

# 成象光谱图象光谱吸收鉴别 模型与矿物填图研究\*

王晋年 郑兰芬 童庆禧

(中国科学院遥感应用研究所 北京 100101)

**提 要** 本文提出了一种光谱吸收鉴别模型,拟通过矿物光谱吸收特征的鉴别,在成象光谱上实现矿物直接识别与填图。该模型的核心是光谱吸收指数技术(SAI)。从理论上探讨了SAI的本质,应用Hapke光谱模型讨论了SAI与光谱吸收系数( $d$ )以及单散射反照率( $w$ )之间的函数关系,并从成象光谱图象辐射信息传递过程分析了图象SAI与光谱吸收深度的关系,而光谱吸收深度与岩石矿物成分含量之间具有定量关系,这显示了SAI提取矿物定量遥感信息能力。SAI已经成功地应用于FIMS、MAIS和GERIS图象处理与矿物填图,本文通过哈图、塔里木、以及澳大利亚松谷的实例研究,表明SAI是一种有效的提取矿物类型与丰度信息的方法。

**关键词:** 成象光谱, 光谱吸收, 矿物识别

## 1 前 言

矿物光谱研究表明,岩石矿物在 $0.4-2.5\mu\text{m}$ 之间具有一系列可诊断性光谱特征信息,即金属离子的电子转移和 $\text{Al-OH}$ 、 $\text{Mg-OH}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 等分子团的振动所形成的矿物光谱吸收特征,这些特征的带宽多在 $10-20\text{nm}$ 之间,只有获得具有 $20\text{nm}$ 或更高光谱分辨率的遥感信息,才有可能实现地表矿物的遥感直接识别。

1981年,Goetz等人利用10波段SMIRR第一次实现了从空间轨道直接识别灰岩以及粘土矿物。1983年,美国NASA的JPL在内华达Guprite地区获取了128波段 $10\text{nm}$ 光谱分辨率的航空成象光谱仪(AIS)图象,并成功地进行了高岭土、明矾石等单矿物光谱匹配识别,这标志着地质光谱遥感从岩性区分跨入了矿物成分直接识别阶段,随之系列的高光谱分辨遥感仪器研制成功,例如:美国224波段的AVIRIS,63波段的GERIS,中国的71波段的MAIS,并应用于矿物光谱识别与填图。

成象光谱图象以其三维谱象信息的特点使得我们能在光谱维上进行矿物成分信息的展开和分析,这需要发展新的基于矿物光谱的模式识别技术与方法,近年来,国际上发展了一系列从光谱图象数据中提取矿物信息的方法、模型与软件,基本是围绕光谱特征鉴别、混合光谱分解或光谱匹配进行矿物填图识别。本文将提出一种简单有效的光谱吸收鉴别模型,进行数据处理与矿物信息提取。其核心是光谱吸收指数(SAI)技术,它是

\* 国家自然科学基金资助项目,编号:49493400。

收稿日期:1995年5月18日;收到修改稿日期:1995年6月2日

基于矿物光谱吸收与矿物类别、成分之间定量关系，在成象光谱图象上计算生成表征某一特定吸收特征的相对深度的图象，进行矿物分类识别与填图。

## 2 光谱吸收与岩石矿物成分的定量关系

光谱吸收特征可用一系列波形形态参数表达。一般而言，岩石矿物的吸收特征可用吸收波位置( $\lambda$ )，吸收深度( $H$ )，吸收宽度( $W$ )，吸收面积( $A$ )，吸收对称性( $d$ )以及吸收的数目( $n$ )和排序等参数作一完整地表征。图 1 为新疆柯坪地区泥质灰岩的光谱曲线以及光谱吸收参数特征值。

这些光谱吸收参数尤其是吸收深度与岩石中矿物成分的含量具有定量关系。在可见光(VIS)和近红外(NIR)光谱段，矿物的光谱吸收主要是由于  $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$  等金属离子的电子跃迁形成的，而短红外(SWIR)谱段，矿物的光谱吸收则主要归属于矿物中  $\text{Al}-\text{OH}$ 、 $\text{Mg}-\text{OH}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$  以及  $\text{NH}_4^+$  等基团的分子基谱振动的倍频和谐频。

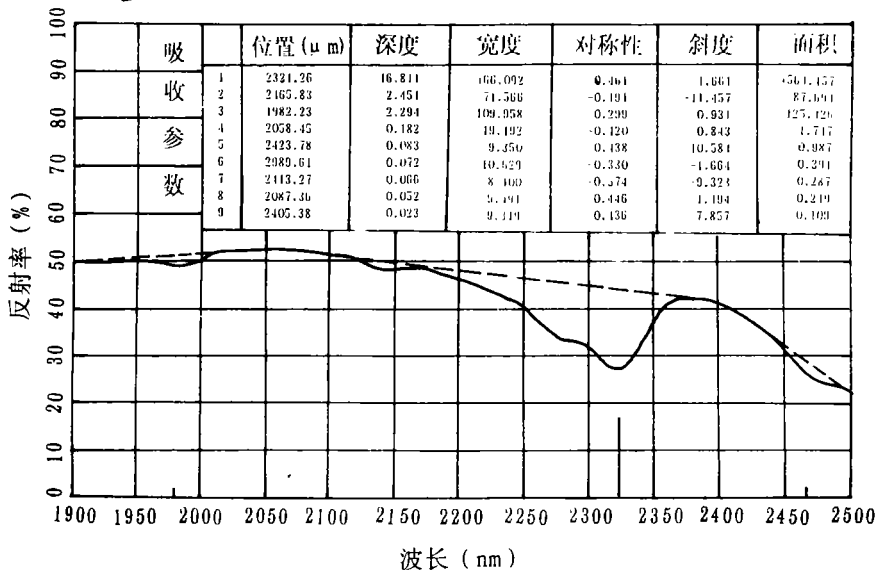


图 1 新疆柯坪地区泥质灰岩的光谱曲线(短波红外SWIR区域)及其光谱吸收特征的波形参数

Fig.1 The SWIR spectral curve and absorption waveform parameter of limestone in Kepin area, Xinjing

