DOI： 10.14042/j.cnki.32.1309.2025.02.001

再论新安江模型蓄水容量的物理意义

——从土壤物理水文到生态系统水文

高红凯[1]，刘金涛[2]，张 珂[2]，邵 伟[3]，夏 军[4]

（1. 华东师范大学地理科学学院，上海 200241；2. 河海大学水文水资源学院，江苏 南京 210098；3. 南京信息工程大学水文与水资源工程学院，江苏 南京 210044；4. 武汉大学水资源工程与调度全国重点实验室，湖北 武汉 430072）

摘要：新安江模型广泛应用于流域降雨径流模拟和水文预报，蓄水容量的概念是该模型产流计算的核心，定义为流域蓄水容量或土壤张力水蓄水容量，往往由降雨-径流数据率定得到，但在缺资料区和变化环境下的应用严重受限。随着全球海量水文数据集的公开获取以及多尺度水文机理的深入认识，尤其是生态水文的最新进展，本文通过理论分析和多源独立数据验证，再论新安江模型蓄水容量的物理意义。研究认为：在新安江模型适用的有植被覆盖的湿润流域，蓄水容量应定义为陆地生态系统的根区蓄水容量；在应用中，可根据生态系统通量观测、遥感反演的蒸发、大气陆面再分析资料等精确推求；采用新方法得到的根区蓄水容量，显著提升了缺资料区的径流模拟效果，且根区蓄水容量随着气候变化和人类活动而动态响应。从土壤物理水文到生态系统水文研究视角的转变，有助于从机理上厘清流域基本的产流过程，推动流域水文模拟理论的发展，提高缺资料区和变化环境下的水文模拟能力。

关键词：新安江模型；流域水文模拟；生态水文；土壤物理水文；张力水蓄水容量；根区蓄水容量

中图分类号：P333 **文献标志码：**A **文章编号：**1001-6791(2025)02-0177-13

新安江流域水文模型于 20 世纪 70 年代产生，目前已广泛应用于流域水文预报、水资源管理、大气-陆面过程模式等领域，在世界水文领域产生了深远的影响。学术界也将其应用到陆面过程模式中的水热通量模拟，如 VIC(Variable Infiltration Capacity)模型[1]。新安江模型的核心是蓄满产流理论，其采用统计曲线描述山坡或流域面上蓄水容量分布的空间异质性，例如采用指数型张力水和自由水蓄水容量曲线分别刻画流域蓄水库(或称为蓄水箱)容量的空间分布模式[2]。将流域作为水箱研究产流和蒸发的水文学思脉由来已久。最早或可追溯到现代水文学的鼻祖佩罗(Pierre Perrault)，他将流域概念化为水库[3]研究塞纳河的径流系数，是现代水文学的开端。将陆面概化为水箱，利用水深概念来测度降水、蒸发、径流深等水文要素的研究理念也应用于大气科学领域，成为了陆面过程的重要参数。例如，全球首个大气模型开发者真锅淑郎(Syukuro Manabe)，采用水文学家 Palmer 的成果，将全球陆面同大气相互作用的水箱的蓄水容量设置为全球均一的 150 mm[4]。20 世纪前半叶，降雨径流模拟最开始采用的是霍顿的超渗产流框架，并结合单位线汇流，进行模拟和预报[5]。20 世纪后半叶，国内外几乎同时独立提出蓄满产流概念[6-7]，并逐渐形成水文模型的主流方法。根据蓄满产流理论，张力水蓄水容量是包气带达到田间持水量时与土壤很干时的土湿差。换句话说，土壤的张力水蓄水容量也是土层最大水分亏缺量[8]。此后，有学者基于蓄满产流的概念，结合地形对不同区域产流的影响，提出了变源产流面积的概念[9]。新安江模型、Topmodel 等一批模型都属于蓄满产流和变源产流面积模式的结合。其中，新安江模型是隐式地考虑了变源产流面积，并不能告知蓄满的具体位置；而

收稿日期：2025-01-10；**网络出版日期：**2025-04-23

网络出版地址：https://link.cnki.net/urlid/32.1309.P.20250423.1305.002

基金项目：国家重点研发计划项目(2024YFE0113200)；国家自然科学基金项目(42471040)

作者简介：高红凯(1984—)，男，河南濮阳人，教授，博士，主要从事流域水文模型方向的研究。

E-mail：hkgao@geo.ecnu.edu.cn

Topmodel 则显式地考虑了地形对产流面积动态变化的影响[10]。瑞典著名的 HBV 和法国的 GR4J 模型[11-12] 直接将概念化的土壤相对湿度与产流比例建立非线性的数学关系，在模型开发的区域效果也很好。然而，不论是变源产流面积理论还是蓄满产流理论都只呈现了湿润区山坡产流过程的部分关键特质，对地球关键带或生态系统地下结构特征及其蓄水量的刻画略显不足[13]。

对于蓄水容量的定义，不同模型差别很大，甚至相同模型的不同版本也有明显差异，这说明了模型开发者对流域产流过程认知的不确定性。例如，新安江模型中，蓄水容量的概念在 1984 年定义为流域蓄水容量[8]。然而，流域蓄水容量从字面理解是包括了从冠层、枯枝落叶层、表层土壤、根区、根区以下的非饱和带、潜水地下水、承压地下水等所有含水层和截水层的蓄水容量。首先，流域的蓄水容量都是极难测定的，主要受困于地下水和包气带的形态及具体储量未知。而且，从数值上也可以看出，一般“流域蓄水容量”的参数在中国东部湿润区取值 100 ~ 200 mm，而实际的流域蓄水容量显然要远远大于这个量级。而在 1992 年的文献中又明确将其改为张力水蓄水容量[14]。国外的诸多模型也同样存在定义的模糊性。例如，HBV 模型采用田间持水量的定义[12]，然而并没有限定多深的土壤的田间持水量；GR4J 模型，采用产流水箱的最大蓄水容量的定义[11]，也是模糊的定义，近期国内有学者认为是流域动态蓄水容量[15]；Topmodel（1979 版本）采用的是土壤水箱[10]，2001 版本分为根区和根区以下的非饱和水箱，并且认为根区以下的非饱和水箱对产流影响更大[16]，2021 的版本则将根区和非饱和水箱合并为根区，采用根区蓄水容量（maximum capacity of the root zone, S_{rmax}）的定义[17]；发源于荷兰的 FLEX 水文模型中，早期版本定义为非饱和水箱的蓄水容量（maximum unsaturated reservoir storage, S_{uMax}）[18]，后续版本也采用了更为准确的根区蓄水容量的定义（root zone storage capacity, S_{uMax} 或 S_{Rmax}）[19-23]。可见，国外诸多概念模型对蓄水容量的定义是随着产流理论研究的逐渐深入而有所修正的，且主流意见已逐渐统一到根区蓄水容量的概念。

本文拟对新安江模型的核心定义再次探讨，提供概念性水文模型关键过程新的物理解释，以期引起水文界同行的讨论，进一步推动水文基础理论的发展。此外，也有利于更好地推动水文学与其他地球科学分支之间的对话，为水文学融入地球系统科学发展的浪潮提供新的契合点。

