

陆地蒸散发（ET）与潜在蒸散发（PET）估算方法与数据产品综述 (2015–2025)

1. 不同ET/PET数据产品的算法与核心公式概览

过去十年间出现了多种全球陆地蒸散发（ET）和潜在蒸散发（PET）数据产品，它们基于不同的物理模型和算法。下面汇总主要产品的算法原理及核心公式：

- **MOD16 (MODIS ET)** – 基于改进的 **Penman-Monteith** 组合公式¹。MOD16利用气象再分析数据和MODIS遥感植被参数，通过生物物理参数查找表（BPLUT）确定不同植被类型的冠层阻力，将Penman-Monteith公式应用于陆面像元²。其核心公式为Penman-Monteith方程，即：

$$ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

其中 Δ 是饱和水汽压曲线斜率， R_n 净辐射， G 地表土壤热通量， ρ_a 空气密度， c_p 空气比热， $e_s - e_a$ 饱和差（VPD）， r_a 空气动力学阻力， r_s 地表/气孔阻力， γ 为湿润绝热直减率常数^{3 4}。MOD16将上述公式按冠层和土壤蒸发组分计算，并以8天时间步长输出总ET^{5 6}。

- **GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model)** – 采用 **Priestley-Taylor** 辐射平衡方法并结合土壤水分胁迫模型。GLEAM早期版本（v3及以前）基于Priestley-Taylor公式计算潜在蒸发，再通过卫星微波观测的土壤湿度加入胁迫因子，将潜在值缩减为实际ET^{7 8}。其潜在蒸发公式为：

$$ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} [R_n - G]$$

其中 α 为经验系数，在水分不受限条件下约为1.26⁹。GLEAM对 α 和胁迫进行了修正，使之适用于全球不同湿润状况^{10 11}。**最新的GLEAM v4**引入了Penman公式，以明确考虑风速、植被高度和湿度不足对蒸发的影响¹²。总体而言，GLEAM通过模块化步骤计算截留蒸发、潜在蒸发、土壤水分和蒸发胁迫等，逐步得到总蒸散发^{13 14}。

- **PT-JPL (Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory)** – 基于Priestley-Taylor辐射公式叠加生态生理学约束因子的模型¹⁵。Fisher等人（2008）提出该算法，将潜在蒸散发按冠层、土壤和湿润截留面分别计算，并乘以多个无量纲限制因子，以反映植被覆盖（如叶面积指数）、土壤湿度和大气干旱（饱和差）对实际ET的抑制^{16 17}。其基本形式为：

$$ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{n, \text{wet}} \cdot f_{\text{plant}}(f_{\text{PAR}}) \cdot f_{\text{SM}}(\theta) \cdot f_{\text{VPD}}(D)$$

其中 $\alpha=1.26$ ， $R_{n, \text{wet}}$ 为湿表面可用能量（假定表面充足水分时的净辐射）， f_{plant} 、 f_{SM} 、 f_{VPD} 分别为植被覆盖、土壤水分和饱和差的限制因子，将潜在ET缩减为实际ET^{16 17}。PT-JPL算法全球适用且计算简洁，已应用于MODIS和ECOSTRESS卫星的蒸散产品中。

- **PML-V2 (Penman-Monteith-Leuning, 第二版)** – **Penman-Monteith与Leuning气孔导度模型耦合的生物物理模型**¹⁸。PML模型起源于Leuning（2008）对Penman-Monteith方程的改进，引入了冠层气孔导度与光合作用的关系¹⁹。Zhang等人（2019）发布的PML-V2进一步将ET与GPP（总初级生产力）

结合，通过冠层导度理论耦合水分和碳通量²⁰。PML将总ET划分为植被蒸腾Ec、土壤蒸发Es和冠层截留蒸发Ei分别计算²¹。基本计算仍遵循Penman-Monteith公式，但气孔阻力 r_s 由植被的光合作用模型确定，从而反映大气二氧化碳、植物功能类型等因素对蒸腾的影响²⁰。PML-V2提供8天500m分辨率的全球ET及组分数据，并同时输出GPP以确保水碳平衡一致^{22 23}。

- **FLUXCOM** – 基于机器学习集合方法的全球ET产品²⁴。FLUXCOM利用全球通量塔（FLUXNET）观测，将**随机森林、神经网络**等多种机器学习算法训练后应用于遥感和气象驱动数据，来预测地表潜热通量和ET²⁵。该方法没有显式的物理公式，而是依赖数据驱动模型**拟合ET与环境变量的非线性关系**²⁴。Jung等人(2019)提供的FLUXCOM集合包含147个模型成员以量化不确定性²⁶，其输出为月均或更高分辨率的总蒸散发²⁷。
- **SSEBop (Simplified Surface Energy Balance, operational) – 简化地表能量平衡模型**²⁸。SSEBop通过卫星地表温度（LST）确定相对蒸发率，再与**参考蒸散发**相乘得到实际ET²⁹。其核心是假定在研究区域存在蒸发“湿冷”极限和“干热”极限像元：对于湿冷像元，ET接近潜在蒸散发PET；对于干热像元，ET趋近于0。据此定义**ET比例因子** ETrF：

$$ETrF = \frac{T_{\text{hot}} - T_{\text{pixel}}}{T_{\text{hot}} - T_{\text{cold}}}$$

