

# 高光谱遥感的地物组分探测和地质应用

王润生

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

## 1、高分辨率遥感技术的发展

遥感传感器分辨率(空间、光谱、时间、辐射)的不断提高,极大地提高了遥感的观测尺度和对地物的分辨本领,使探测地物的精细特征成为可能。而且使遥感的数据处理、信息提取和工作方法都发生一些质的变化和飞跃,将遥感技术和应用都推向一个新的高度。

地物的精细特征包括三大方面,一是地物的空间细节,即惊喜的几何特征,二是地物的物质组成和物质成分,三是地物的演化过程。对这些特征的精细探测分别依靠高空间分辨率遥感、高光谱遥感和高时间分辨率遥感。

近年来,遥感数据的空间分辨率不断提高,民用航天遥感图像的空间分辨率已达到厘米级。在高空间分辨率的遥感图像上,地物的空间细节,包括地物的大小、形状、阴影、空间分布、纹理结构、与其它地物的空间关系等,都一览无余。在高空间分辨率遥感图像上,地物的空间特征在地物识别中越来越占据主导地位,而在中、低分辨率图像识别中起主要作用的色调及其统计特征将退居次要的或辅助的地位。

时间分辨率的提高细化了遥感动态监测的时间粒度,使遥感变化检测研究发展到对地物或现象演化过程的研究,序列图像分析方法会逐渐成为新的研究热点。

高光谱技术的兴起与发展,使遥感从鉴别(Discrimination)发展到对地物的直接识别(Identification)。高光谱遥感的最大特点是可以获得和重建像元光谱,从而依据光谱特征直接识别地物类型、地物组成、以致地物的成分,反演地物的物理、化学参量。随着光谱分辨率的提高,地物的光谱特征在识别中越来越占据主导地位,工作方法也由以图像分析为主转变为以谱分析为主的图谱结合的模式,并使遥感应用逐渐摆脱“看图识字”的阶段,而越来越依赖于对地物波谱特征的定量分析和理解<sup>[1]</sup>。

## 2、高光谱物质组成和物质成分的探测

高光谱能探测物质组分或成分主要有:

(1) 岩石: 高光谱能识别岩石中的组分矿物、矿物丰度和一些矿物的化学成分。

岩石一般都由多种矿物组成,岩石光谱是组分矿物光谱的综合反映。矿物与电磁波的相互作用因其化学成分和晶格结构的不同而对电磁波的反射、透射、吸收、发射的性状有所差异,使在矿物的反射或发射光谱中产生与矿物成分和结构相对应的光谱特征或谱带,称为诊断特征,它们的出现和强弱反映了相应矿物的存在与相对含量(矿物丰度)。高光谱能识别的矿物主要有:

可见—近红外光谱区间( $0.4 \sim 1.1 \mu\text{m}$ ),诊断特征主要缘由矿物组成元素的电子过程,探测的矿物主要是铁、锰等过渡元素的氧化物和氢氧化物,以及一些含硫的矿物,如赤铁矿、针铁矿、黄钾铁矾、顽火辉石、雄黄、辉锑矿等。其中,含硫矿物的谱带源自“导带”和“禁带”间的电子跃迁<sup>[2]</sup>,波谱在可见光谱段产生尖锐的反射边(图1)。

短波红外谱段( $1.7 \sim 2.5 \mu\text{m}$ ),吸收谱带主要为晶格分子振动的倍频、合频和差频。振动可以是晶体中原子基团受键力作用在平衡位置附近作的微小振动,或基团整体相对整个晶格的振动。识别的矿物主要为含羟基、碳酸根、硫酸根、铵基的层状硅酸盐、链状硅酸盐、碳酸盐和部分水合硫酸盐矿物,如含 $\text{NH}_4$ 的布丁石;含 $\text{Al-OH}$ 的黄玉、叶腊石、高岭石、蒙托石、白云母、伊利石、三水铝石等;含 $\text{Si-OH}$ 的蛋白石;含 $\text{Fe-OH}$ 的黄钾铁矾、绿托石、皂石等;含 $\text{Mg-OH}$ 的绿泥石、绿帘石、滑石、闪石、叶蛇纹石、金云母等;碳酸盐矿物方解石、白云石、菱铁矿等;水合硫酸盐矿物石膏、硬石膏等。这些矿物大多都属于所谓

