第 41 卷 第 3 期 海 洋 学 报 Vol. 41, No. 3
2019 年 3 月 Haiyang Xuebao March 2019

王绿卿,夏运强,梁丙臣, 等. 南海灾害性波浪基本特征研究[J]. 海洋学报, 2019, 41(3): 23－34, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.03.003

Wang Lüqing, Xia Yunqiang, Liang Bingchen, et al. Basic research on the characteristics of hazardous waves in the South China Sea [J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(3): 23－34, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.03.003

南海灾害性波浪基本特征研究

王绿卿[1,2,3],夏运强[3],梁丙臣[1,2*],王海峰[3],杨锦凌[3]

(1.中国海洋大学 工程学院,山东 青岛 266100;2.中国海洋大学 山东省海洋工程重点实验室,山东 青岛 266100;3.海军研究院,北京 100070)

摘要: 本文基于 1991－2016 年全球卫星高度计融合数据对南海灾害性波浪基本特征进行了分析,根据灾害性波浪诱发天气类型不同,将其分为"台风浪"和"非台风浪"。依此主线,对两类波浪在南海不同海域的特征进行了研究,并提出了用于定量研究两类波浪强度关系的台风浪权重系数(W),得到了两类波浪在南海相对强弱关系的分布规律,量化研究了南海灾害性波浪的特征。本文以卫星高度计波高数据为样本进行了极值分析,得到了南海重现期波浪要素整体分布规律,研究发现 W 值大小与广义极值曲线类型显著相关。

关键词:南海;极值分析;卫星高度计波高数据;台风浪权重系数;灾害性波浪

中图分类号:P731.22 **文献标志码**:A **文章编号**:0253-4193(2019)03-0023-12

1 引言

近年来,卫星测量精度不断提高[1－2],卫星遥测洋面数据已具有较高精度,被广泛应用于研究中大尺度海域波浪及风场特征[3－4]。

目前基于卫星高度计的南海波浪相关研究成果主要以波候研究为主,齐义泉等[5]根据 GEOSAT 卫星高度计测量结果对南海海面波高(本文所用"波高"一词均为有效波高 H_s)和海面风速进行了研究,重点研究了风速和波高的季节性平均特征。裘沙怡等[6]利用卫星遥感观测数据对南海海面风场、浪场的时空分布特征进行了研究,发现季风是南海海域(0°～25°N,100°～122°E)的主导天气系统,是影响南海波高变化的主要因素。周水华等[7]根据 2009—2011 年卫星融合资料研究了南海波浪的时间、空间分布规律,整体上南海浪高表现为由东向西、由北往南递减。

尽管有研究人员对我国海域灾害性波浪进行过研究,如许富祥[8]对我国近海的灾害性波浪进行了梳理分析,发现台风浪和寒潮浪的最大波高均为 15 m,其他学者也对我国近海的灾害性波浪特征进行过相关研究[9－10],但针对南海全海域的灾害性波浪研究相对较少。此外,研究人员对南海重现期波浪要素的研究成果存在一定差异[11－12]。

本文沿用国家海洋局对灾害性波浪的定义($H_s \geqslant 4.0$ m)[13],以工程应用为目标,基于 GlobWave 项目发布的 1991—2016 年卫星高度计融合数据[14],统计分析了 26 年间发生在南海海域的灾害性波浪过程,对南海海域的灾害性波浪进行了区划特征分析及极值分析,得到了南海重现期波高数据,具有一定的工程指导意义,进一步完善了南海波浪研究成果。

收稿日期:2018-02-11;**修订日期**:2018-05-29。

基金项目:国家自然科学基金(51739010,51679223)。

作者简介:王绿卿(1978—),男,山东省青岛市人,博士,高级工程师,主要从事海洋工程水文研究和波浪模型试验研究。E-mail:picosho@163.com

*通信作者:梁丙臣(1976—),博士,教授,主要从事河口、海岸海洋环境理论及数值研究。E-mail:bingchenliang@aliyun.com

2 方法简介

2.1 灾害性波浪过程识别

本文所用的波高数据均来自 GlobWave 项目发布的卫星高度计融合数据，根据该项目发布的数据质控报告[15]，波高数据绝对误差值随着波高的增大而增大，如对于 $H_s \leqslant 1$ m 的波浪，误差在 0.1 m 左右，对于 $H_s = 4$ m 的波高，误差在 0.3 m 左右，对于 $H_s = 8$ m的波高，误差在 0.6 m 以下。综合比较，波高的相对误差整体在 10%以下，数据质量可靠。

为分析灾害性波浪的特征，需首先从 26 年的数据中识别出独立的灾害性波浪过程。为保证波浪过程的独立性，本文以 3 d 作为时间窗口，即认为波高峰值间隔为 72 h 以内的波浪过程为同一波浪过程，在此期间仅提取一个最大值，作为此次大浪过程的波高代表值[16-17]。

本文依据我国发布的台风信息（温州台风网，http://www.wztf121.com/）识别某一大浪过程是台风浪还是非台风浪，若某一灾害性波浪过程出现在台风期间，就可认定其为台风浪，反之亦然。

2.2 “2 度法”

研究人员从 20 世纪 90 年代开始尝试采用“平均海域”的方法，基于高度计数据推算不同重现期的波高及风速值[18]。之后，不同学者对卫星高度计数据在不同范围海域的均质性进行了研究[4,19-20]，认为在经纬度 2°范围海域内的卫星高度计波浪数据样本与同海域中心处浮标波浪数据具有一致的随机特性[4]。该方法得到的样本数据虽然无法完全取代浮标逐时数据，但其统计特征与浮标数据具有较高的一致性。在没有浮标数据的条件下，该法不失为一个较好的替代方法，下文将该取样方法简称为“2 度法”。本文将采用“2 度法”法提取南海 284 个点位的波高数据，并依此分析南海重现期波高主要分布规律。

2.3 极值分析

广义极值分布（generalized extreme value distribution，下文简称 GEV）模型广泛用于以极值数据为样本的极值分析。GEV 是具有 3 种分布函数的函数族，下式为经典 GEV 极值曲线方程，

$$G(z) = \exp\left[-\left\{1+\xi\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right\}^{-1/\xi}\right] \quad \xi \neq 0$$

$$G(z) = \exp\left[-\left\{1+\xi\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right\}\right] \quad \xi = 0, \quad (1)$$

式中，μ 为位置参数；σ 为尺度参数；ξ 为形状参数，当 $\xi = 0$ 即为 Gumbel 分布（极值Ⅰ型），当 $\xi > 0$ 为 Frechet 分布（极值Ⅱ型），当 $\xi < 0$ 即为 Weibull 分布（极值Ⅲ型），不同类型的极值分布曲线尾部形态各异，见图 1。后文将看到在南海不同海域，极值曲线类型与当地海域的风浪特征显著相关。