1 蓄水容量的定义及传统解释

1.1 新安江模型及张力水蓄水容量简介

新安江模型的核心是产流模块，即张力水蓄水容量曲线。新安江模型将流域蓄水容量的空间分布抽象和概化为一个由 B 参数控制的抛物线。即令流域上某一点的蓄水容量为 W_m'，则流域蓄水容量曲线定义为蓄水容量等于或小于某 W_m'值的流域面积。f 为部分流域面积，F 为全流域面积，W_{mm}'为 W_m'的最大值，W_M 为流域平均蓄水容量。实际应用中，往往通过实测的降雨径流数据结合模型反演率定 W_M 和 B 这 2 个参数。

1.2 张力水蓄水容量定义的模糊性

由于历史原因，水文学起初发展借鉴了大量农学和水力学等相关学科的概念、知识及研究方法[24]，例如土壤的田间持水量、凋萎含水量，以及两者之差，即张力水蓄水容量。然而，在流域水文研究中张力水蓄水容量的概念存在模糊性。首先，该定义没有明确说明多深土壤的张力水蓄水容量。可以分为 2 种情况进行讨论，分别是平原或高原的厚层土壤和山区薄层土壤。在厚层土壤区，根区是厚层土壤上部的水分活跃层。根区中的张力水供给了植被蒸腾作用，但根区与潜水面之间的水分传导带也有大量张力水，这部分是否属于模型中的张力水蓄水容量的一部分存在模糊性，导致部分水文研究甚至通过开挖整个土壤剖面来研究产流过程。而我们知道，根区以下的土壤水分并没有能够直接以汽-液相变及向上吸渗形式供给土壤表面

蒸发，而根区土壤是作为毛管水和薄膜水的赋存介质延迟满足生态需水。也就是说，不是整个土壤剖面影响蓄水量动态变化，而是具有生态关联效应的活跃根区影响了蓄水量的变动(图 1)。其次，在薄层土壤区，植物吸收的不一定是张力水(介于田间持水量与凋萎含水量之间的水分)，也可能从地下潜水或基岩裂隙水吸水。最新研究发现，依赖地下水的生态系统(Groundwater Dependent Ecosystem，GDE)在全球不同区域广泛存在[25-26]。这种情况在中国尤为突出，中国山地面积占国土面积的 2/3，大量山区的土壤层非常薄，特别是岩溶喀斯特等区域。这些土壤赋存深度偏低的地区，植被根系延伸至风化程度不同的基岩，必然将该深度的基岩也纳入至蓄水容量变动的影响区域。

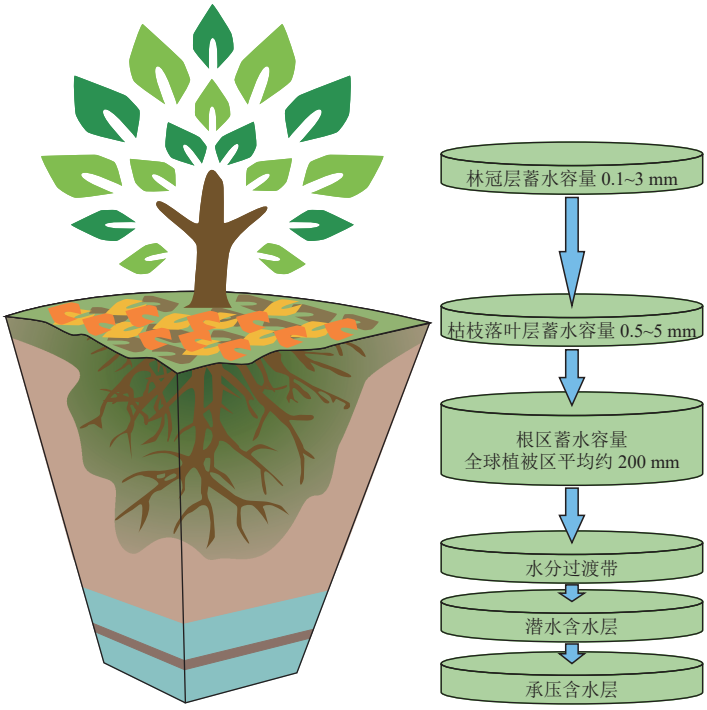


图 1　陆地生态系统垂向剖面与降水再分配

Fig. 1　Vertical profile of terrestrial ecosystems and precipitation partitioning

植物根系在大部分时间只能吸收处于田间持水量以下、凋萎含水量以上的对应土壤孔隙的赋存水分。超过田间持水量阈值的重力水具有排水迅速难以蓄集的特点，难以被植物有效利用。另外，对于土壤其他死孔、小孔隙等不活跃的赋存介质，其中的水分和无机盐可主要通过物理扩散效应以及菌根真菌的吸收输送供给根系吸收；作为交换，根系分泌糖类等光合产物“喂养”菌根真菌，从而植物根系与菌根真菌形成共生共存的依赖关系网络[27]。植物和微生物各种生理过程也影响了根区的水分再分配[28]，使得植物蒸腾的水分来源非常复杂多变。换句话说，虽然毛管水等张力水对农作物来说是最容易吸收，且有利于其呼吸作用的含水量状态，但薄膜水、重力水仍较为活跃地影响到土壤水分及营养物质的赋存、迁移及转换。土壤中复杂的水分赋存机制及多层次的土水势能态划分，以及微生物和根系互作的复杂机制，给张力水蓄水容量定义的明确性带来了挑战。

根区蓄水容量比张力水蓄水容量更为明确且易于确定[19-20]。根区蓄水容量是植物从根区可以获取的能供给植被干旱期用水的最大水量，是最大可以容纳的水量，也是根区最大的水分亏缺量。根区蓄水容量是概念性流域水文模型及陆面过程模式中的关键参数[19,29-30]，决定了对降雨的分配，即径流和蒸发。该概念类似

于人工水库的库容。人类最早的大坝建造于中东地区，修建水库的目的就是为了满足干旱时期的用水，而生态系统的根区具有与人工水库同样的干旱期供水功能。

2 生态水文视角的根区蓄水容量

2.1 根区决定了流域对降水的分配

从水文学基本原理出发，$dS/dt = P - E - Q$，dS/dt、P、E、Q 分别为流域蓄水量随时间的变化、降水、蒸发和径流。流域长期的蓄水量变化可以忽略不计，则 $\overline{P}=\overline{E}+\overline{Q}$，$\overline{P}$、$\overline{E}$、$\overline{Q}$ 分别为流域多年平均的降水量、蒸发量和径流。也就是说，长期来看多年平均降水量要么产流，要么蒸发，而决定流域对降雨分配的是陆面生态系统。这也是苏联学派的 Budyko 框架，以及国内傅抱璞公式的理论基础之一。

