

独 创 声 明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含未获得（注：如没有其他需要特别声明的，本栏可空）或其他教育机构的学位或证书使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：宋涵波 签字日期：2009年6月4日

学位论文授权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权学校可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：宋涵波

导师签字：刘永光

签字日期：2009年6月4日

签字日期：2009年6月4日

0 前 言

在攻读博士学位期间，由于科研课题的需要，作者分别开展了两个方向的研究工作。因此，本博士学位论文由两部分组成。

第一部分的题目是“黄河口海域风浪诱导的泥沙再悬浮数值模拟”，在中国国家留学基金委“国家建设高水平大学公派研究生”项目、美国 NOPP 的 CSTM (Community Sediment Transport Model) 开发项目以及美国 NOAA 的 CHRP07 项目的联合资助下，作者在美国特拉华大学 (University of Delaware) 进行了这部分研究。作者将水动力模型 ROMS (Regional Ocean Modeling System)、第三代波浪模型 SWAN (Simulation WAve Near shore) 和泥沙输运模型 CSTM (Comminute Sediment Transport Model) 三者耦合成的模型应用于黄河口海域的泥沙输运研究。模拟了这一海域波浪、流和悬浮泥沙浓度的变化过程，分析了风浪对黄河口海域泥沙再悬浮的作用。这部分内容 2008 年 3 月在美国 Orlando 召开的 Ocean Science Meeting 上进行了展示。

第二部分的题目是“全球海面气象参数遥感反演”，这部分研究获得了科技部 863 计划“模块化多源海洋遥感信息融合与同化技术” (项目号：863-2001AA633030) 课题的支持。作者提出了由 AMSR-E 微波传感器产品反演日平均和月平均海面比湿度的多参数回归新公式。根据此公式，由 AMSR-E 数据反演的日平均和月平均海面比湿度的结果较好。进一步在海表面比湿度和海表面空气温度的遥感中，首次引入了广义可加模型方法。广义可加模型能克服参数回归对模型假设严格的缺点，其适用性更强，而且解决了其它一些非参数回归方法的解释性问题。作者建立了由 AMSR-E 产品反演瞬时和月平均海面比湿度及气温的广义可加模型。依据该部分研究成果，以第一作者身份发表论文 2 篇，其中发表在 Deep Sea Research 期刊 1 篇，国际会议论文 1 篇。

此外，作者在博士期间还进行了遥感图像处理 (发表论文 1 篇)、海面气象参量低频变化分析 (撰写论文 1 篇, SCI 源期刊已录用) 以及 Delaware Inland Bay 盐、淡水混合数值模拟等工作，限于篇幅等原因，没有收录在本论文中。由于时间仓促，论文中难免出现不足，恳请读者阅读后提出宝贵的意见和建议。

第一篇 黄河口海域风浪诱导下的泥沙再悬浮数值模拟

摘 要

河口和海岸区域的泥沙输运与人类的活动密切相关,是人类生产生活活动中面临的重要问题之一。在河口和海岸区域,泥沙的再悬浮是一种非常重要的物理过程,再悬浮会影响水体中泥沙输运的通量、次级生产力以及污染物扩散等等。引起泥沙再悬浮的原因比较复杂,波浪通常在其中扮演中重要的角色,因为波浪能够增强底床上的湍流并增加底应力。因而研究波浪对底沙的再悬浮作用对于河口和海岸区域的泥沙输运研究有着重要的意义。

黄河是中国第二大河,以多沙闻名于世,它携带大量的泥沙至河口地区。近年来,由于自然因素和黄河中上游的水利工程,黄河入海的水沙量减少。黄河河口动力作用的减弱和水沙供应的减少,使得黄河口海域的泥沙沉积格局发生改变,部分岸线开始蚀退。在这种背景下,研究波浪对黄河口海域泥沙再悬浮的作用具有重要的现实意义。

本文将水动力模型 ROMS (Regional Ocean Modeling System)、第三代波浪模型 SWAN (Simulation WAVE Near shore) 和泥沙输运模型 CSTM (Comminute Sediment Transport Model) 三者耦合的模型应用于黄河口海域的泥沙输运研究。模拟了这一区域波浪、流和悬浮泥沙的变化过程。

作者对三角洲沿岸 7 个点有波浪作用情况 and 无波浪作用情况下的悬浮泥沙浓度的变化进行了比较,对底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例进行了分析。通过比较和分析得知,在平均风速为 6.3 ms^{-1} 的情况下,7 个点中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量比例最小为 13.8%,最高为 61.3%。河口附近的三个点波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例均超过 27%。由于黄河三角洲地区全年的平均风速为 5.3 ms^{-1} ,因此黄河口海域波浪诱导下的泥沙再悬浮作用非常的显著。

计算结果表明,冬季北风情况下,波浪再悬浮作用导致的悬浮泥沙的浓度高值区在孤东外海。涨潮时刻,高值区靠近岸边,落潮时刻,高值区向外海移动。在涨潮时刻,三角洲沿岸自神仙沟以南至清水沟老河口沙嘴处,是波浪再悬浮作用导致的悬浮泥沙的浓度高值区。而三角洲东北部,由于涨潮时刻流速较高,

流致再悬浮作用强烈，波浪的再悬浮作用不显著。在落潮时刻，自清水沟老河口沙嘴处向北至三角洲东北部均是波浪再悬浮作用导致的悬浮泥沙的高值区。

关键词：黄河口；泥沙；波浪；再悬浮；ROMS；SWAN；CSTM

Wind wave induced sediment resuspension in the Yellow River mouth

Abstract

Estuary and coastal regions are such regions that the interactions between land and sea are obvious and the sediment becomes big problem for human being. In the estuary and coastal environment, sediment resuspension is an import process, which makes influence on the sediment mass flux, secondary productivity, pollution dispersal and so on. The reasons that cause sediment resuspension are very complicated. Wave, which can enhance the bed turbulence and make the bottom shear stress increased, usually plays a key role in the sediment resuspension, especially in the shallow and micro-tidal area.

Yellow River is famous for its high sediment concentration and it carries a huge amount of sediment into Bohai Sea. Recently, due to the global climate change and works on water conservancy facilities in the upstream of the river, the amount of sediment that Yellow River carried into Bohai Sea was reduced. Some deposition area near the estuary changed to be erosion area. It is very import to study the wind wave induced sediment resuspension in the Yellow River mouth.

We applied a coupled model to the entire Bohai Sea with emphasis on the Yellow River month. This model couples with a regional ocean circulation model – ROMS (Regional Ocean Modeling System), a third-generation wave model – SWAN (Simulation WAVE Near shore), and a sediment transport model – CSTM (Comminute Sediment Transport Model). The model simulated the current, waves and sediment transport during winter season. Then the wind wave induced sediment resuspension in the area was analyzed.

Seven stations around the Yellow River delta were selected. We compared the suspended sediment concentration affected by the wave induced resuspension effect and the suspended sediment concentration without the wave induced resuspension effect in these stations. Then we calculated the percentage of the wave induced resuspended sediment in that of the bottom layer of these stations. The percentage

values of stations are various from 13.8% to 61.3%. In the three stations near the Yellow River mouth, wave resuspended more than 27% bottom sediment. The mean wind speed of the period that we analyzed is 6.3 ms^{-1} . The multi-year averaged wind speed in the Yellow River month is 5.3 ms^{-1} . Therefore, the wind wave induced resuspension is very import to the sediment transport in this area.

Under the north wind condition, the highest concentration center of wave resuspended sediment occurred near the Gudong town. During the flood tide, the center is near the coastline. From Shenxiangou channel to the old Yellow River mouth, the concentrations of wave induced resuspended sediment are relatively high. During the ebb tide, the highest concentration center moves out of the coastline. From the old Yellow River mouth to the northeast of the Yellow River delta, the concentrations of wave induced resuspended sediment are relatively high.

Keywords: Yellow River; sediment; waves; resuspension; ROMS; SWAN; CSTM

1 引言

1.1 研究背景

河口和海岸区域通常是经济相对发达,生产、贸易等人类活动频繁的地区,因此针对河口和海岸区域的动力因素、生态环境、地貌演变等的研究具有重要的意义。河口和海岸区域处于陆地和海洋相互作用的地带,动力条件复杂。潮汐、径流、波浪等各种动力因素互相作用,互相影响,构成了河口和海岸区域复杂的动力系统。复杂多变的动力条件会直接影响到这些区域的泥沙输运。而河口和海岸区域的泥沙输运与人类的活动密切相关,是人类生产生活中面临的重要问题之一。这些区域的泥沙输运对于岸线的变迁,航道、海港的冲淤演变、重金属和有毒废弃物经泥沙颗粒吸附后的输运等等有着非常重要的影响(Booth等, 2000)^[1],因此更好地认识泥沙输运的过程对于人类开发利用这些区域以及保护这些区域的环境有着重要的意义。

以前,人们对河口和海岸区域泥沙输运的研究主要依赖于现场的观测,现场观测获取的数据可以真实地反映这一区域的水文泥沙运动特征。但是,现场观测的时空范围是有限的,不能够提供这些区域详细的泥沙空间分布特征,观测的时间序列的长度也是有限的,而且在海况较差的情况下很难进行观测,因而缺乏一些极端天气条件的泥沙观测资料,而认识这种情况下的泥沙输运又是非常重要的。

鉴于观测手段的限制,科学家开始尝试将数学模型应用于泥沙输运的研究。在潮流数学模型研究的基础上,20世纪70年代末开始出现悬沙输运的数学模型(Kerssens等, 1979)^[2]。随着计算机能力和计算技术的不断提高,泥沙输运的数学模型逐渐发展完善。泥沙输运的数学模型可以模拟不同条件下的动力、泥沙运动规律,因而在河口、海岸区域的泥沙研究中得到了广泛的应用和发展,有效的弥补了观测手段的不足,成为一种重要的研究工具。20世纪90年代以来,人们逐渐的认识到波浪和流的共同作用对沉积物搬运起着不可忽视的作用(Jewell等, 1993)^[3],尤其在我国,河口和海岸多为粉沙和淤泥所覆盖,在潮流和波浪共同作用下,泥沙极易悬浮和输移。因此,科学家在波流共同作用下的泥沙运动数值模拟方面做了大量的工作。曹祖德和王桂芳(1993)^[4]建立一个

波浪掀沙、潮流输沙的数学模型。针对先前对潮流和波浪共同作用下挟沙能力的研究仅限于经验分析的状况, 窦国仁等 (1995)^[5]进行了理论上的阐述, 给出了波、流共同作用下的输沙率公式。丁平兴等 (2002)^[6]导出了适合于河口和海岸区域, 能够合理反映波浪影响的三维流场方程和在波-流共同作用下一般形式的三维悬沙扩散方程。胡克林 (2003)^[7]利用 SWAN 波浪模型发展了一个波流共同作用下的二维悬浮泥沙输运数学模型并应用于长江口的二维悬浮泥沙输运研究。梁丙臣 (2005)^[8]利用 COHERENS 水动力模型和 SWAN 波浪模型发展了波流共同作用下的三维水动力、悬浮泥沙耦合数学模型并应用于黄河三角洲滨海区的潮流和悬浮泥沙输运规律的研究。Warner 等 (2008)^[9]结合 ROMS 水动力模型和 SWAN 波浪模型开发了包含悬沙粒径分组、底床分层等先进特性的波流共同作用下的三维泥沙输运模型。

1.2 黄河口海域泥沙数值模拟研究现状

黄河是中国第二大河, 以多沙闻名于世, 它携带大量的泥沙至河口地区, 在河口及毗邻海域形成高的悬浮泥沙浓度, 提供了一个特殊的泥沙研究环境。从“八五”期间开始, 对黄河口海域的泥沙输运数值模拟研究就已经开始。曾庆华 (1995)^[10]等采用二维非恒定流模型和不平衡输沙模式, 模拟了黄河口外潮流场、悬沙扩散和海底冲淤变化, 所得的结果与实测资料吻合。李东风 (1998a, 1998b)^{[11][12]}利用二维数学模型分别计算了钓口河道分洪泥沙、清水沟汊河流路入海泥沙对东营港的冲淤影响。张世奇 (1997)^[13]基于非恒定流不平衡输沙原理, 建立了径流、潮流、风吹流和波浪等多动力作用下, 一、二维连接的多沙河口冲淤数学模型, 并通过模型探讨了黄河口入海水沙与潮流、风吹流及波浪相互作用下的输沙规律以及黄河口的冲淤地形及规划方案中各条流路河口的淤积范围。李谊纯等 (2003)^[14]用二维动边界全沙数学模型对黄河三角洲洪、枯季悬沙分布以及底床的冲淤进行了数值模拟, 进而据此探讨了黄河三角洲洪、枯季的冲淤变化规律。李东风 (2004a, 2004b)^{[15][16]}用二维数学模型进行了典型水沙条件下黄河河口泥沙运动规律的模拟研究, 其结果揭示了黄河清水沟河口所处海域的潮流潮汐特性和泥沙输移规律。梁丙臣 (2005)^[8]和 Liang 等 (2007)^[17]将三维水动力、波浪和悬浮泥沙耦合数学模型应用于黄河三角洲

滨海区的潮流和悬浮泥沙输运规律的研究。王厚杰等（2006）^[18]采用三维数学模型研究了黄河口泥沙输运过程，数值模拟显示黄河口切变锋在涨、落潮时段存在两种不同的形态，切变锋对河口泥沙的向海传输有重要的阻隔作用，导致河口泥沙集中在切变锋的向岸一侧随落潮流向北侧传输，在涨潮时河口向海排沙量降低，少量泥沙随涨潮流沿岸向南传输。张世奇（2007）^[19]用数学模型对清水沟时期黄河入海泥沙的输移扩散规律进行了分析研究。随着河口三角洲的演变，河口海洋动力输沙能力也相应变化，河口沙嘴突出岸线的程度越大，海洋输沙能力越大，输入外海的泥沙越多。对于特定的岸边界，海洋输沙能力的变化取决于入海水沙搭配关系。

1.3 本文的研究内容

在河口和海岸区域，泥沙的再悬浮是一种非常重要的物理过程，泥沙再悬浮会影响水体中泥沙输运的通量、次级生产力以及污染物扩散等等。引起泥沙再悬浮的原因比较复杂，波浪通常在其中扮演中重要的角色，因为波浪能够增强底床上的湍流并增加底应力。因而研究波浪对泥沙再悬浮的作用对河口和海岸区域的泥沙输运研究有着重要的意义（Graber 等，1989；Brydsten，1992；Jing 和 Ridd，1996；Bailey 和 Hamilton，1997；Booth 等，2000）^{[20]-[23][1]}。

近年来，由于黄河中上游人类活动的频繁和自然因素，黄河入海的水沙通量大幅减少，河流泥沙的补给不能够补偿海洋输运所带走的泥沙，黄河三角洲开始向陆蚀退（王厚杰，2002）^[24]。由于黄河河口动力作用的减弱和水沙供应的减少，黄河口海域的泥沙沉积格局将发生改变。由于部分岸段受到强烈的侵蚀作用，将影响到胜利油田的生产以及黄河口湿地的生态环境。在这种背景下，研究波浪对黄河口海域泥沙的再悬浮作用具有重要的现实意义。

本文将水动力、波浪和泥沙的耦合模型应用于黄河口海域，模拟了这一区域2006年冬季波浪、流和悬浮泥沙的变化过程。着重分析了风浪对这一区域泥沙的再悬浮作用。本文共分为5章，第2章描述了黄河口的水文泥沙概况，第3章介绍了水动力、波浪和泥沙的耦合模型的基本结构、各个子模型的控制方程，边界条件等等，第4章分析了风浪对黄河口海域泥沙再悬浮的作用，第5章是总结，得出研究的结论，提出研究工作存在的问题和进一步研究的方向。

2 黄河口海域的水文泥沙概况

2.1 黄河入海水沙

黄河是中国第二大河,其显著特点是水少多沙,黄河入海水沙具有明显的季节变化和年际变化特征。水沙主要集中在汛期入海,每年的7-10月为汛期,受季风影响强烈,降雨量增大,汛期平均径流量和输沙量占全年的80%以上。4-6月份为枯水季节,平均径流量和输沙量迅速减少(王厚杰, 2002)^[24]。受流域气候条件的影响,年径流量和输沙量不同,据利津水文站1952-2005年的统计资料,黄河多年平均径流量约313亿 m^3 ,多年平均输沙量为7.78亿t。2006年利津站的径流量比多年平均值偏小39%,为191.7亿 m^3 (中国河流泥沙公报(2006))^[25]。

2.2 潮汐、潮流和余流

渤海为半封闭的海区,固有振动小,潮汐主要是大洋潮汐胁迫振动。潮波进入渤海后,由于受地转偏向力和地形的影响,一支向北绕辽东湾左旋,一支向南绕莱州湾右旋,与到达渤海湾顶受阻折回的潮波相遇,分别在辽东湾西南部和神仙沟口外形成无潮点。黄河海域沿岸的潮差分布特点是无潮点区域低,向两侧逐渐增高,潮差0.73m-1.77m,黄河口为弱潮型河口(Hu 等, 1998)^[26]。沿岸潮汐类型,除神仙沟口外局部区域为不规则全日潮外,其它海域为不规则半日潮。日潮不等现象比较明显,渤海湾沿岸与莱州湾沿岸涨潮时差6个小时,对于半日潮海区,大约相差半个潮周期。

潮流表现为明显的半日潮型,三角洲北部海区的神仙沟至钓口段海域,潮流旋转椭圆率小,具有往复流性质,旋转方向为逆时针。神仙沟以南的东部海域,旋转方向为顺时针。流速以M2分潮无潮点区最大,约为0.8-1.2 ms^{-1} ,流速分布形势与潮差分布相反,由无潮点区域向两侧潮流流速逐渐减小。

余流主要是由于风、径流、密度差、气压差等因素引起的,其大小、流向变化复杂。从整个黄河三角洲海域来看,风生余流超过了其它因素导致的余流。春、夏季盛行的偏南季风,产生的表层余流多向北流动,而冬季在偏北季风的作用下,表层余流多向南运动,流速一般在0.2 ms^{-1} 左右。在河口,径流产生的

余流较为明显，沿河流动力轴线方向，远离河口逐渐减弱。

2.3 风、波浪

本区域主要盛行季风，全年风向变化明显。总体而言，冬半年盛行偏北风，夏半年盛行偏南风。据黄河海港区域的风向统计资料，3-8月均以南风为主，而且均为各月的最大风向频率。从9月开始受北方冷空气的影响，风向转向偏北，9-10月以东北风为主，11月以西北风为主，而在1-2月，风向以东北风为主。全年平均风速为 5.28 ms^{-1} （梁丙臣，2005）^[8]。

黄河口海域的波浪主要是风浪，其大小随风速变化。强浪向为NE向，次强浪向为NNW向，常浪向为S向。自十月份开始，寒潮形成的波浪较大，一般导致的波高在3米以上。台风对该海区波浪影响较大，但出现几率小。一般海况下的波高为1.5米。

2.4 泥沙

在黄河口附近，由于受入海泥沙的直接影响，存在一个悬浮泥沙高浓度区，悬沙在平面上呈舌状向东偏南方向发展。在三角洲南侧老河口，由于沙嘴的向海突出和海底坡度较陡的原因，挤压海流而导致该海区流速较大，从而也存在着一个悬沙浓度较高的区域。此外就是在三角洲的北部，也存在一个悬沙高浓度区。此处距黄河口较远，所以该海域的高悬沙浓度与黄河入海泥沙并没有直接的关系，主要是再悬浮作用引起的（王厚杰，2002）^[24]。

3 三维数学模型

3.1 模型概况

本文所用的数学模型包含水动力模型、波浪模型和泥沙模型三大部分。其中水动力模型采用美国 Rugster 大学开发的 ROMS (Regional Ocean Modeling System), 波浪模型采用 Delft 理工大学开发的第三代浅水波浪模型 SWAN (Simulation Wave Near shore), 泥沙模型采用的是 CSTM (Comminute Sediment Transport Model)。模型的基本框架如下图所示

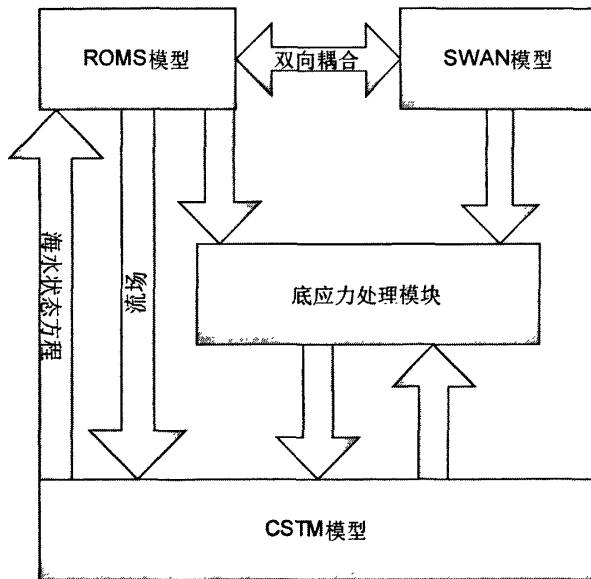


图 3-1 模型基本框架图

3.2 ROMS 模型

ROMS 是一个被广泛使用的三维区域海洋模型 (Haidvogel 等, 2000; Marchesiello 等, 2003; Peliz 等, 2003; Di Lorenzo, 2003; Dinniman 等, 2003; Budgell, 2005; Warner 等, 2005a, 2005b; Wilkin 等 2005) [27]-[35], 它的功能比较完善, 除了水动力模块外, 模型中还包含了海冰模块, 生态过程模块, 同化模块等等。根据不同的应用需求, 模式里不同的组件可以在模式编译时通

过修改预处理文件来选择或者剔除，这样使得只有需要的内存空间才被分配，只有需要的算法才被编译，确保编译出的模式在运行时高效。鉴于 ROMS 的诸多优点，CSTM 在开发时就选用了 ROMS 作为它的水动力模型。

ROMS是在垂向静压近似和Boussinesq假定下，求解自由表面下Reynolds平均的Navier-Stokes方程（Chassignet等，2000；Haidvogel 等，2000；Shchepetkin 和 McWilliams，2005；Haidvogel 等，2007）^{[36],[27],[37],[38]}。模型在水平方向使用曲线的 Arakawa C 网格，垂向采用地形拟合的可伸缩坐标系统。ROMS 的架构灵活，有多种不同的算法可以选择。例如，湍封闭模型可以选择 Mellor-Yamada 的 2.5 层模型（Mellor 和 Yamada, 1982）^[39]，K- ω 模型，K- ϵ 模型等（Umlauf 和 Burchard，2003；Warner 等，2005）^[40]^[34]。对流算法可以选择两阶，三阶，四阶和正定等算法等，开边界条件等也均有多种选择。

3.2.1 模型的方程组

在笛卡尔坐标系统下，ROMS 采用的动量控制方程如下

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - f v = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - \gamma \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + f u = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - \gamma \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (3-2)$$

式中 $\phi = \frac{P}{\rho_0}$ ，P 为总压， ρ_0 为海水密度，u, v 和 w 分别为速度 $\vec{v}$ 在 x, y 和 z 方向的分量，f 为科氏参量。

若设 C(x, y, z, t) 为温度或盐度，则温度或盐度的对流扩散方程可以表示为

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{C'w'} - \gamma_C \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_C + D_C \quad (3-3)$$

海水状态方程为

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3-4)$$

在 Boussinesq 近似下，动量方程中除了浮力项外其他项中密度的变化被忽略。考虑到垂向静力近似，因此有

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0} \quad (3-5)$$

连续方程为

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3-6)$$

采用参数化的 Reynolds 应力和湍流通量来闭合方程

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3-7)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3-8)$$

$$\overline{C'w'} = -K_c \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3-9)$$

式中 K_m 为垂向涡动粘性系数, K_c 为垂向扩散系数

垂向边界条件:

在海面边界 ($z = \zeta(x, y, t)$)

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x(x, y, t) \quad (3-10)$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y(x, y, t) \quad (3-11)$$

$$K_c \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{Q_c}{\rho_0 c_p} \quad (3-12)$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (3-13)$$

在海底边界 ($z = -h(x, y)$)

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x(x, y, t) \quad (3-14)$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y(x, y, t) \quad (3-15)$$

$$K_c \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \quad (3-16)$$

$$-w + \vec{v} \cdot \nabla h = 0 \quad (3-17)$$

3.2.2 模型的坐标系统

河口海岸区域往往具有不规则的边界,包括岸线边界和海底边界。直角坐标系统对边界的概化采用直角坐标下的方形网格,往往会降低数学模型计算的精度,甚至产生较大的误差。在ROMS中,对于水平不规则岸线,采用正交曲线网格来拟合海岸的不规则变化趋势,并可以对局部区域进行网格的加密处理。对于海底边界的拟合,采用了S坐标变换,将不同网格点的垂向尺度均变换到0-1的范围内,进行垂向的均匀或者不均匀分层,根据研究的需要,可对表层和底层分别或同时进行加密处理。

3.2.2.1 垂向 S 坐标

Phillips (1957)^[41]提出了垂向坐标伸缩变化方法,在POM等模型中得到了广泛的使用。坐标变换的方程为

$$\sigma = \frac{z+h}{\zeta+h} \quad (3-18)$$

其中, z 是坐标变换前垂向的物理坐标变量, $-h$ 为变换前的海底垂向物理坐标, ζ 为变换前的自由海面垂向物理坐标, σ 为坐标变换后的垂向物理坐标变量。经过坐标变换后,在任意水深点处,垂向的坐标尺度均统一到0-1的范围内。标准的 σ 坐标采用的是垂向均匀的分层,而作为 σ 坐标的扩展, S 坐标可对垂向坐标做非线性伸缩,能够在表面或底面获得更好的垂向分辨率,从而能对混合层、温跃层等进行更好地模拟。坐标变换的方程为

$$z = \zeta + \left(1 + \frac{\zeta}{h}\right) [h_c s + (h - h_c) C(s)] \quad (3-19)$$

式中 z 是坐标变换前的垂向的物理坐标变量, $-h$ 为变换前的海底垂向物理坐标, ζ 为变换前的自由海面垂向物理坐标, s 为坐标变换后的垂向的物理坐标变量, h_c 是最小水深或是一个较浅的水深,在这个水深上我们想获得较高的分辨率。 $C(s)$ 定义如下

$$C(s) = (1-b) \frac{\sinh(\theta s)}{\sinh \theta} + b \frac{\sinh \left[\theta \left(s + \frac{1}{2} \right) \right] - \sinh \left(\frac{1}{2} \theta \right)}{2 \tanh \left(\frac{1}{2} \theta \right)} \quad (3-20)$$

式中 θ 和 b 分别是表面和底面控制参数， θ 和 b 分别满足 $0 < \theta \leq 20$ 和 $0 \leq b \leq 1$ 。当 θ 值增大时， h_c 深度以上的垂向分辨率会增高。当 $b = 0$ 时，随着 θ 值的增大，表层分辨率增高；当 $b = 1$ 时，随着 θ 值的增大，表层和底层的分辨率均增高（图3-2）。

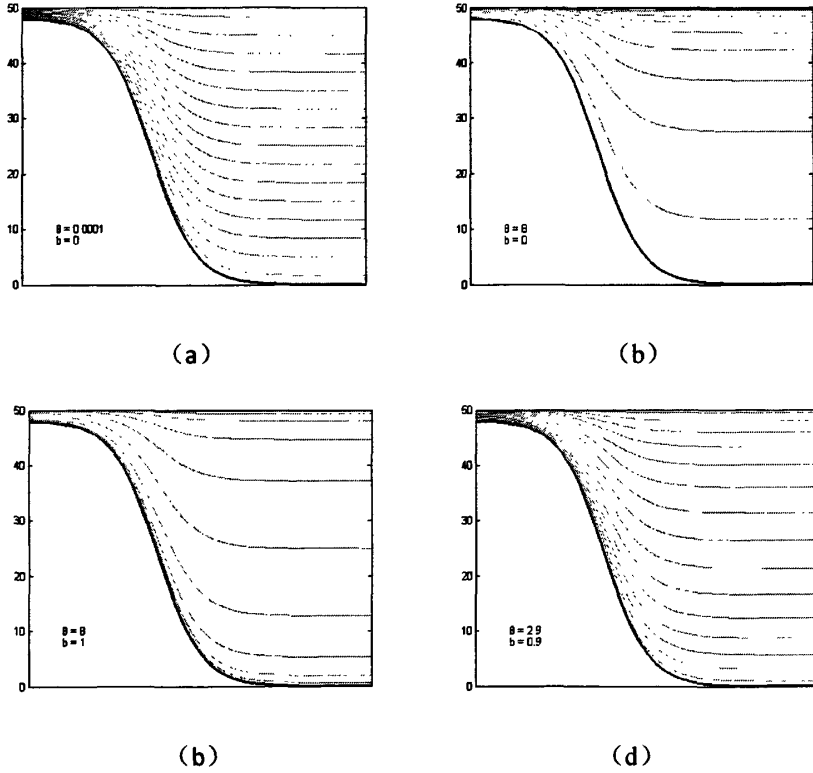


图3-2 不同 θ 和 b 下的垂向分层 (a) $\theta = 0.0001, b = 0$ (b) $\theta = 8, b = 0$ (c) $\theta = 8, b = 1$ (d) $\theta = 2.9, b = 0.9$

对于 S 坐标变换，变换算子为

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_s - \left(\frac{1}{H_z}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_s \frac{\partial}{\partial s} \quad (3-21)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_z = \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_s - \left(\frac{1}{H_z}\right)\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_s \frac{\partial}{\partial s} \quad (3-22)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} = \left(\frac{\partial s}{\partial z}\right) \frac{\partial}{\partial s} = \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial s} \quad (3-23)$$

式中

$$H_z \equiv \frac{\partial z}{\partial s} \quad (3-24)$$

根据上面的变换算子, 式 (3-1) 至式 (3-6) 经变换后如下所示 (Haidvogel 等, 2000) [27]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - f v = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \left(\frac{g\rho}{\rho_0} \right) \frac{\partial z}{\partial x} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_m + \gamma)}{H_z} \frac{\partial u}{\partial s} \right] + F_u + D_u \quad (3-25)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + f u = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \left(\frac{g\rho}{\rho_0} \right) \frac{\partial z}{\partial y} - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_m + \gamma)}{H_z} \frac{\partial v}{\partial s} \right] + F_v + D_v \quad (3-26)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = \frac{1}{H_z} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_C + \gamma)}{H_z} \frac{\partial C}{\partial s} \right] + F_C + D_C \quad (3-27)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3-28)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial s} = -\frac{-g H_z \rho}{\rho_0} \quad (3-29)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} + \frac{\partial (H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial (H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial (H_z \Omega)}{\partial s} = 0 \quad (3-30)$$

式中

$$\vec{v} = (u, v, \Omega) \quad (3-31)$$

$$\vec{v} \cdot \nabla = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \Omega \frac{\partial}{\partial s} \quad (3-32)$$

式中 Ω 是 S 坐标中的垂向速度

$$\Omega(x, y, s, t) = \frac{1}{H_z} \left[w - \frac{z+h}{\zeta+h} \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \frac{\partial z}{\partial x} - v \frac{\partial z}{\partial y} \right] \quad (3-33)$$

且有

$$w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \Omega H_z \quad (3-34)$$

垂向边界条件经变换后如下

在海面边界处 ($s=0$)

$$\left(\frac{K_m}{H_z}\right) \frac{\partial u}{\partial s} = \tau_s^x(x, y, t) \quad (3-35)$$

$$\left(\frac{K_m}{H_z}\right) \frac{\partial v}{\partial s} = \tau_s^y(x, y, t) \quad (3-36)$$

$$\left(\frac{K_c}{H_z}\right) \frac{\partial c}{\partial s} = \frac{Q_c}{\rho_0 c_p} \quad (3-37)$$

$$\Omega = 0 \quad (3-38)$$

在海底边界处 ($s = -1$)

$$\left(\frac{K_m}{H_z}\right) \frac{\partial u}{\partial s} = \tau_b^x(x, y, t) \quad (3-39)$$

$$\left(\frac{K_m}{H_z}\right) \frac{\partial v}{\partial s} = \tau_b^y(x, y, t) \quad (3-40)$$

$$\left(\frac{K_c}{H_z}\right) \frac{\partial c}{\partial s} = 0 \quad (3-41)$$

$$\Omega = 0 \quad (3-42)$$

3.2.2.2 水平曲线网格

在海岸区域，通常有复杂变化的海岸线和河流。如果直角坐标系统，大部分情况下网格与海岸或者河道吻合不好，而且网格的布置也受到较大的限制，从而影响了计算的精度。如果为了准确拟合岸界而增加网格，势必会造成计算量的增加，而采用正交曲线网格能够较好的解决这个问题。ROMS采用了正交曲线网格。

设 $\xi(x, y)$ 和 $\eta(x, y)$ 为曲线坐标，则有

$$(ds)_\xi = \left(\frac{1}{m}\right) d\xi \quad (3-43)$$

$$(ds)_\eta = \left(\frac{1}{n}\right) d\eta \quad (3-44)$$

式中 s 为水平方向的弧长， m 和 n 是比例因子。

速度分量在新坐标系统中表示为

$$\vec{v} \cdot \hat{\xi} = u \quad (3-45)$$

$$\vec{v} \cdot \hat{\eta} = v \quad (3-46)$$

经水平坐标变换，式 (3-22) 至式 (3-27) 变换为

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{H_z u}{mn} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{H_z u^2}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{H_z uv}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{H_z u \Omega}{mn} \right) \\
 & - \left\{ \left(\frac{f}{mn} \right) + v \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{1}{n} \right) - u \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{m} \right) \right\} H_z v \\
 & = - \left(\frac{H_z}{n} \right) \left(\frac{\partial \phi}{\partial \xi} + \frac{g \rho}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial \xi} + g \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} \right) + \frac{1}{mn} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_m + \gamma)}{H_z} \frac{\partial u}{\partial s} \right] + \frac{H_z}{mn} (F_u \\
 & + D_u)
 \end{aligned} \tag{3-47}$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{H_z v}{mn} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{H_z uv}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{H_z v^2}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{H_z v \Omega}{mn} \right) \\
 & + \left\{ \left(\frac{f}{mn} \right) + v \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{1}{n} \right) - u \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{m} \right) \right\} H_z u \\
 & = - \left(\frac{H_z}{m} \right) \left(\frac{\partial \phi}{\partial \eta} + \frac{g \rho}{\rho_0} \frac{\partial z}{\partial \eta} + g \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right) + \frac{1}{mn} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_m + \gamma)}{H_z} \frac{\partial v}{\partial s} \right] + \frac{H_z}{mn} (F_v \\
 & + D_v)
 \end{aligned} \tag{3-48}$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{H_z C}{mn} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{H_z u C}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{H_z v C}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{H_z \Omega C}{mn} \right) \\
 & = \frac{1}{mn} \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{(K_m + \gamma)}{H_z} \frac{\partial C}{\partial s} \right] + \frac{H_z}{mn} (F_c + D_c)
 \end{aligned} \tag{3-49}$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{3-50}$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial s} = - \left(\frac{g H_z \rho}{\rho_0} \right) \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{H_z}{mn} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{H_z u}{n} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{H_z v}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{H_z \Omega}{mn} \right) = 0 \tag{3-51}$$

3.3 SWAN 模型

SWAN 是第三代浅水波浪模型，适用于从陆架海到破碎带的风浪、涌浪以及混合浪的模拟，模型全面考虑了风能输入，波浪的折射、反射、破碎以及浅水区域的波-波相互作用等等。模型采用曲线正交网格，可选用直角坐标系和球面坐标系，支持嵌套网格。

SWAN 采用二维动谱密度表示随机波，而非能谱密度。因为在流场中，动谱密度守恒而能谱密度不守恒。在直角坐标系下，动谱平衡方程为

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (3-52)$$

式中 N 为动谱密度， σ 为相对频率， θ 为波向， C_x 、 C_y 、 C_σ 和 C_θ 分别为 x 、 y 、 σ 和 θ 空间的波浪传播速度， S 为以谱密度表示的源汇项，包括风能输入、三波和四波相互作用和由于底摩擦、白浪、破碎等引起的能量损耗。

$$S = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (3-53)$$

对于波与波之间的非线性相互作用，在浅水域，三波相互作用占主要因素，能量由低频向高频出转移。Edeberky 等 (1996)^[42] 等提出了集合三阶近似模型，这是在 Edeberky 和 Battjes(1995)^[43] 提出的离散三阶近似模型上改进而成，该模型模拟能量从谱峰向高频转移的机理相当成功。在各个谱方向上

$$S_{nl3}(\sigma, \theta) = S_{nl3}^-(\sigma, \theta) + S_{nl3}^+(\sigma, \theta) \quad (3-54)$$

式中

$$S_{nl3}^+(\sigma, \theta) = \max \left[0, \alpha_{EB} 2\pi c c_g J^2 |\sin \beta| \left\{ E^2 \left(\frac{\sigma}{2}, \theta \right) - 2E \left(\frac{\sigma}{2}, \theta \right) E(\sigma, \theta) \right\} \right] \quad (3-55)$$

并且

$$S_{nl3}^-(\sigma, \theta) = -2S_{nl3}^+(2\sigma, \theta) \quad (3-56)$$

式 (3-55) 中 α_{EB} 是可调比例函数， β 可以近似的表示为

$$\beta = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \tanh \left(\frac{0.2}{U_r} \right) \quad (3-57)$$

式中 U_r 为 Urell 数

$$U_r = \frac{g}{8\sqrt{2}\pi^2} \frac{H_s \bar{T}^2}{d^2} \quad (3-58)$$

$$\bar{T} = \frac{2\pi}{\bar{\sigma}} \quad (3-59)$$

当 $0 < U_r < 1$ 时计算 3 阶波波相互作用, 3 阶波波相互作用的系数 J 可以表示为

$$J = \frac{k_{\sigma/2}^2 (gd + 2C_{\sigma/2}^2)}{k_{\sigma}d(gd + \frac{2}{15}gd^3k_{\sigma}^2 - \frac{2}{5}\sigma^2d^2)} \quad (3-60)$$

SWAN 已被国内许多学者应用于中国近海的波浪的研究, 研究表明 SWAN 能够很好的模拟中国近海的波浪 (王殿志等, 2004; 李燕等, 2005 等等) [44][45]。

3.4 ROMS 和 SWAN 的耦合

考虑到波浪对水流的作用, 模型在 ROMS 动量方程中引入了辐射应力项 (Mellor, 2003; 2005) [46][47]。ROMS 和 SWAN 之间采用 MCT (Model-Coupling Toolkit) 耦合, MCT 是一个开源的软件, 提供了一系列的 FORTRAN 90 模块用来构建耦合模型系统, 耦合系统的每个模型使用各自的网格, 并运行在各自的 CPU 上。MCT 提供协议来为各个模型分配 CPU 并在模型间高效地传递数据, 如果模型采用的不同网格, MCT 会自动插值。通过 MCT, SWAN 模型给 ROMS 模型提供波高、波长、平均波周期、波浪传播方向和波浪能量耗散率等等, ROMS 模型给 SWAN 提供水深, 海面起伏和流速等等。

3.5 泥沙输运模型

CSTM 是一个以共享模式开发的泥沙输运模型, 它是在吸取了 ECOMSed、EFDC、COHERENS 以及 Delft 3D 等诸多模型优点的基础上开发的。由于它采用的是共享开发模式, 很多科研和工程人员为模型做出了贡献。CSTM 选用 ROMS 作为它的水动力模型, 它作为 ROMS 中的泥沙模型, 自 ROMS V3.0 版本起随 ROMS 一起发布。

在 CSTM 中, 用户可以定义无限个级别的泥沙。对于每个级别的泥沙, 都可以单独赋予粒径、密度、沉降速度和临界侵蚀应力等属性 (Warner 等, 2008) [9]。

3.5.1 底床分层

在 CSTM 中,底床可以分层(如图 3-3 所示)。每一层中每一个网格可以单独赋予底床厚度、粒径分布、密实度以及年龄等属性。通过这些属性以及泥沙的密度可以计算出每层每个网格中底床泥沙的质量。通过年龄属性可以追踪最后一次侵蚀发生的时间。

由于侵蚀和沉积的作用,在每个时间步长,底床各层的厚度都将发生改变。在每一步计算的开始,模型先计算出活跃层(active-layer)的厚度 z_a , z_a 的计算是基于 Harris 和 Wiberg (1997)^[48]的公式

$$z_a = \max[k_1(\tau_{sf} - \overline{\tau_{ce}})\rho_0, 0] + k_2 D_{50} \quad (3-61)$$

式中 τ_{sf} 是波流相互作用下的底面皮层切应力, $\overline{\tau_{ce}}$ 是所有粒径泥沙临界侵蚀应力的平均值, D_{50} 为中值粒径, k_1 和 k_2 是经验常数 ($k_1 = 0.007$, $k_2 = 6.0$)。底床顶层的厚度至少等于活跃层厚度,如果底床顶层的厚度大于活跃层厚度,则无需处理;如果底床顶层的厚度小于活跃层厚度,则模型将第二层泥沙混入顶层,直至顶层的厚度等于活跃层厚度。如果第二层泥沙混入顶层后仍然不够活跃层的厚度,则混入第三层的泥沙,同时将最底部一层一分为二,以保持层数守恒(图 3-4a)。

