中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 11 期: 1706 ~ 1713
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

基于波形分类和子波形提取的雷达高度计近海波形重构算法

杨乐[①②*], 林明森[③], 张有广[③], 柳钦火[①], 潘德炉[②]

① 中国科学院遥感应用研究所, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;
② 国家海洋局第二海洋研究所, 国家海洋局海洋动力过程与卫星海洋学重点实验室, 杭州 310012;
③ 国家卫星海洋应用中心, 北京 100008
* E-mail: yangle@irsa.ac.cn

收稿日期: 2010-12-21; 接受日期: 2011-08-05
国家自然科学青年基金(批准号: 41001212)和卫星海洋环境动力学国家重点实验室开放基金(编号: SOED1008)资助

摘要 雷达高度计是测量海洋动力参数的重要传感器, 为解决雷达高度计在近海测量数据不可用的问题, 基于大量波形的分析及已有波形重构算法的比较, 本文提出了一种基于波形分类和子波形提取的近海波形重构算法(OceanCS). 采用了验潮站的实测水位以及浮标的实测有效波高数据对算法的结果进行了验证. 结果表明, 本文提出的算法在近海的回波波形处理方面要优于其他五种算法(海洋算法、OCOG 算法、Ice-2 算法、Beta5 算法和阈值算法), 并且不仅可反演海面高度、还可反演有效波高. 通过对高度计的近海回波波形进行重构处理, 可以提高近海测高数据的数量和质量.

关键词
雷达高度计
近岸水体
波形重构算法

星载雷达高度计用于测量全球海洋动力参数, 包括海面高度、有效波高和风速, 这些数据可用于监测海洋环境, 包括海面风场、浪场、海流、海上风暴和潮汐等[1~3]. 我国计划于 2011 年 9 月发射我国第一颗专用海洋动力环境卫星——海洋二号(HY-2), 雷达高度计是其三个主要载荷之一[4,5]. 但是根据高度计数据的质量控制条件, 离岸约 50 km 范围内大部分的海上测量数据不可用, 即无法提供和远海相同的高精度近海测高产品. 如何通过遥感手段获取近岸海洋的环境动力参数是当前海洋学研究中急需突破和解决的关键问题和难点之一. 在影响雷达高度计近海测高精度的因素中, 高度计自身的波形处理方法是需要首先解决的问题. 目前已有多种的波形重构方法, 这些波形重构算法可被分为两类: 基于模型的拟合算法, 如海洋算法[6,7]、Beta5/9 算法[8]、Ice-2 算法[9,10]; 不基于模型的算法, 如 OCOG 算法[11]、阈值算法[12,13]. 虽然大部分算法的提出是为了处理高度计在冰层的回波, 但目前这些算法已被推广到内陆的河流和湖泊[14,15], 甚至陆地[16]的回波波形处理.

在近海的波形处理方面, Brooks 等[17]研究了 TOPEX 高度计在海陆交界处回波波形的变化后, 指出通过人为判断并选取波形上升沿半功率点的阈值重构法可缩短近海测高数据的不可用距离. 但该算法并不能在无人干预的情况下自动实现. 许厚泽等[18,19]结合 Beta5 算法和 OCOG 算法对中国南海区域四轨 TOPEX/ POSEIDON 和 ERS-1 的波形进行处理,

英文引用格式: Yang L, Lin M S, Zhuang Y G, et al. A retracking algorithm based on waveform classification and sub-waveform extraction for coastal altimetry (in Chinese). Sci Sin Terrae, 2011, 41: 1706–1713

并将结果与一个验潮站的实测数据进行了比较, 用于重构近海平均海平面. Yang 等[20]利用 JASON1 高度计在中国近海一年的测量波形, 采用升降轨交叉点的海面高度异常值及验潮站的实测水位比较了海洋算法、OCOG 算法、Ice-2 算法和阈值算法四种波形重构算法的结果, 指出在近海的波形处理方面 OCOG 算法优于其他算法. Freeman 等[21]和 Berry 等[22]提出了一个处理近海回波的专家系统, 通过把波形分为十类, 再分别采用四种不同的波形重构方法(海洋算法、OCOG 算法、Ice-2 算法和阈值算法)进行计算. 由于是专家系统, 该算法也需要一定的先验知识及人为干预. Guo 等[23]和 Hwang 等[24]提出了一种新的算法, 通过从有多个上升沿的回波中提取出子波形, 再判断并确定与大地水准面模型结果最合适的海面高度结果. 该方法的本质还是阈值算法, 是不基于模型的算法, 缺乏明确的物理概念, 而且只能由波形得到卫星到海面的距离这一个量, 没有有效波高和后向散射系数. Gomez-Enri 等[25]针对近海 Brown 和尖峰混合的回波, 提出了实验性的混合波形重构算法.