从场次的降雨径流过程来看，$dS/dt = P - E - Q$ 的水量平衡公式同样适用。只是，dS/dt 不再可以忽略不计，而是影响很大；而由于场次降雨的时间短，则 E 的影响很小甚至可忽略。但这并没有改变陆面生态系统决定了对降雨分配的事实。如果前期下垫面湿润，则降雨补充 dS/dt 较小，Q 较大；若前期下垫面干燥（由于前期蒸发损耗），则 dS/dt 较大，Q 较小。而场次降雨增加的 dS/dt 存续在陆地生态系统，供给生态系统蒸发蒸腾。这是多数以蓄满产流为基础的概念性水文模型的核心算法。所以降雨之后的分配，满足水分亏缺 dS/dt（以供给干旱期蒸发）和产流 Q（满足水分亏缺后的水量）是此消彼长的关系，其中陆地生态系统起到关键作用。关于陆地生态系统中为什么根区在降水分配中起到关键作用，下文将进行详细论述。

从自然过程来看，降雨降到地表后，经过植被截留等过程，首先是补充陆地生态系统的水分亏缺，存蓄在根区，以便供给陆地生态系统干旱时期用水；另外，多余的或者难以有效利用的水分则以地表径流、壤中流、地下径流等形式排出，此为山坡汇流。值得一提的是，Seneviratne 等[31] 采用瑞士 32 a 的蒸渗仪观测的根区渗漏与流域径流进行了对比，发现了几近完美的对应关系（斜率为 0.98；$R^2 = 0.91$），这为从点尺度根区观测到流域尺度水量平衡提供了有力的观测证据。从这个角度来看，径流过程是陆地生态用水之后的副产品[32]，其中起关键主导作用的是陆地生态系统自身的用水和排水策略[33]。也就是说，径流是“结果”，不是“原因”。模拟流域径流过程时，应该基于“因”，即从陆地生态的角度建模[34]。

全球尺度的水文研究表明，径流只占陆地降水的 40%，60% 的降水都通过蒸散发回到了大气[35-36]。更为重要的是，近期大量研究显示，植物蒸腾主导了陆面蒸发，全球陆地蒸发中，蒸腾占总蒸发的 60% ~ 90%[37-38]。尤其是在湿润区（也是新安江模型的主要适用区），由于植被覆盖良好，地表还有灌木、草本和大量枯枝落叶层存在，土壤蒸发更少，植物蒸腾作用占绝对主导。

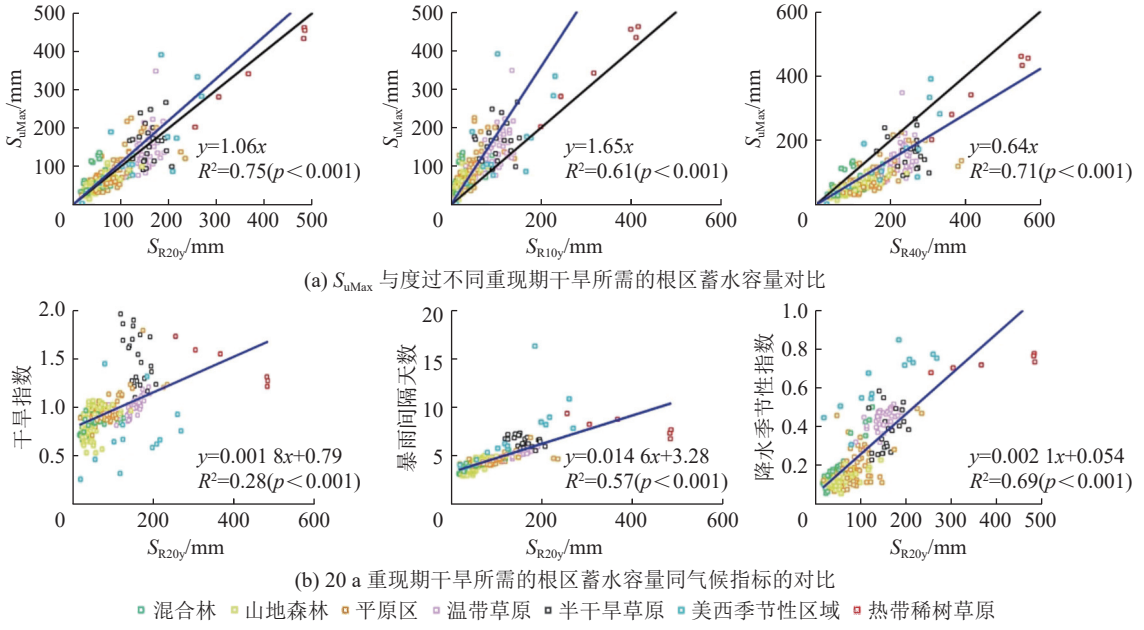
从陆地生态系统垂向剖面与降水再分配的角度来看（图 1），影响降雨再分配，即产流（或净雨量）计算的主要分为 3 层。在植被覆盖度高的区域，林冠层的蓄水容量约 0.1 ~ 3 mm，枯枝落叶层约 0.5 ~ 5 mm，根区蓄水容量约 200 mm，由于森林的表土也往往有根系，因此也划为根区。在植被覆盖度低的区域，其蓄水容量分别是：冠层的蓄水容量约 0.1 ~ 1 mm，根区蓄水容量约 200 mm；表层土壤蒸发的蓄水能力估算不确定性大，若完全无植被覆盖，表层土壤一般指上部 50 mm，干旱和半干旱区的土壤一般为砂土或壤土，其田间持水量约为 8% ~ 25%，则蓄水能力约为 4 ~ 12.5 mm，若有一半供给土表蒸发，则为 2 ~ 6.25 mm，因此植被覆盖度低的区域的表层土壤蒸发的蓄水能力为 2 ~ 10 mm 是比较合理的估计。可见，根区蓄水容量高于其他 1 ~ 3 个数量级，在陆地表面水量平衡中起到关键作用[20]。需要注意的是，蓄水容量和实际蓄水量是 2 个概念。实际蓄水量随着降雨、径流、蒸发等水文过程，具有高度动态性；蓄水容量是长期较稳定的，但也会随着气候和人类活动而变化。此外，在根区以下，还包括水分过渡带、潜水含水层、承压含水层等不影响

水分相变的储水区。

新安江模型将降水减去雨间蒸发作为进入蓄水容量曲线的净雨量。笔者认为，应该显式地考虑植被冠层截留、枯枝落叶层截留、表层土壤蒸发等，而不能直接用雨间蒸发代替[39]。虽然植被冠层、枯枝落叶层、表土等截留蓄水能力相比根区较小，但由于它们对所有降水(包括微量降水)都起作用，因此也占到总蒸发的 20% ~ 30%[37,40]。另外，截留雨水往往被冠层或枯枝落叶层存蓄一段时间，等雨后再蒸发回大气，截留蒸发多数情况并不是发生在雨间，而是雨后。

