

基于分析模型的太湖悬浮物浓度遥感监测^{*}

李云梅 黄家柱 陆皖宁 石浚哲[†]

(南京师范大学江苏省地理信息科学重点实验室 南京 210097)

[†](无锡市环境监测中心站 无锡 214023)

提要 悬浮物浓度是水质评价的一项重要指标,利用遥感技术准确获取区域面状水域悬浮物浓度信息,是遥感监测水质参数的一项重要任务。利用地面实测的 14 个样点的光谱数据,将 2004 年 7 月 26 日太湖 TM 数据的 DN 值,校正为遥感反射率,并利用 Gordon 模型和太湖水体固有光学特性,建立水体反射率模拟的分析模型,模拟水体 $R(0^-)$,进而利用 TM 数据反演水体悬浮物浓度,并绘制太湖悬浮物浓度分布图。将悬浮物浓度反演的结果与 14 个样点的实测结果相比较,其中,有 79% 的样点的估计精度高于 70%,有 64% 的样点的估计精度高于 80%。

关键词 太湖,悬浮物浓度,分析模型,遥感监测
中图分类号 P737.12.1

常规的水质监测是通过对水体取样,进而再对水样进行实验室化学分析实现的,需要耗费大量的人力物力,而且所得到的仅是取样点的数据,对区域面状水域的评价只能是以点代面,因此,难以满足对大面积水环境质量监测的要求(陈善文等,2004;崔廷伟等,2005;郭卫东等,2005)。遥感技术以其宏观、大面积监测的特点,能够提供同一时刻区域面状水域的遥感影像,因此在水环境监测中有其特有的优势(黄海军等,2004;江文胜等,2005)。一些水环境指标具有较明显的反射和吸收特性,如叶绿素在 440nm 附近有一吸收峰,在 550nm 附近有一反射峰,在可见光和近红外波段,悬浮物浓度的增加将导致水体反射率的增加等。正是由于这些光谱特性的存在,使得遥感监测水质参数成为可能。目前,利用遥感技术监测水质参数通常有三种方法,即经验方法、半经验方法和分析方法。经验方法通过建立遥感数据与地面监测的水质参数值之间的统计关系外推水质参数值。由于水质参数与遥感数据之间的事实相关性不能保证,所以该方法缺乏物理依据。半经验

方法是已知的水质参数光谱特征与统计模型相结合,选择最佳的波段或波段组合作为相关变量估算水质参数值的方法,这种方法具有一定的物理意义,是目前最常用的方法(齐锋等,1999)。分析模型的方法则主要是基于水体组分与固有光学量、固有光学量与表观光学量之间的关系,模拟水中光场分布,进而反演水质参数(Forget *et al.* 1999)。分析模型以水体光学传输的机理为理论基础,是水质遥感监测的一种重要方法。但是,由于分析模型的方法需要对水体组分的固有光学特性进行测量,因此建立算法的难度较大。目前国内对于水质参数的估算大部分使用的是经验和半经验模型,对于分析模型还很少涉及。本研究中尝试利用 Gordon 模型,建立对太湖水体反射波谱进行模拟的分析模型,进而利用 TM 影像数据反演水体的悬浮物浓度。

1 研究方法

首先,利用 2004 年 7 月同步进行的水体波谱实测数据和水体取样分析数据,确定 Gordon 模型的部分参数,并利用太湖水体的固有光学特性,

^{*} 国家 863 资助项目,2003AA131060 号;国家自然科学基金资助项目,40571110 号;南京师范大学引进人才科研启动基金资助项目,2004105XGQ2B47 号。李云梅,副教授, E-mail: liyunmei@njnu.edu.cn

收稿日期:2004 12 15 收修改稿日期:2005 12 02

建立水体反射波谱的模拟模型;其次,对 TM 影像数据进行辐射校正并提取不同光谱通道的太湖水体波谱数据;进而利用 Matlab 软件求解优化函数,反演水体悬浮物浓度。

1.1 地面实验数据的获取

1.1.1 同步水体波谱实测 2004年7月27日在太湖梅梁湖选取14个点位(见封面照片),测量水面波谱,并同时采集水样,叶绿素浓度的监测分析用比色法,即将样品进行抽滤、研磨、离心、定容后置于分光光度计上,用1cm光程的比色皿进行分析;悬浮物含量用重量法获得,即用0.45 μ m滤膜过滤水样,再经一定的温度和时间烘烤后得到悬浮物的含量。

