

海陆风研究进展：识别、观测与相互作用因素

沈立行^{1,2}, 赵传峰^{3*}, 杭锐⁴, 张致江⁴, 杨以坤³, 朱一芝⁴, 李杰峰³

1. 无锡学院大气与遥感学院, 无锡 214105

2. 中国气象局生态系统碳源汇重点开放实验室, 无锡 214105

3. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871

4. 苏州科技大学地理科学与测绘工程学院, 苏州 215009

* 通讯作者, E-mail: cfzhao@pku.edu.cn

2025-05-10收稿, 2025-10-26修回, 2025-10-29接受, 2026-02-06网络版发表

国家自然科学基金项目(42230601)资助

摘要 海陆风是大多数沿海地区普遍观察到的一种大气环流, 在塑造区域气象和环境条件方面起着至关重要的作用。在多尺度环流系统研究中, 海陆风研究仍相对小众。然而, 近期观测技术的进展使得该领域取得了显著进展。本研究全面综述了海陆风研究的最新进展。在海陆风识别方面, 随着多源数据的可获取性增强, 利用多种基本气象变量识别海陆风的工作得到了改进。在海陆风观测方面, 自动气象站的广泛部署和雷达技术的进步促进了对其特征更详细的理解, 包括发生频率、深入内陆的距离(渗透距离)和气候态风速变化。已有研究发现, 在经历城市化的地区存在海陆风持续减弱的趋势。在海陆风相互作用因子方面, 已有研究在阐明云、大尺度风场、温度和地形对海陆风的影响方面取得了实质性进展, 其中温和的风场被认为是海陆风发生的关键先决条件。反之, 海陆风本身也可对气象和环境条件产生深远影响。值得注意的是, 海陆风通过调节温度和湿度影响海雾的形成。最新的研究理论表明, 海陆风相互作用同时包含线性和非线性机制。本文还指出, 未来海陆风研究的挑战在于精确表征海陆风系统的时空特征, 以及阐明目前尚不明确的气溶胶对海陆风的影响。关键点在于量化无云条件下气溶胶辐射强迫以及气溶胶-云相互作用对海陆风的影响, 这两点都涉及了调节局地辐射进而影响海陆风动力过程的关键机制。

关键词 海陆风, 云, 气溶胶, 地形, 风速

1 引言

海陆风系统是世界范围内沿海地区一种普遍的中尺度环流系统(Miller等, 2003)。虽然海陆风通常出现在中低纬度地区, 但在极地地区也有观测记录(Kozo, 1979)。从赤道到极地, 海陆风具有“双刃剑”般的作用。例如, 它既可以作为自然通风机制缓解城市热浪, 也可能促进强对流风暴灾害的形成(Chen等, 2016; Zhou等, 2021)。此外, 海陆风环流可以改善或恶化城市沿海区域的空气质量(Miller等, 2003; Shen和Zhao, 2020)。值得注意的是, 世界上许多大城市群位于沿海湾区, 这些地区是主要经济中心并且支撑着高密度人口的生计。根据世界银

行的统计, 全球60%的经济集中在入海口附近, 而75%的主要城市、70%的工业资本和全球大部分人口居住在距离海岸100 km范围内(范永娇等, 2019; 李敏等, 2021)。因此, 增进对海陆风的理解具有至关重要的科学和社会意义。

早期海陆风研究的进展受到与风观测相关的三大挑战的限制。首先, 风的测量本身很复杂。与其他基本气象变量相比, 成熟可靠的风探测(观测)系统的发展明显滞后于常规要素观测系统的发展。例如, 第一张具有科学意义的全球风场分布图的出现比温度分布图晚了三十年(杨萍等, 2021)。长期的风数据集通常由于风速计高度变化、站点迁移以及暴露于复杂地形等原因存在数据

中文引用格式: 沈立行, 赵传峰, 杭锐, 张致江, 杨以坤, 朱一芝, 李杰峰. 2026. 海陆风研究进展: 识别、观测与相互作用因素. 中国科学: 地球科学, 56(3): 1004–1023, doi: 10.1360/N072025-0201

英文引用格式: Shen L, Zhao C, Hang R, Zhang Z, Yang Y, Zhu Y, Li J. 2026. Progress in the study of sea land breeze: Identification, observation, and interacting factors. Science China Earth Sciences, 69(3): 974–991, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1741-5>

序列的非均一性，因而需要校准调整(Zha等, 2021; Liu等, 2024)。其次，海陆风观测数据需要高时间分辨率。研究具有日变化时间尺度的海陆风系统，需要高时间分辨率(通常为每小时)的风观测数据，这主要依靠自动气象站的数据支持。中国在21世纪初更新了自动风速计，到2016年，大多数沿海站点已配备自动风速计(Fu等, 2011)，但是全球各地区的气象设备存在不可忽视的技术代际差异。虽然像美国这样的发达国家相对较早地完成了自动风速计系统的升级，但许多发展中国家至今仍缺乏长期的、小时分辨率的风速记录(Shen等, 2021a)。最后，长期以来风廓线探空数据的稀缺限制了海陆风的垂直特征描述。早期的海陆风研究由于稀疏的点状测量，低估了海陆风的深度，认为其仅为100 m(Hann, 1890)。全球范围平均而言，针对风廓线反演的常规气球探空直到20世纪50年代才投入业务运行，中国则晚了十年(姚振东等, 2019)。值得注意的是，直到1978年多普勒雷达出现，三维海陆风观测才成为可能，从而修正了对其深度的估计(Carbone等, 1978)。

随着观测技术取得了进一步发展，校准数据(数据均一化)得到了普及，长期高分辨率三维数据以及高分辨率区域模式的广泛获取与应用，使许多早期的限制得以缓解，上述几个方面共同促进了海陆风研究的实质性进展。因此，总结已有海陆风研究的进展(根据*Web of Science*数据库关键词搜索中与其他环流相比的出版物数量，这仍然是一个相对小众的主题)变得特别及时和必要。本综述旨在记录全球海陆风研究的长期进展，重点关注其识别、观测、影响要素和其对其他要素的影响，并在此基础上提出海陆风研究的未来展望。为便于读者理解海陆风的演变及其影响机制，图1提供了海陆风的概念图，说明了本文讨论的关键术语。

2 海陆风研究进展

2.1 海陆风识别

海陆风通常与其他大尺度或局地风共存，共同构成了局地风场。海陆风研究的一个关键方面是从常规观测中识别它，这是深入了解海风(SW)的第一步(Azorin-Molina等, 2011a)。一方面，海陆风在地表形成时，通常伴随着气象场的明显变化，例如风向从盛行的大尺度风型转变为向岸(海到陆)或离岸(陆到海)方向，以及温度和湿度的特定变化(Miller等, 2003)。另一方面，更为重要的是，海陆风的形成需要特定的背景气象条件——某些条件可以促进或是阻碍其发展(Simpson, 1994; Miller等, 2003)。因此，在海陆风研究中，可以利用基本气象变量来识别海陆风事件的形成、发展和消散(Azorin-Molina等, 2011b)。在本节中，我们按时间顺序回顾基于基本变量的海陆风识别的历史进展。

2.1.1 年代发展

针对海陆风识别的尝试可以追溯到公元前480年左右的古希腊。早期水手已经能够通过观察海军交战时的风和潮汐来识别海陆风(Simpson, 1994)。最早的以书面形式出现的海陆风识别的雏形概念出现在亚里士多德的《气象学》中(Lee, 1952; Miller等, 2003)。

从古代到现代，文献中关于海陆风识别的记载相对零散。基于更新的*Web of Science*记录和Miller等(2003)发表的相似话题的综述可以揭示海陆风研究年代发展的明显趋势。这其中浮现出两个核心观察结果：第一，在公元1600年之前，对海陆风理解的科学进展很少，主要贡献大多为定性的、基于感官的描述。第二，现代以来，特别是从19世纪开始，海陆风研究的数量急剧增加。

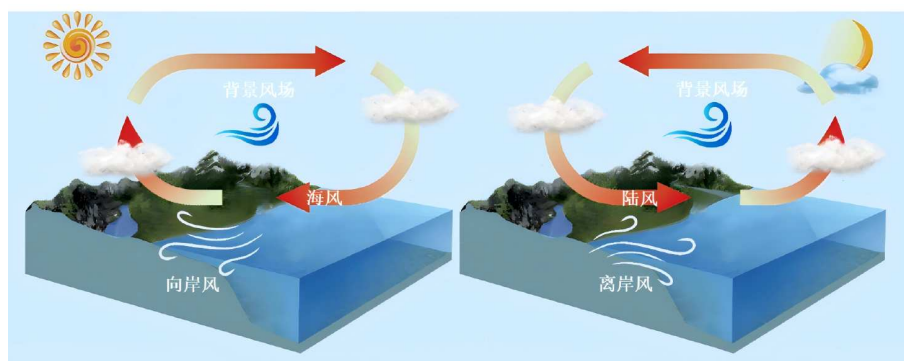


图1 海陆风系统概念图。海陆风系统包含两个互补的组成部分：白天发生的海风和夜间发生的陆风。两者都是由海陆温差驱动，源于陆地和海洋表面热容量的差异。白天，海陆温差因太阳短波辐射下两界面的差异加热而发展，而夜间海陆温差则源于长波辐射发射的差异性冷却。因此，影响辐射强迫的因素，如云量，在调节海陆风动力学中起着关键作用。背景风场指的是由天气尺度系统驱动的大尺度气流，是沿海局地风场的一个组成部分。术语“向岸风”和“离岸风”特指背景风场中大致垂直于海岸线的近地面分量

1800年之前,书面记录显示只有16项研究专门聚焦于海陆风,而19世纪有113项,1900–1972年间有407项(Jehn, 1973)。截至2024年,通过在*Web of Science*数据库上进行关键词检索到的海陆风相关研究数量自1800年以来增加了70多倍,尤其是增长速率稳步加快。研究的激增可能归因于技术进步,理论和制造方面的技术进步促进了观测仪器和模拟技术的发展。

2.1.2 现代理解

早期对海陆风的描述是模糊的,并且很大程度上依赖于主观感官经验。虽然这是一种直观且直接的方法,但这种方法缺乏固有的精确性和客观性。相比之下,现代研究者对海陆风形成的理解更为客观深刻,已经认识到它发生在特定的气象条件下,这意味着某些天气型有利于海陆风形成,而另一些则会抑制它。仪器的进步使现代研究人员能够测量基本气象变量,基于此定义海陆风形成的有利背景气象场,从而实现更准确的海陆风识别。在该领域内,研究者已基于多种基本气象变量进行了海陆风识别,并且能够促进海陆风形成的任何标记变量的阈值都表现出显著的空间差异性。我们将在下面对它们逐一进行详细介绍。

(1)基于风识别海陆风。风的变化是海陆风最典型的特征之一。自动气象站的广泛部署提供了连续、全天候的风观测数据,这对理解海陆风至关重要。大量观测研究表明,有利的背景风场对于激发和维持海陆风事件至关重要(高佳琦等, 2013; Shen等, 2021a)。在基于风识别海陆风时,研究人员不仅关注海陆风风场本身的特征,还关注背景风场的特征。背景风场的大小和方向都是影响海陆风形成的关键因素(Ohashi和Kida, 2002)。通常,一个典型的海陆风事件需要温和的背景风场(Azorin-Molina等, 2011b; 高佳琦等, 2013)。先前的研究强调,强的梯度风(来源于背景风场)会掩盖海陆风,因为向岸风阻止海陆温差增大,削弱水平气压梯度,并降低海风环流发展的可能性(Case等, 2004)。此外,强的离岸风可将温度梯度带向海洋,阻止海风向内陆渗透,从而使陆基仪器无法探测到相应海陆风的特征(Redano等, 1991)。

Artritt(1992)和Porson等(2007)的报告称,当离岸地转风超过6–11 m/s时,海陆风确实无法发展。中国研究人员发现,当背景风场平均速度超过10 m/s时,中国沿海地区的海风环流难以形成(高佳琦等, 2013),而日本研究人员观察到当背景风场速度超过5 m/s时,海风很少出现(高佳琦等, 2013)。在数值研究中,当向岸背景风场速度在2–4 m/s之间时,海陆风将难以在模式中被识别到(Savijarvi和Alestalo, 1988),诚然,这可能无法反映真

实世界的观测结果。海陆风识别中背景风场阈值在模拟研究和观测研究之间的差异源于两个主要限制:区域模式在模拟海陆风时的有限空间分辨率,以及此类模式即使模拟对象的尺度大于模式分辨率,模式本身也无法判断向岸风是来源于海风还是大尺度天气系统内的空气流动。因此,在模式中无法识别海陆风并不一定表明现实中不存在海陆风。实践中,海陆风往往在稳定和温和的天气条件下最清晰地被观察到,尤其当背景风场接近零(背景场静风)时(Shen等, 2021a)。除了影响海风的形成,背景风场也决定了陆风的建立。例如,一项在美国佛罗里达州的研究发现,一旦背景风场超过5 m/s,夜间陆风的形成就会受到抑制(Zhong和Takle, 1993)。

背景风场的速度和方向都影响海陆风的形成。学界针对不同的海岸线已经制定了各种识别标准,它们之间的差异性很大。例如: Borne等(1998)和Miao等(2009)使用700 hPa的风数据定义了海陆风形成的三个标准: (1)24 h内风向差应小于90°; (2)12 h内风速差应小于6 m/s; (3)地方标准时(LST)13时的背景风场不应超过11 m/s。Papanastasiou等(2009)使用850 hPa风作为背景风场的标记,并建议其在白天应为离岸风以预示存在典型的海陆风日。然而,根据在西班牙阿利坎特湾的观测,以上这些对于形成完整的陆风环流可能并不总是必需的(Azorin-Molina和Chen, 2009)。