2.2　流域平均根区蓄水容量的气候决定论

苏联学者提出的“水文是气候的产物”的思想[41]对中国近现代水文学发展影响很大。赵人俊[8]很早意识到“W_M 代表流域的干旱程度，是个气候参数。长江流域在 120 mm 左右，往南更小一些，往北更大一些。在燕山地区与东北东部，在 160 mm 左右”。Gao 等[19]采用美国 323 个流域和泰国 6 个流域的实测降雨径流数据，基于新安江模型的蓄水容量曲线，采用 MOSCEM-UA 自动参数率定的方法[42]，得到优化的 W_M(研究中采用 S_{uMax} 标记)。结果显示，气候决定了根区蓄水容量的空间格局。美国东北部的寒冷湿润区根区蓄水容量较小，从美国东海岸到内陆，气候逐渐趋向干旱，根区蓄水容量也逐渐增加。另外，从美国北部到南部，由于气温升高，根区蓄水容量也呈增加趋势。另外，Gao 等[19]将率定得到的 S_{uMax} 参数，与陆地生态系统度过干旱所需根区蓄水容量(S_R)对比。发现 S_{uMax} 与度过 20 年一遇的干旱所需根区蓄水容量(S_{R20y})对应关系最好，10 年一遇(S_{R10y})低估，而 40 年一遇(S_{R40y})高估了根区蓄水容量(图 2)。这些结果揭示了流域生态系统应对干旱的自适应机制，即根区蓄水容量是根据可接受的风险水平(即设定的重现期)通过平衡成本(碳分配)和效益(保障干旱期用水)而优化根区蓄水容量。这与人工水库是基于投入产出、风险收益来优化库容的设计类似。Sivapalan 等[43]将其总结为最优根区蓄水理论。



(a) S_{uMax} 与度过不同重现期干旱所需的根区蓄水容量对比

(b) 20 a 重现期干旱所需的根区蓄水容量同气候指标的对比

图 2　美国和泰国 329 个流域的根区蓄水容量、新安江模型 W_M 参数与气候指数之间的关系

Fig. 2　Relationships between S_R, S_{uMax}, and climate indices for the 329 study catchments in USA and Thailand

Gao 等[19]研究表明：根区蓄水容量与干旱指数、暴雨间隔天数、降水季节指数等都有很好的对应关系，其中与降水季节指数对应最好。也就是说，不是总降水量影响大，而是降水量的季节分配。例如，同样的

降水量，如果每个季节较均匀，则根区的根系深度较浅，根区蓄水容量小；而降水如果干湿季节明显，则根系较深，根区蓄水容量大。基于此，我们发现气候决定了根区蓄水容量，可以建立根区蓄水容量与气候的关系；在缺资料区，则可以根据气候反演之[19]。

最优根区蓄水理论及其计算方法在国际水文学界产生了一定影响，被国内外学者在不同区域验证，包括美国 5 个配对森林流域[21]、欧洲莱茵河[44]、芬兰 64 个流域[23]、新西兰 32 个流域[45]、中国不同气候区的 6 个流域[46]。也有学者将其扩大到全球尺度(图 3，改自文献 [19, 28])[28-29]；水文学家采用该方法显著提高了全球水文模型的模拟性能[22,47]；生态学家将其应用到研究植被的基岩吸水[26]；大气学者将其用来改进陆面过程的水热通量模拟[48]。也有众多学者改进了该方法，例如加入融雪的影响[46,49]、考虑灌溉的影响[50] 以及试图采用重力卫星反演的水储量变化反演根区水储量变化[51] 等。

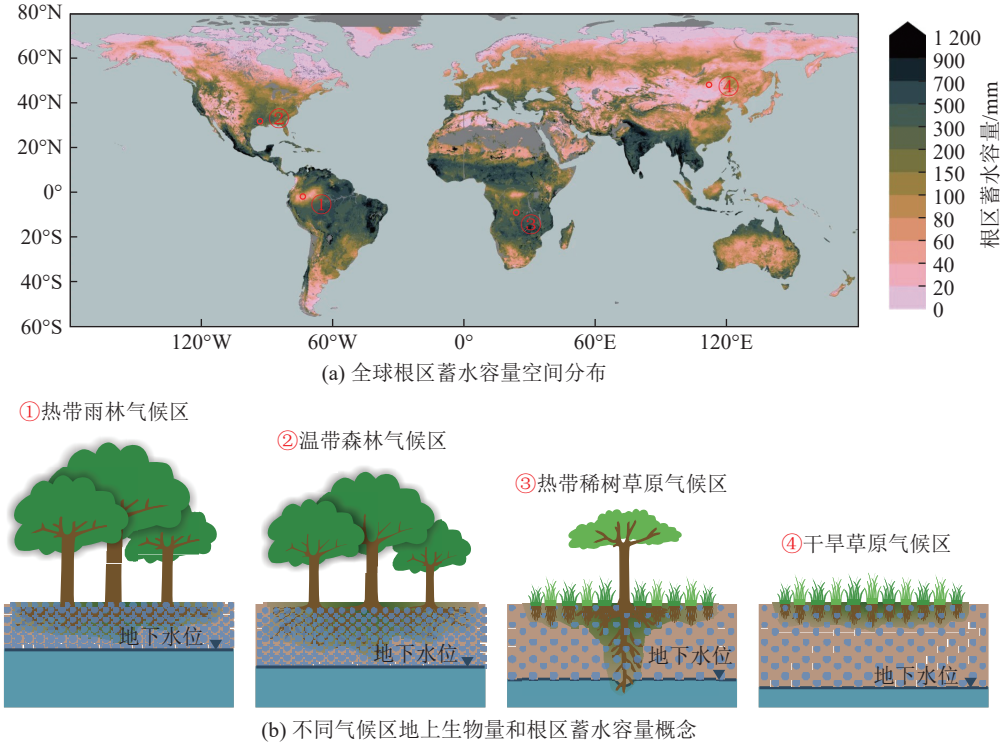


图 3 全球根区蓄水容量分布与典型气候区地上生物量和根区蓄水容量概念

Fig. 3 Global distribution of root zone storage capacity and conceptual illustration of aboveground biomass and root zone storage capacity in typical climate zones

图 3 展示了根区蓄水容量的全球分布情况。由图 3 可知，热带雨林的树木普遍高大，用于竞争光照资源，但由于降水充沛，几乎没有水分亏缺，因此地下根区蓄水能力普遍偏小；温带森林的树木由于存在水分胁迫，地下根区蓄水能力要高于热带雨林；在稀树草原气候区，干旱胁迫进一步增加，地上生物量进一步减少，地下根区蓄水能力则进一步增加；但在干旱的草原气候区，由于干旱胁迫过大，地上地下生物量同时减少。也就是说，生态系统在一定程度上可以通过增加根区蓄水能力应对和适应干旱，但若干旱胁迫过大，生态系统则会改变生存策略，由森林退化为稀树草原甚至草原。

2.3 地形影响了景观尺度的根区蓄水容量

新安江模型提出时，其蓄水容量曲线为数学的抽象表达，由 B 参数决定。多数学者认为流域蓄水容量曲线只具有统计意义，并不能明确量化这些不同蓄水容量的面积如何分布于流域。因此在实际的流域水文模