### 2.1 含 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 矿物的光谱吸收

大多数矿物含有  $\text{Fe}^{2+}$  或  $\text{Fe}^{3+}$  离子， $\text{Fe}^{2+}$  与  $\text{Fe}^{3+}$  的电荷转移形成  $0.4 - 0.55\mu\text{m}$  之间一些弱吸收光谱特征；此外， $\text{Fe}^{3+}$  的电子跃迁在  $0.89\mu\text{m}$  形成一个强吸收谱带，而  $\text{Fe}^{2+}$  的电子跃迁在  $0.85 - 1.2\mu\text{m}$  形成  $\text{Fe}^{2+}$  典型的宽带光谱吸收，J. F. Mustard (1992)<sup>[1]</sup> 发现矿物中  $\text{Fe}^{2+}$  含量与  $0.9$ 、 $1.03$ 、 $1.04$  和  $1.39\mu\text{m}$  4 个吸收面积之间的线性关系：

$$\text{Fe}^{2+} = 3.19 \times 10^{-3} A_{0.9} + 1.45 \times 10^{-3} A_{1.03} + 3.10 \times 10^{-3} A_{1.04} + 7.20 \times 10^{-3} A_{1.39} - 4.69 \times 10^{-3}$$

显然这需要极高光谱分辨率的遥感数据。

## 2.2 含羟基的粘土类矿物光谱吸收

矿物中  $\text{OH}^-$  基团的基谱振动 ( $\gamma_1$ ) 谱带在  $2.77 \mu\text{m}$  附近, 其倍频 ( $2\gamma_1$ ) 形成  $1.4 \mu\text{m}$  吸收, 因而每一种含  $\text{OH}^-$  基团矿物均有  $1.4 \mu\text{m}$  光谱吸收。Al-OH 与  $\text{OH}^-$  基团的合频振动形成该类型矿物在  $2.17-2.20 \mu\text{m}$  的可诊断性光谱吸收特征:

明矾石  $[\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]: 2.16 \mu\text{m}$ , 叶腊石  $[\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2]: 2.17 \mu\text{m}$ , 蒙脱石  $[(\text{Na}, \text{Ca})_{0.33}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2 n \text{H}_2\text{O}]: 2.21 \mu\text{m}$ , 高岭土  $[\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2]: 2.2 \mu\text{m}$  附近双峰 ( $2.16 \mu\text{m}$  和  $2.2 \mu\text{m}$ )

这些矿物的含量与  $2.20 \mu\text{m}$  的吸收深度之间具有定量关系。图 2 搜集了 5 种高岭土含量不同的光谱曲线, 可以看出随高岭土含量增加,  $2.20 \mu\text{m}$  吸收深度值越高。

对于滑石、金云母、滑石等矿物, 羟基与 Mg 配位合频在 SWIR 形成  $2.30 \mu\text{m}$  典型吸收特征,  $2.30 \mu\text{m}$  吸收深度可作为含 Mg-OH 基团矿物的识别指标之一, 需要指出的是含 Fe-OH 基团的矿物在  $2.29 \mu\text{m}$  有典型的吸收光谱特征。

## 2.3 含 C—O 基团的碳酸盐矿物光谱吸收

C—O 基团有 4 个基谱振动  $\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4$ , 它们的合频倍频形成 5 个吸收特征:  $2.50-2.55 \mu\text{m}$  ( $\nu_1+2\nu_3$ ),  $2.30-2.35 \mu\text{m}$  ( $3\nu_3$ ),  $2.12-2.16 \mu\text{m}$  ( $3\nu_1+2\nu_4$ ),  $1.97-2.00 \mu\text{m}$  ( $2\nu_1+2\nu_3$ ),  $1.85-1.87 \mu\text{m}$  ( $\nu_1+3\nu_3$ ), 其中,  $2.30-2.35 \mu\text{m}$  吸收特征是遥感识别碳酸盐矿物的主要标志, 方解石的吸收特征在  $2.33 \mu\text{m}$ , 而白云岩的吸收特征向短波长位移至  $2.315 \mu\text{m}$  甚至  $2.30 \mu\text{m}$ 。

## 2.4 含 $\text{NH}_4^+$ 基团的矿物光谱吸收

铵基的 4 个基谱振动模式分别为  $3.3 \mu\text{m}$  ( $\gamma_1$ ),  $5.8 \mu\text{m}$  ( $\gamma_2$ ),  $3.2 \mu\text{m}$  ( $\gamma_3$ ),  $7.1 \mu\text{m}$  ( $\gamma_4$ ), 其合频在 SWIR 区形成  $2.02 \mu\text{m}$  与  $2.12 \mu\text{m}$  的典型光谱吸收特征, B.Felzer 等 (1991)<sup>[2]</sup> 研究了铵化长石中  $\text{NH}_4^+$  基团浓度与  $2.11 \mu\text{m}$  波段深度之间的定量关系即:  $\text{NH}_4^+$  的浓度  $Y = 1472.8 + 48006H$ ,  $H$  为  $2.11 \mu\text{m}$  波段深度。

