

渤海近岸水体漫衰减系数 $K_d(490)$ 遥感反演模型

崔廷伟¹, 张 杰^{1,2}, 马 毅^{1,2}, 孙 凌^{3,4}, 赵文静¹

1. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

2. 海洋环境和数值模拟国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061;

3. 中国气象局 中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室, 北京 100081;

4. 中国气象局 国家卫星气象中心, 北京 100081

摘 要: 利用 2005 年渤海近岸水体生物光学数据集, 建立了基于水体遥感反射率光谱 $R_{rs}(\lambda)$ 数据的 490nm 波段水体漫衰减系数 $K_d(490)$ 经验反演模型, 经实测数据检验, 模型反演结果的平均相对误差为 18.4%, 均方根误差(对数坐标下)为 0.094m^{-1} , 相关系数 R^2 (对数坐标下)为 0.902。分析了模型的噪声敏感性, 在输入端引入 $\pm 5\%$ 误差的情况下, 模型反演结果的平均相对误差波动在 9% 以内, 均方根误差的变化在 0.035m^{-1} 以内, 模型是稳定可靠的。以 ENVISAT MERIS 数据为例, 进行了模型的示范应用, 给出了渤海 $K_d(490)$ 的空间分布。

关键词: 渤海, 漫衰减系数 $K_d(490)$, 遥感反射率, 反演模型

中图分类号: TP79; P733.3

文献标识码: A

1 引言

水体向下辐照度漫衰减系数 $K_d(\lambda, z)$ 是一种重要的海洋光学参量, 其定义式如下(Mobley, 1994):

$$K_d(\lambda, z) = \frac{d(\ln E_d(\lambda, z))}{dz} = -\frac{1}{E_d(\lambda, z)} \frac{dE_d(\lambda, z)}{dz} \quad (1)$$

式中, $E_d(\lambda, z)$ 为水面下 z 深度处向下辐照度。 $K_d(\lambda, z)$ 为表观光学量, 除由水体吸收、后向散射等水体固有光学参数(IOPs)决定外(Gordon等, 1975), 还随着入射光场条件(如太阳天顶角等)和水深 z 等的变化而变化(Gordon, 1989)。实际上, 决定 z 深度处水体光场性质的是海表面至 z 深度之间这一水层对于光辐射传输影响的综合效应, 并非仅仅是 z 深度处光衰减系数的强弱; 因此, 水色遥感中, 通常使用的漫衰减系数是一定水层内的垂直平均值(Lee等, 2005a)。

鉴于该参量的重要性, 卫星水色遥感一般均提供 490nm 波段漫衰减系数 $K_d(490)$ 这一数据产品; 有关其反演模型算法的研究也受到了广泛的关注。大

体上, 反演算法可以分为半分析算法和经验算法两大类, 两类算法各有利弊。

半分析算法以辐射传输理论为基础, 通过求解吸收系数 a 和后向散射系数 b_b 等 IOPs, 建立其与 $K_d(490)$ 的定量关系来实现反演; 在此过程中仅对少数难以准确刻画参数予以经验确定。此类算法物理概念明确, 其反演精度在很大程度上决定于 IOPs 的反演准确性, 操作过程略显繁琐。在半分析算法研究方面, Lee等(2005a, b)的研究结果最具代表性。此外, Doran等(2007)尝试进行半分析算法的简化, 其假定颗粒后向散射仅存在弱的光谱依赖性, 利用 490nm 和 709nm 的辐照度反射率反演 $a(490)$ 和 $b_b(490)$, 并借助 Lee等建立的 $K_d(490)$ 与 $a(490)$ 和 $b_b(490)$ 的半分析关系(Lee等, 2005a)来实现反演。