其中 T_{hot} 和 T_{cold} 分别代表干旱极限和湿润极限条件下的地表温度³⁰。实际ET则通过 $ET = ETrF \times ET_{\text{ref}}$ 计算，这里的 ET_{ref} 为标准参考ET（一般采用FAO Penman-Monteith公式计算的草地蒸散发）^{31 32}。最新的SSEBop v6版本引入了FANO算法优化湿表面温度估计，提高不同景观和季节下ET计算的鲁棒性³³。SSEBop模型参数少，便于业务化运行，已用于美国 and 全球干旱监测³⁴。

- **ERA5 / ERA5-Land (ECMWF再分析)** – 基于ECMWF的陆面模式 **H-TESSEL** 计算ET。ERA5系列再分析通过数值天气预报模型来闭合地表水热平衡：地表蒸发（蒸散发）作为**能量平衡的一部分被在线求解**³⁵。H-TESSEL采用多“瓷砖”方案区分裸土、植被、雪等组分，对每类地表计算Penman-Monteith形式的蒸发。在ERA5大气同化中，土壤湿度、温度等状态不断被调整，这也影响ET的计算。而ERA5-Land是离线重跑的陆面模拟，不直接同化陆面观测，但以更高分辨率重现ERA5的陆面过程³⁶。**ERA5-Land的蒸发量**包括裸土蒸发、冠层截留蒸发、植物蒸腾和**水体蒸发**等分量³⁷。总的来说，ERA5的ET计算可视作Penman-Monteith公式在陆面模式中的数值实现，考虑了空气动力学阻抗和植被控制等因素，与Penman-Monteith方法物理一致³⁸。
- **MERRA-2 (NASA再分析)** – 基于NASA GMAO的 **Catchment** 陆面模型计算ET³⁹。Catchment模型采用子流域尺度的土壤水库概念，明确描述土壤湿度空间异质性对蒸发的影响⁴⁰。MERRA-2中的陆地蒸散发通过陆面能量平衡在线计算，即满足 $LE = R_n - G - H$ ，同时由土壤湿度控制蒸发率⁴¹。模型内部等效采用Penman-Monteith原理结合土壤湿度函数求解实际蒸发⁴²。因此MERRA-2没有简单显式公式，但其原理是将可用能量按湿润程度分配为潜热通量⁴²。研究表明，MERRA-2的ET往往偏高（平均正偏差约36%）但时变相关性良好⁴³。值得注意的是，MERRA-2独特地同化气溶胶影响辐射，从而间接影响蒸发计算⁴³。

以上产品各具特点：**遥感驱动**的产品（如MOD16、GLEAM、PT-JPL、PML、SSEBop等）依赖卫星观测和经验/物理模型，**再分析**产品（ERA5、MERRA2等）利用数值模型闭合能量与水分平衡，**机器学习**产品（FLUXCOM等）数据驱动学习ET模式⁴⁴。正如Cai等(2024)对1980–2014年90个数据集的评估所示，不同产品间年均ET估计可相差达37%，且尚无“一枝独秀”的产品能在所有应用中表现最佳⁴⁴。这凸显了了解各产品算法和公式差异的重要性。

2. 常用ET/PET算法公式的推导与物理解释

掌握核心算法的推导和物理意义有助于理解不同ET产品的理论基础。以下对几种主要蒸散发计算方法进行详尽阐释，并力求以本科一年级程度的物理知识加以解释。

2.1 Penman-Monteith公式

推导背景： Penman-Monteith (P-M) 公式是蒸散发物理模型的基石，由Penman在1948年提出能量平衡与空气动力学组合模型，Monteith于1965年引入了冠层气孔阻力扩展了该公式⁴⁵。它结合了**地表能量平衡**和**水分输送阻力**两方面原理，被广泛用于计算作物参考蒸散发和实际蒸散^{46 47}。

基本假设： 地表-大气系统中，净辐射为蒸发和感热提供能量，空气的干湿状况和湍流决定水汽扩散速率。地表蒸发过程受两个“瓶颈”限制：（1）**能量供应**：没有足够能量（水需汽化潜热），蒸发受限；（2）**扩散输送**：即从湿表面经边界层向大气输送水汽的能力，取决于风和空气干燥程度。Penman-Monteith模型将前者用**能量平衡**项表示，后者用**空气动力学**项表示，并通过加入表面阻力描述植被调控。

公式推导： 蒸散发的拉丁符号通常记为 E 或 ET ，以水层深度（mm/time）表示，或以潜热通量 E （W/m²）表示。P-M公式可表示为³：

$$E = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{VPD}{r_a}}{\Delta + \gamma (1 + \frac{r_s}{r_a})}$$

其中左侧 E 是单位面积的潜热通量（ λ 为水的汽化潜热， E 为蒸发速率）， R_n 净辐射， G 土壤热通量； ρ_a 空气密度， c_p 空气比热； $VPD = e_s - e_a$ 为饱和水汽压差（反映空气干燥程度）； r_a 为空气动力学阻力（空气从表面交换水汽和热量的阻力，通常随风速减小）， r_s 为地表/冠层阻力（植被通过气孔调节水汽散失的阻力）； Δ 为温度下饱和水汽压曲线斜率， γ 为心理温度常数（约0.066 kPa/°C）。**理解公式：** 分子由两项相加：

- 第一项 $\Delta (R_n - G)$ ：表示纯辐射驱动的蒸发能力。当阳光强烈（净辐射大）且地表接收能量不用于加热土壤（ G 小）时，该项大，提供蒸发潜能。但也受 Δ 调节（温度越高，饱和水汽压对温度变化越敏感，蒸发更容易进行）。
- 第二项 $\rho_a c_p \frac{VPD}{r_a}$ ：表示空气动力学驱动的蒸发能力。 VPD 大时（空气干燥），风速大则 r_a 小，两者促使更多水汽从表面带走。这项本质是Penman提出的“干燥力”，反映了大气环境对蒸发的需求。