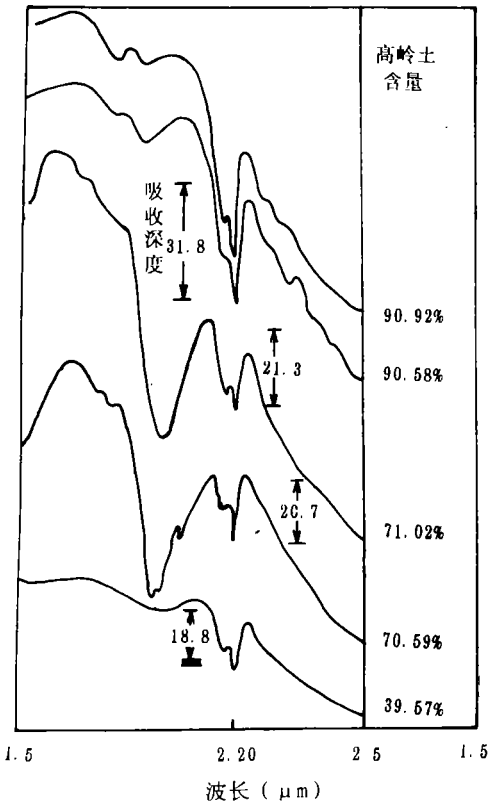


图 2 不同含量高岭土光谱曲线

Fig.2 The Spectral Curve of Kaolinite

### 3 光谱吸收鉴别模型

由上述可知,矿物光谱遥感识别主要依赖于光谱吸收特征,如果能从遥感图象上获得光谱吸收特征信息,则可以实现遥感矿物识别与填图。光谱吸收波长位置信息可以确定图象象元归属、成分类别以及矿物类型;光谱吸收宽度( $W$ )信息则对遥感仪器的光谱分辨率提出了需求,图象对光谱吸收的鉴别一般必须满足图象波段的光谱间隔  $\Delta\lambda \leq \frac{1}{2} W$ ;而光谱吸收深度( $H$ )信息则可以获得图象象元的矿物含量等定量信息,同时可以作为光谱吸收识别的指标。

我们发展了一种光谱吸收指数 (Spectral Absorption Index  $SAI$ ) 技术进行成象光谱图象处理和光谱吸收鉴别。

#### 3.1 光谱吸收指数 ( $SAI$ )

如图 3 所示,任一光谱吸收特征可由光谱吸收谷点( $M$ )与光谱吸收两个肩部  $S_1$  的  $S_2$  组成,根据遥感图象光谱分辨率和中心波长位置,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $M$  可以分别是一个波段图象也可以是几个波段的线性组合。图中吸收谷点  $M$  与两个肩端组成的“非吸收基线”的距离可以表征为光谱吸收深度( $H$ ),基于此我们提出了成象光谱图象吸收指数 ( $SAI$ ), 令:

$\rho_{S_1}$ ,  $\lambda_{S_1}$  为吸收左肩端  $S_1$  的反射率和波长位置;

$\rho_m$ ,  $\lambda_m$  为吸收点  $M$  的反射率和波长位置;

$\rho_{S_2}$ ,  $\lambda_{S_2}$  为吸收右肩端  $S_2$  的反射率和波长位置。

吸收肩部波长差为吸收波段宽度  $W = \lambda_{S_2} - \lambda_{S_1}$  (1)

吸收的对称性参数  $d = \frac{\lambda_{S_2} - \lambda_m}{W}$  (2)

吸收肩部反射率差为  $\Delta\rho_S = \rho_{S_2} - \rho_{S_1}$  (3)

则“非吸收基线”方程为:

$$W \cdot \rho - \Delta\rho_S \cdot \lambda = \rho_{S_1} - \Delta\rho_S \cdot \lambda_{S_1} \quad (4)$$

它表达了无光谱吸收特征地物的光谱贡献与光谱行为。实际上“非吸收光谱基线”为一曲面方程,这里将问题简化为直线。

吸收位置的光谱值与相应基线值的比值可定义为光谱吸收指数 ( $SAI$ )。

$$SAI = \frac{d\rho_{S_1} + (1-d)\rho_{S_2}}{\rho_m} \quad (5)$$

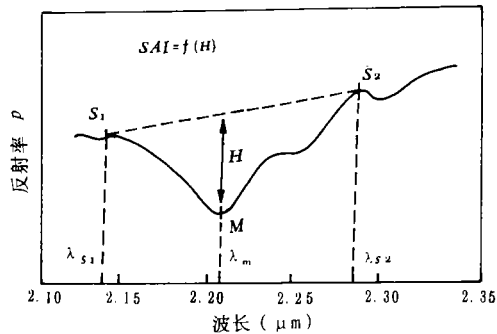


图 3 光谱吸收指数 ( $SAI$ ) 概念图

Fig. 3 The concept diagram of spectral absorption index ( $SAI$ )