用美国 ASD 公司生产的 ASD FieldSpec Pro 便携式光谱辐射计进行水面光谱测量,该仪器的波段范围为350—1050nm,光谱分辨率为2nm。为了减少水体镜面反射的影响以及船舶阴影对光场的破坏,采用具有一定观测角度的方法进行观测(唐军武等,2004),观测方位角 ϕ 为135°左右(设太阳入射的方位角为0°),观测天顶角 θ 为40°左右。在每一测点测量以下四个参数:仪器对着水面测量的辐亮度、仪器对着天空测量的辐亮度、仪器对着漫反射参考板测量的辐亮度和仪器对着遮挡太阳光后的漫反射参考板测量的辐亮度。仪器对着水面测量时,测量的积分时间设为172ms,连续测量10条光谱曲线,所测数据为单条光谱曲线,不作任何平均。测量所用标准板的反射率为30%。水面光谱观测的持续时间为10:00—16:00。

在测量水面波谱的同时,记录各测点的 GPS 坐标和当时的风向、风速。

1.1.2 水体波谱数据的处理 观察所测数据,剔除异常值后用求平均值的方法求出所测的各辐亮度值。在水质遥感监测中,常用水体的视反射率即水体反射辐射与总的入射辐射的比值来估测水质参数,但是,水体的视反射率中,不仅包含了水体的反射信息,同时也包含了漫散射天空光经气-水界面反射的信息,因此,为了获取更纯的水体反射信息,将实测的水体辐亮度转换为遥感反射率。计算方法如下:

(1)离水辐亮度的提取 离水辐亮度是水体经气-水界面反射出的光谱信息。在前述的观测方位下,由于避开了太阳直射反射,因此光谱仪测量的水体光谱数据 L_{sv} 可表示为:

$$L_{sv} = L_w + rL_{sky} \quad (1)$$

其中 L_w 为离水辐亮度, L_{sky} 为天空漫散射光,不带有任何水体信息, $r = r(\vec{W}, \theta, \phi, \theta_0, \phi_0)$ 为气-水界面对天空光的反射率, $r = 2.1\% - 5\%$, r 的大小取决于太阳位置 (θ_0, ϕ_0) 、观测几何 (θ, ϕ_v) 、风速、风向 (\vec{W}) 或水面粗糙度等因素。由于在实测水体波谱的同时,平均风速为4.3m/s而大部分点位实测时风速为5m/s,因此,参照唐军武等的研究(唐军武等,2004),取 $r = 0.025$ 。

(2)遥感反射率 R_{rs} 的计算 遥感反射率定义为:

$$R_{rs} = L_w / E_d(0^+) \quad (2)$$

其中 $E_d(0^+)$ 为水面入射总辐照度,可通过标准板的实测值 L_p^* 计算:

$$E_d(0^+) = L_p^* / \rho_p \quad (3)$$

其中, ρ_p 是参考板的反射率。

利用水体固有光学特性建立的分析模型,模拟的是刚好位于水面下方的反射率,即 $R(0^-)$,因此,为了将实测光谱与模拟的结果进行比较,进一步将 R_{rs} 换算为 $R(0^-)$ 。 $R(0^-)$ 的定义如下:

$$R(0^-) = E_u(0^-) / E_d(0^-) \quad (4)$$

其中 $E_u(0^-)$ 、 $E_d(0^-)$ 分别为刚好位于水面下方的向上、向下辐照度。 $E_u(0^-) = Q L_u(0^-)$,其中 Q 为光场分布参数,受不同的水体、太阳角度、观测角度影响而不同,可由太阳高度角计算(Gordon 1999),通常在1.7—7.0之间变化。在此,利用卫星过境时(10时左右)的地面实测反射率与 Q 取不同值时所提取的 $R(0^-)$ 进行比较,认为取 $Q = 1.7$ 是比较合理的。 $L_u(0^-)$ 为刚好位于水面下方的向上辐亮度, $L_u(0^-) = (n^2 / t) L_w$,其中, t 是气-水界面的 Fresnel 透射系数,取 $t = 0.98$, n 是水的折射指数,取 $n = 1.34$, $E_d(0^-) = (1 - \rho_{av}) E_d(0^+)$, ρ_{av} 为气-水表面的辐照度反射率,在0.04—0.06之间,在此取 $\rho_{av} = 0.05$ 。因此方程(4)可表示为:

$$R(0^-) = R_{rs} \times \frac{Qn^2}{t(1 - \rho_{av})} = 3.28R_{rs} \quad (5)$$

1.2 水体反射率模拟模型的建立

利用 Gordon 模型建立水体 $R(0^-)$ 的模拟模型。

从黄光波段开始(>580nm),纯水的吸收系数迅速增大,以致于到近红外波段后,纯水的反射率接近于零(Smith et al 1981; Pope et al

1997), 因此, 在水质遥感监测中通常用可见光波段的信息来估测水质参数。本文中作者对水体反射率模拟的波段范围设为 400—750nm。

Gordon模型 (Gordon *et al* 1975)可表示为:

$$R(0^-) = f \frac{b_b}{a + b_b} \quad (6)$$

其中, $R(0^-)$ 是刚好处于水面以下的反射率(辐照度比), f 为常数, 取值范围为 0.2—0.56 a 为总的吸收系数, b_b 为总的后向散射系数。由于水体的吸收主要受纯水、叶绿素、黄质(溶解性有机质)、悬浮物影响, 因此,

$$a = a_w + a_{chl} + a_{sm} + a_{yellow} \quad (7)$$

其中, $a_w, a_{chl}, a_{sm}, a_{yellow}$ 分别为纯水、叶绿素、悬浮物、黄质的吸收系数。由于叶绿素、黄质的后向散射非常微弱, 因此, 仅考虑纯水和悬浮物的后向散射, 即

$$b = b_{b_w} + b_{b_{sm}} \quad (8)$$

式中, $b_{b_w}, b_{b_{sm}}$ 分别为纯水和悬浮物的后向散射系数。

本项研究中, Gordon模型中的各参数取值如下:

纯水的吸收和后向散射系数参照文献 (Pope *et al* 1997)取值。

叶绿素吸收系数: 不同藻类的形状、大小及色素细胞组成等的不同, 导致其光谱吸收特性不同 (Kirk 1983)。藻类叶绿素吸收系数可由下式求出 (Prieur *et al* 1981):

$$a_{chl}(\lambda) = C \cdot a_{chl}^*(\lambda) \quad (9)$$

式中 $a_{chl}(\lambda)$ 为波长 λ 处的叶绿素吸收系数 (m^{-1}); C 为叶绿素浓度 ($mg\ m^{-3}$); $a_{chl}^*(\lambda)$ 为叶绿素比吸收系数 ($mg\ m^{-2}$), 随藻类不同而发生变化。俞宏等的研究认为, 太湖冬、夏季藻类品种不同, 导致其冬、夏季叶绿素比吸收系数不同, 并于 1992年 6月和 11月实测了太湖藻类叶绿素的比吸收系数 (秦伯强等, 2004)以代表太湖夏冬季的叶绿素比吸收系数, 本研究中采用实测的夏季比吸收系数。

黄质吸收系数: 黄质指被微生物和浮游生物分解后产生的溶解性有机质。黄质具有其独特的吸收特征并对水体总的吸收光谱产生重要影响 (Hakvoort *et al* 2002)。从紫外到可见光波段, 黄质的吸收系数可由下式表示:

$$a_{yellow}(\lambda) = a_{yellow}(\lambda_0) \exp[s(\lambda_0 - \lambda)] \quad (10)$$

式中, $a_{yellow}(\lambda)$ 是波长 λ 处的黄质吸收系数 (m^{-1}),

$a_{yellow}(\lambda_0)$ 是波长 λ_0 处的吸收系数 (m^{-1}), λ_0 是初始波长, 通常为 440nm, s 为常数 (nm^{-1}), 与波长无关。俞宏等实测了太湖不同月份的黄质吸收系数, 得到了不同月份的 s 与 $a_{yellow}(440)$ 值 (秦伯强等, 2004), 本研究中取 $s = 0.013\ nm^{-1}$, $a_{yellow}(440) = 0.352\ m^{-1}$ 。