分母 $\Delta + \gamma (1 + r_s/r_a)$ 则综合了上述两过程的阻力和耦合权重。 Δ 对应能量供应对蒸发的影响， $\gamma (1 + r_s/r_a)$ 对应水汽扩散的限制。若表面湿润（ r_s 趋0），分母趋 $\Delta + \gamma$ ，两种驱动兼顾；若干旱或气孔关闭（ $r_s \rightarrow \infty$ ），分母变大，蒸发速率被强烈抑制。

物理意义： P-M方程的美妙在于将**能量限制**和**空气干燥限制**两种机制统一起来。当水分不受限（ r_s 小，植被充分供水）时，公式近似退化为Penman公式，蒸发受能量和干燥共同控制；当水分短缺（ r_s 极大）时，分母增加，计算得到的 E 会显著降低，反映干旱下实际蒸发远小于潜力。通过 $R_n - G$ 项，公式体现了**能量守恒**（可用于蒸发的能量有限）；通过 VPD 项，体现了**扩散平衡**（空气越干，蒸发越快，直到湿度得到补充）。

适用范围： Penman-Monteith公式适用于地表有植被的情况，也可以用在参考作物（如高度0.12 m的标准草地）条件下计算参考 ET_0 ⁴⁸。FAO-56报告给出了日尺度参考作物蒸散发的Penman-Monteith公式，并规定了一系列标准参数⁴⁹。在应用时，需要注意单位一致和日间平均的处理；通常将 R_n 用MJ/m²、 ET 用°C、风速用2米高度值、 r_s 用经验公式估计等。

本科生易错点： (1) **区分阻力与导度：**公式(1)中用阻力 r_a, r_s 表述，也可等价用导度 $g_a = 1/r_a, g_s = 1/r_s$ 表示⁴。有时教材可能给出导度形式，要灵活转换。(2) **净辐射与地面热通量：** R_n 是入射减去反射和地表长波净出， G 是土壤储热，一般日尺度上 G 可忽略或估计为 R_n 的固定比例。(3) **计算维度：**Penman-Monteith本质计算瞬时通量，可积累为日总量；在算公式时确保单位统一（尤其 λ E与 R_n 单位）。

2.2 Priestley-Taylor公式

推导背景： Priestley-Taylor (P-T)公式于1972年提出，初衷是提供不依赖风速和湿度观测的简化蒸发估算方法⁴⁸。它可以看作Penman-Monteith公式在湿润条件下的简化**经验版本**。

基本假设： 在水分不受限（充足）的情况下，如果有一片下垫面，覆盖足够大使得过移动的空气团逐渐被湿润，那么实际蒸发将接近Penman计算的潜在蒸发。但观测发现，即便在湿润表面，实际蒸发往往比Penman预测的大出约26%⁵⁰。Priestley和Taylor据此提出一个经验系数 α 来调整。

公式形式： P-T公式砍除了Penman公式中的空气动力学干燥项，仅保留能量项，并乘以经验系数 α ⁴⁸⁹：

$$ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \tag{2}$$

其中 α 称为Priestley-Taylor系数，建议值为**1.26**（无量纲）。此值表示：在理想湿润、大尺度植被条件下，实际ET约为Penman公式仅考虑能量平衡所给蒸发的1.26倍⁹。物理上的解释是，大气边界层并非封闭体系，会不断引入更干燥的空气，使蒸发增强，故需用 $\alpha > 1$ 纠正⁵¹⁵²。

物理意义： P-T公式将蒸发过程简化为**仅受能量限制**：给定的 $R_n - G$ 转化为潜热的比例由 $\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ 决定，再放大 α 倍。如果阳光充足（ R_n 大），则ET提高；空气越暖（ Δ 大），则更多能量用于蒸发而非显热。但由于缺乏空气干燥项，P-T公式**假定环境湿润、乱流足够**。因此，它其实是在“最优湿条件”下的蒸发估计。

适用条件： P-T公式经典应用于**湿润地区或水体蒸发**。例如计算**潜在蒸散发（PET）**：假设土壤水分饱和，则用P-T公式估算最大蒸发率。在实际应用中，P-T公式常被用于湿地、稻田、水库等大面积水汽供应充分的场景，以及像GLEAM早期版本那样先计算潜在蒸发 E_p ，然后乘以土壤湿度胁迫系数得到实际ET⁵³⁵⁴。P-T的优点是参数需求极简：只需净辐射和气温（用于求 Δ ），无须风速和湿度观测⁴⁸。

局限性： 由于忽略了空气干燥和风的影响，P-T公式在半干旱、干旱地区会**高估蒸发**（因为实际有更大的汽压亏缺未考虑）。在湿度不足或小尺度植被下， α 不再稳定为1.26，需要针对局地校准甚至引入更复杂函数（研究表明干旱区 α 可能显著高于1.26，以反映局地非平衡⁵¹）。因此，直接使用P-T计算实际ET时需谨慎，往往要结合经验**缩放因子或分阶段计算**（如区分蒸腾和蒸发部分，分别赋不同 α ）。

本科理解要点： P-T公式体现了能量限制蒸发的概念，是Penman-Monteith的退化形式。推导中关键一步是“去掉空气动力学项，加上常数 α ”，这相当于假设理想环境湿润且用实验校正。学生应理解 $\alpha = 1.26$ 并非普适常数，而是针对特定条件的经验值⁹。在学习中，可将P-T视作上限估计：它给出了湿润条件下的蒸发上限，当实际环境更干时，需要引入湿度或土壤因子降低结果。