泥沙的输运有两种方式,一种是悬沙输运,一种是底沙输运。对于悬沙输运,水体和底床顶层直接必然有通量交换。在 CSTM 中,在每个时间步长之内,通过侵蚀作用进入水体的泥沙通量被限制在活跃层的泥沙总量之内。对于底沙输运,水平方向的底沙输运只在底床的顶层中进行,对于单一网格而言,输出的底沙的通量被限制在底床顶层的泥沙总量之内。水体中悬沙沉积后或者通过底沙输运输入的泥沙将被添加到底床的顶层,如果顶层的厚度超过用户定义的厚度,则在顶层上创建新的底床层,而最底部的两层将被合并以保持层数的守恒。(Warner 等, 2008)^[9]

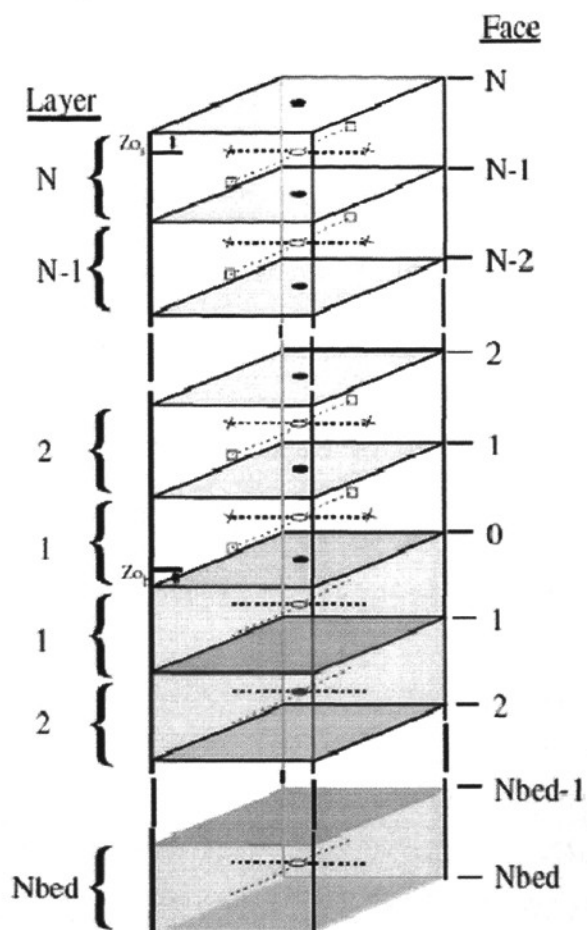


图 3-3 模型的垂向网格剖面图（上部分是 ROMS 的垂向网格，下部分是 CSTM 的垂向网格）（Warner 等，2008）^[9]

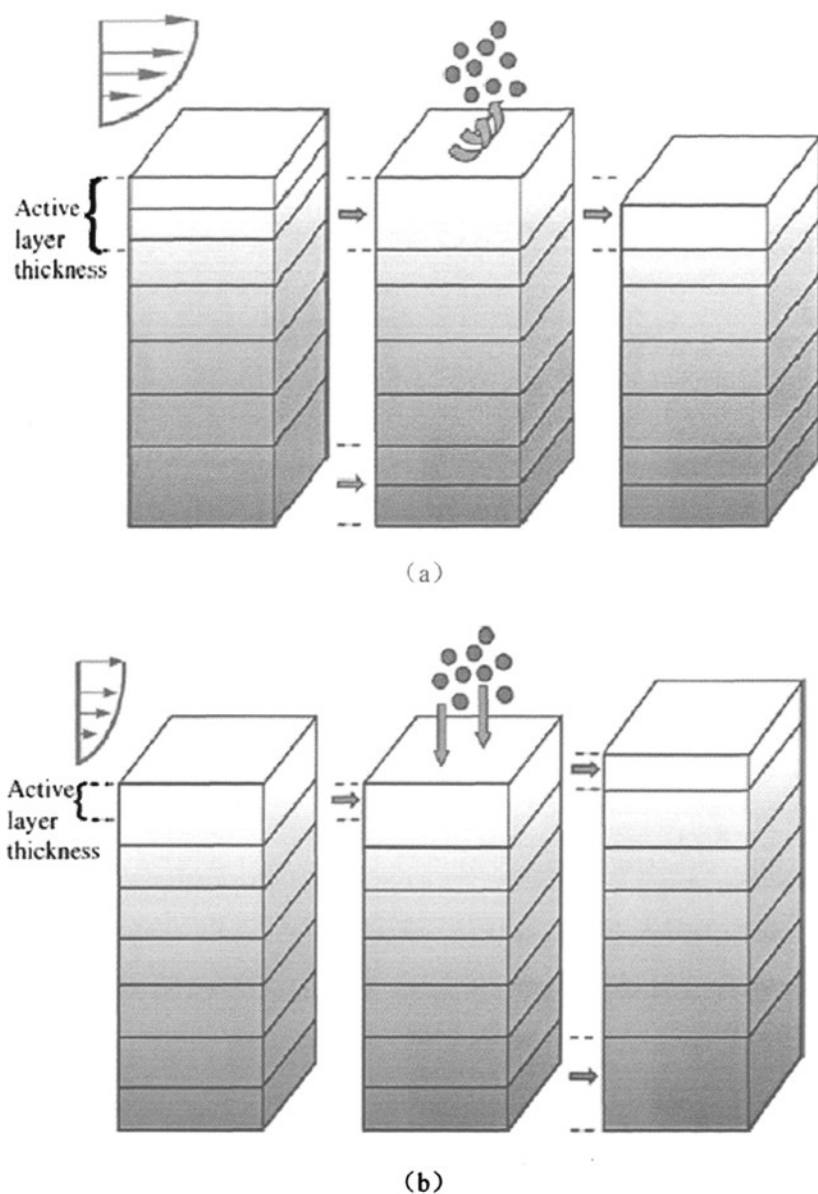


图 3-4 底床垂向分层示意图 (a) 侵蚀过程 (b) 沉降过程 (Warner 等, 2008)

[9]

3.5.2 悬浮泥沙输运

在直角坐标下，水平方向悬浮泥沙的对流扩散方程为

$$\begin{aligned} \frac{\partial(H_z C_m)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z C_m)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z C_m)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z C_m)}{\partial s} \\ = -\frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{c_m' w'} - \frac{\gamma_\theta}{H_z} \frac{\partial C_m}{\partial s} \right) + C_{source,m} \end{aligned} \quad (3-62)$$

式中 $C_{source,m}$ 为源汇项，可以表示为

$$C_{source,m} = -\frac{\partial w_{s,m} C_m}{\partial s} + E_{s,m} \quad (3-63)$$

式中 $w_{s,m}$ 是泥沙沉降速度， $E_{s,m}$ 是侵蚀通量， $E_{s,m}$ 的表达式如下（Ariathura 和 Arulanandanm, 1978）^[49]

$$E_{s,m} = E_{0,m} (1 - \phi) \frac{\tau_{sf} - \tau_{ce,m}}{\tau_{ce,m}}, \quad \text{当 } \tau_{sf} > \tau_{ce,m} \text{ 时} \quad (3-64)$$

式中 $E_{0,m}$ 是侵蚀度常数， ϕ 是底沙顶层的密实度。模型中，侵蚀的通量应该小于底层顶层的泥沙总质量。

模型在求解方程时，采用的按顺序分别求解方程中各项的方法，即按顺序分别求解垂向沉降项、源汇项、水平对流项、垂向对流项、垂向扩散项，最后求解水平对流项。采用这样的方法有三个好处：（1）可以利用 ROMS 中计算温盐对流扩散的程序；（2）对于垂向沉降可以使用高阶算法；（3）可以保证泥沙质量守恒（Warner 等，2008）^[9]。

3.5.3 底沙输运

CSTM 模型中有两种底沙输运算法可选择：（1）Meyer-Peter Müller (1948)^[50]公式，（2） Soulsby 和 Damgaard （2005）^[51]公式。底沙输运的公式与泥沙的特性（例如粒径，密度，临界启动应力）有关。

3.5.3.1 Meyer-Peter Müller 底沙输运公式

Meyer-Peter Müller (1948) 的底沙输运公式可以表示为

$$\Phi = \max[8(\theta_{sf} - \theta_c)^{1.5}, 0] \quad (3-65)$$

式中 Φ 是各个粒径的底沙的无因次输运率, θ_{sf} 是皮层应力的无因次 Shields 数

$$\theta_{sf} = \frac{\tau_{sf}}{(s-1)gD_{50}} \quad (3-66)$$

式中 s 是泥沙在水中的比重 $s = \rho_s/\rho$ 。 $\theta_c = 0.047$, 是临界 Shields 数。 τ_{sf} 是皮层底应力

$$\tau_{sf} = (\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2)^{0.5} \quad (3-67)$$

式中 τ_{bx} 和 τ_{by} 分别是底应力 τ_b 的 x, y 方向的分量, τ_b 等于流的底应力或波流混合作用的底应力。

有因次底沙输运率与无因次底沙输运率之间的关系为

$$q_{bl} = \Phi \sqrt{(s-1)gD_{50}^3 \rho_s} \quad (3-68)$$

则底沙输运率在 x, y 方向的分量为

$$q_{blx} = q_{bl} \frac{\tau_{bx}}{\tau_{sf}} \quad (3-69)$$

$$q_{bly} = q_{bl} \frac{\tau_{by}}{\tau_{sf}} \quad (3-70)$$

3.5.3.2 Soulsby 和 Damgaard 底沙输运公式

Soulsby 和 Damgaard (2005) 提出的底沙输运公式考虑了平均流和不对称波浪对底沙输运的共同作用。他们的底沙输运公式是基于一个波周期的数值积分, 其无因次底沙输运率为

$$\vec{\Phi} = \max \left[A_2 \theta^{0.5} (\theta_{sf} - \theta_c) \frac{\overline{\theta_{sf}}}{\theta_{sf}}, 0 \right] \quad (3-71)$$

式中 $\vec{\Phi}$ 和 $\vec{\theta}_{sf}$ 是矢量, 包含沿平均流方向的分量和垂直于平均流方向的分量, 例如 $\vec{\Phi} = (\Phi_{\parallel}, \Phi_{\perp})$, $\vec{\theta}_{sf} = (\theta_{sf\parallel}, \theta_{sf\perp})$ 。 θ_c 是临界 Shields 数, $A_2 = 12$ 是半经验系数。Soulsby 和 Damgaard 的方法需要分别计算出沿平均流方向和垂直于平均流方向的无因次底沙输运率分量。

$$\Phi_{\parallel} = \max [\Phi_{\parallel 1}, \Phi_{\parallel 2}] \quad (3-72)$$

式中

$$\Phi_{\parallel 1} = A_2 \theta_m^{0.5} (\theta_m - \theta_c) \quad (3-73)$$

$$\Phi_{\parallel 2} = A_2 (0.9534 + 0.1907 \cos 2\phi) \theta_w^{0.5} \theta_m + A_2 (0.229 \gamma_w \theta_w^{1.5} \cos \phi) \quad (3-74)$$

$$\Phi_{\perp} = A_2 \frac{0.1907 \theta_w^2}{\theta_w^{1.5} + 1.5 \theta_m^{1.5}} (\theta_m \sin 2\phi + 1.2 \gamma_w \theta_w \sin \phi) \quad (3-75)$$

其中 θ_m 为平均 Shields 数

$$\theta_m = \frac{\tau_m}{(s-1)gD_{50}} \quad (3-76)$$

式中

$$\tau_m = \tau_c \left(1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{1.5} \right) \quad (3-77)$$

式中 τ_c 为流作用的底应力, τ_w 是波浪作用的底应力。 γ_w 为波浪的不对称率。

3.5.4 泥沙对水体密度的影响

悬沙对海水密度有影响, 考虑了悬沙影响的海水密度为

$$\rho = \rho_{\text{water}} + \sum_{m=1}^{N_{\text{sed}}} \frac{C_m}{\rho_{s,m}} (\rho_{s,m} - \rho_{\text{water}}) \quad (3-78)$$

由于考虑了悬沙对海水密度的影响, 因而 CSTM 能够模拟泥沙引起的海水密度层结和异重流等。

3.6 耦合模型中底应力的计算

在近底面, Reynolds 应力、流速的梯度以及悬沙浓度的梯度等在垂向变化十分剧烈, 垂向网格难以分辨出来。模型提供了算法来参数化水体和底边界层中这些次网格过程。底边界层的处理非常重要, 底边界层的处理直接关系到底应力的计算, 而底应力是 Reynolds 平均的 Navier-Stokes 方程的底边界条件, 同时, 底应力对于泥沙输运模型更为重要, 它决定了底沙输运和再悬浮。

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \quad (3-79)$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \quad (3-80)$$

模型有两种方法处理底边界层, 一是简单的拖曳系数方法, 二是更为复杂的考虑波浪流相互作用的方法。拖曳系数方法包括线性底摩擦项、二次形式底摩擦项和对数形式底摩擦项。更为复杂的模型底边界层参数化方法考虑了波浪的作用和底沙运动的作用。波浪的短周期振荡剪切会引起波浪边界层内的运动, 从而引起湍流并产生很大的瞬时剪切应力 (Warner 等, 2008) [9]。大的瞬时剪切应力通常主导底沙的再悬浮作用, 并能增加底沙输运。泥沙的输运会改变沙床的形态, 形成沙纹或者其他的底沙形态, 从而改变了底面粗糙度。底沙的输运会导致对水流的拖曳作用, 因为底沙开始移动时, 动量由流传到底沙。泥沙的再悬浮作用会引起水体的层结, 而且在泥沙高浓度区域, 水体的粘性会发生变化。

模型中提供了三种底边界层参数化方法, 包括基于 Styles 和 Glenn (2000, 2002) [52][53] 提出的波流耦合算法、沙纹形态和可移动沙床粗糙度计算方法的底边界层参数化模型; 基于 Soulsby (1995) [54] 提出的波流耦合算法, Grant 和 Madsen (1982) [55]、Nielsen (1986) [56] 以及 Li 和 Amos (2001) [57] 提出的沙床粗糙度计算方法的底边界层参数化模型; 基于 Madsen (1994) [58] 的波流耦合算法, Wiberg 和 Harris (1994) [59] 以及 Harris 和 Wiberg (2001) [48] 的可移动沙床计算方法的底边界层参数化模型 (Warner 等, 2008) [9]。下面详细介绍第三种底边界层参数化模型:

底面粗糙度包括颗粒粗糙度 z_{ON} , 泥沙输运引起的粗糙度 z_{OST} 以及沙床形态粗

糙度 z_{0BF} 。

$$z_{0N} = 2.5D_{50}/30 \quad (3-81)$$

$$z_{0ST} = \alpha D_{50} a_1 \frac{T_*}{1+a_2 T_*} \quad (3-82)$$

$$z_{0BF} = a_r \frac{\eta_r^2}{\lambda_r} \quad (3-83)$$

式中 $\alpha = 0.056$, $a_1 = 0.068$, $a_2 = 0.0204 \ln(100D_{50}^2) + 0.0709 \ln(100D_{50})$, 模型中 a_r 取推荐值 $a_r = 0.267$ 。 η_r 是沙纹的高度, λ_r 为波长。因为粗糙度是可加的, 因此底边界层模型计算所用的粗糙度 $z_0 = \max [z_{0N} + z_{0ST} + z_{0BF}, z_{0MIN}]$, 其中 z_{0MIN} 是允许设置的最小值。

水流 τ_c 和波浪 τ_w 的底应力公式如下

$$\tau_c = \frac{(u^2 + v^2) \kappa^2}{\ln^2(z/z_0)} \quad (3-84)$$

$$\tau_w = 0.5 f_w u_b^2 \quad (3-85)$$

式中 f_w 是Madsen波浪底摩擦因素, 它的值由 A_b/k_b ($A_b = u_b T/2\pi$, $k_b = 30z_0$) 确定。

$$f_w = \begin{cases} 0.3, & A_b/k_b \leq 0.2 \\ \exp(-8.82 + 7.02(A_b/k_b)^{-0.078}), & 0.2 < A_b/k_b \leq 100 \\ \exp(-7.30 + 5.61(A_b/k_b)^{-0.109}), & A_b/k_b > 100 \end{cases} \quad (3-86)$$

计算 z_0 和参考高度 z_r 之间涡动粘性系数和速度廓线。假定在波浪边界层和流边界中涡动粘性系数廓线分别正比于 $u_{*wc} = \sqrt{\tau_w}$ 和 $u_{*c} = \sqrt{\tau_c}$, 则有

$$K_M = \begin{cases} \kappa u_{*wc} z, & z < \delta_{wbl} \\ \kappa u_{*c} z, & z > \delta_{wbl} \end{cases} \quad (3-87)$$

δ_{wbl} 是波浪边界层的厚度, 正比于 $u_{*wc} T/(2\pi)$, T 是波浪周期。

当沙纹产生时, τ_{wc} 中包含了形状阻力, 不能直接作用于泥沙的输运, 而皮层底应力能直接作用于泥沙的输运, 因此计算皮层底应力

$$\tau_{sfm} = \tau_{wc} \left[1 + 0.5 C_{dBF} \frac{\eta_r}{\lambda_r \kappa^2} \left(\ln \frac{\eta_r}{z_{0N} + z_{0ST}} - 1 \right)^2 \right]^{-1} \quad (3-88)$$

式中 $C_{dBF} \approx 0.5$ 是底地形拖曳系数。在沙纹的峰和谷处，切应力的大小是不一样的，在泥沙输运算法中，选用在沙纹峰处的最大切应力 τ_{sf}

$$\tau_{sf} = \tau_{sfm} \left(1 + 8 \frac{\eta_r}{\lambda_r} \right) \quad (3-89)$$

简言之，在耦合模型中，对于流和波浪边界层的底应力计算考虑了流、波浪和沙的综合影响。

综上所述，由 ROMS、SWAN 和 CSTM 耦合而成的模型，综合考虑了波流相互作用、泥沙对海水状态的影响以及波浪、流和泥沙对底应力的影响，包含很多先进的特性，是一个比较完善的耦合模型，能够用来进行泥沙输运的数值模拟。

4 风浪诱导下的泥沙再悬浮

4.1 水动力和泥沙输运模型的配置

4.1.1 计算区域及网格

本文的研究区域是黄河口海域，但是由于泥沙开边界资料的缺乏，我们将计算区域扩展到整个渤海及北黄海的部分海区，这样可以尽量避免由于开边界的不准确对研究区域泥沙计算结果的影响。模型的计算网格采用了曲线正交网格（图 4-1），共有 240×200 个格点。网格在研究区域进行了加密处理，黄河口附近网格的方向与实际河流走向基本一致。模型采用了 ETOPO2 底地形数据（图 4-2）。垂向网格采用 S 坐标，分为 10 层。

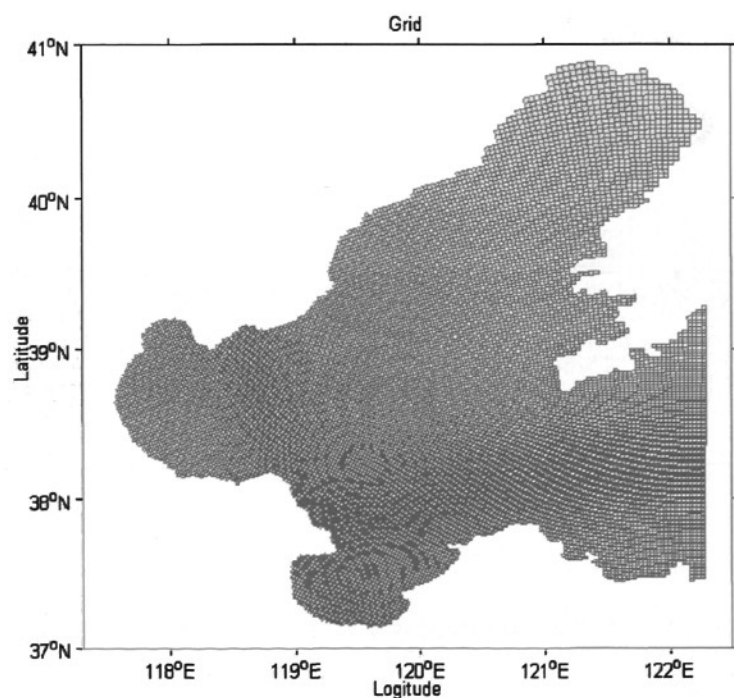


图 4-1 计算网格

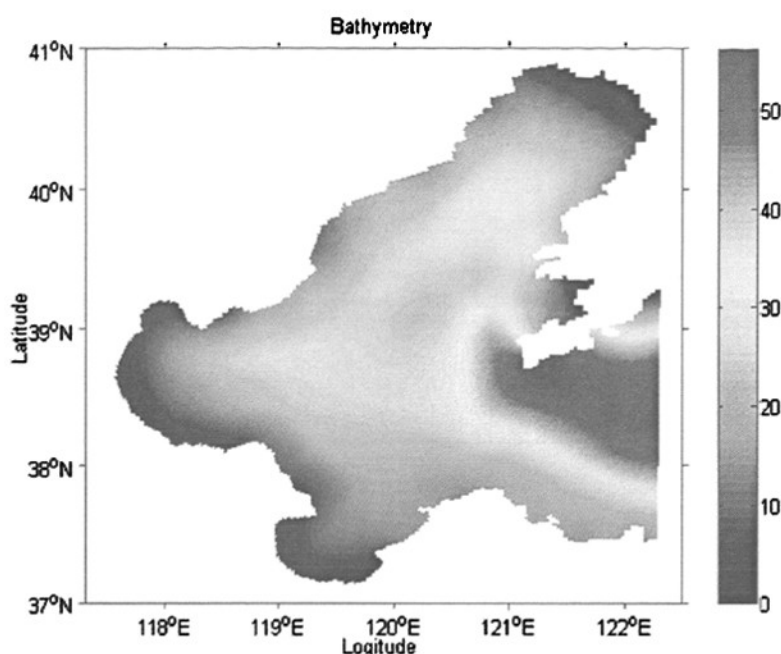


图 4-2 计算区域底地形图

4.1.2 初始条件

模型的初始条件涉及流速、水位、盐度和悬沙浓度,由于实测资料的缺乏,要给出初始时刻的实时初值非常的困难。一般而言,水位和流速对动力的响应很快,初始时刻的水位和流速都可以取零值,对计算结果没有什么影响(Jiang等, 2000, 2004)^{[60][61]},因此初始时刻的水位和流速均给零值。温度和盐度的初值按照月平均值给出。

模型中只采用了单个粒径的泥沙颗粒作为研究对象,泥沙粒径取利津站年平均泥沙中值粒径的值,为 0.027mm。

4.1.3 边界条件

4.1.3.1 开边界条件

在开边界上采用了 M2, S2, K2, N2, K1, O1, P1, Q1 等 8 个分潮的调

和常数来确定水位的变化。调和常数由美国 Oregon 州立大学开发的 OTIS (OSU Tidal Prediction Software) 潮汐预报模型获得，所使用的数据为 TPXO 全球大洋潮波模式结果。

4.1.3.2 河流边界条件

黄河的入海径流量和泥沙含量采用利津站的月平均径流量和泥沙含量数据，数据来源自《中国河流泥沙公报（2006 年）》。

4.1.3.3 海面边界条件

海面风应力采用 NCEP 2 再分析数据中的海面风应力数据，数据采用高斯网格，网格分辨率约为 $2^\circ \times 2^\circ$ ，时间分辨率为 6 小时。

4.2 波浪模型的配置

SWAN 的计算网格与水动力模型一致。渤海是一个半封闭的海域，仅以渤海海峡与外海相通，波浪基本为渤海内生成的风浪，因此开边界处设置无波浪输入。初始时刻，计算的区域的有效波高设为零值。模型的输入风场采用 NCEP 2 再分析数据的海面风场数据，数据采用高斯网格，网格分辨率约为 $2^\circ \times 2^\circ$ ，时间分辨率为 6 小时。

4.3 模型的验证

4.3.1 潮汐的验证

对模型计算的水位进行了调和分析，并将 M2、S2、O1 和 K1 分潮的振幅和迟角与验潮站资料进行了对比（表 4-1 和表 4-2）。

表 4-1 模式计算与验潮站观测的 M2 与 S2 分潮的振幅和迟角差（绝对值）

站名	纬度 (°N)	经度 (°E)	M2 分潮振 幅差 (cm)	M2 分潮迟 角差 (°)	S2 分潮振 幅差 (cm)	S2 分潮迟 角差 (°)
大孤口	38.97	121.83	0.1	4.6	4.7	2.9
大连	38.93	121.65	2.8	0.3	0.9	4.7
小平岛	38.63	121.52	3.9	4.7	1.1	9.1
羊头洼	38.78	121.13	4.4	4.2	0.3	6.4
营城子湾	38.97	121.30	5.3	9.8	1.0	14.0
葫芦套	39.27	121.60	7.6	6.5	0.3	11.0
长岛	39.30	121.67	7.6	3.7	0.4	0.3
长兴岛	39.65	121.47	0.6	0.9	0.5	2.5
辽河闸	40.63	122.17	6.9	18.7	2.3	26.2
营口	40.68	122.27	1.9	2.6	5.1	11.0
葫芦岛港	40.72	120.98	2.2	12.2	2.6	9.2
西中岛	39.47	121.25	5.7	15.4	1.1	15.7
大沽	38.98	117.7	4.2	14.1	3.8	15.1

表 4-2 模式计算与验潮站观测的 O1 与 K1 分潮的振幅和迟角差（绝对值）

站名	纬度 (°N)	经度 (°E)	O1 分潮振 幅差 (cm)	O1 分潮迟 角差 (°)	K1 分潮振 幅差 (cm)	K1 分潮迟 角差 (°)
大孤口	38.97	121.83	0.2	4.5	0.5	10.2
大连	38.93	121.65	1.1	0.6	0.3	2.8
小平岛	38.63	121.52	3.7	4.2	1.5	4.0
羊头洼	38.78	121.13	0.5	12.0	4.8	4.6
营城子湾	38.97	121.30	1.8	2.8	2.6	0.8
葫芦套	39.27	121.60	4.4	4.5	5.8	9.1
长岛	39.30	121.67	1.4	8.7	2.1	2.1
长兴岛	39.65	121.47	5.4	0.7	5.7	8.1
辽河闸	40.63	122.17	2.7	5.9	0	13.2
营口	40.68	122.27	6.2	0.1	6.1	11.1
葫芦岛港	40.72	120.98	5.1	6.0	4.3	10.2
西中岛	39.47	121.25	2.3	1.2	5.5	9.02
大沽	38.98	117.7	1.4	2.6	0.5	13.9

4.3.2 流速、流向和悬浮泥沙浓度的验证

2006 年 11 月 8 日至 11 月 12 日期间, 华东师范大学等在黄河口海域进行了 5 个站点的连续观测, 其中 3 个站点进行了 13 小时的海流观测, 2 个站点进行了 25 小时的海流观测和泥沙取样。文中采用了这次的观测资料对流速、流向和悬浮泥沙浓度计算结果进行了验证 (图 4-4 至图 4-16 所示)。

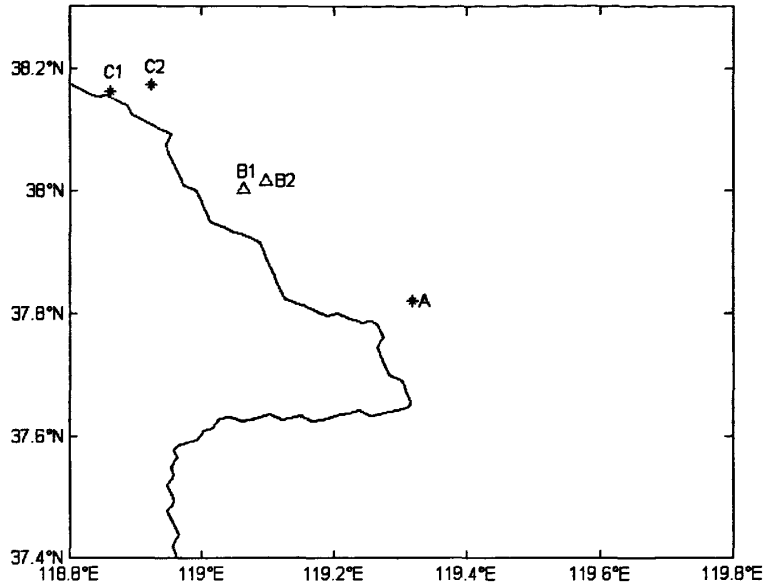


图 4-3 海流观测及泥沙取样站点示意图 (*为海流观测站点, Δ为海流观测和泥沙取样站点)

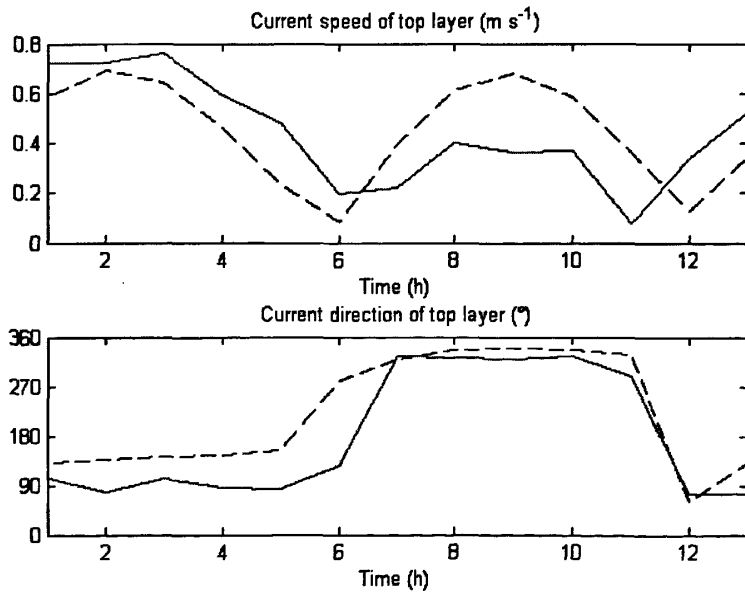


图 4-4 A 站表层流速、流向计算结果与观测值比较 (实线为观测值, 虚线为计算值)

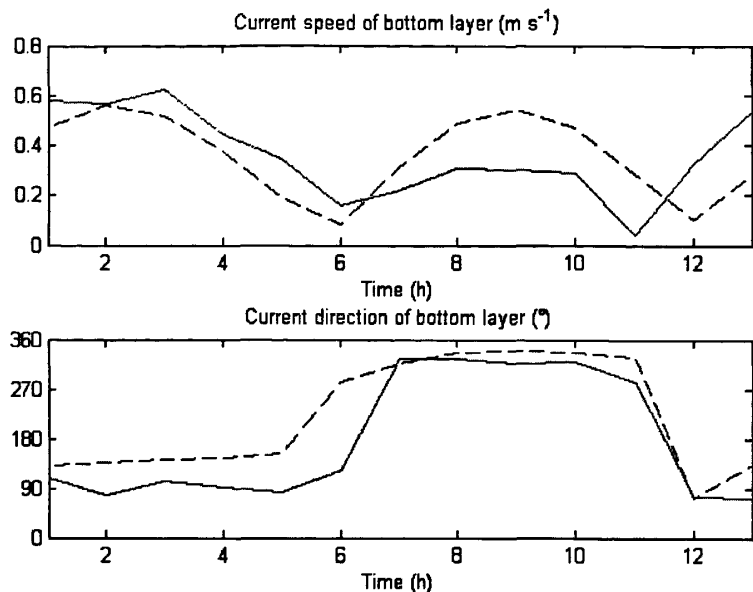


图 4-5 A 站底层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

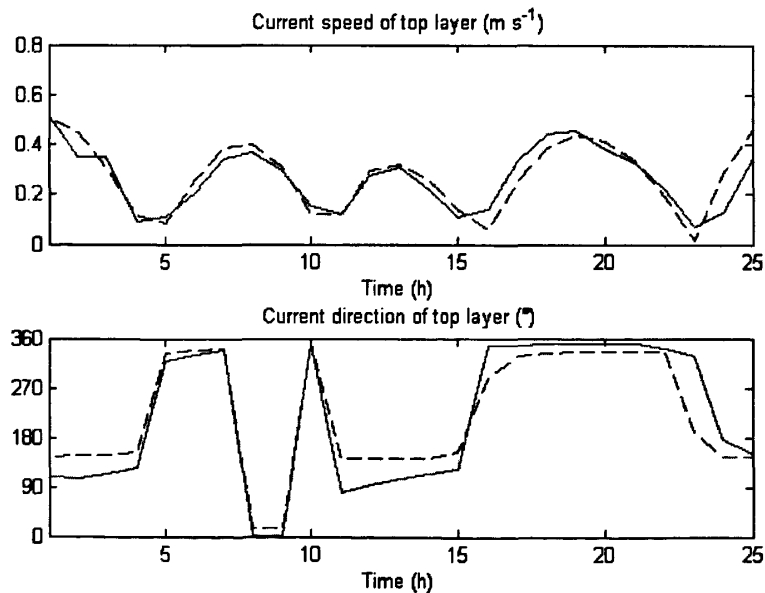


图 4-6 B1 站表层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

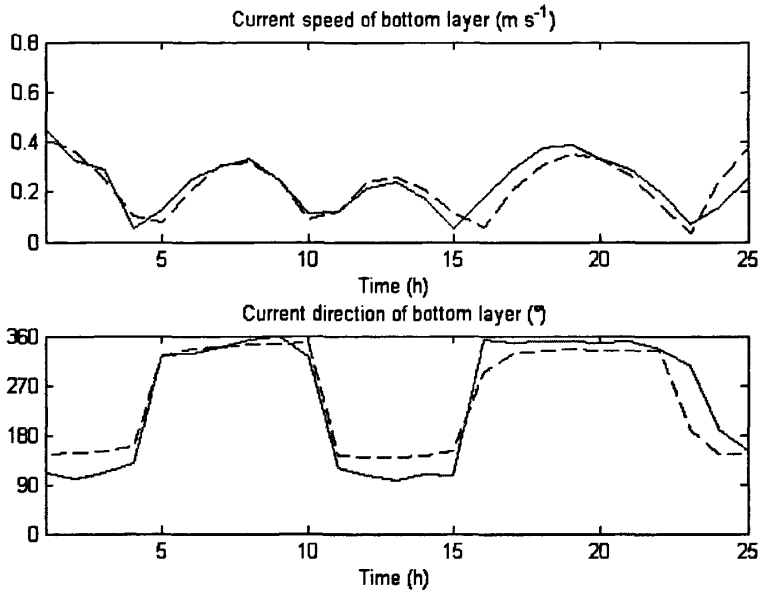


图 4-7 B1 站底层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

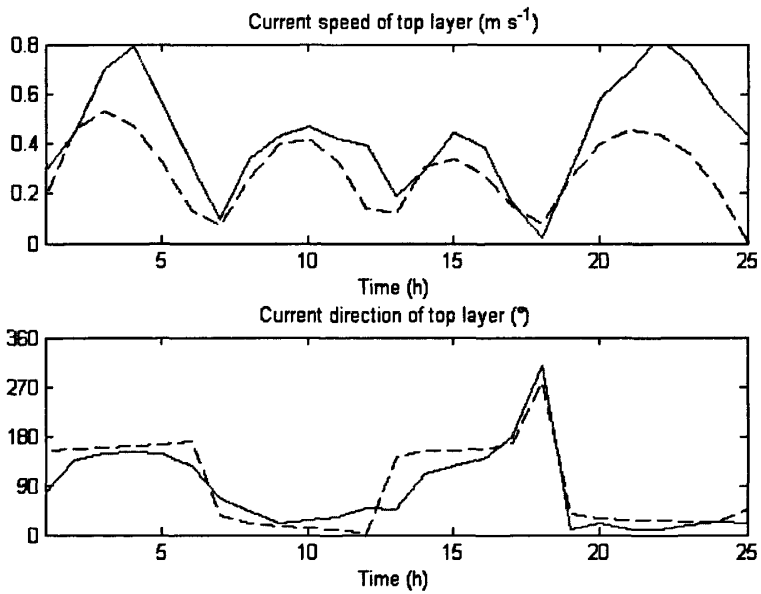


图 4-8 B2 站表层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

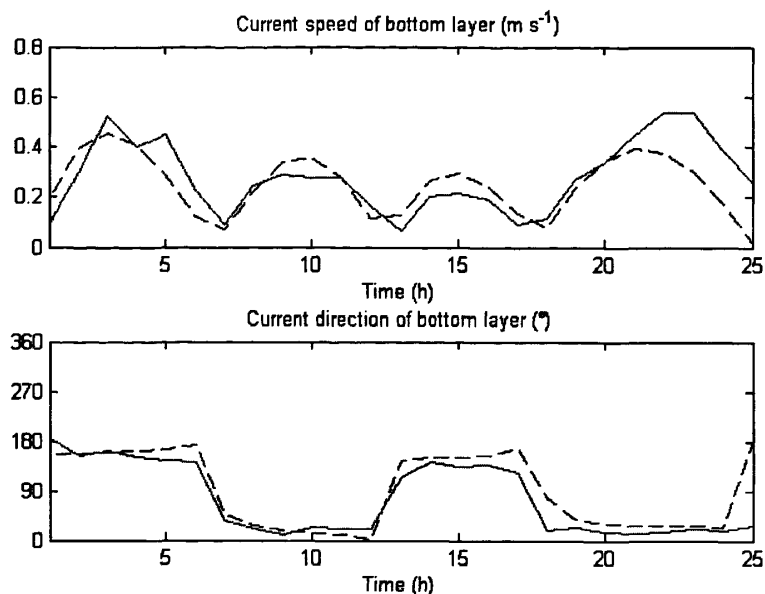


图 4-9 B2 站底层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

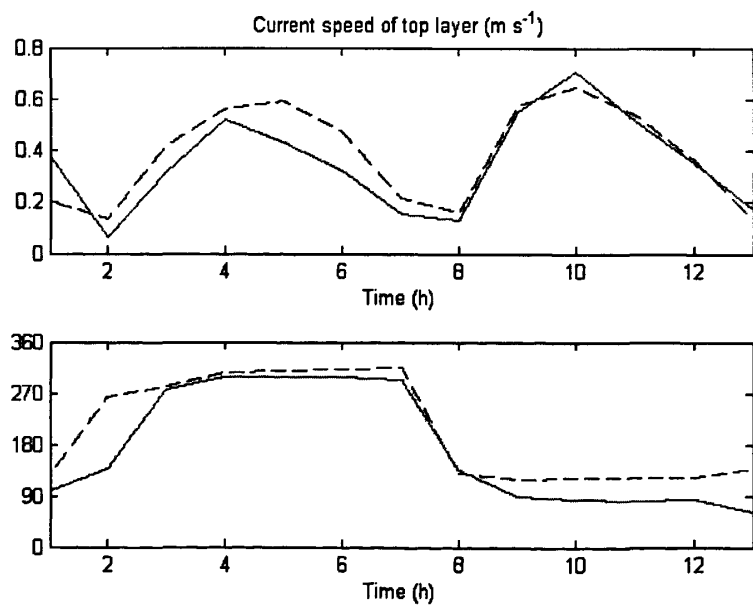


图 4-10 C1 站表层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

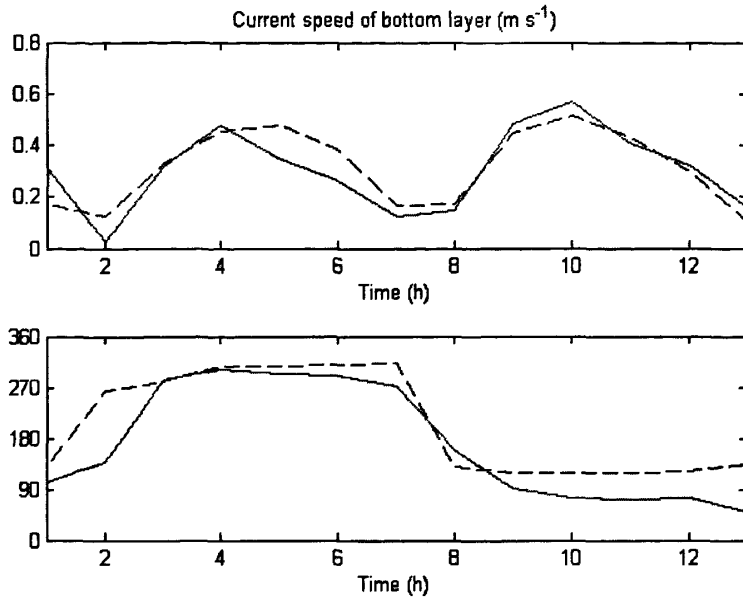


图 4-11 C1 站底层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

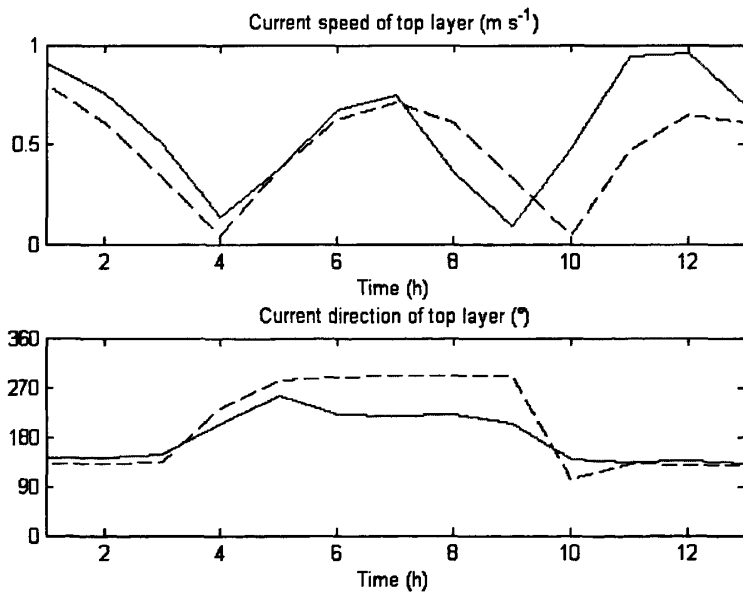


图 4-12 C2 站表层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

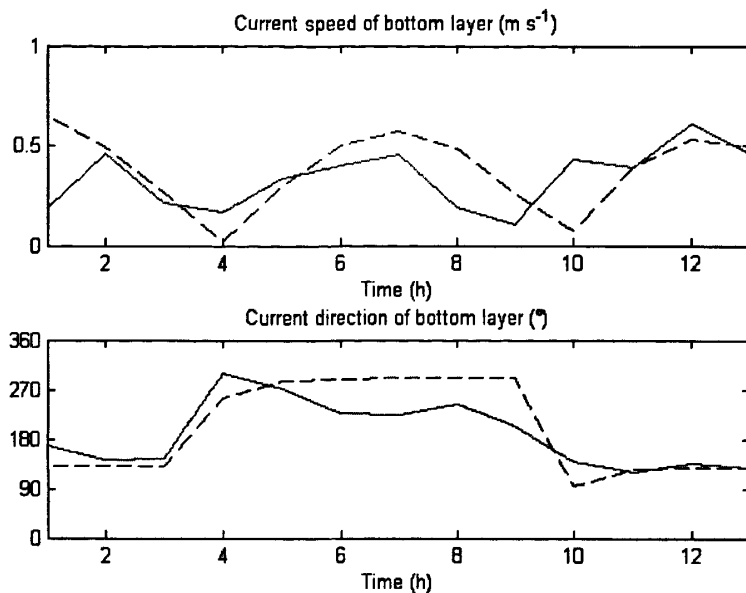


图 4-13 C2 站底层流速、流向计算结果与观测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

图 4-4 至图 4-13 分别为 A 至 C2 测站的表层流速、流向和底层流速、流向比较图。从 5 个站点点的流速、流向比较图来看，模型的计算结果与实测资料基本相符，但同时也存在一定的误差。产生误差的主要原因有四点：（1）开边界的调和常数数据是由全球潮汐模型得到的，有一定的误差；（2）地形数据由 ETOPO2 数据得到，与实际地形有偏差。如 A 站点位于河口附近，由于入海泥沙在河口不断沉积，河口沙嘴向海延伸。地形数据在此处与实际地形有较大偏差，这是 A 站点流向偏差较大的主要原因。C1 站点位于三角洲东北部近岸，由于侵蚀作用，此区域地形偏差亦较大，因此 C1 站点流向偏差也较大；（3）由于观测仪器误差等原因，实测数据存在一定的误差；（4）模型网格点位置与观测点不完全重合。