本文针对近海测高波形受陆地影响的状况, 提出了基于波形分类和子波形提取的近海波形重构算法, 并进行了相应的验证, 以提高高度计在近岸海洋测量数据的数量和质量, 拓展高度计数据的应用范围, 在一定程度上解决了高度计在近海回波波形的反演问题.

1 雷达高度计在近海的回波测量

由于高度计最初的设计是用于观测全球中大尺度的海洋环流, 因此回波模型以及海面参数的反演方法都是基于 Brown 卷积模型[26]. 然而在非海洋表面以及近海, 高度计获取的回波波形不再符合 Brown 模型. 在近海主要是受陆地的影响, 影响的范围除了与高度计的足迹大小(约 10 km)有关外, 还与岸线和高度计轨道之间的相对位置以及陆地地形有关. Yang 等[20]分析了 JASON1 第 164 周期在中国海域的波形数据, 数据不可用的距离最小是 3 km, 最大为 47.2 km, 从陆地到海洋 JASON1 数据不可用距离的平均值为 15.5 km, 从海洋到陆地为 12.3 km.

图 1(a)是 JASON1 第 164 周期 229 号升轨从南海进入福建省, 穿过中国东南部, 然后从长江三角洲离开陆地进入东海的轨道, 图 1(b)~(d)为高度计 Ku 波段测量的三组 20 Hz 回波波形, 分别对应图 1(a)中三个圈指示的位置, (b)是高度计轨道从海面靠近陆地测量的一系列波形, (c)是在陆地上测量的一系列波形, (d)是高度计轨道离开陆地进入海面的波形. 每个波形对应地面的间距约为 290 m. 波形的横坐标是高度计的波形采样门, 纵坐标是回波的能量值. 图 1(b)中纬度小于 23.72°N 的波形和(d)中纬度大于 32.14°N 的波形为典型的海面回波, 具有一个明显的平缓上升沿及下降沿. 从图 1(b)中可以看出, 随着高度计轨道由海洋向陆地移动, 典型海面回波的波形后沿逐渐出现了较强的信号, 并不断的向波形的前沿移动. 这个信号就是来自陆地的回波, 由于陆地对微波的反射与海面相比可视为准镜面, 对于垂直观测的高度计, 其散射信号强于海面. 陆地回波与海面回波的区别很大, 通常波形峰值能量大, 上升沿和下降沿都很陡峭, 图 1(c)中还有间断的数据空白, 这是由于陆地的高程起伏过大导致了高度计的波形跟踪系统失锁.

2 近海波形重构算法

由于陆地的影响, 高度计在近海测量的回波波形不再符合 Brown 模型, 但高度计在近海的测高数据仍然包含了丰富的信息, 近海测高数据不可用的根本原因还在于采用了处理远海数据相同的方法来反演近海的测高数据. 近岸海域的波形重构是为了从可能受到陆地影响的海面回波波形中反演出近海的海面参数. 从已有的研究成果[20]来看, 海洋算法适合于离岸距离 50 km 以上的海面回波波形重构计算, 其精度最高, 但在离岸距离小于 10 km 时, 海洋算法几乎无法得到正确的结果. 在离岸距离小于 10 km 的点上, OCOG 算法优于海洋算法、Ice-2 算法以及阈值算法.

基于以上的分析, 本文提出了基于波形分类和子波形提取的近海波形重构算法(OceanCS, coastal Ocean retracker based on waveform Classification and Sub-waveform extraction), 该算法结合了海洋算法与 OCOG 算法的优势. 具体计算流程见图 2, 首先依据一定的标准把高度计在近海测量的回波波形分为三类: 远海型、近海型和陆地型. 然后针对三类波形采用不同的处理方法: 对第一类典型的远海回波波形