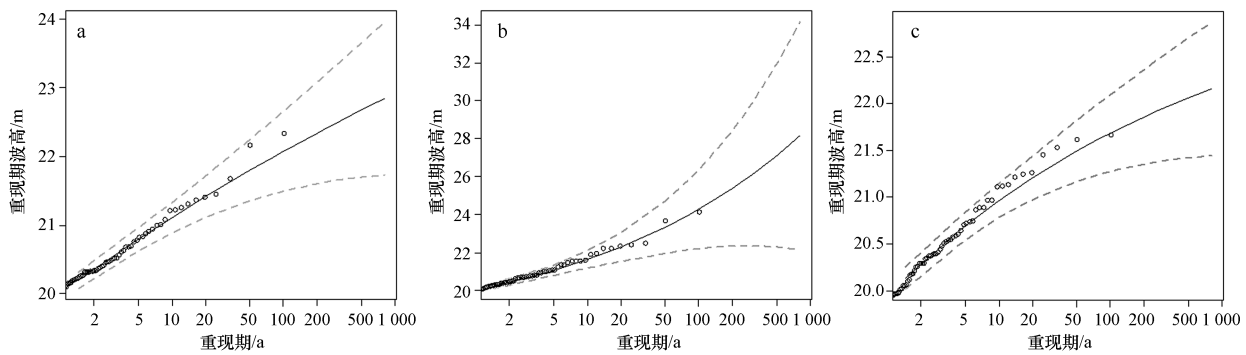


图 1 同一样本数据在形状参数 ξ 不同值时的 GEV 拟合曲线形态示意图

Fig.1 Illustration for generalized extreme value distribution with different shape parameter ξ based on identical samples

a－c 分别为极值Ⅰ型（$\xi = 0$），极值Ⅱ型（$\xi = 0.2$），极值Ⅲ型（$\xi = -0.2$）

From a to c are Type Ⅰ（$\xi = 0$），Type Ⅱ（$\xi = 0.2$），and Type Ⅲ（$\xi = -0.2$），respectively

目前有大量的证据表明，气候过程及其引起的灾害性事故并非是经典极值理论假定的平稳随机过程[21]，主要原因是地球气候一直处在不断变化中，由其引发的自然灾害通常具有非平稳特征[22-23]。近十几年来，具有非平稳特征的极值模型日益兴起，在该类极值模型中极值曲线参数是随着时间变化的。如在 GEV 极值曲线中，可将位置参数 μ 视为时间 t 的函数[24]，如下式所示：

$$\mu(t)=\mu_0+\mu_1 t, \tag{2}$$

式中,μ_0 为基于相应样本数据估计的经典 GEV 位置参数;μ_1 是根据极值样本数据拟合得到的计算系数;t 为时间。本文将采用具有非平稳过程的极值模型推算南海重现期波高数据。

2.4　台风浪权重系数(W)

本文定义台风期间产生的灾害性波浪为“台风浪”,无台风期间的灾害性波浪为“非台风浪”。取历史上(本文采用 26 年)研究海域的台风浪最大值和非台风浪最大值相比,得到台风浪权重系数 W,

$$W=H_{\max}^{\mathrm{TC}}/H_{\max}^{\mathrm{NT}}, \tag{3}$$

式中,$H_{\max}^{\mathrm{TC}}$ 为某海域在统计时段内台风期间出现的波高最大值;$H_{\max}^{\mathrm{NT}}$ 为该海域在统计时段内无台风期间出现的波高最大值。

台风浪权重系数 W 定量显示了所研究海域台风浪和非台风浪的相对强弱关系,W 值越大表示相应海域的台风浪强度越大。从后文分析可知,W 值在南海的分布规律性明显,与所在海域的自然条件紧密相关,如在台风频发的南海北部开敞海域,W 值通常较大,而在台风频次较低的南海南部海域及受陆地遮掩海域,W 值通常较小。

2.5　箱线图

箱线图(图 2)适合用于比较两个或两个以上数据集的性质。其中下四分位数 Q_1、中位数 M 和上四分位数 Q_3 的计算方法是固定的[25]。为检验数据集中是否存在异常值,上边缘值 UQ 和下边缘值 DQ 基于 1.5 倍的四分位数间距 IQR($IQR=Q_3-Q_1$)确定,即 $UQ=Q_3+1.5IQR$,$DQ=Q_1-1.5IQR$。采用该类箱线图可以直观分析出某海域波高分布的离散程度和波高最大值,方便工程使用。

本文将采用上述箱线图统计南海各海域的波高数据,由于采用 $H_s=4.0$ m 作为灾害性波浪的选取依据,因此下边缘值均为 4.0 m,而上边缘值和异常值可以说明相应海域的波高整体分布情况。关于箱线图的详细介绍,可参考文献[25]。

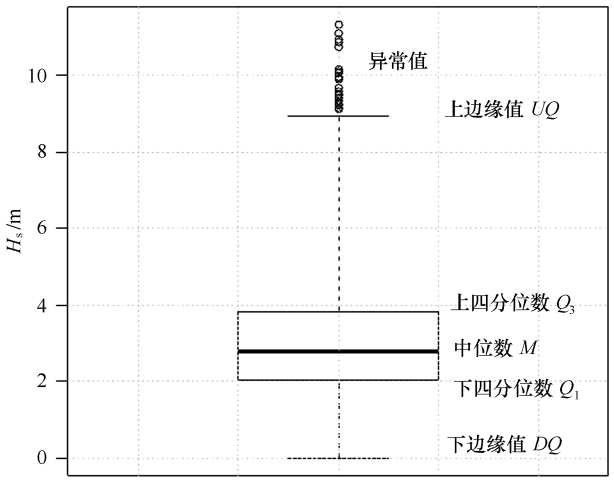


图 2　箱线图示意

Fig.2　Brief description for box-plot

3　南海灾害性波浪区划特征

3.1　灾害性波浪基本分布

图 3、图 4 分别是基于 1991－2016 年卫星高度计数据统计得到的南海北部、南部海域灾害性波浪波高分布,图中最小波高值为 4 m,灰色圆圈面积与波高大小成正比,即波高值越大则对应的圆圈越大。由图可知,在南海东北海域灾害性波浪出现次数较多,而东南海域则明显偏少。在 26 年数据中,卫星高度计捕捉到的最大波高为 12.47 m,位处广东东南海域。

3.2　西北海域

南海西北海域覆盖范围为 15°～23°N,109°～115°E,主要包括我国的东南沿海、海南岛、西沙群岛等海域。该海域在 1991－2016 年间,发生 $H_s\geqslant 4$ m 的灾害性波浪过程共 404 次,其中台风浪过程 168 次,非台风浪过程 236 次。图 5 为该海域各月灾害性波浪过程次数统计,图 6 为各月灾害性波高箱线统计。该海域 11 月、12 月份出现的灾害性波浪过程次数最多,但波高均在 8 m 以下(图 7)。8 月份平均波高强度最大,台风是产生上述大值波浪的主要天气系统,如12 m以上的波浪就是出现在台风期间。4－6 月份灾害性波浪出现次数较少,均在 10 次以下。