经验算法直接利用不同水色波段离水辐亮度或遥感反射率的比值来计算 $K_d(490)$, 模型简单, 简便易行, 但缺乏清晰的理论基础。在此方面的开创性工作 Austin等(1981)以及 Mueller等(1997), 针对大洋一类水体分别建立了如下的反演模型:

$$K_d(490) = K_w(490) + A(L_w(443)/L_w(550))^B \quad (2)$$

$$K_d(490) = K_w(490) + A(L_w(490)/L_w(550))^B \quad (3)$$

收稿日期: 2008-04-22; 修订日期: 2008-07-23

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 40706060, 40606043), 国家高技术研究发展计划项目(编号: 2006AA09A310), Dragon Project (编号: ID 5292), 海洋公益性行业科研专项经费项目(编号: 200705027), 我国近海海洋综合调查与评价专项(编号: 908-01-ST11), 国家海洋局青年科学基金(编号: 2008401)和国家海洋局第一海洋研究所基本科研业务费专项资金项目(编号: 2007B05)。

第一作者简介: 崔廷伟(1979—), 男, 助理研究员, 2006年毕业于中国海洋大学, 获物理海洋学博士学位。主要从事海洋光学与水色遥感研究。

E-mail: cuitingwei@fio.org.cn

针对中国黄海、东海的二类水体, 王晓梅等(2005)建立了相应的反演模型:

$$\lg[K_d(490)] = S_0 + S_1 [R_{rs}(555) + R_{rs}(670)] + S_2 [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] \quad (4)$$

式(2)—式(4)中, A, B, S_0, S_1, S_2 均为经验常数。由于二类水体的显著区域性特征, 经验算法往往存在区域性差异(Darecki & Stramski, 2004; Volpe *et al.*, 2007)。

渤海是中国内海, 黄河、海河等大型河流经此入海, 陆源影响显著, 属光学性质复杂的二类水体。本文利用 2005 年渤海生物光学数据集, 进行了漫衰减系数 $K_d(490)$ 经验反演模型研究, 利用实测数据进行了模型的精度检验, 开展了模型的噪声敏感性分析, 以 ENVISAT MERIS 数据为例, 进行了模型的示范应用。

2 数据

数据取自 2005 年 6 月、8 月和 9 月的渤海生物光学实验, 该实验共获得了 13 条断面、144 个站位的观测数据集, 站位分布见图 1。实验站位水深范围是 4—28m, 悬浮物浓度范围是 0.96—106.40g/m³; 叶绿素 *a* 浓度范围是 0.68—9.83mg/m³。

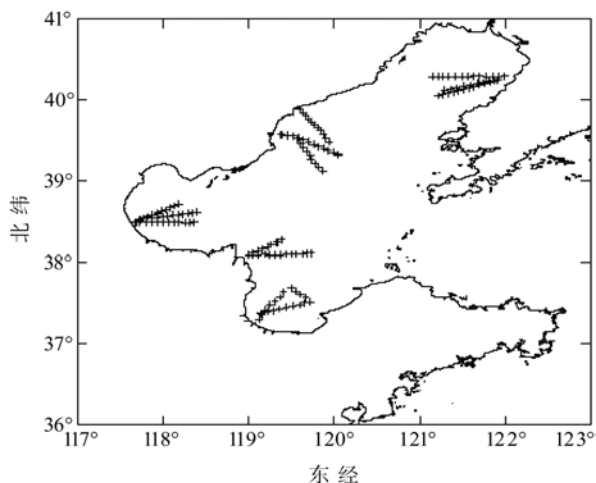


图 1 实验站位分布图

2.1 漫衰减系数 $K_d(\lambda)$

漫衰减系数光谱 $K_d(\lambda)$ 是由向下辐照度光谱的剖面测量结果计算得到的。向下辐照度光谱的测量采用加拿大 Satlantic 公司生产的 Profiler 剖面光谱仪, 光谱测量范围是 350—800nm, 光谱分辨率为 10nm。数据测量和处理方法参照 NASA《海洋光学规范》(Mueller & Fargion, 2002)。

绝大部分站位进行了 2—3 次独立的剖面观

测; 对于每次测量, 取表层至最大测量深度之间全部测量数据的平均值作为该次测量的结果(最大测量深度由每个站位的水深数据决定, 在 2.4—22.8m 之间); 取多次独立测量的平均值作为该站位的测量值。