图 4-14 和图 4-16 是 B1 和 B2 这两个测站的表层、中层和底层悬浮泥沙浓度与实测值的对比图。泥沙的观测时间为 11 月 11 日 2 时（GMT）至 12 日 2 时，共 25 小时。图 4-15 和图 4-17 是 2006 年 11 月 10 日 3 时至 12 日 2 时 B1 和 B2 这两个站点的有效波高和平均波长（起始时间比泥沙观测时间早 24 小时），从图 4-14 和图 4-16 中可以看出，模型计算的波流相互作用下的悬浮泥沙浓度与实

测值基本一致。由于泥沙的数值模拟比较复杂，其中不确定性因素较多，对海区的泥沙特性的了解有限，部分参数可能不太准确，而且风场数据的时间间隔为 6 小时，对于 6 小时之间的风速增大或减小无法真实反映。考虑到这些因素，模型的计算结果是可以接受的。

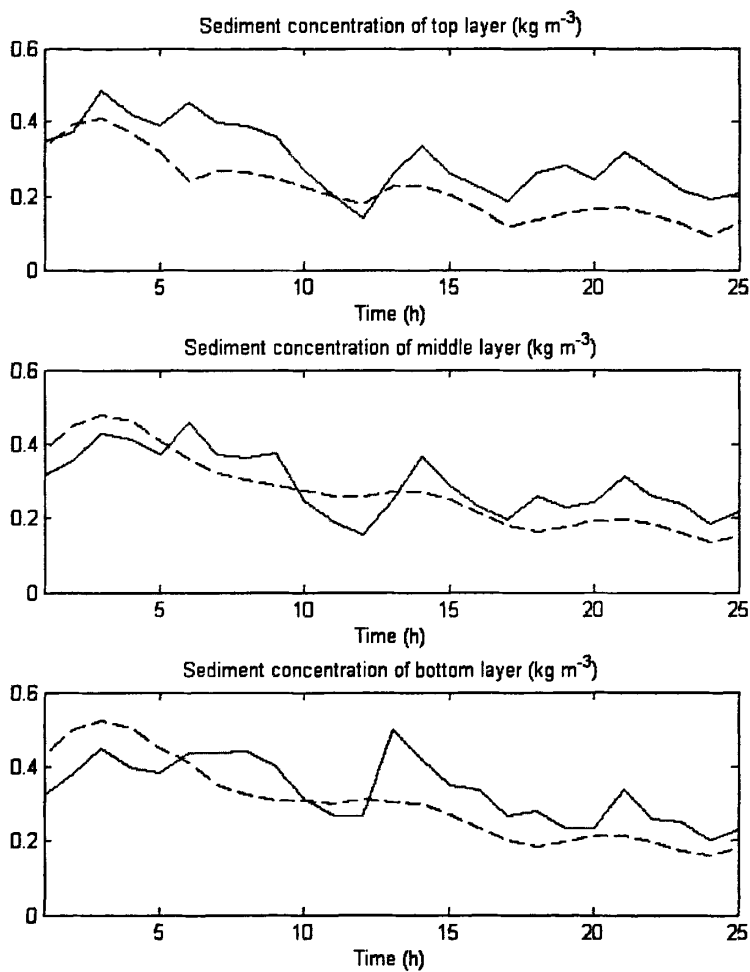


图 4-14 B1 站表层、中层和底层悬浮泥沙浓度的计算结果与实测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

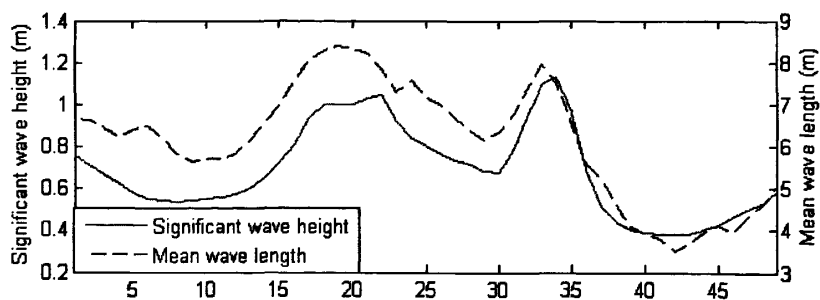


图 4-15 B1 站波浪的有效波高和平均波长

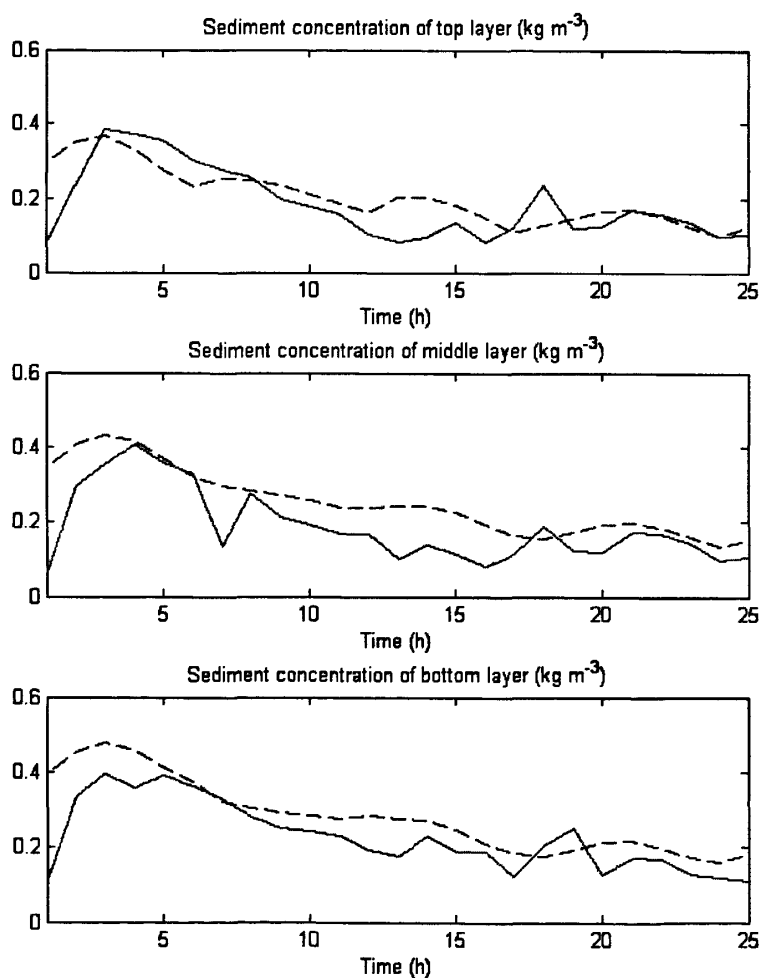


图 4-16 B2 站表层、中层和底层悬浮泥沙浓度的计算结果与实测值比较（实线为观测值，虚线为计算值）

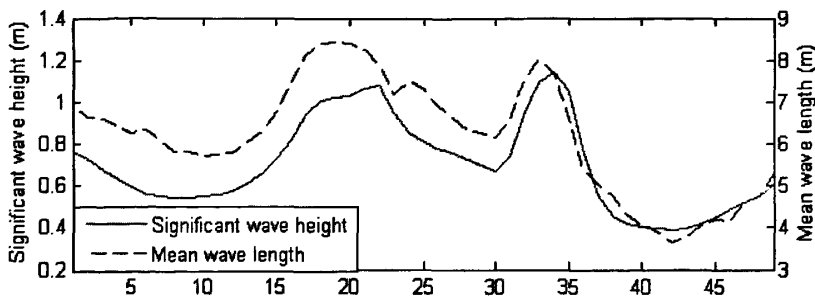


图 4-17 B2 站波浪的有效波高和平均波长

4.3.3 波浪模型的验证

由于 2006 年 11 月的观测期间，未进行波浪的观测。波浪模型的验证采用 1995 年 11 月渤海石油平台的波浪观测数据。保持 SWAN 模型的其它参数不变，仅将输入风场改为 1995 年 11 月的 NCEP 再分析数据海面风场，得到的有效波高与石油平台的观测数据进行了比较。如图 4-18 所示，计算结果与观测波浪的有效波高基本一致。

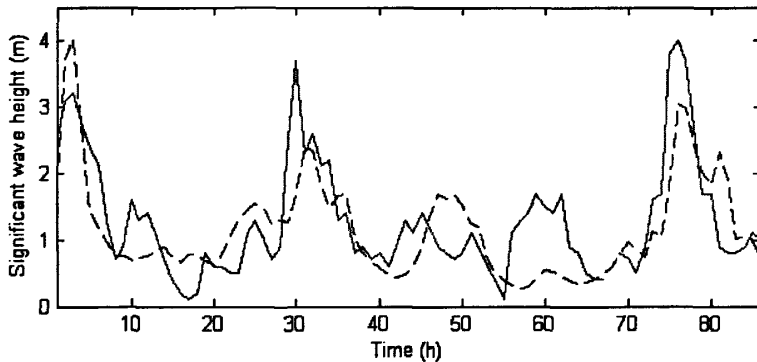


图 4-18 有效波高计算结果与观测波浪的有效波高比较图

通过上述的潮汐、流速、流向、悬沙浓度以及有效波高的验证结果来看，本文所使用的由 ROMS、SWAN 和 CSTM 耦合而成的模型可以反映黄河口海域的波浪、流以及悬浮泥沙的变化过程，因此可采用该模型进行黄河口海域风浪诱导下的泥沙再悬浮研究。

4.4 风浪对泥沙的再悬浮作用

黄河口海域的波浪主要是渤海内生成的风浪,本文在计算波浪时未设置开边界波浪输入,因此研究区域的波浪主要为风浪。为了研究风浪作用下黄河口海域悬浮泥沙浓度的变化,我们在三角洲沿岸不同区域取了 O1 至 O7 共 7 个点(图 4-19),分析比较这 7 个点处在有波浪作用和无波浪作用下悬浮泥沙浓度的变化情况。O1 点在清水沟流路的老河口沙嘴东南侧,O2,O3 和 O4 点都在现行河口附近。由于 O1 至 O4 点都处在沙嘴附近,沙嘴向外突出挤压海水,因此其附近的流速也较大。O5 点位于孤东外海,O6 点在 3.4 节中所述的 B2 观测站的位置,O7 点在三角洲东北部,此处流速也较大。

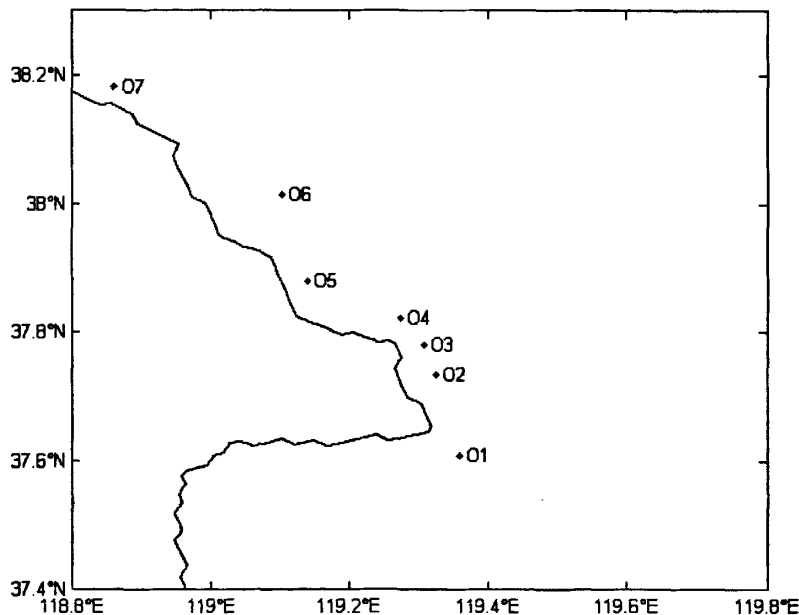


图 4-19 O1 至 O7 点位置示意图

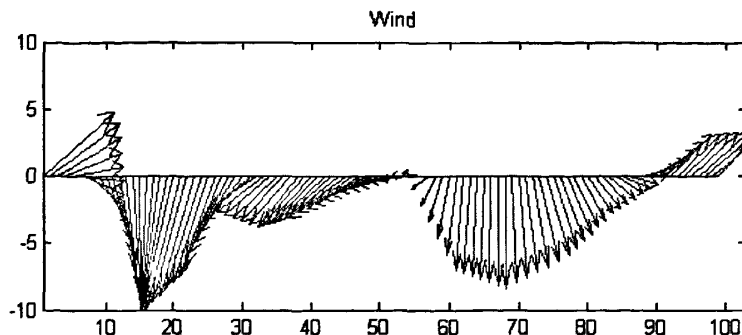


图 4-20 风速风向羽毛图

图 4-20 是 2006 年 11 月 7 日 17 时 (GMT) 至 11 日 18 时之间离河口地区最近的 NCEP 格点的风速风向羽毛图 (原数据为 6 小时间隔, 经插值至 1 小时间隔)。这段时间内, 风速的平均值为 6.3 ms^{-1} 。

图 4-21 至图 4-27 分别是 2006 年 11 月 8 日 16 时 (GMT) 至 11 日 18 时 O1 至 O7 点有波浪作用情况下悬浮泥沙浓度与无波浪作用情况下悬浮泥沙浓度的比较图以及 O1 至 O7 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例。

如图 4-21 和 4-22 所示, 在这 75 小时内, O1 点有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.30 kgm^{-3} , 底层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.45 kgm^{-3} , 均出现在 10 小时时, 此时底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 45.1%。在 75 小时内, 平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 13.8%。

如图 4-23 和图 4-24 所示, O2 点有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.37 kgm^{-3} , 出现在 8 小时时。底层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.6 kgm^{-3} , 出现在 10 小时时, 此时底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 53.6%。在 32 小时至 41 小时以及 60 小时至 62 小时的时间段内, O2 点处波浪的再悬浮作用很弱, 由图 4-20 可知, 在此两个时间段之前均有风速减弱的过程, 因此这是风速减弱所致。同样 O3 和 O4 的也有类似的现象。O2 点在 75 小时内, 平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 27.9%。

O3 点有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.33 kgm^{-3} , 底层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.55 kgm^{-3} , 均出现在 10 小时时, 此时底

层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 56.0%，该点平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 27.7%。

O4 点有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.37 kgm^{-3} ，出现在 11 小时时，底层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.62 kgm^{-3} ，出现在 9 小时时，此时底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 70.0%，该点平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 37.2%。

从图 4-29 至图 4-32 中可以看出，在整个时段内，O5 和 O6 两个点有波浪作用和无波浪作用下悬浮泥沙浓度的差值均比较大，这是因为这个两点流速相对较小，水流掀沙能力较弱，因而波浪的掀沙作用显著。大部分时段内，O5 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量在 50%以上，平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 61.3%。大部分时段内，O6 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量在 40%以上，该点平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 45.5%。

O7 点有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.34 kgm^{-3} ，底层悬浮泥沙浓度差值最大为 0.40 kgm^{-3} ，均出现在 12 小时时。平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 15.2%。

通过上面的分析可知，在风速平均值为 6.3 ms^{-1} 的情况下，O1 点平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 13.8%，为 7 个点位中的最低值，O5 点平均底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量的 61.3%，为 7 个点中的最高值，现行河口附近的三个点波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例均超过 27%。黄河三角洲地区全年的平均风速为 5.3 ms^{-1} ，因此可以说黄河口海域风浪对泥沙的再悬浮作用非常的显著。

总体而言，流速较大的点位，波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙较少，流速较小的点位，波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙较多。

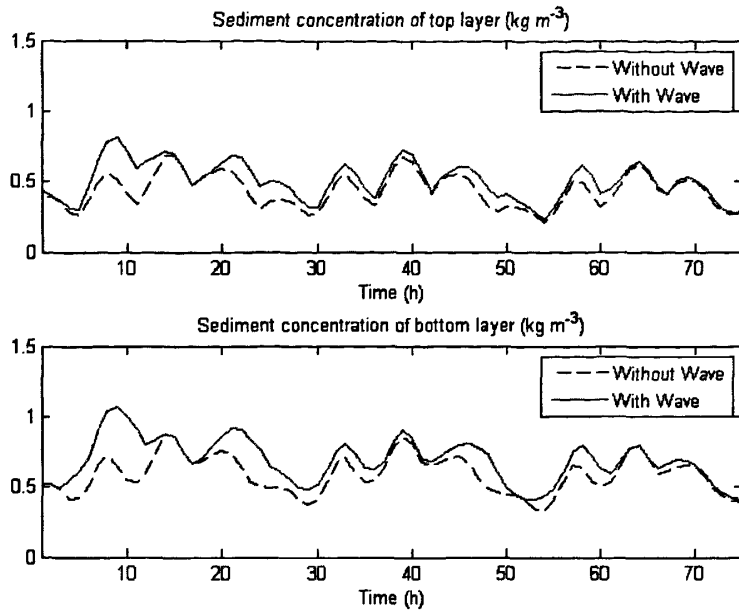


图 4-21 O1 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较图(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

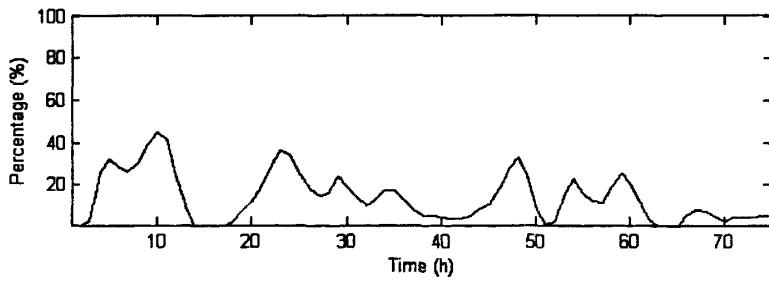


图 4-22 O1 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

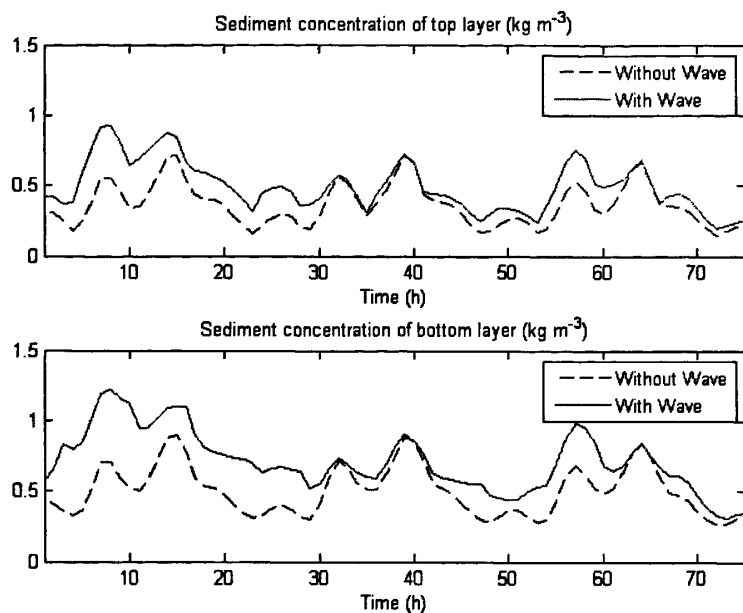


图 4-23 O2 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

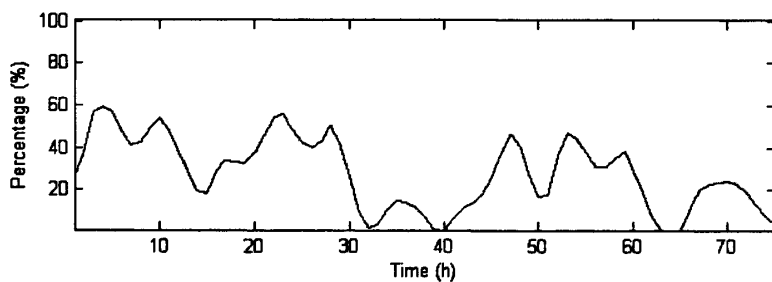


图 4-24 O2 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

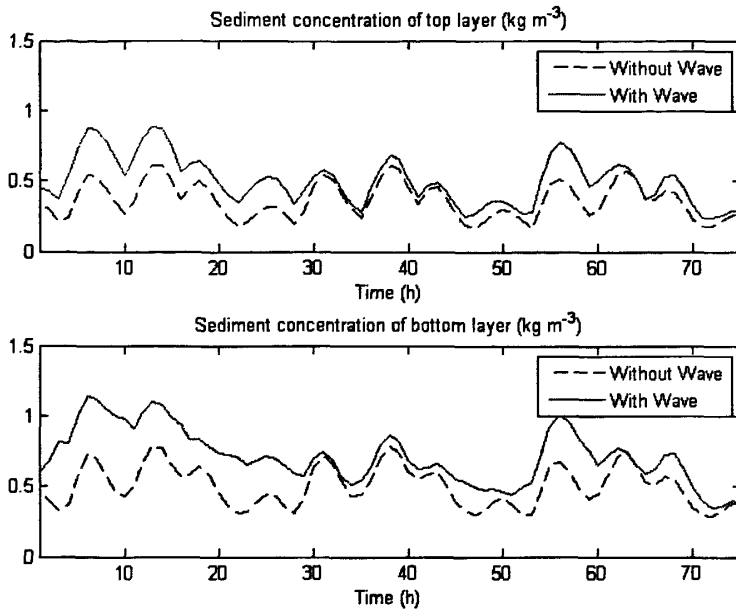


图 4-25 O3 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较 (虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

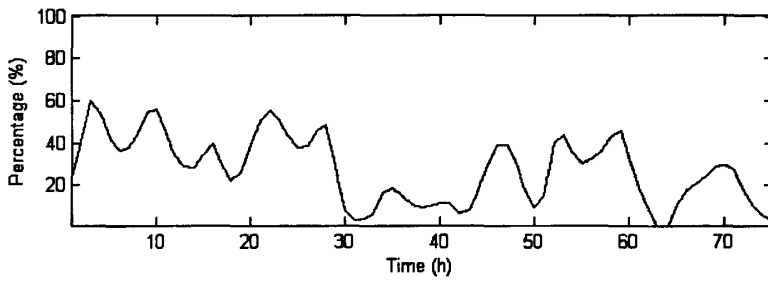


图 4-26 O3 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

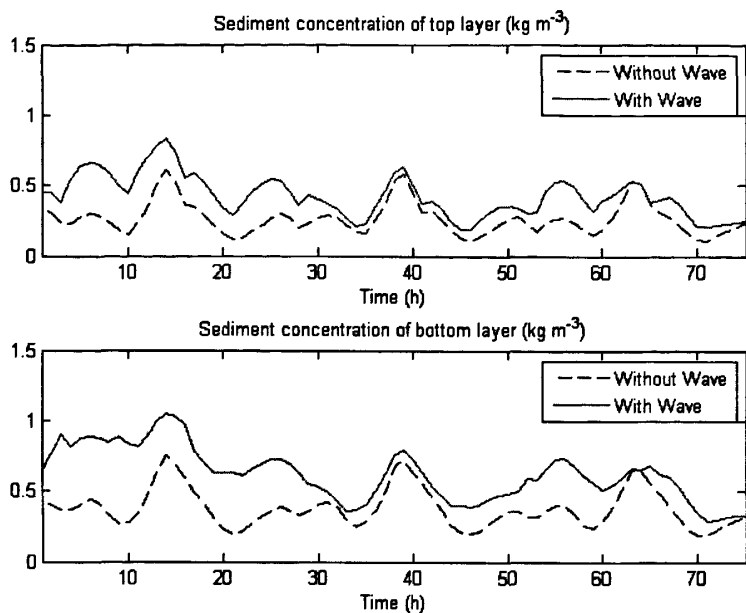


图 4-27 O4 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

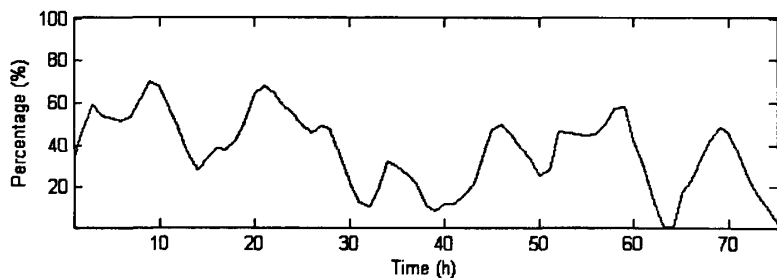


图 4-28 O4 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

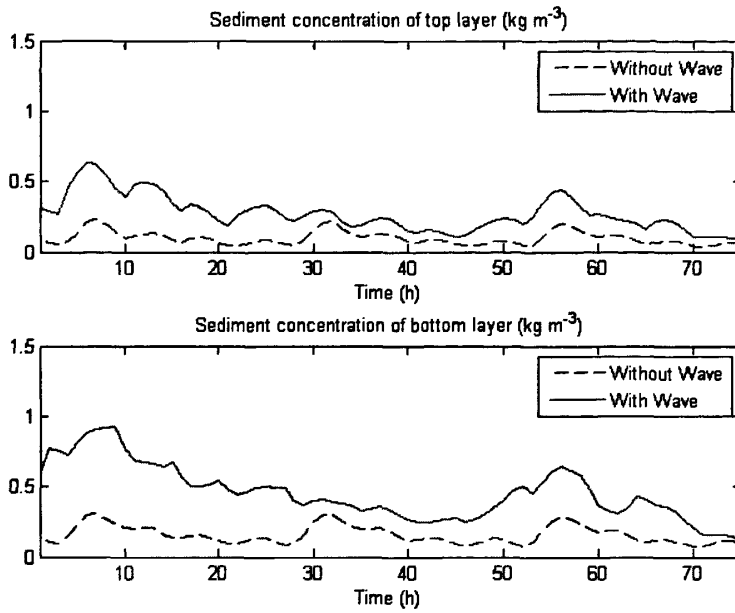


图 4-29 O5 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

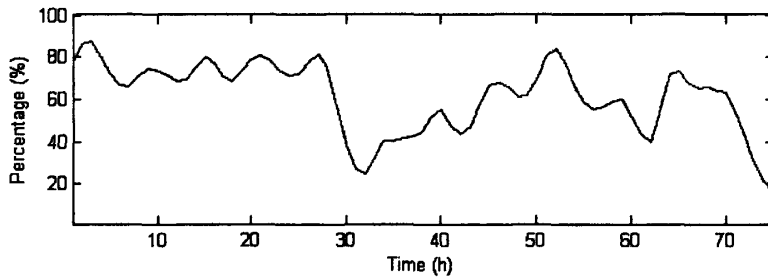


图 4-30 O5 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

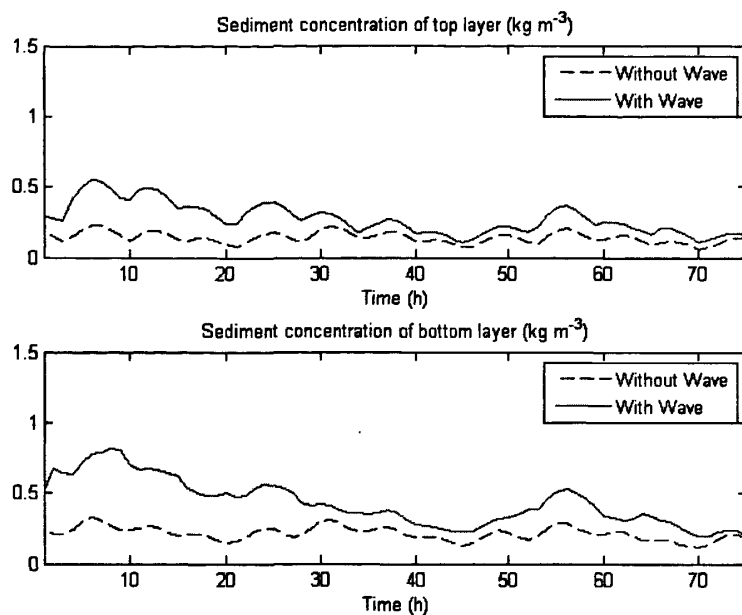


图 4-31 O6 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

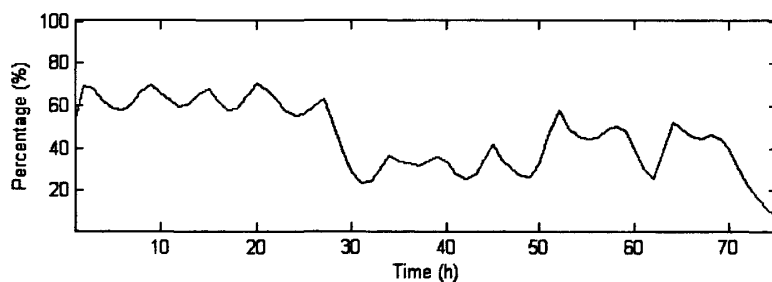


图 4-32 O6 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

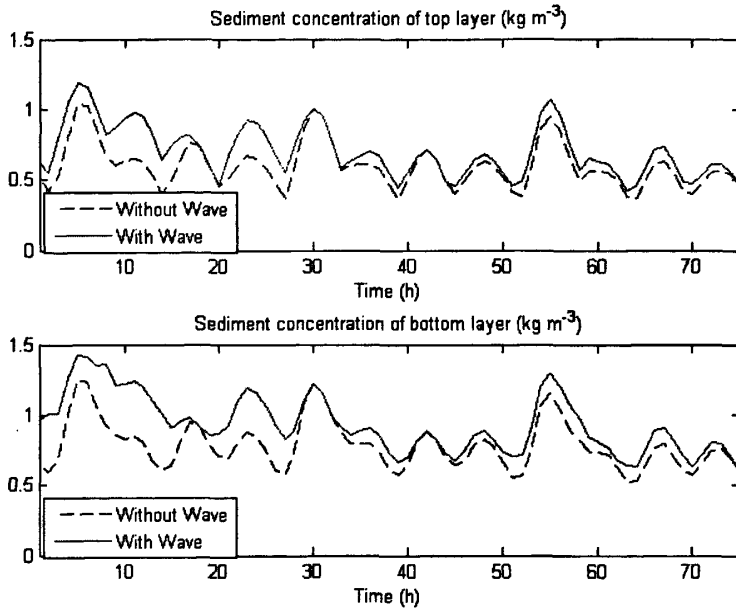


图 4-33 O7 点有波浪作用与无波浪作用表层和底层悬浮泥沙浓度比较(虚线为无波浪作用, 实线为有波浪作用)

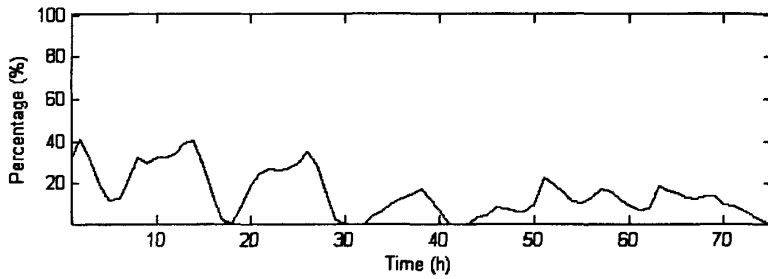


图 4-34 O7 点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

为了进一步了解波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的水平分布情况, 分别选取了一个涨潮时刻和一个落潮时刻研究波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的浓度分布。

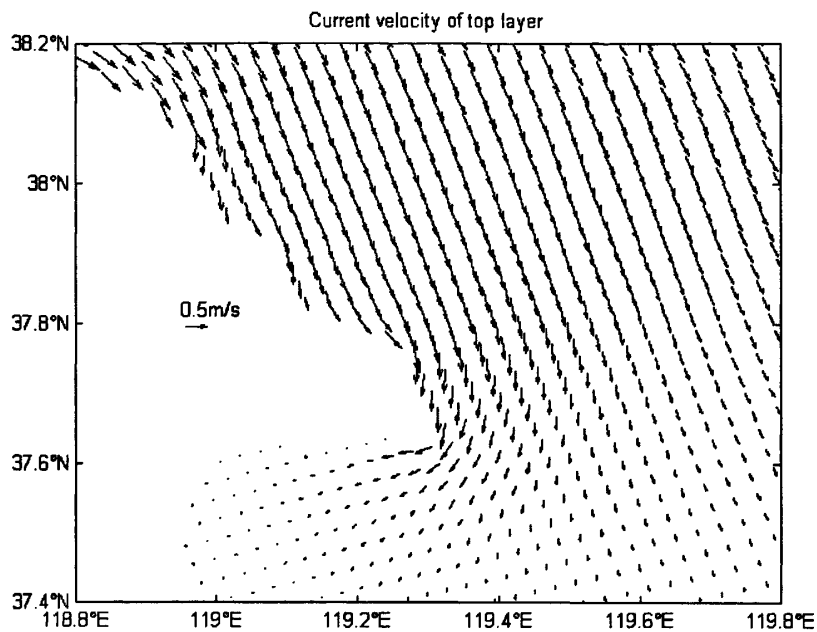


图 4-35 涨潮时刻表层流场图

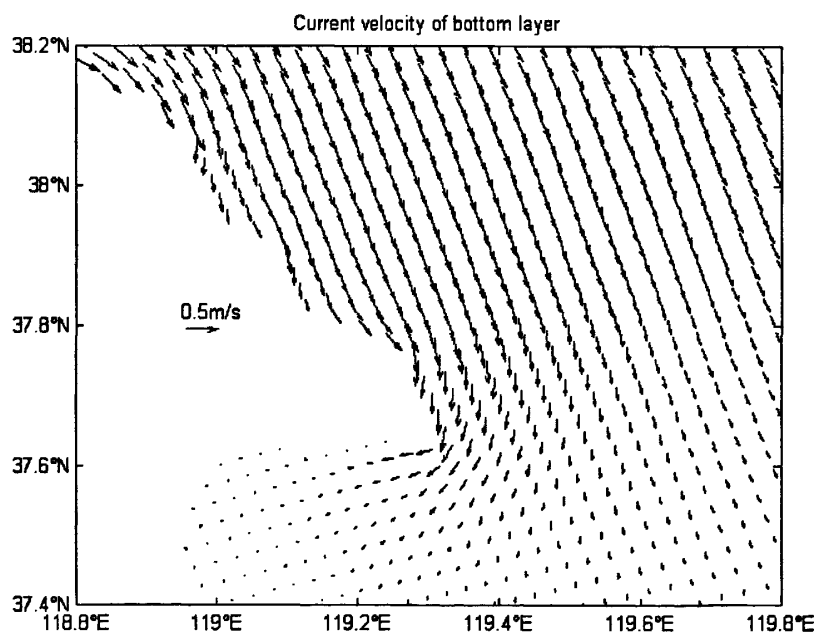


图 4-36 涨潮时刻底层流场图

图 4-35 和 图 4-36 是涨潮时刻表层和底层流场图,从图上看,三角洲东北部神仙沟附近海域存在着高流速区,这是由于该海域处于 M2 无潮点附近所造成的。在现行河口沙嘴和清水沟流路的老黄河口沙嘴处,流速较大,这主要是因为陆地突入海中,挤压海水所造成的高流速区。涨潮时流场的分布与以前的研究结论基本相符(胡春宏, 1996; 王厚杰, 2002; 梁丙成, 2005) [62][24][5]。

图 4-37 与图 4-38 是与涨潮时刻对应的有效波高和平均波长分布图,此时风向为东北风。有效波高的高值区域在研究区域的东北部,此处水深较深,随着离岸距离减少有效波高也减小,这是因为水深变浅,波浪开始衰减,所以有效波高减小。莱州湾北部沿岸的波高很小,由于 SWAN 在物理过程中没有包含对波浪绕射的处理,因此实际中存在的波浪绕射没有被考虑,可能是造成此区域波高很小的原因。

图 4-39 和图 4-40 是涨潮时刻的悬浮泥沙浓度分布图。从分布图上看,在现行河口区域,存在一个悬浮泥沙浓度的高值区,范围比较小。在河口,黄河入海径流的方向与口门外海流方向几乎垂直,由于海流的阻碍作用,径流流速减弱,泥沙在口门附近开始迅速沉降,大部分泥沙不能向外输运到深海,同时由于海流的携带作用,泥沙沿岸扩散。时值 11 月份,黄河的径流量比洪季要小得多,泥沙含量也低,入海泥沙量小,对河口处的悬浮泥沙浓度贡献不大,这是河口的悬浮泥沙浓度的高值区范围小的一个原因。清水沟流路的老河口沙嘴附近也存在着较高的悬沙浓度,但是要比现行河口低。在三角洲东北部高流速区存在着悬浮泥沙浓度的高值区,范围比较大,一直向南延伸至神仙沟的南部。此处在海流和波浪共同作用下,底沙再悬浮作用强烈,再悬浮后的泥沙在涨潮流的作用下向东南方向扩散。无论是表层还是底层,都存在一条等值线将河口处高浓度区与三角洲北部高浓度区包围起来了,形成了一个内部具有两个高浓度中心的悬浮泥沙高浓度带。图 4-41 涨潮时刻对应的底应力分布图。从底应力分布图可知,底应力的最大值出现在三角洲的东北部,对应着底层悬浮泥沙浓度最大值的位置,说明三角洲东北部的高浓度区是由底床泥沙再悬浮作用形成的。底应力的次高值在现行河口位置,对应着现行河口地区的底层悬浮泥沙浓度高值的位置,说明现行河口的高悬沙浓度部分是由底床泥沙的再悬浮造成的。