除了背景风场,研究人员在基于风识别海陆风的过程中,也强调了海陆风本身的特征。一个关键问题是如何确定观测到的风变化特征是源于真正的海陆风还是仅仅具有相似海陆风特征的其他系统。海陆风的一个典型特征是昼夜风向之间的转换,这涉及风向的瞬时和持续变化。然而,这些特征的存在并不能明确确认因果关系(也就是即使存在这些特征,并不能一定说明是由于海陆风引起的),因为局地风场可能由于其他气象过程或随机变率而表现出类似模态。因此,必须进一步检查量化的特征以实现更可靠的识别。因此,在识别海风或陆风的建立时,不仅需要观察到风向的明显转变,还需要观察其在一段时间内的持续性。Furberg等(2002)与Steyn和Faulkner(1986)建议,当风向反转后持续至少1 h后才可以进一步识别海陆风。Prtenjak和Grisogono(2007)提出,当白天向岸风持续至少2 h,随后夜间出现离岸风或静风时,海陆风才可建立。一些研究仅基于海风的建立来识别海陆风,这与特定的局地天气场有关(Saaroni等, 2004)。在这些情况下,海风则被视为背景风(背景风场在特定天气型下非常弱,以至于处于几乎静风状态,海风本身就是观测风场的唯一组成部分),基于海风风向转变特征识别海陆风。这种方法可以检测到纯粹的海陆风(背景风场

为静风下的海陆风),但可能会忽略不太明显的海陆风事件,这些事件中的海陆风信号可能被背景风场所掩盖。

中国的一些研究结合了风向的16方位法和海岸线走向趋势来定义海风(或陆风)的具体方向,并基于此识别海风(或陆风)的发生。具体操作为:将一天分为4个时段,其中两个时段为海风盛行时段和陆风盛行时段。通过计算在这些盛行时段内海风(或陆风)出现的次数来识别海陆风(于恩洪等,1987;黄梅丽等,2005;刘玉彻和杨森,2007;高佳琦等,2013)。需要注意的是,仅关注观测的风特征进行海陆风识别有其不可避免的局限性,因为海陆风常与背景风场共存。虽然这些方法可以识别出弱或无背景风场时的较为清晰的海陆风信号,但它们仍然可能排除不太明显的海陆风,即海陆风特征被背景风场淹没的情况(通常在背景风场不那么小又允许海陆风生成时)。尽管如此,观测风仍然是用于识别海陆风的最易获得且最可靠的高时间分辨率数据集。因此,许多海陆风研究侧重于基于风场数据区分海陆风和背景风场,其中大多数研究都包含了过滤步骤以尽可能准确识别海陆风(Azorin-Molina和Lopez-Bustins,2008;邱晓暖 and 范绍佳,2013a;高佳琦等,2013)。

在近期的一系列海陆风研究中,我们纳入了额外的方法步骤来增强基于风观测的海陆风识别准确性。这些步骤包括“从系统风中分离出区域风”、“基于盛行时段的风识别海陆风日”以及“在海陆风日选择盛行时段的区域风”。研究中我们声明,只有在应用这种精细化的程序后,才能从观测数据相对可靠地提取出气候态海陆风信号。通过基于全球多站点数据的全面分析,几乎所有站点的“识别出的海陆风”特征差异都可以通过各站点气候类型的差异有效解释,并且与物理机制分析(气候类型特征、海陆风理论综合分析)保持一致。这种一致性支持了我们的方法在全球不同气候类型下的有效性和普适性。相比之下,以上引用的许多先前研究仅限于单站点分析,并且缺乏基于物理机制可解释性的可靠性验证,从而限制了其研究结果的全球可靠性和普适性。这些步骤的进一步技术细节可参考Shen等(2021a,2022a,2022b)。

(2)基于气压识别海陆风。如前所述,强背景风场会抑制海陆风形成。因此,气压场对海陆风的形成也很重要,因为它是风场的驱动力。一些研究使用局地气压作为关键标准来识别有利于海陆风形成的条件。这些研究通常设定海陆风的气压阈值,但具体数值因地点而异。

例如,西班牙研究人员通过统计分析发现,如果地中海沿海地区的水平气压梯度超过3 hPa/(100 km),夏季海风就不太可能形成(高佳琦,2011)。在西班牙阿利坎特,研究人员追踪了海风循环的整个演变过程,发现白

天和夜间气压差应小于5 hPa才能形成完整的海风(Azorin-Molina等,2011a)。类似的标准已应用于瑞典、意大利和加拿大进行的研究中(Steyn和Faulkner,1986;Borne等,1998;Furberg等,2002)。

一些研究缩短了海陆风识别的时间尺度,提出如果白天气压变化的幅度小于5 hPa,则可以识别出海陆风(Prtenjak,2003)。本质上,气压变化的上限用于排除强背景风场对海陆风形成的影响。作为对比,Azorin-Molina等(2011b)则设定了海风开始和结束时刻之间至少1 hPa的最小气压差作为识别阈值。

天气图常被用于基于气压识别海陆风,将其作为参考标准即考虑了气压的空间变化。例如,在中国广东省沿海,研究人员发现,当地面和高空天气图上穿过海岸的等压线不超过一条时,可以识别海陆风(徐金辉等,1992)。同样,在美国密歇根湖沿岸,研究人员分析了湖风预报天气图,并使用一个基于三个站点在当地时间6:30时气压差的简单标准来识别海陆风(Hall,1954)。

许多其他研究使用了类似的“气压时空差异”概念,具体的阈值数值取决于地点(Miller等,2003)。除了手动审查天气图外,还使用了计算日气压振幅的方法来排除由锋面或气压系统引起显著气压变化的情况(Miller等,2003;Azorin-Molina和Lopez-Bustins,2008),这些情况下海陆风极小可能形成。

需要注意的是,与背景风场类似,气压是有利于海陆风形成的环境中的先决条件之一。基于气压识别海陆风的过程涉及寻找海陆风形成的有利气压场,而不是仅通过气压分析直接确认海陆风的存在。本节回顾的大多数研究并未将气压视为识别海陆风形成的唯一决定因素。

(3)基于海陆温差识别海陆风。从物理角度来看,海陆温差是沿海海洋和陆地表面气压差的直接原因,进而驱动海陆风的形成。因此,海陆温差是海陆风形成的先决条件,为其识别提供了基础。虽然海面或湖面上(湖陆风和海陆风的形成机制基本相似)的气温数据常常稀疏、不一致且不连续(由于观测限制),但大多数研究使用海(湖)表面温度作为替代来计算这一关键指标(高佳琦等,2013)。尽管基本的物理原理很简单,但海陆温差的具体值因地点不同而有很大差异。在本节中,我们将按时间顺序回顾这些发现。

Watts(1955)发现,在英国索恩岛,当海陆温差至2℃时即可探测到海陆风。相比之下,在像阿拉斯加这样的高纬度地区,Kozo(1979)观测到海陆温差为7.8℃时才形成的海陆风。Simpson(1994)提出,在中纬度地区,低至5℃的海陆温差就足以形成海陆风。在瑞典海岸的研究中,Borne等(1998)发现当海陆温差达到3℃时可能

发生海陆风,这与克罗地亚亚得里亚海海岸的发现相似,尽管海陆温差的定义不同(即陆地温度至少比海表温度高 3°C)(Prtenjak, 2003)。Papanastasiou等(2009)分析了希腊海岸的海陆风,发现只需要白天最高陆地温度超过白天海表温度即可。这些发现又与Azorin-Molina等(2011)的发现相一致。

在中国,早期关于渤海海陆风的研究表明,需要海陆温差大于 1.5°C 才能观测到海陆风(吴增茂, 1989)。随后的研究认为海陆温差大于 0°C 是中国沿海地区海风环流形成的指标(高佳琦等, 2013)。

造成海陆风形成时海陆温差值差异的主要原因有两方面。首先,研究站点的位置很重要,这可以分为三个因素。第一,虽然海陆风由海陆温差所驱动,但盛行的海风环流也可以通过降低陆地温度和升高海表温度来逐渐抵消它,例如研究发现海风环流在白天存在冷却陆地和加热沿岸海表面的作用(Zhou等, 2021; Shen等, 2024)。冷却效应随着离海岸距离的增加而减弱,这将在后续内容中更详细地回顾(Zhou等, 2021)。因此,探测到的海陆温差(严格基于站点处温度所计算的海陆温差)可能并不精确对应于最初触发海陆风形成时的海陆温差。第二,海风在白天冷却陆地,这种效应随着环流向内陆的渗透而减弱。因此,实时的海陆温差值可能随离海岸线的距离而变化,这使得研究之间具有客观性的比较变得困难(Zhou等, 2021)。第三,不同地点具有不同的气候背景,意味着背景风场特征(大小和方向)变化很大。因此,海陆风的触发是海陆温差、背景风场和其他因素共同作用的结果(Shen等, 2021a)。这解释了为什么触发海陆风所需的具体海陆温差数值因地点而异。

影响海陆温差值差异的第二个因素是研究站点的纬度。与纬度密切相关的科里奥利力(科氏力)在海陆风形成中起着重要作用(Simpson, 1994)。在较高纬度,通常需要更高的海陆温差来平衡科里奥利力的反向作用(科氏力不利于海陆风的形成,通常来说,科氏力数值越大,海陆风越难形成,高纬的科氏力较高)以触发潜在的海陆风。

(4)基于云量识别海陆风。目前学界对于云量作为识别海陆风的判别因素的有效性仍在持续争论中,一些学者认为它应被视为一个关键标准,这与背景风场类似。然而,形成海陆风的云量最高阈值在不同区域差异很大。卫星观测表明,海陆风通常在无云条件下形成(Ramis和Alonso, 1988)。基于实际观测, Azorin-Molina等(2009)和Prezerakos(1986)提出总云量应小于4/8,以允许足够的海陆温差和气压差来支持海陆风系统从触发到发展。Prtenjak(2003)进一步强调了云类型的重要性,指出无论

云量多少,单层高层云不会抑制海陆风形成。相反,积云与海陆风形成密切相关,要识别出完整的海陆风环流,日最大积云量不得超过5/10(Prtenjak, 2003)。后来的研究将此阈值修订为4/10(Prtenjak和Grisogono, 2007)。

在中国沿海地区,很少有研究明确规定云量阈值。一个例外是,日出后连续3 h以上云量应低于10/10,海陆风才可能发展(薛德强等, 1995)。需要注意的是,在所有引用的研究中,海陆风识别流程通常包括多个过滤步骤,云量通常在这些步骤中起辅助判据的作用。实际上,海陆风的识别通常不能仅仅依赖于云量(表1)。

(5)基于其他基本气象变量识别海陆风。除了上述变量,其他气象因素也可用于识别海陆风。例如,海风将凉爽潮湿的空气带到内陆,导致陆地站点相对湿度增加。相对湿度的增加也可以在一定程度上影响海陆风的形成,尽管阈值因观测地点而异(Papanastasiou等, 2009; Fichet等, 2010)。一些研究人员也使用日照时长作为海陆风识别的指标。这类似于基于云的海陆风识别,因为日照时长和云量本质上都影响局地辐射,而局地辐射又是海陆温差的直接驱动因子(Lyons, 1972; Barbato, 1975; Steyn和Faulkner, 1986; Azorin-Molina等, 2011)。

海陆风可以触发对流活动,在特定的天气条件下,也有实践通过对流降水和雷暴报告来识别海陆风(Miller等, 2003)。一些研究人员不是仅仅依赖单个变量,而是使用“综合指数”,即上述基本变量的组合,来识别海陆风。一个显著的例子是Azorin-Molina和Lopez-Bustins(2008)引入的“WeMoi”指数,它结合了局地辐射、气压和海陆温差。该指数值接近零,表示有利于海陆风形成的条件,从而可以识别海陆风。

为了总结对海陆风识别的现代理解,我们在表1中概述了基于基本气象变量的各种研究中使用过的判别标准。如本综述所示,在识别过程中,虽然每个变量都已单独考虑,但大多数研究结合了多个变量作为识别标准。组合后的识别标准在不同地点差异很大,没有通用的海陆风识别方法。然而,背景风场的限制在许多研究中被频繁用作关键判别步骤。

海陆风识别方法的差异性部分归因于研究地点。例如, Saaroni等(2004)的海陆风研究是在一个极端干燥的地中海沿岸城市进行的,此地云量通常保持在低水平,并且海陆风在局地风场中起绝对主导作用(Shen等, 2021a)。因此,在这种地区,背景风场和云量作为识别方法中的判别步骤,其重要性相对较低,甚至被忽略。为避免冗余,我们选择不明确讨论这些细节。在大多数情况下,与背景风场相关的约束在整个识别过程中被用作关键判别指标以排除外部干扰(表1中C1/2/3存在最多的

表1 一些代表性参考文献中基于不同基本气象变量识别海陆风的判别标准回顾^{a)}

文献	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10
Arritt(1992)	√		√							
Porson等(2007)	√		√							
Saaroni等(2004)			√							
Savijarvi和Alestalo(1988)	√									
Zhong和Takle(1993)	√		√							
Borne等(1998)	√	√			√					
Miao等(2009)	√	√								
Prtenjak和Grisogono(2007)	√		√	√	√	√				
Huang等(2025)	√		√							
刘玉彻和杨森(2007)	√		√							
Furberg等(2002)			√		√					
Steyn和Faulkner(1986)			√		√			√		
于恩洪等(1987)		√	√							
Shen等(2021a)	√		√							
高佳琦(2011)	√			√						
Azarin-Molina等(2011b)		√	√				√	√	√	
Barbato(1975)			√	√				√		
Watts(1955)	√				√					
Lyons(1972)			√		√	√		√		
Prezerakos(1986)			√	√		√				
Miller等(2003)	√		√			√			√	
Papanastasiou等(2009)	√		√		√		√			
Azarin-Molina和Lopez-Bustins(2008)	√	√		√						√
Bedoya-Valestt等(2022)	√			√					√	√
Huang等(2025)	√		√							

a)“C”是“标准”的缩写。C1：受限的背景风场或背景风场下限值；C2：受限的背景风场方向；C3：观测到的风向发生明显变化且盛行风持续数小时；C4：弱地面气压梯度；C5：海陆温差下限；C6：受限的云量；C7：相对湿度增加；C8：日照时长；C9：对流降水或雷暴报告；C10：由基本变量组合计算出的综合指数