研究区全部 135 个站位的漫衰减系数光谱 $K_d(\lambda)$ 如图 2(a)(注: 在总计 144 个实验站位中有 9 个站位由于水深限制未能进行 $K_d(\lambda)$ 光谱观测)。由图 2(a)可见, 在蓝绿波段, 随着波长的增加, 漫衰减系数逐渐减小, 在 550—580nm 取得最小值; 在 570—700nm, 漫衰减系数随波长的增加逐渐上升。研究区 $K_d(490)$ 的分布范围为 0.24—4.02m⁻¹, 均值为 0.94m⁻¹, 中值为 0.64m⁻¹, 标准差为 0.73m⁻¹。

2.2 遥感反射率 $R_{rs}(\lambda)$

采用海面之上法, 利用美国 ASD 便携式双通道可见光—近红外光谱辐射计进行遥感反射率光谱数据获取, 测量与数据处理方法见唐军武等(2004)。研究区全部 144 个站位的遥感反射率光谱数据如图 2(b)。

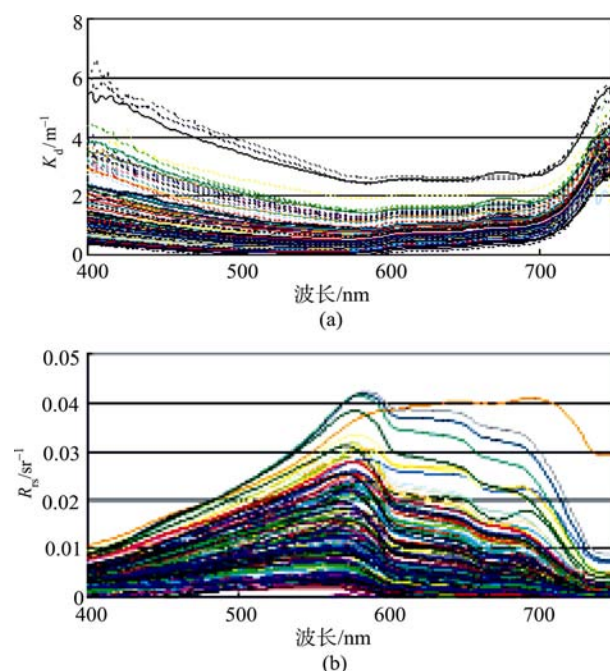


图 2 实验数据

(a)漫衰减系数光谱 $K_d(\lambda)$; (b)遥感反射率光谱 $R_{rs}(\lambda)$

3 模型建立、检验与误差敏感性分析

将经质量控制的 135 组数据按照 $K_d(490)$ 的大小排序, 近似按照等 $K_d(490)$ 间隔的原则, 从中选取 70% 的数据(94 组)用于反演模型的建立, 剩余 30%(41 组)的数据用于模型的精度检验。

3.1 模型建立

利用主流的水色卫星波段, 借鉴已有的算法研究成果, 选择常用的波段组合方式构造不同的反演算法, 计算反演值与实测值的均方根误差 (root mean square error, RMS)、平均相对误差 (absolute percentage difference, APD) 和相关系数 (correlation coefficient, R^2), 结果见表 1。

表 1 列出了所尝试的主要算法形式及其相应反演结果的精度评估。首先, 以 Austin 和 Petzold (1981) 以及 Mueller 和 Trees (1997) 的大洋一类水体算法 (443&550nm, 490&550 nm 波段比值) 为基础进行尝试, 并拓展至 510&555nm, 即表 1 中算法 1—3, 通过对比 RMS, APD 和 R^2 可以发现, 与 443&550nm 波段组合方式相比, 490&550 nm 以及 510&555nm 相对更优。在算法 2 和算法 3 的基础上, 进一步引入 670&550 nm 的波段比值得到的算法 4 和算法 5, 与算法 2 和算法 3 相比, RMS 和 APD 显著下降, RMS 由约 0.23 m^{-1} 降至约 0.14 m^{-1} , 同时 R^2 大幅上升, 由约 0.38 提高至约 0.76, 说明对于研究区 $K_d(490)$ 的反演, 670nm 波段是不可或缺的。将算法 4 和算法 5 中 670&550 nm 的波段比值更换为波段和得到算法 6 和算法 7, 反演精度有小幅提高, RMS 和 APD 分别降至约 0.13 m^{-1} 和约 0.23, R^2 提高至 0.79。若在算法 2 和算法 3 基础上同时引入 670&550nm 波段比值和波段和, 得到算法 8 和算法 9, 反演精度进一步提高。将算法 8 中的 670&550nm 波段和改为波段差得到的算法 10, 其反演结果是所尝试的算法中最佳的。最后, 算法 12 和算法 13 的尝试说