的“蚀变”矿物，是遥感找矿的重要指示标志。

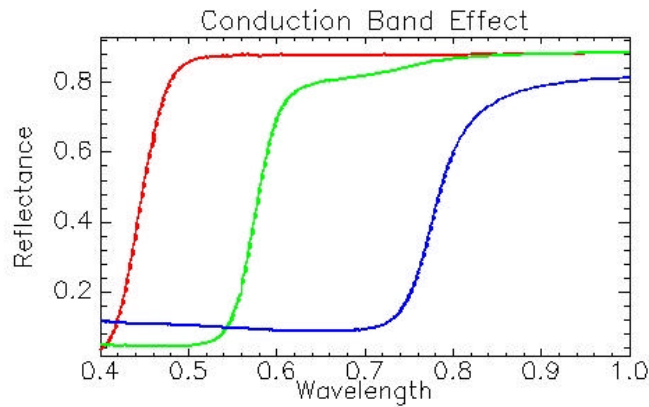


图 1 含硫矿物波谱在可见光谱的尖锐反射边(引自 Ramsey, 2006<sup>[2]</sup>)  
左：硫磺(S)，中：雄黄(AsS)，右：辉锑矿(Pb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>)

Fig 1 Sharp reflectance edge in the spectrum of sulfur-bear minerals (from Ramsey, 2006<sup>[2]</sup>)  
Left: sulfur(S), Middle: realgar(AsS), Right: stibnite(Pb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>)

分子振动基频都位于中热红外光谱区间(3~20μm)，图 2 列出了各类矿物振动谱带基频的频率的变化范围。在中热红外光谱谱段除了可识别可见-反射红外区间所能识别的矿物外，还能识别各种无水硅酸盐类(架状硅酸盐、岛状硅酸盐、链状硅酸盐)、硫酸盐、磷酸盐等矿物。包括石英(SiO<sub>2</sub>)、长石、角闪石、辉石、橄榄石等各种造岩矿物。

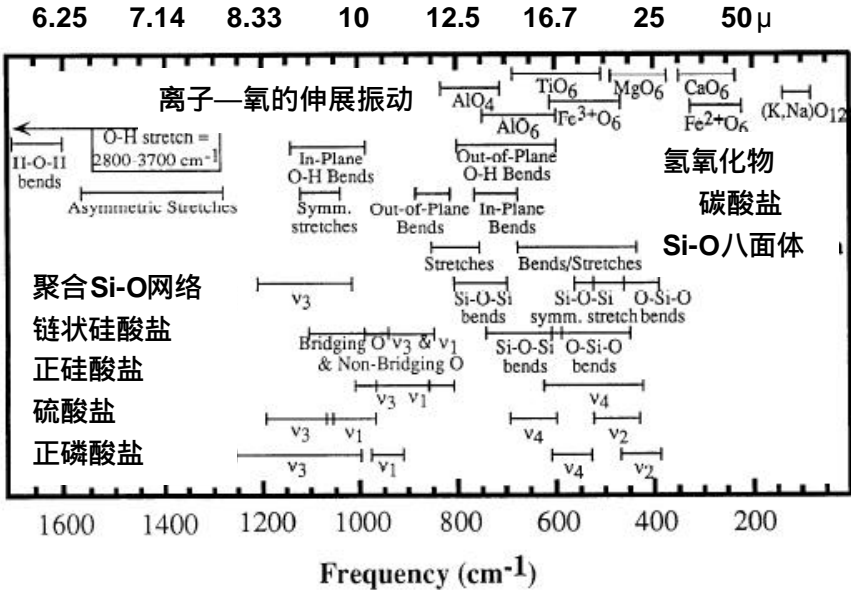


图 2 不同类型矿物的振动谱带的频率范围(据 Williams,1995<sup>[3]</sup>)

Fig 2 Approximate frequency range of vibrations of mineral groups( from Williams,1995<sup>[3]</sup>)