勾号)，从而确保在观测风场中准确识别海陆风并提取纯粹的海陆风信号(Shen等，2021a；Bedoya-Valestt等，2022)。

2.2 海陆风观测

通过海陆风识别方面的研究，学界在认识到了海陆风形成潜在条件的基础上，进一步调查了全球范围内的海陆风观测。这些研究采用了各异的方法，一些基于个案观测，另一些基于雷达、卫星或自动气象站仪器进行短期强化观测实验。此外，少数研究关注了气候态时间尺度上的海陆风观测。本节从四个方面回顾海陆风观测：发生频率、渗透距离、风速和日变化生命周期。

2.2.1 发生频率

海陆风最常见于中低纬度地区(Kozo，1979；Kozo，

1982；Yan和Anthes，1986)，但其发生频率——无论是年、季还是月时间尺度——都因观测站点的不同而表现出相当大的变化(表2)。在欧洲，Prtenjak(2003)发现克罗地亚亚得里亚海沿岸海陆风的年发生频率在37%–60%之间。总体而言，海陆风在春季(4月，33.3%)和夏季(7月，25.8%)更频繁，在秋季(11月，13.3%)和冬季(1月，6.5%)较少见。Azarin-Molina等(2009，2011a)的研究显示，在西班牙阿利坎特海岸，海陆风日分别占全年和5–8月总天数的21.7%和40.6%。而Bedoya-Valestt等(2022)最近的一项研究表明，在西班牙整个东海岸，这一比例可达到44%。在瑞典海岸，5–8月大约有17%的天数是海陆风日(Borne等，1998)。

在亚洲，中国研究人员总结了不同纬度三个城市群的海陆风发生情况。在较高纬度，京津冀地区年平均海陆风发生频率约为23%；在中纬度地区，如长江三角洲，

表2 不同大陆一些沿海地区海陆风发生频率的记录

文献	地点	发生频率 (%)	观测时段
Prtenjak, 2003	亚得里亚, 克罗地亚	33.3	4月
	/	25.8	7月
	/	13.3	11月
	/	6.5	1月
Azorin-Molina等, 2011a	阿利坎特, 西班牙	21.7	全年
Azorin-Molina等, 2009	阿利坎特, 西班牙	40.6	5-8月
Bedoya-Valestt等, 2022	东海岸, 西班牙	44	全年
Borne等, 1998	东海岸, 瑞典	17	5-8月
邱晓暖和范绍佳, 2013b	京津冀沿海, 中国	23	全年
	长三角沿海, 中国	30	全年
	珠三角入海口, 中国	35	全年
Eager等, 2008	阿拉伯湾, 伊朗	70	全年
Khan等, 2018	红海, 沙特阿拉伯	78	5-10月
Bao等, 2023	东海岸, 美国	63	3-9月
Case等, 2005	佛罗里达沿岸, 美国	14	全年
Kozo, 1979	波弗特海, 美国	25	6-8月

该值增加到30%；而位于较低纬度的珠江三角洲河口地区海陆风发生频率达到35%(邱晓暖和范绍佳, 2013b)。除了空间差异外, 近期研究发现, 通过长期观测, 中国超过70%的沿海地区海陆风发生频率有所增加, 但特大城市上海除外(Shen等, 2019; Huang等, 2025)。与中国相比, 阿拉伯湾地区的海陆风发生频率要高得多, 约占总天数的70%(Eager等, 2008)。值得注意的是, 在沙特阿拉伯红海沿岸, 5-10月期间海陆风的发生频率可达78%, 使其成为最常见的海陆风发生地点之一(Khan等, 2018)。

在美国, 东海岸从3-9月海陆风发生频率约为63%(Bao等, 2023), 而在佛罗里达州, 纯粹的陆风(LW)发生频率约占全年的14%(Case等, 2005)。

海陆风在中低纬度地区更常见的原因有几个, 包括科里奥利力、较多的太阳辐射量和其他因素。然而, 在高纬度地区, 甚至在极圈内, 也观测到了海陆风的偶发事件。Kozo(1979)记录了阿拉斯加海岸的海陆风事件, 夏季在波弗特海海岸数据收集期间, 海陆风主导地面风向的时间至少占25%。由于背景风可能未被完全排除, 这意味着极地地区的实际海陆风发生率可能低于25%。

总而言之, 尽管海陆风发生频率表现出高度的时空变率, 但它通常遵循这些趋势: 海陆风在夏季和春季更常见, 而冬季较少见。海陆风在低纬度更频繁, 尤其是在干燥气候(云量最少、太阳辐射高、沙质表面)下, 而在高纬度则较少见。

2.2.2 渗透距离

海陆风的渗透距离是另一个关键的海陆风观测指标, 因为它直接影响海陆风在区域气象场中的作用, 特别是对沿海降水的作用。野外研究记录了海风在不同地区向内陆渗透的范围(见表3)。请注意, 对于特定地点, 渗透距离不是恒定的, 因为它受多种因素影响。表3中呈现的数据反映了观测期间记录到的理想海陆风案例, 其中明显存在有利于海陆风发展的背景条件。这些研究本身也在不同季节进行, 这可能影响观测到的具体数值。

近期研究使用卫星观测, 通过探测伴随海风锋面的积云线来追踪海陆风渗透距离和速度(Ferdiansyah等, 2020; Bao等, 2023)。积云线作为海陆风环流边界的示踪物, 显示其可以在雅加达向内陆渗透约40 km(Ferdiansyah等, 2020)。然而, 这个数值可能仅适用于从卫星图上能够大致识别产生云线的海陆风。如表3所示, 渗透距离具有相当大的变率, 这造成渗透距离的主导因素讨论仍然是一件复杂的工作。通过比较几项野外研究的结果, 研究人员提出了若干影响海陆风渗透的潜在主导因素, 包括背景风场中跨岸风(向岸风/离岸风)的大小、大气层结和该地区的地理特征(Chiba等, 1999)。

基于各种全球观测试验, 海陆风渗透的一般模式总结如下: 首先, 渗透距离通常随着纬度降低而增加, 较干燥的沿海地区海陆风锋面向内陆渗透得更远。其中一个重要原因是科里奥利力。从俯视的角度, 科里奥利效应通过将环流风从跨岸方向旋转到平行海岸方向来影响海陆风环流。如果海陆风环流以这种方式旋转, 它就无法吸收来自海陆温差(海陆风的直接驱动力)的驱动力, 导致环流失去进一步向内陆渗透的能力。其次, 除了科里奥利力, 太阳辐射是另一个关键因素。较高的太阳辐射水平确保足够的海陆温差, 这在低纬度地区由于较小的太阳天顶角而显得十分常见。第三, 强的跨岸风, 无论是向岸风还是离岸风, 通常会阻碍海陆风渗透, 因为背景风场减少了海陆风环流向内陆的运动(Shen等, 2021a)。第四, 地理特征, 如建筑密集的城市地区、沿海丘陵和山谷, 可能阻碍海陆风渗透, 使得渗透的内陆距离短于其他相似纬度地区。一个显著的例外是, 当海岸附近面向大海的山坡在相同的温度日循环中与邻近的沿海平原一起加热时, 局地会产生“谷风”, 协助海风锋面向内陆移动, 增加海风的渗透距离(Miller等, 2003)。

2.2.3 风速

与渗透距离密切相关的是海陆风的风速。一项研究表明, 海风向内陆渗透的过程中风速可能会持续衰减, 最终达到零。换句话说, 渗透距离随着海风速度的增加

表3 基于不同观测试验或区域模拟的全球海风环流渗透距离^{a)}

观测地点	渗透距离(km)	文献
波弗特海, 美国	15	Kozo(1982)
土佐湾, 日本	25	Chiba等(1999)
仁川, 韩国	30	Pokhrel和Lee(2011)
芝加哥, 美国	40(湖风)	Lyons(1972)
雅加达, 印度尼西亚	40	Ferdiansyah等(2020)
阿德莱德, 澳大利亚	42	Zhou等(2021)
波士顿, 美国	60	Simpson(1994)
雅加达, 印度尼西亚	80	Hadi等(2002)
香港, 中国	80	Ding等(2004)
南英格兰	100	Simpson等(1977)
波特兰, 美国	100	Miller等(2003)
詹姆斯湾, 加拿大	100	McKendry和Roulet (1994)
美国东南部海岸	150	Buckley和Kurzeja (1997)
西班牙东南部海岸	150	Kottmeier等(2000)
红海海岸	150	Khan等(2018)
北卡罗莱纳海岸, 美国	190	Bao等(2023)
澳大利亚沿海多地	200	Simpson(1994)
京津冀地区海岸, 中国	200	刘树华等(2009)
南卡罗莱纳海岸, 美国	210	Bao等(2023)
佐治亚州海岸, 美国	230	Bao等(2023)
沙特阿拉伯海岸	300	Eager等(2008)
澳大利亚低纬地区海岸	400	Garratt和Physick(1985)

a) 注意大多数结论基于观测, 即使是基于模拟, 相关参考文献中也声明其成功揭示了观测到的区域海陆风特征

而增加(Zhou等, 2021)。与渗透距离类似, 海陆风风速表现出相当大的时空变异性。无论研究是基于个案观测还是短期观测试验, 风速一直是海陆风研究的中心焦点。尽管瞬时风速没有发现一致的分布模式——归因于各种区域性和偶然性因素——但从长期风观测中记录气候学海陆风速度更有意义。这种方法有助于揭示沿海站点海陆风强度的“平均水平”, 排除某些偶然性影响。

Shen等(2021a)利用超过20年的逐小时风观测数据分析了全球18个站点的海陆风速度的气候态变化, 图2总结了部分研究结果。值得注意的是, 图2中的站点都位于平原地区, 确保其反映了纯粹气候学趋势的可靠性, 不受其他区域环流(如山谷风)的干扰。结果表明, 海风和陆风速度通常都小于5 m/s。平均海风速度在1.5–4.5 m/s之间, 而陆风速度在1–2.5 m/s之间。在大多数情况下, 海风速度高于陆风速度, 最大的差距出现在地中海气候下, 最小的差距出现在热带气候下的站点。

就平均风速而言, 地中海气候沿岸站点的海风速度通常超过4 m/s, 包括阿德莱德(4.3 m/s)、洛杉矶(4.5 m/s)、珀斯(4.4 m/s)和特拉维夫(4 m/s)。罗马的海风和陆风速

度相对较低, 分别约为3和1.2 m/s。值得注意的是, 智利一个名为安托法加斯塔的站点显示出一种不寻常的风速分布模式, 其陆风速度(约2 m/s)高于海风速度(约1.6 m/s), 这种现象归因于区域地形。在沙漠地区, 夜间温度的急速下降加速了强陆风环流的发展。

在季风气候地区, 如孟买、金奈和迈阿密, 海陆风速度表现出更大的变率。地中海气候站点锡奈显示出多年以来最稳定的海陆风速度, 平均海风和陆风速度分别为4和2 m/s。大多数站点没有表现出明显的海陆风风速趋势(增强/减弱), 表明全球海风和陆风速度多年来保持相对稳定, 并伴有周期性振荡。一个例外是科伦坡, 自2000年以来, 海风和陆风速度稳步下降, 年平均风速与峰值相比减少了约40%。

近期研究也报道了海陆风速度的下降趋势。例如, 从1994年到2014年, 上海夏季海陆风速度以海风平均每夏季减少0.033 m/s、陆风减少0.019 m/s的速度下降(Shen等, 2019)。2014年时海风和陆风速度均已降至2 m/s以下, 且越往后下降速率越快。在天津, 从2005年到2019年, 海陆风速度也有所下降, 海风减少0.69 m/s, 陆风减少0.2 m/s(Xiao等, 2023)。相比之下, 多年以来, 东京的海陆风速度没有明显地下降(Shen和Zhao, 2020)。在西班牙东部, 除冬季外, 所有季节的海风速度一直在下降, 而秋冬季海风性阵风一直在增加, 尽管这种趋势的原因尚不清楚(Bedoya-Valest等, 2022)。

值得注意的是, 虽然站点气候类型差异很大, 但是大多数显示年平均海陆风速度下降趋势的站点有一个共同点: 它们在观测期间经历了持续的城市化。这些站点下垫面性质的改变对海陆风速度产生了实质性影响。海陆风速度的影响因素将在下一节讨论。为清晰起见, 我们在图2中总结了全球站点海陆风风速的气候学平均值和气候态变化趋势。

2.2.4 日变化周期

海陆风的日变化长期以来一直是海陆风观测试验的关键焦点。通过全球各地的海陆风研究, 研究人员根据不同标准将海陆风日变化划分为几个阶段, 揭示了全球海陆风日内演变模式的显著空间差异。

第一组研究人员基于海陆风系统的整体形态来划分海陆风日变化周期。例如, 海风环流可分为五个阶段: 未成熟期、早成熟期、晚成熟期、早消散期和晚消散期(Buckley和Kurzeja, 1997)。陆风环流的演变与海风环流相似, 因此这里不再赘述。