3.3　东北海域

南海东北海域覆盖范围为 15°～23°N,115°～121°E。1991－2016 年间,该海域共发生灾害性波浪过程 566 次,其中台风浪过程有 229 次,非台风浪过程为 337 次,12 月灾害性波浪出现次数最多,非台风浪波高值均在 8 m 以下;4－6 月灾害性波浪过程出现次数较少,低于 20 次(图 8)。由图 9 可知,该海域的台风浪强度整体较强,8 月份平均波高最大,测到的最大台风浪发生在 9 月,为 11.36 m。该海域台风浪明显要强于非台风浪(图 10)。

3.4　东南海域

南海东南海域覆盖范围为 7°～15°N,115°～121°E。在 1991－2016 年间共发生 244 次灾害性波

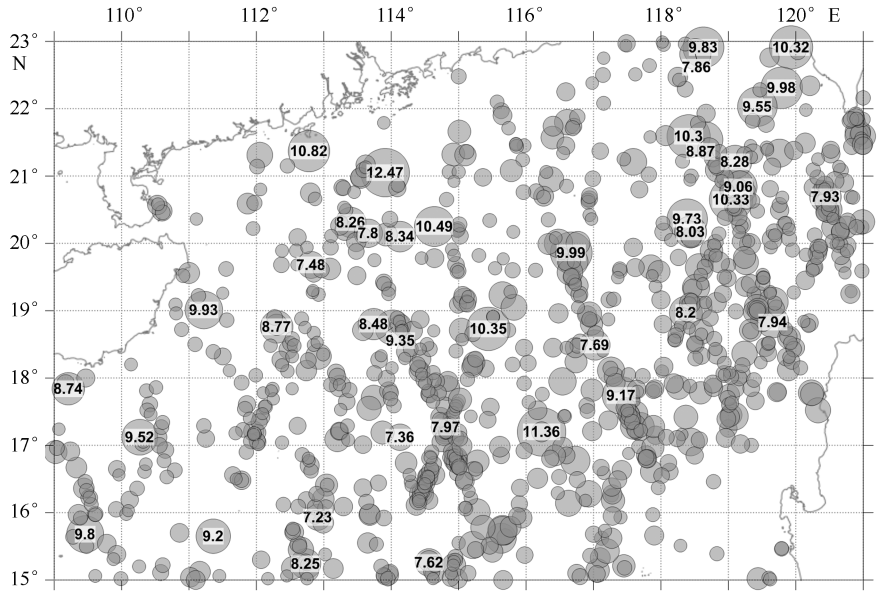


图 3 南海北部海域灾害性波浪($H_s \geqslant 4$ m)分布(灰色圆圈越大则相应波高值越大)

Fig.3 Statistics of hazardous waves ($H_s \geqslant 4$ m) in the northern South China Sea (larger grey circles means higher waves)

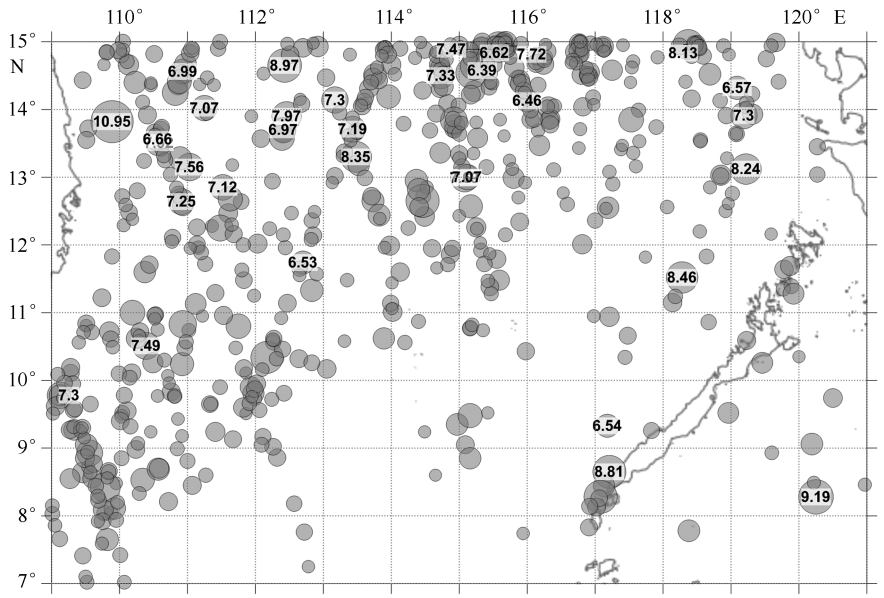


图 4 南海南部海域灾害性波浪($H_s \geqslant 4$ m)分布(灰色圆圈越大则相应波高值越大)

Fig.4 Statistics of hazardous waves ($H_s \geqslant 4$ m) in the southern South China Sea (larger grey circles means higher waves)

浪过程,包括台风浪过程 113 次,非台风浪过程 131 次。据图 11 和图 12 可知,该海域 12 月灾害性波浪出现最多,其次为 1 月。据图 13 可知,该海域的台风浪与非台风浪强度接近,未出现极端大值台风浪。非台风浪波高比西北海域和东北海域偏高近 1 m。

3.5 西南海域

南海西南海域覆盖范围为 7°～15°N,109°～115°E。1991－2016 年间,该海域共发生 368 次灾害性波浪过程,其中台风浪过程为 141 次,非台风浪过程为 227 次。12 月灾害性波浪出现最多,为 102 次

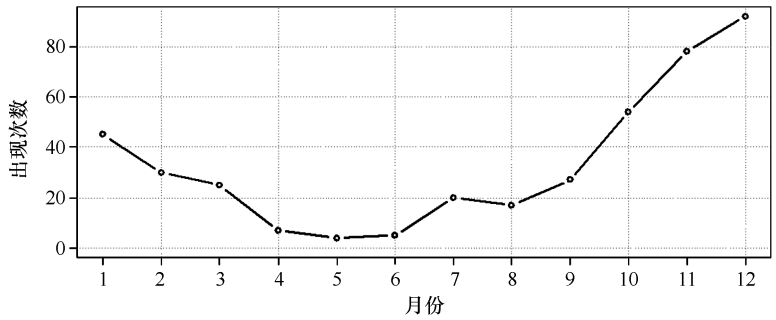


图 5　南海西北海域灾害性波浪各月出现次数统计(1991－2016 年)

Fig.5　Monthly tendency of hazardous waves in the northwest of South China Sea (1991－2016)

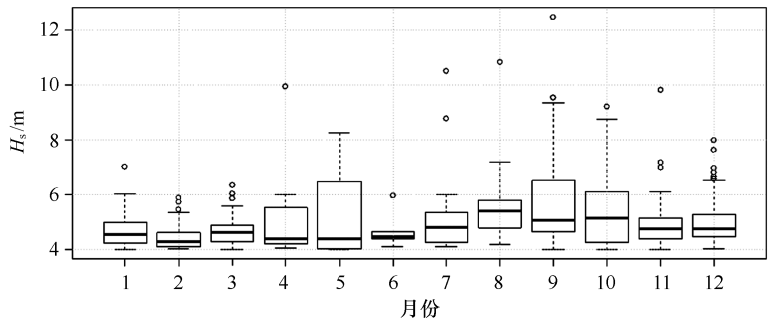


图 6　南海西北海域灾害性波高各月箱线图(1991－2016 年)

