{pen}$  将随着陆面水分状况变化，因此，将  $E_{pen}$  视为独立变量的 Penman 方法在区域尺度可能存在问题<sup>[41]</sup>。由于引入了实测  $E_{pen}$ ，在对已知过程的模拟诊断中这一问题并不明显，但对未来情景进行预测时可能引起偏差。例如对沙漠进行大规模灌溉将引起的温度降低、湿度增大等近地面大气状态改变，并显著减小潜在蒸散发<sup>[62-63]</sup>，如果采用 Penman 方法假定当前  $E_{pen}$  预测灌溉之后的蒸散发量则会引起显著的高估。

互补原理存在一项基本假设，即在一定的  $E_{rad}$  水平下， $E_{pen}$  的大小对应于（或取决于）一定的陆面水分状况。这意味着陆面水分状况和大气的湿润状态之间存在着因果关系<sup>[41]</sup>，通过联立式(3)和(9)可以建立  $f(W) = g(E_{rad}/E_{pen})$ 。虽然陆面和大气之间存在着紧密的联系和相互作用，但是大气状态并不完全由陆面状态决定，还受到大尺度天气系统的影响。因此，通过  $E_{rad}/E_{pen}$  可能并不能完全探知陆面状态对蒸散发过程的影响，忽略陆面状况的互补原理的准确性在某些情况下会受到影响。

Penman 方法与互补原理分别将  $E/E_{pen}$  表示为陆面水分状况  $W$  和大气湿润状况  $E_{rad}/E_{pen}$  的函数，具有各自的片面性，将这两种方法融合才能描述陆面和大气之间的紧密联系和反馈，已有研究已经显示了融合这两类方法的端倪。基于 Penman 方法的 Jarvis 模型同时采用陆面和大气变量反映  $E$

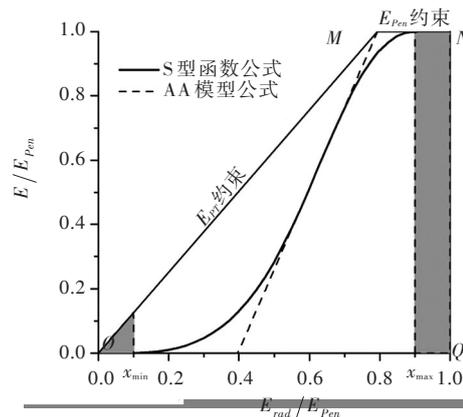


图2 状态空间( $E_{rad}/E_{pen}$ ,  $E/E_{pen}$ )中的广义互补函数

表2 蒸散发研究的 Penman 方法、互补原理和综合方法的对比

	Penman 方法	互补原理	综合方法
侧重的物理过程	陆面过程	大气过程	完整的过程
$\frac{E}{E_{pen}}$ 表征形式	$f(W)$	$f\left(\frac{E_{rad}}{E_{pen}}\right)$	$f\left(W, \frac{E_{rad}}{E_{pen}}\right)$
陆面变量表征	重点考虑	不考虑	考虑
大气变量表征	简单考虑	重点考虑	考虑
适用的空间尺度	田间	区域	多空间尺度
一般适用时间尺度	小时~月	小时~多年平均	多时间尺度

偏离  $E_{pen}$  的程度, 间接证明了需要综合考虑陆面水分状况和大气湿润状况的共同影响, 但 Jarvis 模型不考虑不同变量之间的相互作用, 且因为有多组独立函数而需要较多参数。Crago 等<sup>[64]</sup>以互补原理为基础, 将  $E$  与净辐射之比表示为表面阻力和空气干燥力的函数, 虽然融合了两类方法, 但不能方便地考虑气温的影响。