在未成熟期, 局地尺度的热力性气压梯度力, 使得沿岸跨岸风分量首先出现。此时, 海风环流向海方向的

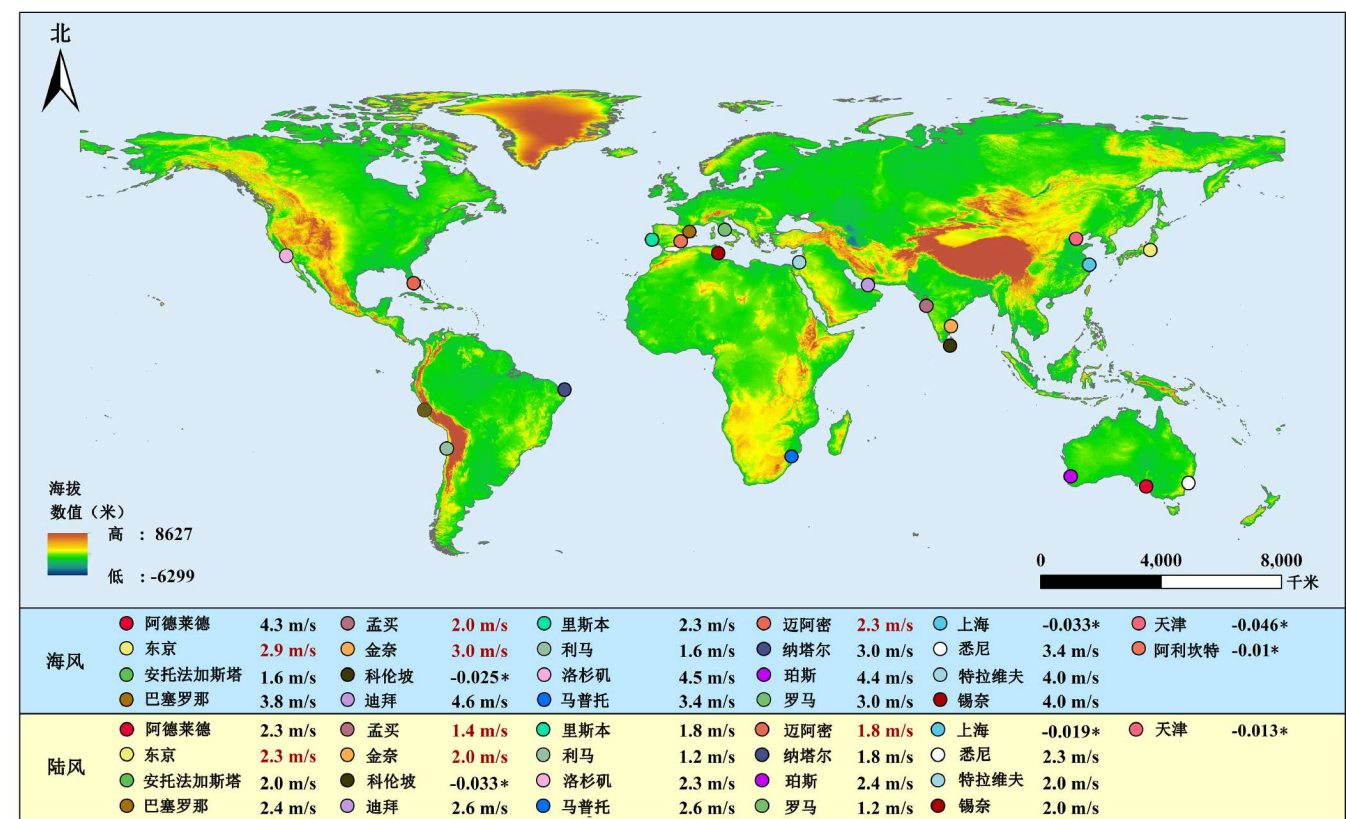


图2 基于Shen等(2019)、Shen和Zhao(2020)、Shen等(2021a)、Bedoya-Valestt等(2022)和Xiao等(2023)的全球海陆风风速气候学平均值或气候态变化趋势。带有“m/s”单位的值代表气候学平均风速，而带有“*”标记的值代表超过20年风速的气候学变率，具体单位为m/(s yr)

扩展往往比向陆方向更迅速(Cl Clarke, 1984)。海风环流在此阶段开始向内陆渗透，并伴有重力波的传播(Simpson, 1997)。值得注意的是，在低纬度地区，海陆风本质上是以沿海重力波的形式存在，两者之间的密切关系可归因于地形和纬度(科里奥利力)的共同影响。有一篇早期经典著作提供了这方面的理论和系统的分析(Rotunno, 1983)。在早成熟期，整个海风环流吸收的太阳辐射能量开始下降，而海风环流系统向内陆推进的速率加快。在晚成熟期，驱动海陆风环流的海陆温差逐渐消失，切断了向海风环流头部边界供应来自海面的空气(海面水汽供应中断)。然而，海风锋面——分隔冷却的海风空气和陆地上热空气的不连续界面——仍然保持恒定的倾斜形态(Cl Clarke, 1984)。在早消散期，海风环流与上层补偿流分离，但继续向内陆移动，在那里它可能遇到夜间辐射逆温或其他低层气象特征。观测试验表明，在此阶段可能形成海风截断性涡旋(Cl Clarke, 1984)。在最后的消散阶段，海风环流消失，海风环流的头部变平，因为科里奥利力使气流旋转到平行于海岸线的位置，整个过程高效而快捷，跨岸风彻底停止(Miller等, 2003)。从天顶的角度俯视，作为海陆风驱动力的海陆温差变得几乎垂直于

环流，从而阻止了海风进一步向内陆渗透。

第二组研究人员根据地方标准时来划分海陆风日变化周期。使用固定的时间段来代表海陆风在某一自然日内的不同演化阶段。这些分类标准大多具有明显的区域特征。在中国，研究人员通常基于于恩洪等(1987)的经典工作来定义海风和陆风的盛行时间，该方法在近期研究中继续被广泛使用(Chen等, 2023)。根据他们的方法，海陆风的整个演化过程可以覆盖一整天，可分为四个时段：陆风盛行时段、陆风向海风转换时段、海风盛行时段和海风向陆风转换时段。表4总结了相应的时间段和每个阶段海陆风的关键特征，此处不再赘述。

除了海陆风的不同阶段划分，风向的转变长期以来一直是海陆风日变化周期研究的核心问题。早期的理论分析表明，由于科里奥利力，海陆风风向在日循环中应顺时针旋转(王赐震和宋西龙, 1988)。然而，由于不同的地形和背景风场，真实观测中常常呈现更复杂的情况。例如，我们先前的研究发现，洛杉矶的海陆风日内变化同时经历了逆时针和顺时针旋转，每个周期持续大约12 h (Shen等, 2021b)。在地中海气候地区，背景风场通常是温和的，因此其影响较弱，旋转模式主要受当地地形影

表4 根据于恩洪等(1987)按地方标准时划分的海陆风日变化周期描述

时段	时间范围(地方标准时)	典型特征
陆风盛行时段	01(02)–08(09)	陆风盛行且在时段内被逐小时风速记录仪探测到至少4次, 风速小于10 m/s
陆风向海风转换时段	09(10)–12(11)	虽然探测到了陆风和海风, 但它们并非典型地垂直于海岸的方向, 风向几乎可以与海岸线平行
海风盛行时段	13(14)–20(21)	海风盛行且在时段内被逐小时风速记录仪探测到至少4次, 风速小于10 m/s
海风向陆风转换时段	21(22)–24	虽然探测到了陆风和海风, 但它们并非典型地垂直于海岸的方向, 风向几乎可以与海岸线平行

响。洛杉矶北部广阔的山区阻挡了区域环流在海陆风日循环中仅向一个方向旋转。

相比之下, 在加拿大詹姆斯湾进行的一项研究报告称, 在存在南风(北风)天气尺度风的情况下, 海风将持续逆时针(顺时针)旋转(McKendry和Roulet, 1994)。这种模式在简单海岸线沿线尤其明显, Miller等(2003)给出了矢量分析和物理原理解析。

总而言之, 在全球范围内, 在海陆风日变化周期中风向的转变很常见, 但它既可能以顺时针又可能以逆时针方向发生, 甚至可能在两者之间交替。这种差异性不能仅仅依赖科里奥利力进行解释(Miller等, 2003)。

2.3 海陆风相互作用因子

海陆风存在于全球大多数沿海地区, 但是其发生频率表现出很强的地域性。沿海地区通常同时受到自然因素(如各种气象系统)和人为因素(包括污染排放和城市化)的影响。因此, 海陆风可以影响或是受到各种自然或人为因素的影响, 这其中牵扯到复杂的相互作用机制。本节从两个方面回顾有关这些相互作用因子研究的进展, 即海陆风的影响因素和受海陆风影响的因子。

2.3.1 海陆风的影响因素

学界已经投入大量精力研究了影响海陆风的因素, 包括其触发机制、时空结构和气候学趋势。这些因素大致可分为气象影响因子和非气象影响因子两方面。两者都可以进一步分为动力和热力因子。我们将逐一回顾这四类因子的研究进展(图3)。

(1)气象动力因子。最重要的气象动力因子是背景风场。如前所述, 背景风场的速度和方向在决定是否能触发海陆风方面起着至关重要的作用, 具体阈值因地点而异。通常, 温和的背景风场有利于海陆风的发生。为避免冗余, 我们将不再重述这一点, 但值得再次详细论述的是背景风场还会影响海陆风的时空结构。

在空间上, 海陆风环流的高度可以从几百米到1–2 km不等, 具体数值取决于天气条件。温和的背景风

场和较大的开尔文-亥姆霍兹不稳定性可以促进海陆风的垂直发展(Xian和Pielke, 1991; Ding等, 2004)。此外, 背景风场影响海陆风的入岸渗透过程。例如, 非常强的离岸背景风场可能阻止海陆风到达海岸(即使它已经客观形成), 这会导致对其发生频率的低估(Finkele等, 1995)。入岸渗透的方向也可能受到背景风场的影响。在理想的海陆风个例中, 两条随海陆风系统产生的重力波射线路径从海岸分别向外和向上延伸。如果背景风场存在垂直切变, 波传播的下游射线路径将在某一水平迅速衰减, 从而削弱海风环流的入岸渗透(Du等, 2019)。

在时间上, 已有研究表明, 850 hPa的温和离岸背景风场会延迟海风的开始, 延长海风盛行时段的持续时间, 并增强海风速度, 而向岸背景风场具有相反的效果(Azorin-Molina和Chen, 2009)。值得注意的是, 背景风场可能源于天气尺度系统和季风系统, 或两者的组合。在东亚, 当背景风场主要受夏季风影响且其大小低于触发海陆风所需的阈值时, 海陆风频率与东南风(作为季风活动水平的指标)的区域发生频率呈正相关(Shen和Zhao, 2020)。

另一个重要的气象动力因子是特定季节区域内的大尺度环流。例如, 频繁的反气旋条件可以通过增强大气垂直稳定性来抑制海风速度, 从而阻碍上游海陆风环流的发展(Bedoya-Valestt等, 2022)。在地中海气候区, 冬季上层大气中的大尺度西风带通过传递动能增强了陆风的回流, 从而减少了地表陆风速度的季节性差异(Shen等, 2021b)。

(2)气象热力因子。气象热力因子在影响海陆风方面也至关重要, 因为海陆风本质上是一种热力环流。海陆风的主要驱动力是海陆温差, 这是最重要的气象热力因子。只有当海陆温差超过某个阈值, 建立起足够的气压梯度来维持这种热力环流时, 才能触发海陆风。虽然具体数值因地区而异, 但具体数值如前一节所述。同样, 温度梯度的方向必须与风向一致才能形成海陆风。这个因子的一个共同特征是, 陆地上的日最高温度必须超过海面温度才能形成海风。在其他因素保持不变的情

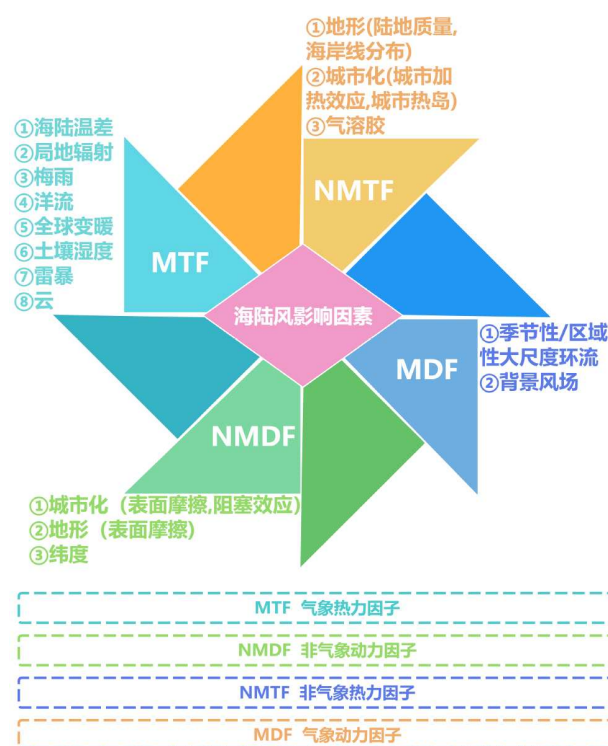


图3 根据回顾文献所总结的海陆风四类影响因素。值得注意的是, 这些影响因素并非完全独立, 它们之间存在相互作用和作用重叠。例如, 全球变暖和土壤湿度可能进一步与城市热岛效应(城市变暖)相互作用, 从而通过可能与其他类别重叠的途径间接改变海陆风。风车图案中旋转的叶片形象地象征着这些影响因素类别之间潜在的相互转换和动态相互作用

况下, 海风(陆风)速度随着海陆温差的增加而增加。

任何能进一步改变海陆温差的气象因子也是气象热力因子。这包括局地辐射和云量等因子, 我们在海陆风识别一节中讨论过。气候学研究表明, 无论对于平均海陆风速度还是日环流方面, 较高水平的局地辐射和较低水平的云量都增强了海陆风的强度(Shen和Zhao, 2020; Bedoya-Valestt等, 2022)。其他因素如暖流或寒流、区域尺度全球变暖和梅雨也被认为可以通过影响海陆温差来影响海陆风的触发和速度(Shen等, 2021a)。

一项基于模式模拟的有趣研究发现, 土壤湿度也是海风渗透范围的关键决定因素(Igel等, 2018)。较高的土壤湿度可以减少陆地上的感热通量, 导致即使在正常情况下, 陆面也比海面更温暖, 从而降低了海陆温差, 并影响海陆风锋面在海风陆风转换期间加速的快慢。

另一项研究表明, 海陆风的生命周期和通风机制可能受到由热力过程触发的午后雷暴的影响。这与传统的对流系统由海陆风触发的因果观点相反。这种相互作用过程强调了海陆风与热力因子之间双向影响的复杂性(Chen等, 2014)。

(3)非气象动力因子。一个关键的非气象动力因子是表面摩擦, 它与城市化密切相关。快速城市化改变了地表特征, 导致空气动力学粗糙度增加和表面摩擦增强(Zhang等, 2019)。城市化过程中, 增强的人类活动进一步加剧了近地面湍流摩擦(Shen等, 2019)。除了直接的摩擦效应, 城市化还通过增加建筑物和基础设施的数量来间接调节海陆风环流, 这可以破坏垂直动量输送并阻碍海陆风系统内的下支气流(Shen等, 2019; Zhou等, 2021)。