拟中，严重依赖参数率定。

针对蓄水容量曲线的物理意义，赵人俊先生之后，众多学者也试图将数学表达的蓄水容量曲线与流域地形等物理要素建立直接联系。例如，任立良等[52]基于 Topmodel 中地形指数的空间累积分布曲线，对其作量纲一化处理，推求各产流子单元的土壤蓄水容量分布抛物线参数 B，构建数学水文模型，发现新模型不仅可以很好地模拟径流过程，而且能够模拟土壤水分的空间变化过程；石朋等[53]提出通过 Topmodel 中地形湿度指数来计算流域蓄水容量的方法，在一定程度上解决了产流参数的空间离散化问题。然而就笔者了解，针对蓄水容量物理意义的讨论仍在继续，尚未达成共识，有必要从理论和数据角度进一步的深入解析。

新安江模型的 B 参数，普遍认为决定于地形地质条件，一般取值为 0.1 ~ 0.4。然而，美国学者通过分析 830 个研究区，发现绝大多数流域的 B 值大于 0.4[54]。Gao 等[55]通过美国 323 个流域降雨径流实测数据率定新安江模型的 B（文献中标记为 beta）参数，同样发现大多数流域的 B>0.4，并且发现 B 参数受地形影响最大。

根据最新的全球大样本根系深度数据发现，地形显著影响了根系深度，多数情况下，随着距离最近河道的相对高程（Height Above the Nearest Drainage，HAND）的增加，根系深度也呈增加趋势[56]。基于根区蓄水容量与 HAND 呈线性关系的假设，Gao 等[57]对原始的数字高程图（DEM）进行分析，得到美国本土的 HAND 图。基于此，得到了 323 个流域的根区蓄水容量空间分布，并进行归一化，推导出根区蓄水容量的分布线性，并基于此得到产流系数与流域根区平均含水量的非线性关系（图 4，不同颜色的线条表示不同流域，具体见文献 [57]。H_{AND} 为归一化的 HAND；S_{uMax_i}/S_{uMax}'为归一化的蓄水容量，S_{uMax_i} 为第 i 个 HAND 高程带的根区蓄水能力，S_{uMax}'为最大的 HAND 高程带的根区蓄水能力；A_s 为产流面积比例；S_u/S_{uMax} 为根区土壤相对含水量）。

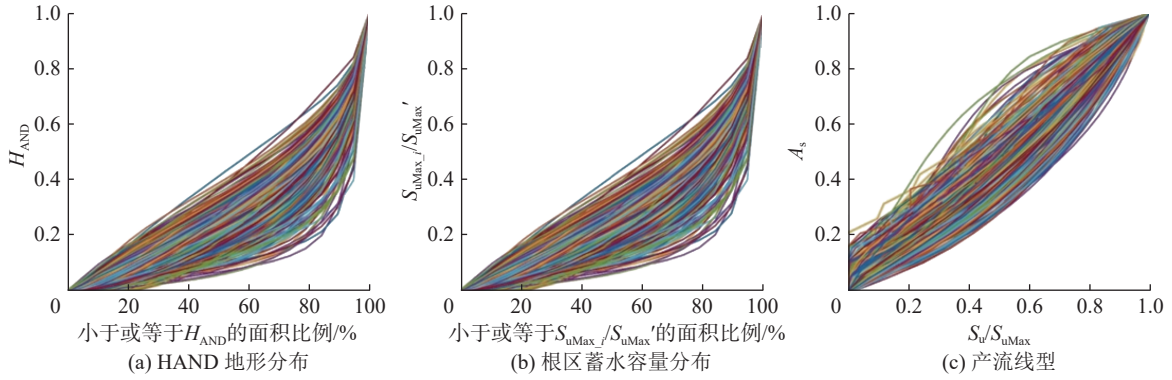


图 4　基于地形指数 HAND 推求根区蓄水容量分布及降雨产流线型

Fig. 4　Deriving the distribution of root zone storage capacity and rainfall—runoff generation based on the HAND topographic index

具体流程如下：根据流域真实的三维数字地形，简化为二维的 HAND 剖面，再将 HAND 剖面归一化处理（图 4(a)）；在此基础上，根据根区蓄水容量与 HAND 呈线性关系的假设，得到流域的根区蓄水容量分布曲线（图 4(b)）；最终根据蓄满产流和变源产流面积理论，得到流域平均根区蓄水量与产流面积比例的非线性关系，即 HSC 产流线型（HAND-based Storage Capacity curve）（图 4(c)）。通过将 HSC 产流模块与 HBV 和 Topmodel 等主流的产流模型对比，并应用于美国 323 个流域严格检验。结果发现，HSC 产流模型性能稳定，不仅产流模拟优于 2 个模型，且产流机制更为清晰。这使得产流模拟完全成为“白箱”，是可以对其假设进行严格检验的科学模型。

未来研究中，将 HSC 与新安江模型优化出的蓄水容量对比也是非常值得探讨的方向，有望取得新进展，进一步夯实新安江模型蓄水容量曲线的物理意义。另外，该模型的基本假设可能过于简化，即蓄水容

量随着 HAND 增加而线性增加，有必要通过更为精细化的研究增加模型对物理过程的精细化表达，这个方向值得进一步深入探索研究。

3 变化环境下的根区蓄水容量

3.1 气候变化

传统水文模拟往往认为参数是固定不变的，直接利用率定好的模型参数，模拟未来气候变化对水文过程的影响。然而，气候和下垫面处在不断的变化之中，所谓万物皆流(Panta Rhei)[58]。既然根区蓄水容量是陆地生态系统在一定气候条件下长期演化的产物，那么气候变化势必会对生态系统的根区产生影响，进而影响流域水文过程。针对这一假设，Liang 等[59]利用美国 497 个流域 1980—2014 年的数据，采用参数时变的 DYNIA(Dynamic Identification Analysis)方法[60]，以 5 a 为滑动窗口分时段率定模型参数，发现 423 个(85%)流域的根区蓄水容量呈现增加趋势，平均根区蓄水容量从 178 mm 增加到 235 mm(图 5)。该结论也通过目前最先进的全球气候再分析资料 ERA-5 进行了独立验证。

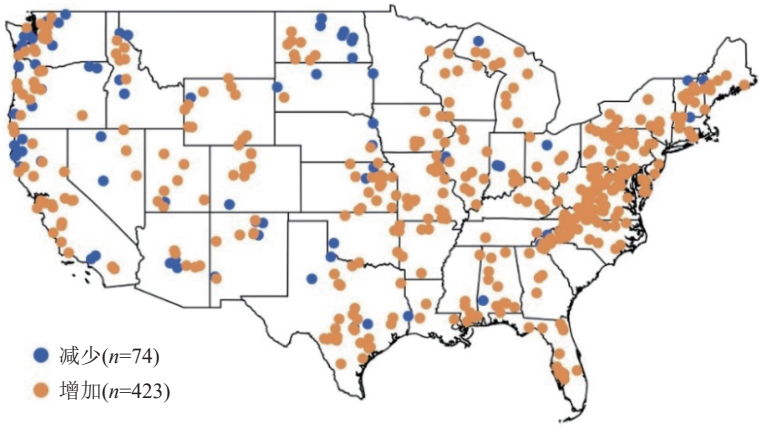


图 5 美国 497 个流域根区蓄水容量 1980—2014 年的变化趋势

Fig. 5 Temporal trends of root zone storage capacity from 1980 to 2014 across 497 watersheds in USA