对蒸散发过程的完整概化应包括水分从非饱和和陆面逸失和进入并影响非饱和和大气的全过程。对于蒸散发公式的一般形式, 根据量纲分析的 Pi 定理, 定义无量纲量  $E_{rad}/E_{pen}$  和  $E/E_{pen}$ , 则式(2)可以表示为无量纲形式:

$$\frac{E}{E_{pen}} = f\left(W, \frac{E_{rad}}{E_{pen}}\right) \quad (14)$$

上式融合了 Penman 方法和互补原理, 将蒸散发比  $E/E_{pen}$  表示为陆面水分状况  $W$  和大气湿润状况  $E_{rad}/E_{pen}$  的函数, Penman 方法和互补原理的式(3)和(9)为其特例。这种综合方法对蒸散发物理过程的概化更为准确全面, 能够充分挖潜已有的陆面和大气变量的信息, 特别是分别考虑  $E_{rad}$  和  $E_{aero}$  的影响, 有可能在减少参数负担的同时增大实际蒸散发估算的准确性。研究的关键在于确定函数的具体形式, 需要在 Penman 方法和互补原理已有研究成果的基础上进行深入研究。

## 6 总结

Penman 方法和互补原理分别侧重蒸散发的陆面过程和大气过程, 具有不同的发展路径。Penman 方法从田间尺度蒸散发过程出发逐步向区域尺度拓展, 研究强调空间变异规律和植物生理生态行为对蒸散发的控制机制, 下一步需要融合作物对水、肥、气、热、光、土和生物等多因素的响应机制, 重点考虑作物之间的生理生态特征差异与冠层空间结构, 并将水-热-碳纳入统一过程, 建立从水源到作物的多过程协同的蒸散发空间尺度提升方法。互补原理直接针对区域尺度蒸散发过程, 从传统的线性互补关系发展到基于非线性函数的广义互补原理, 但目前研究还很初步, 需要进一步揭示实际蒸散发与辐射项、空气动力项在不同陆面水分状况下的相互作用机制, 分析广义互补函数参数影响因素及变化规律, 并利用通量数据和水文气象数据进行广泛的验证和应用。Penman 方法和互补原理具有各自的片面性, 对蒸散发过程的完整概化应包括水分从非饱和和陆面逸失和进入并影响非饱和和大气的全过程, 未来需要融合这两类方法以提升对蒸散发的认识和研究水平。

## 参 考 文 献:

- [ 1 ] PENMAN H L . Natural Evaporation from open water, bare soil and grass[J] . Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 1948, 193: 120-145 .
- [ 2 ] PENMAN H L . The dependence of transpiration on weather and soil conditions [J] . Journal of Soil Science, 1950, 1(1): 74-89 .
- [ 3 ] BOUCHET R . Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique[J] . International Association of Hydrological Sciences Publication, 1963, 62: 134-142 .
- [ 4 ] SHUTTLEWORTH W J . Terrestrial Hydrometeorology[M] . Wiley-Blackwell, 2012 .
- [ 5 ] BRUTSAERT W . Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications[M] . D . Reidel-Kluwer, Hingham, 1982 .
- [ 6 ] MONTEITH J L . Evaporation and Environment [C]//Symposium of the Society of Experimental Biology . Cambridge: Cambridge Univ . Press, 1965 .
- [ 7 ] JARVIS P G . The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field[J] . Phil . Trans . Roy . Soc . Lond . Ser . B, 1976, 273(927): 593-610 .
- [ 8 ] BALL J T . An Analysis of Stomatal Conductance[D] . Stanford: Stanford University, 1988 .