2.3 地表能量平衡算法与SEBS模型

推导背景： 地表能量平衡（Surface Energy Balance, SEB）模型直接应用能量守恒原理，通过**遥感观测**获取各项能量分量来反演蒸散发。典型代表是Su (2002)提出的**SEBS (Surface Energy Balance System)**¹⁶。此类模型特别适合结合热红外遥感的地表温度数据，以像元尺度计算蒸发。

基本原理： 对于地表像元，能量平衡可表示为：

$$R_n - G = H + LE$$

其中\$H\$是感热通量，\$LE\$为潜热通量（蒸散发）。如果能通过遥感和气象数据获取\$R_n\$和\$G\$，并估计出\$H\$，则可倒求\$LE = R_n - G - H\$。关键在于估算\$H\$，这涉及地表-空气温度梯度和空气动力学阻抗。遥感的地表辐射温度提供了线索：较高的地表温度通常意味着感热\$H\$较大（地表将热量传给较冷的空气）；反之，若地表温度接近空气温度，则感热小，更多能量用于蒸发\$LE\$。

SEBS算法要点： SEBS利用每张卫星热红外影像内的像元温度极值建立干、湿参考：（1）**干极限像元**假定无蒸发（水分极缺），此时\$LE=0\$，全部\$R_n - G\$以\$H\$形式散失；（2）**湿极限像元**假定蒸发潜力最大（充足水分），此时\$H=0\$，全部可用能量用于\$LE\$。这两个极限对应遥感温度的最高(\$T_{dry}\$)和最低(\$T_{wet}\$)值⁵⁵。对于任一普通像元温度\$T_{pixel}\$，可根据其相对位置在线性范围\$[T_{wet}, T_{dry}]\$上推算蒸发分数\$\Lambda\$（类似于前述SSEBop的ETrf）：

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \approx \frac{T_{dry} - T_{pixel}}{T_{dry} - T_{wet}}$$

从而\$LE = \Lambda (R_n - G)\$，而\$H = (1 - \Lambda)(R_n - G)\$。以此，**无需直接计算\$H\$**，而是通过温度端元插值法推定\$H\$和\$LE\$的分配比例⁵⁶。

SEBS进一步引入大气稳定度校正和分层，保证极限干湿像元选取的合理性，并利用植被覆盖度改进\$T_{wet}\$估计（完全湿润时地表温度应接近气温）。这些细节确保对于部分湿润的像元也可逐像元推算\$\Lambda\$。

物理解释： 干湿端元法假设在同一图像范围内存在理想的0蒸发和潜在蒸发两种条件，它们提供了线性标尺供其他像元参照。**干像元**温度最高，因为无水冷却；**湿像元**温度最低，蒸发耗热最大导致表面凉爽。实际像元温度的高低反映其介于干湿之间的蒸发程度。这种方法类似于将空间信息转化为蒸发估计的**标定**：温度越接近湿端，蒸发越接近潜力值。\$H\$和\$LE\$之间此消彼长，用\$\Lambda\$衡量能量用于蒸发的比例。

与Penman-Monteith比较： SEBS直接从**能量守恒**出发，不显式用气孔阻力等参数，因此对输入要求不同：它需要**高质量地表温度及空气温湿风廓线**参数，以求取\$T_{dry}\$，\$T_{wet}\$和\$R_n\$，\$G\$。相比之下，Penman-Monteith需要植被和气象参数但不需要LST。SEBS更适合**单张卫星影像的瞬时蒸发推算**（如利用Landsat瞬时LST推ET），然后需时段累积。

适用性与局限： SEBS类方法常用于**中小尺度、高分辨率**遥感反演，因为需要在研究区域内找到代表性干湿像元。对于区域尺度（比如卫星视野内覆盖不同气候带），选取统一干湿端元会引入偏差。模型对LST精度敏感，云遮挡或传感器噪声会影响结果。另外，**时段外插**需要假设日变化模式，否则瞬时蒸发难以推为日总量。尽管如此，SEBS和相关能量平衡模型（如METRIC、SEBAL等）在灌溉量估算、水资源管理中应用广泛，因为可以不依赖地面实测直接从遥感获取ET分布。

本科补充：（1）**感热公式：**理解SEBS需掌握感热通量计算\$H = \rho_a c_p \frac{T_{surface} - T_{air}}{r_a}\$，LST提供了\$T_{surface}\$信息，\$T_{air}\$通常来自气象或经验。干湿端元法实际是反推满足此公式的极端情况。（2）**蒸发分数：**\$\Lambda\$往往在0~1之间，其日平均与日ET比值接近恒定，因此气象学中常用**蒸发分数法**从中午卫星算全天ET。（3）**稳定度：**热力扰动会改变近地层风廓线，SEBS有相应稳定度订正，这是其与简单线性插值的区别之一。

2.4 其他算法简介

除了上述主流算法，还有一些值得提及：

- **Shuttleworth-Wallace双源模型**：将蒸发源区分为土壤和植被两部分，各自应用PM方程并耦合求解。这拓展了Penman-Monteith，对部分覆盖地表更准确。
- **Hargreaves经验公式**：仅用气温和日照估算PET的半经验方法，适合数据匮乏地区，但准确度不及物理模型。
- **Complimentary Relationship理论 (Bouchet)**：假设实际蒸发减少会增加潜在蒸发，通过水平衡推导蒸发。衍生模型如Advection-Aridity模型等用于大型尺度ET估算。
- **机器学习和同化方法**：如FLUXCOM的纯数据驱动方法，以及将多来源数据融入陆面模型的同化手段（如融合GRACE水储量约束ET）。这些方法虽无显式公式，但在模型架构上隐含了物理过程（如质量平衡约束）。