Fig.6　Monthly box-plot statistics of hazardous waves height in the northwest of South China Sea (1991－2016)

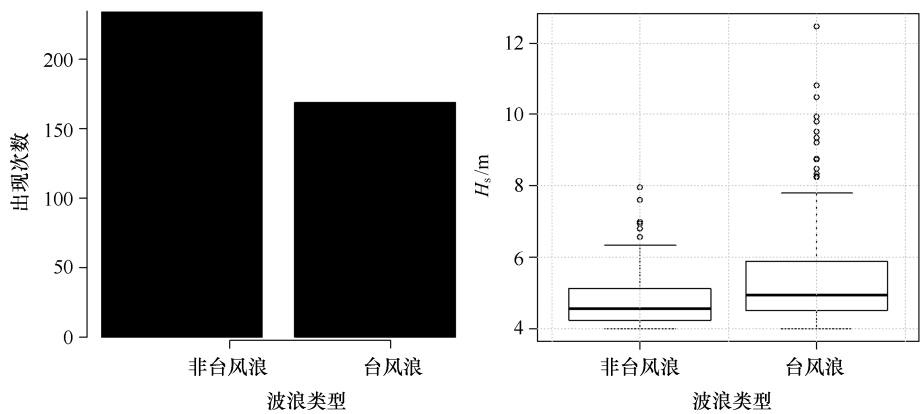


图 7　南海西北海域灾害性波浪类型统计(1991－2016 年)

Fig.7　Statistics of different types of hazardous waves in the northwest of South China Sea (1991－2016)

(图 14)。在该海域实测的最大波高值为 10.95 m,出现在越南东侧附近海域(图 4),发生在 11 月(图 15)。综合图 15 和图 16,在南海西南海域 9 m 以上波高仅在越南东侧海域出现过 1 次,除此之外再未出现 9 m 以上波高。

4　基于卫星高度计波高数据的极值分析

4.1　经典 GEV 和非平稳 GEV 模型结果对比

非平稳 GEV 模型包含了样本数据的趋势信息,其极值分析结果通常具有更强的稳定性,与样本数据

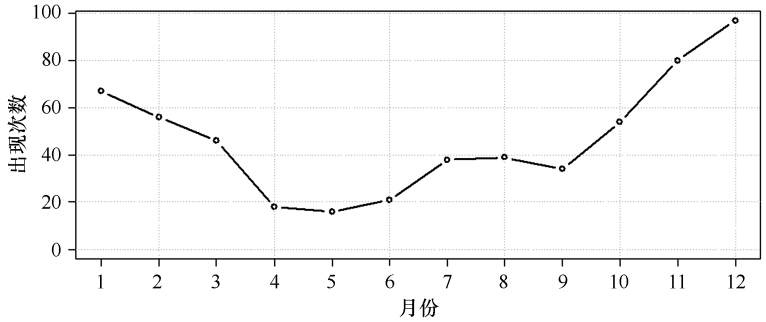


图 8 南海东北海域灾害性波浪各月出现次数统计(1991－2016)

Fig.8 Monthly tendency of hazardous waves in the northeast of South China Sea (1991－2016)

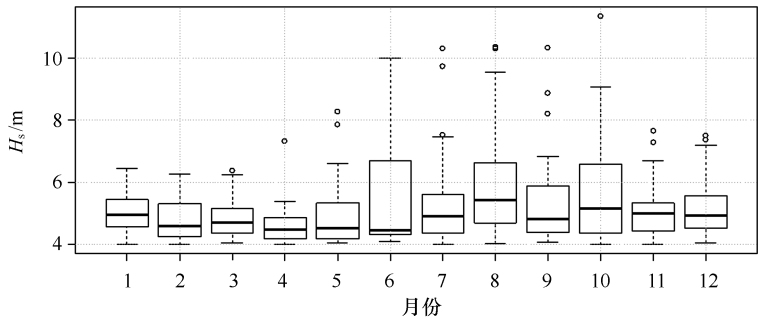


图 9 南海东北海域灾害性波高各月箱线图(1991－2016 年)

Fig.9 Monthly box-plot statistics of hazardous waves height in the northeast of South China Sea (1991－2016)

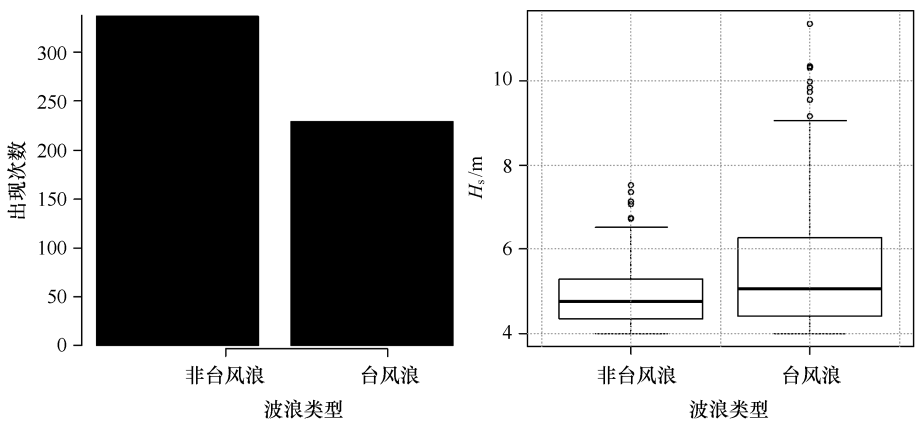


图 10 南海东北海域灾害性波浪类型统计(1991－2016 年)

Fig.10 Statistics of different types of hazardous waves in the northeast of South China Sea (1991－2016)

的实际分布型式更接近。图 17 为在南海 8.42°N，114.00°E 处基于同一高度计极值数据样本，分别采用经典 GEV 模型和非平稳 GEV 模型[26]得到的概率密度曲线。由图 17 可见，非平稳 GEV 模型拟合得到的模型概率密度曲线与样本数据概率密度曲线符合程度更好。

由于非平稳极值模型能够更好地反映极值数据的趋势特点，现在越来越多的研究认为在进行极值分析时应当优先采用非平稳极值模型[24, 27]，本文将采用非平稳 GEV 模型计算南海重现期波浪要素。关于