图 4-42 和图 4-43 分别是表层和底层在有波浪作用与无波浪作用下悬浮

泥沙浓度的差值分布图。从分布图上看,无论在表层或底层,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的浓度最大值均在孤东沿岸,其中表层浓度为 0.4 kgm^{-3} ,而底层浓度达到 0.58 kgm^{-3} 。在底层, 0.35 kgm^{-3} 的等值线自神仙沟南部一直向包围至老河口沙嘴北部,等值线包围的范围内波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度均较大。在三角洲东北部,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度较低,底层最低处只有 0.1 kgm^{-3} 左右,主要原因是此处流速较大,海流在此处的掀沙能力很强,叠加波浪作用后,掀沙能力没有明显的加强。图 4-44 是涨潮时刻底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例。在现行河口区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙约占底层总悬浮泥沙的 38%,在清水沟老河口附近,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙约占底层总悬浮泥沙的 29%,而三角洲东北部的高速区,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙只占底层总悬浮泥沙的 10%左右。总体而言,流速较大的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例小。流速较小的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例高。

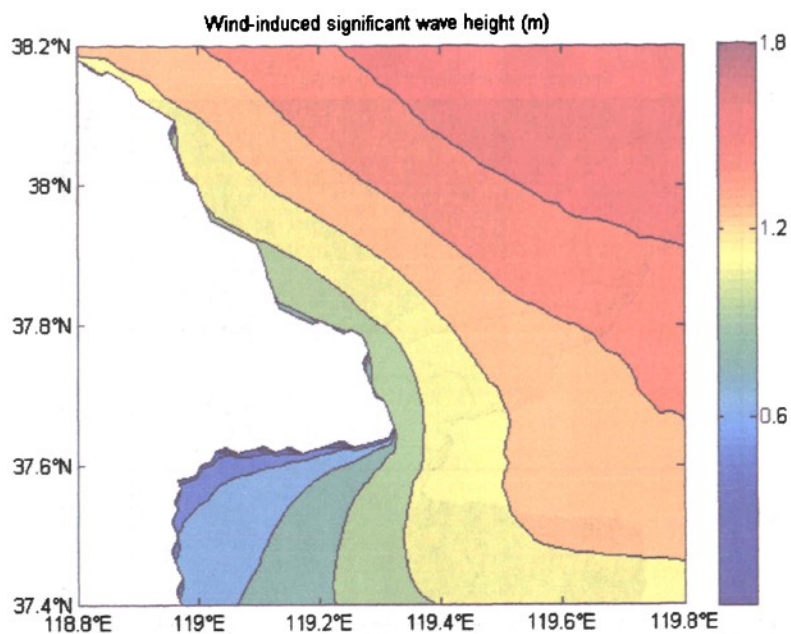


图 4-37 涨潮时刻的有效波高

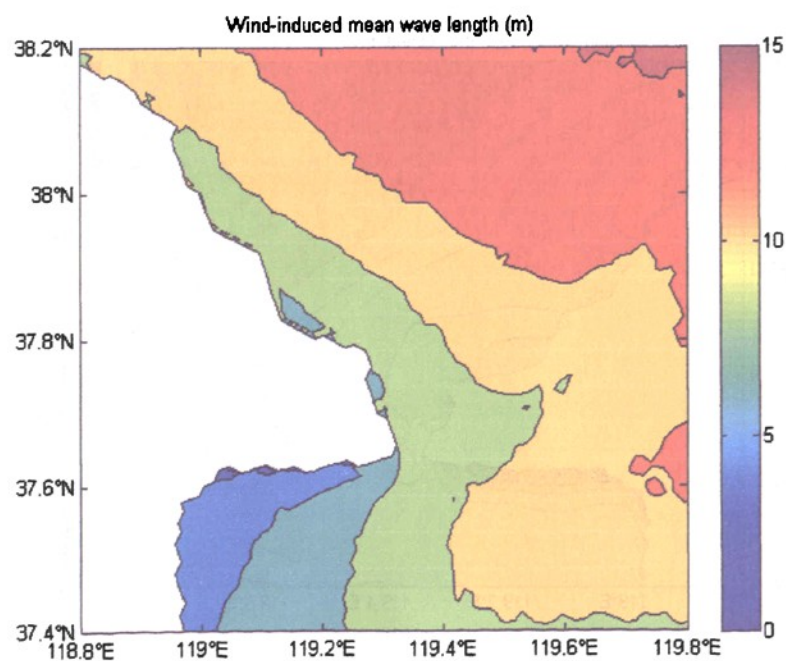


图 4-38 涨潮时刻的平均波长

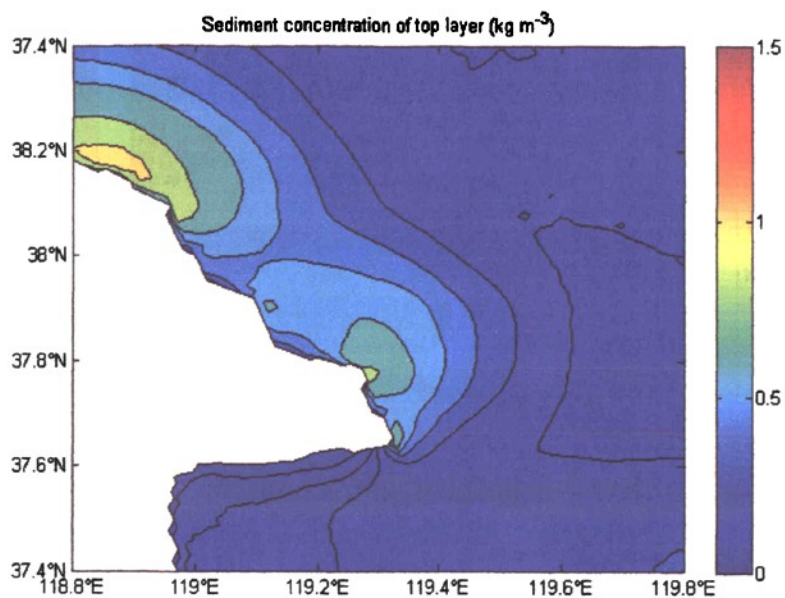


图 4-39 涨潮时刻的表层悬浮泥沙浓度

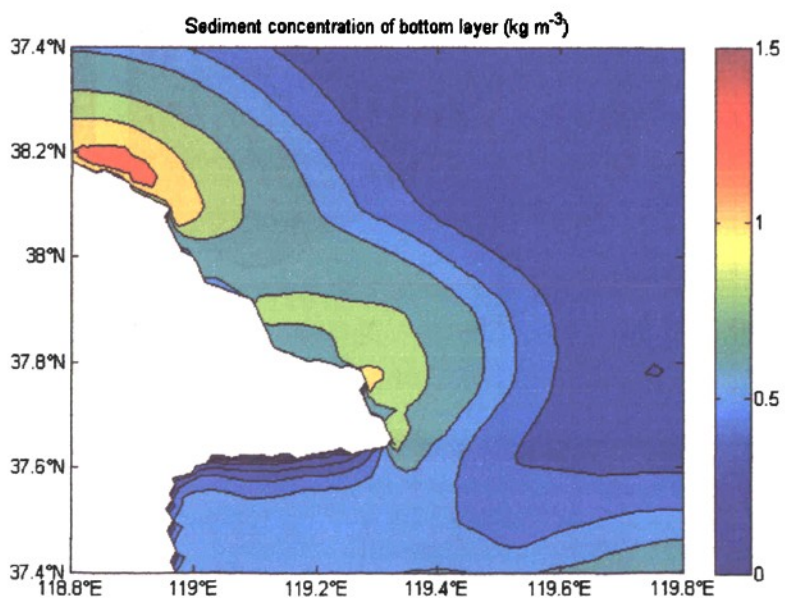


图 4-40 涨潮时刻的底层悬浮泥沙浓度

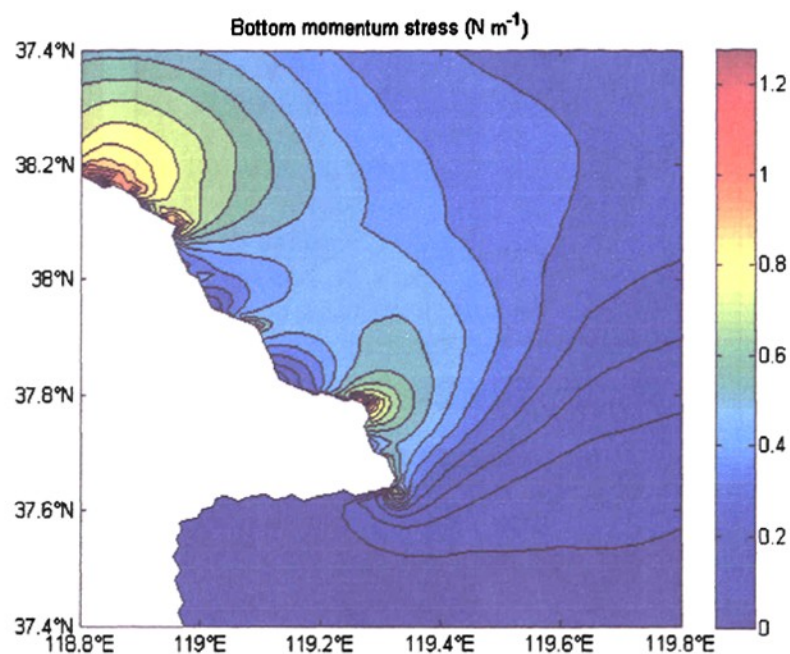


图 4-41 涨潮时刻的底应力

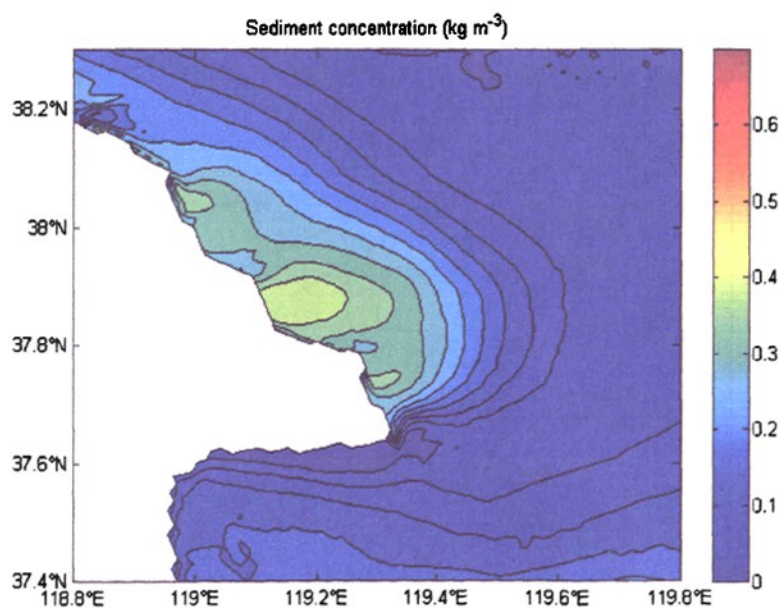


图 4-42 涨潮时刻有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差

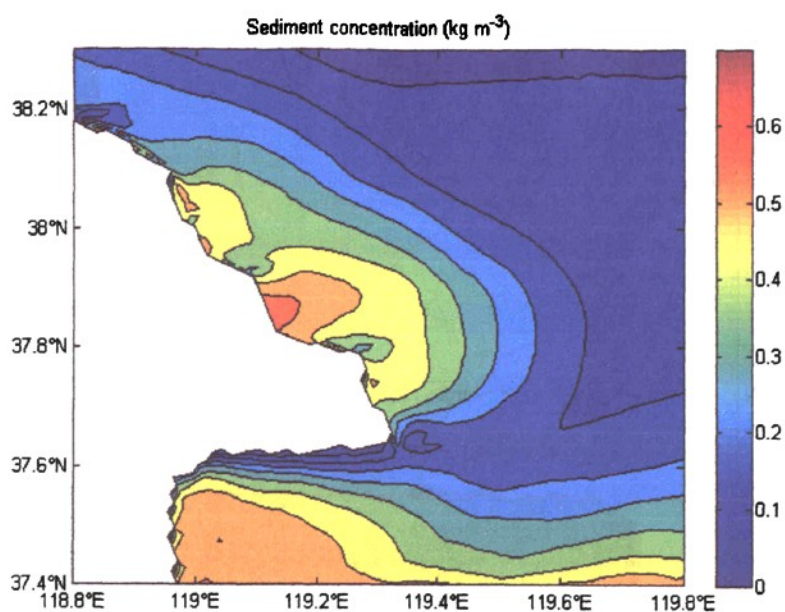


图 4-43 涨潮时刻有波浪作用和无波浪作用下底层悬浮泥沙浓度差

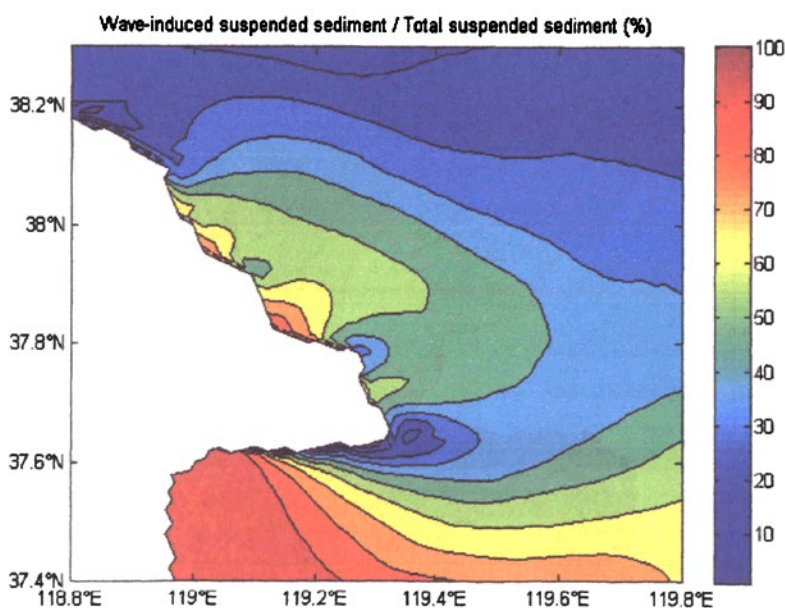


图 4-44 涨潮时刻底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

图 4-45 和 图 4-46 是落潮时刻表层和底层流场图, 高流速区域的分布与涨潮时相似。图 4-47 与图 4-48 是与落潮时刻对应的有效波高和平均波长分布图。由于风速的减弱, 有效波高比涨潮时刻小, 有效波高的等值线的分布形态与涨潮时刻相似。

图 4-49 和图 4-50 是落潮时刻的悬浮泥沙浓度分布图。从分布图上看, 现行河口北部沙嘴外, 底层有较高的悬浮泥沙浓度, 但是范围很小。在清水沟流路的老河口处沙嘴南部, 底层也存在一个悬浮泥沙浓度高值区, 此处流速很大, 高悬浮泥沙浓度是底床泥沙再悬浮所致。三角洲北部的悬浮泥沙浓度高值区依然存在, 但是范围有所减小。图 4-51 是落潮时刻对应的底应力分布图。底应力的最高值在清水沟流路老河口处沙嘴附近, 对应老河口沙嘴南部的高悬浮泥沙浓度区域。次高值在三角洲的东北部, 对应东北部悬浮泥沙高浓度处。现行河口的底应力也很大。总体而言, 落潮时刻的底应力比涨潮时刻的小, 有两个原因。一是落潮时流速小于涨潮时流速, 流致底应力减小, 二是由于风速变小, 风浪减弱, 导致波浪所致底应力减小的缘故。

图 4-52 和图 4-53 分别是表层和底层在有波浪作用情况与无波浪作用情况下悬浮泥沙浓度的差值分布图。表层由于波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度的高值区域在黄河口北部孤东外海, 最大值为 0.38 kgm^{-3} , 底层波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度有两个高值区域, 一是在孤东外海, 另一在莱州湾中部, 两个区域的最大值均为 0.50 kgm^{-3} 。相比于涨潮时刻, 孤东外海波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度的高值区域中心向外海移动了。三角洲东北部, 波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度比涨潮时高, 最高达到 0.39 kgm^{-3} , 0.35 kgm^{-3} 的等值线也包围了此处。这是由于此处流速没有涨潮时刻流速大, 海流掀沙能力减弱, 波浪对底沙的再悬浮作用变得显著的缘故。图 4-54 是落潮时刻底层波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例, 其总体分布与涨潮时相似, 但是比涨潮时比例有所增加。

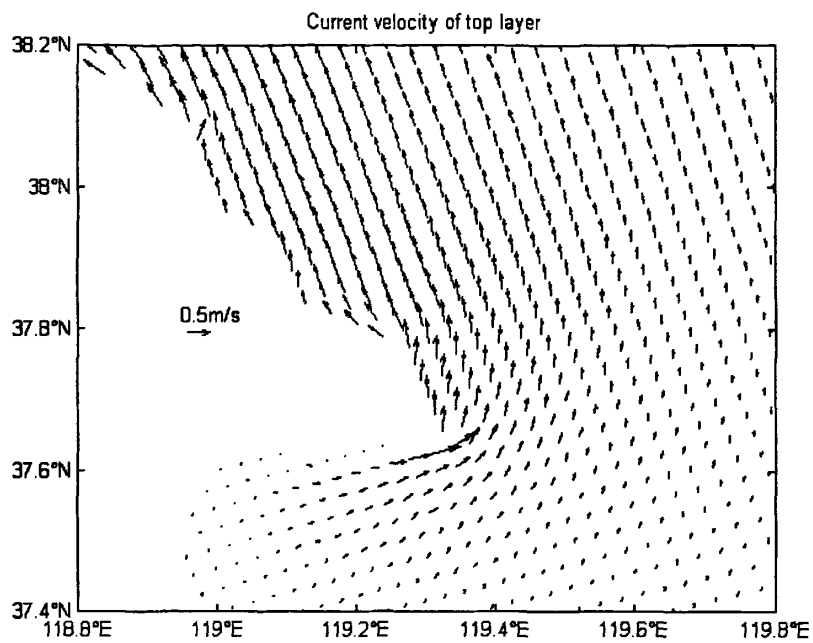


图 4-45 落潮时刻表层流场图

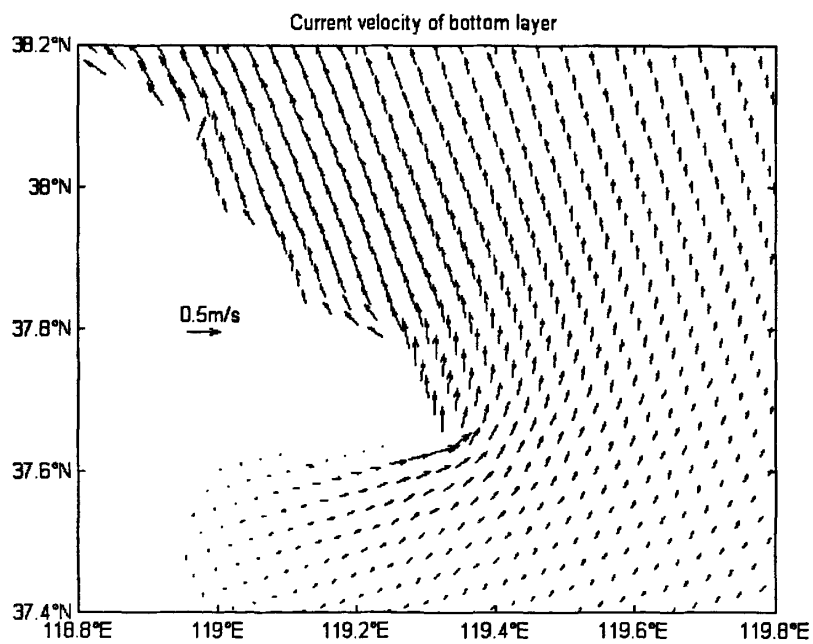


图 4-46 落潮时刻底层流场图

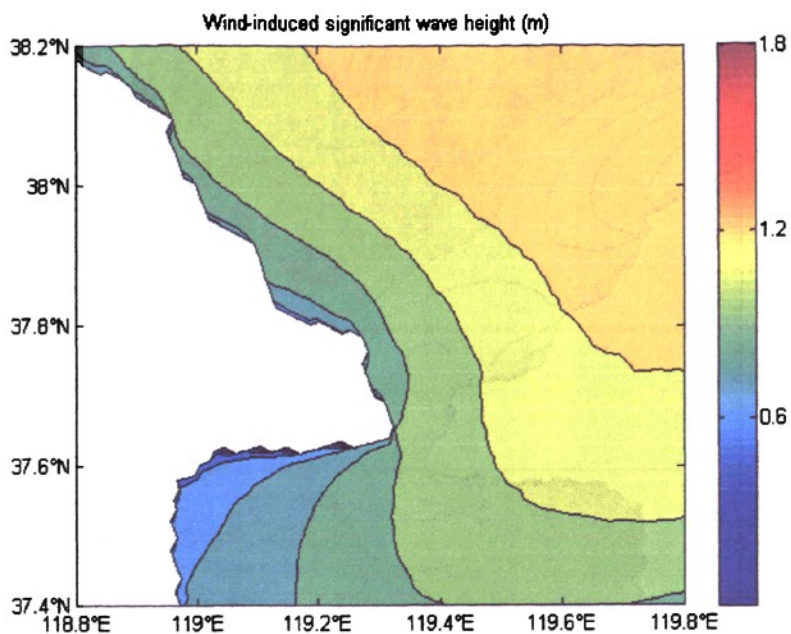


图 4-47 落潮时刻的有效波高

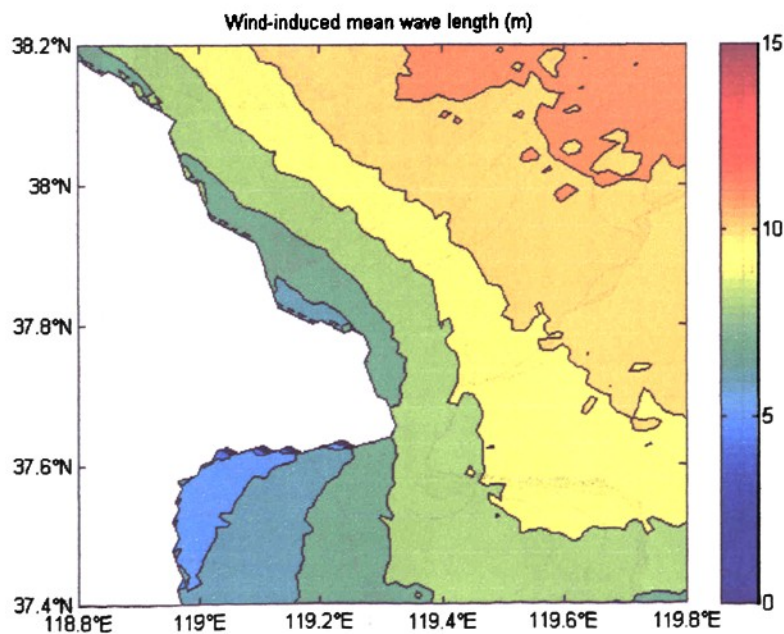


图 4-48 落潮时刻的平均波长

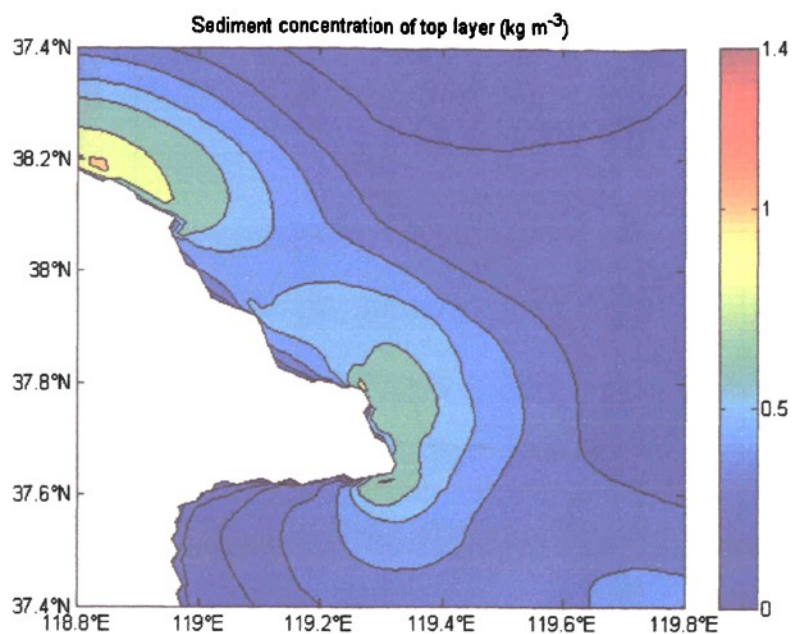


图 4-49 落潮时刻的表层悬浮泥沙浓度

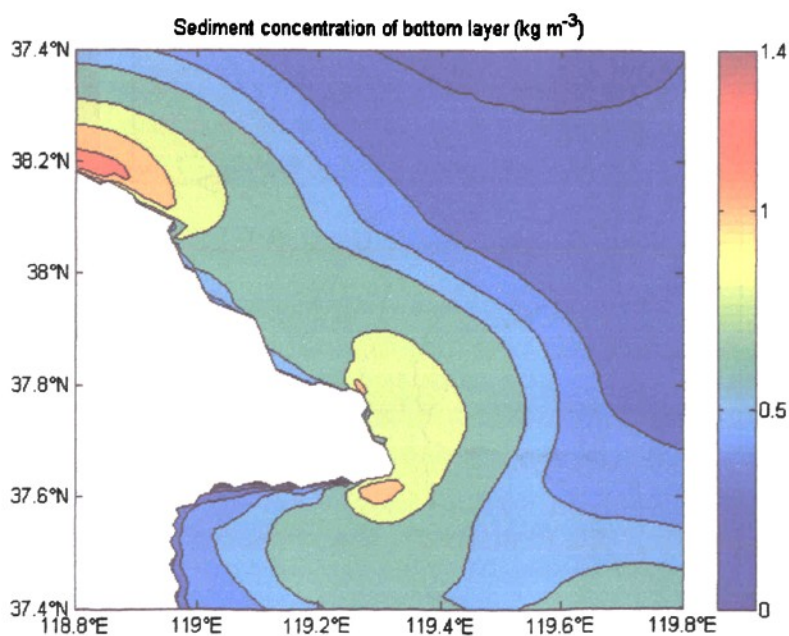


图 4-50 落潮时刻的底层悬浮泥沙浓度

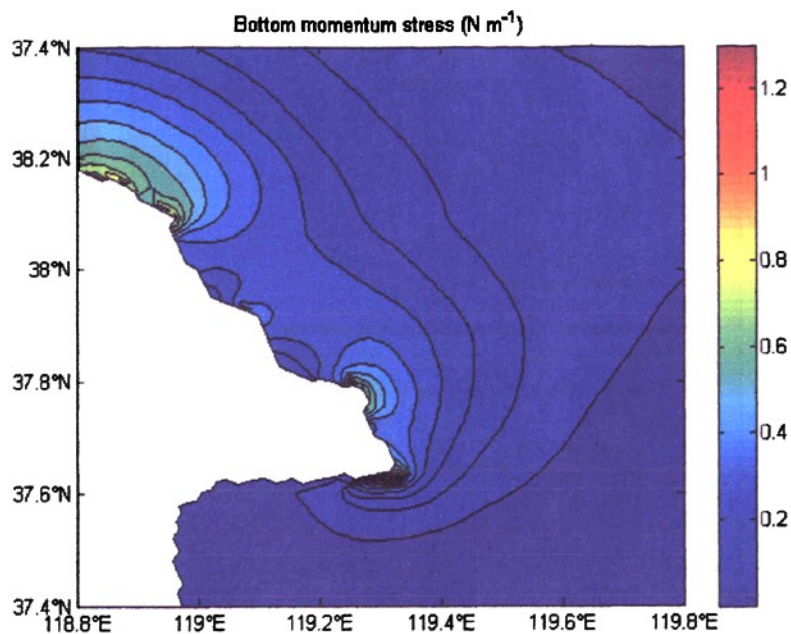


图 4-51 落潮时刻底应力

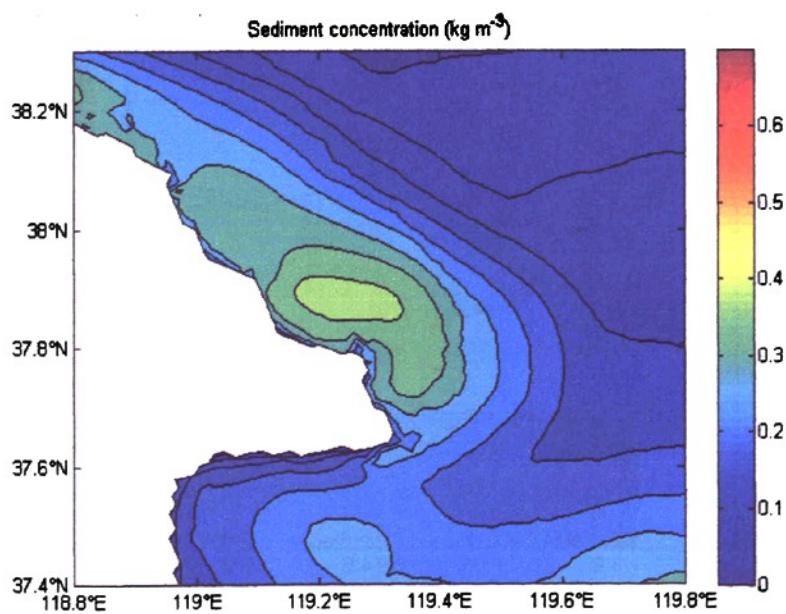


图 4-52 落潮时刻有波浪作用和无波浪作用情况下表层悬浮泥沙浓度差

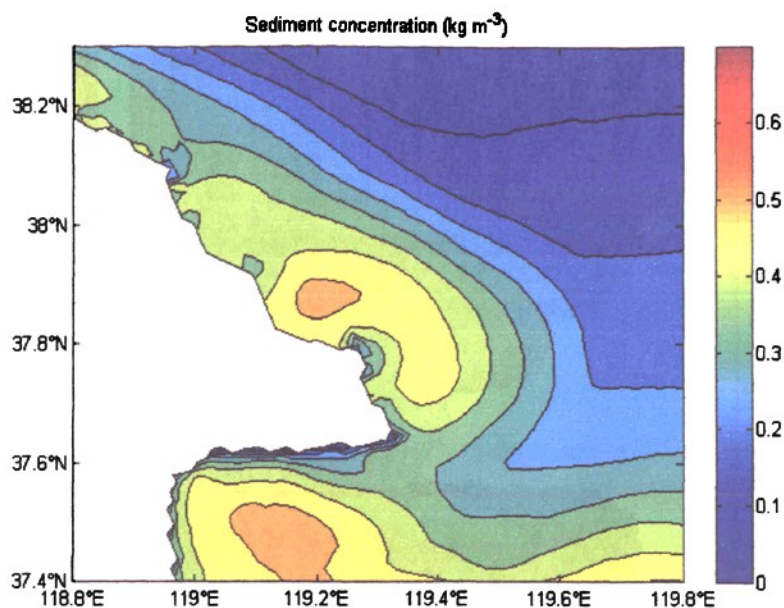


图 4-53 落潮时刻有波浪作用和无波浪作用下底层悬浮泥沙浓度差

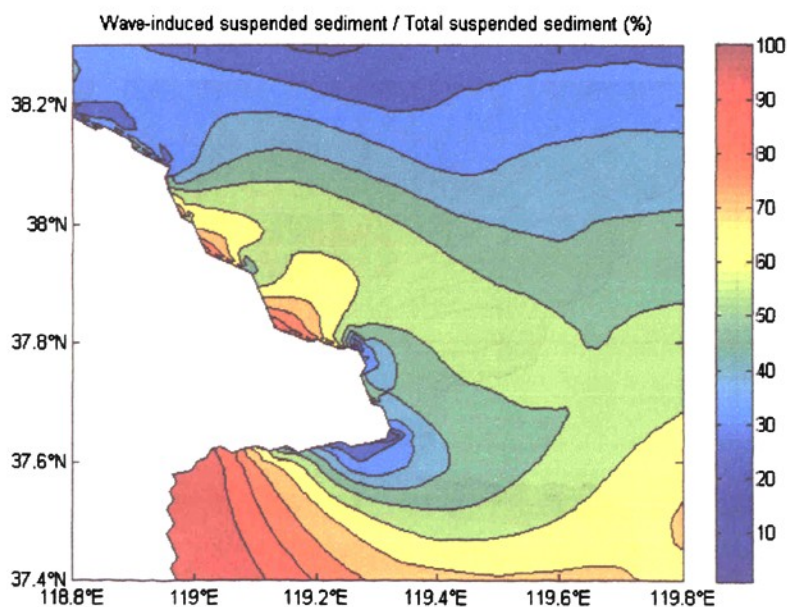


图 4-54 落潮时刻底层波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例

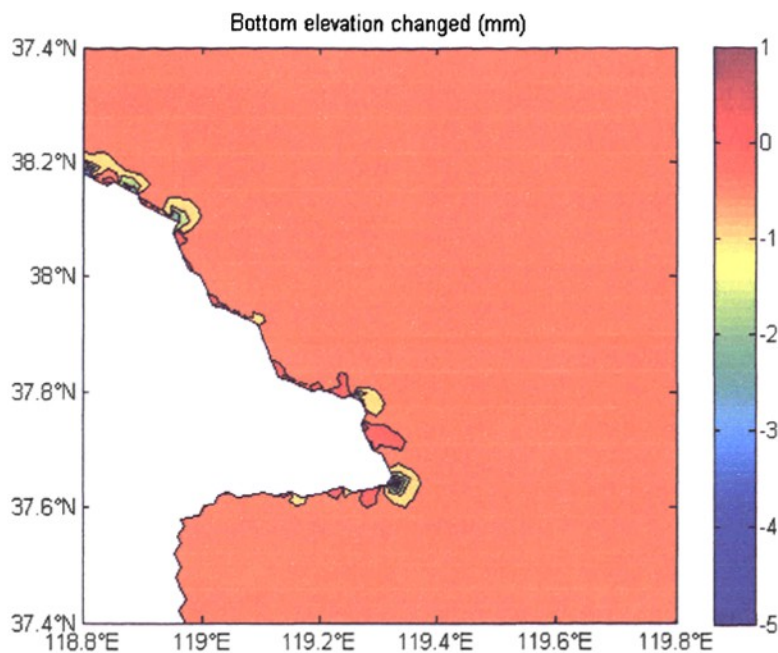


图 4-55 有波浪作用情况下的底床变化

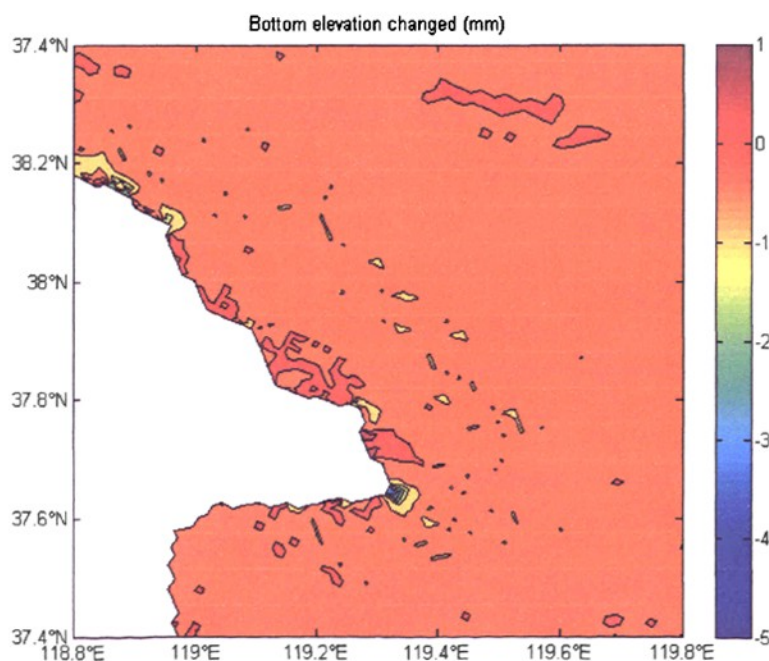


图 4-56 无波浪作用情况下的底床变化

图 4-55 是 2006 年 11 月 8 日至 9 日之间一个全日潮周期内考虑波浪作用情况下的底床变化图。从图上可以看出,凡是陆地向外突出的位置,都有不同程度的侵蚀作用。现行流路的河口北部沙嘴处和河口口门外侵蚀严重,河口口门处由于入海泥沙的沉积补充,侵蚀作用较弱。原来清水沟流路沙嘴附近海域有强烈的侵蚀,侵蚀最强烈的地方达到 5mm。在现在流路沙嘴和清水沟流路沙嘴之间部位有比较严重的淤积。三角洲东北部侵蚀也比较严重,此处是高悬浮泥沙浓度区,泥沙的再悬浮作用强烈。图 4-56 是同一全日潮周期不考虑波浪作用情况下的底床变化图。主要的侵蚀部位与有波浪作用情况下一致,但是侵蚀强度不如波浪作用情况下。现行河口北部沙嘴处和河口口门外的冲淤强度比有波浪情况下弱,河口口门处基本无侵蚀。清水沟流路沙嘴附近海域侵蚀最强烈的地方 3mm,比有波浪情况下弱很多。三角洲东北部区域的侵蚀强度也比有波浪时略有下降。

4.5 小结

本章将 ROMS、SWAN 和 CSTM 的耦合模型应用于黄河口海域的泥沙输运研究。首先对模型进行了检验,验证了潮汐、流速、流向、悬浮泥沙浓度和有效波高。模型计算结果与验证站资料,实测的流速、流向、悬沙浓度以及有效波高数据基本吻合,表明模型可以反映黄河口海域的波浪、流以及悬浮泥沙的变化过程,能够揭示黄河口海域的有效波高、流场以及悬沙浓度的分布情况。

黄河口海域的波浪主要是渤海内生成的风浪,本章分析了风浪诱导下泥沙的再悬浮过程。在三角洲沿岸选取了 7 个点,分别比较了这 7 个点有波浪作用情况和无波浪作用情况下的悬浮泥沙浓度的变化情况,分析了这 7 个点底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例。通过比较和分析得知,75 小时内,在风速平均值为 6.3 ms^{-1} 的情况下,7 个点中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量比例最小的为 13.8%,最高的为 61.3%。河口附近的三个点波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例均超过 27%。由于黄河三角洲地区全年的平均风速为 5.3 ms^{-1} ,因此我们认为黄河口海域波浪诱导下的泥沙再悬浮非常的显著。流速较强的点位,波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙较少,流速较弱的区域,波浪的再悬浮作用产生的悬浮泥沙较

多。

为了进一步了解波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的水平分布情况,分别对一个涨潮和一个落潮时刻的悬浮泥沙浓度场进行了分析和对比。无论涨落潮时刻,现行河口附近悬浮泥沙浓度都较高,这是黄河泥沙入海以及此处的底沙再悬浮共同作用所致。清水沟老河口沙嘴处悬浮泥沙浓度也较高,这是由于此处强烈的侵蚀作用所致。同样在三角洲的东北部海域存在悬浮泥沙浓度高值区,也是底沙的再悬浮作用所致。通过比较有波浪作用情况下和无波浪作用情况下的悬浮泥沙浓度场可知,冬季在较强的北风作用下,波浪再悬浮作用导致的悬浮泥沙的浓度高值区中心在孤东外海,涨潮时刻,高值区中心靠近岸边,落潮时刻,高值区中心向外海移动。在涨潮时刻,三角洲沿岸自神仙沟以南至清水沟老河口沙嘴处被的 0.35 kgm^{-3} 等值线所包围,是波浪再悬浮作用导致的悬浮泥沙的浓度较高的区域。而三角洲东北部,由于涨潮时刻流速较高,流致再悬浮作用强烈,波浪的再悬浮作用不显著。在落潮时刻,自清水沟老河口沙嘴处向北至三角洲东北部均被 0.35 kgm^{-3} 等值线所包围,都是波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的浓度较高的区域。通过分析底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例得知,在现行河口区域,涨潮时刻波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙约占底层总悬浮泥沙的 38%,在清水沟老河口附近,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙约占底层总悬浮泥沙的 29%,而三角洲东北部的高速区,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙只占底层总悬浮泥沙的 10%左右。总体而言,流速较大的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例小。流速较小的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例高。落潮时刻分布与涨潮时刻类似。

由一个全日潮周期底床变化可知,三角洲沿岸陆地向外突出的位置,都有不同程度的侵蚀作用。现行流路的河口北部沙嘴处和河口口门外侵蚀严重,河口口门处由于入海泥沙的沉积补充,侵蚀作用较弱。原来清水沟流路沙嘴附近海域有强烈的侵蚀,侵蚀最强烈的地方达到 5mm。三角洲东北部侵蚀也比较严重。在现在流路沙嘴和清水沟流路沙嘴之间部位有比较严重的淤积。

5. 结语

本文将 ROMS、SWAN 和 CSTM 的耦合模型应用于黄河口海域，模拟和分析了这一区域风浪诱导下的泥沙再悬浮作用，这是首次使用数学模型在黄河口海域进行波浪诱导下的泥沙再悬浮研究。现将本文的主要内容和结论、存在的问题以及将来的工作计划分别叙述如下：