### 3.2 基于光谱理论的SAI解析

Hapke(1981) 光谱模型成功地描述了岩石矿物光谱过程<sup>[3]</sup>。

$$\rho = \bar{\omega} \cdot \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} \{ [1 + B(g)] P(g) + H(\mu_0)H(\mu) - 1 \} \quad (6)$$

其中  $\mu_0$  为入射角余弦;  $\mu$  为反射角余弦;  $B(g)$  为后向散射, 可作为粗糙度函数;  $P(g)$  为相位函数;  $H(\mu)$  为 Chandrasekhar 的  $H$  函数;  $\omega$  为单散射反照率。

根据 Pinty *et al.* (1980)<sup>[4]</sup> 和 Jacquemoud *et al.* (1992)<sup>[5]</sup> 研究表明粗糙度函数  $B(g)$  和相位函数  $P(g)$ 。随波长变化非常之小, F. Baret *et al.* (1993)<sup>[6]</sup> 也证明了在 (6) 式中只有单散射反照率 ( $\omega$ ) 是依赖于波长而变化的, 令

$$G = \frac{1}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} \{ [1 + B(g)] P(g) + H(\mu_0)H(\mu) - 1 \}$$

则 (6) 式可简化为随波长变化的变量  $\omega$  与常量  $G$  的函数:

$$\rho_\lambda = \bar{\omega}_\lambda \cdot G \quad (7)$$

将 (7) 式代入 (5) 式, 光谱吸收指数  $SAI$  可表达为平均单散射反照率 ( $\omega$ ) 的比值, 即:

$$SAI = \frac{d\bar{\omega}_{s1} + (1-d)\bar{\omega}_{s2}}{\bar{\omega}_m} \quad (8)$$

单散射反照率 ( $\omega$ ) 是不受测量条件(辐照度与观察角)的影响,  $\omega$  曲线的形态变化真正体现了矿物光谱的特性, 根据 Hapke 模型, 单散射反照率  $\omega$  是散射系数、吸收系数以及粒度的非线性函数, 但可用吸收系数  $\alpha(\lambda)$  与粒度  $D$  较好地拟合:

$$\omega(\lambda) = [1 + 2\alpha(\lambda)D]^{-1} \quad (9)$$

由 (8) 与 (9) 式可知, 光谱吸收指数 ( $SAI$ ) 从光谱本质上表达了地物光谱吸收系数的变化特征。在粒度  $D$  一定的情况下  $SAI$  实质上表达的是吸收系数曲线在波长的相对峰值。

将  $SAI$  转化为单散射反照率的函数, 对于光谱识别、光谱混合分析具有重要意义。研究表明, 光谱反射率  $\rho(\lambda)$  是不可能直接线性混合的, 难以进行混合光谱分解与成分丰度反演, 而平均单散射反照率  $\bar{\omega}$  则主要依赖于成分含量不同而线性混合, 可用线性模型进行反演, 即:

$$\bar{\omega} = \left[ \sum_i \frac{M_i}{\delta_i D_i} \omega_i \right] / \sum_i \frac{M_i}{\delta_i D_i} \quad (10)$$

其中  $M_i$  为类别  $i$  的含量(比例);  $\omega_i$  为类别  $i$  的单散射反照率;  $\delta_i$  为类别  $i$  的密度;  $D_i$  为类别  $i$  的粒度。

对于  $SAI$  则会有:

$$\overline{SAI} = f_1 \cdot SAI_1 + f_2 \cdot SAI_2 + \dots \dots f_n \cdot SAI_n \quad (11)$$

其  $f$  为每一混合成分的比例  $f_1 + f_2 + \dots + f_n = 1$

因此获得一系列典型吸收特征的  $SAI$  图象矢量, 可用最小二乘法线性反演各种地物光谱混合成份的含量。

### 3.3 成象光谱 (IS) 图象处理中的 $SAI$

在 IS 图象处理与信息提取中直接用  $DN$  值进行  $SAI$  处理:

$$SAI' = \arctg \left[ \frac{dDN_{s_1} + (1-d)DN_{s_2}}{DN_m} \right] \quad (12)$$

其中  $DN_{s_1}$ ,  $DN_{s_2}$ ,  $DN_m$  分别为吸收肩端图象与吸收图象的灰度值。

对于  $SAI'$ , 我们最为关心的是它是否表征了地表反射率的吸收深度特征, 我们从成象光谱信息的传递过程分析一下  $SAI'$  处理的合理性。

成象光谱仪所获得的辐射率  $L$  为:

$$L(\lambda) = \pi^{-1} E(\lambda) \cdot T \cdot \tau(\lambda) \cdot \rho(\lambda) + L_p(\lambda) \quad (13)$$

其中:  $E(\lambda)$  为目标的辐照率;  $\tau(\lambda)$  为大气透过率;  $L_p(\lambda)$  为大气辐射;  $\rho(\lambda)$  为反射率;  $T$  为地形因子。

假定成象系统是线性的, 令

$$DN = C(\lambda) \cdot a \cdot L(\lambda) + b \quad (14)$$

其中  $C(\lambda)$  为传感器的光谱响应,  $a$  为放大系数,  $b$  为“暗电流”值, 则成象光谱图象

$$DN_i = \pi^{-1} a_i \int_{\Delta\lambda_i} E(\lambda) \cdot T \cdot \tau(\lambda) \cdot C(\lambda) \cdot \rho(\lambda) d\lambda + a_i \int_{\Delta\lambda_i} L_p(\lambda) C(\lambda) d\lambda + b_i \quad (15)$$

