

利用卫星测量技术和小波滤波方法探测 表层地转流

张子占^{①②*} 陆 洋^{①③} 许厚泽^{①③}

(① 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077; ② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 中国科学院天文地球动力学联合研究中心, 上海 200030)

摘要 根据海面地形的空域频谱特征, 提出用小波滤波器对海面地形进行滤波降噪的方法. 通过对全球及黑潮流系区域的海面地形进行小波滤波和高斯低通滤波降噪后所确定的地转流的比较, 显示前者较之后者更能表现地转流的局部特征. 依据 CG01C 卫星重力场模型和 EGM96 重力场模型, 分别联合由卫星测高确定的 KMSS04 平均海面高模型构造海面地形. 将据小波滤波降噪后所推算出的全球平均地转流、黑潮和热带太平洋区域地转流与海洋学结果的比较, 以及据此两不同重力场模型推算的大地水准面误差对计算地转流流速精度的对比都表明: 重力卫星确定的地球重力场模型较之以前存在的重力场模型在长波部分精度有较大提高. 联合现有卫星重力和卫星测高数据探测的全球平均地转流, 在大、中尺度上与海洋学结果相一致, 这表明从大地测量(空间)角度来研究洋流已达到较高的精度.

关键词 卫星测高 卫星重力 小波滤波 地转流

洋流是地球海洋系统物质迁移、热能传输交换等动力过程的重要驱动力之一, 不同尺度、不同类型的洋流对全球和人类的生存环境有不同程度的影响, 如对全球气候有着重要影响的厄尔尼诺和拉尼娜现象以及对我国有重要影响的“黑潮”. 地转流是洋流的主体部分, 对其进行研究有助于了解洋流的形成机制、变化规律, 对开发利用海洋资源、环境监测、减灾防灾、船舰导航等具有重要意义. 近年来卫星大地测量技术的迅速发展, 为我们利用卫星数据从空间角度研究大洋环流提供了很好的机会 [1-5].

利用空间技术精确探测地转流的关键在于高精度高分辨率的海面地形, 这就要求高精度高分辨率的海洋大地水准面和海面高. 二十多年来, 卫星测高为我们提供了大量的海面高数据. 联合过去多年的

卫星测高观测数据结果推算的全球平均海面高的精度可达几个厘米, 空间分辨率达 $2' \times 2'$ [2,6]. 过去由于受到大地水准面精度的限制, 高分辨率高精度的海面地形无法获得.

随着新一代重力卫星的升空, 为人类了解地球重力场开辟了新的纪元. 由德国地学中心(GFZ)和美国宇航局(NASA)联合研发的低低卫-卫跟踪重力卫星GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment Mission), 主要用于探测重力场和全球气候变化 [4,5]. 由GRACE卫星飞行 30 d提供的地球重力场信息超过了我们过去 30 年对其了解的总和 [5]. Tapley等 [7]的分析结果表明由GRACE卫星 2003 年提供的资料解算的重力场模型可以在 400~600 km空间尺度上反映地球重力场月间隔之时间变化, 并且能够达到相当高的

收稿日期: 2006-09-27; 接受日期: 2006-12-22

国家自然科学基金(批准号: 40374007, 40234039)和中国科学院研究生科学与社会实践专项(2006)资助

* E-mail: zzhang@asch.whigg.ac.cn

精度. 最近, 有专家学者根据GRACE数据反演所得南极冰川和格陵兰冰川变化与其他监测结果相一致 [8,9].

本文由卫星重力资料恢复的重力场模型 EIGEN-CG01C(以下简称 CG01C 模型), 联合卫星测高推求的平均海面高模型 KMSS04 构造全球平均海面地形, 然后利用小波滤波方法去掉短波及噪声信号, 推算全球大、中尺度的平均地转流, 并进一步讨论大地水准面误差对地转流的影响, 同时对黑潮、太平洋的赤道流系进行比较分析.

1 数据资料

1.1 卫星测高数据和卫星重力数据

国内外专家学者根据卫星测高提供的海量观测资料研制了多种版本的海面高模型. 目前最新的平均海面高模型KMSS04 由Andersen等学者联合包括 5 颗测高卫星在内的共 8 种卫星(T/P, T/P Tandem Mission, ERS1 ERM+GM, ERS2 ERM, GEOSAT GM和 GFO-ERM等)近十年的观测数据研制而成. 为了减弱或避免海面高模型在近海岸精度下降等问题, 研制者采用了多种波形重构方法对测高数据进行处理. 来自JASON和ENVISAT卫星的数据证明了此海面高模型的精确性, 同时据此模型和GRACE重力卫星得到的初始重力场模型GGM01 推算的北极地区平均地转流, 证明是比较可靠的 [6].