- [ 9 ] 牛海山, 旭日, 张志诚, 等. 羊草气孔导度的Jarvis-类模型[J]. 生态学杂志, 2005, 24(11): 1287-1290.
- [ 10 ] YU Q, WANG T. Simulation of the physiological responses of C3 plant leaves to environmental factors by a model which combines stomatal conductance, photosynthesis and transpiration[J]. Acta Botanica Sinica, 1998, 40(8): 740-754.
- [ 11 ] YU G, ZHUANG J, YU Z. An attempt to establish a synthetic model of photosynthesis-transpiration based on stomatal behavior for maize and soybean plants grown in field[J]. Journal of Plant Physiology, 2001, 158(7): 861-874.
- [ 12 ] ZHANG B Z, LIU Y, XU D, et al. Water-carbon coupling modeling of summer maize at the leaf and canopy scales[J]. Science Bulletin, 2013, 58(27): 3361-3370.
- [ 13 ] 许迪, 刘钰, 杨大文, 等. 蒸散发尺度效应与时空尺度拓展[M]. 北京: 科学出版社, 2015.
- [ 14 ] MAGNANI F, LEONARDI S, TOGNETTI R, et al. Modelling the surface conductance of a broad-leaf canopy: effects of partial decoupling from the atmosphere[J]. Plant, Cell and Environment, 1998, 21(8): 867-879.
- [ 15 ] 黄辉, 于贵瑞, 孙晓敏, 等. 华北平原冬小麦冠层导度的环境响应及模拟[J]. 生态学报, 2007, 27(12): 5209-5221.
- [ 16 ] ZHANG B, KANG S, LI F, et al. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2008, 148(10): 1629-1640.
- [ 17 ] ZHOU M C, ISHIDAIRA H, TAKEUCHI K. Estimation of potential evapotranspiration over the Yellow River basin: reference crop evaporation or Shuttleworth-Wallace? [J]. Hydrological Processes, 2007, 21(14): 1860-1874.
- [ 18 ] BAILEY W G, DAVIES J A. The effect of uncertainty in aerodynamic resistance on evaporation estimates from the combination model[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1981, 20(2): 187-199.
- [ 19 ] IRMAK S, MUTHIBWA D, IRMAK A, et al. On the scaling up leaf stomatal resistance to canopy resistance using photosynthetic photon flux density[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2008, 148(6/7): 1034-1044.
- [ 20 ] SZEICZ G, LONG I F. Surface resistance of crop canopies[J]. Water Resources Research, 1969, 5(3): 622-633.
- [ 21 ] ZHANG B, LIU Y, XU D, et al. Evapotranspiration estimation based on scaling up from leaf stomatal conductance to canopy conductance[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2011, 151(8): 1086-1095.
- [ 22 ] SHUTTLEWORTH W J, WALLACE J S. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(469): 839-855.
- [ 23 ] ZHANG B, KANG S, LU Z, et al. An evapotranspiration model for sparsely vegetated canopies under partial root-zone irrigation[J]. Agricultural & Forest Meteorology, 2009, 149(11): 2007-2011.
- [ 24 ] ZHAO W, LI J, YANG R, et al. Determining placement criteria of moisture sensors through temporal stability analysis of soil water contents for a variable rate irrigation system[J]. Precision Agriculture, 2018, 19(4): 648-665.
- [ 25 ] 韩聪颖, 张宝忠, 陈鹤, 等. 基于遥感的作物生长分布式模型[C]//中国农业工程学会农业水土工程专业委员会第十届学术研讨会论文摘要集. 镇江: 江苏大学, 2018.
- [ 26 ] 张宝忠. 基于水碳耦合的农田水分利用效率多时空尺度评价和转换[R]. 北京: 中国水利水电科学研究院, 2018.
- [ 27 ] HAN S, TIAN F. Integration of Penman approach with complementary principle for evaporation research[J]. Hydrological Processes, 2018, 32(19): 3051-3058.
- [ 28 ] MCNAUGHTON K G, SPRIGGS T W. An Evaluation of the Priestley and Taylor Equation and the Complementary Relationship Using Results from a Mixed Layer Model of the Convective Boundary Layer[M]. Wallingford: IAHS Press, 1989.
- [ 29 ] RAMIREZ J A, HOBBS M T, BROWN T C. Observational evidence of the complementary relationship in regional evaporation lends strong support for Bouchet's hypothesis[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32, L15401, doi:10.1029/2005GL023549.
- [ 30 ] LEDREW E F. A diagnostic examination of a complementary relationship between actual and potential evapotrans-