3.2 人类活动

人类活动对根区也会产生显著影响。例如，城市化带来的不透水面增加，减少了根区的入渗和蒸发，使得城市水文极端事件的频率增加[61]；土地利用变化和地下水超采改变了流域的包气带和地下水结构，使得产流的物理空间和规律发生变化[62-63]；农业灌溉会通过干旱期补水，减少农作物的水分胁迫，从而减少其根区蓄水容量[50,64]；砍伐森林减少了根区蓄水容量，且往往需要 10 余年才能恢复[21]。中国目前北方干旱区大范围的生态工程，如植树造林和退耕还林还草，往往增加了蒸散发，导致总径流量和入河泥沙的减少[65]。其中根区是连接地表植被和水沙过程的关键一环，其长期的生态、水文、气候效应亟需系统评估[20]。

3.3 变化环境下根区蓄水容量的推求方法

从新安江模型参数物理意义的探讨可知，其核心产流参数不是固定不变的土壤参数，而应该是“活”的生态水文参数。因此，笔者呼吁水文学要从单纯的牛顿体系中机械的物理过程研究，过渡到生态系统水文过程耦合生物演化与环境适应、热力学第二定律等更广泛的物理定律来约束模型，减少需要率定的自由参数和模拟不确定性[33,66]。

推求根区蓄水容量的未来趋势，可以尝试以下方法：①统计关系法。建立气候、植被等因子同根区蓄水

能力的统计关系，并采用未来气候变化和土地利用变化数据驱动，得到未来根区蓄水能力的变化趋势。②空间-时间替代法。通过分析生态系统的空间格局特征，可揭示生态的水文适应策略，进而预测未来气候情景下的水文响应。例如，Singh 等[67] 采用累积曲线法（MCT）阐明了根区蓄水能力在亚马孙平原的空间分异规律，发现了干旱对生态系统根区影响的拐点，为预测未来气候变化对根区蓄水能力的影响提供了借鉴。③最优化理论法。基于生态最优性原理，耦合水-能-碳的植被响应机制，有望提升根区动态及其环境效应预测精度[68-69]。

4　结　　语

新安江模型是中国水文学者原创的、享誉世界的水文模型，对降雨径流预报技术及理论的发展做出了重要贡献。然而，其核心参数，如 W_M 和 B 的物理意义存在一定的模糊性。笔者认为，目前主流学界对新安江模型参数的物理解释依然是以土壤和农学为主的视角。在植被覆盖度高的情况下，W_M 应该定义为流域生态系统的根区蓄水容量，B 为根区蓄水容量的空间分布。W_M 和 B 都是陆地生态系统在一定气候和地形条件下长期演化出的用水、供水、排水策略的结果，也会随着气候和下垫面条件变化而动态调整。另外，应该显式地考虑植被冠层截留、枯枝落叶层截留、表层土壤蒸发，而不能直接用雨间蒸发代替。

水是地球生态系统的“血液”，水文学研究应更深入地融入地球系统科学的框架中，构建活的水文模型，模拟变化环境下的水文响应。从工程水文到地球科学中的水文科学，从研究水循环单一要素到研究多要素相互作用，从稳态水文过程模拟到变化环境下的水文模拟，水文学有望在地球系统科学研究、尤其是地球系统科学理论和模型构建中，发挥更大更核心的作用。

致谢：本文是在 IAHS HELPING“流域模拟器的开发和应用”工作组的框架下开展的工作。本文初稿形成后，得到多位专家建设性的反馈和建议，包括河海大学芮孝芳教授、美国亚利桑那大学Guoyue Niu教授、美国匹兹堡大学 Xu Liang 教授，在此一并感谢。

参考文献：

[1] LIANG X，LETTENMAIER D P，WOOD E F，et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. Journal of Geophysical Research：Atmospheres，1994，99(D7)：14415-14428.

[2] 刘金涛，宋慧卿，张行南，等. 新安江模型理论研究的进展与探讨 [J]. 水文，2014，34(1)：1-6.（LIU J T，SONG H Q，ZHANG X N，et al. A discussion on advances in theories of Xin'anjiang model[J]. Journal of China Hydrology，2014，34(1)：1-6.（in Chinese））

[3] MCDONNELL J J，BEVEN K，MORGENSTERN U，et al. The first catchment water balance：new insights into Pierre Perrault，his perceptual model and his peculiar catchment[J]. Hydrological Sciences Journal，2025，70(1)：27-36.

[4] MANABE S. Climate and the ocean circulation：I：the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface[J]. Monthly Weather Review，1969，97(11)：739-774.

[5] BEVEN K J. Rainfall-runoff modeling：the primer[M]. Hoboken：John Wiley & Sons，2012.

[6] 赵人俊，庄一鸿. 降雨径流关系的区域规律 [J]. 华东水利学院学报（水文分册），1963(S2)：53-68.（ZHAO R J，ZHUANG Y L. Regional pattern of rainfall—runoff relationship[J]. Journal of East China Technical University of Water Resources（Hydrology Fascicle），1963(S2)：53-68.（in Chinese））

[7] HEWLETT J D，HIBBERT A R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage[J]. Journal of Geophysical Research，1963，68(4)：1081-1087.

[8] 赵人俊. 流域水文模型：新安江模型与陕北模型 [M]. 北京：水利电力出版社，1984.（ZHAO R J. Hydrological model：Xin'anjiang model and Shanbei model[M]. Beijing：China Water & Power Press，1984.（in Chinese））

[9] DUNNE T，BLACK R D. Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed[J]. Water Resources Research，1970，6(5)：1296-1311.

[10] BEVEN K J，KIRKBY M J. A physically based，variable contributing area model of basin hydrology[J]. Hydrological Sciences Bulletin，1979，24(1)：43-69.

[11] PERRIN C，MICHEL C，ANDRÉASSIAN V. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments[J]. Journal of Hydrology，2001，242(3/4)：275-301.

[12] BERGSTRÖM S. Development and application conceptual runoff model for scandinavian catchments[R]. Norrköping，Sweden：SMHI，1976.

[13] 刘金涛，韩小乐，刘建立，等. 山坡表层关键带结构与水文连通性研究进展 [J]. 水科学进展，2019，30(1)：112-122.(LIU J T，HAN X L，LIU J L，et al. Understanding of critical zone structures and hydrological connectivity：a review[J]. Advances in Water Science，2019，30(1)：112-122.(in Chinese))

[14] ZHAO R J. The Xin'anjiang model applied in China[J]. Journal of Hydrology，1992，135(1/2/3/4)：371-381.

[15] TIAN J，PAN Z K，GUO S L，et al. Response of active catchment water storage capacity to a prolonged meteorological drought and asymptotic climate variation[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2022，26(19)：4853-4874.