悬浮物吸收系数: 悬浮物包括有机碎屑、悬浮泥沙等。相对于水体的弱信息而言, 悬浮物具有较强的吸收和散射特性。Bricaud等 (1990)的研究认为悬浮物的吸收可由下式表示:

$$a_{sm}(\lambda) = a_{sm}(\lambda_0) \exp[s'(\lambda_0 - \lambda)] \quad (11)$$

式中 $a_{sm}(\lambda)$ 是波长 λ 处的悬浮物吸收系数 (m^{-1}), $a_{sm}(\lambda_0)$ 是波长 λ_0 处的吸收系数 (m^{-1}), λ_0 是初始波长, 通常为 440nm, s' 为常数 (nm^{-1}), 与波长无关。参照俞宏等的研究 (秦伯强等, 2004), 取 $a_{sm}(\lambda_0) = 3.665\ m^{-1}$, $s' = 0.010\ nm^{-1}$ 。

太湖 7月水体中各组分的吸收系数见图 1。

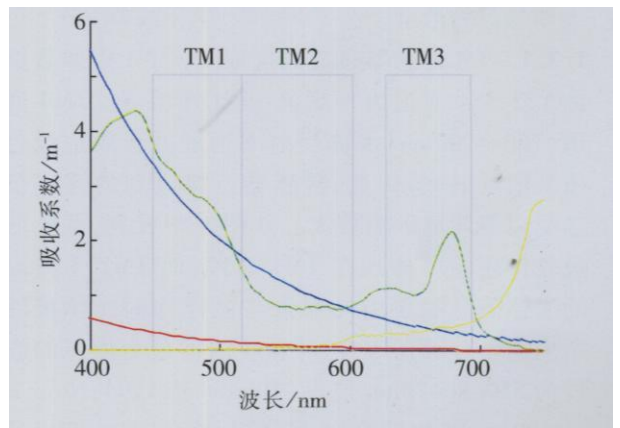


图 1 吸收系数

Fig. 1 Absorption coefficient

红色、蓝色、绿色、黄色分别是黄质、悬浮物、叶绿素、纯水的吸收系数

悬浮物散射系数: 悬浮物的形状、颗粒大小等都对其散射特性有显著的影响 (张运林等, 2004)。悬浮物的散射特性可由 Mie 散射求算, 太湖湖体中悬浮物的散射特性详见参考文献 (蔡启铭等, 1991)。本研究中悬浮物的后向散射系数见图 2(后向散射系数与散射系数之比一般为 0.03—0.05 (Hakvoort *et al* 2002), 本研究中取其比值为 0.03)。

fKirk的研究 (Kirk 1991)认为, f 的取值随着太阳高度角的变化而变化, 当太阳高度角为 90°时, $f = 0.33$ 当太阳高度角为 45°时, $f = 0.38$

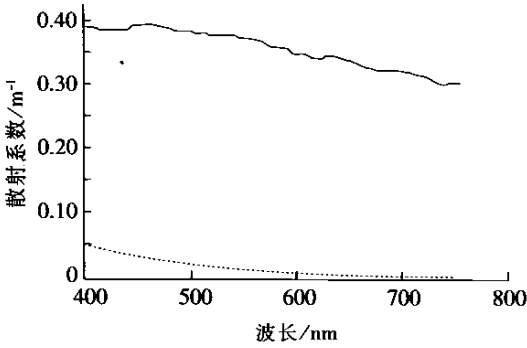


图 2 散射系数

Fig 2 Scattering coefficient

实线、虚线分别是悬浮物、纯水的后向散射系数(其中纯水的数值放大了 10倍)

参照国外对内陆湖泊的研究 (Forget *et al* 2001; Dekker *et al* 2001), 在本模型中, 取 $f=0.33$

1.3 卫星影像数据

利用 2004年 7月 26日的 TM 影像数据监测太湖悬浮物浓度。

1.3.1 TM 传感器通道的选取 TM 影像数据的 1、2、3、4通道为可见光-近红外通道。TM 4通道 (760–900nm) 水体反射率远远低于周边绿色植被的反射率, 因此, 传感器所接收到的遥感信息受周围环境影响较大。从图 1中看到, 黄质的吸收作用主要体现在 TM 1波段, 而 TM 2、3波段的遥感信息主要由叶绿素与悬浮物的光学特性所决定。有研究认为, 对悬沙浓度最为敏感的波段为 550和 670nm 波段 (Han *et al* 1994 Novo *et al* 1991), 因此综合以上分析, 在此选用 TM 2、3波段的数据反演悬浮物浓度。