上述算法各有应用场景和复杂度。掌握其物理意义有助于根据研究需求选择合适的方法或产品。

3. 不同算法与公式的对比分析

不同ET/PET算法在适用条件、计算复杂度、输入需求以及优缺点方面存在明显差异。下面将主要算法进行对比分析：

- **Penman-Monteith (PM)** – 适用范围：通用性最强，可用于裸土、植被乃至水面（若 $r_s=0$ ）。输入需求：完整的气象数据（辐射、气温、湿度、风速）以及地表阻力参数（可由植被类型/土壤湿度估算）。计算复杂度：一次代入计算即可，属封闭解。优点：物理基础扎实，将能量平衡和气孔调节结合，能反映环境和植被双重作用^{46 47}；广为接受，有标准化形式（如FAO-56参考ET）。缺点：对输入精度依赖高，尤其 r_s 难以准确获取（需根据作物或通过实时观测校准）；在局地应用需小心单位与日尺度转换。
- **Priestley-Taylor (PT)** – 适用范围：假定湿润条件的潜在蒸发或湿润地区实际ET估计。输入需求：主要为辐射和气温资料（计算 R_n 、 Δ 等），对风速和湿度不要求。计算复杂度：极简，直接代入经验系数计算。优点：参数少，计算快速稳健，在湿润地区效果良好⁵⁰；可用于估算潜在ET上限。缺点：缺乏对干旱状况的适应，干旱区或晴空多风环境下往往高估ET；需要根据区域校准 α 值，经验性强；无法区分蒸腾和蒸发组分（因为未显式包含植被信息）。
- **Surface Energy Balance (SEB类，包括SEBS)** – 适用范围：适合具有遥感热红外数据的区域、单时刻或者逐日ET遥感反演。输入需求：遥感影像（可得 R_n 相关参数和地表温度LST）、常规气象（空气温湿度用于稳定性和粗略 T_{air} 估计）。计算复杂度：中等，需要先计算各像元辐射收支，再通过端元法或迭代解近地层能量分配；编程实现比PM复杂。优点：直接利用遥感观测，空间分辨率高；不需要植被阻力等难测参数；在有明显湿润/干旱对比的地区能够较准确定位ET差异⁵⁶。缺点：对遥感数据质量敏感，云盖影响大；需满足区域同时存在干湿端元的假设，湿润程度跨度不够时估计不稳；一般限于像元尺度瞬时估计，需外推累积；算法实现复杂，涉及大气校正和稳定性处理。
- **简化经验公式 (如Hargreaves)** – 适用范围：气象数据匮乏地区估算PET。输入需求：通常只有气温和有时日照时数或纬度信息。复杂度：非常低，代入经验回归关系。优点：计算便捷，对数据要求极低。缺点：物理意义弱，只能算参考蒸发，不适用于实际ET（未考虑土壤湿度）；精度有限，需要本地化校准。

- 机器学习/数据融合 (FLUXCOM等)** – 适用范围：全球/区域ET数据集批量生产，或需要融合多源信息提升精度的场合。输入需求：需要大量**训练数据**（涡度相关塔观测等）和多种协变量（遥感指数、气象场等）。复杂度：主要在训练阶段，推理阶段给定驱动数据则快速。优点：利用机器学习可发现复杂非线性关系，提高像素级精度；可以结合多源数据（卫星、再分析）弥补单模型缺陷²⁴；提供不确定性量化（如多个模型集合²⁶）。缺点：**不可解释性**较强，算法是“黑箱”，很难提取明确公式；可能违背物理边界条件（如不保证能量守恒⁵⁷），需后处理约束；对训练样本分布依赖大，在独特气候/植被条件下可能欠准。
- 再分析陆面模型** – 适用范围：气象再分析输出ET，用于气候趋势、长期水量平衡研究。输入需求：模式内部使用全部可用观测同化来驱动，无需额外输入给用户。复杂度：最高，由复杂的陆面过程模型（多层土壤、植被生理、冻土等）计算。优点：内生地确保水量能量平衡闭合；产品一致性强，提供长时间序列与预报适用³⁵；有多分量输出（蒸腾/蒸发分开等）。缺点：空间分辨率有限（ERA5 ~30km, MERRA2 ~50km^{35 58}）；偏差取决于模式参数，某些区域系统性误差明显（如ERA5-Land在某些湿润区偏高⁵⁹）；无法反映突发的人为灌溉等微观过程；获取需要通过数据平台，使用门槛稍高。

对比总结： 基于组合公式的**PM类方法**注重物理机理，适用广但需全面数据；**PT类简化**适合湿润环境或快速评估，但干旱条件下需修正；**能量平衡遥感法**充分利用卫星观测，在高分辨率制图上有优势，但受限于影像条件；**机器学习与融合**方法能结合多信息提高精度，是近年热点，但应注意物理一致性。实际应用中经常将多种方法结合，例如以Penman-Monteith计算潜在ET，再用遥感确定实际蒸发比例（如SSEBop的思路）⁶⁰。针对具体研究目的和资源，应选择合适方法或产品，并考虑通过实测数据对结果进行验证和偏差订正⁶¹。