本文的主要内容和结论是

1. 回顾了黄河口海域的水文泥沙概况、泥沙输运数值模拟研究的现状，指出了研究该区域波浪对泥沙再悬浮作用的现实意义。
2. 详细介绍了 ROMS、SWAN 和 CSTM 的耦合模型的结构，各个模型中的控制方程，边界条件等等。
3. 将 ROMS、SWAN 和 CSTM 三者耦合的模型应用于黄河口海域的泥沙输运研究。对模型进行了检验，模型计算结果与验潮站资料、实测的流速、流向、悬沙浓度以及有效波高数据基本吻合，表明模型可以反映黄河口海域的波浪、海流以及悬浮泥沙的变化过程，能够揭示这一区域的有效波高、流场以及悬沙浓度的分布情况。
4. 对三角洲沿岸 7 个点有波浪作用情况 and 无波浪作用情况下的悬浮泥沙浓度进行了比较，对底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例进行了分析。通过比较和分析得知，75 小时内，在风速平均值为 6.3 ms^{-1} 的情况下，7 个点中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙量比例最小的为 13.8%，最高的为 61.3%。河口附近的三个点波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例均超过 27%。由于黄河三角洲地区全年的平均风速为 5.3 ms^{-1} ，因此可以认为黄河口海域风浪对泥沙的再悬浮作用非常的显著。
5. 分别比较了涨落潮时刻有波浪作用情况下和无波浪作用情况下的悬浮泥沙浓度场。冬季在北风作用下，波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的浓度高值区中心在孤东外海，涨潮时刻，高值区中心靠近岸边，落潮时刻，高值区中心向外海移动。在涨潮时刻，三角洲东部沿岸自神仙沟以南至清水沟老河口沙嘴处被的 0.35 kgm^{-3} 等值线所包围，是波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙的浓度较高的区域。而三角洲东北部，由于涨潮时刻流

速较高,流致再悬浮作用强烈,波浪的再悬浮作用不显著。在落潮时刻,自清水沟老河口沙嘴处向北至三角洲东北部均被 0.35 kgm^{-3} 等值线所包围,都是波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙浓度较高的区域。。

6. 分析了涨落潮时刻底层中波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例在水平方向的分布情况。总体而言,流速较大的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例小。流速较小的区域,波浪再悬浮作用产生的悬浮泥沙占底层总悬浮泥沙的比例高。
7. 通过分析一个全日潮周期底床的变化得知,三角洲沿岸陆地向外突出的位置,都有不同程度的侵蚀作用。现行流路的河口北部沙嘴处和河口口门外侵蚀严重,河口口门处由于入海泥沙的沉积补充,侵蚀作用较弱。原来清水沟流路沙嘴附近海域有强烈的侵蚀,三角洲东北部侵蚀也比较严重。

存在的问题和不足以及将来的工作计划

1. 验证资料较少,对模型的校正和验证还不够完善。需要搜集更多的验证资料。
2. 由于验证资料的缺乏,没有研究洪期波浪对泥沙的再悬浮作用。下一步的主要工作是研究风浪诱导下泥沙再悬浮的季节变化特征。

参考文献

- [1] Booth, J.G., R.L., Miller, B.A. Mckee et al.. Wind-induced bottom sediment resuspension in a microtidal coastal environment, *Continental Shelf Research*, 2000, 2:785-806
- [2] Kerssens, M.J., A. Prins, and van Rijin, 1979. Model for Suspended Sediment Transport, *Journal of the Hydraulics Division*, 105(5), 461-476
- [3] Jewell, Paul W., Stallard, Robert F. et al.. Numerical studies of bottom shear stress and sediment distribution on the Amazon continental shelf. *Journal of Sedimentary research*, 1993, 63: 734-745
- [4] 曹祖德, 王桂芬. 波浪掀沙、潮流输沙的数值模拟. *海洋学报*, 1993, 15(1), 107-115
- [5] 窦国仁, 窦凤舞. 潮流和波浪的挟沙能力. *科学通报*, 1995, 40(5):443-446
- [6] 丁平兴, 孔亚珍, 朱首贤, 等. 波流共同作用下的三维悬沙输运数值模型. *自然科学进展*, 2002, 11(2):147-152
- [7] 胡克林. 波流共同作用下长江口二维悬沙数值模拟. 博士学位论文, 2002, 华东师范大学
- [8] 梁丙臣. 海岸、河口区波-流联合作用下三维悬沙数值模拟及其在黄河三角洲的应用. 博士论文, 2005, 中国海洋大学.
- [9] Warner, J.C., C.R. Sherwood, R.P. Signell et al.. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers & Geosciences*, 2008, 34:1284-1306
- [10] 曾庆华. 黄河口演变规律及整治研究, “八五”国家重点科技攻关项目 (No. 85-926-02-03), 1995.
- [11] 李东风. 清水沟北汊流路入海泥沙对东营港影响的数值分析. *黄渤海海洋*, 1998, 16: 1-6
- [12] 李东风. 钓口河故道分洪入海泥沙对东营港影响的数值研究. *人民黄河*, 1998, 20: 8-9
- [13] 张世奇. 一、二维连接的河口冲淤数模. *水利水电技术*, 1997, 28(1):14-18.
- [14] 李谊纯, 孙效功, 李瑞杰, 等. 黄河三角洲洪、枯季泥沙冲淤的数值模拟. *青岛海洋大学学报*, 2003, 33(2):281-286
- [15] 李东风, 张红武, 钟德钰, 等. 黄河河口潮流和泥沙淤积过程数值分析研究. *水利学报*, 2004, 11:74-80
- [16] 李东风, 张红武, 钟德钰, 等. 黄河口水沙运动的二维数学模型. *水利学报*, 2004, 6:1-13

- [17] Liang B. C., H. Li, D. Lee. Numerical study of three-dimensional suspended sediment transport in waves and currents. *Ocean Engineering*. 2007, 34:1569-1583
- [18] 王厚杰, 杨作升, 毕乃双. 黄河口泥沙输运三维数值模拟 I, 泥沙研究, 2006, 2, 1-9
- [19] 张世奇. 黄河口海洋动力输沙能力分析. 泥沙研究, 2007, 1:8-16
- [20] Garber. H.C., R. Beardsley, W. Grant. Storm-generated surface waves and sediment resuspension in the East China and Yellow sea. *Journal of Physical Oceanography*. 1989,19:1039-1059
- [21] Brydsten L.. Wave-induced sediment resuspension in the Ore estuary, north Sweden. *Hydrobiologia*. 1992,235:71-83
- [22] Jing L., P. Ridd. Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia. *Coastal Engineering*.1996, 29:169-186
- [23] Bailey M., D. Hamilton. Wind induced sediment resuspension: a lake-wide model. *Ecological Modelling*. 1997, 99:217-228
- [24] 王厚杰. 黄河口悬浮泥沙输运三维数值模拟. 博士论文, 2002, 中国海洋大学.
- [25] 中华人民共和国水利部. 中国河流泥沙公报 (2006). 北京: 水利水电出版社, 2007
- [26] Hu, C., Ji, Z. and Wang, T.. Dynamic characteristics of sea current and sediment dispersion in the Yellow River Estuary, *International Journal of Sediment Research*,1998, 13(2):16-26
- [27] Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom et al.. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dyn. Atmos. Oceans*, 2000, 32: 239-281.
- [28] Marchesiello, P., J.C. McWilliams, and A. Shchepetkin. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Physical Oceanography*, 2003, 33:753-783
- [29] Peliz, A., J. Dubert, D. B. Haidvogel et al. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108:3268, doi:10.1029/2002JC001443.
- [30] Di Lorenzo. Seasonal dynamics of the surface circulation in the southern California Current System, *Deep-Sea Res.*, Part II, 2003, 50: 2371-2388.
- [31] Dinniman, M. S., J. M. Klinck, and W. O. Smith. Cross shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry, *Deep-Sea Res.*, Part II, 2003, 50:3103-3120.

- [32] Budgell, W. P. Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region, *Ocean Dynamics*, 2005, DOI 10.1007/s10236-005-0008-3.
- [33] Warner, J.C., C.R. Sherwood, H.G. Arango et al.. Performance of four Turbulence Closure Methods Implemented using a Generic Length Scale Method. *Ocean Modelling*, 2005, 8:81-113.
- [34] Warner, J.C., W. R. Geyer, and J. A. Lerczak. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110, C05001, doi: 10.1029/2004JC002691.
- [35] Wilkin, J.L., H.G. Arango, D.B. Haidvogel et al.. A regional Ocean Modeling System for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, C06S91, doi:10.1029/2003JC002218.
- [36] Chassignet, E.P., H.G. Arango, D. Dietrich et al.. DAMEE-NAB: the base experiments. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2000, 32:155-183.
- [37] Shchepetkin, A.F., J.C. McWilliams. The regional ocean modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, 2005, 9:347-404.
- [38] Haidvogel, D. B., H. G. Arango, W. P. Budgell et al.. Regional Ocean forecasting in terrain-following coordinates: model formulation and skill assessment. *Journal of Computational Physics*, 2007.
- [39] Mellor, G.L., T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1982, 20: 851-875.
- [40] Umlauf, L., H. Burchard. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*, 2003, 61:235-265.
- [41] Phillips, N.A., A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 1957, 14:184-185.
- [42] Eldeberky Y.. Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone. Ph.D. thesis, 2006, Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, The Netherlands.
- [43] Eldeberky, Y. and J.A. Battjes. Parameterization of triad interactions in wave energy models. *Proc. Coastal Dynamics Conf. '95*, 1995, Gdansk, Poland, 140-148.
- [44] 王殿志, 张庆河, 时钟. 渤海湾风浪场的数值模拟. *海洋通报*, 2004, 23(5):11-17

- [45] 李燕, 薄兆海. SWAN模式对黄渤海海域浪高的模拟能力试验. 海洋预报, 2005, 22(3):75-82
- [46] Mellor, G.L.. The three-dimensional current and surface wave equations. *Journal of Physical Oceanography*, 2003, 33:1978-1989.
- [47] Mellor, G.L.. Some consequences of the three-dimensional currents and surface wave equations. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35: 2291-2298.
- [48] Harris, C.K., Wiberg, P.L.. A two-dimensional, time dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 2001, 27, 675-690.
- [49] Ariathurai, C.R., Arulanandan, K.. Erosion rates of cohesive soils. *Journal of Hydraulics Division*, 1978, 104 (2):279-282.
- [50] Meyer-Peter, E., Müteller, R., 1948. Formulas for bedload transport. In: Report on the 2nd Meeting International Association Hydraulic Structure Research. Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- [51] Soulsby, R.L., Damgaard, J. S. Bedload sediment transport in coastal waters. *Coastal Engineering* , 2005, 52 (8): 673-689.
- [52] Styles, R., Glenn, S. M.. Modeling stratified wave and current bottom boundary layers on the continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105 (C10):24119 - 24139.
- [53] Styles, R., Glenn, S.M.. Modeling bottom roughness in the presence of wave-generated ripples. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (C8): 24/1- 24/15.
- [54] Soulsby, R. L. Bed shear-stresses due to combined waves and currents. In: Stive, M.J.F. (Ed.), *Advances in Coastal Morphodynamics: An Overview of the G8-Coastal Morphodynamics Project*, 1995, Co-Sponsored by the Commission of The European Communities Directorate General XII pp. 4.20-4.23.
- [55] Grant, W.D., Madsen, O.S.. Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87 (C1), 469-481.
- [56] Nielsen, P. Suspended sediment concentrations under waves. *Coastal Engineering* , 1986, 10:23-31.
- [57] Li, M.Z., Amos, C. L. SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. *Computers & Geoscience*, 2001, 27:619-645.

- [58] Madsen, O.S.. Spectral wave-current bottom boundary layer flows. In: Coastal Engineering 1994. Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering Research Council, Kobe, Japan, pp. 384-398.
- [59] Wiberg, P.L., Harris, C.K. Ripple geometry in wavedominated environments. Journal of Geophysical Research, 1994, 99 (C1):775-789.
- [60] Jiang, W., T. Pohlmann, J. Sundermann et al.. A modelling study of SPM transport in the Bohai Sea. Journal of Marine Systems, 2000, 24:175-200
- [61] Jiang, W., T. Pohlmann, J. Sun et al.. SPM transport in the Bohai Sea: field experiments and numerical modelling. Journal of Marine Systems, 2004, 44:175-188
- [62] 胡春宏, 吉祖稳, 王涛. 黄河口海洋动力特性和泥沙输移扩散. 泥沙研究, 1996, 4: 1-10

第二篇 全球海面气象参量遥感反演

摘 要

气候变化与人类生活密切相关,海洋对全球气候变化的影响一直是现代科学家研究的重要问题之一。海面的潜热通量和感热通量是海气间能量交换的重要组成部分,在海气相互作用中扮演着重要的角色。海面的潜热通量和感热通量的计算依赖于海面风速、海面比湿度和气温等气象参量,其中海面比湿度和气温的获取较为困难。过去海面比湿度和气温的获取主要依赖于现场观测,即使有很多志愿船只参与,数据仍然比较稀少。随着海洋遥感技术的发展,多种卫星传感器被送上太空,使得长期大范围的获取海面比湿度和气温数据成为可能。本文的工作是使用 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 的产品数据进行了海面比湿度和气温的遥感反演。

利用包含风速的多参数回归公式,根据 2003 和 2004 年的 AMSR-E 产品数据和 NCEP (National Center for Environmental Prediction) 再分析数据,反演了日平均和月平均海面比湿度,与 NCEP 再分析数据相比,日平均和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.05 g kg^{-1} 和 0.61 g kg^{-1} 。

由于多参数回归方法存在的固有的缺点,本文引入广义可加模型方法。利用 2005 和 2006 年的 AMSR-E 产品数据和 NCEP 再分析数据,本文建立了反演瞬时和月平均海面比湿度的广义可加模型,与 NCEP 再分析数据比较,反演的瞬时和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.41 g kg^{-1} 和 0.56 g kg^{-1} 。与多参数回归方法相比较,广义可加模型方法反演的比湿度误差比多参数回归方法小。

本文使用广义可加模型方法进行了海表面空气温度的遥感反演。根据 2005 和 2006 年的 AMSR-E 产品数据和 NCEP 再分析数据,本文建立了瞬时和月平均海面气温遥感反演的广义可加模型。与 NCEP 再分析数据比较,广义可加模型方法反演的瞬时和月平均海面气温均方根误差分别为 $1.20 ^\circ\text{C}$ 和 $0.66 ^\circ\text{C}$ 。与多参数回归方法比较,广义可加模型方法反演的气温误差减小。

关键词: AMSR-E; 海面比湿度; 海面气温; 广义可加模型

Retrieval of Sea Surface Climate Parameters

Abstract

The global climate change has a strong tie with human being. The ocean plays a key role in the global climate change. Latent and sensible heat fluxes are important elements in the air-sea heat balance. The calculation of latent and sensible heat fluxes usually depends on the sea surface climate parameters such like wind speed, specific humidity and air temperature. In the past, it has been necessary to rely on in situ observations to get near surface specific humidity and air temperature. In situ observations are very sparse globally, even when many volunteer ship reports are included. However, with the advancement of remote sensing technology, various earth surface properties are observed by satellite, and the observations have high spatial and temporal resolution and cover most of the earth every few days. Because of the advances in satellite observations, the derivation of sea surface specific humidity and air temperature is made possible. The main objective of the present study is to retrieve sea surface specific humidity (Q_a) and air temperature (T_a) from Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) measurements.

A new multivariate regression formula for retrieving sea surface specific humidity from remote sensing data from AMSR-E is proposed. Daily and monthly specific humidity data from the National Center for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis dataset and data of sea surface temperature, atmospheric total water vapor, and wind speed from AMSR-E oceanographic products were used to derive the regression coefficients of the formula and validate the formula. The root mean square (rms) error for daily retrieved Q_a over the global oceans is 1.05 g kg^{-1} , and the rms error for monthly retrieved Q_a is 0.61 g kg^{-1} .

To overcome some disadvantage of multivariate regression method, a new method, Generalized Additive Models (GAMS), is proposed to derive instantaneous and monthly mean sea surface specific humidity. Instantaneous and monthly specific humidity data from the NCEP reanalysis dataset and AMSR-E oceanographic products are used for training the retrieval model and validating it. The rms error for

instantaneous retrieved Q_a over the global oceans is 1.41 g kg^{-1} , and the rms error for monthly retrieved Q_a is 0.56 g kg^{-1} . Compared to the multivariate regression method, the rms of GAMs method retrieved Q_a is smaller.

The GAMs is also applied to retrieve the instantaneous and monthly mean sea surface air temperature. Instantaneous and monthly specific humidity data from the NCEP reanalysis dataset and AMSR-E oceanographic products are used to train the retrieval model and validate it. The rms error for instantaneous retrieved T_a over the global oceans is $1.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$, and the rms error for monthly retrieved T_a is $0.66 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Keyword: AMSR-E; sea surface specific humidity; air temperature; Generalized Additive Models

1 引言

1.1 研究背景

全球气候变化与人类活动密切相关,它是当今社会普遍关注的问题之一,气候变化及其产生的影响已经引起世界普遍忧虑。气候变化不仅引起环境恶化,而且对人类社会造成非常深远的影响。海洋是大气的主要水汽来源,海洋对大气的作用不只局限于在海洋上形成独特的海洋气候,还强烈地影响着全球气候。海洋的变化对全球的气候变化起着举足轻重的作用,因而海气相互作用是众多海洋、大气工作者非常关心的问题。

海气界面的热量交换是海气相互作用的重要环节,因为它可以强烈的影响上层海洋和大气边界层,进而影响大气环流和海洋环境。国际上许多大气海洋科学实验都把海气界面的热通量观测作为其观测主要内容之一。潜热通量和感热通量是海表面热量交换的重要组成,在海气相互作用的过程中扮演着重要的角色,是影响海洋上混合层和温跃层季节变化的重要因子之一。它们影响海洋表面的温盐分布,进而通过海洋内部动力及热力调整影响深层海水的运动。同时,潜热通量和感热通量也是一些大气、海洋数值模型的重要输入参量,模式在长时间的积分过程中,对于小的通量偏差也是非常敏感的。因此,获取更为精确的海表面潜热通量和感热通量具有重要的意义,不仅有助于更清楚的认识上层海洋的热交换过程,而且能够为大气海洋模式提供更好的边界条件。

海气界面处潜热和感热通量的计算是极其复杂的问题。目前,潜热通量和感热通量的计算方法通常分为两类,一类是直接计算法。直接计算法虽然非常的准确,但是它对现场测量的要求非常高,无法被用来进行较大尺度的热通量的计算(褚健婷, 2005)^[1]。除了直接计算法外,还有一类方法称之为整体参数化方法。整体参数化方法只需要时间平均的气象要素,因而可以用来估计大规模海气界面的湍流热通量(Liu, 1979 等)^[2]。整体参数化方法有赖于诸如海面风速、海面比湿度和气温等海面气象参数。对于常规的海洋调查而言,即使有很多的志愿商船的参加(Bunker, 1972)^[3],测量的数据在空间和时间上仍然都很稀疏(Simonot 和 Gautier, 1989)^[4],难以提供具有较高时间和空间分辨率的海面大气比湿度和温度数据。相比于常规的调查手段,卫星有更好的空间覆盖率。

卫星上传感器的观测可以在几天内覆盖地球一次, 可以获得较高分辨率的观测数据。例如, 美国宇航局 EOS (Earth Observing System) Aqua 卫星上所装载的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 传感器, 能获取分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的海表面温度 (SST)、海面风速、大气总水汽量、大气总液态水量以及降雨率等海洋气象参量。然而, 遗憾的是卫星传感器(如 AMSR-E)只能测量大气垂向的总水汽含量, 而不能单独测量某一层的水汽含量, 所以卫星传感器并不能直接测量海面比湿度, 它也不能测量海面气温。因此, 我们需要在海面比湿度、气温和卫星传感器所能观测的物理量之间建立关系。通常, 在无法建立物理关系的情况下, 统计关系不失为有效的方法。自二十世纪八十年代以来, 大气海洋工作者们就开始不断探索建立卫星观测数据和海面比湿度以及气温之间的统计关系(Liu 和 Niller, 1984; Liu, 1986; Miller 和 Katsaros, 1992; Schulz 等, 1993; Schlüssel 等, 1995; Clayson 和 Curry, 1996; Chou 等, 1995; Chou 等, 1997; Jones 等, 1999; Stephen 等, 1999; Zong 等, 2007; 等等) [5]-[15]。

1.2 海面比湿度的遥感反演

海面比湿度的遥感反演的开拓者是 W. Tim. Liu 和 Niller (Liu 和 Niller, 1984; Liu, 1986) [5][6], 他们首先提出用大气垂向的总水汽量 (W) 来反演比湿度。大气垂向的总水汽量可以定义为

$$W = \int_0^{\infty} q(z)\rho(z)dz \quad (1-1)$$

其中 q 是比湿度, ρ 是空气密度, z 是高度。

Liu 和 Niller (1984) [5] 以及 Liu (1986) [6] 提出用大气总水汽量 (W) 来反演海面比湿度 (Q_a)。根据 17 年的测站资料和船测资料, 他们导出一个关于 Q_a - W 的五阶多项式

$$Q_a = 3.819 W + 0.1897 W^2 + 0.1892 W^3 - 0.07549 W^4 + 0.0060882 W^5 \quad (1-2)$$

据此多项式, Liu 等由大气总水汽量反演出的月平均比湿度的标准差为 0.8 g kg^{-1} 。Liu 等没有使用星载微波辐射计的资料, 他们导出的多项式本身也并不是很成功 (Esbensen 等, 1993) [16], 但是他们的工作具有开创性, 将大家的视线引向了

这个主题。

鉴于 Liu 等提出的 $Q_a - W$ 关系式对海面比湿度的反演精度不高, Schulz 等 (1993) [8] 提出了新的反演方法。Schulz 等人认为相对于大气总水汽量而言, 大气边界层的总水汽量与海面比湿度有更好的相关性。他们提出的大气边界层总水汽量的定义如下

$$W_b = \int_0^{500m} q(z)\rho(z)dz \quad (1-3)$$

式中 W_b 是大气边界层总水汽量, q 是比湿度, ρ 是空气密度, z 是高度。 W_b 由 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 微波辐射计的 19V、19H、22V 和 37V 这四个通道的亮温反演而来, 即

$$W_b = -5.9339 + 0.03697 T_{19V} - 0.0239 T_{19H} + 0.01559 T_{22V} - 0.00497 T_{37V} \quad (1-4)$$

理论上, W_b 的反演误差是 0.6 kg m^{-3} 。但是, Schulz 等人用全球 166 个航次的资料对反演模型进行了检验, 发现实际的反演误差是 0.9 kg m^{-3} 。在反演出大气边界层总水汽量 W_b 之后, Schulz 等人建立了海面比湿度和大气边界层总水汽量之间的线性关系

$$Q_a = a_0 + a_1 W_b \quad (1-5)$$

根据这个线性关系式, 由 SSM/I 数据反演得到的海表面比湿度 Q_a 的标准差为 1.20 g kg^{-1} 。

Schlüssel 等 (1995) [9] 认为 Schulz 等 (1993) [8] 方法中先由 SSM/I 亮温反演 W_b , 再由 W_b 反演 Q_a 的两步方法过于繁琐, 没有必要。因此 Schlüssel 等人提出直接由 SSM/I 亮温反演海面比湿度的方法, 他们选用了 SSM/I 的 19V、19H、22V、37V 和 37H 五个通道的亮温来反演海面比湿度, 得到下面的关系式

$$Q_a = -80.23 + 0.6295 T_{19V} - 0.1655 T_{19H} + 0.1445 T_{22V} - 0.1553 T_{37V} - 0.6665 T_{37H} \quad (1-6)$$

经过检验, Schlüssel 等 (1995) [9] 的方法的反演精度比 Schulz 等 (1993) [8] 的方法有所改进, 所反演的海面比湿度的标准差为 1.11 g kg^{-1} 。

Miller (1990) [17] 在 Liu 等人的工作启发下, 尝试用大气总水汽量和海面比湿度之间的三阶多项式反演海面比湿度。他使用的数据是大西洋 4 艘气象船一年的观测数据和一个岛上的台站数据。其三阶多项式反演的结果仅仅在一月份比较好, 均方根误差为 1.75 g kg^{-1} 。后来, 他又使用了 SSM/I 传感器观测的大气

总水汽量,反演出海面比湿度误差更大,达到 2.69 g kg^{-1} 。为了提高反演的精度, Miller 和 Katsaros (1992)^[7]在 Miller (1990)^[17]的公式中引入了海表面温度(SST),由此导出新的反演公式

$$(q_0 - Q_a) = -0.11676 W - 9.7811 \times 10^{-4} W^2 + 0.33441 \text{ SST} + 5.6958 \times 10^{-3} \text{ SST}^2 \quad (1-7)$$

式中 q_0 是饱和比湿度,通常等于 $0.98q_s$, q_s 是淡水界面的饱和比湿度,0.98 是海水盐度的影响因子。根据式 (1-7), Miller 和 Katsaros 使用了 SSM/I 观测的大气总水汽量和 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 观测的海表面温度反演海面比湿度,反演出的海面比湿度的均方根误差约为 2.0 g kg^{-1} 。事实上, q_s 是海平面气压和海表面温度的函数,而全球海平面气压相差大概只有 1.5%,因此 q_s 近似可以表示为海表面温度的函数,没有必要包含在此公式中。

Chou 等 (1995)^[11]提出一个新的基于经验正交分解方法的反演海面比湿度的新技术,所使用的数据是 SSM/I 观测的大气总水汽量 (W) 和大气边界层总水汽量 (W_b)。该技术根据 W 值的不同,分成基于不同 W 值范围的 6 个模态来反演海面比湿度,以期望能在全球海区都能获得比较好的反演精度。最初,利用该技术反演出的比湿度冬季在热带地区偏差较大,Chou 等人认为是由于使用了大气边界层总水汽量 W_b 的缘故,他们认为 W_b 的本身获取精度就不高,而且可能 W_b 与 Q_a 的相关性不如 W 与 Q_a 的相关性高,为此,他们降低了 W_b 的权重。Chou 等分别用台站数据计算得到的 W 与 W_b 和 SSM/I 观测的 W 与 W_b 反演海面比湿度,得到的海面比湿度的标准差分别是 0.75 g kg^{-1} 和 1.70 g kg^{-1} 。Chou 等 (1997)^[12]又对 Chou 等 (1995) 的公式进行了修改,引入了 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 数据集中的海面气温与海表面温度之差。

Jones 等 (1999)^[13]提出用人工神经网络的方法反演海表面比湿度的方法。他们选用 SSM/I 辐射计观测的月平均大气总水汽量数据和 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 分析数据中的海表面温度作为人工神经网络的输入数据。他们使用的数据有较长的时间跨度,从 1988 年 1 月至 1993 年 11 月。Jones 等人发现,使用该技术反演的海面比湿度在黑潮、湾流等西边界流

区域误差较大且随季节变化。经过剔除系统误差, Jones 等人的方法反演的全球月平均的海面比湿度的均方根误差为 $0.77 \pm 0.39 \text{ g kg}^{-1}$ 。此外伍玉梅 (2006) [18] 也曾用人工神经网络的方法反演了海面比湿度。

除了上述等人研究之外, Singh等 (2003) [19]研究了如何使用印度Oceansat-1 IRS-P4搭载的MSMR (Multichannel Scanning Microwave Radiometer) 微波辐射计反演海面比湿度。他们选用了MSMR微波辐射计的10GHz的垂直极化通道, 18GHz的垂直极化通道和21GHz的垂直与水平极化通道, 用多参数回归的方法, 建立了这4个通道的亮温和海表面大气比湿度之间的关系

$$Q_a = -21.36 + 0.365 T_{21}^H + 0.072 T_{21}^V - 0.448 T_{18}^V + 0.215 T_{10}^V \quad (1-8)$$

Singh等用CODAS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) 数据集的海面比湿度数据作了检验, 对于日平均海面比湿度的反演, 均方根误差为 1.2 g kg^{-1} , 对于月平均海面比湿度的反演, 均方根误差为 0.84 g kg^{-1} 。

1.3 海面气温的遥感反演

相比于海面比湿度, 海面气温的遥感反演工作要少得多。海面气温不仅对于气候研究非常重要, 同时它也是整体参数化方法中计算热通量的重要输入参量。

曾经有人提出用一些简单的关系式来得到海面气温 T_a , 例如, 假设任何情况下海面都是轻微不稳定的。此时, 假设 $T_a = \text{SST} - 1$, 其中 SST 是海表面温度。或者假设海面的大气相对湿度是一个常量, 如 80%, 然后由海面比湿度来计算海面气温。这些方法虽然简单, 但是其精度不能用来计算热通量。

Jourdan 和 Gautier (1995) [20]首先提出用 SSM/I 观测的大气总水汽量来反演海表面温度。他们得到了海面气温和 SSM/I 的大气总水汽量之间的关系式

$$T_a = a_1 \left(1 - \frac{a_2}{a_3 + W^2} \right)^{1/2} \quad (1-9)$$

Kubota 和 Shikauchi (1995) [21]提出了反演海面气温的新方法。他们根据 Liu (1986) 的方法从 SSM/I 的大气总水汽量反演出海面比湿度, 然后由大气比湿度计算出蒸发压 (式 1-10)

$$e_a = P Q_a / (0.622 + Q_a) \quad (1-10)$$

式中 P 为气压。另一方面海面气温可由蒸发压、相对湿度和气压计算 (式 1-11)

$$T_a = -237.2 - 5419.285 (\ln e_a - \ln R - \ln 6.11 - 19.836) \quad (1-11)$$

式中 R 为相对湿度。由于全球海平面气压相差较小, 因此, 他们采用了多年平均的气压场。因为 $\ln R$ 相比于 $\ln e_a$ 、 $\ln 6.11$ 等都是小量, 所以计算中相对湿度也采用了气候态平均值。Kubota 和 Shikauchi 用这种方法反演了月平均的海面气温, 与实测资料对比, 相关系数高达 0.997, 均方根误差为 0.83°C 。

Konda 和 Imasato (1996) [22] 提出一个新的反演海面气温的方法。他们从计算热通量的块体积参数方程中导出了海面气温与海表面温度, 风速以及比湿度之间的关系。他们先根据 Liu (1986) 的方法反演出比湿度, 然后凭借导出的关系式反演海面气温。他们用浮标数据代替卫星数据反演了海面气温, 均方根误差为 1.2°C , 而用 AVHRR 的海表面温度数据, SSM/I 的风速以及大气总水汽量数据反演海面气温的均方根误差为 $0.72 \pm 3.1^\circ\text{C}$ 。

Gautier 等 (1998) [23] 和 Jones 等 (1999) [13] 提出用人工神经网络的方法来反演海面气温。他们选用 SSM/I 辐射计观测的月平均的大气总水汽量数据和 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 分析数据中海表面温度作为人工神经网络的输入数据。通出人工神经网络反演出全球月平均海面气温的均方根误差为 $0.72 \pm 0.38^\circ\text{C}$ 。伍玉梅 (2006) [18]、马立杰等 (2006) [24] 也曾用人工神经网络方法反演了海面气温。

Singh 等 (2006) [25] 曾用人工神经网络方法从印度 Oceansat-1 IRS-P4 搭载的 MSMR 微波辐射计反演海面气温, 但反演精度不佳。为此, Singh 等 (2007) [26] 又提出采用遗传算法反演海面气温的方法。与人工神经网络相比, 遗传算法没有太多的参数需要选择, 因此显得更为客观。Singh 等人采用了 SSM/I 的大气总水汽量、大气边界层总水汽量和 AVHRR 的温度数据作为输入, 反演了全球的海面气温。其反演的瞬时海面气温的均方根误差为 1.4°C , 月平均海面气温的均方根误差为 0.74°C 。

伍玉梅等 (2007) [27] 探讨了 AMSR-E 的 12 个通道的亮温与海面气温的关系, 利用多参数回归方法建立海面气温与亮温之间的经验关系。与 TAO 浮标资料相比, 均方根误差为 0.74°C 。

1.4 本文的研究内容

本文的内容主要是关于海面比湿度和海面气温的遥感反演。在前面 1.2 及 1.3 节所述的研究基础上, 本文提出了海面比湿度和海面气温遥感反演的新算法。

AMSR-E 是新一代的微波辐射计, 基于 AMSR-E 的产品数据, 本文提出了多参数回归方法反演海面比湿度的新公式。此外, 本文提出了采用广义可加模型方法反演海面比湿度和海面气温的新算法。第 2 章描述了本文所使用的 AMSR-E 产品数据, 第 3 章是关于海面大气比湿度反演, 分别探讨了使用多参数回归方法反演海面比湿度的新公式和基于广义可加模型方法反演海面比湿度新算法, 第 4 章是海面气温的遥感反演, 介绍了用广义可加模型方法反演海面气温的新算法。

2 数据

2.1 AMSR-E 微波辐射计

为了能更好地研究大气、海洋和陆地间的相互作用，对地球系统进行持续和系统的观测是必不可少的。基于这样的共识，多个国家合作建立了地球系统观测计划。作为计划的一部分，日本宇航局发射了降交点在当地时间上午的 ADEOS-II 卫星，美国宇航局发射了升交点在当地时间下午的 EOS-Aqua 卫星，这两颗卫星都携带了微波辐射计。

AMSR-E 是由日本国家航天局（JAXA）开发的，装载在美国 EOS-Aqua 卫星上的微波辐射计，它是由装载在日本 ADEOS-II 卫星上 AMSR（Advanced Microwave Scanning Radiometer）微波辐射计发展而来。AMSR 和 AMSR-E 传感器能够精确地测量地球表面和大气的微弱微波辐射。和光学传感器不同，它们能够克服不良天气的影响进行持续的观测。AMSR 和 AMSR-E 传感器使得人们能够更好地了解全球水循环。不幸的是 ADEOS-II 卫星在轨不到一年时间就由于供电系统故障无法工作，因此 AMSR 传感器仅有数月的资料，但是 EOS-Aqua 卫星自 2002 年 5 月发射以来，一直正常工作，AMSR-E 传感器已经积累了将近 7 年的宝贵数据。

AMSR-E 传感器拥有从 6.9GHz 到 89GHz 的 6 个波段 12 个通道。传感器选用了 55 度观测角，因为在 55 度观测角时，海面风对传感器的影响最小，同时 55 度观测角使得垂直极化和水平极化的差别最大。传感器采用了圆锥扫描方式，保证了观测角不随观测点的变化而变化。AMSR-E 传感器的技术指标如表 2-1 所示。

表 2-1 AMSR-E 主要技术指标（JAXA，2006）^[28]

频率（GHz）	6.925	10.65	18.7	23.8	36.5	89.0
地面分辨率（km）	50		25		15	5
带宽（MHz）	350	100	200	400	1000	3000
极化	水平和垂直极化					
观测角（°）	55					
交叉极化	小于 -20 dB					
刈幅（km）	大于 1450					
动态范围（K）	2.7-340					
精度（K）	1					
灵敏度（K）	0.3	0.6				1.1
量化等级（bit）	12	10				

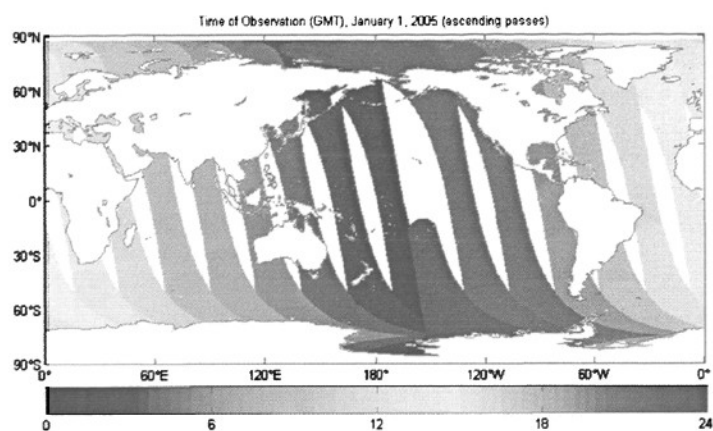
相比于 SSM/I 微波辐射计，AMSR-E 微波辐射计拥有更多的通道和更窄的带宽，能够精确地观测海表面温度。

2.2 AMSR-E 产品数据

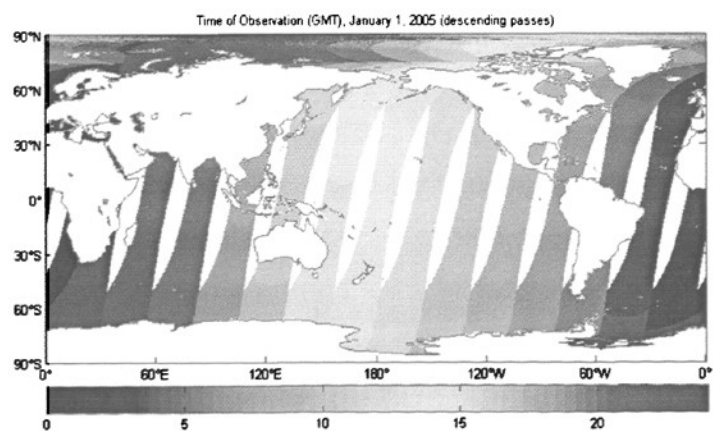
AMSR-E 产品包括海表面温度、大气总水汽量、云液态水、海表面风速以及降雨率等等。本文中 3.1 节中采用多参数回归方法反演海表面比湿度的这部分工作是在 2005 年进行的，所用的 AMSR-E 产品数据为第四版本，包括日平均数据和月平均数据。其他部分使用的 AMSR-E 第五版本产品数据，包括每日数据和月平均数据。AMSR-E 的每日数据是由轨道数据插值到格点，按照升轨和降轨分成两部分（图 2-1）。在高纬度等地区，某些格点一天中有多次观测，数据中采用的是最后一次的观测数据。上述所有的是 AMSR-E 产品数据均为格点数据，格点的空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。表 2-2 是 AMSR-E 产品中各参量的变化范围。

表 2-2 AMSR-E 产品中各参量的变化范围

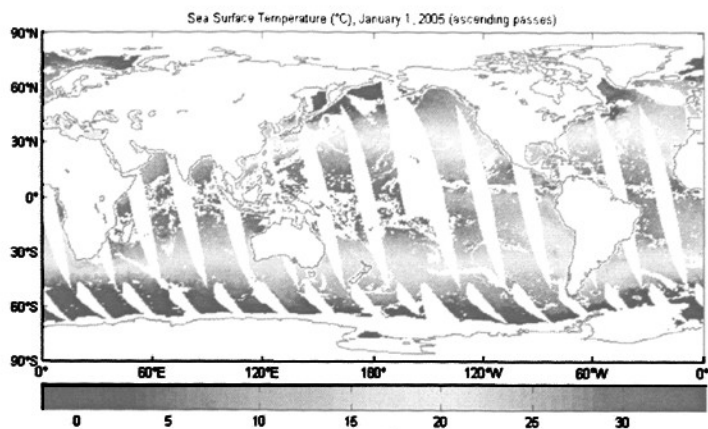
名称	海表面温度 ($^{\circ}\text{C}$)	海表面风速 (m s^{-1})	大气总水汽 (mm)	云液态水 (mm)	降雨率 (mm hr^{-1})
变化范围	-3.0-34.5	0-50	0-75	0-2.4	0-24.5



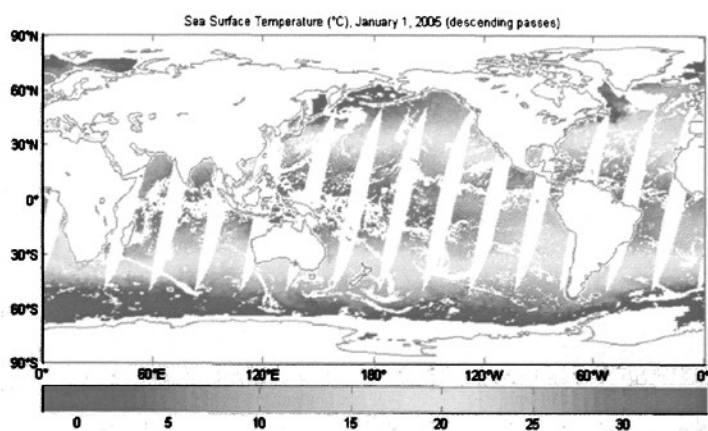
(a)



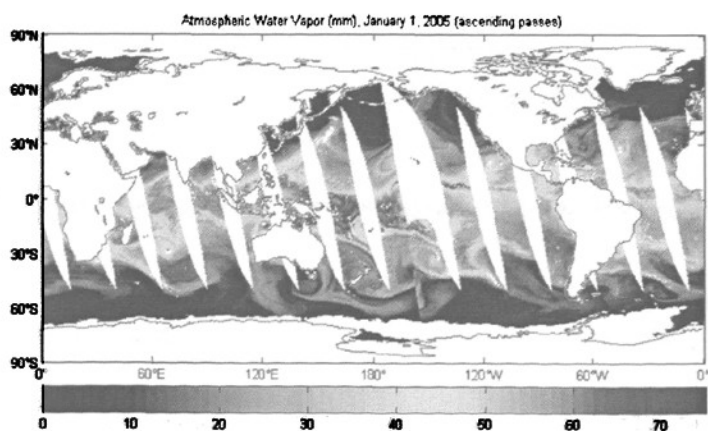
(b)