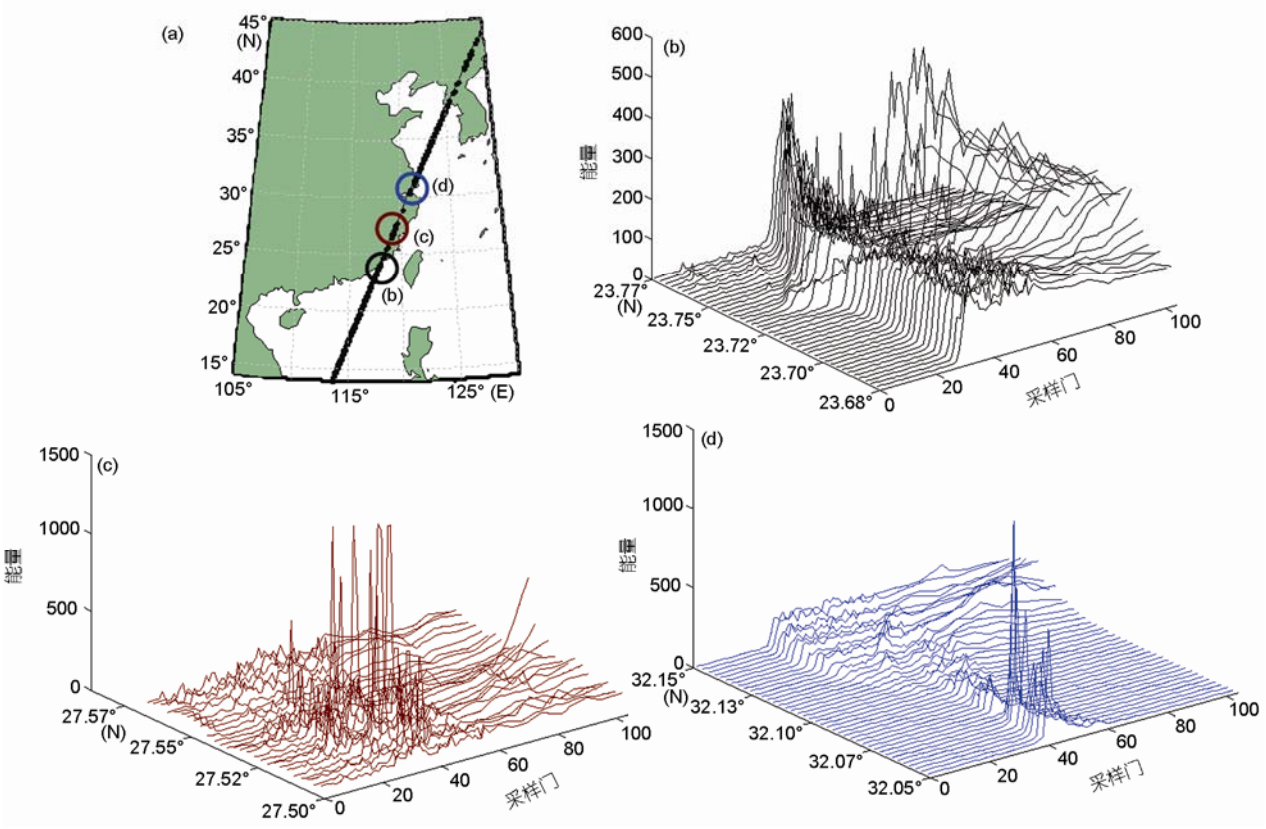

图 1　JASON1 高度计第 164 个周期 229 轨道及三部分回波波形

(a) JASON1 高度计第 164 个周期 229 轨道; (b) 高度计轨道从海面靠近陆地测量的一系列波形; (c) 在陆地上测量的一系列波形; (d) 高度计轨道离开陆地进入海面的一系列波形

采用海洋算法计算; 第二类为具有海面信息的复杂近海型回波, 从该类波形中提取出子波形, 对子波形采用海洋算法计算. 子波形是指原始波形中包含由海面反射信号产生的上升沿的部分波形; 对第三类不含有海面信息的陆地型波形不进行处理. 这样, 最终可反演得到近海海面的海面高度和有效波高.

其中, 波形分类和子波形提取的效果对计算结果有关键性的影响, 而两者又相互关联, 与所选取的体现波形形状的因子的好坏有关. 所选取的波形形态因子应对波形的形态变化非常敏感. 由于在近海 10 km 的范围内, OCOG 算法的结果优于其他业务化算法, 本文选取了 OCOG 算法的输出三个参数(波形高度 A、宽度 Width 和重心位置 COG)作为波形分类的因子, 并在此基础上增加了两类因子, 波形的一阶差商和峰值能量. 最后, 综合这三类因子对波形进行分类及子波形的提取. 三类指标具体计算公式如下:

(1) OCOG 算法输出的波形高度 A、宽度 Width 和重心位置 COG:

$$\mathrm{A}=\sqrt{2\times\sum_{k=1}^{n}[0.5\times W^2(k)\times W^2(k)]\Big/\sum_{k=1}^{n}W^2(k)},\tag{1}$$

$$\mathrm{Width}=\left(\sum_{k=1}^{n}W^2(k)\right)^2\Big/\sum_{k=1}^{n}W^4(k),\tag{2}$$

$$\mathrm{COG}=\sum_{k=1}^{n}k\times W^2(k)\Big/\sum_{k=1}^{n}W^2(k).\tag{3}$$

其中, $W(k)$是在采样门 k 对应的回波能量, k=1, …, n (不同的高度计 n 值不同, JASON1 为 104).