明, 缺少 490nm 或 510nm 时, 算法精度将受到影响。

通过以上尝试得到的 $K_d(490)$ 反演模型如下:

$$\lg [K_d(490)] = a[R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(555) - R_{rs}(670)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d \quad (5)$$

式中, $a = -0.836$; $b = 24.353$; $c = 1.139$; $d = -0.124$ 。 $R^2 = 0.845$, APD = 21.5%, RMS = 0.113 m^{-1} , $N=94$ 。模型结果见图 3(a)。

以上所建立的渤海 $K_d(490)$ 反演模型, 与黄海、东海的反演模型具有相似的形式, 我们可以将这类模型分为两部分加以理解, 第 1 部分 $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$, 沿用了大洋一类水体 $K_d(490)$ 反演所使用的经典蓝绿波段比值形式; 第 2 部分, $R_{rs}(555) - R_{rs}(670)$ 和 $R_{rs}(670)/R_{rs}(555)$, 是反演模型对于近岸二类水体的合理修正, 这是因为近岸水体以浑浊、悬浮物浓度高为主要特征, 悬浮物是衰减系数等水体光学性质的主要决定因素之一, 而 555nm 和 670nm 能充分描述近岸水体悬浮物浓度信息 (唐军武等, 2005), 并间接地刻画了水体的光衰减性质。

3.2 模型精度检验

利用预留的 41 组数据进行模型的精度检验, 结果如下: APD = 18.4%, RMS = 0.094 m^{-1} , $R^2 = 0.902$ 。实测值与模型反演值的散点图如图 3(b)。