其中,  $\Delta\lambda_i$  为波段  $i$  的光谱采样间隔, 令

$$\beta_i = \pi^{-1} a_i \int_{\Delta\lambda_i} L_p(\lambda) C(\lambda) d(\lambda) + b_i \quad (16)$$

$\beta_i$  值包含程辐射和成象光谱仪光谱响应、放大增益等信息,  $\beta_i$  值如果在灰度值中占的比例较大时则对  $SAI$  处理结果有明显的影响, 对于反射率较低的地物  $SAI$  值在很大的程度依赖于  $\beta_i$ , 因此要获得理想的  $SAI$  图象, 对  $\beta$  值的纠正至关重要。

针对矿物识别而言, 主要可诊断的吸收特征在短波红外区(SWIR), 而在 1200nm 后的 SWIR 光谱域, 程辐射一般可忽略 (J, E, Conel 1988)<sup>[7]</sup>。因此, 在 SWIR 域的图象分析中  $\beta_i$  值实际上主要包含仪器的参数, 即: 成象光谱仪的光谱响应  $C$  和放大增益系数  $a_i$ ,  $b_i$ 。经过仪器的辐射定标可以获得  $C$ ,  $a_i$  与  $b_i$  值。在实际处理中,  $C$ ,  $a_i$  与  $b_i$

往往由于各种原因难以获得, 可通过“零”响应值获得  $\beta_i$  值纠正。

$DN_i$  中剔除  $\beta_i$  因素获得新的图象:

$$DN_i = \pi^{-1} a_i E_i T \tau_i C_i \rho_i \quad (17)$$

从(12)式所获得的光谱吸收指数图象

$$\begin{aligned} SAI' &= \frac{d \cdot (a_{S1} E_{S1} \tau_{S1} C_{S1}) \rho_{S1} + (1-d) \cdot (a_{S2} E_{S2} \tau_{S2} C_{S2}) \rho_{S2}}{(a_m E_m \tau_m C_m) \rho_m} \\ &= d \cdot \varepsilon_{S1} \cdot \frac{\rho_{S1}}{\rho_m} + (1-d) \cdot \varepsilon_{S2} \cdot \frac{\rho_{S2}}{\rho_m} \end{aligned} \quad (18)$$

由上可知, 光谱吸收指数图象  $SAI'$  与地物反射率光谱比值成线性关系, 同时与光谱吸收深度具有线性关系。如要进一步提高信息提取精度, 则应对  $\varepsilon$  值进行纠正。

假设大气是稳定的, 大气对波段的每一个象元影响是一致的, 同样仪器的光谱响应与放大系数在某一特定波段是稳定的。则  $\varepsilon$  值可用图象几何均值表达, 即:

$$\varepsilon_{S1} = \frac{\sum_{j=1}^n DN_{S1,j}}{\sum_{j=1}^n DN_{m,j}} \quad (19)$$

$$\varepsilon_{S2} = \frac{\sum_{j=1}^n DN_{S2,j}}{\sum_{j=1}^n DN_{m,j}} \quad (20)$$

获得  $\beta$  值与  $\varepsilon$  值后则可以直接进行成象光谱图象光谱吸收鉴别处理

$$SAI''(\lambda) = \arctg \left[ \frac{(d/\varepsilon_{S1})(DN_{S1} - \beta_{S1}) + \left(\frac{1-d}{\varepsilon_{S2}}\right)(DN_{S2} - \rho_{S2})}{(DN_m - \beta_m)} \right] \quad (21)$$

#### 4 实例研究——矿物识别与填图

利用高光谱分辨率遥感数据进行矿物识别填图的概念模型与要点如下:

- 成象光谱仪所获得的遥感数据为象谱合一的光谱图象立方体, 即空间维与光谱维组成的三度数据集;
- 图象上每个象元或象元组可以获得连续的光谱曲线, 可进行光谱波形形态分析和与实验室、野外及光谱数据库光谱匹配;
- 应用光谱吸收指数技术(SAI)可以进行矿物吸收特征的鉴别, 主要是特定波长吸收深度图象生成, SAI 图象与矿物的分布和丰度有定量关系。
- 不同吸收波长位置的 SAI'' 图象序列形成光谱吸收图象立方体, 它构成了矿物识

别分类与填图的特征参数集。

典型吸收的 *SAI* 图象或系列光谱吸收的 *SAI* 图象组合进行分类得到成象光谱图象“最终光谱单元”专题信息图。例如， $2.33\mu\text{m}$  的 *SAI* 图象得到碳酸盐矿物分布图， $2.20\mu\text{m}$  的 *SAI* 图象得到粘土矿物分布图， $2.12\mu\text{m}$  的 *SAI* 得到铵化矿物的分布图， $2.30\mu\text{m}$  的 *SAI* 图象得到含  $\text{Mg}-\text{OH}$  基矿物的分布。