(2) 波形的一阶差商. 波形中上升沿的个数可通过波形的一阶差商确定, 计算公式为

$$W'(k)=\frac{W(k+1)-W(k)}{\Delta t}.\tag{4}$$

其中, Δt=3.125 *ns* 为采样门的时间间隔.

如果连续两个采样门的一阶差商 W'大于 0, 并且

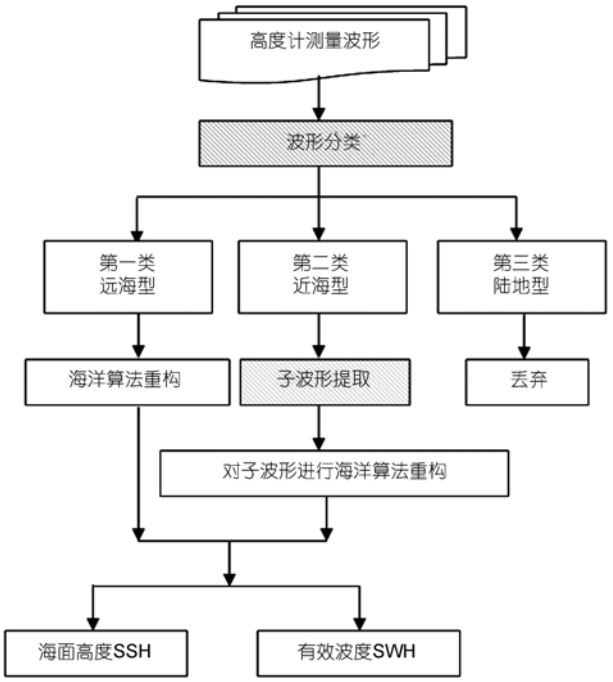

图 2　基于波形分类和子波形提取的近海高度计波形重构算法流程图

一阶差商之合大于 8, 那么判定为一个上升沿开始的位置, 接下来一阶差商小于 0 处是上升沿结束的位置, 这之间的波形即可能是一个对应于海面反射信号的上升沿, 称为准上升沿. 如果两个准上升沿间的距离小于 3 个采样门, 合并为一个上升沿. 这样就可以得到波形中上升沿的个数及对应的位置.

(3) 波形的峰值能量 Pu:

$$\mathrm{Pu} = \max_{k}(W(k)). \tag{5}$$

基于大量的波形分析, 第一类海洋型回波的判定条件为: 上升沿个数为 1, 宽度大于 50 个采样门, 重心位置在第 60 到第 65 个采样门之间, 高度小于 400, 峰值能量小于 600; 第二类近海型回波, 判定条件为: 上升沿的个数大于或等于 2, 并且重心位置 COG 大于第 65 个采样门或者 COG 在第 40 个到第 65 个采样门之间, 并且宽度小于 40 个采样门; 不满足上述条件的波形被归为第三类. 对于第二类近海型回波, 需要再进行子波形提取. 在前面波形一阶差商的计算过程中, 已经获得了上升沿的位置, 即可提取出子波形, 进行下一步计算. 海洋算法是通过把波形与 Hayne 回波模型[27]进行最小二乘拟合, 得到波形上升沿的中心位置(用于计算海面高度)、斜率(用于计算有效波高)和峰值, 具体的计算流程可参见文献[6, 7, 28].

对 JASON1 高度计在中国及毗邻海域测量波形的分类结果见图 3(a), 蓝、青、红三种颜色分别代表远海型、近海型及陆地型回波所在位置. 从图 3(a)三种波形的分布上来看, 本文的波形分类方法可有效的对波形进行区分, 通过采用本文提出的基于波形分类和子波形提取的波形重构算法, 在蓝色和青色的区域都可以反演得到海面高度和有效波高. 为了对比, 图 3(b)给出了高度计自身的波形标志位对波形划分的结果, 蓝色和红色分别表示波形数据正常和