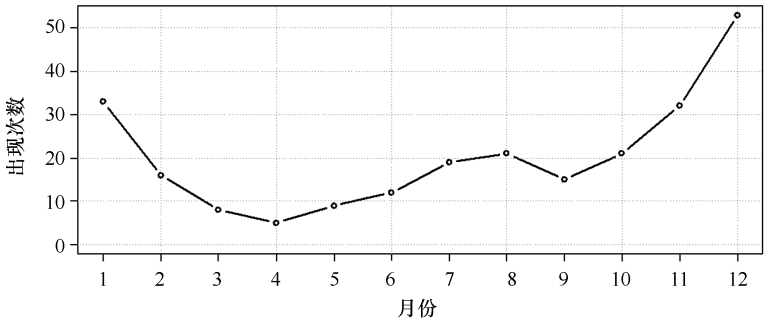


图 11　南海东南海域灾害性波浪各月出现次数统计(1991－2016 年)

Fig.11　Monthly tendency of hazardous waves in the southeast of South China Sea (1991－2016)

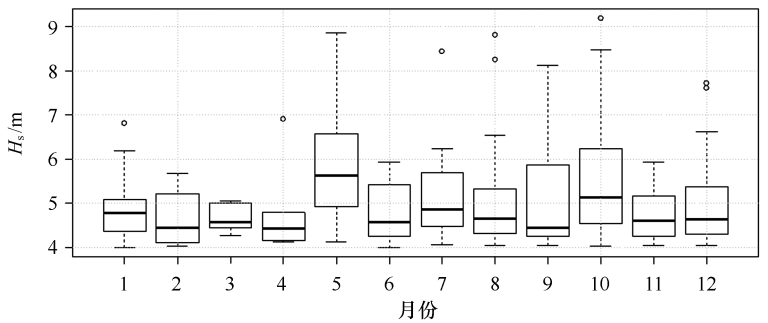


图 12　南海东南海域灾害性波高各月箱线图(1991－2016 年)

Fig.12　Monthly box-plot statistics of hazardous waves height in the southeast of South China Sea (1991－2016)

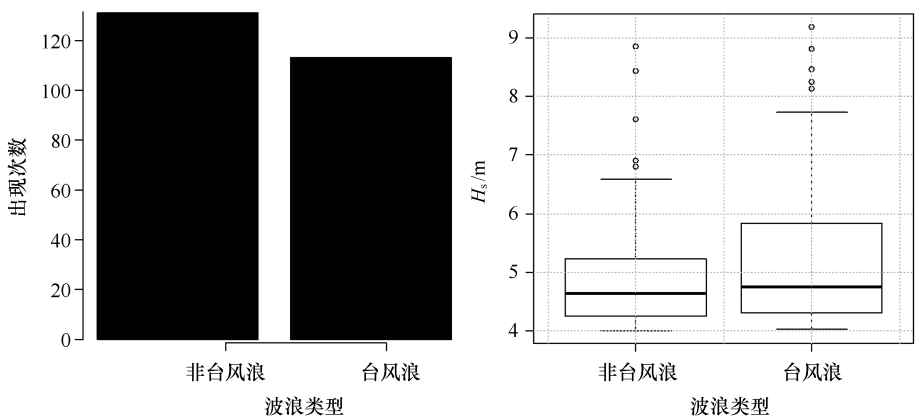


图 13　南海东南海域灾害性波浪类型统计图(1991－2016 年)

Fig.13　Statistics of different types of hazardous waves in the southeast of South China Sea (1991－2016)

非平稳 GEV 模型的详细理论已超出本文研究范围,可参考相关文献[28－29]。

4.2　极值分析结果

本节采用“2 度法”从卫星高度计融合数据中抽取波浪数据样本,采用非平稳 GEV 模型[26]拟合得到了南海海域 284 个点位的重现期波高,计算点位覆盖南海整个海域,平均间距在 0.5°左右。

图 18 是重现期为 100 a 和 50 a 时南海海域的波

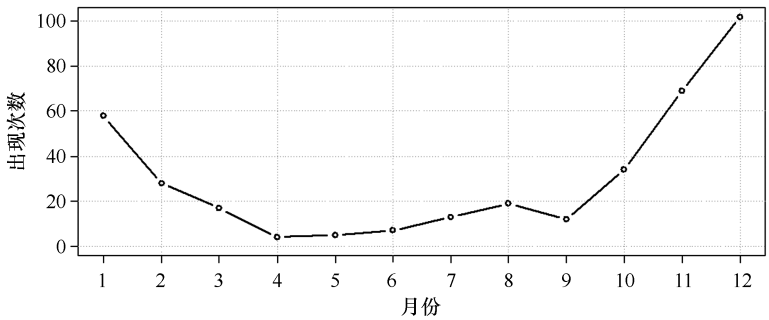


图 14 南海西南海域灾害性波浪各月出现次数统计(1991－2016 年)

Fig.14 Monthly tendency of hazardous waves in the southwest of South China Sea (1991－2016)

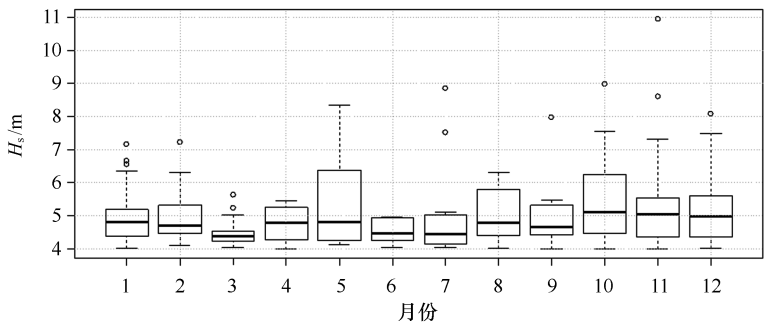


图 15 南海西南海域灾害性波高各月箱线图(1991－2016 年)

Fig.15 Monthly box-plot statistics of hazardous waves height in the southwest of South China Sea (1991－2016)

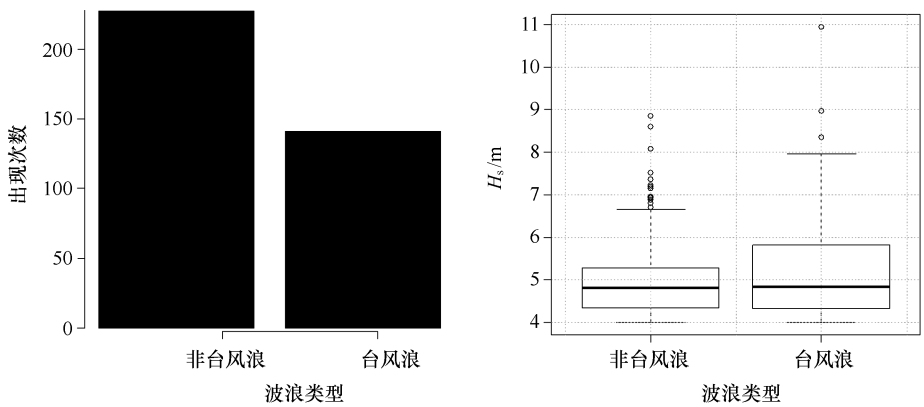


图 16 南海西南海域灾害性波浪类型统计(1991－2016 年)

Fig.16 Statistics of different types of hazardous waves in the southwest of South China Sea (1991－2016)