最近由多家机构联合研制的CG01C重力场模型, 利用了 200 d的GRACE卫星数据和 860 d的CHAMP卫星数据以及卫星测高、陆地重力测量数据等, 展开到 360 阶 [10]. CG01C模型与CHAMP/GRACE以前研制的重力场模型相比较, 其精度提高了一个数量级, 整体(内符合)精度达到 25 cm和 5 mgal. 在 400 km的空间尺度上, 由CG01C模型计算的大地水准面精度达到 4 cm和重力异常精度达到 0.5 mGal¹⁾, 极地区域的大地水准面精度也得到较大提高 [10]. 图 1 是基于CG01C, CG03C, GGM01S, GGM02S卫星重力场模型以及 EGM96 重力场模型计算大地水准面累积误差的比较. EGM96模型是在卫-卫跟踪确定的卫星重力场模型出现之前, 公认较好并曾经被广泛使用的重力场模型. GGM01S, GGM02S卫星重力场模型则是Texas大学空间研究中心(CSR)根据GRACE卫星观测数据及卫星轨道、地面重力、卫星测高等数据研制

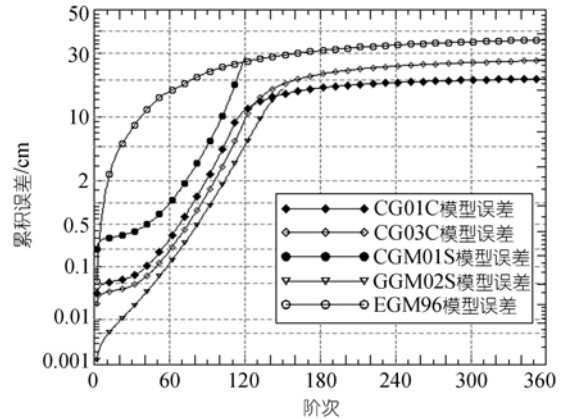


图 1 CG01C, EGM96 等模型大地水准面高累积误差

而成, 其中GGM01S使用了GRACE卫星试运行阶段 111 d (2002-04~11)的观测数据(<http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/ggm01>), GGM02S使用了GRACE卫星 363 d (2002-04~2003-12)的数据 [11]. CG03C卫星重力场模型可以认为是CG01C模型的升级版本, 利用了更多GRACE卫星观测资料, 其长波部分精度略有提高, 整体精度较CG01C模型基本相当 [12]. 从图 1 可以看到CG01C模型较EGM96 模型精度有了质的飞跃, 分辨率高于其它的卫星重力模型.

1.2 海洋水文数据

美国国家海洋数据中心(NODC)海洋气候试验室提供的全球年均再分析和统计海洋温度、盐度数据(WOA01), 包括 33 个标准层温盐场 [13]. 在比较黑潮区域的流速时, 我们用到了日本海洋数据中心(JODC)提供 1954~1994 年间的由地磁海流计、声学多普勒流速剖面仪、浮标以及其他方式测得的表层海流统计资料(http://www.jodc.go.jp/about/JODC_work_data.html).

2 数据处理与地转流计算

2.1 海面地形的小波降噪

通常情况下, 大地测量中构造海面地形的方法有两种: 一种是将海面高(由于海面高的空间分辨率高于大地水准面高)按球谐展开某一截断阶次再减去相应阶次的大地水准面 [4,14]. 为使海面高达到全球覆盖, 陆地及极地等区域用大地水准面高来代替海面高, Rapp等 [15]认为这种替代会造成海面高频谱中出现假频现象. 另一种较为合理的方法是将具有一定

1) 1 mGal=10⁻³ m · s⁻²

空间尺度的格网海面高直接减去相应大地水准面高 [16]。为了降低噪声信号的影响, 前一种方法中采用降权或者截断短波部分的球谐系数, 但无法消除假频信息; 后一种方法中则必须经过高斯低通滤波等滤波处理, 但容易受到海陆边界的影响。作者通过分析海面地形的空域频谱特征发现: 采用小波滤波可较好地克服此影响而达到海面地形的降噪效果。

文献[17]分析表明: 海面地形以低频部分为主要成分, 中频占一定比例, 含有少量高频部分, 低频与中频之间频段谱能接近于零。根据二进小波多分辨率的特性, 海面地形的各频带可被分解在不同子空间上, 这样容易对各频带进行取舍或修正。又因小波滤波具有良好的时频局部化功能, 能较好地保留海面地形的局部特征信息和减小海陆边界的影响, 因此海面地形特别适合用小波滤波方法来去掉短波及噪声信号。根据海面地形的空域频谱特征, 我们采取图 2 所示小波滤波降噪模型。