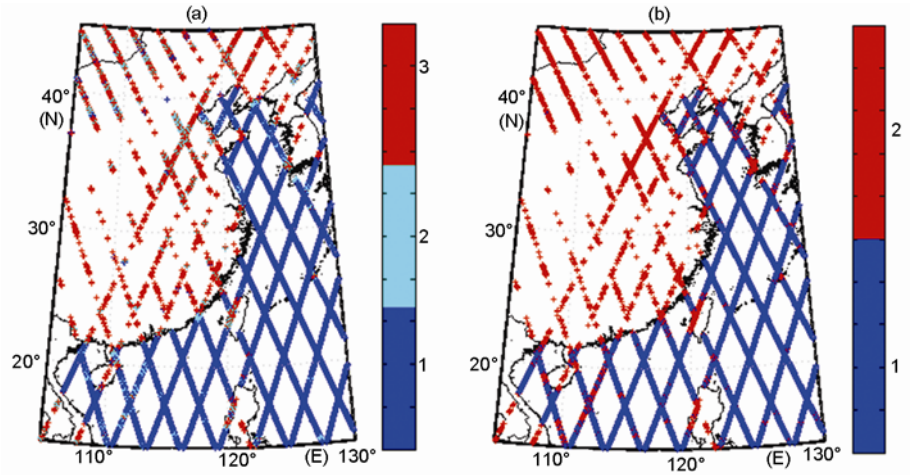

图 3　JASON1 高度计在中国及毗邻海域的波形分类结果图

(a) 本文的波形分类方法; (b) 高度计的波形标志位

异常的位置, 红色部分的数据即是高度计测量数据不可用的部分. 对比图 3(a)和(b)可知, 采用本文的算法可以获得更多的海面数据, 特别是在近海区域. 此外, 从图 3(a)中还可以看到, 在陆地上的湖泊以及地势平坦区域, 高度计测量的回波波形数据也是可用的, 但反演参数不再是海面高度和有效波高, 这部分内容将在另外的文章中讨论.

3 计算结果验证

采用了两种方法对本文提出的基于波形分类和子波形的波形重构方法的结果进行验证: 一是验潮站的实测水位和高度计波形重构后的海面高度 SSH 比较; 二是近海浮标实测的有效波高和高度计波形重构后的有效波高 SWH 比较.

3.1 与验潮站实测水位的比较

本文的比较方法是对验潮站实测水位和高度计反演的海面高度分别计算一个随时间变化的波动序列, 比较两者的相关性和标准偏差[20]. 采用了三亚站(18.23°N, 109.53°E)的小时平均实测水位数据, 验潮站离岸距离为 53 m, 距 JASON1 的 077 号轨道 3.73 km(见图 4). 图 5 中黄色的点是本文算法(OceanCS)与三亚站实测水位比较的有效结果数目、相关性和标准偏差在 17.38°~18.28°N 范围内的结果. 可以看到, 当高度计的轨道逐渐靠近三亚站时, 不同波形重构算法的有效结果数目、相关性呈现明显下降的趋势, 部分算法无法得到有效结果. 表 1 给出了海洋算法、Ice-2 算法、OCOG 算法、阈值算法、Beta5 算法和 OceanCS 算法在离三亚站最近的 60 个波形(约 20 km)范围内平均的结果与实测水位相比较的相关性和标准偏差. 相关性从高到低依次是 OceanCS 算法、OCOG 算法、海洋算法、阈值算法、Beta5 算法和 Ice-2 算法. OceanCS 算法和 OCOG 算法结果的相关性分别是 0.997 和 0.974, 海洋算法和阈值算法的结果相近, 分别是 0.943 和 0.941, Beta5 算法和 Ice-2 算法的结果最差. 标准偏差的结果与相关性的结果类似, OceanCS 算法的海面高度与验潮站实测水位的标准偏差最小, 为 8.98 cm. 因此, 与验潮站实测水位的比较结果显示, 本文提出的近海波形重构方法的结果要优于 OCOG 算法及其他波形重构算法, 更适合于高度计在近海的回波波形处理.

3.2 与浮标实测有效波高的比较

有效波高虽然是高度计测量的“副产品”, 但目前已经被广泛的用于海浪模式的验证和同化. 本文通过高度计在近海波形重构后的有效波高与浮标实测的有效波高数据进行比较, 来进一步评价不同的波形重构算法. 但是, 在目前的波形重构算法中, 只有海洋算法和本文的 OceanCS 算法可以反演有效波高, 其他算法只能得到海面高度, 于是我们通过结合不能反演有效波高的算法和海洋算法来计算有效波高, 即先通过 OCOG 算法、Ice-2 算法、阈值算法、Beta5 算法确定波形上升沿半功率点的位置, 作为已知参数带入海洋算法进行拟合, 计算有效波高.