高推算结果,据图可知,南海重现期波高整体从东北往西南递减,南海北部海域百年一遇波高在 16 m 左右,南部海域百年一遇波高在 8 m 左右,规律性明显。19°～22°N,116°～120°E 海域为南海波高强度最大的海域。

由于波浪模型输入风场数据不同及极值分析方法不同,本文所得结果与已有结果存在一定差异。在文献[11]中,南海重现期波高最大的海域为海南岛东侧海域,本文则在广东东南海域一带波高最大。在文献[12]中,中沙群岛海域百年一遇波高为 16.2 m,而本文相应海域的百年一遇波高在 11 m 左右。为满足工程需求,对南海重现期波浪要素还需做进一步研究。

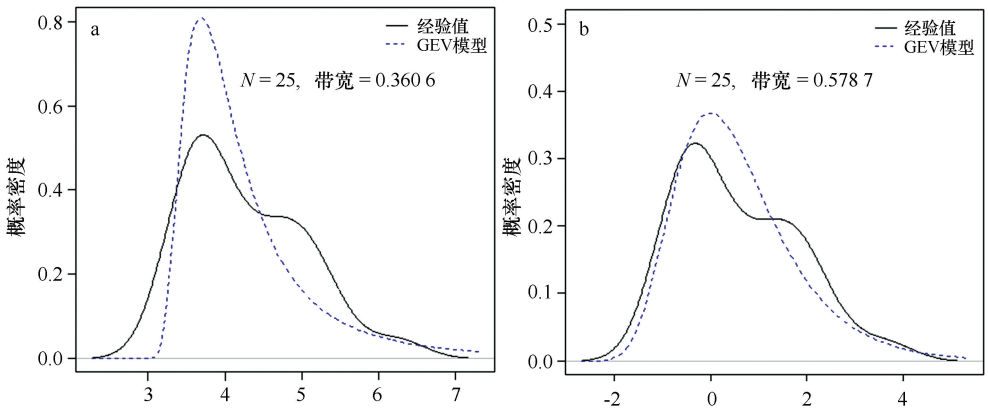


图 17　南海 8.42°N,114.00°E 处基于同一数据样本采用经典 GEV 模型(a)和非平稳 GEV 模型(b)得到的概率密度曲线对比

Fig.17　Comparison of probability density distributions respectively fitted with classical GEV model (a) and non-stationary GEV model (b) based the identical wave samples at location of 8.42°N, 114.00°E

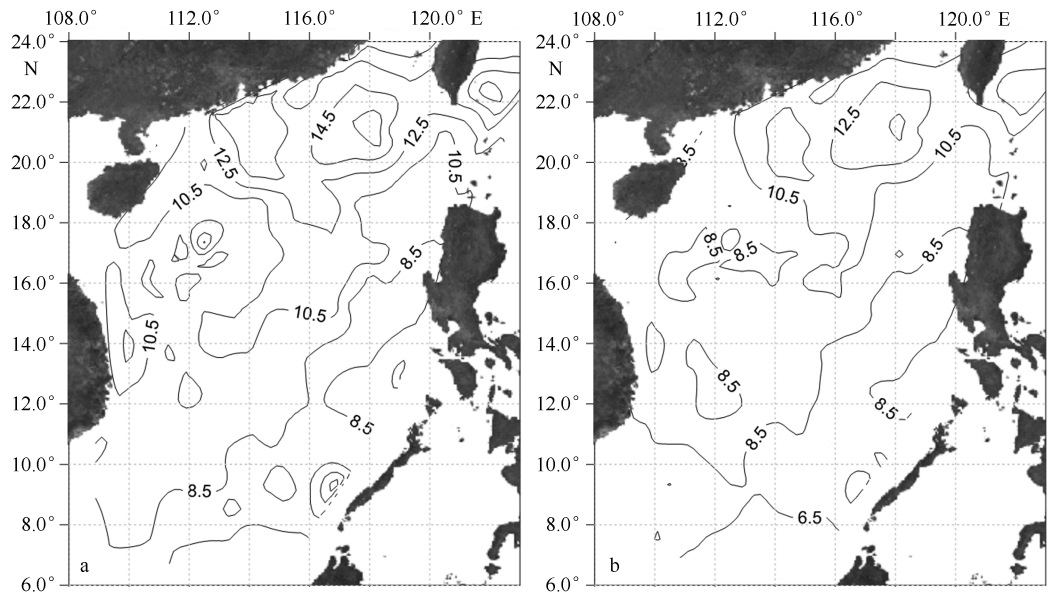


图 18　基于卫星高度计数据的南海海域 100 年(a)、50 年(b)一遇波高值(单位:m)

Fig.18　Wave height (unit: m) deduced from altimeter wave data with return period 100 a (a) and 50 a (b)

4.3　台风浪权重系数与广义极值曲线类型的关系

以 284 个点位的“2 度法”高度计样本数据计算台风浪权重系数(W),得到 GEV 形状系数和 W 值分布(图 19),图中以 $W=1.25$ 等值线为界限,W 值分布与 GEV 形状系数分布整体上具有一定吻合性。在 $W<1.25$ 的海域中,65%的点位 GEV 曲线类型为极值Ⅲ型(Weibull)分布;在 $W\geqslant1.25$ 的海域中,有 81%的点位 GEV 曲线类型为极值Ⅱ型(Frechet)分布。将 W 值和 GEV 曲线形状参数进行联合分析,得到图 20,由图可知 GEV 形状参数整体随着 W 值的增大而增大。对 W 值和形状参数进行 Spearman 等级相关性显著性检验得到 $p<2.2\times10^{-16}$,相关系数为 0.62,两者显著相关。

GEV 曲线类型与海域的自然环境条件有一定相关性。在 $W\geqslant1.25$ 的海域,台风浪强度明显强于非台风浪,由于台风浪具有很强的不确定性,通常会出现极值大浪,在此环境条件下,GEV 类型更趋近于Ⅱ型分布,该类分布无上限值,符合波浪的不确定性特征;而在 $W<1.25$ 的海域,台风浪强度和非台风浪强度较接近,根据上文分析可知,南海非台风浪均在 9 m 以