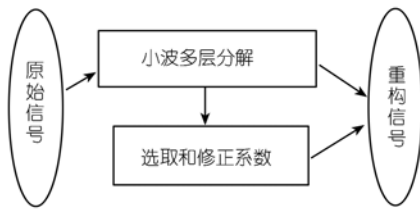


图 2 小波滤波降噪模型

海面地形(动力高) ζ 与海面高度 h 和大地水准面高 N 三者之间的几何关系可表示为

$$\zeta = h - N, \quad (1)$$

令 $\zeta = f(x, y) \in V_{j_1}^2$, 根据二维小波多尺度分析原理可知 [18-20]:

$$f(x, y) = A_{j_1} f(x, y) = A_{j_1+1} f(x, y) + \sum_{\varepsilon=1}^3 D_{j_1+1}^\varepsilon f(x, y),$$

$$J = j_1 + 1, \dots, j_2,$$

简记为: $\zeta = A_J H + D_1 H + D_2 H + \dots + D_J H$,

其中

$$A_{j_1+1} f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in Z} c_{j_1+1, m_1, m_2} \Phi_{j_1+1, m_2},$$

$$D_{j_1+1}^\varepsilon f(x, y) = \sum_{m_1, m_2 \in Z} d_{j_1+1, m_1, m_2}^\varepsilon \Psi_{j_1+1, m_1, m_2}^\varepsilon,$$

式中其他各项的意义详见文献[18,19]。这里 $D_1 H$ 表示海面地形一阶小波变换细节, $D_J H$ 表示海面地形 J 阶小波变换细节, $A_J H$ 表示 J 阶小波近似。

根据小波变换低阶细节不变性准则 [19], 结合海面地形的频谱结构, 我们去掉海面地形的一阶变换细节(高频部分), 对二阶、三阶变换细节(中频部分)进行阈值处理, 保留三阶逼近(低频部分), 然后将低频系数和修正后的中频系数进行信号重构, 即可实现对海面地形的滤波降噪。本工作中利用CG01C模型(360 阶次)和KMSS04 海面高模型构造全球高精度的平均海面地形(空间分辨率 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), 根据上述小波滤波方法去掉了波长小于 400 km 的短波及噪声信号。本文构造的海面地形模型与法国AVISO数据中心最近公布的由测高、大地水准面及海洋水文数据等多种资料同化而成的cmdt_rio05 模型 [20](比较区域: 经度 $60^\circ N \sim 60^\circ S$, 纬度 $0^\circ \sim 360^\circ$)相关系数达 0.96。

2.2 地转流的计算

除赤道及海岸区域, 海水长时间大规模的流动处于地转平衡之中。在直角坐标系中, 水平坐标方向的科氏力与压力梯度的分量保持平衡, 垂直坐标方向的科氏力与压力梯度之分量及重力保持平衡, 垂直分量满足流体静力学方程, 则相对于海面地转平衡方程可表示为 [21-23]:

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{R \cos \phi \partial \lambda} = \frac{g}{f} \eta, \quad (2)$$

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{R \partial \phi} = -\frac{g}{f} \xi, \quad (3)$$

其中, $f = 2\omega \sin \phi$, R 为地球平均半径, ϕ, λ 分别为纬度及经度, η, ξ 分别为动力高梯度东西和南北分量, g 为重力加速度, v, u 分别为地转流的東西和南北分量。

在赤道附近海域($S5^\circ \sim N5^\circ$)采用文献[24]提供的方法计算地转流, 其余海域用正常的地转流(2)和(3)式计算。本文中基于测高和大地水准面获得的海面地形是以大地水准面为参考平面, 因此所推算洋流为表层地转流。

3 结果分析

3.1 卫星测量结果与海洋学结果比较

首先, 本文对基于KMSS04海面高数据和CG01C重力场模型构造的海面地形利用小波滤波降噪后推算全球经向和纬向分量地转流。同时, 还基于EGM96重力场模型(360 阶次)和KMSS04海面高模型构造全球平均海面地形, 并采用同样滤波处理后计

算出全球平均地转流. 此外, 我们假设 3000 m 深度为无运动参考基准面, 利用海洋动力学方法(温盐数据)也构造全球平均海面地形 [25], 同样滤波处理后计算表层平均地转流.

本文所推算结果与 Tapley 等 [5] 所述结果(可参阅文献[5]中的图 1)相吻合, 并且更加详细地显示了主要地转流的局部特征, 其原因在于我们和 Tapley 采用了不同的滤波降噪方法.

依据 CG01C 模型计算结果显示了所有的主要的经向地转流分量, 且地转流的位置和流速幅值都与海洋学结果(WOA01)一致. 然而, 基于 EGM96 模型得到的结果与海洋学结果相比, 其西边界流(如“黑潮”)、特别是赤道区域洋流等流速幅值明显偏低, 且流经区域不明显, 墨西哥湾流几乎没有表现出来. 同时, 还可以看到由 CG01C 模型推算的南极绕极流在穿过大西洋、印度洋时明显向北延伸, 且在穿过南太平洋时由于新西兰边界流和德雷克海峡的影响向南削弱, 这些特征都与海洋学结果相吻合, 而 EGM96 模型结果则表现南极绕极流流经特征不够清晰且流速幅值相对较小. 在纬度方向地转流的流速相对较小, 依据不同来源模型求得结果之间差异不大, 但 CG01C 模型结果与海洋学结果也基本符合, 较好地表现了西边界流、墨西哥湾流等近海岸流, 而这些特征在 EGM96 模型结果中没有得到充分体现. 显而易见, EGM96 模型的中长波部分存在一定缺陷.