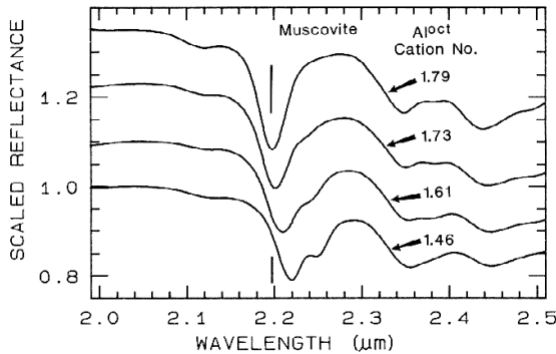
矿物成分识别主要是识别由于矿物的类质同象置换而引起的同种矿物金属离子含量的变化。矿物的类质同象是矿物晶格中的金属离子被其它价键相似的金属离子所替代，而不改变矿物晶体结构的现象。类质同象虽然不改变矿物的晶体结构，但会使矿物的晶格常数发生改变，而使电子能级(电子过程)或晶格振动的频率和强度发生微小变化。这些变化在矿物的波谱上常表现为吸收谱带波长位置的位移及谱带精细特征的改变。根据这些精细特征可定

性或半定量地反演矿物中金属离子的相对含量或含量的比值，如  $Al/Fe^{+2}$ 、 $Al/Fe+Mg$  等。在可见—反射红外谱段 ( $0.4 \sim 2.5 \mu m$ )，能识别或理论上能识别的矿物类质同象置换主要有：

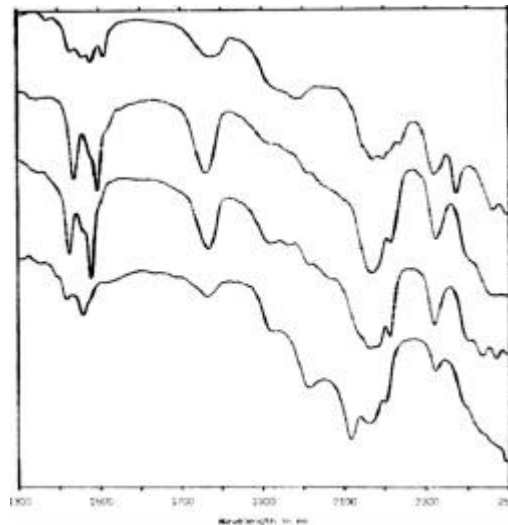
- 白（绢）云母类： $Al^{+3}$  ? (Fe、Mg) 置换，生成钠云母 (*paragonite*) 白云母、多硅白云母 (*phengite*) 等不同类型的亚种。随着铝含量的减少， $2.2 \mu m$  附近的吸收谱带逐渐向长波方向移动，且不对称性也愈益明显 (图 3)。
- 绿帘石： $Fe^{+2}$  ? ? Mg
- 绿泥石类： $Fe^{+2}$  ? ? Mg、Ca，产生铁绿泥石、铁镁绿泥石、镁绿泥石、钙绿泥石等矿物。
- 明矾石类： $Ca-K-Na-NH_4$ ，产生钙明矾石、钾明矾石、钠明矾石、铵明矾石系列，其光谱特征呈明显的变化 (图 4)。
- 黑云母类： $Fe^{+2}$  ? ? Mg、Ca
- 赤铁矿和褐铁矿： $Al^{+3}$  ? ?  $Fe^{+3}$
- 蒙托石、绿泥石，长石、伊利石等中的铵。

图 3 白云母中八面体铝离子数

图 4 明矾石类光谱 (由上至下依次为：



对光谱的影响(据 Swayze, 1997<sup>[4]</sup>)



钙-、钠-、钾-、铵-明矾石(据 Thompson<sup>[5]</sup>)

Fig 3 Absorption band shift in spectra of muscovite with Al composition( Swayze, 1997<sup>[4]</sup>) Fig 4 Reflectance spectrum of k-,Na-, Ca-, and NH4- bearing alunite ( from Thompson<sup>[5]</sup>)

类质同象置换与成岩成矿时的温压条件、岩浆组分浓度、氧逸度等地质环境密切相关，识别矿物成份的差异和在三维空间中的变化，对恢复成矿成岩时的温压条件和地质环境，探讨热动力过程和热液运移的时空演化<sup>[6]</sup>，研究元素的富集和赋存状态，建立矿床的成因模型，指导地质找矿<sup>[7]</sup>，都有重要作用。