下表对常见ET数据产品的算法与公式做了概要对照：

4. 数据产品–算法–公式对照表

数据产品	使用算法/模型	核心公式或方法摘要
MOD16 (MODIS)	Penman–Monteith组合公式 ²	$ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{VPD}{r_a}}{\Delta + \gamma (1 + \frac{r_s}{r_a})}$ （结合BPLUT查找表估算冠层阻力）
GLEAM	修正的Priestley–Taylor ⁶²	$ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$ ， $\alpha \approx 1.26$ ；实际 $ET = ET_p \times \text{湿润胁迫因子}$ （由土壤湿度等确定）
PT-JPL	Priestley–Taylor + 生态约束 ¹⁵	$ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \cdot f_{\text{plant}} \cdot f_{\text{SM}} \cdot f_{\text{VPD}}$ （分别针对蒸腾、土壤蒸发、截留蒸发计算并求和）
PML-V2	Penman–Monteith–Leuning ¹⁸	与Penman-Monteith公式形式相同，但 r_s 通过Leuning气孔导度模型计算；耦合GPP计算冠层导度，实现水碳协同 ²⁰
FLUXCOM	机器学习集合模型 ²⁴	无显式解析公式；通过随机森林/神经网络等模型，将气象和遥感输入映射到ET输出（基于通量塔训练）
SSEBop	简化地表能量平衡模型 ²⁹	$ET = \text{ET}_{\text{TrF}} \times ET_{\text{ref}}$ ，其中 $\text{ET}_{\text{TrF}} = \frac{T_{\text{dry}} - T_{\text{pix}}}{T_{\text{dry}} - T_{\text{wet}}}$ 表示像元相对蒸发率； ET_{ref} 为参考ET（Penman-Monteith草参照）

数据产品	使用算法/模型	核心公式或方法摘要
ERA5-Land	H-TESSEL陆面模式 ³⁶	基于Penman-Monteith原理的能量平衡解：模型内部按多种地表组分计算蒸发，不直接输出公式（典型输出分量：蒸腾、土壤蒸发、截留蒸发、水体蒸发）
MERRA-2	Catchment陆面模型 ⁵⁸	能量平衡闭合法： $R_n - G - H - LE = 0$ ，蒸发受土壤湿度控制；无单一解析公式（相当于动态求解Penman-Monteith方程在陆面模型中的应用）

(注：上表中的公式以简化形式展示，实际应用需注意单位和各变量定义。一些产品（如ERA5、MERRA2）通过模式计算ET，未公开具体公式，但等效于遵循相关物理原理。)

5. 算法实现的AI提示框架 (Claude/Copilot/Codex)

在代码库中实现各类ET算法时，可以编写清晰的函数和模块。以下提供面向编程助理（如Github Copilot、OpenAI Codex等）的提示框架，用以指导其生成相应代码。每段提示包括函数任务说明、所需输入输出以及实现步骤，帮助AI理解需求并产出正确代码。

Penman-Monteith 实现：（计算实际ET或参考ET）

```
# Task: Implement the Penman-Monteith evapotranspiration formula.
# Description: Define a function to compute ET (mm/day) using meteorological inputs.
# Inputs: net_radiation (Rn, W/m2), soil_heat_flux (G, W/m2), air_temp (T, °C),
#         wind_speed (u2, m/s at 2m), rel_humidity (%), atmospheric_pressure (P, kPa),
#         surface_resistance (rs, s/m), aerodynamic_resistance (ra, s/m).
# Steps:
# 1. Compute saturated vapor pressure (es) from air_temp (Tetens formula).
# 2. Compute actual vapor pressure (ea) from rel_humidity and es.
# 3. Calculate VPD = es - ea (kPa).
# 4. Compute slope of saturation curve (delta, kPa/°C) at air_temp.
# 5. Set psychrometric constant gamma = 0.665e-3 * P (kPa/°C).
# 6. Apply Penman-Monteith formula:
#    ET (mm/day) = [0.408 * delta * (Rn - G) + gamma * (900/(T+273)) * u2 * VPD]
#                  / [delta + gamma * (1 + rs/ra)]
#    (This is FAO-56 daily form; ensure coefficients consistent with inputs).
# 7. Return ET value in mm/day.
def compute_et_penman_monteith(...):
    # Implementation here
```

上述提示详细描述了Penman-Monteith函数应执行的步骤和公式，可确保AI生成的代码包含必要的物理计算和单位换算。例如步骤6给出了FAO-56版日尺度Penman-Monteith公式，提醒AI使用0.408系数将 R_n 从 W/m^2 转为 mm/day 。

Priestley-Taylor 实现：（计算潜在ET或湿润条件下实际ET）

```
# Task: Implement Priestley-Taylor evaporation calculation.
# Description: Compute potential ET given radiation and temperature, using Priestley-Taylor.
# Inputs: net_radiation (Rn, W/m2), soil_heat_flux (G, W/m2), air_temp (T, °C).
```



```

# Steps:
# 1. Calculate slope of saturation vapor pressure curve (delta) at air_temp.
# 2. Set psychrometric constant gamma (approx 0.066 kPa/°C, adjust if needed).
# 3. Use Priestley-Taylor coefficient alpha = 1.26 (for wet surfaces).
# 4. Compute LE_energy = delta/(delta + gamma) * (Rn - G) # available energy for ET (W/m2).
# 5. Convert LE_energy to ET (mm/day):
#   # 1 W/m2 = 0.035 mm/day (using latent heat ~2.45 MJ/kg)
#   et_mm_day = LE_energy * 0.035 * alpha
# 6. Return potential ET (mm/day).
def compute_potential_et_priestley_taylor(...):
    # Implementation here