- piration[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1979, 18: 495–501.
- [ 31 ] LINTNER B, GENTINE P, FINDELL K, et al. The Budyko and complementary relationships in an idealized model of large-scale land-atmosphere coupling[J]. *Hydrology And Earth System Sciences*, 2015, 19(5): 2119–2131.
- [ 32 ] 邱新法, 曾燕, 缪启龙, 等. 用常规气象资料计算陆面年实际蒸散量[J]. *中国科学(D辑)*, 2003, 33(3): 281–288.
- [ 33 ] ZHANG Y, LI C, TANG Y, et al. Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112: D12110, doi:10.1029/2006JD008161.
- [ 34 ] MA N, ZHANG Y, SZILAGYI J, et al. Evaluating the complementary relationship of evapotranspiration in the alpine steppe of the Tibetan Plateau[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(2): 1069–1083.
- [ 35 ] YU J, ZHANG Y, LIU C. Validity of the Bouchet's complementary relationship at 102 observatories across China [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2009, 52(5): 708–713.
- [ 36 ] BRUTSAERT W, STRICKER H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration [J]. *Water Resources Research*, 1979, 15(2): 443–450.
- [ 37 ] 曾燕, 邱新法, 刘昌明. 黄河流域蒸散量分布式模拟[J]. *水科学进展*, 2014, 25(5): 632–640.
- [ 38 ] QUALLS R J, GULTEKIN H. Influence of components of the advection-aridity approach on evapotranspiration estimation[J]. *Journal of Hydrology*, 1997, 199: 3–12.
- [ 39 ] 徐兴奎. 互补相关理论在卫星遥感领域的应用研究[J]. *遥感学报*, 1999, 3(1): 54–59.
- [ 40 ] HOBBS M T, RAMIREZ J A, BROWN T C. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: An enhanced advection-aridity model[J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(5): 1389–1403.
- [ 41 ] Morton F I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 66: 1–76.
- [ 42 ] 郭生练, 朱英浩. 互补相关蒸散发理论与应用研究[J]. *地理研究*, 1993, 12(4): 32–38.
- [ 43 ] 刘绍民, 孙睿, 孙中平, 等. 基于互补相关原理的区域蒸散量估算模型比较[J]. *地理学报*, 2004, 59(3): 331–340.
- [ 44 ] PETTIJOHN J C, SALVUCCI G D. Impact of an unstressed canopy conductance on the Bouchet–Morton complementary relationship[J]. *Water Resources Research*, 2006, 42(9): W09418, doi: 10.1029/2005WR004385.
- [ 45 ] 莫兴国. 用平流—干旱模型估算麦田潜热及平流[J]. *中国农业气象*, 1995, 16(6): 1–4.
- [ 46 ] SZILAGYI J, JOZSA J. New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 354(1/4): 171–186.
- [ 47 ] HUNTINGTON J L, SZILAGYI J, TYLER S W, et al. Evaluating the complementary relationship for estimating evapotranspiration from arid shrublands[J]. *Water Resources Research*, 2011, 47(5): W05533.
- [ 48 ] BRUTSAERT W, PARLANGE M B. Hydrologic Cycle explains the evaporation paradox [J]. *Nature*, 1998, 396: 30.
- [ 49 ] SZILAGYI J. On the inherent asymmetric nature of the complementary relationship of evaporation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34: L02405, doi:10.1029/2006GL028708.
- [ 50 ] SZILAGYI J. Complementary-relationship-based 30 year normals (1981–2010) of monthly latent heat fluxes across the contiguous United States[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(11): 9367–9377.
- [ 51 ] HAN S, HU H, TIAN F. A nonlinear function approach for the normalized complementary relationship evaporation model[J]. *Hydrological Processes*, 2012, 26(26): 3973–3981.
- [ 52 ] HAN S, TIAN F, HU H. Positive or negative correlation between actual and potential evaporation? Evaluating using a nonlinear complementary relationship model[J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(2): 1322–1336, doi: 10.1002/2013WR014151.
- [ 53 ] HAN S, HU H, TIAN F. Evaluating the advection-aridity model of evaporation using data from field-sized surfaces of HEIFE[J]. *IAHS Publication*, 2008, 322(2): 9–14.
- [ 54 ] GRANGER R J. A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces[J]. *Journal of Hydrology*, 1989, 111: 31–38.
- [ 55 ] KATERJI N, PERRIER A. Modelisation de l'évapotranspiration réelle d'une parcelle de luzerne: role d'un coeffi-