高光谱能识别的矿物化学成分主要有：

\*  $SiO_4^{-4}$ 、 $O_3^{-2}$ 、 $OH^-$ 、 $SO_4^{-2}$ 、 $CO_3^{-2}$ 、 $H_2O$  等阴离子基团

\* Fe、Mn、Al、Mg、Na、K、Ca、 $NH_4$  等金属离子或阳离子基团

2、大气：大气的成份主要包括氮 ( $N_2$ ) 氧 ( $O_2$ ) 氩气 (A) 二氧化碳 ( $CO_2$ ) 等定常成分，水 ( $H_2O$ ) 臭氧 ( $O_3$ ) 一氧化碳 ( $CO$ ) 一氧化二氮 ( $N_2O$ ) 甲烷 ( $CH_4$ ) 等可变成成分，以及气溶胶、 $CO$ 、 $H_2S$ 、 $SO_2$  等污染物。各种气体分子对太阳辐射和地物的反射都有选择性的吸收而在波谱上形成特定的谱带，而能为高光谱遥感所检测<sup>[8]</sup>。

$N_2$  和  $O_2$  的吸收主要位于紫外波段。氧气为无极性双原子分子，除对紫外有强烈吸收作用外，在  $0.70 \mu m$  附近明显而窄的吸收、 $0.80 \mu m$  附近的强而窄的谱带，以及  $1.30 \mu m$  附近较弱的窄吸收带 (图 5，右)，都为电四极偶引起。

$H_2O$  对辐射的吸收作用最强。水分子是极性分子，具有恒强的永电偶极矩。其振动谱带

中心位于  $6.270\mu\text{m}$  ( $\nu_1$ , OH 对称伸展振动)、 $2.738\mu\text{m}$  ( $\nu_2$ , H-O-H 弯曲振动) 及  $2.663\mu\text{m}$  ( $\nu_3$ , OH 非对称伸展振动) 处。近红外和短波红外区间的合频和倍频谱带有:  $0.72\mu\text{m}$  ( $0.70\text{--}0.74\mu\text{m}$ , 弱),  $0.82\mu\text{m}$  ( $0.79\text{--}0.84\mu\text{m}$ , 弱),  $0.94\mu\text{m}$  ( $0.926\text{--}0.978\mu\text{m}$ , 强),  $1.13\mu\text{m}$  ( $1.095\text{--}1.165\mu\text{m}$ , 强),  $1.395\mu\text{m}$  ( $1.319\text{--}1.498\mu\text{m}$ , 强),  $1.87\mu\text{m}$  ( $1.762\text{--}1.977\mu\text{m}$ , 强), 以及  $2.01\mu\text{m}$ 、 $2.05\mu\text{m}$  处的微弱吸收特征 (图 5, 左上)。

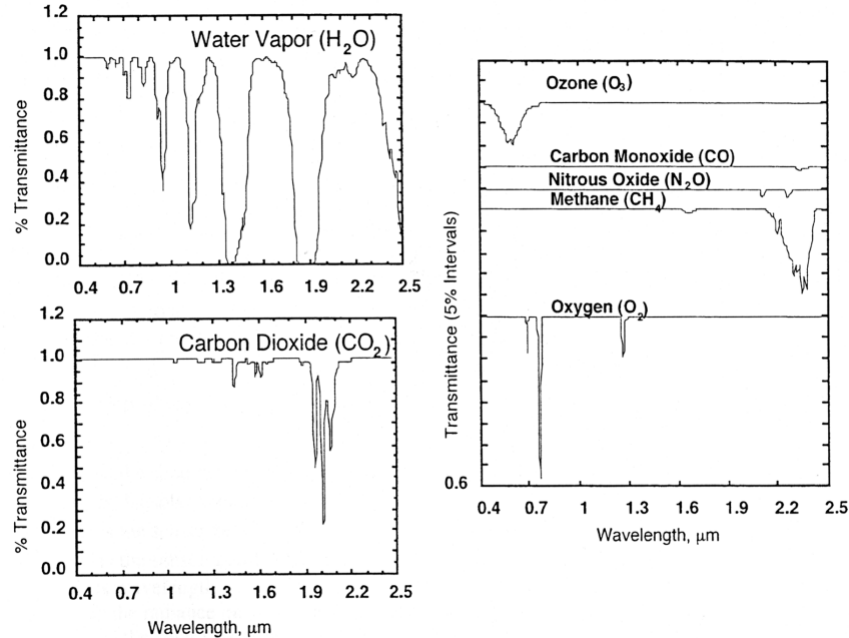


图 5 大气中  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{O}_3$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{N}_2\text{O}$  和  $\text{CH}_4$  的吸收光谱 (据 Gao Bo-Cai et al, 1996<sup>[8]</sup>)  
Fig 5 Absorption band of  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{O}_3$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{N}_2\text{O}$  and  $\text{CH}_4$  (from Gao Bo-Cai et al, 1996<sup>[8]</sup>)