[16] BEVEN K，FREER J. A dynamic TOPMODEL[J]. Hydrological Processes，2001，15(10)：1993-2011.

[17] BEVEN K J，KIRKBY M J，FREER J E，et al. A history of TOPMODEL[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2021，25(2)：527-549.

[18] FENICIA F，SAVENIJE H H G，AVDEEVA Y. Anomaly in the rainfall-runoff behaviour of the Meuse catchment. Climate，land-use，or land-use management?[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2009，13(9)：1727-1737.

[19] GAO H，HRACHOWITZ M，SCHYMANSKI S J，et al. Climate controls how ecosystems size the root zone storage capacity at catchment scale[J]. Geophysical Research Letters，2014，41(22)：7916-7923.

[20] GAO H K，HRACHOWITZ M，WANG-ERLANDSSON L，et al. Root zone in the Earth system[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2024，28(19)：4477-4499.

[21] NIJZINK R，HUTTON C，PECHLIVANIDIS I，et al. The evolution of root-zone moisture capacities after deforestation：a step towards hydrological predictions under change?[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2016，20(12)：4775-4799.

[22] MAO G Q，LIU J G. WAYS v1：a hydrological model for root zone water storage simulation on a global scale[J]. Geoscientific Model Development，2019，12(12)：5267-5289.

[23] de BOER-EUSER T，MERIÖ L J，MARTTILA H. Understanding variability in root zone storage capacity in boreal regions[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2019，23(1)：125-138.

[24] WILLIAMS D G. Ecohydrology of water-controlled ecosystems：soil moisture and plant dynamics[J]. Eos，Transactions American Geophysical Union，2005，86(38)：344.

[25] MCCORMICK E L，DRALLE D N，HAHM W J，et al. Widespread woody plant use of water stored in bedrock[J]. Nature，2021，597(7875)：225-229.

[26] HAHM W J，DRALLE D N，LAPIDES D A，et al. Geologic controls on apparent root-zone storage capacity[J]. Water Resources Research，2024，60(3)：e2023WR035362.

[27] SIMARD S W. Mycorrhizal networks facilitate tree communication，learning，and memory[M/OL]//BALUSKA F，GAGLIANO M，WITZANY G. Memory and Learning in Plants. Cham：Springer International Publishing，2018：191-213. https://doi.org/10.1007/978-3-319-75596-0_10.

[28] WANG G X，XIA J，LI X Y，et al. Critical advances in understanding ecohydrological processes of terrestrial vegetation：from leaf to watershed scale[J]. Chinese Science Bulletin，2021，66(28/29)：3667-3683.

[29] STOCKER B D，TUMBER-DÁVILA S J，KONINGS A G，et al. Global patterns of water storage in the rooting zones of vegetation[J]. Nature Geoscience，2023，16(3)：250-256.

[30] WANG-ERLANDSSON L，BASTIAANSSEN W G M，GAO H K，et al. Global root zone storage capacity from satellite-based

evaporation[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2016，20(4)：1459-1481.

[31] SENEVIRATNE S I，LEHNER I，GURTZ J，et al. Swiss prealpine Rietholzbach research catchment and lysimeter：32 year time series and 2003 drought event[J]. Water Resources Research，2012，48(6)：2011WR011749.

[32] BONAN G. Ecological climatology[M]. Cambridge，UK：Cambridge University Press，2015.

[33] SAVENIJE H H G. The hydrological system as a living organism[J].Proceedings of IAHS，2024，385：1-4.

[34] GAO H. Landscape-based hydrological modelling[D]. Delft：Delft University of Technology，2015.

[35] OKI T，KANAE S. Global hydrological cycles and world water resources[J]. Science，2006，313(5790)：1068-1072.

[36] 高红凯，刘俊国，高光耀，等 水源涵养功能概念的生态和水文视角辨析 [J]. 地理学报，2023，78(1)：139-148.（GAO H K，LIU J G，GAO G Y，et al. Ecological and hydrological perspectives of the water retention concept[J]. Acta Geographica Sinica，2023，78(1)：139-148.（in Chinese））

[37] ZHANG Y Q，CHIEW F H S，PEÑA-ARANCIBIA J，et al. Global variation of transpiration and soil evaporation and the role of their major climate drivers[J]. Journal of Geophysical Research：Atmospheres，2017，122(13)：6868-6881.

[38] GOOD S P，NOONE D，BOWEN G. Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes[J]. Science，2015，349(6244)：175-177.

[39] SAVENIJE H H G. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary[J]. Hydrological Processes，2004，18(8)：1507-1511.

[40] WANG-ERLANDSSON L，van der ENT R J，GORDON L J，et al. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle：part 1：temporal characteristics over land[J]. Earth System Dynamics，2014，5(2)：441-469.

[41] BUDYKO M I. Evaporation under natural conditions[M]. New York：Academic Press，1963.

[42] VRUGT J A，GUPTA H V，BASTIDAS L A，et al. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models[J]. Water Resources Research，2003，39(8)：2002WR001746.

[43] SIVAPALAN M，BLÖSCHL G. Time scale interactions and the coevolution of humans and water[J]. Water Resources Research，2015，51(9)：6988-7022.

[44] BOUAZIZ L J E，STEELE-DUNNE S C，SCHELLEKENS J，et al. Improved understanding of the link between catchment-scale vegetation accessible storage and satellite-derived soil water index[J]. Water Resources Research，2020，56(3)：e2019WR026365.

[45] de BOER-EUSER T，MCMILLAN H K，HRACHOWITZ M，et al. Influence of soil and climate on root zone storage capacity[J]. Water Resources Research，2016，52(3)：2009-2024.

[46] ZHAO J，XU Z X，SINGH V P. Estimation of root zone storage capacity at the catchment scale using improved Mass Curve Technique[J]. Journal of Hydrology，2016，540：959-972.

[47] 王璟京，高红凯，刘敏，等. 参数区域化在全球水文模型 FLEX-Global 中的应用 [J]. 中国科学：地球科学，2021，51(5)：805-823.（WANG J J，GAO H K，LIU M，et al. Parameter regionalization of the FLEX-Global hydrological model[J]. Science China Earth Sciences，2021，51(5)：805-823.（in Chinese））

[48] van OORSCHOT F，van der ENT R J，HRACHOWITZ M，et al. Climate-controlled root zone parameters show potential to improve water flux simulations by land surface models[J]. Earth System Dynamics，2021，12(2)：725-743.

[49] DRALLE D N，JESSE H W，DANA C K，et al. Technical note：accounting for snow in the estimation of root zone water storage capacity from precipitation and evapotranspiration fluxes[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2021，25(5)：2861-2867.

[50] van OORSCHOT F，van der ENT R J，ALESSANDRI A，et al. Influence of irrigation on root zone storage capacity estimation[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2024，28(10)：2313-2328.

[51] ZHAO M，MCCORMICK E L，A G，et al. Substantial root-zone water storage capacity observed by GRACE and GRACE/FO[J]. EGUsphere，2024：1-28.