1.3.2 提取 $R(0^-)$ 所获取的 TM 数据已经由中国遥感卫星地面站进行了初步的辐射校正。卫星传感器所获取的遥感信息既包括了水体反射信息、漫射天空光经气-水界面折射的光谱信息, 也包括了天空光的漫散射信息, 而水体作为一种弱信息, 其反射光谱信息更易受到周围环境的影响, 从而模糊了水体特有的信息, 因此, 必须对影像数据做更进一步的辐射校正, 并提取 $R(0^-)$, 以使所获取的遥感信息更能够反映水体光谱特征。具体步骤如下: 首先, 对影像进行几何精校正, 校正精度控制在 0.5个像元; 其次, 提取太湖湖区的遥感影像数据; 最后利用线性校正的方法将影像 DN 值校正为遥感反射率 R_{rs} 。线性校正方法如下: 将地面实测的 14个点的 R_{rs} 值, 重采样

为与 TM 波段一致的光谱数据; 对不同通道, 分别建立线性回归方程, 将影像的 DN 值校正为 R_{rs} 。利用 TM 2、3波段建立的线性回归方程如下:

$$R_{rs} = 0.00101B_3 - 0.0372 \quad (12)$$

$$R_{rs} = 0.001609B_2 - 0.0547 \quad (13)$$

其中, B_2, B_3 表示 TM 2、3波段的 DN 值, (12)式估计值的残差平方和为 0.0004137, (13)式估计值的残差平方和为 0.0003089; 最后, 参照 2.1.2的方法将 R_{rs} 换算为 $R(0^-)$ 。

1.3.3 悬浮物浓度的反演 利用 Matlab 软件中的 `lsqcurvefit` 函数, 将由影像换算的 $R(0^-)$ 与模型模拟的 $R(0^-)$ 进行曲线拟合, 并将叶绿素和悬浮物浓度设定为可变动的系数, 函数值的终止容限设定为 0.0001, 经过多次迭代, 当模拟值与实测值的精度达到要求时的系数即为所求的叶绿素和悬浮物浓度。从地面 14个样点的水质分析数据, 观察到大部分测点的水体悬浮物浓度接近 $85g\ m^{-3}$ (有 9个样点的值在 $75-95g\ m^{-3}$ 之间), 叶绿素浓度接近 $40mg\ m^{-3}$ (有 10个样点的值在 $30-50mg\ m^{-3}$ 之间), 因此, 为了提高运算速度, 将叶绿素和悬浮物浓度的初值设定为 $40mg\ m^{-3}$ 和 $85g\ m^{-3}$ 。

2 结果与分析

2.1 $R(0^-)$ 的模拟

利用 1.2的方法, 模拟梅梁湖的 $R(0^-)$ 。对地面实测的 14个点, 比较其模拟值与实测值, 结果如图 3。模拟的效果用均方根差 RMSE 和相关系数 R 评价, 14个样点的 RMSE 值均小于 0.05, R 大于 0.85 因此认为对所观测的湖区而言, 该模型是适用的。

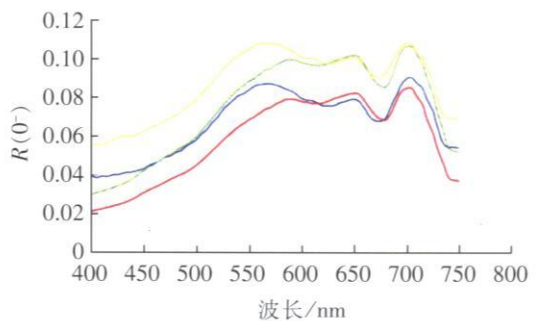


图 3 $R(0^-)$ 实测值与模拟值

Fig. 3 Measured and simulated $R(0^-)$

图中蓝色、黄色表示实测值, 绿色、红色表示模拟值; 蓝色、红色表示叶绿素浓度为 $43mg\ m^{-3}$ 、悬浮物浓度为 $61g\ m^{-3}$, 黄色、绿色表示叶绿素浓度为 $52mg\ m^{-3}$ 、悬浮物浓度为 $93g\ m^{-3}$

2.2 悬浮物浓度的反演

2.2.1 悬浮物浓度分布 根据 1.3 的方法, 由 TM 影像数据提取 2.3 波段的 $R(0^-)$ 值, 并反演太湖梅梁湖湖区悬浮物浓度, 反演结果如图 4