```

此提示教授AI使用 $\alpha=1.26$ 及能量到蒸发的转换系数，实现P-T公式计算潜在蒸散发。其中注释列出了关键常数换算（1 W/m²约等于0.035 mm/日），以帮助AI正确换算单位。

SEBS/能量平衡 实现：（基于遥感像元的瞬时ET）

```

# Task: Compute actual ET using a simplified energy balance method (SEBS-like).
# Description: Given remote sensing inputs, estimate latent heat flux and ET.
# Inputs: net_radiation (Rn, W/m2), soil_heat_flux (G, W/m2),
#   land_surface_temp (LST, K), air_temp (T_air, K),
#   air_pressure (P, kPa), wind_speed (u, m/s),
#   lst_dry (K), lst_wet (K).
# Steps:
# 1. Compute available_energy = Rn - G (W/m2).
# 2. Derive evaporative fraction (Lambda) by linear interpolation:
#   Lambda = max(0, min(1, (lst_dry - LST) / (lst_dry - lst_wet))).
# 3. Estimate latent_heat_flux LE = Lambda * available_energy (W/m2).
# 4. Convert LE to ET (mm/hour or mm/day) using latent heat of vaporization.
# 5. Return ET and evaporative fraction.
def estimate_et_energy_balance(...):
    # Implementation here

```

这个提示框架指导AI按照地表能量平衡思想，从输入的LST干湿端元计算蒸发分数 Λ ，再得到潜热通量LE，最终换算为蒸发速率。特别地， Λ 的计算使用了保护（限定在0-1之间），符合实际物理意义。

SSEBop 实现：（利用参考ET和LST计算ET）

```

# Task: Calculate evapotranspiration using SSEBop approach.
# Description: Use land surface temperature to scale reference ET.
# Inputs: lst_pixel (K), lst_cold (K), lst_hot (K), ref_et (mm/day).
# Steps:
# 1. Compute evaporative fraction (fraction of ref ET):
#   et_fraction = (lst_hot - lst_pixel) / max(1e-3, (lst_hot - lst_cold))
#   et_fraction = max(0, min(1, et_fraction))
# 2. Actual ET = et_fraction * ref_et # (mm/day)
# 3. Return actual ET.

```

```
def compute_et_ssebop(...):  
    # Implementation here
```

此提示向AI说明了SSEBop的简单计算过程，包括如何用温度确定 SET_s 分数并乘以给定的参考ET得到实际ET。同时加入了对分母和分数的边界处理（如避免除零、限制0-1），以提高健壮性。

通过上述Prompt框架，开发者可以快速得到各算法的初步代码，实现过程中再根据需要调整参数公式。例如，可在Penman-Monteith实现中替换不同版本公式（逐时公式等），或在能量平衡法中加入稳定度校正模块。这种结构清晰的提示能让AI产出**可用的初稿代码**，大大加速开发。

6. 面向模拟的Python代码库结构建议

为了便于对多种蒸散发算法进行试验和比较，可将代码组织为模块化的Python库。代码库应设计良好的层次结构，既支持**使用虚拟数据进行模拟测试**，又能**轻松接入真实遥感/再分析数据**作为输入。以下是一个推荐的项目结构：

ETToolkit/	# 顶层包名
—— data/	# 数据输入输出模块
—— meteorology.py	# 读取气象数据（再分析、站点观测）的函数
—— remote_sensing.py	# 读取遥感数据（LST、NDVI、辐射）的函数
—— preprocess.py	# 数据预处理（插值、单位换算）函数
—— algorithms/	# 核心算法模块
—— penman_monteith.py	# 实现Penman-Monteith公式的类或函数
—— priestley_taylor.py	# 实现Priestley-Taylor公式
—— sebs.py	# 实现SEBS或能量平衡相关计算
—— ssebop.py	# 实现SSEBop算法
—— utils.py	# 通用辅助函数（例如饱和水汽压计算等）
—— products/	# 特定数据产品计算模块
—— mod16.py	# 模拟MOD16算法计算ET（调用algorithms/PM，并应用BPLUT参数）
—— gleam.py	# 模拟GLEAM计算（Priestley-Taylor + 胁迫模型）
—— fluxcom.py	# 示例：加载预训练ML模型进行ET预测
—— ...（其他产品）	
—— examples/	# 使用示例和实验脚本
—— run_with_synthetic.py	# 使用模拟数据测试各算法输出是否合理
—— compare_products.py	# 比较不同算法/产品在真实数据上的差异
—— tests/	# 单元测试
—— test_algorithms.py	# 针对算法模块的函数正确性测试（使用已知结果）
—— test_products.py	# 针对产品模块的整体输出测试
—— README.md	# 项目说明文档

组织原则：

- **分层解耦**：将**数据读取**与**算法计算**分开。`data/` 模块提供接口从文件、数据库或API读取气象和遥感数据，并进行格式转换、坐标匹配等预处理；`algorithms/` 模块专注于纯计算逻辑，实现各种公式。如此设计使我们可用**假想数据**调用 `algorithms` 模块调试算法正确性，而当需要处理真实数据时，只需替换 `data` 模块的输入源即可。比如，在模拟模式下，`meteorology.py` 的函数可以返回合成的气温、湿度数组；在真实应用中，则连接到ERA5再分析或气象站CSV读取。