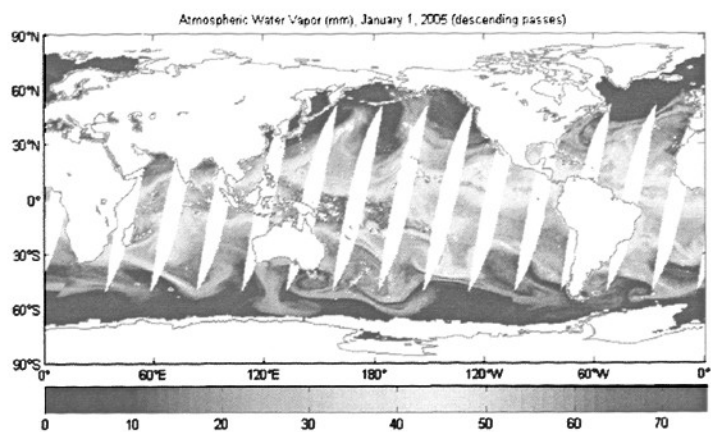
(c)



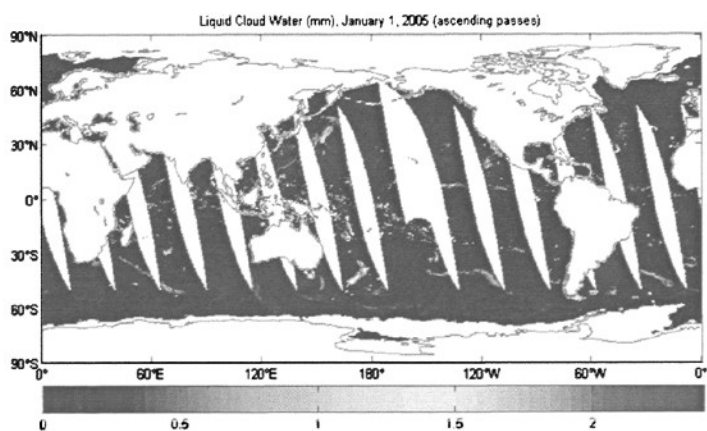
(d)



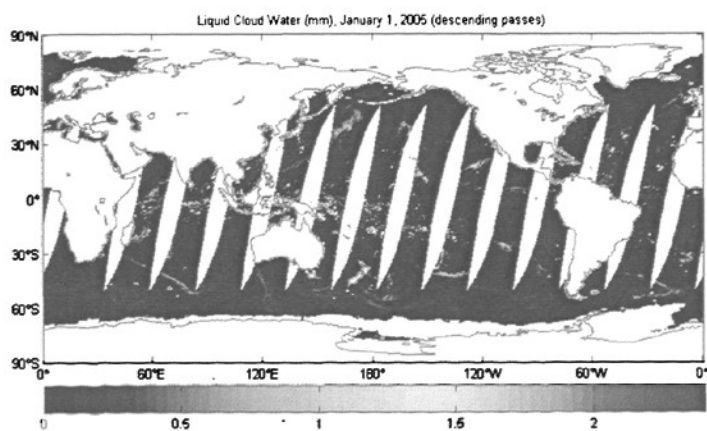
(e)



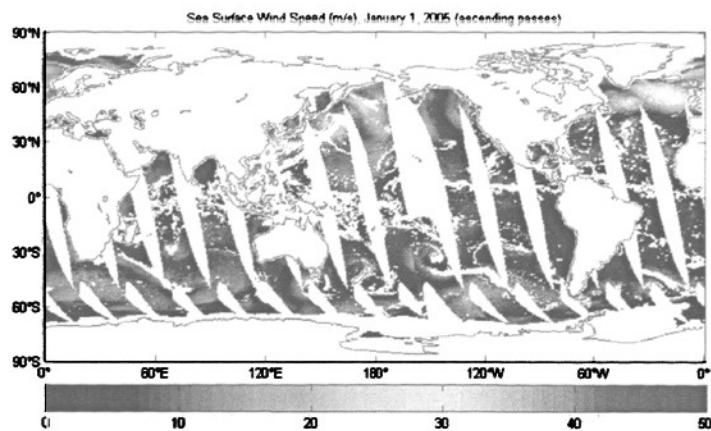
(f)



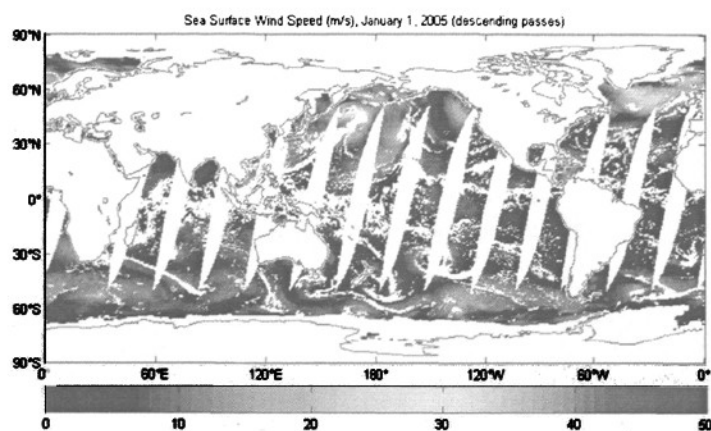
(g)



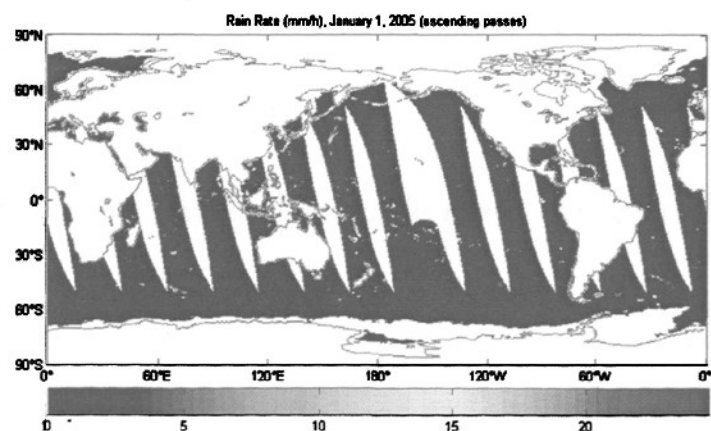
(h)



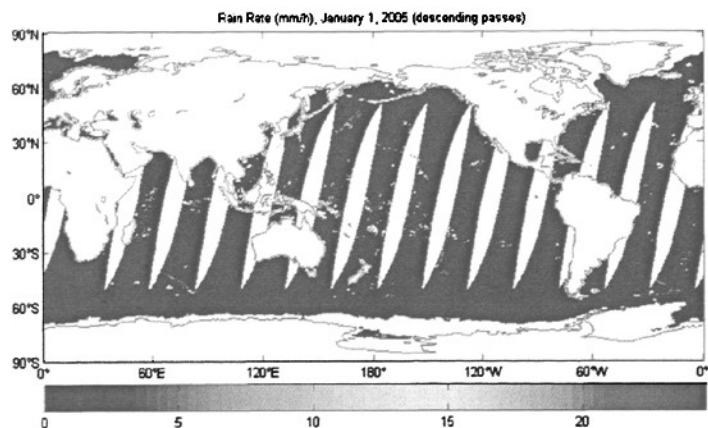
(i)



(j)



(k)

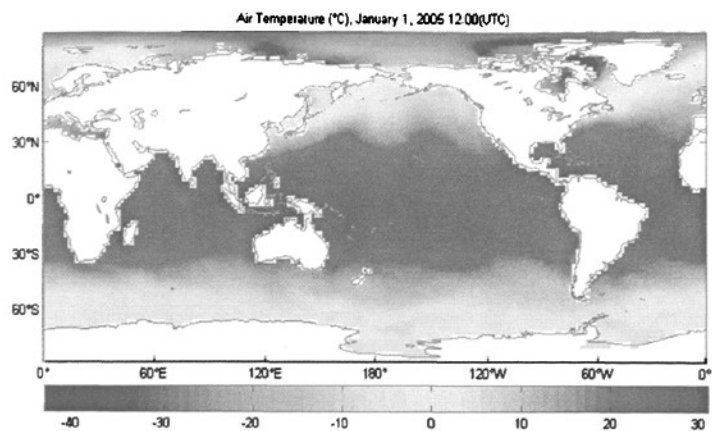


(1)

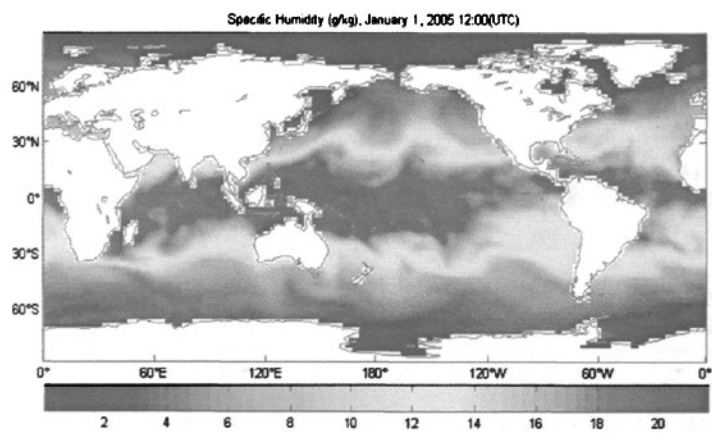
图 2-1 AMSR-E 每日产品中包含的数据 (以 2005 年 1 月 1 日为例) (a) 观测时间 (升轨) (b) 观测时间 (降轨) (c) 海表面温度 (升轨) (d) 海表面温度 (降轨) (e) 大气总水汽 (升轨) (f) 大气总水汽 (降轨) (g) 云液态水 (升轨) (h) 云液态水 (降轨) (i) 海表面风速 (升轨) (j) 海表面风速 (降轨) (k) 降雨率 (升轨) (l) 降雨率 (降轨)

2.3 NCEP/DOE-II 再分析数据

NCEP/DOE-II 再分析数据集 (下文简称 NCEP 再分析数据) 是 NCEP I 再分析数据集的改进版本。它提供了全球海区的海面比湿度和海面气温数据, 数据是格点数据, 网格为 Gaussian 网格, 分辨率随纬度变化, 大约为 $2^\circ \times 2^\circ$ 。NCEP 再分析数据集中的海面比湿度和气温数据包括每日 4 次数据 (6 小时一次) (图 2-2), 日平均数据和月平均数据。



(a)



(b)

图 2-2 NCEP 再分析数据提供的 2005 年 1 月 1 日 12 时全球 (a) 海面气温
(b) 海面比湿度

3 海面比湿度的遥感反演

3.1 多参数回归方法

3.1.1 反演模型

由 1.2 节可知, 以前的诸多研究中, 大气总水汽量均被认为与海面比湿度有非常大的相关性, 因此本文反演海面比湿度使用了大气总水汽量数据。同时考虑到海表面温度和海面风速与比湿度也有一定的相关性, 因此也选用了海表面温度和海面风速数据来。参考了 Miller 和 Katsaros (1992)^[7]的方法, 本文采用多参数回归方法来反演比湿度的新公式

$$Q_a = a + b \text{ SST} + c \text{ SST}^2 + d W + e W^2 + f U \quad (3-1)$$

其中 SST 为海表面温度, W 为大气总水汽量, U 为海面风速, a, b, c, d, e 及 f 均为系数。

为了获得式 (3-1) 中的系数并验证该式的反演精度, 文中选取了 2003 和 2004 年的 AMSR-E 产品中的海表面温度、大气总水汽量和海表面风速, 2003 年和 2004 年的 NCEP 再分析数据中的日平均和月平均海面比湿度数据。其中 2003 年的数据用于获取回归系数, 2004 年的数据用于验证多参数回归模型反演海面比湿度的精度。

3.1.2 日平均海面比湿度的反演

由于日平均数据量比较大, 我们仅在 2003 年选取了 48 天 (每月 4 天) 的 AMSR-E 和 NCEP 数据进行匹配, 匹配的判定依据是格点的空间距离相差不超过 25 千米。共 11065 组海表面温度、大气总水汽量、海面风速数据及海面比湿度数据被用来拟合式 (3-1) 中的系数。由最小二乘法拟合得到表 3-1 中的系数。经过 F 检验, P 值小于 0.01, 表明回归是显著的。

表 3-1 回归系数

a	b	c	d	e	f
1.669	0.065	9.55×10^{-3}	0.210	-1.68×10^{-3}	0.033

为了检验日平均比湿度的反演公式,我们从2004年中选取了48天的数据进行匹配,共13729组海表面温度、大气总水汽量、海面风速数据及日平均海面比湿度数据用来验证表3-1中获取的系数。反演的比湿度与NCEP再分析数据的比较如图3-1所示,与NCEP再分析数据的比湿度相比,反演的比湿度均方根误差为 1.05 g kg^{-1} ,相关系数为0.97。

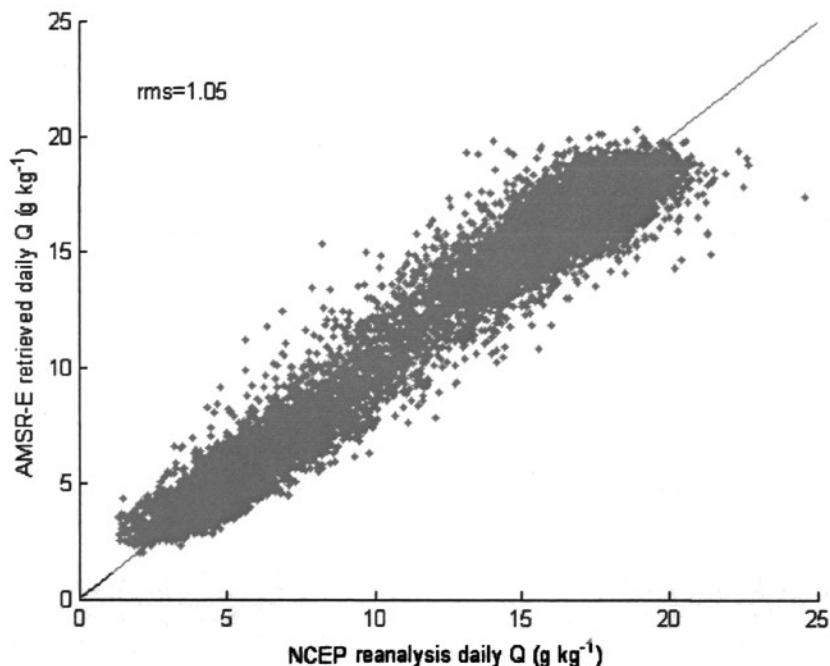


图 3-1 AMSR-E 数据反演的日平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据比较

3.1.3 月平均海表面比湿度的反演

月平均海面比湿度的反演也采用如式(3-1)的关系式。我们选用了2003年的月平均海表面温度、大气总水汽量、海表面风速数据及海面比湿度数据进行匹配,匹配的判定依据同样是格点的空间距离相差不超过25千米。由最小二乘法得到的系数如表3-2所示。经F检验,P值小于0.01,表明回归是显著的。

表 3-2 回归系数

a	b	c	d	e	f
0.691	0.031	9.90×10^{-3}	0.290	-2.61×10^{-3}	0.055

为了检验月平均海面比湿度的反演公式,我们选取2004年的月平均海表面

温度、大气总水汽量、海面风速数据及海面比湿度数据用来验证表 3-2 中的回归系数。图 3-2 所示的是反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据中月平均海面比湿度的比较结果。反演的海面比湿度与 NCEP 再分析数据相比，其均方根误差为 0.61 g kg^{-1} ，相关系数为 0.99。当比湿度小于 2.0 g kg^{-1} 时，反演的海面比湿度偏大，而当比湿度大于 20 g kg^{-1} 时，反演的海面比湿度偏小。

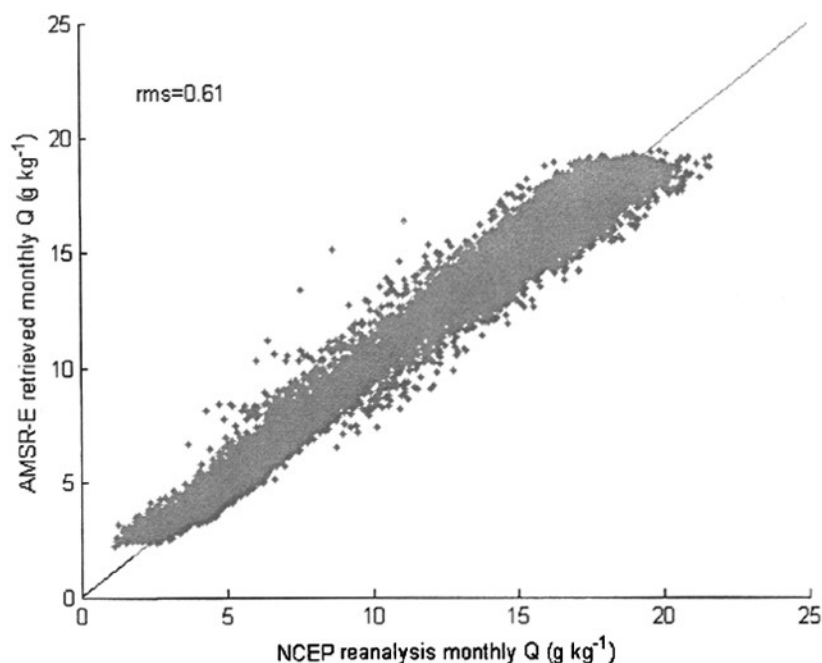


图 3-2 AMSR-E 数据反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据比较

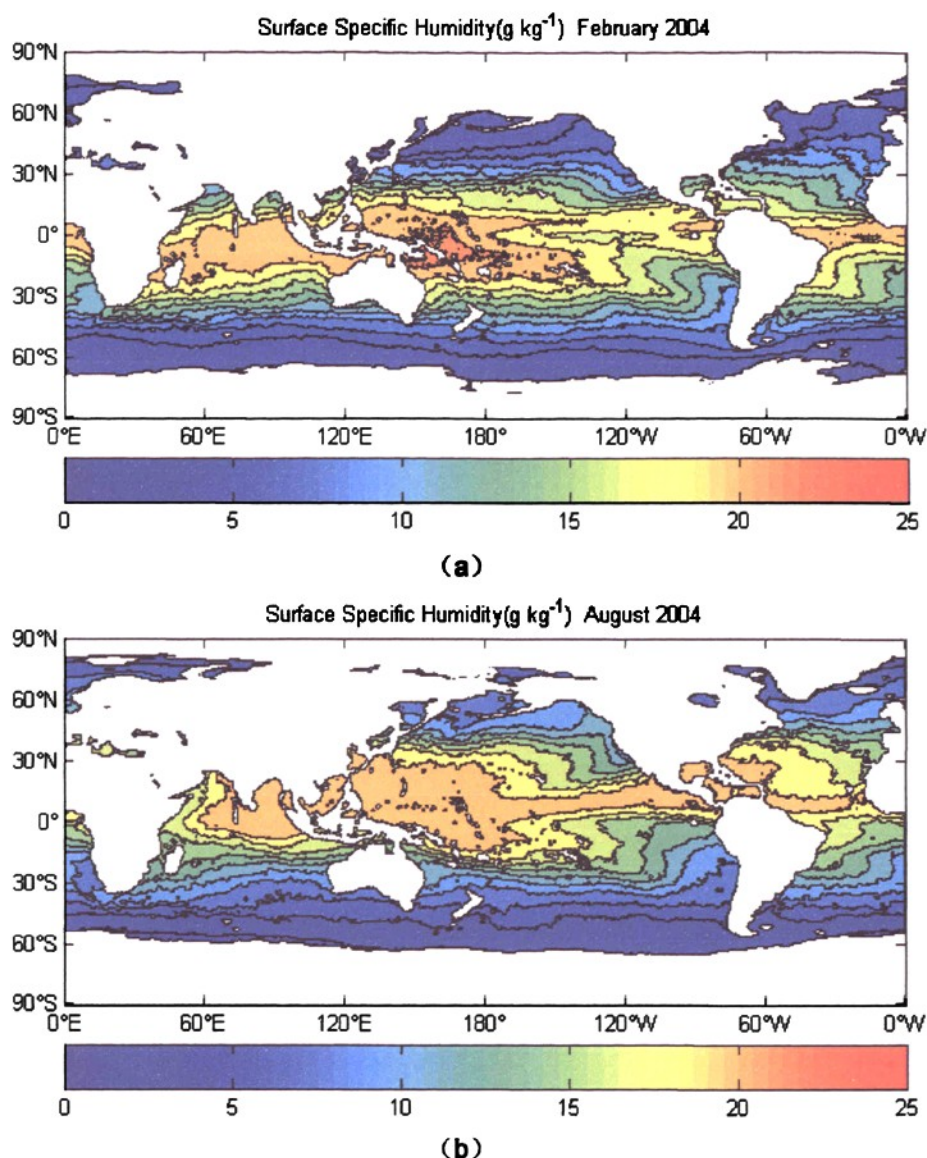


图 3-3 AMSR-E 数据反演的全球月平均海面比湿度 (a) 2004 年 2 月 (b) 2004 年 8 月

图 3-3a 和图 3-3b 中分别是由 AMSR-E 数据反演的 2004 年 2 月和 2004 年 8 月的月平均全球海面比湿度。如图 3-3a 所示, 海面比湿度的高值出现在季风区域。由于蒸发大的原因, 南半球的海面比湿度要高于北半球。从图中可以清晰的看出赤道辐聚带和南太平洋辐聚带有较高的海面比湿度值。海面比湿度的最大值出现在热带西太平洋, 最大值为 23 g kg^{-1} 。从图 3-3b 可以看出, 由于季节变化, 赤道辐聚带增强, 并且向北移动了。同时, 南太平洋辐聚带减弱。这两

幅图证明由多参数回归方法反演的海面比湿度很好地反映了海面比湿度的梯度和它随季节的变化。

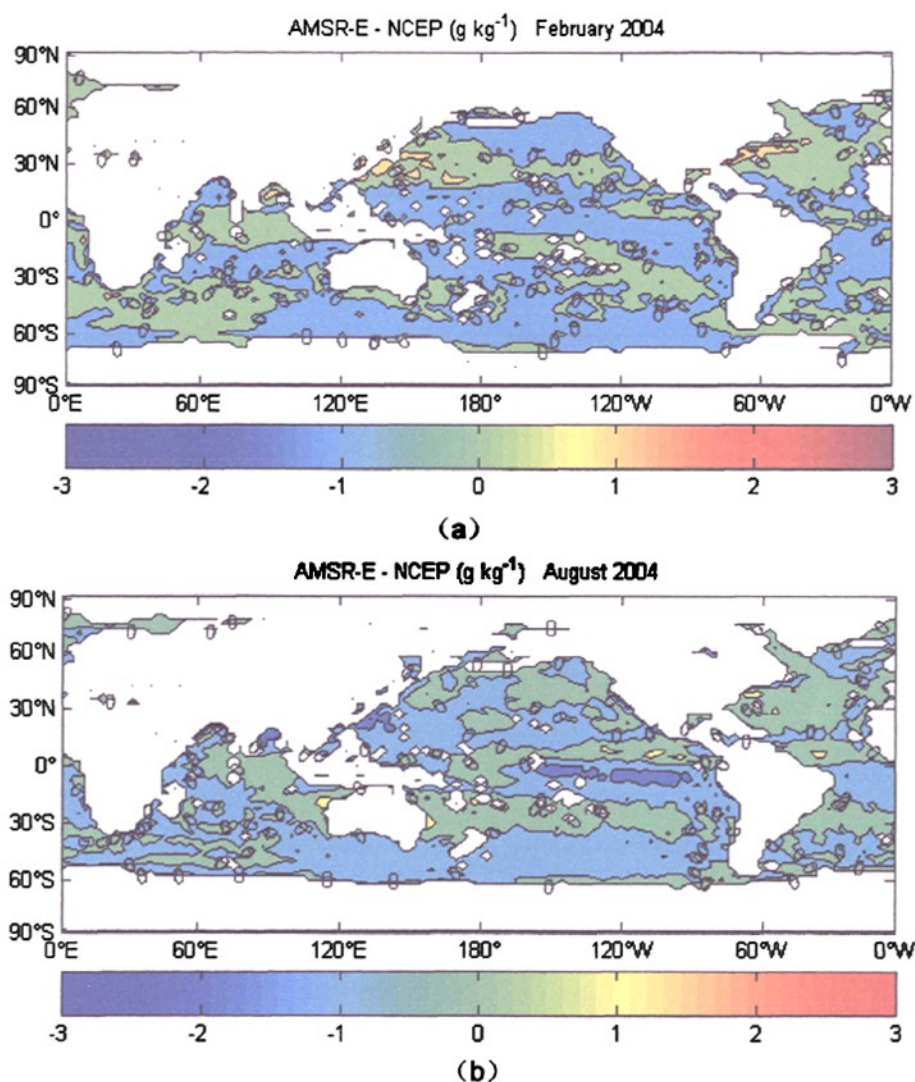


图 3-4 AMSR-E 数据反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度的差值 (a) 2004 年 2 月 (b) 2004 年 8 月

图 3-4a, b 分别是 2004 年 2 月和 2004 年 8 月 AMSR-E 数据反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据中海面比湿度之间的差值。与 NCEP 再分析数据相比, 由多参数回归方法反演的海面比湿度在绝大部分海区的误差在 $\pm 0.8 \text{ g kg}^{-1}$

之内,部分区域的误差等于 0 g kg^{-1} . 但是二月份在北太平洋和北大西洋的西边界流区域,反演的海面比湿度值偏大,而八月份,在东太平洋的冷舌区域,反演的海面比湿度值偏小,这可能是这些区域的海表面温度偏高或偏低所致 (Peixoto 和 Oort, 1992) [29]。

3.1.4 误差分析

为了了解 AMSR-E 产品的误差对海面比湿度反演误差的传递,我们进行了误差分析。Wentz 等 (2003) [30]中证实 AMSR-E 的每日海表面温度产品的均方根误差为 $0.76 \text{ }^{\circ}\text{C}$,每日海面风速产品的均方根误差为 0.5 m s^{-1} . Wentz 等 (2002) [31]指出每日的大气总水汽量的误差大约是 0.57mm 。

本文将 2003 至 2004 年的 AMSR-E 月平均海表面温度与月平均的 Reynolds 最优插值海表面温度 (Reynolds 等, 1994; 2002) [32] [33]进行了对比,发现其均方根误差为 $0.76 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。同时,也将 AMSR-E 的海表面风速数据与散射计测风数据进行了比较,均方根误差为 0.49 m s^{-1} 。由于缺乏数据,月平均的大气总水汽量数据未作对比,假定其均方根误差为 0.57mm 。

为了分析AMSR-E产品的误差对由海面比湿度的反演误差的贡献,本文中采用了Monte Carlo模拟的方法 (Liu and Pierson, 1994) [34]。首先构造出正态分布的白噪声,使得白噪声的数学期望均为零,并且其标准差分别等于AMSR-E产品中海表面温度、大气总水汽量和海面风速的均方根误差,然后将白噪声分别添加到AMSR-E产品中海表面温度、大气总水汽量和海面风速上,再输入到反演模型中。由Monte Carlo方法所获得的AMSR-E产品误差对海表面比湿度反演误差的贡献如表3-3所示。例如, AMSR-E产品中海表面温度的误差对日平均海面比湿度反演误差的贡献为 0.12 g kg^{-1} 。

表 3-3 AMSR-E 产品的误差对海面比湿度反演误差的贡献

	SST误差贡献	W误差贡献	U误差贡献
日平均 Q_a 反演 (g kg^{-1})	0.12	0.04	0.02
月平均 Q_a 反演 (g kg^{-1})	0.11	0.04	0.03

上述由多参数回归公式(3-1)反演的日平均和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.05 g kg^{-1} 和 0.61 g kg^{-1} ，由此可见本文提出的新公式可以较好的反演海面比湿度。但是，多参数回归的公式有很强的主观性，不一定能很好的反演海面比湿度与大气总水汽量、海表面温度以及海表面风速之间的真实关系。

3.2 广义可加模型方法

3.2.1 广义可加模型

回归模型在分类、预测等方面扮演着重要的角色，同时它也是分析不同变量之间相互影响行为的工具。在3.1节中，多参数回归的反演方法获得了较高精度的海面比湿度，但是，多参数回归方法中的函数形式是假设出来的，主观性很强，并不一定能真实反映海表面温度、大气总水汽量以及海表面风速和海面比湿度之间关系。这是参数回归模型的固有缺陷，而非参数回归能克服参数回归对模型假设严格的缺点，其适用性更强。但非参数回归也有其局限性，当模型中的解释变量个数较多而样本含量并不是很大时，非参数回归拟合的效果并不尽如人意，容易引起方差的急剧增大。而且非参数回归多是建立在核估计和光滑样条基础上的，难以解释(冯国双和陈景武, 2006)^[35]。为了解决上述问题，Stone (1985)^[36]提出了可加模型。可加模型有两个优点，一是由于每一个个体的可加项是以单变量平滑估计的，因而可以避免方差的急剧增大；二是个体项的估计解释了应变量如何随着自变量的变化而变化的。为了使可加模型扩展到更广范围，Hastie和Tibshirani (1990)^[37]提出了广义可加模型(Generalized Additive Models, GAMs)。它使反应变量的均值通过一个非线性连接函数而依赖于可加解释变量。

设 Y 为反应变量， $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ 为解释变量。经典的线性模型一般可以表示如式(3-2)的形式。

$$E(Y|X_1, X_2, X_3, \dots, X_n) = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_3 + \dots + \beta_n X_n \quad (3-2)$$

其中 $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_n$ 分别为回归系数，一般由最小二乘法确定。广义可加模型是线性模型的非参数化的扩展，模型的形式如式(3-3)所示

$$E(Y|X_1, X_2, X_3, \dots, X_n) = f_0 + f_1(X_1) + f_2(X_2) + f_3(X_3) + \dots + f_n(X_n) \quad (3-3)$$

式中 $f_0, f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ 为平滑函数，它们没有固定参数形式，而是以非参数形式估计。

3.2.2 广义可加模型的形式

本文将广义可加模型方法引入海面比湿度的遥感反演，选用广义可加模型方法从AMSR-E产品数据反演海面比湿度。使用的AMSR-E产品数据包括海表面温度、大气总水汽量和海面风速。反演所用的广义可加模型的形式如式（3-4）所示：

$$E(Q_a) = f_0 + f_1(SST) + f_2(W) + f_3(U) \quad (3-4)$$

其中 f_0, f_1, f_2, f_3 为平滑函数，本文中平滑函数采用三次样条插值函数。

3.2.3 瞬时海面比湿度的反演

瞬时海面比湿度的反演模型采用形式如式（3-4）的广义可加模型。为了训练和验证该模型，我们选用了2005至2006年AMSR-E每日产品中的海表面温度、大气总水汽量和海面风速数据，以及NCEP再分析数据中的6小时海面比湿度数据。AMSR-E数据和NCEP数据匹配的判定依据是格点的空间距离相差不超过25千米，时间间隔不超过2小时。共有18005组数据被选取，它们被分成两个样本，样本1的数据用来训练模型，样本2的数据用来验证模型。采用样本1的数据对模型进行训练，得到瞬时海面比湿度的反演模型，并对模型中的平滑函数进行了显著性检验，所有平滑函数的P值都小于0.001。采用样本2的数据对模型进行了验证，结果如图3-5所示，相比于NCEP再分析数据，模型反演得到的瞬时海面比湿度的均方根误差为 1.41 g kg^{-1} ，相关系数为0.95。

为了与广义可加模型方法比较，我们采用多参数回归方法来反演瞬时海面比湿度，与广义可加模型方法所用的数据相同，样本1的数据用来建立函数关系，样本2的数据用来进行验证。多参数回归方法反演海面比湿度的公式如式(3-1)所示，利用最小二乘法获得的回归系数如表3-4所示。

表 3-4 回归系数

a	b	c	d	e	f
4.639	-0.0705	0.0179	0.027	-3.0×10^{-4}	0.009

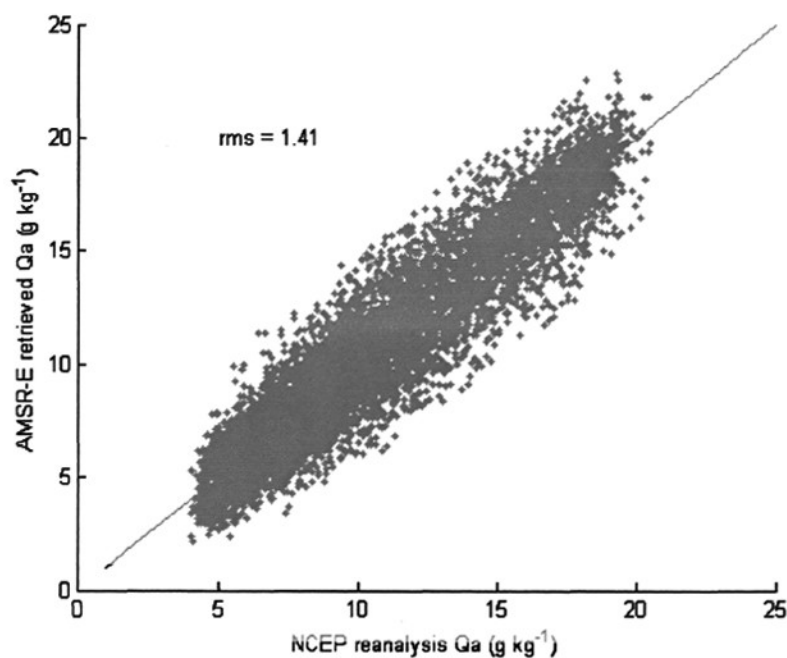


图 3-5 广义可加模型方法反演的瞬时海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度比较

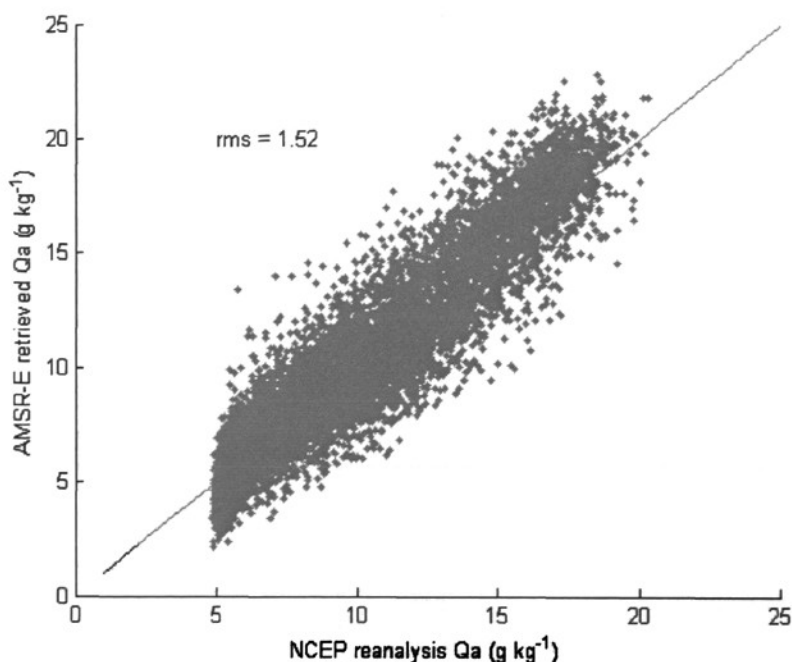
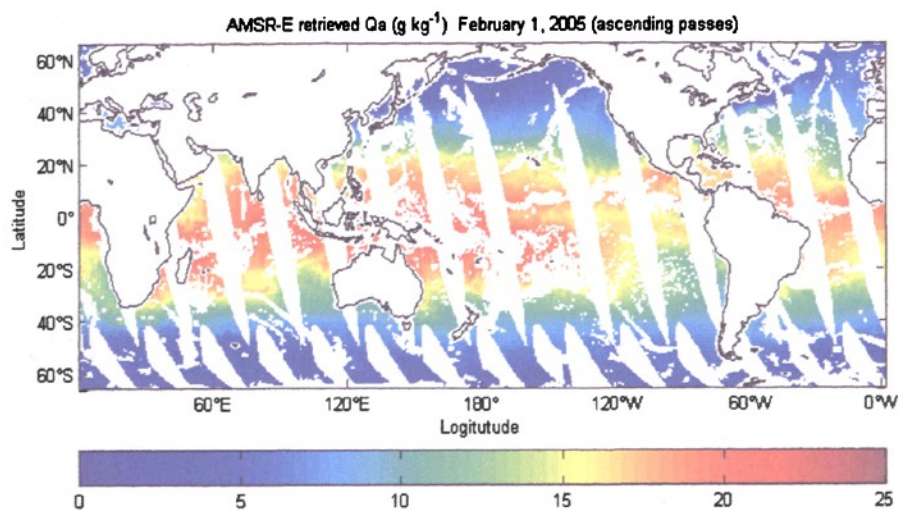


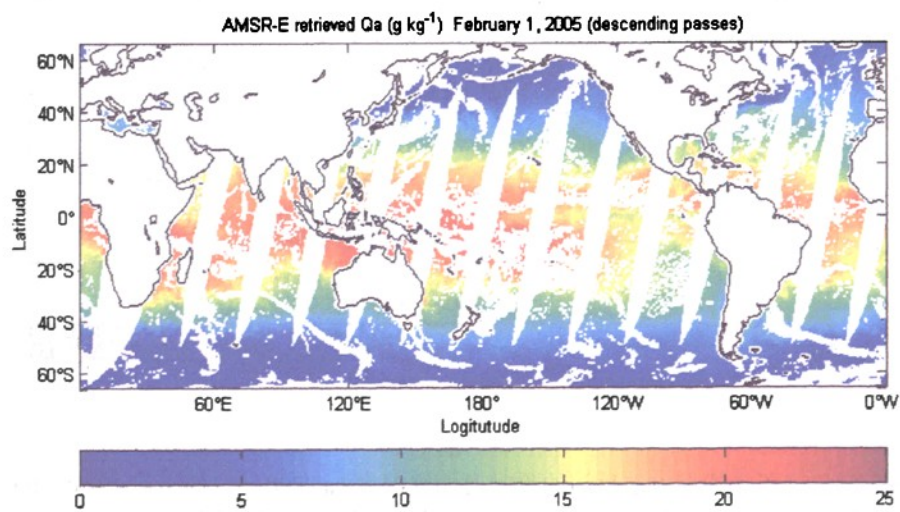
图 3-6 多参数回归方法反演的瞬时海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度比较

将样本 2 用于对多参数回归方法的检验,多参数回归方法反演得到的瞬时海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度的比较如图 3-6 所示。与多参数回归方法相比,广义可加模型方法反演的结果较好,均方根误差减小。从图 3-5 和图 3-6 可以看出,无论哪种方法,对于小于 5 g kg^{-1} 海面比湿度都有较大偏差,可能是由于小于 5 g kg^{-1} 海面比湿度的区域海表面温度偏小的缘故。但是相比于多参数回归方法,广义可加模型方法对小于 5 g kg^{-1} 的海面比湿度的反演精度有明显改善。

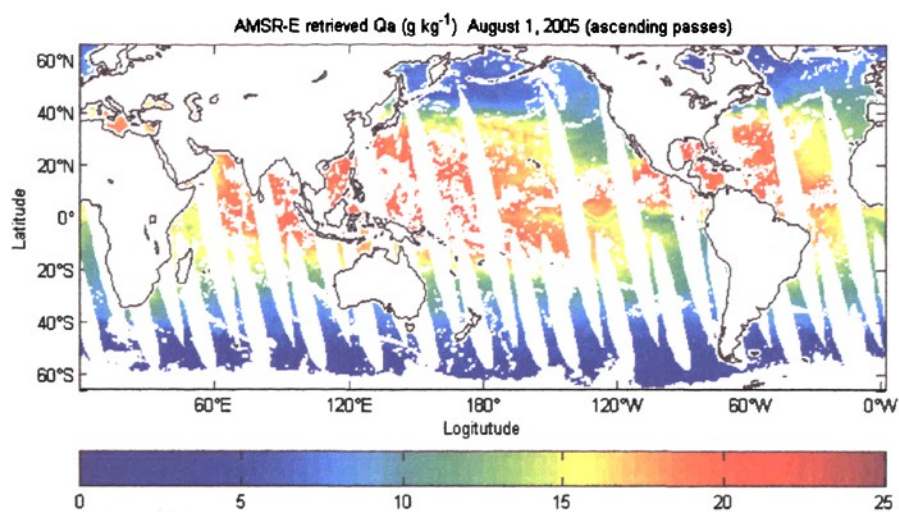
图 3-7 中是用已建立的广义可加模型反演的瞬时海面比湿度。从图中可以看出,赤道辐聚带的比湿度值较高,2 月 1 日的南半球副热带地区以及 8 月 1 日的北半球副热带地区比湿度值较高,高纬度地区的比湿度值较低。