近几年来，我们应用上述的概念模型与 *SAI* 技术在新疆西准、塔里木北缘、澳大利亚松谷等地区成功地进行了成象光谱数据的矿物填图与识别。

#### 4.1 哈图金矿区 FIMS 图象分析

在哈图金矿区，我们应用航空红外细分光谱仪(FIMS)进行蚀变矿物识别填图。*FIMS* 图象在短波红外区( $2.0 - 2.5\mu\text{m}$ )设置了 6 个光谱段，分别为 $2.064\mu\text{m}$  (*FIMS1*)、 $2.087\mu\text{m}$  (*FIMS2*)、 $2.155\mu\text{m}$  (*FIMS3*)、 $2.175\mu\text{m}$  (*FIMS4*)、 $2.295\mu\text{m}$  (*FIMS5*)、 $2.390\mu\text{m}$  (*FIMS6*)。瞬时视场角为  $6\text{mrad}$ ，飞行高度  $6000\text{m}$  时地面分辨率为  $36\text{m}$ 。

根据从 *FIMS* 图象上提取的不同类型地物光谱相对反射率曲线的分析(图版 I 图 4)充分反映了蚀变矿物的吸收特征。蚀变玄武岩的相对光谱曲线(B)显示了在  $2.29\mu\text{m}$  有明显的吸收特征，这是由于蚀变的绿泥石化矿物所形成的，由于绿泥石  $\text{Mg}-\text{OH}$  分子基团的振动，从而造成了在中心波长  $2.30\mu\text{m}$  的强吸收。蚀变凝灰岩的光谱反射率曲线(C)在  $2.175\mu\text{m}$  波段的波谷，反映了这种岩石中绢云母  $\text{Al}-\text{OH}$  分子振动所导致  $2.208\mu\text{m}$  强吸收的存在和影响，而戈壁(A)、非蚀变凝灰质砂岩(D)、玄武岩(E)，则无明显吸收特征。

针对哈图金矿区 *FIMS* 图象，我们应用两类光谱吸收指数 *SAI* 技术进行矿物吸收鉴别分类：

- |  |  |
|--|--|
| ① $2.175\mu\text{m}$ 吸收的光谱吸收指数 $SAI_{2.175}$ | ② $2.295\mu\text{m}$ 吸收的光谱吸收指数 $SAI_{2.295}$ |
| 吸收波段图象 $M = FIMS4$                           | 吸收波段图象 $M = FIMS5$                           |
| 吸收的肩部图象为 $S1 = FIMS3, S2 = FIMS5$            | 吸收肩部图象 $S1 = FIMS4, S2 = FIMS6$              |
| 吸收宽度为 $W = 0.14\mu\text{m}$                  | 吸收宽度 $W = 0.215\mu\text{m}$                  |
| 吸收对称性 $d = 0.85$                             | 吸收对称性 $d = 0.44$                             |
| $SAI_{2.175}$ 主要获取蚀变凝灰岩信息                    | $SAI_{2.295}$ 主要获取蚀变玄武岩信息                    |

图版 I 图 4 是应用 *SAI* 技术岩石矿物分类结果，识别了 5 种类型的岩石矿物：蚀变玄武岩(B)、蚀变凝灰岩(C)、凝灰质砂岩(D)、玄武岩(E)、戈壁(A)，从图中可以看出，蚀变玄武岩沿安齐断裂北东向展布，这是哈图金矿的主要来源。蚀变玄武岩的外侧分布着一带状蚀变凝灰岩(C)，在其外侧沿半圆环线分布着非蚀变凝灰岩(D)，这一结果与哈图地区的地质图非常吻合，显示了蚀变矿物的展布与形态，表明了 *SAI* 图象对蚀变矿物识别的有效性。同时我们也将该技术推广到未知区，在新疆西准的博孜阿特，与博格特区新发现了两条稳定的金矿化蚀变带。

#### 4.2 澳大利亚 Rum Jungle 铀矿区模块式航空成象光谱 MAIS 图象分析

1991 年 9 月 26 日，中国科学院与澳大利亚合作在澳大利亚松谷 Rum Jungle 铀矿区

获取了 71 通道成像光谱(MAIS)数据,其中可见近红外区 32 个波段,短波红外区 32 个波段,热红外 7 个波段,其空间分辨率为 15M (VIR), 22.5M (SWIR)。

试验区发现的矿产如铀矿、碱金属矿化主要产于太古代 Mount Partridge 群 Whites 组,矿石  $U_3O_8$  含量 0.2—0.4%。矿石矿物有镁磷铀云母  $Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ , 矿床的蚀变类型主要有绿泥石化、绢云母化、滑石化、碳酸盐化等,而且在其地表及其附近常有次生铀化物存在。

对所获取的实验区数据实施光谱吸收鉴别分析处理,生成了 2.336—2.367  $\mu m$  和 2.114—2.147  $\mu m$  波段的光谱吸收指数(SAI)图象(图版 I 图 5),图中的颜色及其深浅变化反映了吸收谱段位置和吸收深度信息,它与蚀变矿物的类型与含量有关,图中红色部分为在 2.336—2.367  $\mu m$  吸收,为铀化长石矿物的吸收特征,蓝色象元为在 SWIR 无吸收特征部分,黄色部分则同时具有 2.336—2.367  $\mu m$  与 2.336—2.367  $\mu m$  的吸收特征,中部的深黄色的圆点与已知铀矿点位置吻合,说明矿区存在与铀矿化密切相关的水铀长石和碳酸盐化蚀变。图中太古代花岗岩呈品红色。本图象不仅显示了已知铀矿区,而且图中上部与下部所指示的 2 个黄色异常点具有与铀矿区类似的光谱吸收深度 SAI 值,可以判断这些异常点具有与已知矿点极相近的蚀变类型,可能为未发现的矿化点。