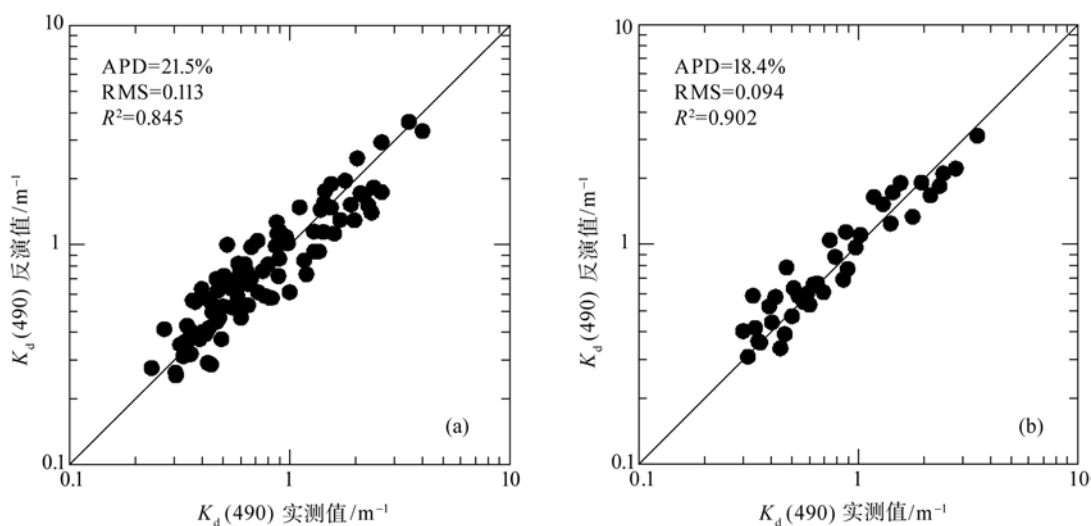
3.3 模型误差分析

将模型应用于全部实测数据 ($N=135$), 反演平均相对误差的直方图如图 4(a), 由图 4(a) 可见, 反演

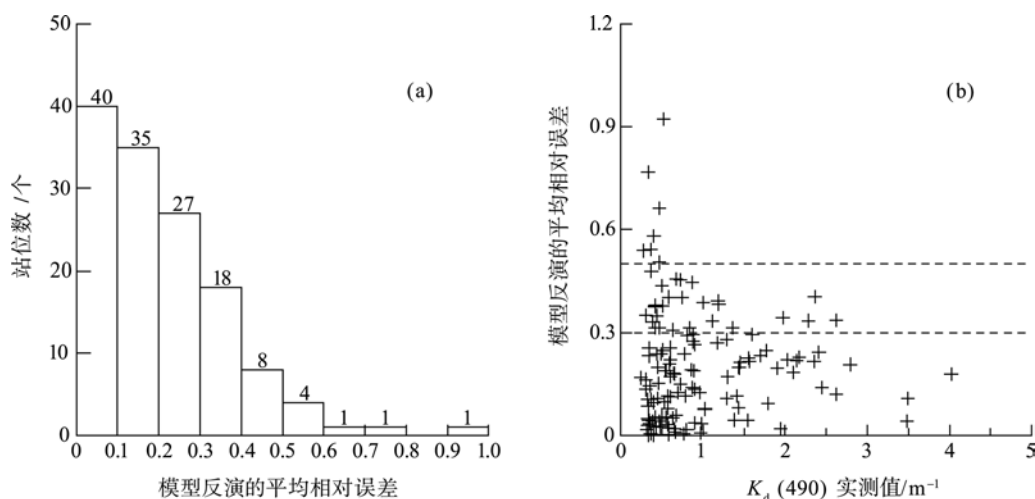
表 1 不同算法形式的反演结果比较

ID	算法形式	RMS	APD [*]	R^2
1	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(443)/R_{rs}(555)] + b$	0.2674	0.5384	0.1290
2	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b$	0.2379	0.4718	0.3111
3	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(510)/R_{rs}(555)] + b$	0.2251	0.4481	0.3833
4	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + c$	0.1396	0.2820	0.7627
5	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(510)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + c$	0.1399	0.2782	0.7616
6	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670) + R_{rs}(555)] + c$	0.1302	0.2344	0.7938
7	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(510)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670) + R_{rs}(555)] + c$	0.1312	0.2309	0.7904
8	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670) + R_{rs}(555)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d$	0.1206	0.2244	0.8231
9	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(510)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670) + R_{rs}(555)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d$	0.1227	0.2244	0.8167
10	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(555) - R_{rs}(670)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d$	0.1127	0.2154	0.8450
11	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(510)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(555) - R_{rs}(670)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d$	0.1163	0.2184	0.8354
12	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(555) - R_{rs}(670)] + b[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + c$	0.1450	0.2742	0.7443
13	$\lg[K_d(490)] = a [R_{rs}(670) + R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + c$	0.1501	0.2791	0.7257

*为 APD 在线性坐标下计算得到, R^2 和 RMS 在对数坐标下计算得到, RMS 单位是 m^{-1} , 下同。

图3 $K_d(490)$ 实测值与反演值的散点图(图中实线为 1:1)

(a) 模型发展数据集; (b) 模型检验数据集

图4 模型反演平均相对误差的直方图(a)和平均相对误差随实测 $K_d(490)$ 值的变化(b)

误差小于20%的站位数为75个, 占总站位数的56%; 误差小于30%的站位总数为102个, 占总站位数的76%, 即对于大部分的实测数据, 模型能够得到令人满意的反演结果。但同时需要指出的是, 有7个站位的反演误差大于50%, 占总站位数的5%。图4(b)给出了平均相对误差随实测 $K_d(490)$ 值的变化情况, 从中可以看出误差大于50%的站位其 $K_d(490)$ 的实测值均较小(约小于 0.5m^{-1})。

3.4 模型对于输入端误差的敏感性分析

通过将检验数据集41组数据中引入 $\pm 5\%$ 的误差, 检查算法反演结果的误差波动情况, 以分析模型的误差敏感性(王晓梅等, 2005; Tang等, 2004b)。对比以下几种情形:

- 情形1: $R_{rs}(490) + 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) + 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) + 5\% R_{rs}(670)$
 情形2: $R_{rs}(490) + 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) + 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) - 5\% R_{rs}(670)$
 情形3: $R_{rs}(490) + 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) - 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) + 5\% R_{rs}(670)$
 情形4: $R_{rs}(490) + 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) - 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) - 5\% R_{rs}(670)$
 情形5: $R_{rs}(490) - 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) + 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) + 5\% R_{rs}(670)$
 情形6: $R_{rs}(490) - 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) + 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) - 5\% R_{rs}(670)$
 情形7: $R_{rs}(490) - 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) - 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) + 5\% R_{rs}(670)$
 情形8: $R_{rs}(490) - 5\% R_{rs}(490), R_{rs}(555) - 5\% R_{rs}(555), R_{rs}(670) - 5\% R_{rs}(670)$

误差敏感性测试结果见表 2。

表 2 模型误差敏感性测试结果

	$K_d(490)$		
	APD/%	RMS / m^{-1}	R^2
未引入误差时	18.4	0.094	0.902
情形 1	19.2	0.097	0.901
情形 2	17.9	0.093	0.901
情形 3	18.0	0.096	0.901
情形 4	19.1	0.107	0.902
情形 5	27.1	0.126	0.902
情形 6	23.3	0.111	0.902
情形 7	20.0	0.100	0.903
情形 8	17.9	0.093	0.903

由表 2 可见, 在人为将模型输入端引入 $\pm 5\%$ 的误差的情况下, 模型反演结果平均相对误差的波动在 9% 以内, 均方根误差的波动在 $0.035m^{-1}$ 以内, 模型对输入端的误差不敏感, 是稳定可靠的。

4 模型应用

以渤海 2005-09-22 的 ENVISAT MERIS(medium resolution imaging spectrometer)遥感影像为例, 进行模型的示范应用。MERIS 搭载于 ENVISAT 卫星之上, 400—900nm 波段区间设置了 15 个波段, 典型的波段宽度约为 10nm; 数据产品的空间分辨率有 300m 和 1200m 两种。本文所使用的 MERIS L1B 数据是在中欧合作“龙计划”框架下由 ESA(欧洲)空间局免费提供的, 空间分辨率为 1200m。

2005-09-22 渤海 MERIS L1B 数据假彩色合成影像如图 5。采用 Schroeder 等发展的针对 MERIS 的二类水体大气校正算法(Schroeder *et al.*, 2007)进行 L1B 数据的大气校正处理, 得到各水色波段的遥感反射率。在此基础上, 利用本文所发展的模型进行渤海 $K_d(490)$ 的遥感反演, 结果如图 6, 其中灰色区域为被掩模的陆地部分; 白色区域为大气校正算法失效的海域, 其主要分布在黄河口以及渤海湾和辽东湾的沿岸部分, 该区域的悬浮物含量很高是大气校正算法失效的主要原因。

图 6 给出了渤海 $K_d(490)$ 的空间分布格局: (1) $K_d(490)$ 的高值区(约为 $3-4m^{-1}$)主要分布在莱州湾, 在渤海湾和辽东湾的沿岸部分也有少量分布; 悬浮物含量高所导致的水体浑浊是上述区域漫衰减系数较大的主要原因, 其中黄河入海泥沙的影响是莱州湾大部水体 $K_d(490)$ 高的直接原因。(2) 3 个海湾中除上述区域之外的其余大部分海域 $K_d(490)$ 约为 $2m^{-1}$; 从分布面积上看, 这类水体在渤海占优。

(3) 渤海海峡及其向西延伸的渤海中部海域、向西北延伸的辽东湾中部海域, 以及秦皇岛近海是 $K_d(490)$ 的低值区, 上述区域水体相对清洁, $K_d(490)$ 的最大值约为 $1m^{-1}$; 需要提及的是, 秦皇岛(北戴河)近海是渤海沿岸海域中唯一的 $K_d(490)$ 低值区。