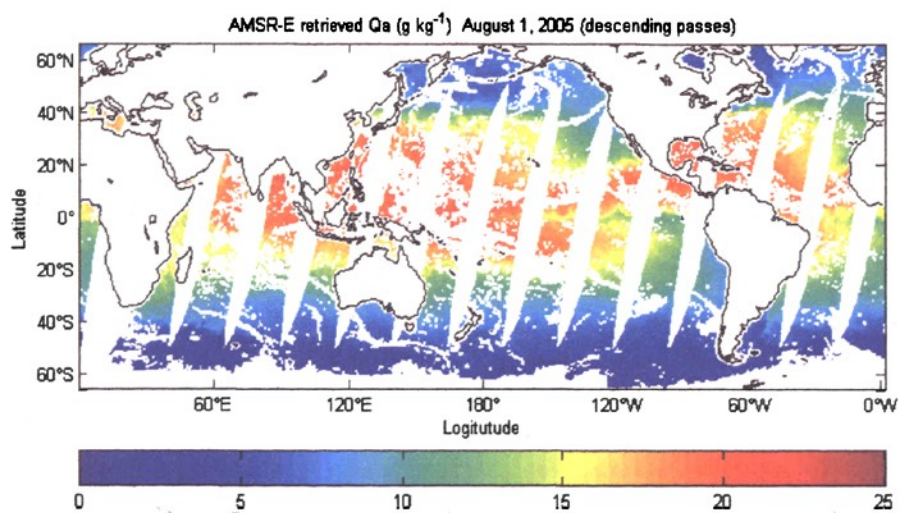
(a)



(b)



(c)



(d)

图 3-7 广义可加模型方法反演的瞬时海面比湿度 (a) 2005 年 2 月 1 日升轨 (b) 2005 年 2 月 1 日降轨 (c) 2005 年 8 月 1 日升轨 (d) 2005 年 8 月 1 日降轨

3.2.4 月平均海面比湿度的反演

与瞬时海面比湿度的反演一样，月平均海面比湿度的反演也采用形式如式（3-4）的广义可加模型。为了训练和验证模型，我们选用了 2005 至 2006 年 AMSR-E 的月平均海表面温度、大气总水汽量和海面风速数据，以及 NCEP 再分析数据中的月平均海面比湿度数据。AMSR-E 数据和 NCEP 数据匹配的判定依据是格点的空间距离相差不超过 25 千米。共有 22801 组数据被选取，它们被分成两个样本，样本 1 的数据用来训练模型，样本 2 的数据用来验证模型。采用样本 1 的数据对模型进行训练，得到月平均海面比湿度的反演模型，并对模型中的平滑函数进行了显著性检验，所有平滑函数的 P 值都小于 0.001。采用样本 2 的数据对模型进行了验证，结果如图 3-8 所示，相比于 NCEP 再分析数据，模型反演得到的月平均海面比湿度的均方根误差为 0.56 g kg^{-1} ，相关系数为 0.99。

在 3.1 节中，我们用多参数回归公式反演了月平均海面比湿度，均方根误差为 0.61 g kg^{-1} 。为了与广义可加模型方法比较，将样本 2 中的数据用 3.1 节中的公式进行了反演，反演得到的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度的比较如图 3-9 所示。与多参数回归方法相比，广义可加模型方法反演的结果较好，均方根误差略有减小，对小于 5 g kg^{-1} 和大于 18 g kg^{-1} 的比湿度的反演精度也有所改善。

图3-10中是广义可加模型方法反演的海面比湿度与NCEP再分析数据海面比湿度的差值。在大部分海区，两者的差值很小。2月份，在北太平洋和北大西洋的西边界流区域，反演的海面比湿度偏大，2月和8月，在冷舌和南太平洋东部上升流区域，反演的海面比湿度偏小。

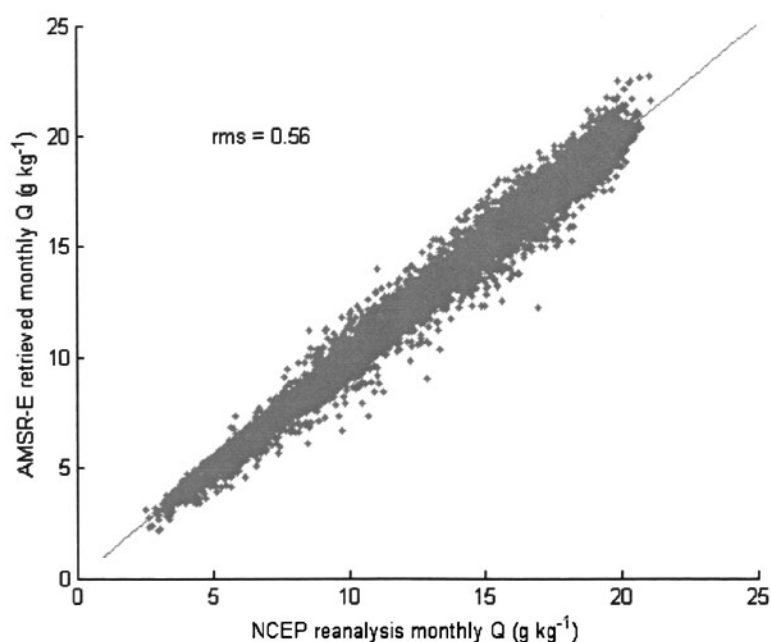


图 3-8 广义可加模型反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度比较

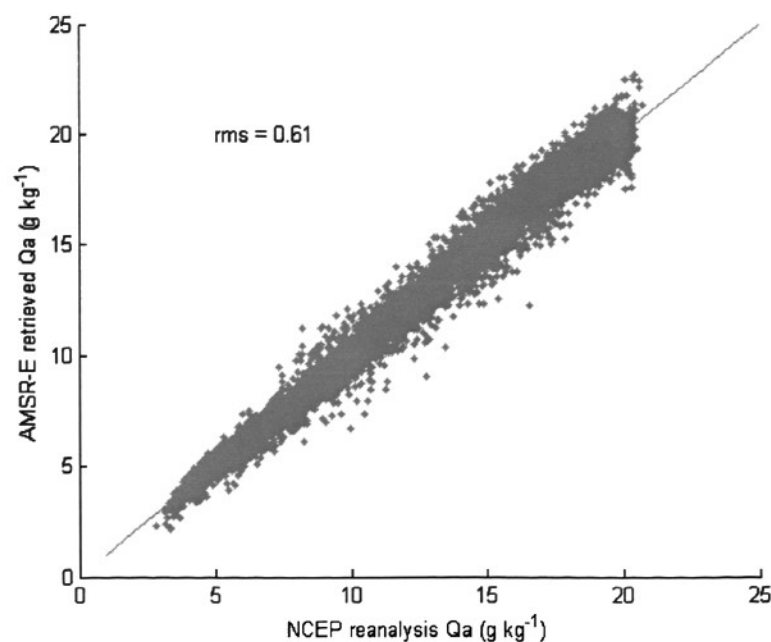
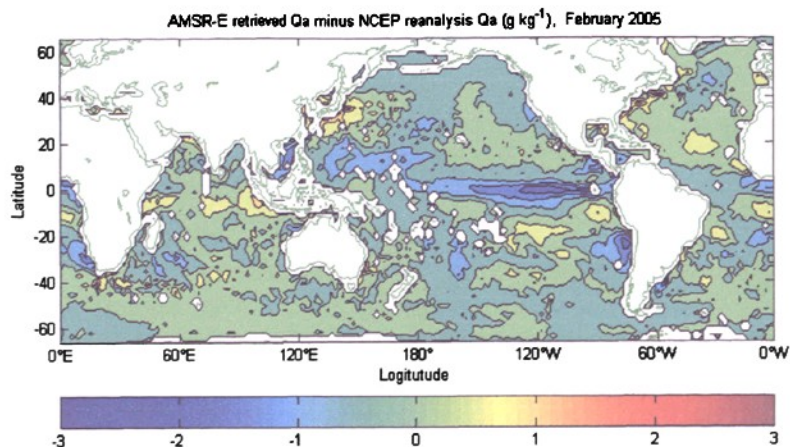
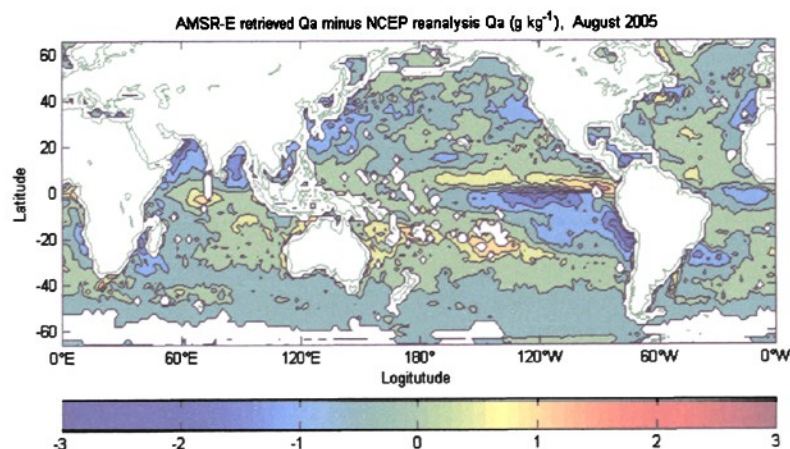


图3-9 多参数回归方法反演的月平均海面比湿度与NCEP再分析数据海面比湿度比较



(a)



(b)

图 3-10 广义可加模型方法反演的月平均海面比湿度与 NCEP 再分析数据海面比湿度的差值 (a) 2005 年 2 月 (b) 2005 年 8 月

图 3-11 中显示的是广义可加模型方法反演的月平均比湿度的均方根误差随纬向的分布。由图中可以看出, 总体而言, 无论在 2 月还是 8 月, 高纬度地区的均方根误差要小于低纬度地区的均方根误差。2 月份, 均方根误差在赤道附近最大, 8 月份, 均方根误差的最大值出现在赤道附近的南纬 3° 。这是因为无论 2 月还是 8 月, 热带东太平洋的冷舌区域反演的比湿度误差均比较大。8 月份, 南纬 20° 附近的均方根误差也较大, 这是 8 月南太平洋上升流区域反演的比湿度值偏小的缘故。

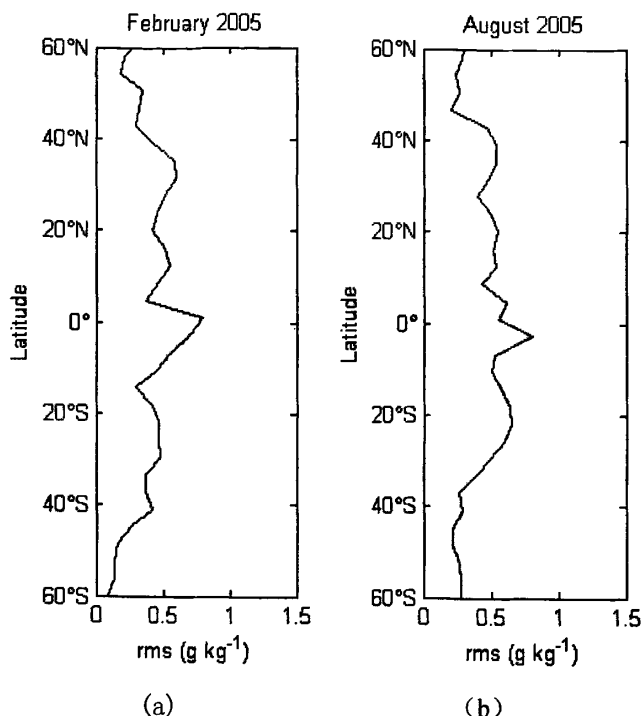
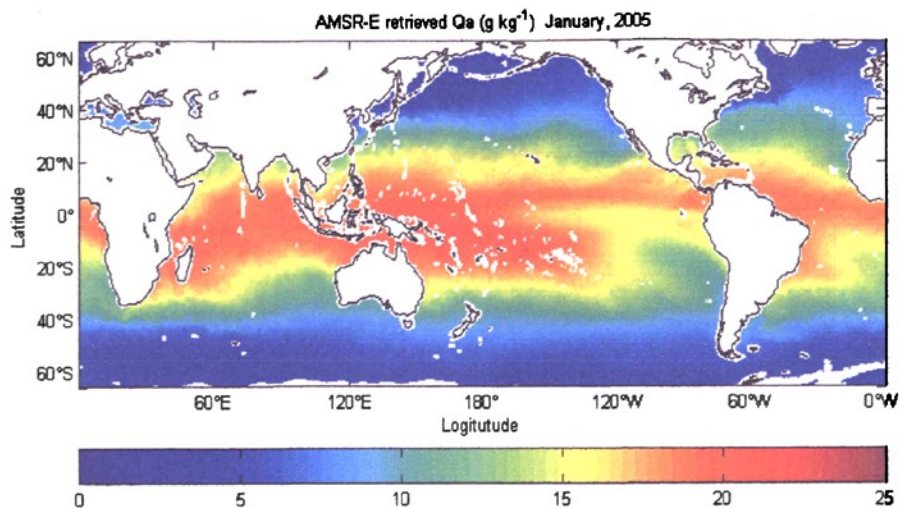


图3-11 广义可加模型方法反演的月平均海面比湿度的均方根误差纬向分布

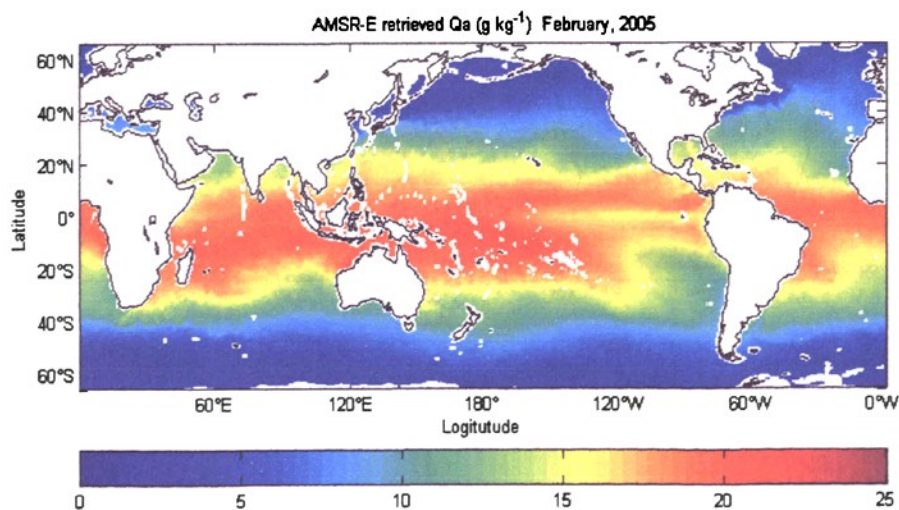
(a) 2005年2月 (b) 2005年8月

图 3-12 展示了广义可加模型方法反演的全球月平均海面比湿度的分布。从图中可以看出, 南北半球的高纬度地区海面比湿度值全年都比较低, 这是因为高纬度地区海表面温度终年较低, 因而海面蒸发较弱, 空气干燥。而在低纬度地区, 由于蒸发旺盛, 海面比湿度值相对较高。在赤道地区, 终年存在一个海面比湿度高值的条带, 这是赤道辐聚带的位置。从 1 月份的海面比湿度分布图上可以看到南半球副热带地区, 存在一个较宽的海面比湿度高值的条带, 此时在北半球副热带地区, 海面比湿度值相对较低。从 2 月份开始, 南半球副热带地区海面比湿度高值条带开始向北移动, 同时赤道辐聚带的海面比湿度高值条带也开始向北移动, 北半球的海面比湿度值开始增大。从 5 月开始, 北半球进入夏季, 海面比湿度值增大, 北半球的副热带地区也出现明显的海面比湿度高值条带, 并逐渐增强, 而南半球副热带地区海面比湿度高值条带开始减弱。至 8 月份, 北半球海面比湿度值达到一年中的最大值, 此时北半球的海面比湿度高值条带也达到最强, 而南半球海面比湿度高值条带处于一年中最弱状态。从 9

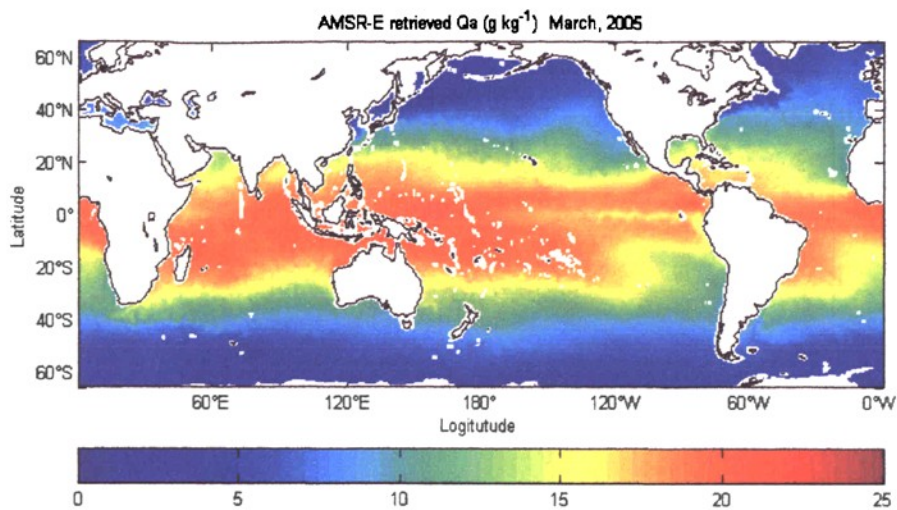
月开始, 北半球的海面比湿度高值条带开始减弱并向南移动, 而南半球海面比湿度高值条带向南移动并增强。从全年来看, 北半球的海面比湿度高值条带的变化范围较宽, 最北可达北纬 40° 左右, 而南半球的高值条带最南只到南纬 30° 左右。



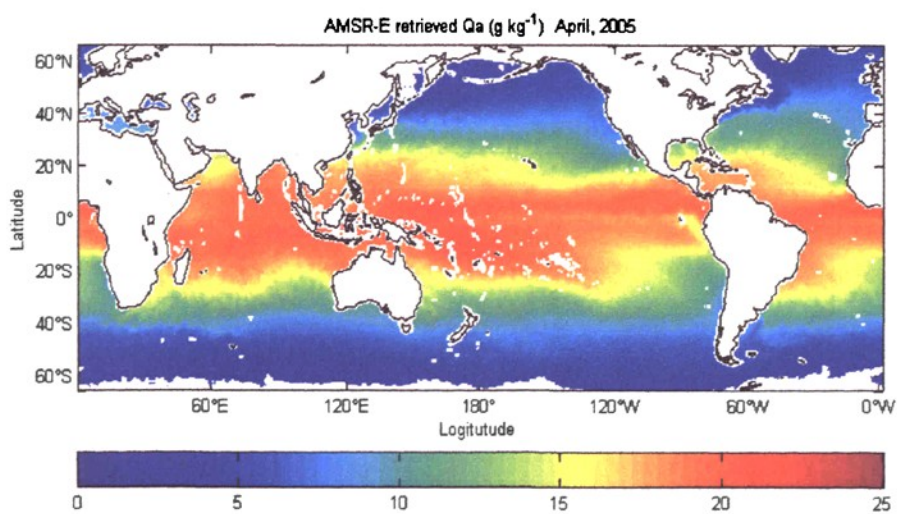
(a)



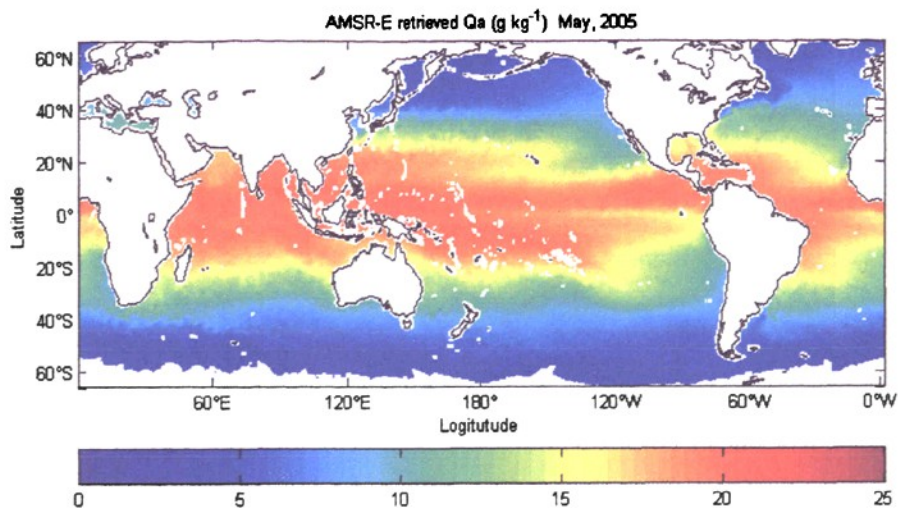
(b)



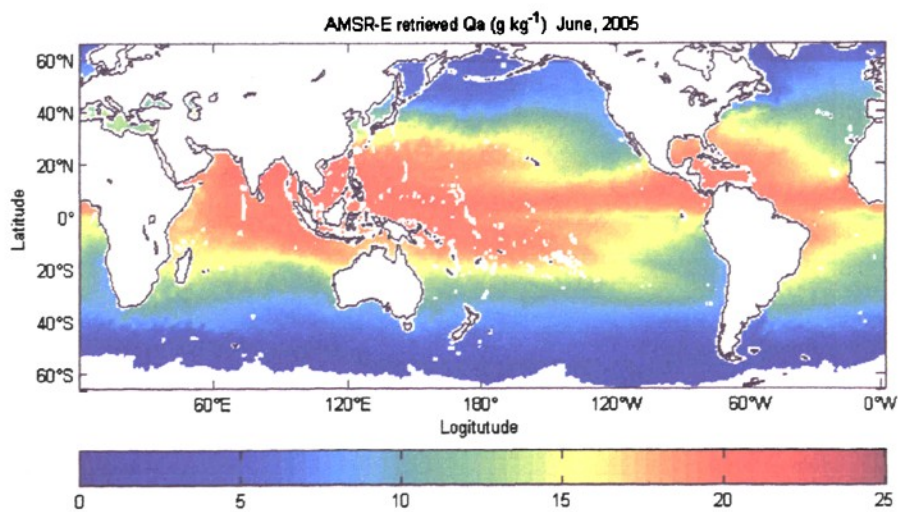
(c)



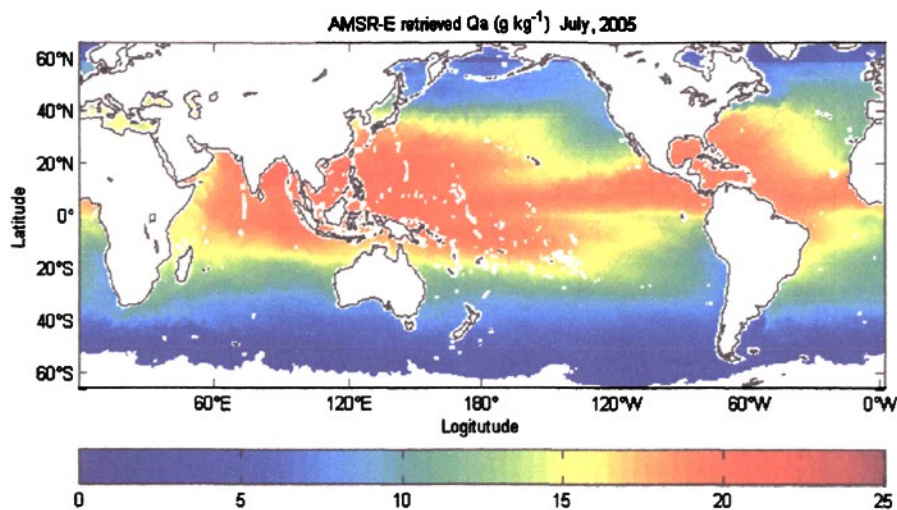
(d)



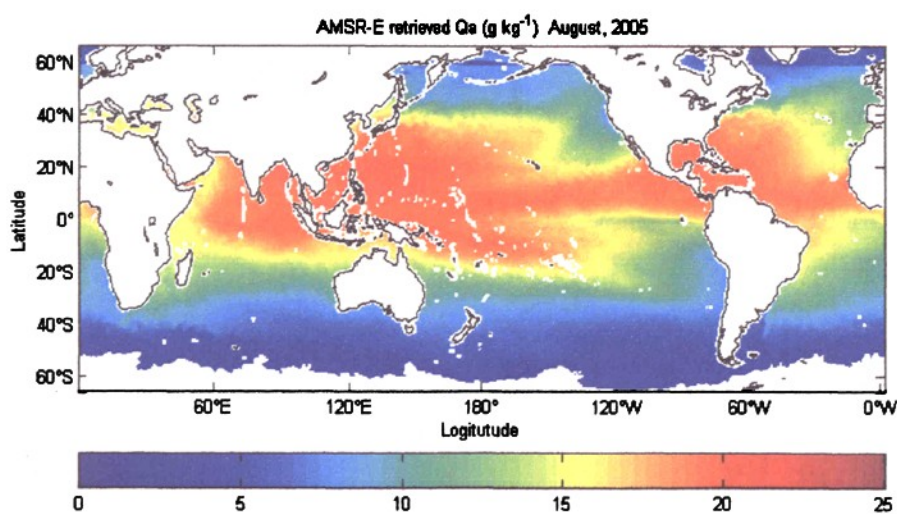
(e)



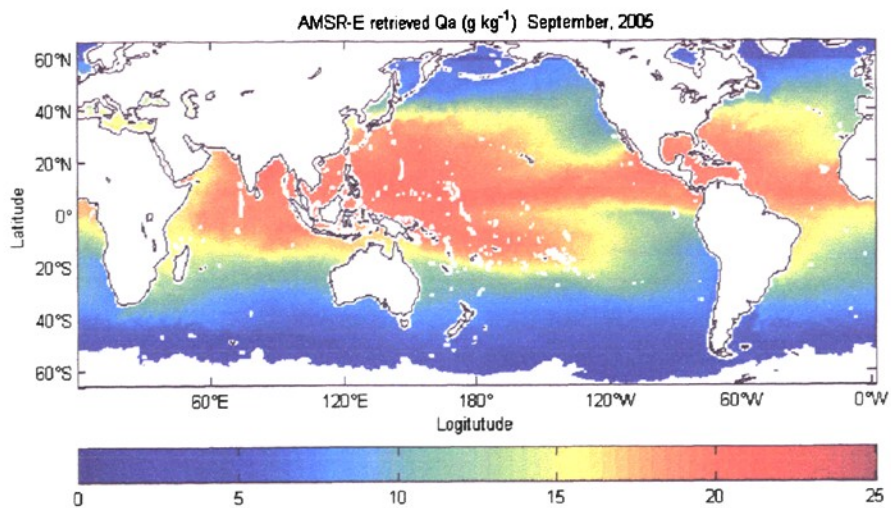
(f)



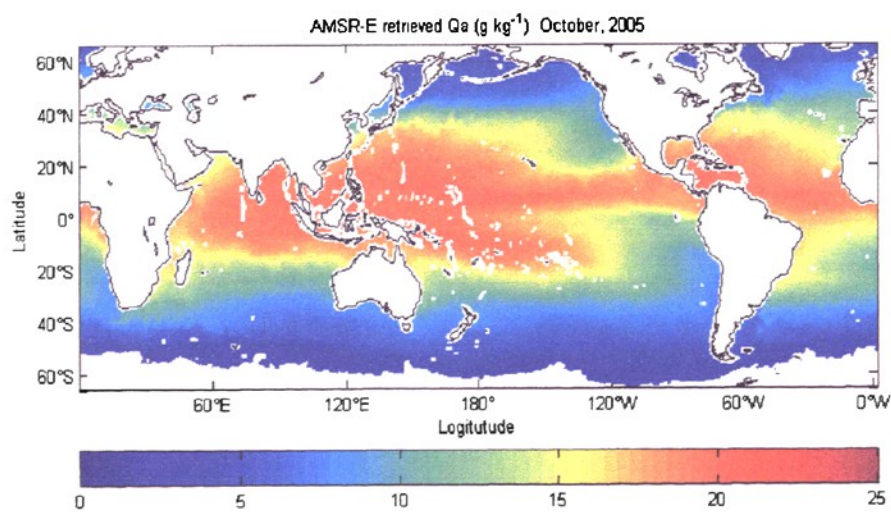
(g)



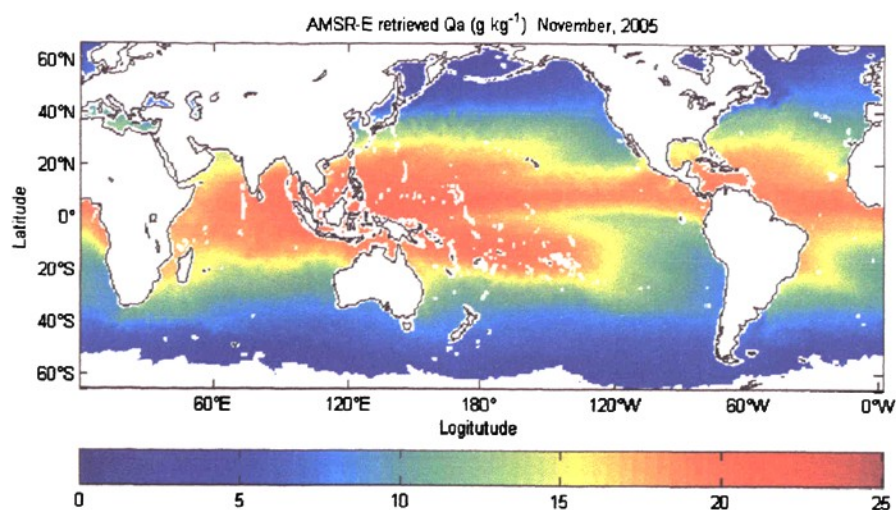
(h)



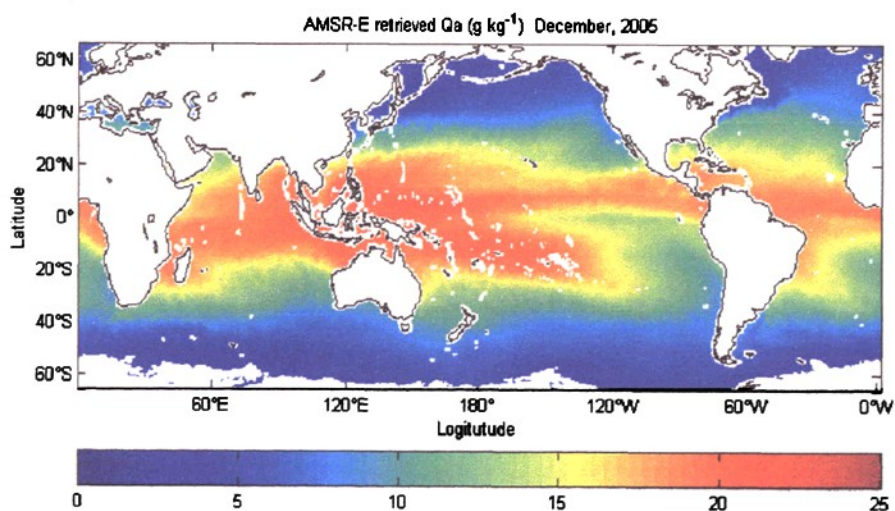
(i)



(j)



(k)



(l)

图3-12 广义可加模型方法反演的全球月平均海面比湿度 (a) 2005年1月 (b) 2005年2月 (c) 2005年3月 (d) 2005年4月 (e) 2005年5月 (f) 2005年6月 (g) 2005年7月 (h) 2005年8月 (i) 2005年9月 (j) 2005年10月 (k) 2005年11月 (l) 2005年12月

3.3 小结

本章分别利用多参数回归方法和广义可加模型方法与 AMSR-E 微波传感器的产品反演了海面比湿度。首先,本章提出包含风速的多参数回归新公式,用该公式反演了全球日平均和月平均海面比湿度,与 NCEP 再分析数据相比,日平均和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.05 g kg^{-1} 和 0.61 g kg^{-1} 。与以前的研究相比,使用该公式反演的海面比湿度的结果比较好。反演所使用的海表面温度,大气总水汽以及海面风速均来自同一传感器,有比较好的时间一致性。使用 Monte Carlo 方法分析了所用的 AMSR-E 产品的误差对反演误差的贡献,得知海表面温度的误差对反演误差的贡献最大。海表面温度的误差对日平均和月平均比湿度反演误差的贡献分别是 0.12 g kg^{-1} 和 0.11 g kg^{-1} 。

本章在海面比湿度的遥感反演中引入了广义可加模型这一新方法,使用广义可加模型方法和 AMSR-E 的产品反演了瞬时和月平均海面比湿度。与 NCEP 再分析数据比较,反演的瞬时和月平均海面比湿度的均方根误差分别为 1.41 g kg^{-1} 和 0.56 g kg^{-1} ,反演的结果比较好。与多参数回归方法相比较,广义可加模型方法反演的比湿度误差较小,而且改善了多参数回归方法中较小和较大的比湿度值反演误差大的问题。

4 海面气温的遥感反演

4.1 反演模型

在第3章中,本文引入了广义可加模型方法反演海面比湿度,获得了比较好的反演结果。本章中将广义可加模型方法引入海面气温的遥感反演。海面气温的反演也采用AMSR-E产品中海表面温度、大气总水汽量和海面风速数据,用来反演海面气温的广义可加模型的形式如下所示

$$E(T_a) = f_0 + f_1(SST) + f_2(W) + f_3(U) \quad (4-1)$$

其中 f_0, f_1, f_2, f_3 为平滑函数,本文中平滑函数采用三次样条插值函数。

4.2 瞬时海面气温的反演

反演瞬时海面气温的模型采用形式如式(4-1)的广义可加模型,为了训练和验证模型,我们选用了2005至2006年AMSR-E每日产品中的海表面温度、大气总水汽量和海面风速数据,以及NCEP再分析数据中的6小时海面气温数据。AMSR-E数据和NCEP数据匹配的判定依据是格点的空间距离相差不超过25千米,时间间隔不超过2小时。共有17875组数据被选取,它们被分成两个样本,样本1的数据用来训练模型,样本2的数据用来验证模型。使用样本1的数据对模型进行训练,得到了瞬时海面气温的反演模型,并对模型中的平滑函数进行了显著性检验,所有平滑函数的P值都小于0.001。采用样本2的数据对模型进行了验证,结果如图4-1所示,与NCEP再分析数据相比较,模型反演得到的瞬时海面气温的均方根误差为 1.20°C ,相关系数为0.98。

为了与广义可加模型方法比较,我们用多参数回归方法反演了海面气温,与广义可加模型方法所用的数据相同,样本1的数据用来建立函数关系,样本2的数据用来进行验证。多参数回归方法反演海面气温的公式是

$$T_a = a + b \text{ SST} + c \text{ SST}^2 + d \text{ W} + e \text{ W}^2 + f \text{ U} \quad (4-2)$$

式中SST为海表面温度,W为大气总水汽量,U为海面风速,a,b,c,d,e及f均为系数。利用最小二乘法获得的回归系数如表4-1所示。

表 4-1 回归系数

a	b	c	d	e	f
-0.155	0.699	3.7×10^{-3}	0.261	-3.8×10^{-3}	4.5×10^{-3}

将样本2用于对多参数回归方法的检验，多参数回归方法反演得到的瞬时海面气温与NCEP再分析数据海面气温的比较如图4-2所示。与多参数回归方法相比，广义可加模型方法反演的结果稍好，对于高于28℃的海面气温的反演结果有所改善。

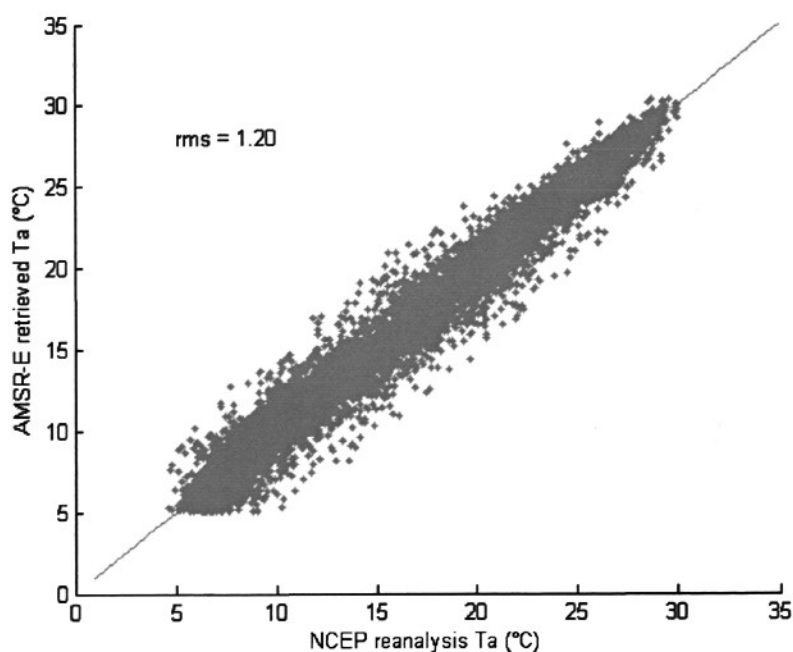


图 4-1 广义可加模型方法反演的瞬时气温与 NCEP 再分析数据气温比较

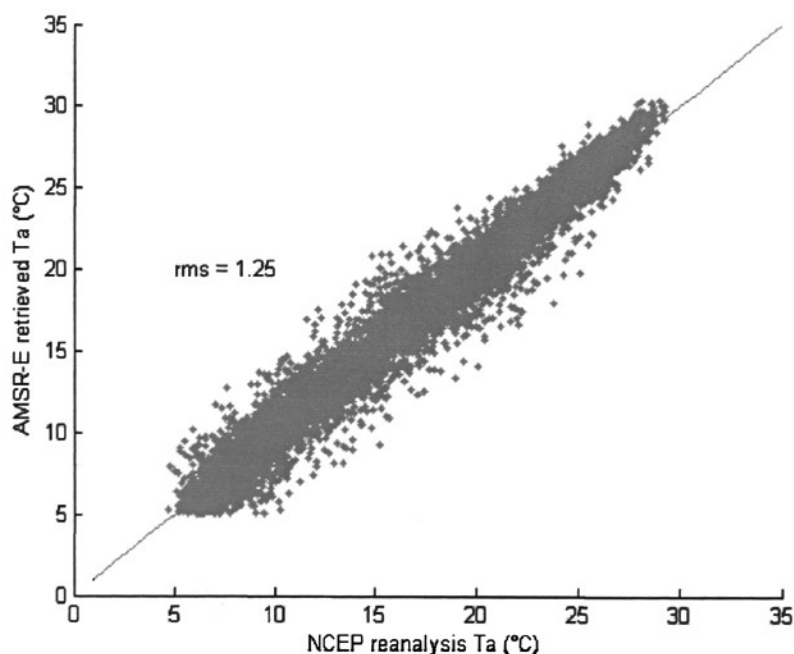


图 4-2 多参数回归方法反演的瞬时海面气温与 NCEP 再分析数据海面气温比较

4.3 月平均海面气温的反演

为了训练和验证月平均海面气温的反演模型，我们选用了 2005 和 2006 年 AMSR-E 月平均产品中的海表面温度、大气总水汽量和海面风速数据，以及 NCEP 再分析数据中的月平均海面气温数据。AMSR-E 数据和 NCEP 数据匹配的判定依据是格点的空间距离相差不超过 25 千米。共有 22713 组数据被选取，它们被分成两个样本，样本 1 的数据用来训练反演模型，样本 2 的数据用来验证模型。对训练到得的月平均气温反演模型中的平滑函数进行了显著性检验，所有平滑函数的 P 值都小于 0.001。采用样本 2 的数据对模型进行了检验，结果如图 4-3 所示，相比于 NCEP 再分析数据，模型反演得到的月平均海面气温的均方根误差为 0.66°C ，相关系数为 0.99。

为了与广义可加模型方法比较，采用多参数回归方法来反演月平均海面气温，与广义可加模型方法所用的数据相同，样本 1 的数据用来建立函数关系，样本 2 的数据用来进行验证。式 (4-2) 给出了多参数回归方法反演海面气温的方法，

表 4-2 显示了利用最小二乘法获得的式 (4-2) 对应的回归系数。

表 4-2 回归系数

a	b	c	d	e	f
-0.466	0.798	1.2×10^{-3}	0.222	-2.5×10^{-3}	-0.056

将样本2用于对多参数回归方法的检验, 多参数回归方法反演得到的月平均海面气温与NCEP再分析数据海面气温的比较如图4-4所示。与多参数回归方法相比, 广义可加模型方法反演的结果较好, 均方根误差减小, 对低于4℃和高于28℃的海面气温的反演偏差大的问题有所改善。