由于本文算法是针对提高近海高度计反演结果的数量和质量, 因此选取浮标数据的标准是浮标位置离陆地以及 JASON1 高度计轨道的距离均小于 20 km. NDBC(National Data Buoy Center)的 46027 号浮标位置为(41.85°N, 124.38°W), 离岸距离为 12.69 km, 距 JASON1 的 069 号轨道的距离为 11.41 km. 比较的

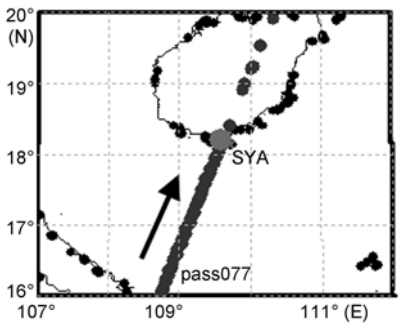

图 4 三亚验潮站 SYA 的位置及 JASON1 地面轨道 077

表 1 三亚验潮站附近实测水位和 JASON1 高度计 077 号轨道不同算法比较的相关性和标准偏差

波形重构算法	海洋算法	Ice-2 算法	OCOG 算法	阈值算法	Beta5 算法	OceanCS 算法
相关性	0.943	0.421	0.974	0.941	0.875	0.997
标准偏差(cm)	17.3	105.9	9.57	17.6	18.1	8.98

空间窗口为 20 km, 时间窗口为 1 小时. 图 6 是 6 种波形重构算法和浮标实测波高之间的散点图, 可以看到, OCOG 算法、Threshold 算法和 Beta5 算法的结果都普遍偏大. 表 2 中给出 6 种算法及高度计产品(GDR, Geophysical Data Record)与浮标实测波高比较结果的标准偏差、相关系数和线性拟合系数. 在线性拟合关系中, x 代表实测有效波高, y 代表反演得到的有效波高. 可以看到, 本文提出的 OceanCS 算法与浮标实测波高比较的标准偏差最小, 相关系数最大, 分别 0.490 和 0.962 m, 线性拟合系数为 y=0.79x+0.27, 精度达到了高度计在远海测量有效波高的精度 0.5 m. 此外, 由于浮标的离岸距离只有 12.69 km, 高度计业务化的 GDR 产品的有效波高精度仅为 0.940 m, 远大于在远海的精度标准 0.5 m. 值得说明的是, 虽然 GDR 产品中的有效波高同样是通过海洋算法计算得到, 但本文采样海洋算法的精度为 0.549 m, 这是因为 GDR 产品中提供的是 1 Hz 的波高(波高之间的时间间隔为 1 s), 而采用海洋算法对原始 20 Hz 波形进行计算后得到的是 20 Hz 的波高(波高之间的时间间隔为 0.05 s), 可见采用波形重构算法对原始测量波形进行计算, 可获得更高分辨率和精度的有效波高值.

4　结论

本文针对雷达高度计在近海测量受影响的情况, 基于大量近海回波波形及其形成原因分析, 提出了针对近海的波形处理方法——基于波形分类和子波形的波形重构算法(OceanCS), 该算法结合了海洋算