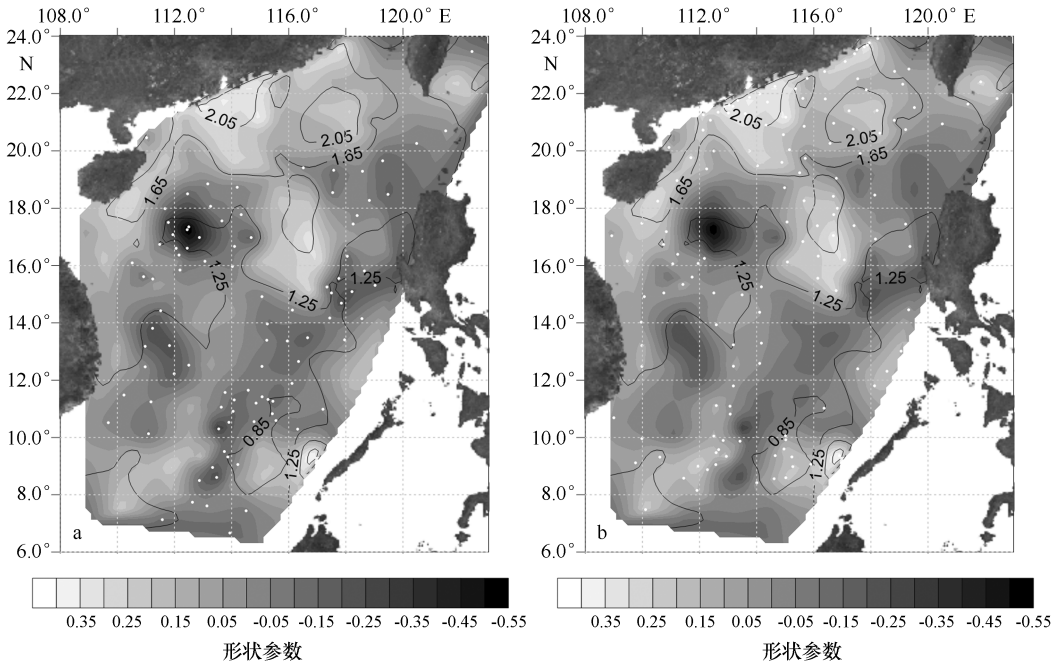


图 19 GEV 曲线形状参数 ξ 分布(阴影底图)与 W 值分布(等值线)对比

Fig.19 Comparison of GEV shape parameter ξ (shaded contour) and W (isoline contour)

a 图中白点为 $\xi<0$ 点位分布,b 图中白点为 $\xi>0$ 点位分布

The white dots in the a is for samples with $\xi<0$, in b is for samples with $\xi>0$

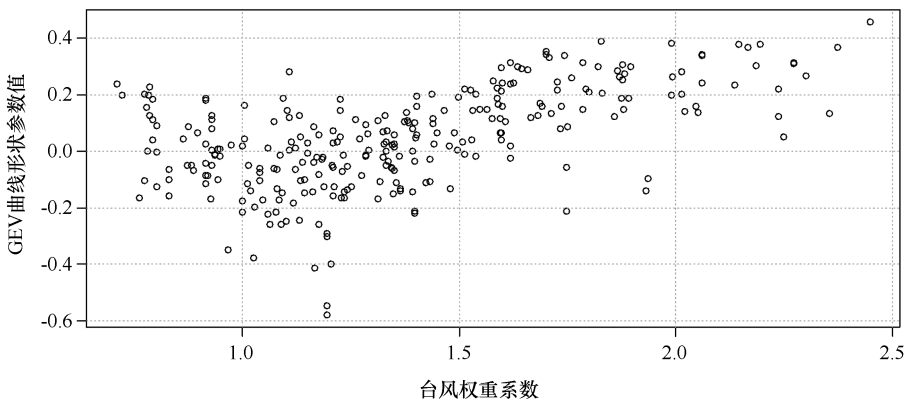


图 20 台风权重系数 W 和 GEV 曲线形状参数 ξ 散点分布

Fig.20 Scatter diagram of typhoon weight factor W and GEV shape parameter ξ

下(限于已知数据),在此环境下,GEV 类型更趋近于极值Ⅲ型分布,该类分布具有上限值,反映了相应海域有限的波高条件。基于 W 值可以非常方便地识别出研究海域的自然环境特点及极值曲线类型,为选用合理的极值曲线提供初步依据,提高海洋工程设防标准的可信度。

5 结论

本文以 1991—2016 年期间的卫星高度计融合数据为样本,分析了南海海域灾害性波浪的基本特征,结论如下:

(1)南海海域的灾害性波浪可分为两类:一类由台风引起,26 年期间监测到的最大台风浪波高为 12.47 m;另一类灾害性波浪产生在非台风期间,26 年的统计数据显示非台风浪波高最大未超过 9 m。

(2)南海北部海域灾害性波浪在 8 月相对较强,该海域台风浪明显强于非台风浪;南海南部海域在 10 月波高相对较大,该海域台风浪和非台风浪强度

接近;南海南部海域的非台风浪强度比北部海域整体偏大。

(3)南海台风浪出现次数比非台风浪少,但是强度明显强于后者,南海东南海域波浪强度最弱,东北海域波高最强,冬季(11 月至翌年 1 月)是南海灾害性波浪频发的季节,但最大波高往往出现在 7—10 月。

(4)本文采用"2 度法"从卫星高度计数据中提取了 284 个点位的波高数据,并依此进行极值分析,结果显示南海重现期波高分布规律性明显,整体从东北至西南递减,其中广东东南沿海一带波高最大,百年一遇波高近 16 m。

(5)台风浪权重系数 W 反映了台风浪和非台风浪之间的强弱对比关系,研究发现,W 值大小与 GEV 极值类型显著相关,当 $W \geqslant 1.25$ 时,趋向于极值Ⅱ型分布;当 $W < 1.25$ 时,趋向于极值Ⅲ型分布。

(6)卫星高度计的绕轨周期通常为 2～3 d,有时无法捕捉到持续时间比较短的台风浪过程,本文得到的数据有可能比相应海域实际出现的波高值偏小。为得到更加可靠、准确的波高重现期数据,宜综合利用多种数据全面论证,此外 W 值与极值类型之间的对应关系还应根据更多数据样本进行深入研究。

参考文献:

[1] Witter D L, Chelton D B. A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development[J]. Journal of Geophysical Research, 1991, 96(C5): 8853—8860.

[2] Dobson E, Monaldo F, Goldhirsh J, et al. Validation of Geosat altimeter-derived wind speeds and significant wave heights using buoy data[J]. Journal of Geophysical Research, 1987, 92(C10): 10719—10731.

[3] Young I R, Zieger S, Babanin A V. Development and application of a global satellite database of wind and wave conditions[C]//Proceedings of the ASME 2015 34th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering. St. John's, Newfoundland, Canada: ASME, 2015.

[4] Vinoth J, Young I R. Global estimates of extreme wind speed and wave height[J]. Journal of Climate, 2011, 24(6): 1647—1665.

[5] 齐义泉, 施平, 毛庆文. 南海海面风场和浪场季平均特征的卫星遥感分析[J]. 中国海洋平台, 1997, 12(3): 118—122.
Qi Yiquan, Shi Ping, Mao Qingwen. The satellite remote sensing analysis of seasonal average characteristics of wind field and wave field in South China Sea[J]. China Offshore Platform, 1997, 12(3): 118—122.

[6] 裘沙怡, 梁楚进, 董昌明, 等. 南海海面风、浪场时空变化特征及其关系分析[J]. 海洋学研究, 2013, 31(4): 1—9.
Qiu Shayi, Liang Chujin, Dong Changming, et al. Analysis of the temporal and spatial variations in the wind and wave over the South China Sea [J]. Journal of Marine Sciences, 2013, 31(4): 1—9.