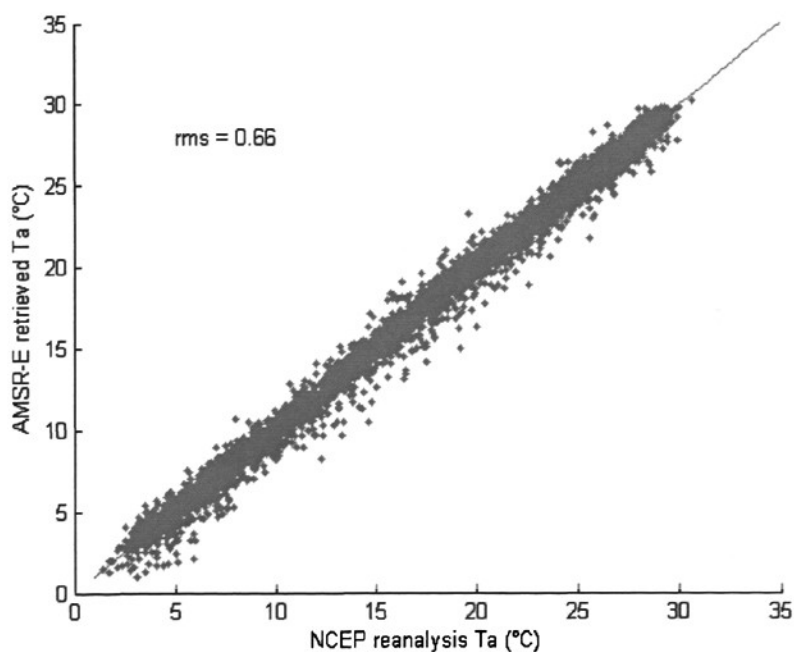


图 4-3 广义可加模型方法反演的月平均气温与 NCEP 再分析数据气温比较

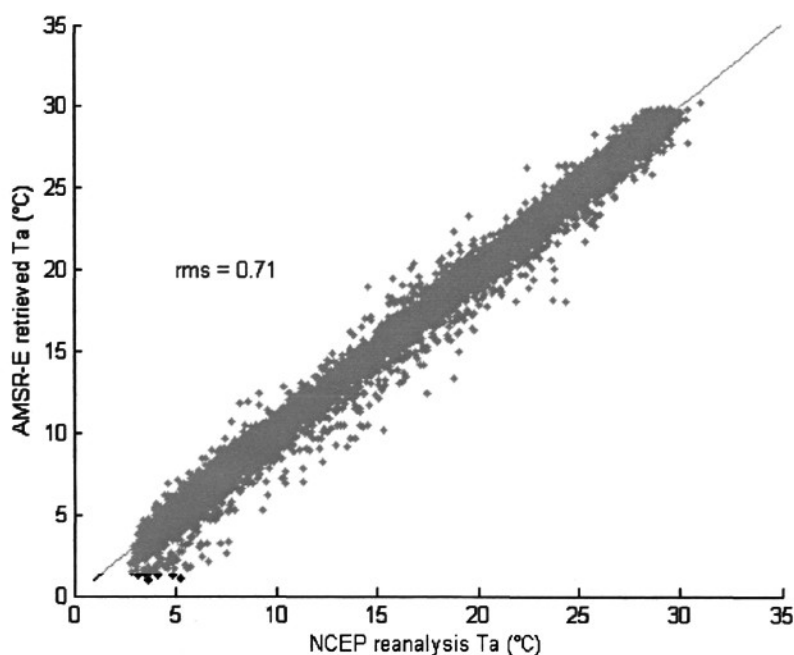
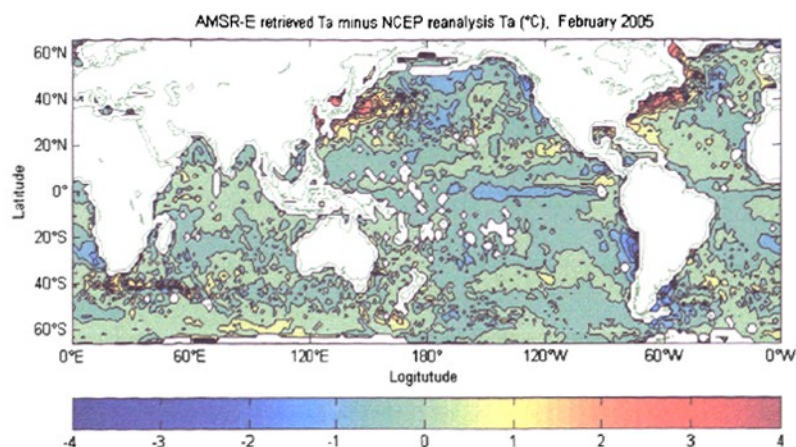
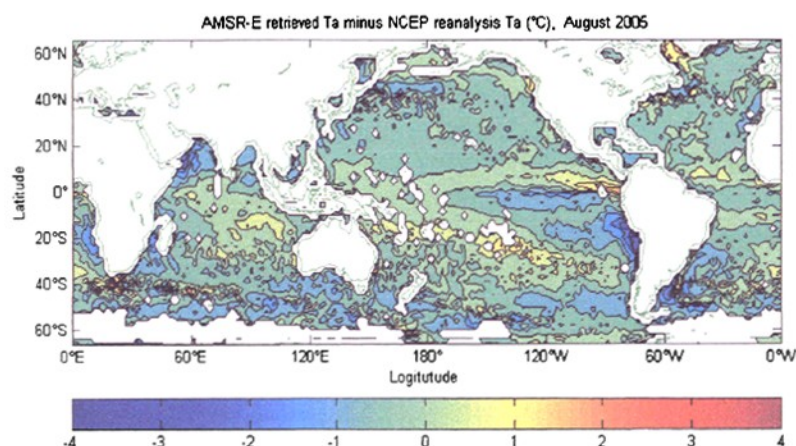


图 4-4 多参数回归方法反演的月平均气温与 NCEP 再分析数据气温比较

图 4-5 是 2005 年 2 月和 8 月广义可加模型方法反演的海面气温与 NCEP 再分析数据海面气温的差值。在绝大部分海区，两者相差无几，差值在 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 之间。从图 4-5a 可以看出 2 月份北太平洋和北大西洋的西边界流区域的海面气温的反演值偏大，而南太平洋上升流区域海面气温的反演值偏小。图 4-5b 显示了 8 月份南太平洋上升流海域海面气温的反演值有较大幅度的偏小。



(a)



(b)

图4-5 广义可加模型方法反演的月平均气温与NCEP再分析数据气温的差值(a)

2005年2月 (b) 2005年8月

图4-6中是广义可加模型方法反演的月平均海面气温的均方根误差随纬向的分布。由图中可以看出,无论在2月还是8月,南半球高纬度地区的均方根误差比较低,而北半球高纬度地区的均方根误差相对较高。在2月份,均方根误差的最大值出现在北纬 40° 左右,这主要是西边流区域反演值偏大所致。而在8月份,均方根误差在纬向的分布较为均匀。

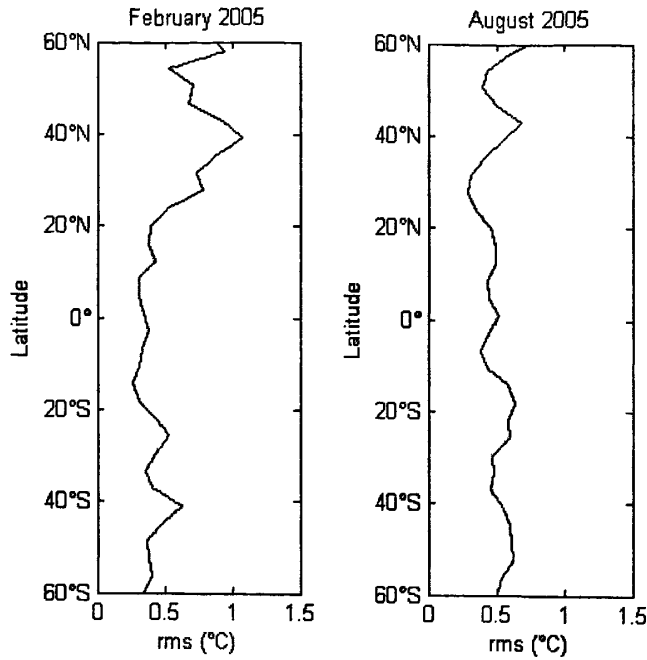
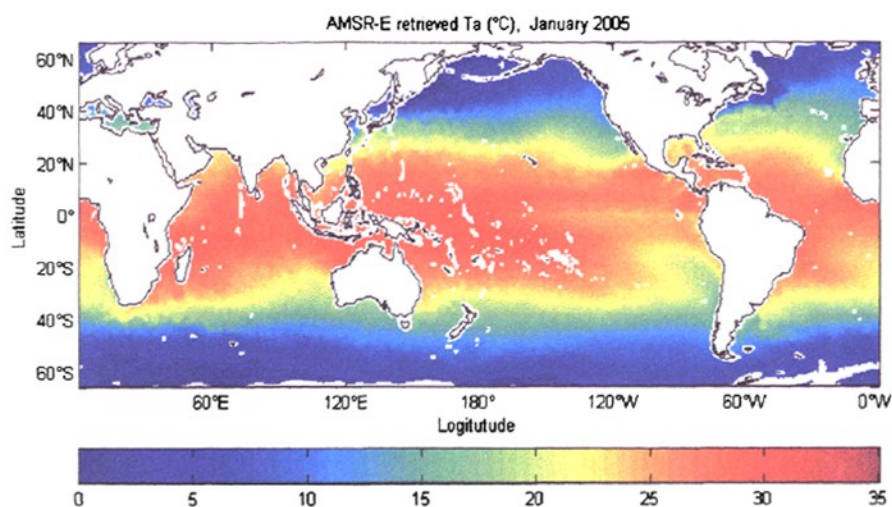
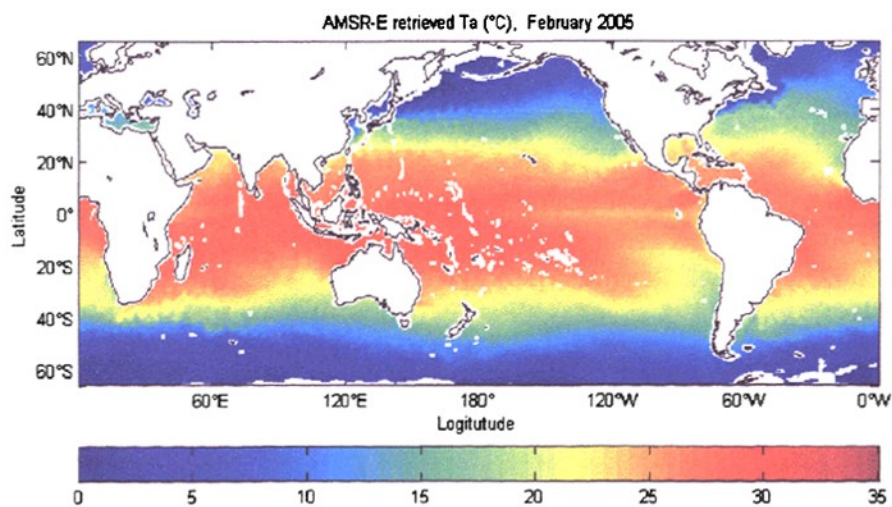


图 4-6 广义可加模型方法反演的月平均气温的均方根误差纬向的分布

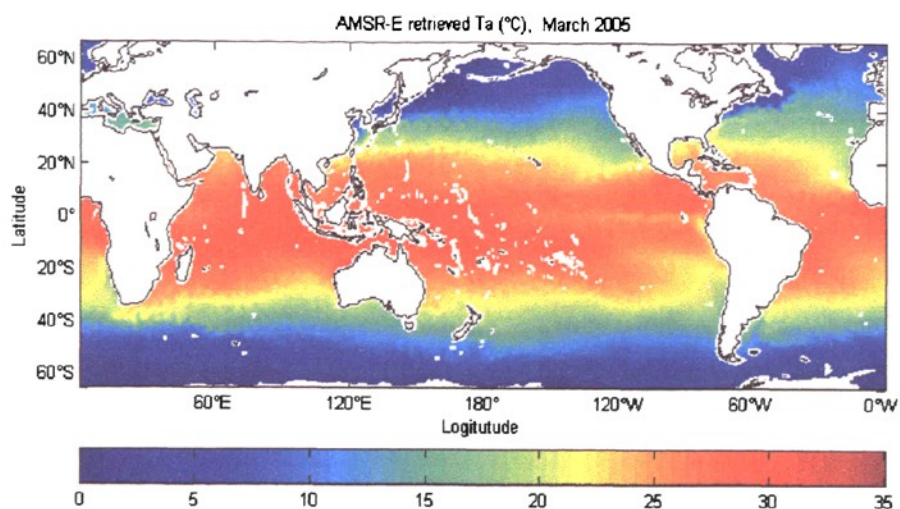
图 4-7 展示了广义可加模型方法反演的全球月平均海面气温分布。同海面比湿度一样，气温的分布随季节的变化也相当明显。高纬度地区的海面气温始终处于较低的状态，而低纬度地区海面气温一直维持较高的状态，一个海面气温高值的条带位于赤道辐聚带的位置。在 2 月，南半球的海面气温处于一年中的最高值。从 2 月开始，南半球副热带地区的海面气温高值带开始北移，北半球副热带地区海面气温高值带开始增强并北移，赤道海面气温高值也随赤道辐聚带的北移而北移。至 8 月份，北半球海面气温值达到一年中的最大值，从 9 月开始，北半球的高海面气温条带开始减弱并向南移动，而南半球海面气温高值条带向南移动并增强。



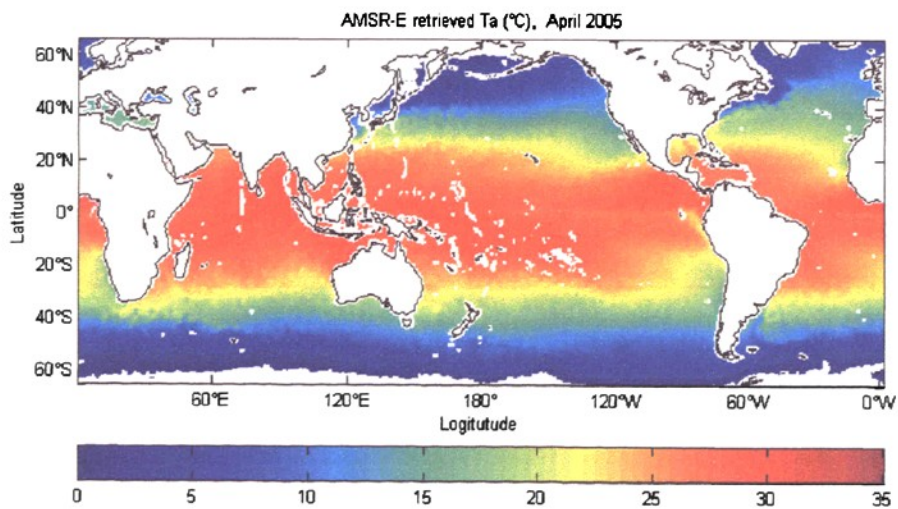
(a)



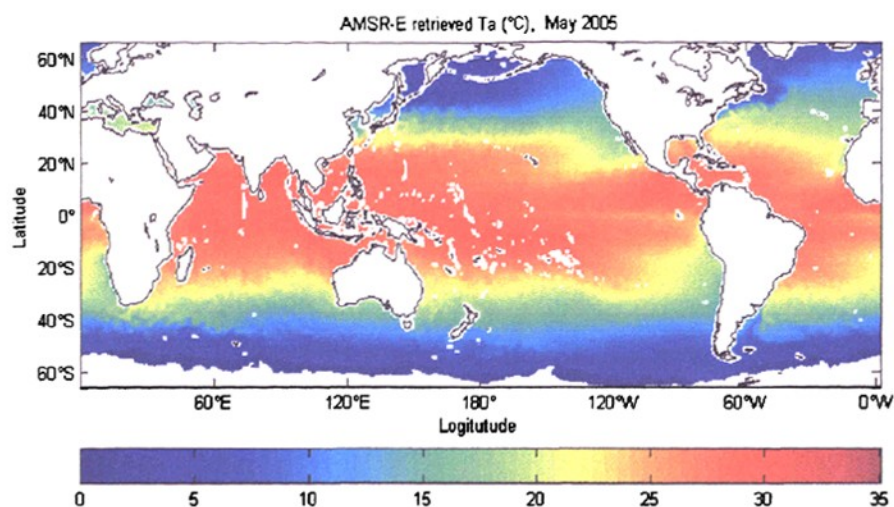
(b)



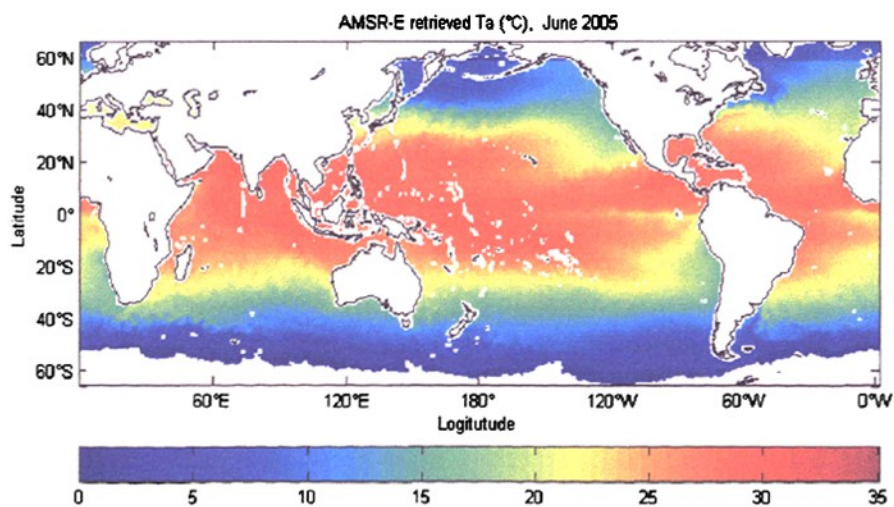
(c)



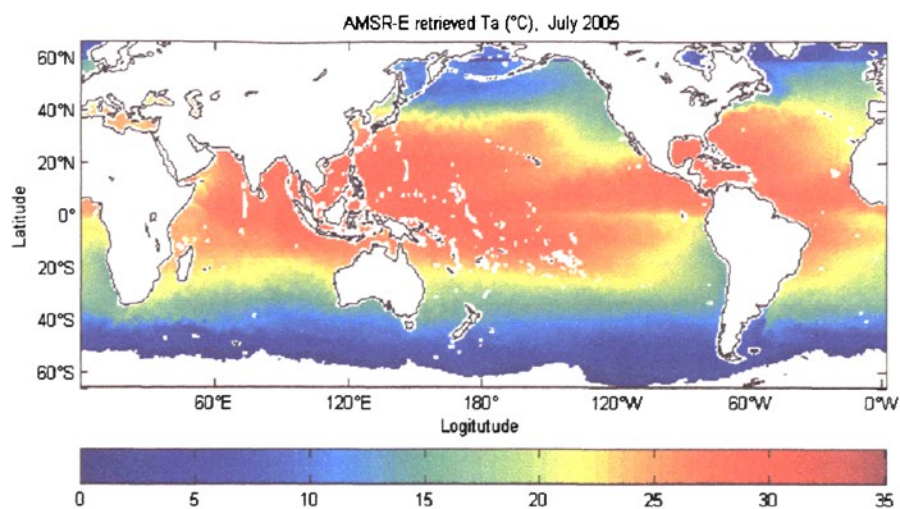
(d)



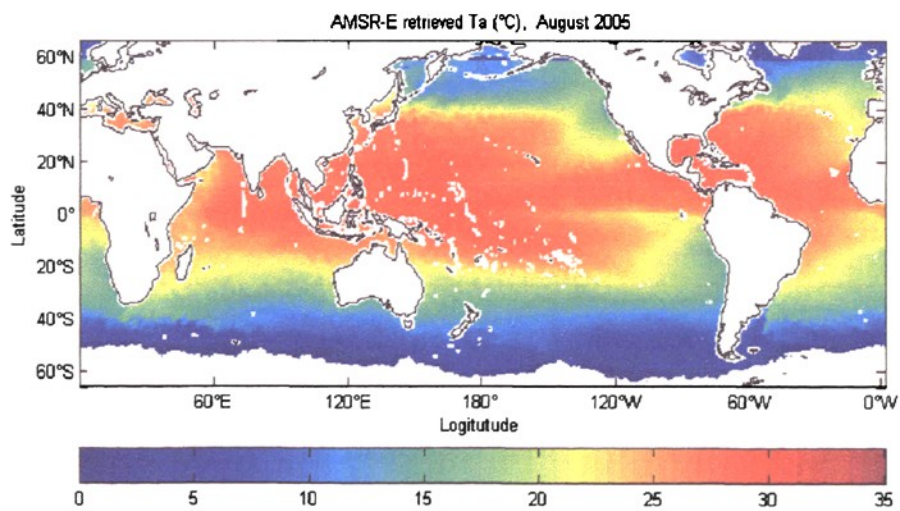
(e)



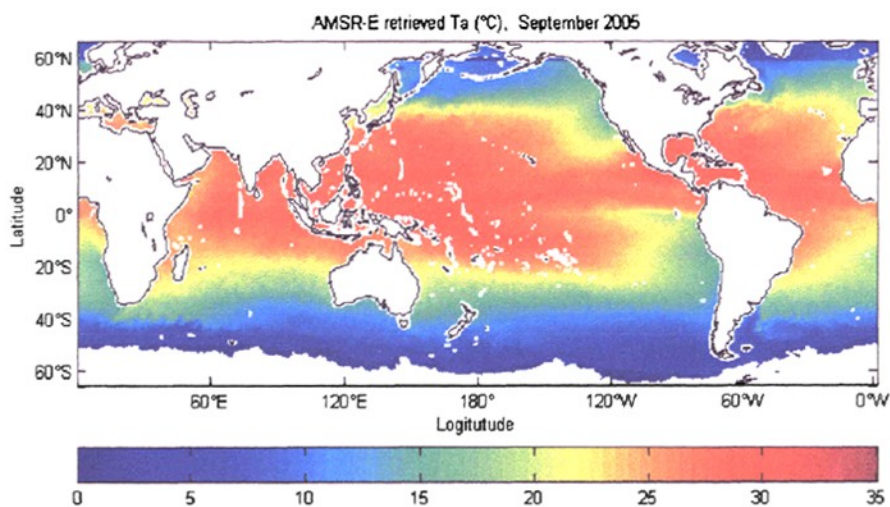
(f)



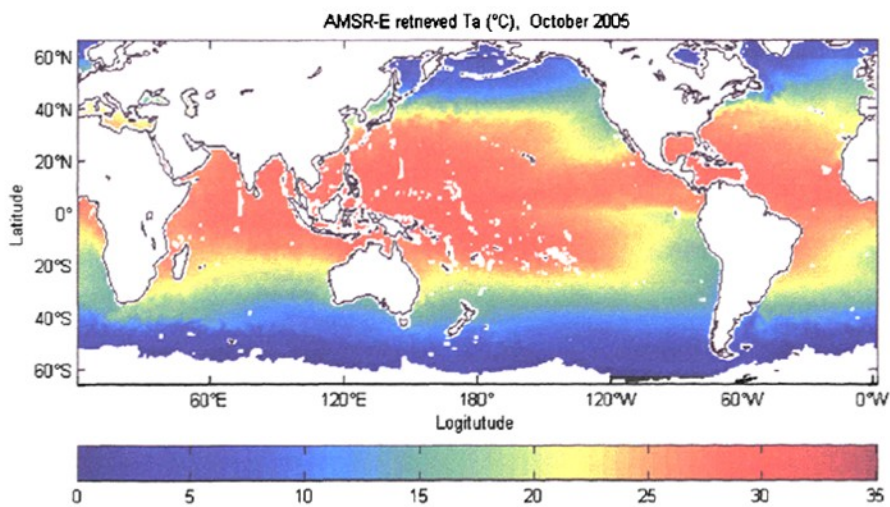
(g)



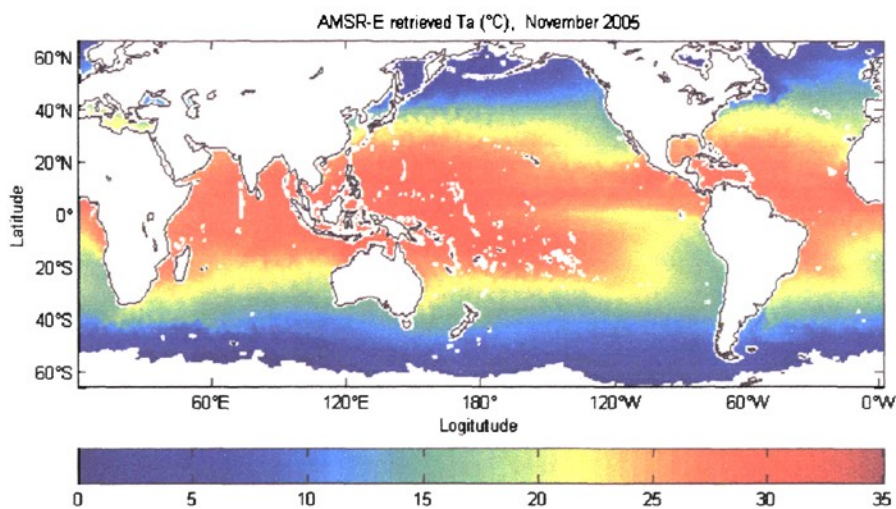
(h)



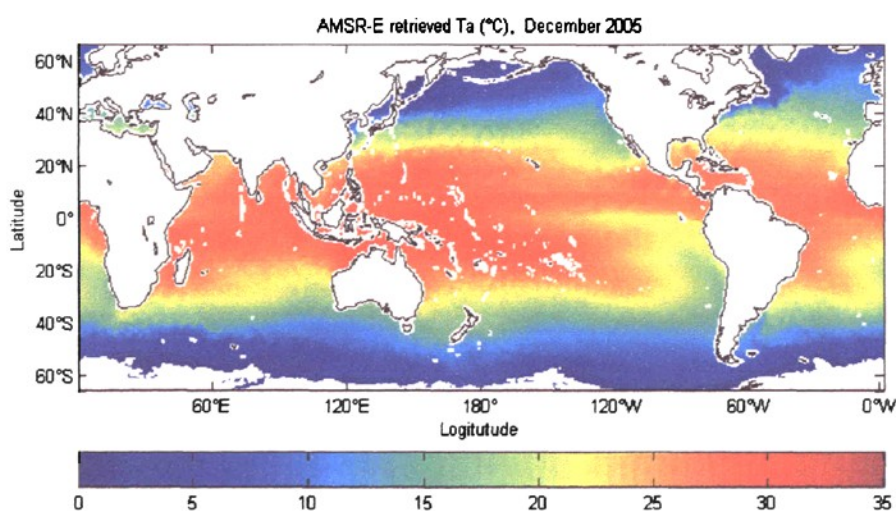
(i)



(j)



(k)



(l)

图4-7 广义可加模型方法反演的全球月平均海面气温 (a) 2005年1月 (b) 2005年2月 (c) 2005年3月 (d) 2005年4月 (e) 2005年5月 (f) 2005年6月 (g) 2005年7月 (h) 2005年8月 (i) 2005年9月 (j) 2005年10月 (k) 2005年11月 (l) 2005年12月

4.4 小结

本章分别利用广义可加模型方法与 AMSR-E 微波传感器的产品反演了瞬时和月平均海面气温。与 NCEP 再分析数据比较,反演的瞬时和月平均海面气温的均方根误差分别为 $1.20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.66\text{ }^{\circ}\text{C}$,相关系数分别为 0.98 和 0.99,反演的结果比较好。为了比较,我们用多参数回归方法和同样的数据反演了瞬时和月平均海面气温,均方根误差分别为 $1.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.71\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。与多参数回归方法相比较,广义可加模型方法反演的气温误差较小,而且改善了多参数回归方法中对小于 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的气温反演偏小及对大于 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的气温反演偏大的问题。

5 结语

5.1 主要研究工作和结论

本文的主要工作是利用 AMSR-E 微波辐射计的数据进行了海面比湿度及海面气温的反演,建立了反演瞬时和月平均海面比湿度及海面气温的广义可加模型。获得的主要结论是

1. 本文提出了由 AMSR-E 产品数据反演海面比湿度的新公式,使用该公式反演了全球日平均和月平均海面比湿度,与 NCEP 再分析数据相比,日平均和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.05 g kg^{-1} 和 0.61 g kg^{-1} ,相关系数分别为 0.97 和 0.99。使用 Monte Carlo 方法分析了反演所用的 AMSR-E 产品的误差对海表面比湿度反演的误差传递,发现海表面温度的误差对反演误差的贡献最大。
2. 本文在海面比湿度和海面气温的遥感反演中首次引入了广义可加模型方法。使用广义可加模型方法反演了瞬时和月平均海面比湿度。与 NCEP 再分析数据比较,反演的瞬时和月平均海面比湿度均方根误差分别为 1.41 g kg^{-1} 和 0.56 g kg^{-1} ,相关系数分别为 0.95 和 0.99,反演的结果较好。与多参数回归方法相比,广义可加模型方法反演的比湿度误差减小,改善了多参数回归方法中对低的海表面比湿度及高的海表面比湿度反演误差大的现象。
3. 本文使用广义可加模型方法与 AMSR-E 微波传感器的产品反演了瞬时和月平均海面气温。与 NCEP 再分析数据比较,反演的瞬时和月平均海面气温均方根误差分别为 $1.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.66 \text{ }^{\circ}\text{C}$,相关系数分别为 0.98 和 0.99。这说明反演的结果比较好。与多参数回归方法相比,广义可加模型方法反演的气温误差减小。

5.2 存在的问题和不足以及下一步工作展望

由于作者水平有限加上时间仓促,文中仍有不少工作需要改进和提高。

1. 搜集更多的台站和浮标数据用来训练和改进现有算法

2. 针对西边界流和上升流等区域反演结果偏差较大的问题，建立适合上述区域的区域反演模型。
3. 基于广义可加模型方法，建立从由 AMSR-E 的亮温数据直接反演海面比湿度和大气温度的反演模型。

参考文献

- [1] 褚健婷. 中国近海海气界面湍流热通量研究. 硕士学位论文, 2005, 中科院研究生院.
- [2] Liu, W.T., K.B. Katsaros and J. A. Businger. Bulk parameterization of air-sea exchange of heat and water vapor including molecular constraints at the interface. *Journal of Atmosphere Science*, 1979, 36: 1722-1735.
- [3] Bunker, A.F.. Computation of surface energy flux and annual air-sea interactions cycle of the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, 1976, 104:1122-1140
- [4] Simonot, J.Y. and Gautier, C.. Satellite estimations of surface evaporation in the Indian Ocean during the 1979 monsoon. *Ocean-Air Interaction*, 1989, 1:239-256
- [5] Liu, W.T., Niller, P.P.. Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over ocean from satellite data. *Journal of Physical Oceanography*, 1984, 14: 1451-1457.
- [6] Liu, W.T.. Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans. *Monthly Weather Review*, 1986, 14:1591-1602.
- [7] Miller, D.K and K.B. Katsaros. Satellite-derived surface latent heat fluxes in a rapidly intensifying marine cyclone. *Monthly Weather Review.*, 1992, 120: 1093-1107.
- [8] Schulz, J., Schlüssel, P., and Grassl, H.. Water vapor in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 1993, 14: 2773-2789.
- [9] Schlüssel, P., Schanz, L., and Englisch, G.. Retrieval of latent heat flux and longwave irradiance at the sea surface from SSM/I and AVHRR measurements. *Advances in Space Research*. 1995, 16: 107-116
- [10] Clayson, C.A. and J. A. Carry. Determination of surface turbulent fluxes for the tropical ocean - global atmosphere coupled ocean - atmosphere response experiment: comparison of satellite retrievals and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101:28515-29528
- [11] Chou, S., Atlas, R.M., Shie, C. and Ardizzone, J.. Estimate of surface humidity and latent heat fluxes over oceans from SSM/I data. *Monthly Weather Review*, 1995, 123: 2405-2425.
- [12] Chou, S., Shie, C., Atlas, R.M., and Ardizzone, J.. Air-sea fluxes retrieved from special sensor microwave imager data. *Journal of Geophysical Research*, 1997, C6:12705-12726.
- [13] Jones, C., Peterson, P., and Gautier, C., 1999. A new Method for deriving ocean surface specific humidity and air temperature: an artificial neural network approach. *Journal of Applied Meteorology*. 38, 1229-1245.
- [14] Stephen J. English. Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. *Journal of applied meteorology*, 1999,

- 38:1526-1541
- [15] Zong, H., Liu, Y., Rong Z. et al.. Retrieval of sea surface specific humidity based on AMSR-E satellite data, Deep-Sea Research I, 2007, doi:10.1016/j.dsr.2007.04.008
- [16] Esbensen, S.K., D.B. Chelton, D. Vickers et al.. An analysis of errors in Special Sensor Microwave Image Evaporation Estimate over the global oceans. Journal of Geophysical Research, 1993, C4, 7081-7101.
- [17] Miller, D.K.. Estimate of surface latent heat flux patterns in rapidly intensifying cyclone derived from the Specific Sensor Microwave/Imager. M.S. Thesis, 1990, Department of Atmosphere Sciences, University of Washington
- [18] 伍玉梅. 近海面气象参数的反演及应用研究. 博士学位论文, 2006, 中科院研究生院.
- [19] Singh, R., Simon, B., and Joshi, P. C.. A technique for direct retrieval of surface specific humidity over oceans from IRS/MSMR satellite data. Boundary-Layer Meteorology, 2003, 106:547-559.
- [20] Jourdan, D. and Gautier, C. Comparison between global latent heat fluxes computed from multisensor (SSM/I, AVHRR) and from in situ data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1995, 12:46-72
- [21] Kubota, M. and Shikauchi, A. Air temperature at ocean surface derived from surface level humidity. Journal of Oceanography, 1995, 51:619-634
- [22] Konda, M. and Imasato, N. A new method to determine near sea surface air temperature by using satellite data. Journal of Geophysical Research, 1996, 101:14349-14360
- [23] Gautier, C., P. Peterson and C. Jones. Ocean surface air temperature derived from multipledata sets and artificial neural networks. Geophysical Research Letter. 1998, 25(22):4217-4220.
- [24] 马立杰, 黄海军, 何宜军, 等. 利用人工神经网络方法获取海表面空气温度. 高技术通讯, 2006, 16(8):870-875
- [25] Singh R, P.C. Joshi, C.M. Kishitawal and P.K. Pal. A new method to estimation of near surface specific humidity over global oceans. Meteorol Atmos Phys., 2006, 94:1-10
- [26] Singh R, P.C. Joshi and C.M. Kishitawal. A new method to determine near surface airtemperature from satellite observations. International Journal of Remote Sensing, 2007, 27(14):2831-2846
- [27] 伍玉梅, 何宜军, 张彪. 利用 AMSR-E 资料反演瞬时海面气象参数的个例. 高技术通讯, 2007, 17 (6) :633-637
- [28] Japan Aerospace Exploration Agency, AMSR-E Data User Handbook. 2006.2-3

- [29] Peixoto, J.P. and Oort, A.H.. *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York, 1992, 520pp.
- [30] Wentz, F.J., Gentemann, C., and Ashcroft. P., 2003. On-orbit calibration of AMSR-E and the retrieval of ocean products. 83rd AMS Annual Meeting. American Meteorological Society, Long Beach, CA.
- [31] Wentz, F.J. and Meissner, T. AMSR Ocean Algorithm (ATBD), Version 2. RSS Tech. Report 121599A, 2002, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA.
- [32] Reynolds, R.W., and Smith, T. M.. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 1994, 7: 929–948.
- [33] Reynolds, R. W., N.A. Rayner, T. M. Smith et al.. 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 2002, 15: 1609-1625
- [34] Liu, Y.G. and Pierson, W.J.. Comparisons of scatterometer models for the AMI on ERS-1: the possibility of systematic azimuth angle biases of wind speed and direction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1994, 32:626-635
- [35] 冯国双, 陈景武. 广义可加模型及其 SAS 程序实现. *中国卫生统计*, 2006, 23(1): 72-74
- [36] Stone, C.J., Additive regression and other nonparametric models. *Annual Statistics*, 1985, 13: 689-705.
- [37] Hastie, T.J., R.J. Tibshirani. *Generalized Additive Models*, Chapman & Hall/CRC, 1990.

致 谢

首先, 向我的导师刘玉光教授致以深深的谢意。正是刘老师的悉心指导和不断鼓励, 才使得我能够克服困难不断的前进。他授我以“渔”, 培养了我独立科研的能力。刘老师知识渊博、治学严谨。我师从刘老师学习这几年, 耳濡目染, 受益匪浅。

感谢美国特拉华大学的 Research Assistant Professor 史峰岩博士, 他是我“联合培养博士生”期间的美方导师, 本文中的数值模拟部分主要是在史老师的指导下完成的。史老师精益求精的科学态度、严谨的治学精神深深地感染了我。

感谢中科院地理所资源与环境信息系统国家重点实验室的苏奋振副研究员, 我曾在他课题组学习半年, 他给了我很多有益的指导。

感谢华东师范大学河口和海岸国家重点实验室的丁平兴教授, 他不但给本文提出了有益的建议, 而且无私的为本文提供了部分数据。

感谢课题组和实验室一起学习的同学们, 感谢他们在我学习和研究中给予的无私的帮助, 他们的勤奋总是激励着我。感谢在中科院地理所学习期间课题组的各位同学, 他们的友爱总是感染着我。感谢在美国学习期间曾经给我很多帮助的朋友, 他们的热心总是感动着我。

最后, 要感谢我的家人。“谁言寸草心, 报得三春晖”。父母的爱永远是那么伟大、无私, 对于他们的感激之情无法用言语表达。感谢我的女朋友, 她总是默默的关心和支持我。感谢我的亲友, 谢谢他们一直以来对我的关心、爱护和支持。

个人简历

1982年7月出生江苏省如皋市。

2000年9月考入中国海洋大学（原青岛海洋大学）电子信息工程专业，后考入海洋学科强化班学习，2003年6月毕业并获理学学士学位。

2003年9月保送至中国海洋大学物理海洋学专业，硕博连读至今，其间2007年8月至2008年8月作为联合培养博士生在美国特拉华大学（University of Delaware）学习。

发表的学术论文

- [1] Zong, H., Liu, Y., Interannual Variability of the Latent and Sensible Heat Fluxes in the South China Sea , Chinese Journal of Oceanology and Limnology (In Press).
- [2] Zong, H., Liu, Y., Rong Z. and Cheng, Y. Retrieval of sea surface specific humidity based on AMSR-E satellite data, *Deep-Sea Research I* (2007), doi:10.1016/j.dsr.2007.04.008
- [3] Zong, H., Liu, Y., Shi, F.(2008), Modeling sediment deposition in the Yellow River mouth, Ocean Sciences Meeting, 3-8 March 2008, Orlando, FL, USA.
- [4] Zong, H., Y. Liu, and Y. Chen, (2006), A Method for Deriving Sea Surface Specific Humidity from Remotely Sensed Data of AMSR-E, *Eos Trans. AGU*, 87(36), West. Pac. Geophys. Meet. Suppl., Abstract OS22A-07.
- [5] 宗海波, 刘玉光, 荣增瑞, 程永存. 海洋遥感彩色图像中的海洋数据读取技术. 高技术通讯, 2007, Vol. 17(6), 638-642
- [6] Rong, Z., Y. Liu, H. Zong, Y. Cheng, 2007. Interannual sea level variability in the South China Sea and its response to ENSO. *Global and Planetary Change*. 55, 257-272
- [7] Cheng Yongcun, Xu Qing, Liu Yuguang, LiChongyin, Rong Zengzui, Zong Haibo, Xiu Peng, and Yin Xiaobin, 2008: Interannual Variability of SST, SLA and Wind Waves in the Hawaii Area and Their Responses to ENSO. *J. Ocean Univ. Chin. (Oceanic and Coastal Sea Research)*, Vol.7, No.4, pp.379-384.
- [8] Xiu Peng, Yuguang Liu, Zengrui Rong, Haibo Zong, Gang Li, Xiaogang Xing, Yongcun Cheng, 2007: Comparison of chlorophyll algorithms in the Bohai Sea of China. *Ocean Science Journal, Korean Society of Oceanography*, 42(4), p199-209.
- [9] Cheng, Y. C., Xu, Q., Liu, Y. G., Hui Lin, Peng Xiu, Yin, X. B., Zong, H. B., and Rong, Z. R., 2008. An analytical algorithm with a wave age factor for

altimeter wind speed retrieval. International Journal of Remote Sensing, Volume 29, Issue 19 October 2008 , pages 5699 - 5716.

- [10] 荣增瑞、刘玉光、陈满春、宗海波、修鹏、文凡, 2008: 全球和南海海平面变化及其与厄尔尼诺的关系, 海洋通报, 27 (1), p1-8
- [11] 程永存、刘玉光、徐青、宗海波、文凡。海浪成长状态对 TOPEX/Poseidon 高度计风速反演的影响。海洋通报, 2007, 5
- [12] 程永存、刘玉光、徐青、荣增瑞、殷晓斌、宗海波、修鹏。风浪谱模型在高度计风速反演中的应用。高技术通讯, 2007, Vol. 17 (8)
- [13] 修鹏、刘玉光、程永存、殷晓斌、邢小罡、宗海波、文凡, 2006. 水下高光谱辐照度和辐亮度剖面测量仪。气象水文海洋仪器(第 78 卷, 第 2 期), p7-14