在几个快速城市化的城市, 如上海、天津和科伦坡, 观测中都发现海风和陆风速度的下降趋势(见第2.2.3节)。这一观察表明, 特别是考虑到城市化的长时间跨度, 城市化引起的摩擦阻力对海陆风速度的气候学趋势起到主导性影响, 而不是对海陆风的触发频率的气候学趋势起主导性影响。另一个重要的非气象动力因子是区域地形, 它可以通过改变表面摩擦阻力来影响海陆风。例如, 山地地形增强了摩擦和阻挡效应, 从而改变了海陆风风向的日变化演变(Shen等, 2021b)。

纬度也是一个重要的非气象动力因子。Rotunno(1983)的早期经典线性模型首次确定, 由于科里奥利参数的变化, 海陆风动力过程随纬度发生根本性变化。在该模型中, 科里奥利参数(依赖于纬度)与日加热(冷却)角频率(通常为 $2\pi/\text{天}$)之间的比率决定了海陆风诱发的大气内波演化的差异。在科里奥利力较弱的低纬度地区, 海陆风更直接地与重力波的触发和传播相关, 也就是说海陆风成为其直接影响要素(Rotunno, 1983)。中国的一项观测研究证实, 在这些地区, 扰动风矢量随离岸距离表现出相位变化, 强调了重力波在海陆风动力学中的作用(Du和Rotunno, 2015)。使用非线性模型, Yan和Anthes(1986)进一步验证了纬度通过科里奥利力对海陆风产生影响。在赤道, 由于没有科里奥利力, 海陆风可以持续存在; 而在极地地区, 科里奥利力数值大, 海陆风较少见(王赐震和宋西龙, 1988)。此外, 随着纬度增加而带来的更大的科里奥利效应, 陆风的最大值将出现得更早(Yan和Anthes, 1986)。纬度(和科里奥利力)也影响海陆风环流的旋转方向并限制其向内陆的渗透(Neumann, 1977)。

(4)非气象热力因子。非气象热力因子是局地环流的重要影响因素(Li等, 2015), 因为海陆风本质上是一种局地热力环流, 与气象热力因子类似, 非气象热力因子通过影响海陆温差来影响海陆风。一个主要的非气象热力因子是地形, 特别是陆块和海岸线的尺寸和几何形状, 某些地形下(例如多面环海)会产生不止一个海风环流, 尺寸和形状决定了若干海风辐合流之间的相互作用物理

过程(Miller等, 2003)。狭窄的陆块, 如细长的半岛或小岛, 可能缺乏足够的热力强迫(热容量)来发展强大的海陆温差, 抑制了完整的海陆风环流(Xian和Pielke, 1991; Miller等, 2003)。地形对海陆风的影响在沿岸陆地表面和海洋表面之间表现出根本不同的方式, 这决定了海陆风对海上降水传播的相对重要性(Li和Carbone, 2015)。在多山的沿海地区, 山风可能与陆地上的海陆风混合, 减少了其与纯粹重力波(通常源于抬升的地形而非单独的海陆风)的关联(Mapes等, 2003; Chen和Du, 2024; Chen等, 2025)。具体来说, 在多山沿海地区, 降水传播始于沿海山风而不是海陆风, 而在开阔海洋区域, 具有强对流的类陆风信号主导了降水的传播过程(Li和Carbone, 2015)。因此, 必须将山风与海陆风一起视为传播降水的惯性重力波的触发机制(Chen和Du, 2024)。

海岸线的特征也会影响海陆风。例如, 一项基于脉冲多普勒激光雷达观测的研究发现, 如果一座小山位于平坦海岸线的内陆, 且山坡上没有明显的日温度循环, 则海陆风环流将被限制在一个小的沿海平地范围内(Banta等, 1993)。Jiang(2012)提出了一个理论模型, 阐述了海岸线几何形状如何影响海陆风环流的形态。发现直线、正弦曲线和岛屿海岸线之间的海陆风日内风向演变完全不同, 这主要是由凸型海岸线各处不同的加热率引起的扰动汇聚所造成的。

城市化是另一个影响海陆风气候学趋势和日变化的关键非气象热力因子。例如, 上海等城市的“城市加热效应”已被证明会扩大白天的海陆温差, 在气候态时间尺度上, 使得海风的逐年平均速度增加(Shen等, 2019)。同样, 在天津, 城市化引起的夜间变暖减少了陆风频率(Xiao等, 2023)。城市热岛效应也对海陆风产生巨大影响, 因为它可以增强海风环流的垂直分量并增加海风环流的深度(Yoshikado, 1992)。

气溶胶作为另一个潜在的非气象热力因子, 可以影响海陆风的气候学趋势和日变化。我们先前在上海的研究表明, 与城市化相关的气溶胶排放通过增强“阳伞效应”(即气溶胶通过气溶胶直接辐射效应衰减到达地表的局地太阳辐射)削弱了年均海风速度(Shen等, 2019)。从物理机制的角度看, 海陆温差是基于陆地和海洋表面的热容量差异, 积累太阳辐射从而发展的。减弱的太阳辐射阻碍了支持完整海陆风环流所需的海陆温差的积累, 最终要么阻止海陆风形成, 要么降低其强度。

进一步的研究强调了气溶胶对海陆风的日内不对称性影响, 这种影响因不同类型气溶胶的不同物理特性而异。例如, 在2019年澳大利亚特大火期间, 气溶胶的爆发通过减少海陆温差降低了海陆风日的频率。在白天,

所有类型的气溶胶共同作用, 通过气溶胶直接辐射效应共同减少局地短波辐射, 创造了不利于海陆风形成的海陆温差条件。在夜间, 来自野火的黑碳气溶胶吸收沿岸地表发射的长波辐射。黑碳气溶胶受热后, 它们发射向下的长波辐射, 加热沿海地区的陆地表面和海洋表面。夜间海陆温差源于陆地和海洋之间快慢不同的热量释放过程。由于其较高的热容量, 海洋在释放热量后表现出较小的冷却幅度。同时, 黑碳气溶胶的向下长波增温效应抑制了陆地和海洋表面的热量释放, 从而降低了夜间海陆温差。总气溶胶的气溶胶直接辐射效应和黑碳气溶胶的增温效应都导致了海陆温差的减少, 但是两者展现出完全不同的物理机制。除了减少海陆风日的数量外, 海陆风日内的海风/陆风速度也通过相同的机制被削弱(Shen等, 2022a)。

2.3.2 受海陆风影响的因子

据报道, 海陆风通过复杂的相互作用机制对周围的变量场产生巨大影响, 包括气象、环境和其他因子。本节从三个角度回顾有关这些效应的研究进展。

(1) 气象因子。海陆风对周围气象场的影响包括湿度、风、温度等基本气象变量, 这些变量的变化对天气现象的发展有潜在影响, 我们将逐一回顾。

湿度: 海陆风主要通过海风的水汽输送效应促进陆地上空气湿度的增加(Miller等, 2003; Bao等, 2023)。在空间上, 湿度的急剧增加通常出现在海陆风锋面的两个边缘地带(Miller等, 2003)。在时间上, 海风在最初到达后, 陆地湿度通常会持续上升超过1 h(Zhou等, 2021)。

沿海湿度与海雾形成密切相关, 因为增湿过程通常持续数小时, 为海陆风在静稳的天气条件下增强近地面雾的形成提供了充足时间(童志明等, 2017), 这理论对于沿海平流雾的形成尤其适用, 例如当海洋上的暖空气团受天气条件(如低压槽)影响移动到较冷的陆地上时。总体而言, 只要当暖湿空气与冷空气汇聚时, 就有机会形成沿海平流雾(傅刚等, 2016)。数值研究表明, 海风和陆风可以通过近岸水汽汇聚限制雾的垂直方向发展分别来加速(海风)或抑制(陆风)海雾形成, 这两者都是海陆风环流下沉支的结果(Jin等, 2022)。

风: 海陆风是沿海风场的关键组成部分(Shen等, 2021a)。我们团队的海陆风系列研究证实, 在具有“仅海陆风”的风场模态的区域, 海陆风对地面风速变化的贡献值可以达82%以上, 这意味着沿海风场的主导成分是海陆风(Shen等, 2022b)。海陆风不仅改变风速, 还可以改变局地风场分布。已经有研究发现, 当海陆风与天气尺

度风或其他局地环流(如城市热岛环流)结合时,会产生辐合带(Chen等, 2016),这些辐合带通常位于海陆风锋面附近(Zhou等, 2021)。在具有强城市热岛效应的城区,海陆风可以与城市热岛环流相互作用,从而在城市中心形成强辐合带(Freitas等, 2007)。

温度:海风从较冷的海面吹来(图1),通过简单的热力学分析就可以确认海风平流是一种有效的城市热量缓解机制(Sasaki等, 2018),通过城市内部多站点的温度观测数据集分析,确认海风可以产生的1.5–4 °C的城市地表温度衰减(Papanastasiou等, 2009; Yamato等, 2017)。最近的一项研究引入了“海风冷却能力”指标来更全面地量化这种冷却效应,该指标可以同时反映瞬时冷却效应和冷却过程的持续时间(Zhou等, 2019; Zhou等, 2021)。当海风冷却陆地时,距离对于其效应的强弱很重要。进一步研究发现,在海风渗透期间,“海风冷却能力”平均每公里减少0.7 °C h(Zhou等, 2019)。城市中心的地表温度日变化和空气的三维热力结构也会因海风而改变(Yamamoto和Ishikawa, 2020; Zhou等, 2021)。相反,海风环流使沿岸海表面空气温度变暖,这是通过其返回流从城市中心带来温暖干燥的空气而实现的(Shen等, 2024)。

有趣的是,海陆风引起的湿度和温度改变可能潜在地影响海雾的演变。如前所述,海风就像“湿度输送管”,通过潮湿空气输送促进平流雾的生成和发展。除了平流雾,海风还可以促进沿海辐射雾的形成。海风通过区域平流冷却陆面,这在机制上类似于上述回顾的“海风冷却能力”效应。在高湿度条件下,地表辐射冷却效应将增强,这有利于沿海辐射雾的形成(高雅等, 2024)。海风流的浅薄特性,加上低层冷却,加速了低层逆温层的形成,这创造了有利于海雾发展甚至延长海雾生命周期的稳定大气层结(杨悦和高山红, 2015)。辐射雾在森林中更常见,因为自然环境的高湿度促进了地表辐射冷却和

进一步雾的形成(王元等, 2021)。这就是为什么森林砍伐与雾日数减少有关(宫世贤和凌升海, 1996)。从物理机制角度分析,海风通过“海风冷却能力”效应增强沿海森林的地表辐射冷却,加强了稳定的大气层结,并促进了水汽输送。在某些情况下,海风对平流雾和辐射雾的影响可以同时发生,这本质上都是通过海风对湿度和温度造成变化而实现的。海雾涉及海洋和陆地边界之间的相互作用,范围横跨沿岸陆地和海洋。在沿岸陆地上空,海风将水汽输送到沿岸内陆,有利于海雾形成。相反,在邻近的沿岸海洋区域上空,源自陆地上的海风环流返回流的下沉支施加了增温和干燥效应,抑制了海面上海雾的发展。在这种机制下,这种双重作用给海陆风对沿海海雾空间范围的总体效应带来了不确定性(Jin等, 2022)。值得注意的是,此处特意使用“潜在效应”:海雾可以覆盖广泛区域,而海陆风的影响仅限于有限的沿岸区域。在覆盖有限区域的沿海海雾个例中,海陆风的效应将变得相对重要,而大范围海雾发展演变的主导因素仍然是天气尺度系统引起的广泛的、大范围的热力平流(冷暖平流)(傅刚等, 2016; 高雅等, 2024)。为使其清晰,图4提供了这些机制的简明示意图。

降水:通过“山地-平原-螺线管”机制,海陆风在动态发展的过程中组织沿海对流系统的发生发展,从而形成降水的日内传播(DPP)——这是一种在先前研究中得到充分记录的现象(Li和Carbone, 2015; Zhu等, 2017)。该主题的一项开创性研究提供了关于驱动DPP的重力波机制的基础性见解,揭示了当海风环流盛行时,海风环流在驱动夜间离岸对流的作用过程并非简单地和陆风环流类似而是与其恰好相反,并且存在更深厚和更暖的边界层(Mapes等, 2003)。进一步的研究详细阐述了海陆风在DPP中的作用。Chen等(2012)提出,由科里奥利力引起的低层风(包括海陆风)的日内顺时针旋转可能导致日

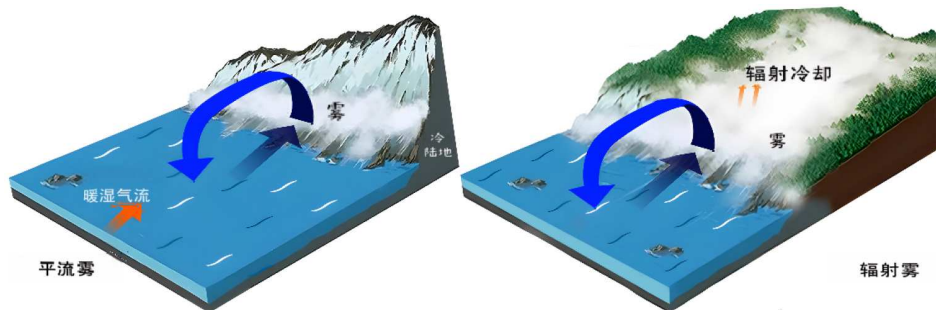


图4 海风对常见沿海海雾(包括平流雾和辐射雾)增强作用的机制示意图。对于平流雾,海风促进了远处暖湿气团与区域冷空气团的混合。对于辐射雾,海风将环流循环范围内的海面空气输送到陆地,从而对陆面产生冷却效应,在此过程中地表辐射冷却效应得到增强。本质上,海风对沿岸海雾的增强作用是通过改变湿度和温度这两个基本气象因子实现的。注意海陆风对海雾的影响通常局限于沿岸地带,并且主要在大尺度天气系统强迫较弱时显现