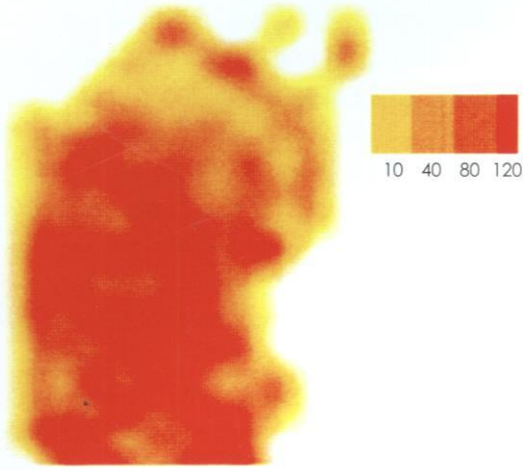


图 4 梅梁湖湖区悬浮物浓度分布图(浓度单位: $g \cdot m^{-3}$)

Fig. 4 Distribution of suspended sediments concentration in Meilianghu (unit: $g \cdot m^{-3}$)

图 4 中, 悬浮物浓度最大值为 $118g \cdot m^{-3}$, 最小值为 $44g \cdot m^{-3}$, 平均值为 $77g \cdot m^{-3}$ 。其中, 20% 的区域悬浮物浓度介于 $40-60g \cdot m^{-3}$ 之间, 28% 的区域悬浮物浓度介于 $60-80g \cdot m^{-3}$ 之间, 48% 的区域悬浮物浓度介于 $80-100g \cdot m^{-3}$ 之间, 4% 的区域悬浮物浓度介于 $100-120g \cdot m^{-3}$ 之间。

2.2.2 反演的精度分析 利用地面实测的 14 个样点的水质分析, 评价遥感反演的精度, 表 1 是 14 个样点悬浮物浓度实测值与反演值。

比较悬浮物浓度的反演值与实测值可以看到, 反演的相对误差最大值为 0.41, 最小值为 0.01, 有 79% 的样点的估计精度高于 70%, 其中有 64% 的样点的估计精度高于 80%。因此可以认为, 利用上述分析模型以及 TM 2、3 波段反演 7 月份太湖悬浮物浓度信息的方法是可行的。1 号样点估计值的相对误差最大, 达到 41%, 分析其原因, 有以下两点, 一方面, 1 号样点与岸边的距离最近, 因此, 由传感器所测得的遥感信息受周边环境的干扰较大; 另一方面, 1 号样点的叶绿素浓度远远高于其余各点, 达到 $155mg \cdot m^{-3}$, 且有藻类水华漂浮, 因此, 对悬浮物的遥感信息产生了较大的影响, 致使反演的精度降低。

表 1 14 个样点悬浮物浓度实测值与反演值

Tab. 1 Measured and inversed suspended sediments concentrations of 14 samples

样点	悬浮物浓度 实测值 ($g \cdot m^{-3}$)	悬浮物浓度 反演值 ($g \cdot m^{-3}$)	相对误差
1	91	54	0.41
2	61	67	0.10
3	112	72	0.36
4	82	83	0.01
5	87	81	0.07
6	88	99	0.13
7	102	105	0.03
8	93	84	0.10
9	83	81	0.02
10	75	98	0.31
11	86	71	0.17
12	108	83	0.23
13	105	82	0.22
14	93	99	0.06

2.3 模型适用性分析

从理论上说, 机理模型一经建立, 就具有比统计模型更加广泛的适用性, 但是, 由于机理模型的建立必须依赖于两类参数, 即主要基于经验估计的参数, 如 $\kappa f Q$ 及由水体特性所决定的水体固有光学特性参数, 因此, 能否获得这两类参数, 成为构建机理模型的主要制约因素。一方面, 参数 $\kappa f Q$ 的取值主要受太阳位置、观测几何、风速、风向及水面粗糙度等因素的影响(文凡等, 2005), 其中, 对模型精度影响最大的参数为 Q , 其取值范围为 1.7—7.0 本研究中, 为了确定 Q 的取值, 首先进行遥感反射率的粗略估算, 一般而言, 除了高浓度泥沙水体, 水体的遥感反射率应小于 0.051(唐军武等, 2004), 将不同的 Q 值代入遥感反射率计算公式计算后, 观察其光谱曲线, 认为当 Q 取值为 1.7 时, 遥感反射率的估算结果比较合理, 因此, 本研究中取 $Q=1.7$ 参数 κf 的取值则是参照文献(Kirk, 1994; Forget et al 2001; Dekker et al 2001)直接确定的, 对于这些参数取值的机理的更进一步讨论, 则必须依赖于更多的实验进行验证和分析; 另一方面, 水体固有光学特性随着不同水体水质的变化而不同, 从俞宏等(秦伯强等, 2004)的实测数据可以看出, 太湖不同月份的吸收系数有较大的波动, 如黄质吸收系数 2 月份为 $0.850m^{-1}$, 4 月份为 $0.351m^{-1}$, 6 月份为 $0.352m^{-1}$, 因此, 对于不同水体, 测定其