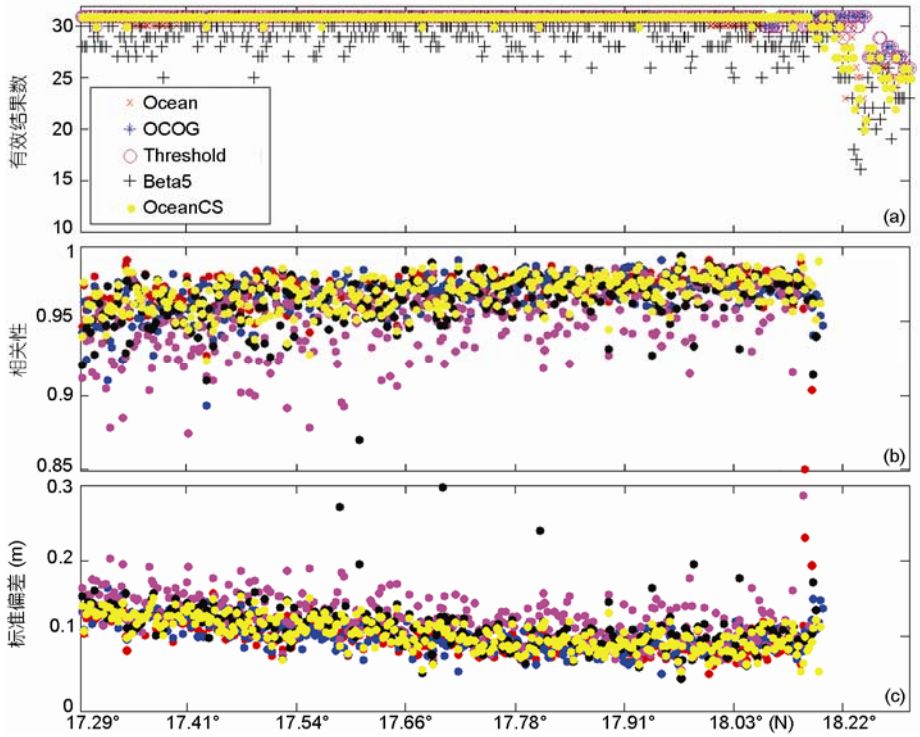

图 5　JASON1 轨道 077 五种算法与验潮站三亚站水位比较的有效结果数目、相关性和标准偏差在 17.38~18.28°N 范围内的结果

表 2　浮标实测有效波高及六种波形重构算法及 GDR 产品的有效波高比较的标准偏差、相关系数和线性拟合系数

波形重构算法		Ocean	Ice-2	OCOG	Threshold	Beta5	GDR	OceanCS
标准偏差 (m)		0.549	0.850	1.633	1.826	1.767	0.940	0.490
相关性		0.940	0.791	0.550	0.587	0.565	0.762	0.962
线性拟合	系数 a	0.72	0.53	0.38	0.40	0.38	0.72	0.79
y=ax+b	系数 b	0.53	1.11	2.66	2.92	2.85	0.88	0.27

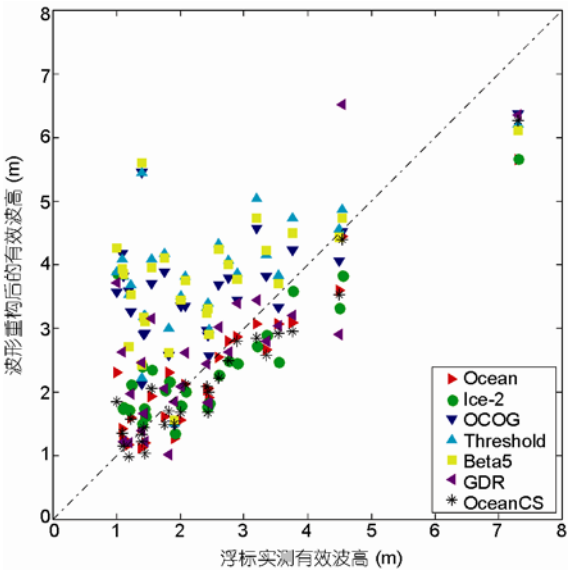

图 6　浮标和高度计六种波形重构算法以及 GDR 产品中的有效波高结果

法和 OCOG 算法的优势. 通过合理的标准把波形分为三类: 远海型(典型海洋回波波形)、近海型(具有海面信息的复杂波形)、以及陆地型(不含海面信息的波形). 对于典型的海洋回波波形采用海洋算法计算; 对于具有海面信息的复杂波形, 提取海面反射产生的上升沿, 对包含这个上升沿的子波形采用海洋算法计算; 对陆地型波形不进行处理. OceanCS 算法与业务化的算法(海洋算法、OCOG 算法、Ice-2 算法、阈值算法)相比, 通过波形分类及子波形的提取, 能够从近海复杂的回波信号中反演得到高精度的海面信号. 而与目前已提出的近海算法的不同在于 OceanCS 算法的核心是物理概念明确的基于模型的海洋算法, 不仅可以反演海面高度外, 还有有效波高.

在与三亚验潮站实测水位的比较中, 本文提出的方法比 OCOG 算法的标准偏差 9.57 cm 要小, 为 8.98 cm. 在与浮标实测波高比较中, 本文的方法标准偏差最小, 为 0.490 m, 达到了高度计在远海测量有效波高的精度 0.5 m. 因此, 本文提出的算法在近海的回波波形处理方面要优于其他 5 种算法(海洋算法、OCOG 算法、Ice-2 算法、Beta5 算法和阈值算法). 虽然该方法的计算量相对较大, 并且波形分类的标准带有一定的经验性, 但通过该算法对高度计的回波波形进行重构处理, 可以缩短近海数据不可用的距离, 提高近海测高数据的数量和质量.

最后, 本文提出了通过与实测有效波高数据的比较来评价波形重构算法. 对于不能得到有效波高的波形重构算法, 把该算法得到的上升沿半功率点的位置作为已知量带入海洋算法进行拟合, 通过联合两种波形重构算法, 得到不同算法的有效波高结果.

致谢　感谢法国 AVISO 中心提供的 JASON1 高度计波形数据, 国家海洋局海洋信息中心提供的验潮站实测数据, 以及美国 NOAA 提供的 NDBC 浮标实测数据. 感谢审稿人提出的宝贵修改意见.