内降雨相位的东向延迟。DPP由近岸重力波促成，其启动和传播受海陆风行为的调控，特别是伴随海风环流的对流对近岸重力波可以产生巨大影响(Du和Rotunno, 2018; Du等, 2024)。在较高纬度，离岸雨带传播的特点是降水较弱且日循环较不明显，这是由于背景风场的平流效应抑制了惯性重力波并困住了海陆风环流使得其位置相对固定(Fang和Du, 2022)。除了DPP，海陆风在沿海地区的日内降水强度循环中起着至关重要的作用。高分辨率卫星风速和降雨观测表明，由重力波引起的表面风辐合最大值先于降雨最大值约一小时，强调了海陆风在日内降水强度循环中的强迫作用(Kilpatrick等, 2017)。另一项研究发现，海陆风对日内降水强度循环的影响在很大程度上取决于背景风场的强度。强背景风场可以抑制由海陆风触发的具有对称传播模式的热力性降水(降水由于热力因素强迫触发)，将降水循环的主导控制权转移给大尺度机械因素强迫。不同背景风场下的差异可归因于海陆风激发的重力波的区别(Aoki和Shige, 2024)，正如我们提到的，海陆风环流完整性可能被强背景风场破坏，所伴随的重力波自然有很大区别。

与海风的冷却效应不同，陆风对降水传播的影响在较高纬度更大。海陆风系统在较高纬度时缺乏伴随而言的局地惯性重力波(Houze等, 1981; Tulich和Mapes, 2008; Vincent和Lane, 2016)，因此在那里它导致降水系统以较低的速度(3–7 m/s)和较短的距离(~100 km)传播。在较低纬度，陆风与背景低层西风相互作用形成低层辐合，这成为夜间离岸对流雨传播的主要驱动因子(Bai等, 2021)。

除了影响日内降水强度循环和日内降水传播(日内降水雨带传播)外，海陆风通过其“对流增强效应”影响降水强度，这主要适用于对流性降水。在岛屿地形背景条件下，当来自岛屿不同侧的海风锋面碰撞时，降水迅速增强并在下午达到峰值(Zhu等, 2017)。海风锋面的动力抬升效应触发并增强了瞬时降水(Chen等, 2016)。冷却的海风锋面使得暖空气快速爬升以促进对流积云的发展，从而形成内部对流性更强的积云。发展良好的积云通常可以导致强降水，但通常是局地性、短时间的降水事件(Hahn等, 2025)。总之，当有足够水汽时，海风有可能导致短时极端降水。

其他区域环流和边界层：除了上述基本气象变量，海陆风还可以影响其他区域气象变量，如区域环流和边界层。尽管海陆风与城市热岛之间的相互作用具体物理过程仍具有不确定性，至少有一点可以确定：海陆风可以改变城市热岛模式。例如，在纽约的一个观测试验发现，春季和夏季的海风常常减少城市热岛强度或将其向

内陆位移，有时位移距离可达10 km(Gedzelman等, 2003)。然而，模式模拟表明，海风环流和城市热岛环流可以重叠并相互作用，通过共享的上游气流彼此加强两个系统(苗曼倩和唐有华, 1998; 苗世光, 2014)。

中国研究人员发现，海陆风可以通过海风减少白天城市热岛强度和陆风增加夜间城市热岛强度的作用来增加城市热岛强度的日变化(陈春雨等, 2020)。海风也可以导致城市热岛向内陆移动(Dandou等, 2009)。最近的一项研究强调了海陆风类型对城市热岛的重要影响(Shang等, 2024)，研究表明最强的城市热岛发生在理想型海风环流的影响下，此时海风的方向几乎垂直于海岸线。

海陆风也与对流内部边界层的高度密切相关，也称为热内部边界层(Hsu, 1988)。观测试验发现，通常对流内部边界层高度随着内陆离海岸距离的增加而增加，这从侧面强调了海风在发展对流内部边界层中的重要作用(Miller等, 2003)。对流内部边界层随着海风持续向内陆移动并吸收地表热量而增加，垂直空气运动因对流性气流的存在而加剧。随着海风在内陆渗透过程中强度衰减，对流内部边界层的增长速度将减慢。这些详细的物理过程表明海风对于对流内部边界层的高度分布有显著影响，尽管其他因素如风切变和背景风场的速度在其演变中也扮演重要角色(Miller等, 2003)。考虑到海陆风对气象因子的作用面非常广且作用的结果多样，我们在表5中总结了一些最重要的近期发现。

(2)环境因子。海陆风长期以来被认为是塑造局地大气环境的关键影响因素。其作用可分为两个主要方面：海陆风对大气环境的孤立影响，以及其与其他局地环流(如城市热岛环流和谷风)的共同作用在调节大气环境条件中的作用。

海陆风对大气环境的孤立影响：关于其孤立效应，国内外学界已进行了广泛的研究，以努力阐明海陆风对传输气溶胶或气体污染物并改变区域污染分布形势的机制。这些研究采用了观测和模拟方法。研究发现，海风调节空气污染的一种直接机制是直接通过海风气流或锋后涡旋输送污染物，将污染物重新导向下风向(Miller等, 2003; Shen和Zhao, 2020)。海风影响的另一种模式是通过对流输送再循环，对局地大气污染物空间分布产生影响(Ding等, 2004)。陆风和海风具有类似情况，在弱或风向一致的背景风场条件下，陆风将促进源自内陆的空气污染向沿海区域进行输送(Chen等, 2009; Wagner等, 2012)。值得注意的是，无论是由海风还是陆风，污染物往往在海陆风和背景风场的辐合区域积聚，特别是在海陆风的下风向的辐合区。因此，在海陆风和大气污染同

表5 根据近期参考文献总结的海陆风对气象因子的影响

气象因子	陆风	海风	海陆风
基本变量气象因子	湿度	-	+
	风		√
	温度		+
	降水	√	+
其他变量气象因子	城市热岛	+/- √	
	边界层	√	

a) 注意海陆风的影响将分为三类, 包括陆风、海风和海陆风整体(表格中标记为“海陆风”)的影响。如果参考文献明确确认海陆风对这些变量的影响是独立由陆风(海风)实现的, 则该影响将归类于陆风(海风)列。海陆风列表示海陆风作为一个整体对这些变量产生影响。“+”和“-”图标分别表示该风将增加和减少这些变量, 而“√”图标表示这些变量的变化与陆风(海风/海陆风)密切相关, 例如这些变量的日变化或位置, 但陆风(海风/海陆风)对它们的量级没有明确的增加或减少效应

时存在时, 往往导致沿岸地带气态和气溶胶污染物的空间分布极其不均(Bouchlaghem等, 2007; Wagner等, 2012; 李青春等, 2019)。

此外, 海陆风环流不仅包括位于地球表面的海风或陆风水平气流, 还包括热力性质的垂直流(垂直热羽流), 后者受太阳辐射强度影响并对地面污染产生额外影响。一项数值研究显示, 在中等太阳辐射下, 垂直热羽流在海风初始阶段特别强, 主要将污染物输送到上层大气(Xu等, 2024)。从三维角度考虑, 海陆风系统的另一个重要组成部分, 海风锋面, 通过其中的强湍流改变污染物的垂直分布, 甚至能将PM₁₀垂直输送到约1000 m的高度(Chen等, 2009)。

对流内部边界层是当凉爽海洋空气向内陆渗透并传导地表热量时形成的一种现象, 它代表了海风控制空气污染的另一种直接机制。虽然名字中带有“对流”, 但是对流内部边界层的形成会显著阻碍大气的垂直混合(对流内部边界层在形成后, 海风的冷却作用已经使得下层大气冷于上层大气, 也就是局地形成了逆温层), 将局地生成的污染物困在浅表层内, 从而导致污染事件的发生(Barbato, 1975)。海风对沿海城市中心主要污染物(如臭氧、气态汞和二次有机气溶胶)的日变化具有直接影响。在长江三角洲开展的一项观测研究表明, 地面臭氧的日变化与海陆风从陆风风向海风风向的转换过程同步, 也与沿海低空急流引发的湍流活动所主导的垂直混合过程同步(Zhao等, 2022)。中国南部沿海地区的观测数据显示, 在海陆风日臭氧的日变化幅度会增强(Hu等, 2019)。相似的情况还有: 海陆风促使陆源排放的气态汞向沿岸地带再循环, 导致海陆风日出现更高的污染峰值(Nie等, 2020)。

海陆风在有机气溶胶的日变化中也起着关键作用,

包括其浓度和每日的化学转化过程, 其影响可能存在季节性差异。在春季海风盛行期间, 单萜二次有机气溶胶更容易发生气溶胶老化过程(Zhang等, 2023)。此外, 日内的陆风/海风反转过程可能增强整体颗粒物污染中老化组分比例(Cass和Shair, 1984; Lo等, 2006)。相反, 在陆风盛行期间, 当单萜一次气溶胶的占比较高时, 陆风环流往往可以带来更新鲜的单萜二次有机气溶胶(Zhang等, 2023)。

海陆风能够进一步影响颗粒物污染的化学组成。例如, 在海陆风日, 非难熔性亚微米粒子(NR-SP)的特点是其中有机气溶胶的占比高, 在海风盛行时期主要包含更多氧化的含氧有机气溶胶。这归因于海陆风日强紫外线辐射(云量少, 促进海陆风形成)和高氧化剂含量所导致的光化学反应加剧(Chen等, 2023)。此外, 在海陆风(SLB)条件下, 温度/湿度波动和边界层环流等有利条件会促进二次气溶胶(SAs)的形成, 从而导致其浓度升高(Augustin等, 2020)。

海陆风对大气环境的共同影响: 当考虑海陆风与其他局地环流共同作用对大气环境产生影响时, 背景风场的影响需要首先关注。海陆风与背景风场方向的一致性决定了局地风场对污染物是扩散或是聚集作用。研究表明, 离岸背景风场与海风共同形成的输送作用会使二者交汇区成为污染物积聚区(Gaza, 1998; Wagner等, 2012)。反之, 当陆风与背景风场同向时则不会形成交汇区, 污染物会从陆地向沿海海面输送(Chen等, 2009)。此外, 若背景风场强度适中, 海风环流与城市热岛环流的耦合作用会导致交汇区域近地面污染浓度显著上升(Yoshikado和Tsuchida, 1996)。在稳定天气条件下, 山谷风和海陆风也可以共同存在, 相关研究也报道过类似发现(李青春等, 2019)。

(3) 其他因子。海陆风因其对沿岸海陆表面的共同作用, 也会影响海洋相关要素。最新研究证实了海陆风在近海岸海气湍流热通量的季节变化中的重要作用(Shen等, 2024)。具体而言, 海陆风对海气感热和潜热输送的贡献度夏季最大, 冬季最小。海陆风对海表面大气的增温效应是导致海陆风日感热通量减少的主要原因。此外, 海风会驱动沿海海域表层下方的日间上升海流(Woodson等, 2007)。作为渔业和风力发电设施的常见布设区域, 沿海海域的海流结构和风场结构深受海陆风的影响, 这使得该现象对渔业生产和风能利用都具有重要意义(陈彬和于恩洪, 1989; Woodson等, 2007)。

为使上述论述更清晰, 我们在图5中汇总整理了受海陆风影响最显著的各类代表性要素。

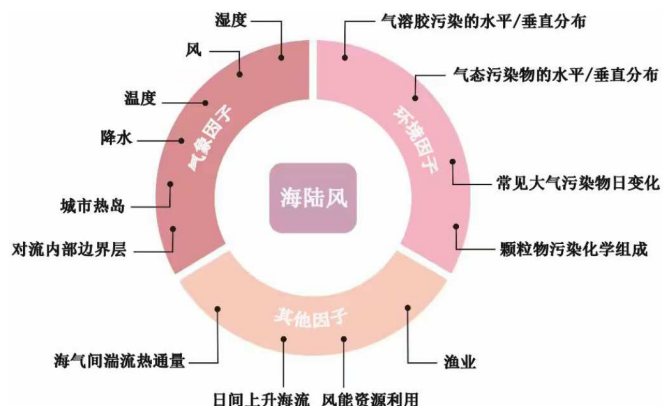


图5 根据主要内容中提到的参考文献而总结的受海陆风影响的因子

3 进展总结与未来挑战

鉴于海陆风在多尺度系统相互作用中的关键作用，更深入地理解海陆风对于推进全球沿海气候变化研究至关重要。本研究概述了从古至今海陆风研究的主要进展，主要发现如下。

(1)海陆风识别。海陆风的识别仍然是该领域的核心问题，近期诸多研究讨论了各种方法，更新后的方法论反映了数据源和观测技术的进步。在古代，人们基于对风的直接感官经验来识别海陆风，没有深入考虑“感觉到的风”的组成。在现代研究中，海陆风识别通常基于多个基本气象变量的组合，包括风速、风向、盛行风持续时间、气压、温差和云量等。结合这些关键变量的综合指数也被使用。仪器的进步极大地推动了海陆风识别，数据源从气象气球发展到多普勒雷达，从手动风记录发展到现代自动气象站。这些进步为海陆风观测提供了更高分辨率和更多维度的数据。

(2)海陆风观测。现有研究在海陆风观测方面取得了相当大的进展，包括观测地点数量的增加、观测周期的延长以及观测指标范围的扩大。海陆风观测现在覆盖了大多数大陆，重点在中低纬度地区，而高纬度研究则相对有限。自动气象站的应用范围已从陆地扩展到沿海海面，城市区域通过布设多个相邻站点对海陆风在其渗透范围内的内部特征进行协同观测，从而获得更精细的海陆风二维特征。自动气象站与批量识别方法的运用不仅延长了观测周期，还将观测指标拓展至海陆风发生频率、环流高度、海风渗透距离及日变化周期等多方面。

(3)海陆风相互作用因子。海陆风相互作用因子主要从两个角度进行了探索：影响海陆风的因子和受海陆风影响的因子。气象和非气象因子在影响海陆风的触发、时空结构和气候学趋势方面都扮演着重要角色，非气象

因子主要影响后两个方面。反之，海陆风在不同时间尺度上可以显著影响气象、环境和其他因子，包括它们的瞬时状况、日变化和气候学趋势，例如海陆风导致的湿度和温度等基本气象因子的变化很可能对海雾的形成和强度产生影响。