水体组分固有光学特性参数 (IOP) 是建立机理模型的必要条件, 而在某一时期所测定的 IOP 的适用年限的确定, 则有待于更进一步的研究证明。

3 结语与讨论

本文中作者利用线性校正的方法, 将 2004 年 7 月的 TM 影像 DN 值校正为水面遥感反射率, 并采用 Gordon 模型, 以太湖水体固有光学特性模拟水体 $R(0^-)$, 进而反演水体悬浮物浓度, 经过与地面 14 个实测样点的比较, 认为该方法对于太湖水体悬浮物的浓度监测是可行的。水体反射率模拟模型建立在水体固有光学特性基础之上, 然而, 由俞宏等的研究 (秦伯强等, 2004) 可以看到, 不同测点、不同季节的水体固有光学特性具有一定的差异, 如在某一样点, 2 月份黄质在 440nm 波长处的吸收系数为 0.920m^{-1} , 而其吸收系数在 6 月份为 0.403m^{-1} , 在 8 月份则为 0.280m^{-1} , 因此, 根据不同季节的水体悬浮物、黄质、叶绿素等的特性, 甚至根据不同湖区水体组成的特点, 分别建立其 $R(0^-)$ 的模拟模型, 应该是提高遥感反演精度和适用性的一个有效途径。此外, 遥感影像数据和地面实测数据分别于 7 月 26 日和 7 月 27 日获取, 并且地面数据测量所需的持续时间同遥感影像的瞬时获取相比, 总是存在一定的时间差, 这也是影响反演精度的一个重要原因, 需要在实验设计和实施中尽量减少这样的不完全同步性。

参 考 文 献

文 凡, 苏泽宇, 吕红民, 2005 粗糙度与风浪特征量关系的研究. 海洋与湖沼, 36(1): 31—35

江文胜, 王厚杰, 2005 莱州湾悬浮泥沙分布形态及其与底质分布的关系. 海洋与湖沼, 36(2): 97—103

齐 锋, 王学军, 1999 内陆水体水质监测与评价中的遥感运用. 环境科学进展, 3: 90—99

张运林, 秦伯强, 陈伟民等, 2004 太湖水体光学衰减系数的特征及参数化. 海洋与湖沼, 35(3): 209—213

陈善文, 高亚辉, 杜 虹等, 2004 双环海链藻 (*Thalassiosira diporocyclus* Hasle) 赤潮. 海洋与湖沼, 35(2): 130—137

唐军武, 田国良, 汪小勇等, 2004 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

秦伯强, 胡维平, 陈伟民等编著, 2004 太湖水环境演化过程与机理. 北京: 科学出版社, 65—87

郭卫东, 夏恩琴, 韩宇超等, 2005 九江江口 CDOM 的荧

光特性研究. 海洋与湖沼, 36(4): 349—357

崔廷伟, 张 杰, 马 毅等, 2005 基于地物光谱的赤潮优势种识别研究. 海洋与湖沼, 36(3): 277—283

黄海军, 樊 辉, 2004 1976 年黄河改道以来三角洲近岸区变化遥感监测. 海洋与湖沼, 35(4): 130—137

蔡启铭, 杨 平, 1991 太湖悬浮质对湖面反照率及水体光吸收的影响. 海洋与湖沼, 22(5): 458—465

Bricaud A, Stramski D, 1990 Spectral absorption coefficient of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter: a comparison between the Pennine upwelling area and the Sargasso Sea. Limnol Oceanogr 35(3): 562—582