3.2 高斯滤波结果与小波滤波结果比较

本文对基于 KMSS04 海面高数据和 CG01C 重力

场模型构造的海面地形分别利用小波滤波和高斯低通滤波(两种滤波尺度相同)后推算全球地转流, 结果显示: 两者所表现的全球地转流整体分布基本一致, 但前者较后者更好地显示了墨西哥湾流、黑潮等强流的流速及主干流向变化, 特别是黑潮主干的流向特征(如图 3).

众所周知, 黑潮的流速强、流幅窄和厚度大, 主流的流经在某些区域带宽仅有 75~90 km, 两侧水位相差可达 1 m 左右 [26,27], 其各支流的带宽相对更小, 因此在黑潮流系海域海面地形起伏变化较大. 图 3(a)和(b)分别绘出了用高斯滤波方法和小波滤波方法对海面地形(由 KMSS04 海面高数据和 CG01C 重力场模型构造)滤波降噪后, 据此确定的黑潮流系海域的地转流渲染图.

比较图 3(a)和(b), 可以看到图 3(b)较(a)更加清晰地显示了黑潮主干及其支流的流向和流经区域, 如黑潮沿日本列岛流向东北, 在 35°N 附近分为两支: 一支转向东流; 另一支在 40°N 附近与来自高纬的亲潮相汇合一起转向东流 [26], 这些现象在图 3(b)中得到充分显示. 同时图 3(b)中还表现了该区域一些漩涡现象. 当然某些海域(特别是浅海区域)由于测高数据质量较差, 可能导致据此估算的地转流特征与实际不相符. 图 3(b)中显示黑潮在日本南部的最大流速可达 60 cm/s, 这与文献[28]中的所述相一致, 而在图 3(a)中最大值流速仅为 36 cm/s, 此值明显偏小.