- cient cultural[J]. *Agronomie*, 1983, 3(6): 513–521.
- [ 56 ] HAN S, HU H, YANG D. A complementary relationship evaporation model referring to the Granger model and the advection–aridity model[J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(13): 2094–2101.
- [ 57 ] HAN S, XU D, WANG S, et al. Similarities and differences of two evapotranspiration models with routinely measured meteorological variables: application to a cropland and grassland in northeast China[J]. *Theoretical And Applied Climatology*, 2014, 117(3/4): 501–510.
- [ 58 ] 韩松俊, 胡和平, 田富强. 三种通过常规气象变量估算实际蒸散量模型的适用性比较[J]. *水利学报*, 2009, 40(1): 75–81.
- [ 59 ] BRUTSAERT W. A generalized complementary principle with physical constraints for land–surface evaporation [J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(10): 8087–8093.
- [ 60 ] HAN S, TIAN F. Derivation of a sigmoid generalized complementary function for evaporation with physical constraints[J]. *Water Resources Research*, 2018, 54: doi: 10.1029/2017WR021755.
- [ 61 ] MA N, ZHANG Y, XU C–Y, et al. Modeling actual evapotranspiration with routine meteorological variables in the data–scarce region of the Tibetan Plateau: Comparisons and implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120: doi:10.1002/2015JG003006.
- [ 62 ] OZDOGAN M, SALVUCCI G D. Irrigation–induced changes in potential evapotranspiration in southeastern Turkey: Test and application of Bouchet’s complementary hypothesis[J]. *Water Resources Research*, 2004, 40(4): W04301.
- [ 63 ] HAN S, XU D, WANG S, et al. Water requirement with irrigation expansion in Jingtai Irrigation District, Northwest China: The need to consider irrigation–induced local changes in evapotranspiration demand[J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE*, 2014, 140(2): 04013009.
- [ 64 ] CRAGO R D, QUALLS R. The value of intuitive concepts in evaporation research[J]. *Water Resources Research*, 2013, 49: 6100–6104.

## Advances of evapotranspiration research based on the Penman approach and complementary principle

HAN Songjun<sup>1, 2</sup>, ZHANG Baozhong<sup>1, 2</sup>

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

2. National Center of Efficient Irrigation Engineering and Technology Research, Beijing 100048, China)

**Abstract:** The Penman approach and complementary principle are the two main theories and methods on evapotranspiration estimation. This paper reviews the development of these two approaches, compares their differences in concepts and methods, and discusses the possibility and prospect of integrating them. The Penman approach emphasizes the processes at the land surface, and corresponding researches focus on the spatial pattern across various scales and the transpiration mechanisms controlled by plant physiological and ecological behaviours. The complementary principle emphasizes the processes in the atmosphere, and corresponding researches evolve from linear complementary relationship to the generalized complementary principle based on nonlinear functions. The Penman approach and complementary principle should be integrated for completely comprehending the evapotranspiration process, and raising the level of evapotranspiration research.

**Keywords:** evapotranspiration; Penman approach; complementary principle

(责任编辑: 祁 伟)