Dekker AG, Vos R J, Peters SW M, 2001 Comparison of remote sensing data, model results and in situ data for total suspended matter (TSM) in the southern Frisian lakes. The Science of the Total Environment 268: 197—214

Forget P, Ouilbn S, Lahet F et al, 1999 Inversion of reflectance spectra of nonchlorophyllous turbid coastal waters. Remote Sens Environ 68: 261—272

Forget P, Broche B, Naudin J J, 2001 Reflectance sensitivity to solid suspended sediment stratification in coastal water and inversion: a case study. Remote Sens Environ 77: 92—103

Gons H J, 1999 Optical tele-detection of chlorophyll *a* in turbid inland waters. Environ Sci Technol 33(7): 1127—1132

Gordon H R, Brown O B, Jacobs M M, 1975 Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. Appl Opt 14(2): 417—427

Hakvoort H, Haan J, Jordans R et al, 2002 Toward airborne remote sensing of water quality in the Netherlands—validation and error analysis. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 57: 171—183

Han L H, Rundquist D G, 1994 The response of both surface reflectance and the underwater light field to various levels of suspended sediments: preliminary results. PE & RS 60(12): 1463—1471

Kirk J T O, 1991 Volume scattering functions, average cosines, and the underwater light field. Limnol Oceanogr 36(3): 455—467

Kirk J T O, 1983 Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge university press, Britain, 1—290

Novo E L M, Steffen C A, Braga C Z F, 1991 Results of a laboratory experiment relating spectral reflectance to total suspended solid. Remote Sens Environment 36: 67—72

Pope R M, Fry E S, 1997 Absorption spectrum (380—700) of pure water. II Integrating cavity measurements. Appl Opt 36(33): 8710—8723

Priest L, Sathyendranath S. 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments dissolved organic matter and other particulate material

Limnol Oceanogr. 26(4): 671-689

Smith R G, Baker K S. 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200-800nm). Appl Opt. 20: 177-184

MODEL-BASED REMOTE SENSING ON THE CONCENTRATION OF SUSPENDED SEDIMENTS IN TAihu LAKE

LI Yun-Mei HUANG Jia-Zhu LIU Wan-Ning SHI Jun-Zhe[†]

(College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing, 210097)

[†] (Wuxi Center of Environmental Assessment, Wuxi, 214023)

Abstract Concentration of suspended sediments is an important indicator of water quality evaluation. The method of using remote sensing technology to monitor water quality by obtaining the suspended sediments concentration (SSC) was applied in this paper, and the inversion of SSC from TM image was introduced based on an analytic model.

Based on TM image on 26th July 2004, *in situ* spectra and matching SSC measurement on 27th July 2004 were taken on 14 sampling stations in Meilianghu in northern of Taihu Lake. Water samples were collected and analyzed for SSC and chlorophyll content.

The procedure of data process and analysis includes three steps. Firstly, the *in situ* spectra are converted to remote sensing reflectance, and then a linear regression equation is built to calibrate the DN values of TM image to ground remote sensing reflectance. Secondly, $R(0^-)$ simulation model is built with Gordon model using formerly established DPs (Inherent Optical Properties). RMSE was below 0.05 and the correlation coefficient was above 0.85 for all the 14 samples. Thirdly, the SSCs in Meilianghu were converted using calibrated TM value.

With lsqcurvefit tool of Matlab, TM band 2 and 3 values were input to the reversion model. The converted image of Meilianghu showed that the maximum SSC was 118 g m^{-3} , and the minimum SSC was 44 g m^{-3} , in average of 77 g m^{-3} . The SSC ranged from 40 to 60 g m^{-3} in 20% of the region, from 60 to 80 g m^{-3} in 28% of the region, 48% of the region varied from 80 to 100 g m^{-3} , and in 4% of the region, from 100 to 120 g m^{-3} . The accuracy was assessed by *in situ* values of 14 samples. Comparison between the converted and measured SSC data showed that 79% of converted data whose estimation precision were over 70%, and 64%, over 80%. The maximum relative error was 0.41 that was taken near lake bank, and the minimum one was 0.01.

In this study, the authors also built an analytical model and used a linear correction method to reduce of atmosphere effect. The high precision of converted data shows the data conversion procedure is effective for SSC inverse. However, higher precision could be reached if more *in situ* data will be supplied.

Key words Taihu Lake, Suspended sediments concentration, Analytic model, Remote sensing monitoring