图 4(a)绘出了海面地形经两种滤波方法处理后沿剖面线(图 3 中直线 AB 所示)的动力高. 陆地区域不存在海面地形, 因此从陆地到海洋, 海面地形存在突

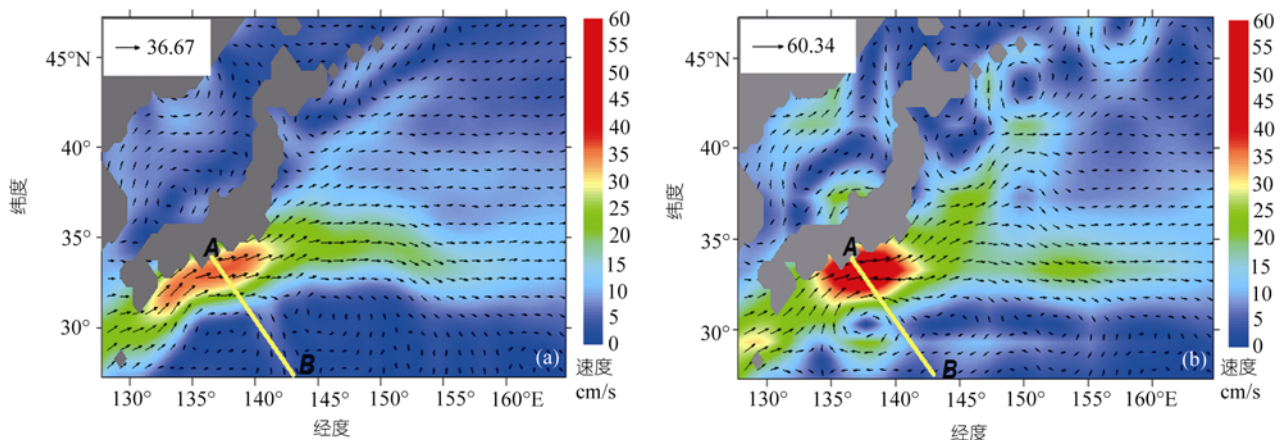


图 3

(a) 海面地形高斯滤波后确定的地转流; (b) 海面地形小波滤波后确定的地转流

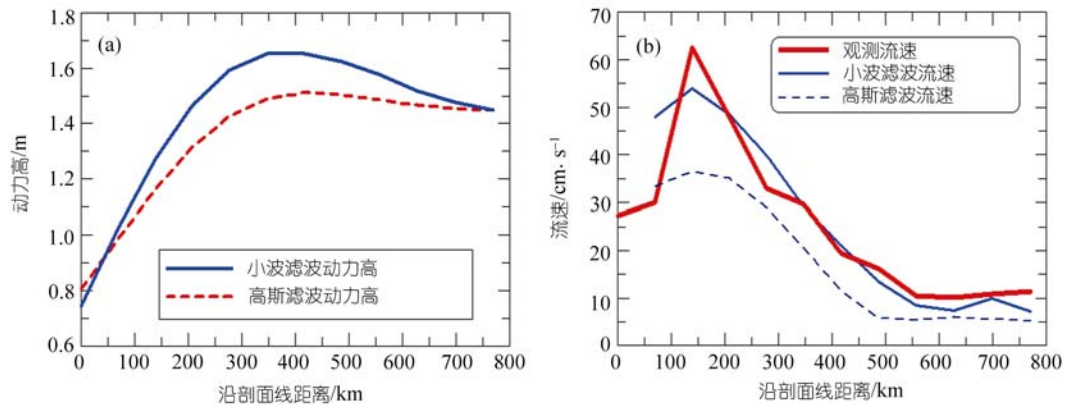


图 4

(a) 沿剖面线海面动力高度(实线表示海面动力高度经小波滤波所得, 虚线表示海面动力高度经高斯滤波所得); (b) 沿剖面线黑潮流速(粗实线表示浮标观测结果, 细实线和细虚线分别表示依据小波滤波和高斯滤波后的海面动力地形所推算流速)

变。由于高斯滤波在滤波半径范围内的点值都参与运算, 导致海陆边界被平滑, 又因黑潮是强边界流, 海面地形在此区域幅度变化较大, 所以高斯滤波很容易“削平”海面地形的峰(如图 4(a)中虚线所示)。海面地形经小波滤波后, 则能较好地避免了“削平”现象, 更好地保留海面地形的局部特征(如图 4(a)中实线所示)。

图 4(b)描绘了与图 4(a)中动力高相对应的黑潮流速及浮标观测结果。由(2)和(3)式可以看出, 在同一纬度处, 地转流的流速正比与海面地形的梯度。海面地形经小波滤波和高斯滤波后确定的洋流速度(图 4(b)中细实线和虚线)与浮标观测结果(图 4(b)中粗实线)表现了相同的趋势, 但海面地形经高斯滤波后过于平滑(两种滤波半径相同), 从而导致据其推算的流速明显低于观测值, 而据小波滤波后海面地形推算的流速与观测结果吻合较好。上述分析表明利用小波滤波较好地保留了海面地形的局部特征。

3.3 大地水准面误差对地转流精度的影响

由(1)式可推知, 海面地形的误差主要来自海面高模型误差和大地水准面的误差。如前所述, 平均海面高模型的误差已很小, 而大地水准面的误差对海面地形的精度起主要作用, 因此这里主要讨论大地水准面对地转流精度的影响。

根据误差传播定律, 由(2)和(3)式计算地转流速两水平分量的误差可表示为

$$s_v = \frac{g}{f} s_{\eta}, \quad (4)$$

$$s_u = -\frac{g}{f} s_{\xi}, \quad (5)$$

其中 s_v, s_u 为地转流速两水平分量之误差, s_{η}, s_{ξ} 为动力高在东西和南北方向梯度分量误差, 考虑(1)式, 则 s_{η}, s_{ξ} 包含了海面高误差和大地水准面误差。

图 5 给出了依据公式(4)和(5)推算大地水准面(考虑重力场模型球谐系数至 90 阶, 空间分辨率相当于 400 km)误差对确定地转流流速精度的影响。由于在赤道附近区域(大约 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, 图 5 中阴影部分), 地转平衡方程并不完全成立 [29], 因此据公式(4)和(5)推算大地水准面误差对推算地转流精度的误差贡献不够准确。

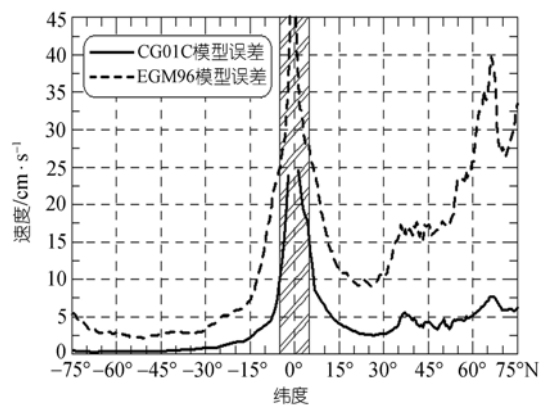


图 5 大地水准面误差所引起的地转流流速误差

从图 5 中可以看到, 基于 CG01C 模型推算的大地水准面误差对计算地转流流速的影响较 EGM96 大地水准面模型误差的影响大大减小, CG01C 模型误差对流速的误差贡献最大不超过 7.5 cm/s , 且在 $25^{\circ}\text{S}\sim 75^{\circ}\text{S}$ 之间误差不超过 1 cm/s (这一误差符合 Martel 等 [30] 认为利用大地测量方法探测地转流其流速

精度可好于 10 mm/s 的推断), 而 EGM96 模型的误差贡献在北半球最小为 9 cm/s, 最大达到 40 cm/s. 此外, 在北半球高纬度区域, 两不同来源的大地水准面模型误差对地转流流速的误差贡献差异更加明显. 在近赤道区域, 大地水准面的精度对计算流速的影响较中纬度区域要大的多, 大地水准面的微小变化都会引起洋流的明显变化.