[7] 周水华, 俞胜宾, 冯伟忠, 等. 基于多卫星融合资料的南海浪高时空分布特征研究[J]. 海洋科学, 2013, 37(10): 71—77.
Zhou Shuihua, Yu Shengbin, Feng Weizhong, et al. Temporal and spatial distribution characteristics of wave height in the South China Sea based on multi-satellite merged data[J]. Marine Sciences, 2013, 37(10): 71—77.

[8] 许富祥. 中国近海及其邻近海域灾害性海浪的时空分布[J]. 海洋学报, 1996, 18(2): 26—31.
Xu Fuxiang. Temporal and spatial distribution of hazardous waves in the China sea and the neighboring oceans[J]. Haiyang Xuebao, 1996, 18(2): 26—31.

[9] 邢闯, 李本霞. 中国近海 2012 年灾害性海浪分析及 2013 年预测[J]. 海洋预报, 2013, 30(3): 1—8.
Xing Chuang, Li Benxia. Analysis of disastrous wave of China seas in 2012 and prediction for 2013[J]. Marine Forecasts, 2013, 30(3): 1—8.

[10] 王祥涛, 王文毅. 我国海洋 1966—1990 年≥6 米灾害性海浪的统计分析[C]//天气海洋与航海安全论文集. 延吉: 中国航海学会, 2000.
Wang Xiangtao, Wang Wenyi. Statistcial analysis of disastrous waves with height above 6 m in the China seas from 1966—1990[C]//National Symposium on Weather, Ocean and Marine Safety. Yanji: China Institute of Navigation, 2000.

[11] 周良明, 吴伦宇, 郭佩芳, 等. 应用 WAVEWATCH —Ⅲ模式对南海的波浪场进行数值计算、统计分析和研究[J]. 热带海洋学报, 2007, 26(5): 1—8.
Zhou Liangming, Wu Lunyu, Guo Peifang, et al. Simulation and study of wave in South China Sea using WAVEWATCH —Ⅲ[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2007, 26(5): 1—8.

[12] 王智峰, 董胜. 三沙近海海域灾害性海浪数值推算[J]. 海洋开发与管理, 2013(S1): 98—101.
Wang Zhifeng, Dong Sheng. Numerical simulation of disastrous waves in the Sansha oceans[J]. Ocean Development and Management, 2013(S1): 98—101.

[13] 国家海洋局. 国家海洋局公报 2016 年第 1 号[R]. 北京: 国家海洋局, 2016.
State Oceanic Administration, People's Republic of China. Bulletin of the state oceanic administration 2016—1[R]. Beijing: State Oceanic Administration, People's Republic of China, 2016.

[14] Ash E. Deliverable D.7 product user guide phase 3[R]. Leatherhead, Surrey, UK: Logica UK Ltd, 2013.

[15] Ash E, Carter D. Deliverable D. 18 annual quality control report[R]. Leatherhead, Surrey, UK: Logica UK Ltd, 2012.

[16] Viselli A M, Forristall G Z, Pearce B R, et al. Estimation of extreme wave and wind design parameters for offshore wind turbines in the Gulf of Maine using a POT method[J]. Ocean Engineering, 2015, 104: 649—658.

[17] Orimolade A P, Haver S, Gudmestad O T. Estimation of extreme significant wave heights and the associated uncertainties: a case study using NORA10 hindcast data for the Barents Sea[J]. Marine Structures, 2016, 49: 1—17.
[18] Carter D J T. Estimating extreme wave heights in the Ne Atlantic from Geosat data[R]. Brook Road, Wormley, Godalming Surrey GU8 5UB: Institute of Oceanographic Sciences Deacon Laboratory, 1993.
[19] Alves J H G M, Young I R. On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data[J]. Applied Ocean Research, 2003, 25(4): 167—186.
[20] Challenor P G, Wimmer W, Ashton I. Climate change and extreme wave heights in the north Atlantic[C]//Proceedings of 2004 Envisat & ERS Symposium. Salzburg, Austria: ADS, 2004.
[21] Hughes J D, Vaze J. Non-stationarity driven by long-term change in catchment storage: possibilities and implications[C]//Proceedings of the 26th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Prague, Czech Republic: IAHS, 2015.
[22] Milly P C D, Betancourt J, Falkenmark M, et al. Stationarity is dead: whither water management? [J]. Science, 2008, 319(5863): 573—574.
[23] Gray V. Climate change 2007: the physical science basis: summary for policymakers[R]. Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007.
[24] Vanem E. Non-stationary extreme value models to account for trends and shifts in the extreme wave climate due to climate change[J]. Applied Ocean Research, 2015, 52: 201—211.
[25] 盛骤, 谢式千, 潘承毅. 概率论与数理统计[M]. 4 版. 北京: 高等教育出版社, 2012.
Sheng Zhou, Xie Shiqian, Pan Chengyi. Probability Theory and Mathematical Statistics[M]. 4th ed. Beijing: Higher Education Press, 2012.
[26] Gilleland E, Katz R W. ExtRemes 2.0: an extreme value analysis package in R[J]. Journal of Statistical Software, 2016, 72(8):1—39.
[27] Stephens S A, Ramsay D L. Extreme cyclone wave climate in the Southwest Pacific Ocean: influence of the El Niño Southern Oscillation and projected climate change[J]. Global and Planetary Change, 2014, 123: 13—26.
[28] Klein Tank A M G, Zwiers F W, Zhang X. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation [R]. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization (WMO), 2009.
[29] Katz R W. Statistical Methods for Nonstationary Extremes[M]//AghaKouchak A, Easterling D, Hsu K, et al. Extremes in a Changing Climate: Detection, Analysis and Uncertainty. Dordrecht: Springer, 2013.

Basic research on the characteristics of hazardous waves in the South China Sea

Wang Lüqing[1,2,3], Xia Yunqiang[3], Liang Bingchen[1,2], Wang Haifeng[3], Yang Jinling[3]

(1.*College of Engineering, Ocean University of China, Qingdao* 266100, *China*; 2.*Shandong Province Key Laboratory of Ocean Engineering, Ocean University of China, Qingdao* 266100, *China*; 3. *Navy Research Academy, Beijing* 100070, *China*)

Abstract: Based on the global merged altimeter wave height database (1991—2016), the characteristics of hazardous waves in the South China Sea (SCS) are investigated. The hazardous waves in the SCS can be classified into typhoon waves and non-typhoon waves in accordance with the inducing weather system. In terms of this classifying standard, a factor termed as typhoon wave weight factor (W) is defined to reveal the quantitative relationship between the typhoon waves and the non-typhoon waves. In accordance with quantitative analysis of the hazardous waves, it is revealed that hazardous waves in different regional oceans are highlighted with different statistical characteristics. Based on the annual extreme waves sampled from the merged altimeter wave data, extreme value analysis is carried out to predict the return period wave height in the SCS. It is proved that there is significant correlation between the W and the types of GEV.

Key words: South China Sea; extreme value analysis; satellite altimeter wave height; typhoon wave weight factor; hazardous waves