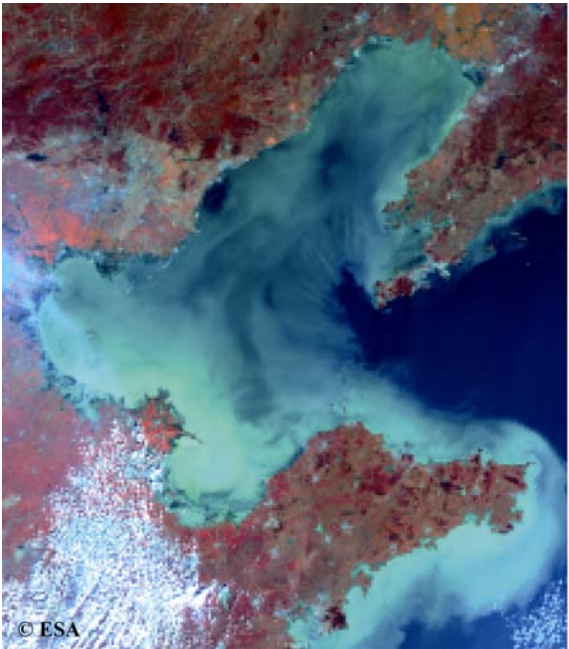


图 5 渤海 MERIS 数据假彩色合成图(2005-09-22)

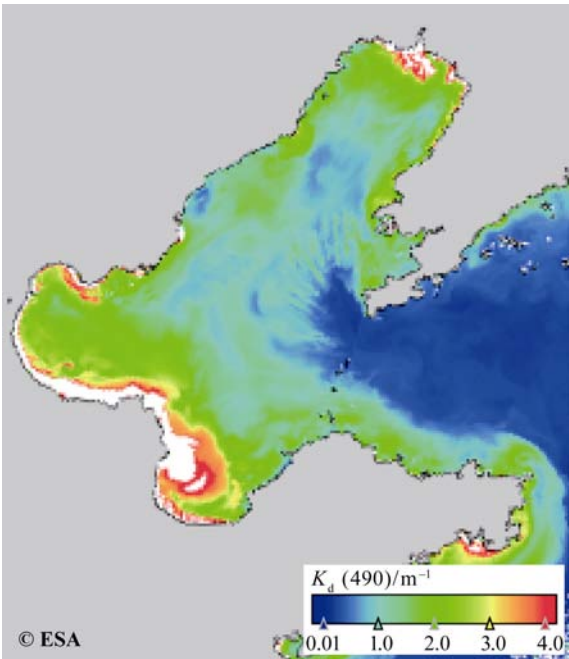


图 6 渤海 $K_d(490)$ 空间分布(2005-09-22)

5 结 论

利用 2005 年渤海生物光学数据集, 建立了基于水体遥感反射率光谱 $R_{rs}(\lambda)$ 数据的水体漫衰减系

数 $K_d(490)$ 反演模型: $\lg[K_d(490)] = a[R_{rs}(490)/R_{rs}(555)] + b[R_{rs}(555) - R_{rs}(670)] + c[R_{rs}(670)/R_{rs}(555)] + d$, 其中, $a = -0.836$; $b = 24.353$; $c = 1.139$; $d = -0.124$ 。平均相对误差 APD = 21.5%, 均方根误差 RMS = 0.113 m^{-1} (对数坐标下), 相关系数 $R^2 = 0.845$ (对数坐标下), $N = 94$ 。经 41 组实测数据检验, 模型反演精度较好, APD 为 18.4%, RMS 为 0.094 m^{-1} , R^2 为 0.902。分析了模型的噪声敏感性, 在输入端引入 $\pm 5\%$ 误差的情况下, 模型反演结果的平均相对误差波动在 9% 以内, 均方根误差波动幅度在 0.035 m^{-1} 以内, 模型是稳定可靠的。以 ENVISAT MERIS 数据为例, 进行了模型的示范应用, 给出了渤海 $K_d(490)$ 的空间分布。

水体光衰减系数 K_d 本质上是表观光学量, 受到观测几何的影响, 本文所发展的经验反演模型尚未考虑这一因素, 进一步的工作是采用辐射传输模拟的方法定量研究其影响并在反演模型中予以剔除。此外, 针对渤海近岸浑浊水体, 在利用半分析方法实现 a 和 b_b 准确反演的前提下, 尝试建立 K_d 反演的半分析模型是下一步的研究重点。

致谢 赵冬至研究员组织实施了 2005 年渤海生物光学实验, 为本文工作提供了良好的数据平台, 在该平台下, 刘玉光教授及其研究小组提供了表观光谱数据及相应的数据说明文档。对于参加现场实验以及为本文研究工作提供数据支持的研究机构和同仁表示感谢!