研究表明,在类似于该铀矿区地质条件下,利用成像光谱技术和 SAI 处理模型不仅能够验证已知铀矿的存在,而且能直接圈定新的可能存在的矿化区。

### 4.3 塔里木盆地阿克苏西部 GERIS 成像光谱图象分析与矿物光谱识别

作为中日合作“塔里木盆地油气资源勘探遥感应用技术共同研究”项目的一部分,我们利用美国 GERIS 成像光谱仪在新疆阿克苏西部进行了矿物光谱识别、填图研究。研究区范围是北纬  $N40^{\circ} 36'—40^{\circ} 57'$ ,东经  $E79^{\circ} 25'—79^{\circ} 57'$ ,研究区内沉积相地层出露较好,由西向东依次为寒武奥陶纪灰岩,奥陶纪灰岩、白云岩互层,志留纪砂岩与泥岩,泥盆纪红色泥岩、粉砂岩及砂岩互层,二叠纪灰岩,第三系红色陆源泻湖、湖泊相砾岩、砂岩和粉砂岩。

GERIS 成像光谱仪在 0.4—2.5  $\mu m$  具有 63 个光谱段,其中在 SWIR 的 1.9—2.5  $\mu m$  光谱域以 16  $\mu m$  的光谱分辨率获得 32 波段连续图象,地面分辨率为 16 m ( $IFOV = 4.5mrad$ )数据动态范围为 16。数据经过象元编码处理、去噪声、辐射纠正和几何粗纠正,获得预处理后 GERIS 数据。

研究区不同地层成像光谱平均光谱曲线的提取(图版 I 图 6),显示了不同地层岩石矿物光谱差异,主要表现在 3 个光谱吸收特征上。即:二叠纪与寒武奥陶纪灰岩具有 2.330  $\mu m$  与 2.315  $\mu m$  附近吸收,泥盆纪粘土化岩石具有 2.176  $\mu m$  的吸收,而志留纪、泥盆纪和二叠纪砂岩则具有 2.238  $\mu m$  的光谱吸收,这些光谱吸收特征构成不同地层岩石矿物的光谱识别基础。分别计算 GERIS 波段 45, 49 与 55 的光谱吸收指数(SAI)图象,在  $SAI_{45}$  图象上可识别粘土矿物下泥盆统( $D_1$ )地层和下二叠统( $P_1$ )地层分布;在  $SAI_{49}$  图象上,可显示志留统(S)和下泥盆统( $D_2$ )地层分布;而在  $SAI_{55}$  的图象上识别了碳酸盐矿物,显示寒武奥陶统( $\epsilon-O$ )和上二叠统( $P_2$ )的灰岩分布。图版 I 图 6 即  $SAI_{45}$ ,  $SAI_{55}$ ,  $SAI_{49}$  彩色合成图象,图中各种地层得以区分,然而下二叠统与寒武奥

陶系 ( $\epsilon-O$ ) 由于同是灰岩未能区分识别。进一步的光谱分析表明, 这两个地层由于矿物含量的差异, 在  $2.331\mu\text{m}$  附近的光谱吸收特征有细微的差异。

实验光谱测量表明, 在碳酸盐矿物中, 方解石的典型光谱吸收在  $2.330\mu\text{m}$ , 而白云岩的光谱吸收则向短波方向漂移, 位于  $2.315\mu\text{m}$  或  $2.299\mu\text{m}$ 。

根据项目合作方日本 JGI 提供的野外样品分析和光谱测量, 我们分析了研究区内灰岩在 *SWIR* 的吸收特征与矿物成分之间的关系发现, 灰岩在  $2.290\mu\text{m} - 2.350\mu\text{m}$  之间的光谱吸收位置与  $\text{MgO}/\text{CaO}$  含量比值具有函数关系, (图 7) 线性回归为:  $A = 81.966 - 0.0353\lambda$ 。

其中  $A$  为岩石中  $\text{MgO}/\text{CaO}$  比例,  $\lambda$  为吸收波长位置。可得知, 二叠纪灰岩以白云岩为主含  $\text{Mg}$  成分较高, 主要吸收在  $2.330\mu\text{m}$  附近, 而寒武奥陶纪灰岩以方解石矿物为主含  $\text{Ca}$  质较高, 主要吸收在  $2.300\mu\text{m}$  附近, 这种  $20\text{nm}$  光谱吸收漂移将使我们有可能从 GERIS 图象上区分识别二叠纪、寒武奥陶纪这两种不同地质时代、不同沉积环境的碳酸盐。

通过分别计算 GER 波段 53, 54 与 55 的光谱吸收指数  $SAI$ , 并且比较了这些  $SAI$  值之间的变化趋势研究发现:

寒武奥陶纪灰岩 (少数例外):

$$SAI_{53}(2.299\mu\text{m}) < SAI_{54}(2.315\mu\text{m}) < SAI_{55}(2.330\mu\text{m})$$

二叠纪灰岩:

$$SAI_{53}(2.299\mu\text{m}) \gg \text{或} < SAI_{54}(2.315\mu\text{m}) > SAI_{55}(2.330\mu\text{m})$$

根据以上规律建立光谱漂移模式, 我们成功地区分了寒武奥陶纪灰岩 (红色) 和二叠纪灰岩 (绿色) (图版 I 图 8)。这种区分是基于矿物成分含量变化形成的细微光谱差异, 即光谱吸收波形对称性参量变化。实验室所得到的精细光谱知识, 在成象光谱图象分析中得以再现。