- **针对产品的封装：** `products/` 模块针对特定数据产品组合相应算法和数据源。例如，`mod16.py` 可以调用 `algorithms.penman_monteith`，并应用MODIS特有的LAI、FPAR数据调整冠层阻力；`gleam.py` 则调用 `algorithms.priestley_taylor` 并实现GLEAM的土壤湿度胁迫模型。每个产品模块封装一个 `compute(gridcell_inputs)` 函数，对给定输入像元数据（可来自 `data/` 读取的xarray等）输出该产品估算的ET。这使得比较产品成为易事：用户可用相同输入驱动不同 `products` 模块，看输出差异。
- **接口与扩展：** 代码结构应鼓励扩展新的算法和产品。例如，若有新的组合模型或机器学习模型，只需在 `algorithms` 或 `products` 下新增文件，不影响其他部分。对于再分析等无公式的数据，也可在 `products` 写一个包装，直接调用API获取ET数据用于对比。
- **数据接口设计：** 为支持多尺度，多来源数据，建议使用xarray.Dataset或pandas.DataFrame等作为数据容器，在 `data` 模块中读入后统一格式。例如，一个xarray可能包含变量：time, lat, lon维度上的 `Tair`, `RH`, `U2`, `Rn` 等。`algorithms` 函数则尽量支持numpy/xarray运算，实现矢量化计算，方便对整片区域执行ET计算而无需显式循环。保持接口的一致（比如函数参数使用通用名称）有助于真实数据接口与模拟数据的无缝切换。
- **示例与测试：** 提供 `examples` 脚本展示如何用库从真实数据源（如下载一小片ERA5-Land+MODIS数据）计算不同方法的ET，并绘图比较。这既是使用文档，也验证了数据接口是否设计合理。`tests` 目录下的单元测试对公式正确性非常重要，例如可以验证在饱和湿润条件下，Penman-Monteith与Priestley-Taylor是否给出一致结果（ α 因子作用下）。

通过上述结构，研究者既可以方便地用模拟输入测试各算法的行为（例如给定固定 R_n 、改变 VPD 看ET如何变），也可以将真实数据接入进行大尺度计算。这样的代码库有良好的模块边界，易于维护和升级。随着新文献出现，新的算法模块和数据产品模块可不断添加，形成一个蒸散发算法工具包，促进科研和应用。

最后，务必在实际部署中考虑计算性能（如利用并行/云计算处理大数据）以及不确定性评估（对多产品结果取平均或加入统计分析⁶³）。通过科学的软件架构，我们可以更高效地探索2015–2025年间发展的各种ET/PET估算方法，结合真实世界的的数据产品，不断完善对陆地水循环中蒸散发过程的理解。

1 MODIS Global Evapotranspiration Project (MOD16)

<https://www.umd.edu/numerical-terradynamic-simulation-group/project/modis/mod16.php>

2 15 18 24 25 26 28 43 44 59 蒸散发(ET)数据全面深入研究报告.md

file:///file_00000000bf10720690d9b3f27392cefe

3 4 9 10 11 45 46 47 48 49 50 51 52 Penman-Monteith equation - Wikipedia

https://en.wikipedia.org/wiki/Penman%E2%80%93Monteith_equation

5 6 7 8 22 23 27 29 60 61 62 63 陆面蒸散发数据产品综述.docx

file:///file_00000000fa6072069f4584dd3513329c

12 13 14 57 GLEAM4: global land evaporation and soil moisture dataset at 0.1° resolution from 1980 to near present | Scientific Data

https://www.nature.com/articles/s41597-025-04610-y?error=cookies_not_supported&code=3b6e4fd1-a417-4303-8cb3-2c4d65000d13

16 17 Microsoft Word - ECOSTRESS_L3(ET_PT-JPL)_ATBD_20180509.docx

https://ecostress.jpl.nasa.gov/downloads/atbd/ECOSTRESS_L3_ET_PT-JPL_ATBD_20180509.pdf

19 20 21 GitHub - gee-hydro/gee_PML: Penman-Monteith-Leuning Evapotranspiration on GEE

https://github.com/gee-hydro/gee_PML

- 30 32 33 34 USGS VIIRS Evapotranspiration - awesome-gee-community-catalog
https://gee-community-catalog.org/projects/usgs_viirs/
- 31 [PDF] operational evapotranspiration mapping using remote sensing and ...
https://www.wateraccounting.org/files/senay_jawr.pdf
- 35 42 58 [PDF] A Harmonized Global Land Evaporation Dataset from Reanalysis ...
<https://essd.copernicus.org/preprints/essd-2021-61/essd-2021-61.pdf>
- 36 37 陆面蒸散发产品综述.md
file:///file_000000007a3c7206bfd37ecc9bf668d7
- 38 Evaluation of ERA5, ERA5-Land, GLDAS-2.1, and GLEAM potential ...
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581823003385>
- 39 Uncertain effect of component differences on land evapotranspiration
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581824002532>
- 40 Assessment of MERRA-2 Land Surface Hydrology Estimates in
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/8/jcli-d-16-0720.1.xml>
- 41 Land Surface Precipitation in MERRA-2 in - AMS Journals
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/5/jcli-d-16-0570.1.xml>
- 53 Datasets - Water Mission Area integrated data and tools catalog
<https://water.usgs.gov/catalog/datasets/0a5230fc-3c2f-47bf-8017-646c605052d8/>
- 54 GLEAM4: global land evaporation and soil moisture dataset at 0.1 ...
<https://www.nature.com/articles/s41597-025-04610-y>
- 55 56 [PDF] Actual Evapotranspiration Modeling Using the Operational ...
<https://pubs.usgs.gov/sir/2013/5126/pdf/sir20135126.pdf>