REFERENCES

- Austin R W and Petzold T J. 1981. The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the coastal zone color scanner. *Oceanography from Space*. New York: Springer
- Darecki M and Stramski D. 2004. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 326—350
- Doron M, Babin M, Mangin A and Hembise O. 2007. Estimation of light penetration, and horizontal and vertical visibility in oceanic and coastal waters from surface reflectance. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C06003, doi: 10.1029/2006JC004007
- Gordon H R, Brown O B and Jacobs M M. 1975. Computed relationship between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics*, **14** (2), 417—427
- Gordon H R. 1989. Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? *Limnology and Oceanography*, **34** (8), 1389—1409
- Lee Z P, Du K P and Arnone R. 2005a. A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C02016, doi: 10.1029/2004JC002275
- Lee Z P, Darecki M, Carder K L, Davis C O, Stramski D and Rhea W J. 2005b. Diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance: an evaluation of remote sensing methods. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C02017, doi: 10.1029/2004JC002573
- Mobley C D. 1994. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego: Academic Press Inc
- Mueller J L and Trees C C. 1997. Revised SeaWiFS Prelaunch Algorithm for Diffuse Attenuation Coefficient $K(490)$, NASA Tech. Memo. Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Space Center
- Mueller J L and Fargion G S. 2002. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 3, NASA Tech. Memo. Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Space Center
- Schroeder T, Behnert I, Schaale M, Fischer J and Doerffer R. 2007. Atmospheric correction algorithm for MERIS above case-2 waters. *International Journal of Remote Sensing*, **28**(7): 1469—1486
- Tang J W, Ding J, Tian J W, Song Q J, Wang X M and Wu K Q. 2005. Neural network models for the retrieval of chlorophyll, total suspended matter, and gelbstoff concentrations of case-II waters in Yellow Sea and East China Sea. *Chinese High Technology Letters*, **15** (3): 83—88
- Tang J W, Tian G L, Wang X Y, Wang X M and Song Q J. 2004a. The methods of water spectra measurement and analysis I: above water method. *Journal of Remote Sensing*, **8**(1): 37—44
- Tang J W, Wang X. M, Song Q. J, Li T J, Chen J Z, Huang H J and Ren J P. 2004b. The statistic inversion algorithms of water constituents for the Huanghai Sea and the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **23** (4): 617—626
- Volpe G, Santoleri R, Vellucci V, d'Alcalà R M, Marullo S and D'Ortenzio F. 2007. The colour of the Mediterranean Sea: global versus regional bio-optical algorithms evaluation and implication for satellite chlorophyll estimates. *Remote Sensing of Environment*, **107**, 625—638
- Wang X M, Tang J W, Ding J, Ma C F, Li T J, Wang X Y and Bi D Y. 2005. The retrieval algorithms of diffuse attenuation and transparency for the case-II waters of the Huanghai Sea and the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **27**(5): 38—45

附中文参考文献

- 唐军武, 丁静, 田纪伟, 宋庆君, 王晓梅, 吴奎桥. 2005. 黄东海二类水体三要素浓度反演的神经网络模型. *高技术通讯*, **15**(3): 83—88
- 唐军武, 田国良, 汪小勇, 王晓梅, 宋庆君. 2004a. 水体光谱测量与分析 I: 水面以上测量法. *遥感学报*, **8**(1): 37—44
- 王晓梅, 唐军武, 丁静, 马超飞, 李铜基, 汪小勇, 毕大勇. 2005. 黄海、东海二类水体漫衰减系数与透明度反演模式研究. *海洋学报*, **27**(5): 38—45