3.4 热带太平洋区域地转流场的比较

图 6(b)和(c)分别给出了基于两个不同来源的重力场模型推算的太平洋赤道流系的表层流流场, 图 6(a)给出了相应的海洋学结果, 图 6(d)为 Matthias 等 [28]描绘的太平洋赤道流系表层流轨迹图示.

太平洋的赤道流系是比较复杂的大洋流系之一, 由数支洋流构成, 由于受地理位置和信风的影响, 不仅不对称于赤道南北两侧, 而且西向与东向流相间夹杂而配置 [31](如图 6(d)所示). 比较图 6(a)和(b)可以看出联合卫星重力场模型CG01C和平均海面高模型

KMSS04 推算的赤道区域洋流与海洋水文数据推算洋流结果吻合非常好, 都准确地表现了太平洋赤道流系的复杂特征, 轨迹、流向都与图 6(d)所描述相一致, 而由重力场EGM96 和平均海面高模型KMSS04推算的赤道流系特征不明显, 非常杂乱(图 6(c)). 如 Reid [32]所述: 图 6(a)和(b)都很好的表现了大约以南北纬 20°为轴的两个大的反气旋式环流圈. 此外, 北纬 10°~17°之间自东向西的北赤道暖流、北纬 3°~10°之间的北赤道逆流、加利福尼亚流、南赤道流等在图 6(a)和(b)中位置、流向都一致, 而从图 6(c)中无法看出这些洋流的特征.

几乎所有的大洋环流都是由各种因素(包括海底地形、海岸轮廓和岛屿影响、温盐分布、风场等)综合作用的结果. 大洋表层流主要由风驱动, 也包括密度流和其他海流. 卫星测高给出的是梯度流, 包括密度流和倾斜流, 这与主要由风驱动的总的大洋环流的形成机制是不同的. 另一方面, 卫星测高给出的梯度流中主要部分是密度流, 动力法给出的则完全是