海陆风研究已经取得了很大进展；然而，现阶段仍然存在相当大的挑战。这些挑战包括但不限于以下问题。

(1)海陆风观测的时空局限性。在时间维度上，现有海陆风观测研究中仍有相当部分依赖时间分辨率低于一小时的数据。这种低时间分辨率的数据可能掩盖海陆风关键的日变化特征，例如伴随海风和陆风的极大风发生时间点、海风陆风转换的确切时间点以及海风陆风盛行持续时间等。此外，基于可靠的逐小时观测数据的海陆风气候学研究仍然有限。现有气候学研究主要集中于亚洲和欧洲的少数大型沿海城市，其他地区特别是中小城市及乡村区域的研究存在明显空白。

空间维度上，现有研究多聚焦于海陆风环流的近地分支(即可监测的海风或陆风)。但海陆风实质上是包含上升运动、下沉运动及高空返回流组成的闭合环流系统。目前对海陆风垂直分量及返回流分量的研究显著缺乏，这需要借助先进雷达系统来解析其三维结构。同时，大多数海陆风气候趋势研究基于中低纬度地区观测数据(图2)，针对高纬度地区(特别是对全球气候变化敏感的北极区域)的研究极为匮乏。

(2)气溶胶对海陆风动力过程的作用需深入探究。如前所述，驱动海陆风的核心动力——海陆温差——主要受局地太阳辐射调控。现有研究已探讨云量、天气形势及下垫面特性等辐射相关因子如何通过改变海陆温差来调节海陆风。我们前期的研究分别考察了总气溶胶和黑碳气溶胶通过气溶胶直接辐射强迫效应和长波增温效应产生的辐射强迫作用对海陆风的影响(Shen等, 2019; Shen等, 2022a)。在某些沿海区域，气溶胶直接辐射强迫的量级可与云辐射强迫相当(Li等, 2010)，这凸显了气溶胶对海陆风演变过程影响的重要意义。尽管初步研究揭示了气溶胶直接辐射强迫对海陆风的宏观作用(基于宏观的简化的物理机制分析)，但这些研究尚未完全分离云与气溶胶分别对局地太阳辐射的量化影响，从而分别量化讨论两者对海陆风演变的具体作用。另外，海陆风的直接驱动因子——海陆温差和局地太阳辐射之间的量化关系也未深入探究。未来研究需通过控制变量，在确定云辐射强迫不变的情况下，重点分离出气溶胶直接辐射强迫对海陆风的影响并进行量化分析。上述研究前景同样适用于通过探究黑碳气溶胶的长波增温效应对海陆风的影响——鉴于长波增温效应在夜间更为显著，应加

强对夜间陆风场景下黑碳气溶胶的观测与模拟实验。

除气溶胶直接辐射强迫和长波增温效应外,气溶胶还可通过微物理过程(特别是气溶胶-云相互作用)调节局地辐射,从而进一步影响海陆风。气溶胶浓度增加会改变云属性(如云滴有效半径、数浓度乃至云生命周期),从而影响地表辐射的时空分布。具体涉及两大机制:其一是通过增加云凝结核提高云反照率的“Twomey效应”;其二是通过增加云凝结核使得云滴尺寸减小而延长云生命周期的“Albrecht效应”。局地辐射时空分布的变化会进一步影响海陆风的直接驱动因子——海陆温差,而由气溶胶-云相互作用引起的云变化还可能影响海陆风的其他制约因素(如大气垂直热力结构及区域内观测风场等)。这些过程涉及复杂物理机制,需要获取更多海陆风个例发生时的实时云观测数据。总之,气溶胶通过气溶胶直接辐射强迫、长波增温效应和气溶胶-云相互作用等途径对海陆风系统的气候趋势和日变化的影响亟待深入研究。

参考文献

- 陈彬,于恩洪. 1989. 渤海湾西部海陆风的天气气候特征. 海洋通报, 8: 23–29
- 陈春丽,叶栋水,邱新法,等. 2020. 晋江市海陆风对城市热岛的影响. 气象科学, 40: 257–263
- 范永娇,封学军,苑帅,等. 2019. 基于ANP-GRA的绿色港口评价研究. 中国港湾建设, 39: 69–73
- 傅刚,李鹏远,张苏平,等. 2016. 中国海雾研究简要回顾. 气象科技进展, 6: 20–28
- 高佳琦. 2011. 渤海西部海陆风识别方法及其时空分布特征研究. 硕士学位论文. 南京: 南京信息工程大学. 1–61
- 高佳琦,苗峻峰,许启慧. 2013. 海陆风识别方法研究进展. 气象科技, 41: 97–102
- 高雅,刘端阳,严殊祺,等. 2024. 黄海滨海地区海陆风对强浓雾生消及爆发性增强的影响. 中国科学: 地球科学, 54: 451–468
- 官世贤,凌升海. 1996. 西双版纳雾在减少. 气象, 22: 10–14
- 黄梅丽,苏志,周绍毅. 2005. 广西海陆风的地面气候特征分析. 广西气象, 26(增刊): 21–23
- 李敏,封学军,蒋柳鹏,等. 2021. 基于灰色关联和模糊物元的几内亚湾区域综合竞争力评价. 中国港湾建设, 41: 66–71
- 李青春,李炬,郑祚芳,等. 2019. 冬季山谷风和海陆风对京津冀地区大气污染分布的影响. 环境科学, 40: 513–524
- 刘树华,刘振鑫,李炬,等. 2009. 京津冀地区大气局地环流耦合效应的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 39: 88–98
- 刘玉彻,杨森. 2007. 大连金州地区海陆风特征分析. 气象与环境学报, 23: 25–28
- 苗世光. 2014. 城市热岛和海风环流相互作用的数值模拟研究进展. 大气科学学报, 37: 521–528
- 苗曼倩,唐有华. 1998. 长江三角洲夏季海陆风与热岛环流的相互作用及城市化的影响. 高原气象, 17: 280–289
- 邱晓暖,范绍佳. 2013a. 自动气象站资料在海陆风等局地环流研究中的应用. 中山大学学报(自然科学版), 52: 133–136
- 邱晓暖,范绍佳. 2013b. 海陆风研究进展与我国沿海三地海陆风主要特征. 气象, 39: 186–193
- 童志明,施萧,冯箫. 2017. 一次海风锋天气过程分析与数值模拟. 气象与环境科学, 40: 109–114
- 王赐震,宋西龙. 1988. 山东半岛北部沿海的海陆风. 海洋学报, 10: 678–686
- 王元,牛生杰,陆春松,等. 2021. 西双版纳热带雨林地区冬季辐射雾理化特征的观测研究. 中国科学: 地球科学, 51: 2098–2111
- 吴增茂. 1989. 渤海南岸海陆风个例分析及判别. 海洋与湖沼, 20: 87–91
- 徐金辉,郭锦钊,梁汉民. 1992. 广东沿海地区海陆风特征及其分布规律. 气象科学, 12: 188–199
- 薛德强,郑全零,钱喜镇,等. 1995. 龙口的海风及其影响. 海洋湖沼通报, 3: 1–9
- 杨萍,许小峰,王志强. 2021. 气候学发展历程的回顾与若干启示. 大气科学, 45: 1249–1258
- 杨悦,高山红. 2015. 黄前海雾天气特征与逆温层成因分析. 中国海洋大学学报(自然科学版), 45: 19–30
- 姚振东,余勇,王福增,等. 2019. 高空气象探测原理与方法. 北京: 科学出版社. 124
- 于恩洪,陈彬,白玉荣. 1987. 渤海湾西部海陆风的空间结构. 气象学报, 45: 379–381
- Arriitt R W. 1992. Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. *J Appl Meteor*, 32: 116–125
- Augustin P, Billet S, Crumeyrolle S, et al. 2020. Impact of sea breeze dynamics on atmospheric pollutants and their toxicity in industrial and urban coastal environments. *Remote Sens*, 12: 648
- Aoki S, Shige S. 2024. Control of low-level wind on the diurnal cycle of tropical coastal precipitation. *J Clim*, 37: 229–247
- Azarin-Molina C, Chen D. 2009. A climatological study of the influence of synoptic-scale flows on sea breeze evolution in the Bay of Alicante (Spain). *Theor Appl Climatol*, 96: 249–260
- Azarin-Molina C, Lopez-Bustins J. 2008. An automated sea breeze selection technique based on regional sea-level pressure difference: WeMOi. *Int J Climatol*, 28: 1681–1692
- Azarin-Molina C, Sanchez-Lorenzo A, Calbo J. 2009. A climatological study of sea breeze clouds in the southeast of the Iberian Peninsula (Alicante, Spain). *Atmósfera*, 22: 33–49
- Azarin-Molina C, Chen D, Tijn S, et al. 2011a. A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *Int J Climatol*, 31: 468–486
- Azarin-Molina C, Tijn S, Chen D. 2011b. Development of selection algorithms and databases for sea breeze studies. *Theor Appl Climatol*, 106: 531–546
- Bai H, Deranadayan G, Schumacher C, et al. 2021. Formation of nocturnal offshore rainfall near the west coast of Sumatra: Land breeze or gravity wave? *Mon Weather Rev*, 149: 715–731
- Banta R M, Olivier L D, Levinson D H. 1993. Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed Doppler Lidar. *J Atmos Sci*, 50: 3959–3982
- Bao S, Pietrafesa L, Gayes P, et al. 2023. Mapping the spatial footprint of sea breeze winds in the southeastern United States. *J Geophys Res-Atmos*, 128: e2022JD037524
- Barbato J P. 1975. The sea breeze of the Boston area and its effect on the urban atmosphere. Doctoral Dissertation. Boston: Boston University
- Bedoya-Valestt S, Azarin-Molina C, Gimeno L, et al. 2022. Opposite trends of sea-breeze speeds and gusts in Eastern Spain, 1961–2019. *Clim Dyn*, 60: 2847–2869
- Borne K, Chen D, Nunez M. 1998. A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. *Int J Climatol*, 18: 901–914
- Bouchlaghem K, Mansour F B, Elouragini S. 2007. Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast. *Atmos Res*, 86: 162–172
- Buckley R L, Kurzeja R J. 1997. An observational and numerical study of the nocturnal sea breeze. Part I: Structure and circulation. *J Appl Meteor*, 36: 1577–1598

- Carbone R E, Wilson J W, Atlas D, et al. 1978. Proof of Principle: Doppler Radar Observation of Sea Breeze Depth. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-38
- Case J L, Manobianco J, Lane J E, et al. 2004. An objective technique for verifying sea breezes in high-resolution numerical weather prediction models. *Wea Forecast*, 19: 690–705
- Case J L, Wheeler M M, Manobianco J, et al. 2005. A 7-yr climatological study of land breezes over the Florida spaceport. *J Appl Meteor*, 44: 340–356
- Cass G R, Shair F H. 1984. Sulfate accumulation in a sea breeze/land breeze circulation system. *J Geophys Res*, 89: 1429–1438
- Chen G, Sha W, Iwasaki T, et al. 2012. Diurnal variation of rainfall in the Yangtze River Valley during the spring-summer transition from TRMM measurements. *J Geophys Res*, 117: D06106
- Chen T C, Yen M C, Tsay J D, et al. 2014. Impact of afternoon thunderstorms on the land-sea breeze in the Taipei Basin during summer: An experiment. *J Appl Meteor Climatol*, 53: 1714–1738
- Chen X C, Zhang F Q, Zhao K. 2016. Diurnal variations of the land-sea breeze and its related precipitation over south China. *J Atmos Sci*, 73: 4793–4815
- Chen X L, Feng Y R, Li J N, et al. 2009. Numerical simulations on the effect of sea-land breezes on atmospheric haze over the Pearl River Delta region. *Environ Model Assess*, 14: 351–363
- Chen Y, Yang C, Xu L, et al. 2023. Variations of chemical composition of NR-PM₁ under the influence of sea land breeze in a coastal city of Southeast China. *Atmos Res*, 285: 106626
- Chen Z, Du Y. 2024. The influence of topography on the diurnal rainfall propagation in the Bay of Bengal. *J Atmos Sci*, 81: 1019–1032
- Chen Z, Du Y, Vincent C, et al. 2025. Influence of coastal topography on offshore diurnal rainfall propagation dynamics: A linear gravity wave model approach. *J Atmos Sci*, in press
- Chiba O, Kobayashi F, Naito G, et al. 1999. Helicopter observations of the sea breeze over a coastal area. *J Appl Meteor*, 38: 481–492
- Clarke R H. 1984. Colliding sea-breezes and the creation of internal atmospheric bore waves: Two-dimensional numerical studies. *Aust Meteorol Mag*, 32: 207–226
- Dandou A, Tombrou M, Soualakellis N. 2009. The influence of the city of athens on the evolution of the sea-breeze front. *Bound-Layer Meteorol*, 131: 35–51
- Ding A, Wang T, Zhao M, et al. 2004. Simulation of sea-land breezes and a discussion of their implications on the transport of air pollution during a multi-day ozone episode in the Pearl River Delta of China. *Atmos Environ*, 38: 6737–6750
- Du Y, Rotunno R. 2015. Thermally driven diurnally periodic wind signals off the east coast of China. *J Atmos Sci*, 72: 2806–2821
- Du Y, Rotunno R. 2018. Diurnal cycle of rainfall and winds near the south coast of China. *J Atmos Sci*, 75: 2065–2082
- Du Y, Rotunno R, Zhang F. 2019. Impact of vertical wind shear on gravity wave propagation in the land-sea-breeze circulation at the equator. *J Atmos Sci*, 76: 3247–3265
- Du Y, Rotunno R, Chen Z, et al. 2024. A linear theory for periodic convectively forced gravity waves near a coastline. *J Atmos Sci*, 81: 1271–1288
- Eager R E, Raman S, Wootten A, et al. 2008. A climatological study of the sea and land breezes in the Arabian Gulf region. *J Geophys Res*, 113: D15106
- Fang J, Du Y. 2022. A global survey of diurnal offshore propagation of rainfall. *Nat Commun*, 13: 7437
- Ferdiansyah M R, Inagaki A, Kanda M. 2020. Detection of sea-breeze inland penetration in the coastal-urban region using geostationary satellite images. *Urban Clim*, 31: 100586
- Fichet A D, Quénol H, Planchon O, et al. 2010. Analysis of local wind systems in the Caen region (Lower Normandy, France). *Int J Climatol*, 30: 406–417
- Finkele K, Hacker J M, Kraus H, et al. 1995. A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations. *Bound-Layer Meteorol*, 73: 299–317
- Freitas E D, Rozoff C M, Cotton W R, et al. 2007. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound-Layer Meteorol*, 122: 43–65
- Fu G, Yu J, Zhang Y, et al. 2011. Temporal variation of wind speed in China for 1961–2007. *Theor Appl Climatol*, 104: 313–324
- Furberg M, Steyn D G, Baldi M. 2002. The climatology of sea breezes on Sardinia. *Int J Climatol*, 22: 917–932
- Garratt J R, Physick W L. 1985. The inland boundary layer at low latitudes: II Sea-breeze influences. *Bound-Layer Meteorol*, 33: 209–231
- Gaza R S. 1998. Mesoscale meteorology and high ozone in the northeast United States. *J Appl Meteorol*, 37: 961–977
- Gedzelman S D, Austin S, Cermak R, et al. 2003. Mesoscale aspects of the urban heat island around New York City. *Theor Appl Climatol*, 75: 29–42
- Hadi T W, Horinouchi T, Tsuda T, et al. 2002. Sea-breeze circulation over Jakarta, Indonesia: A climatology based on boundary layer radar observations. *Mon Weather Rev*, 130: 2153–2166
- Hall C D. 1954. Forecasting the lake breeze and its effects on visibility at Chicago midway airport. *Bull Am Meteorol Soc*, 35: 105–111
- Hahn T, Wang D, Chen J, et al. 2025. Evaluating sea breezes and associated convective cloud evolution in the model gray zone. *J Geophys Res-Atmos*, 130: e2024JD042586
- Hann J Von. 1890. On the diurnal variation of wind velocity over the sea and coasts. *Meteorol Z*, 7: 401–409
- Houze R A, Geotis S G, Marks F D, et al. 1981. Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon Weather Rev*, 109: 1595–1614
- Hsu S A. 1988. *Coast Meteorology*. San Diego: Academic Press. 260
- Hu B, Liu T, Yang Y, et al. 2019. Characteristics and formation mechanism of surface ozone in a coastal island of southeast China: Influence of sea-land breezes and regional transport. *Aerosol Air Qual Res*, 19: 1734–1748
- Huang Y, Li S, Zhu Y, et al. 2025. Increasing sea-land breeze frequencies over coastal areas of China in the past five decades. *Geophys Res Lett*, 52: e2024GL112480
- Igel A L, van den Heever S C, Johnson J S. 2018. Meteorological and land surface properties impacting sea breeze extent and aerosol distribution in a dry environment. *JGR Atmos*, 123: 22–37
- Jehn K H. 1973. *A Sea Breeze Bibliography*. Technical Report. Atmospheric Science Group of the College of Engineering. University of Texas
- Jiang Q. 2012. A linear theory of three-dimensional land-sea breezes. *J Atmos Sci*, 69: 1890–1909
- Jin G, Gao S, Shi H, et al. 2022. Impacts of sea-land breeze circulation on the formation and development of coastal sea fog along the Shandong Peninsula: A case study. *Atmosphere*, 13: 165
- Khan B, Abualnaja Y, Al-Subhi A M, et al. 2018. Climatology of sea breezes along the Red Sea coast of Saudi Arabia. *Int J Climatol*, 38: 3633–3650
- Kilpatrick T, Xie S, Nasuno T. 2017. Diurnal convection-wind coupling in the Bay of Bengal. *JGR Atmos*, 122: 9705–9720
- Kottmeier C, Palacio-Sese P, Kalthoff N, et al. 2000. Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *Int J Climatol*, 20: 1791–1808
- Kozo T L. 1979. Evidence for sea breezes on the Alaskan Beaufort Sea Coast. *Geophys Res Lett*, 6: 849–852
- Kozo T L. 1982. An observational study of sea breezes along the Alaskan Beaufort Sea Coast: Part I. *J Appl Meteor*, 21: 891–905