参考文献

1　Evans D L, Alpers W, Cazenave A, et al. Seasat—A 25-year legacy of success. Remote Sens Environ, 2005, 94: 384–404
2　Chen G, Quartly G D. Annual amphidrome: A common feature in the ocean. IEEE Geosci Remote Sensing Lett, 2005, 2: 423–427
3　Wunsch C. Altimetry: Past, present, and future. In: Proceedings of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, 2006 Mar 13–16, Venice, Italy. 2006
4　林明森. 海洋二号卫星用户需求分析. 卫星应用, 2003, 11: 7–13
5　Dong X, Xu K, Liu H, et al. The radar altimeter and scatterometer of China's HY-2 Satellite. Proc IEEE Inter Geosci Remote Sensing Symp, 2004, 3: 1703–1706
6　Callahan P S, Rodriguez E. Retracking of Jason-1 data. Mar Geod, 2004, 27: 391–407
7　Thibaut P, Amarouche L, Zanife O Z. Jason-1 Altimeter ground processing look-up correction tables. Mar Geod, 2004, 27: 409–431
8　Martin T V, Zwally H J, Brenner A C, et al. Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveform. J Geophys Res, 1983, 88: 1608–1616
9　Legresy B, Remy F. Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations. J Glaciol, 1997, 43: 197–206
10　Bamber J L. Ice sheet alimeter processing scheme. Int J Remote Sens, 1994, 15: 925–938

11 Wingham D J, Rapley C G, Griffiths H. New technique in satellite altimeter tracking systems. Proce IEEE Inter Geosci Remote Sensing Symp, 1986, 1: 185–190
12 Laxon S. Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. Int J Remote Sens, 1994, 15: 915–924
13 Davis C H. A robust threshold retracking algorithm for extracting ice-sheet surface elevation from satellite radar altimeters. Proc IEEE Inter Geosci Remote Sensing Symp, 1996, 3: 1783–1787
14 Papa F, Legresy B, Remy F. Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. Remote Sens Environ, 2003, 87: 136–147
15 Frappart F, Calmant S, Cauhope M, et al. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. Remote Sens Environ, 2006, 100: 252–264
16 Berry P A M. Topography from land radar altimeter data: Possibilities and restrictions. Phys Chem Earth A, 2000, 25: 81–88
17 Brooks R L, Lockwood D W, Lee J E, et al. Land effects on TOPEX radar altimeter measurements in Pacific Rim Coastal Zones. In: Brown, ed. Remote Sensing of the Pacific Ocean by Satellites. NSW Australia: Earth Ocean & Space Pty Ltd, 1998. 175–198
18 许厚泽, 鲍李峰, 陆洋. 浅海区域 Topex/Poseidon 测高卫星数据波形重构方法. 地球物理学报, 2004, 47: 216–221
19 许厚泽, 鲍李峰, 陆洋, 等. 由 ERS-1 波形重构确定我国近海平均海平面. 地球物理学进展, 2007, 22: 427–431
20 Yang L, Lin M, Pan D. Retracking Jason1 altimeter waveform over china coastal zone. In: Proceedings of SPIE—The International Society for Optical Engineering, 2008, 7154: doi: 10.1117/12.804835
21 Freeman J, Berry P A M. A new approach to retracking ocean and coastal zone multimission altimetry. In: Proceedings of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, 2006 Mar 13–16, Venice, Italy. 2006
22 Berry P A M, Bracke H, Jasper A. Retracking ERS-1 altimeter waveforms over land for topographic height determination: An expert systems approach. European Space Agency Pub, SP-414, 1997, 1: 403–408
23 Guo J Y, Hwang C W, Chang X T, et al. Improved threshold retracker for satellite altimeter waveform retracking over coastal sea. Prog Nat Sci, 2006, 16: 732–738
24 Hwang C W, Guo J Y, Deng X L, et al. Coastal gravity anomalies from retracked Geosat/GM altimetry: Improvement, limitation and the role of airborne gravity data. J Geod, 2006, 80: 204–216
25 Gomez-Enri J, Cipollini P, Gommenginger C, et al. Improving coastal altimeter products by a new retracking approach. In: Proceedings of SPIE—The International Society for Optical Engineering, 2009, 7473: doi: 10.1117/12.831080
26 Brown G S. The average impulse response of a rough surface and its applications. IEEE Trans Antennas Propag, 1997, AP-25: 67–74
27 Hayne G S. Radar altimeter mean return waveforms from near nominal-incidence ocean surface scattering. IEEE Trans Antennas Propag, 1980, AP-28: 687–692
28 杨乐. 卫星雷达高度计在中国近海及高海况下遥感反演算法研究. 博士学位论文. 南京: 南京理工大学, 2009. 18–24