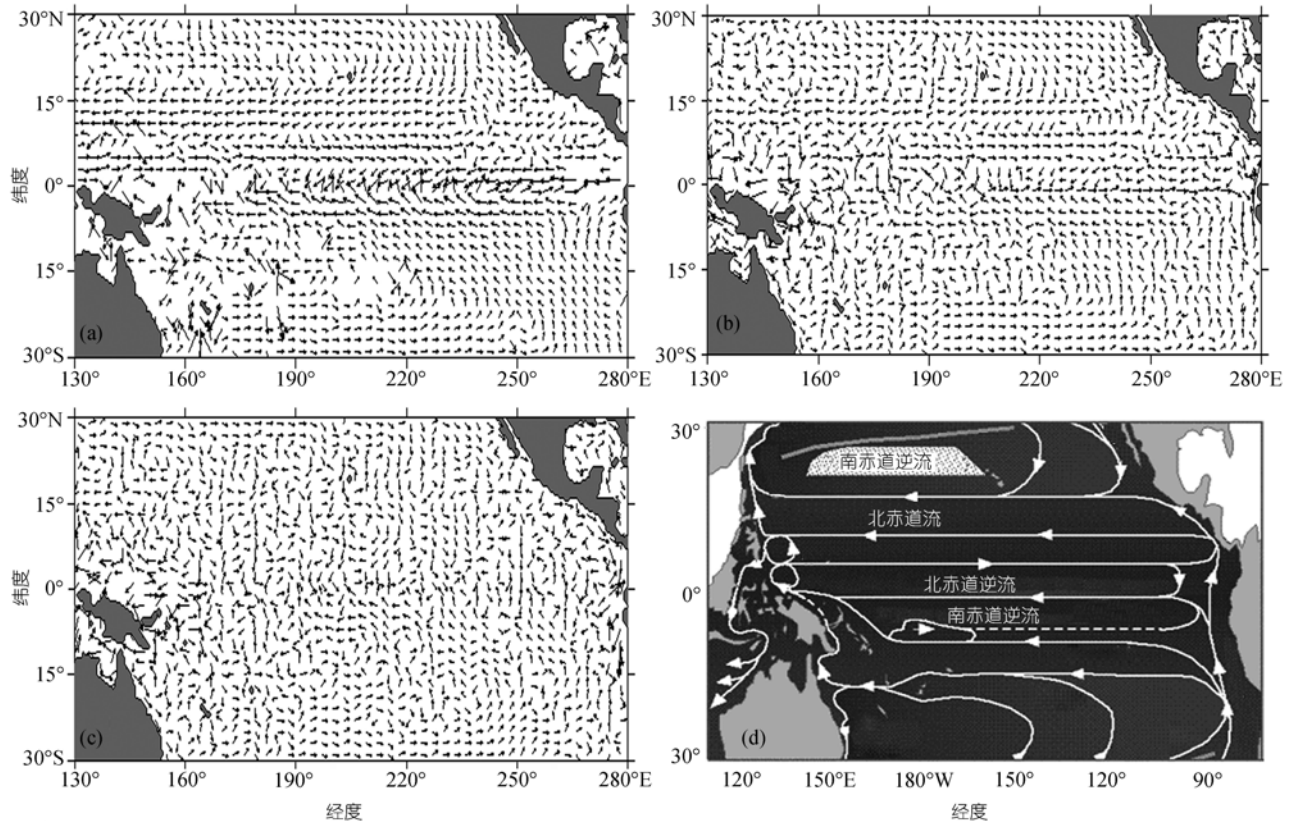


图 6

(a) 基于 WOA01 温盐场(深度基准面 3000 m)推算的热带太平洋区域洋流; (b) 基于海面高模型 KMSS04 和重力场模型 CG01C 推算的热带太平洋区域洋流; (c) 基于海面高模型 KMSS04 和重力场模型 EGM96 推算的热带太平洋区域洋流; (d) 热带太平洋区域表层流轨迹(据 Matthias 等 [28] 修改)

表 1 太平洋赤道区域的主要洋流流速特征

洋流名称	纬度范围	平均流速/cm·s ⁻¹		
		WOA01	KMSS04-CG01C	KMSS04-EGM96
北赤道流	17°N ~ 10°N	7.8	9.2	5.8
北赤道逆流	10°N ~ 3°N	11.1	15.3	13.25
南赤道流	4°N ~ 10°S	21.0	25.9	23.3

密度流, 所以两者之间具有可比性^[33]。这也说明, 联合卫星测高和大地水准面推算的表层洋流结果应大于动力学结果。

表 1 给出了太平洋赤道流系主要洋流的流速统计情况。从表 1 可以看出, 联合平均海面高模型 KMSS04 和卫星重力场模型 CG01C 推算的三支主要洋流的流速值都大于依据 WOA01 推算之值, 而联合海面高模型 KMSS04 和重力场模型 EGM96 推算的北赤道流速(5.8 cm/s)却小于据 WOA01 推算之值 7.8 cm/s。虽然基于两不同来源重力场模型获得的北赤道逆流和南赤道流的流速都略大于动力学结果, 但从图 6(a)和(c)的比较中可以看出, 据 EGM96 模型推算的这两支洋流方向与动力学结果相差较大。

4 结论与展望

通过对黑潮流系区域的海面地形分别采用小波滤波方法和高斯滤波方法进行滤波的结果之比较证明, 根据海面地形的空域频谱特征提出的对其进行小波滤波降噪的方法是行之有效的。

根据两不同来源重力场模型确定的全球平均地转流、太平洋赤道流系与海洋学结果的比较及据此两重力场模型推算的大地水准面误差对地转流流速误差贡献的比较表明: 卫-卫跟踪计划卫星确定的地球重力场模型较之前存在的重力场模型在长波部分精度有很大提高。联合现有卫星重力和卫星测高数据获得的地转流, 在大、中尺度上与海洋学结果的一致性表明从大地测量(从空间角度)来研究洋流已达到较高的精度, 反之, 这也是目前检验卫-卫跟踪计划实施结果最具说服力的证据之一。随着卫星重力场模型进一步精化, 联合卫星测高数据和高精度、高分辨率的卫星重力场模型精确探测中、小尺度的洋流将会成为现实, 空间对地观测技术中的卫星测高和卫星重力将在海洋学研究中发挥更重要的作用。