## 4 结 论

(1) 光谱理论分析表明  $SAI$  从本质上表达了地物光谱吸收系数的变化特征,  $SAI$  通过非吸收基线方程和比值处理剔除了非吸收物质的光谱贡献, 测度了某一特定波长的相对光谱吸收深度, 而  $SAI$  图象可以获得矿物的分布与丰度信息。

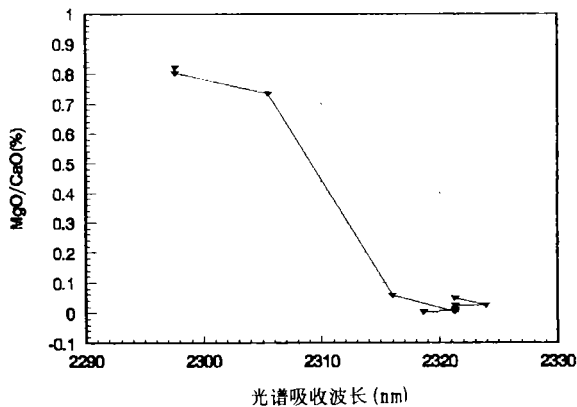


图 7 由于  $\text{MgO}/\text{CaO}$  含量的变化, 灰岩在  $2.330\mu\text{m}$  光谱吸收位置向短波方向位移

Fig. 7 The Spectral absorption shift of limestone due to the variation of  $\text{MgO}/\text{CaO}$  content

(2) *SAI* 在哈图 FIMS 图象分析, 澳大利亚 Pine Creek 的 MAIS 图象处理以及新疆阿克苏 GERIS 信息分析中的成功应用表明, *SAI* 能够从成象光谱图象中有效提取光谱吸收特征信息, 进行矿物识别与填图。

(3) *SAI* 处理的效果很大程度将依赖于  $\beta$  值与  $\varepsilon$  值的纠正, 尤其对于“暗色”象元,  $\beta$  值将严重影响 *SAI* 对吸收深度的估值。只有实现严格的定标和大气纠正, *SAI* 与矿物含量之间严格定量模型才能建立。进一步的研究需要深入探讨评价  $\beta$  值与  $\varepsilon$  值对 *SAI* 的影响。

(4) *SAI* 是光谱吸收鉴别的一个简单普遍适用的模型, 广泛的应用需要完善各种地物吸收光谱的特征参数(吸收位置与肩端位置等)知识。

(5) *SAI* 可表征为单散射反照率  $\omega$  的比值, 这表明, 我们可将 *SAI* 应用于矿物光谱混合分解模型研究, 在成象光谱图象上可以定量反演不同矿物成分的丰度与分布。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] Mustard. Chemical analysis of actinolite from reflectance spectra. *Am Mineral*, 1992, 77.
- [ 2 ] B. Felzer *et al.* Quantitative Reflectance Spectroscopy Using  $\text{NH}_4$  Absorption Bands for Buddingtonite and Associated Minerals at Cuprite. Nevada. 1991.
- [ 3 ] Hapke *et al.* Bidirectional Reflectance Spectroscopy. I. Theory. *J. Geophys. Res.*, 1981 **86**: 3039—3054.
- [ 4 ] Pinty, B *et al.* A physical Model for Predicting Bidirectional Reflectance over Bare Soil. *Remote Sensing of Environment*, 1987, **27**: 272—288.
- [ 5 ] Jacquemoud *et al.* Modelling Spectral and Bidirectional Soil Reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 1992, **41**: 123—132.
- [ 6 ] F. Baret *et al.* The Soil Line Concept in Remote Sensing. *Remote Sensing Review*, 1993 **7**: 65—82.
- [ 7 ] J.E. Conel. AIS Radiometry and the Problem of Contamination from Mixed Spectral Orders. *Remote Sensing of Environment*, 1988, **24**: 179—200.

### 作 者 简 介

王晋年, 男, 1966 年生, 1987 年毕业于北京大学地理系。主要从事高光谱分辨率遥感研究, 曾 6 次赴日本、美国进行合作研究与学术交流。

## The Spectral Absorption Identification Model and Mineral Mapping by Imaging Spectrometer Data

Wang Jinnian Zheng Lanfen Tong Qingxi

(*Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences*)

**Abstract** With development of Imaging Spectrometer, the study of geological spectral remote sensing has been stepping into the stage of mineral direct identification from lithological distinguish. An important approach is to extract mineral information from imaging spectrometer data. In this paper, a spectral absorption identification model has been developed for mineral mapping. The key technique of this model is spectral absorption index (*SAI*). Applying Hapke spectral Model, the relationship between *SAI* and spectral absorption coefficient (*d*) or /and single scattering albedo (*w*) is established. The relationship between *SAI* image and spectral absorption depth is analyzed also. Due to the quantitative relation between mineral content and absorption depth, the *SAI* will provide the quantitative information of mineral composite. The *SAI* has been applied in image processing and mineral mapping of FIMS MAIS and GERIS in Hatu area, Tarim Basin and Pine Creek of Australia. The study shows *SAI* is an effective method to extract mineral type and abundance from hyperspectral image .

**Key words** Imaging spectrometry, Spectral absorption, Mineral mapping