- Lee H D P. 1952. Aristotle VII Meteorologica. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press. 432
- Li M, Mao Z, Song Y, et al. 2015. Impacts of the decadal urbanization on thermally induced circulations in eastern China. *J Appl Meteor Climatol*, 54: 259–282
- Li Y, Carbone R E. 2015. Offshore propagation of coastal precipitation. *J Atmos Sci*, 72: 4553–4568
- Li Z Q, Lee K, Wang Y, et al. 2010. First observation-based estimates of cloud-free aerosol radiative forcing across China. *J Geophys Res*, 115: D00K18
- Liu Y, Zhou L, Qin Y, et al. 2024. Impacts of anemometer changes, site relocations and processing methods on wind speed trends in China. *Atmos Meas Tech*, 17: 1123–1131
- Lo J C F, Lau A K H, Fung J C H, et al. 2006. Investigation of enhanced cross-city transport and trapping of air pollutants by coastal and urban land-sea breeze circulations. *J Geophys Res*, 111: D14104
- Lyons W A. 1972. The climatology and prediction of the Chicago lake breeze. *J Appl Meteor*, 11: 1259–1270
- Mapes B E, Warner T T, Xu M. 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Mon Weather Rev*, 131: 830–844
- McKendry I, Roulet N. 1994. Sea breezes and advective effects in southwest James Bay. *J Geophys Res*, 99: 1623–1634
- Miao J F, Wyser K, Chen D, et al. 2009. Impacts of boundary layer turbulence and land surface process parameterizations on simulated sea breeze characteristics. *Ann Geophys*, 27: 2303–2320
- Miller S T K, Keim B D, Talbot R W, et al. 2003. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Rev Geophys*, 41: 1011
- Neumann J. 1977. On the rotation rate of the direction of sea and land breezes. *J Atmos Sci*, 34: 1913–1917
- Nie X, Mao H, Li P, et al. 2020. Total gaseous mercury in a coastal city (Qingdao, China): Influence of sea-land breeze and regional transport. *Atmos Environ*, 235: 117633
- Ohashi Y, Kida H. 2002. Observational results of the sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka Urban Area. *J Meteorol Soc Jpn*, 79: 949–955
- Papanastasiou D K, Melas D, Bartzanas T, et al. 2009. Temperature, comfort and pollution levels during heat waves and the role of sea breeze. *Int J Biometeorol*, 54: 307–317
- Prezerakos N G. 1986. Characteristics of the sea breeze in Attica, Greece. *Bound-Layer Meteorol*, 36: 245–266
- Prtenjak M T. 2003. Main characteristics of sea/land breezes along the eastern coast of the Northern Adriatic. *Geofizika*, 20: 75–92
- Prtenjak M T, Grisogono B. 2007. Sea/land breeze climatological characteristics along the northern Croatian Adriatic coast. *Theor Appl Climatol*, 90: 201–215
- Pokhrel R, Lee H. 2011. Estimation of the effective zone of sea/land breeze in a coastal area. *Atmos Pollution Res*, 2: 106–115
- Porson A, Steyn D G, Schayes G. 2007. Formulation of an index for sea breezes in opposing winds. *J Appl Meteor Climatol*, 46: 1257–1263
- Ramis C, Alonso S. 1988. Sea-breeze convergence line in Majorca: A satellite observation. *Weather*, 43: 288–293
- Redano A, Cruz J, Lorente J. 1991. Main features of the sea-breeze in Barcelona. *Meteorol Atmos Phys*, 46: 175–179
- Rotunno R. 1983. On the linear theory of the land and sea breeze. *J Atmos Sci*, 40: 1999–2009
- Saaroni H, Maza E, Ziv B. 2004. Summer sea breeze, under suppressive synoptic forcing, in a hyper-arid city: Eilat, Israel. *Clim Res*, 26: 213–220
- Sasaki Y, Matsuo K, Yokoyama M, et al. 2018. Sea breeze effect mapping for mitigating summer urban warming: For making urban environmental climate map of Yokohama and its surrounding area. *Urban Clim*, 24: 529–550
- Savijarvi H, Alestalo M. 1988. The sea breeze over a lake or gulf as the function of the prevailing flow. *Beitr Phys Atmos*, 61: 98–104
- Shang M, Cao L, Guo J, et al. 2024. Influence of pure sea breeze on urban heat island in Tianjin, China: A perspective from multiple meteorological observations. *Atmos Res*, 304: 107408
- Shen L X, Zhao C F. 2020. Dominance of shortwave radiative heating in the sea-land breeze amplitude and its impacts on atmospheric visibility in Tokyo, Japan. *J Geophys Res-Atmos*, 125: e2019JD031541
- Shen L X, Zhao C F, Ma Z S, et al. 2019. Observed decrease of summer sea-land breeze in Shanghai from 1994 to 2014 and its association with urbanization. *Atmos Res*, 227: 198–209
- Shen L X, Zhao C F, Xu C S, et al. 2024. Effects of sea land breeze on air-sea turbulent heat fluxes in different seasons using platform observation in East China Sea. *J Geophys Res-Atmos*, 129: e2023JD040001
- Shen L X, Zhao C F, Yang X C. 2021a. Climate-driven characteristics of sea-land breezes over the globe. *Geophys Res Lett*, 48: e2020GL092308
- Shen L X, Zhao C F, Yang X C. 2021b. Insight into the seasonal variations of the sea-land breeze in Los Angeles with respect to the effects of solar radiation and climate type. *J Geophys Res-Atmos*, 126: e2020JD033197
- Shen L X, Zhao C F, Yang X C, et al. 2022a. Observed slump of sea land breeze in Brisbane under the effect of aerosols from remote transport during 2019 Australian mega fire events. *Atmos Chem Phys*, 22: 419–439
- Shen L X, Zhao C F, Yang X C. 2022b. A new perspective on surface wind speed variation with respect to the contribution of sea-land breezes. *Atmos Res*, 275: 106226
- Simpson J E. 1994. Sea Breeze and Local Wind. Cambridge: Cambridge University Press. 234
- Simpson J E. 1997. Gravity Currents in the Environment and the Laboratory. Cambridge: Cambridge University Press. 244
- Simpson J E, Mansfield D A, Milford J R. 1977. Inland penetration of sea-breeze fronts. *Q J R Meteorol Soc*, 103: 47–76
- Steyn D G, Faulkner D A. 1986. The climatology of sea breeze in the Lower Fraser valley, B. C. *Climatol Bull*, 20: 21–39
- Tulich S N, Mapes B E. 2008. Multiscale convective wave disturbances in the tropics: Insights from a two-dimensional cloud-resolving model. *J Atmos Sci*, 65: 140–155
- Vincent C L, Lane T P. 2016. Evolution of the diurnal precipitation cycle with the passage of a Madden-Julian Oscillation Event through the maritime continent. *Mon Weather Rev*, 144: 1983–2005
- Wagner N L, Riedel T P, Roberts J M, et al. 2012. The sea breeze/land breeze circulation in Los Angeles and its influence on nitryl chloride production in this region. *J Geophys Res*, 117: D00V24
- Watts A. 1955. Sea breeze at Thorney Island. *Meteorol Mag*, 84: 42–48
- Woodson C B, Eerkes-Medrano D I, Flores-Morales A, et al. 2007. Local diurnal upwelling driven by sea breezes in northern Monterey Bay. *Cont Shelf Res*, 27: 2289–2302
- Xian Z, Pielke R A. 1991. The effects of width of landmasses on the development of sea breezes. *J Appl Meteor*, 30: 1280–1304
- Xiao Y, Yang J, Cui L, et al. 2023. Weakened sea-land breeze in a coastal megacity driven by urbanization and ocean warming. *Earths Future*, 11: e2022EF003341
- Xu J, Zhong K, Wang Y, et al. 2024. Influences of daily solar radiation intensity on the sea-land breeze and pollutant dispersion in coastal areas. *Build Environ*, 258: 111600
- Yamamoto Y, Ishikawa H. 2020. Influence of urban spatial configuration and sea breeze on land surface temperature on summer clear-sky days. *Urban Clim*, 31: 100578
- Yamato H, Mikami T, Takahashi H. 2017. Impact of sea breeze penetration over urban areas on midsummer temperature distributions in the Tokyo Metropolitan area. *Int J Climatol*, 37: 5154–5169

- Yan H, Anthes R A. 1986. The effect of latitude on the sea breeze. *Mon Weather Rev*, 115: 936–956
- Yoshikado H. 1992. Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J Appl Meteor*, 31: 1146–1164
- Yoshikado H, Tsuchida M. 1996. High levels of winter air pollution under the influence of the urban heat island along the shore of Tokyo Bay. *J Appl Meteor*, 35: 1804–1813
- Zha J, Zhao D, Wu J, et al. 2021. Terrestrial near-surface wind speed variations in China: Research progress and prospects. *J Meteorol Res*, 35: 537–556
- Zhang Q, Hu W, Ren H, et al. 2023. Diurnal variations in primary and secondary organic aerosols in an eastern China coastal city: The impact of land-sea breezes. *Environ Pollut*, 319: 121016
- Zhang Z, Wang K, Chen D, et al. 2019. Increase in surface friction dominates the observed surface wind speed decline during 1973–2014 in the northern hemisphere lands. *J Clim*, 32: 7421–7435
- Zhao D, Xin J, Wang W, et al. 2022. Effects of the sea-land breeze on coastal ozone pollution in the Yangtze River Delta, China. *Sci Total Environ*, 807: 150306
- Zhong S, Takle E S. 1993. The effects of large-scale winds on the sea-land-breeze circulations in an area of complex coastal heating. *J Appl Meteor*, 32: 1181–1195
- Zhou Y, Guan H, Gharib S, et al. 2021. Cooling power of sea breezes and its inland penetration in dry-summer Adelaide, Australia. *Atmos Res*, 250: 105409
- Zhou Y, Guan H, Huang C, et al. 2019. Sea breeze cooling capacity and its influencing factors in a coastal city. *Build Environ*, 166: 106408
- Zhu L, Meng Z, Zhang F, et al. 2017. The influence of sea- and land-breeze circulations on the diurnal variability in precipitation over a tropical island. *Atmos Chem Phys*, 17: 13213–13232

(责任编辑: 刘超)