致谢 感谢德国地学中心(GFZ)、丹麦国际地籍测量局 Andersen 教授、美国国家海洋数据中心 (NODC) 和日本海洋数据中心(JODC)等单位提供数据。

参 考 文 献

- 1 Christian L P, Maurice B. Resolution needed for an adequate determination of the mean ocean circulation from altimetry and an improved geoid. *Space Sci Rev*, 2003, 108: 163—178[DOI]
- 2 常晓涛, 章传银. 卫星测高与卫星重力对洋流的研究. *测绘科学*, 2004, 29: 46—49
- 3 Andersen O B. Sea level determination from satellite altimetry recent development. In: Play H, Zhang X H, eds. *Book of Abstracts-First Workshop on Observing and Understanding Sea Level Variations*, Julians Malta, 2004. 36
- 4 Tapley B D, Bettadpur S. The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L09607
- 5 Tapley B D, Chambers D P, Bettadpur S, et al. Large-scale ocean circulation from the GRACE GGM01 geoid. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 22, 2163—2166
- 6 Andersen O B, Anne L V, Knudsen P. Mean sea surface determination and inter-annual ocean variability. In: Play H, Zhang X H, eds. *Book of Abstracts-First Workshop on Observing and Understanding Sea Level Variations*, Julians Malta, 2004. 38
- 7 Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, et al. GRACE measurements of mass variability in the earth system. *Science*, 2004, 305: 503—505[DOI]
- 8 Velicogna I, Wahr J. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, 2006, 311: 1754—1756[DOI]
- 9 Chen J L, Wilson C R, Tapley B D. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science*, 2006, 313: 1958—1960[DOI]
- 10 Reigber Ch, Schwintzer P, Stubenvoll R, et al. A high resolution global gravity field model combining CHAMP and GRACE satellite mission and surface gravity data: EIGEN-CG01C. *Scientific Technical Report*, GFZ Potsdam. 2005
- 11 Tapley B, Ries J, Bettadpur S, et al. GGM02 an improved Earth gravity field model from GRACE. *J Geodesy*, 2005, 79: 467—478[DOI]
- 12 Förste C, Flechtner F, Schmidt R, et al. A new high resolution global gravity field model derived from combination of GRACE and CHAMP mission and altimetry/gravimetry surface gravity data. Poster presented at EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, 2005
- 13 Conkright M E, Localicni R A, Garcia H E, et al. *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures*, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 2002. 17
- 14 Gruber T, Steigenberger P. Impact of new Gravity Field Missions

- for Sea Surface Topography determination. In: Tziavos I N, ed. Gravity and Geoid, 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission (IGGC), Univ of Thessaloniki, Greece, 2002. 320—325
- 15 Rapp R H, Zhang C, Yi Y. Analysis of dynamic ocean topography using TOPEX data and orthonormal functions. *J Geophys Res*, 1996, 101(C10): 22583—22598
- 16 Dobslaw H, Peter S, Franz B, et al. Geostrophic ocean surface velocities from TOPEX altimetry, and CHAMP and GRACE satellite gravity models. Scientific Technical Report, GFZ Potsdam. 2004. 3—23
- 17 张子占, 陆洋. GRACE 卫星资料确定的稳态海面地形及其谱特征. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(2): 176—183
- 18 Hou Z Z. Wavelet transform and its application to decomposition of gravity anomalies. In: Proceedings of the Second International Conference on Wavelet Analysis and Its Applications. Berlin: Springer, 2000. 404—410
- 19 杨文采, 施志群, 侯遵泽, 等. 离散小波变换与重力异常多重分解. *地球物理学报*, 2001, 44(4): 534—541
- 20 Rio M H, Hernandez F. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J Geophys Res*, 2004, 109: C12032
- 21 Neumann G. Ocean Currents. New York: American Elsevier Publishing CO LTD, 1972. 352—353
- 22 Knauss J A. Introduction to physical oceanography. 2nd ed. New Jersey: Prentice Hall, 1997. 309—310
- 23 Hwang C, Chen S. Circulation and eddies over the South China Sea derived from TPOEX/Poseidon altimetry. *J Geophys Res*, 2000, 105(C10): 23943—23965[DOI]
- 24 Gary S E, Lagerloef, Gary T M, et al. Tropical pacific near surface currents estimated from altimeter, wind and drifter data. *J Geophys Res*, 1999, 104(C10): 23313—23326[DOI]
- 25 李明, 梁振英. 西北太平洋海域海面动力地形特征的研究. *测绘学报*, 1995, 24(4): 241—249
- 26 冯士筭, 李凤岐, 李少菁. 海洋科学导论. 北京: 高等教育出版社, 1999. 154—159
- 27 袁耀初, 苏纪兰. 1995 年以来我国对黑潮及琉球海流的研究. *科学通报*, 2002, 45(22): 2353—2356
- 28 Matthias T, Godfrey J S. Regional Oceanography: an Introduction. 2nd ed. Delhi: Daya Publishing House, 2003. 121—122
- 29 Wunsch C, Stammer D. Satellite altimetry, the marine geoid and the oceanic general circulation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 219—253[DOI]
- 30 Martel F, Wunsch C. Combined inversion of hydrography, current meter data and altimetric elevations for the North Atlantic Circulation. *Manuscr Geod*, 1994, 18: 219—226
- 31 李凤岐, 苏育嵩. 海洋水团分析. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 2000. 268—272
- 32 Reid J L. On the geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog Ocean*, 1997, 39: 263—352
- 33 梁振英, 李明, 牟秀珍. 对西北太平洋海域表层密度流的初步探索. *测绘学报*, 1998, 27(1): 24—30