[52] 任立良，刘新仁. 基于 DEM 的水文物理过程模拟 [J]. 地理研究，2000，19(4)：369-376.（REN L L，LIU X R. Hydrological processes modeling based on digital elevation model[J]. Geographical Research，2000，19(4)：369-376.（in Chinese））

[53] 石朋，芮孝芳，瞿思敏，等. 一种通过地形指数计算流域蓄水容量的方法 [J]. 水科学进展，2008，19(2)：264-267.（SHI P，

RUI X F，QU S M，et al. Calculating storage capacity with topographic index[J]. Advances in Water Science，2008，19(2)：264-267.(in Chinese))

[54] HUANG M Y，LIANG X，LIANG Y. A transferability study of model parameters for the variable infiltration capacity land surface scheme[J]. Journal of Geophysical Research：Atmospheres，2003，108(D22)：2003JD003676.

[55] GAO H K，CAI H Y，DUAN Z. Understanding the impacts of catchment characteristics on the shape of the storage capacity curve and its influence on flood flows[J]. Hydrology Research，2018，49(1)：90-106.

[56] FAN Y，MIGUEZ-MACHO G，JOBBÁGY E G，et al. Hydrologic regulation of plant rooting depth[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America，2017，114(40)：10572-10577.

[57] GAO H K，BIRKEL C，HRACHOWITZ M，et al. A simple topography-driven and calibration-free runoff generation module[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2019，23(2)：787-809.

[58] MONTANARI A，YOUNG G，SAVENIJE H H G，et al. “Panta rhei-everything flows”：change in hydrology and society：the IAHS scientific decade 2013—2022[J]. Hydrological Sciences Journal，2013，58(6)：1256-1275.

[59] LIANG J，GAO H，FENICIA F，et al. Widespread increase of root zone storage capacity in the United States[J]. EGUsphere，2024：1-29.

[60] WAGENER T，MCINTYRE N，LEES M J，et al. Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling：dynamic identifiability analysis[J]. Hydrological Processes，2003，17(2)：455-476.

[61] 夏军，张永勇，佘敦先，等. 城市水系统理论及其模型研制与应用 [J]. 中国科学：地球科学，2024，54(3)：725-744.(XIA J，ZHANG Y Y，SHE D X，et al. Urban water system theory and its model development and application[J]. Science China Earth Sciences，2024，54(3)：725-744.(in Chinese))

[62] 张珂，张企诺，陈新宇，等. 栅格新安江-地表地下双人工调蓄分布式水文模型 [J]. 水资源保护，2021，37(5)：94-101，139.(ZHANG K，ZHANG Q N，CHEN X Y，et al. Gridded Xin'anjiang-dual anthropogenic aboveground and underground regulation distributed hydrological model[J]. Water Resources Protection，2021，37(5)：94-101，139.(in Chinese))

[63] CHEN X Y，ZHANG K，LUO Y N，et al. A distributed hydrological model for semi-humid watersheds with a thick unsaturated zone under strong anthropogenic impacts：a case study in Haihe River basin[J]. Journal of Hydrology，2023，623：129765.

[64] HAUSER E，SULLIVAN P L，FLORES A N，et al. Global-scale shifts in rooting depths due to anthropocene land cover changes pose unexamined consequences for critical zone functioning[J]. Earth's Future，2022，10(11)：e2022EF002897.

[65] ZENG Y，YANG X K，FANG N F，et al. Large-scale afforestation significantly increases permanent surface water in China's vegetation restoration regions[J]. Agricultural and Forest Meteorology，2020，290：108001.

[66] TROCH P A，CARRILLO G A，HEIDBÜCHEL I，et al. Dealing with landscape heterogeneity in watershed hydrology：a review of recent progress toward new hydrological theory[J]. Geography Compass，2009，3(1)：375-392.

[67] SINGH C，WANG-ERLANDSSON L，FETZER I，et al. Rootzone storage capacity reveals drought coping strategies along rainforest-savanna transitions[J]. Environmental Research Letters，2020，15(12)：124021.

[68] HUNT A G，SAHIMI M，GHANBARIAN B，et al. Predicting ecosystem net primary productivity by percolation theory and optimality principle[J]. Water Resources Research，2024，60(3)：e2023WR036340.

[69] NIJZINK R C，SCHYMANSKI S J. Vegetation optimality explains the convergence of catchments on the Budyko curve[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2022，26(24)：6289-6309.

Re-discussion on the physical meaning of the tension water storage capacity in the Xin'anjiang model: from soil physical hydrology to ecosystem hydrology*

GAO Hongkai[1]，LIU Jintao[2]，ZHANG Ke[2]，SHAO Wei[3]，XIA Jun[4]

（1. *School of Geographical Sciences*，*East China Normal University*，*Shanghai* 200241，*China*；2. *College of Hydrology and Water Resources*，*Hohai University*，*Nanjing* 210098，*China*；3. *School of Hydrology and Water Resources*，*Nanjing University of Information Science & Technology*，*Nanjing* 210044，*China*；4. *State Key Laboratory of Water Resources Engineering and Management*，*Wuhan University*，*Wuhan* 430072，*China*）

Abstract：The Xin'anjiang model has been widely applied in watershed rainfall-runoff simulation and hydrological forecasting，with significant international influence. In the model，the soil tension water storage capacity is the core parameter for runoff generation calculation，theoretically defined as the water retained by the soil between field capacity and wilting point. However，both hydrological research and practical applications have demonstrated that this theoretical physical interpretation is not strictly accurate. With the recent availability of massive global hydrological datasets and the deepening understanding of multi-scale hydrological mechanisms—especially advances in eco-hydrology—it is now possible to refine the concept and physical explanation of tension water storage capacity.Through theoretical analysis and validation with independent data sources，this study argues that soil tension water storage capacity should be redefined as the root zone storage capacity of terrestrial ecosystems. Clarifying this concept is of great theoretical significance for hydrology and provides a foundation for methodological innovations in determining this core parameter. Traditionally，root zone storage capacity is determined through parameter calibration based on watershed rainfall-runoff data，which is severely constrained in data-scarce regions. This study proposes a novel approach to infer ecosystem root zone storage capacity through surface fluxes: at the landscape scale，it can be retrieved from terrestrial ecosystem flux observations，while at larger scales—even globally—it can be accurately calculated using atmospheric-land surface reanalysis datasets or remotely sensed evaporation data.Numerous studies have shown that the root zone storage capacity obtained through this new approach significantly enhances the accuracy of watershed runoff simulations，with particularly notable improvements in ungauged basins regions. The shift in perspective from soil physical hydrology to ecosystem hydrology helps clarify the fundamental runoff generation mechanisms in watersheds and reveals the physical meaning of empirical parameters in conceptual hydrological models，thereby advancing the theoretical development of watershed hydrological simulations.

Key words：Xin'anjiang model；watershed hydrological simulation；ecohydrology；soil hydrology；tension water storage capacity；root zone storage capacity

* The study is financially supported by the National Key R&D Program of China (No. 2024YFE0113200) and the National Natural Science Foundation of China (No. 42471040).