二氧化碳 ( $\text{CO}_2$ ) 的分子构成为 O-C-O, 为无极性分子。其吸收谱带主要出现在中-远红外区的以  $14.5\mu\text{m}$  ( $13.5\text{--}17.5\mu\text{m}$ )、 $4.3\mu\text{m}$  和  $2.7\mu\text{m}$  为中心的谱带, 以及  $12\mu\text{m}$ 、 $10.4\mu\text{m}$ 、 $9.4\mu\text{m}$ 、 $5.2\mu\text{m}$ 、 $4.8\mu\text{m}$  处的弱吸收谱带。近红外和短波红外区主要有  $1.4\mu\text{m}$ 、 $1.6\mu\text{m}$  处的较弱的谱带和  $1.9\mu\text{m}$ 、 $2.0\mu\text{m}$ 、 $2.1\mu\text{m}$  附近的较强的吸收带, 带宽都比较窄。(图 5, 左下)。

臭氧 ( $\text{O}_3$ ) 为有极分子。 $\text{O}_3$  对紫外的吸收作用很强。在中-远红外区, 有中心波长位于  $9.6\mu\text{m}$  附近的强吸收、 $4.75\mu\text{m}$  附近的弱吸收, 以及  $14\mu\text{m}$  附近与  $\text{CO}_2$  吸收重叠的强吸收带。反射光谱区间主要有  $0.55\text{--}0.65\mu\text{m}$  之间的呈中等强度的吸收 (图 5, 右)。

大气中的  $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}$  和  $\text{CO}$  都是有极分子, 都有振动—转动光谱。甲烷  $\text{CH}_4$  的振—转谱带位于  $3.3\mu\text{m}$  和  $7.6\mu\text{m}$  附近, 在反射红外区,  $1.70\mu\text{m}$  附近有一微弱谱带,  $2.20\text{--}2.45\mu\text{m}$  出现较强吸收谱带;  $\text{N}_2\text{O}$  振—转谱带位于  $3.90\mu\text{m}$ 、 $4.06\mu\text{m}$ 、 $4.50\mu\text{m}$  和  $7.78\mu\text{m}$  附近, 反射红外区在  $2.10\mu\text{m}$  和  $2.25\mu\text{m}$  附近出现有很微弱的吸收带;  $\text{CO}$  仅在  $2.35\mu\text{m}$  附近有一个极弱的谱带出现 (图 5, 右)。

3、土壤: 土壤是岩石风化的产物, 其组成受母岩成分、成土过程、耕作历史以及环境的影响很大。土壤的成分主要有石英、长石、黑云母、角闪石、辉石、白云母等原生矿物, 成土过程中形成的次生矿物, 主要为粘土类矿物和铁铝氧化物, 包括高岭石、蒙托石、伊利石、绿泥石、滑石、三水铝石、赤铁矿、针铁矿、黄钾铁矾等, 以及有机质和水。不同类型的土壤、不同的土壤成分显示出不同的光谱特征 (图 6)。

根据矿物的光谱特征, 运用岩石中同样的矿物识别的方法, 可识别土壤中的原生矿物和次生矿物, 反演其相对含量<sup>[10]</sup>。但土壤光谱由于受土壤中水分和有机质的影响而使矿物的谱带一般表现较岩石要弱得多, 因而对高光谱的数据质量和光谱重建的要求更高。由于大气中

水的强烈吸收，限制使用水的谱带反演水的含量。土壤中的有机质、盐分、以及 N、K 等营养成分对光谱都有显著的影响，但由于没有明显光谱鉴定特征<sup>[11]</sup>，目前普遍使用回归分析或偏最小二乘回归方法估计这些成分的含量<sup>[12]</sup>。

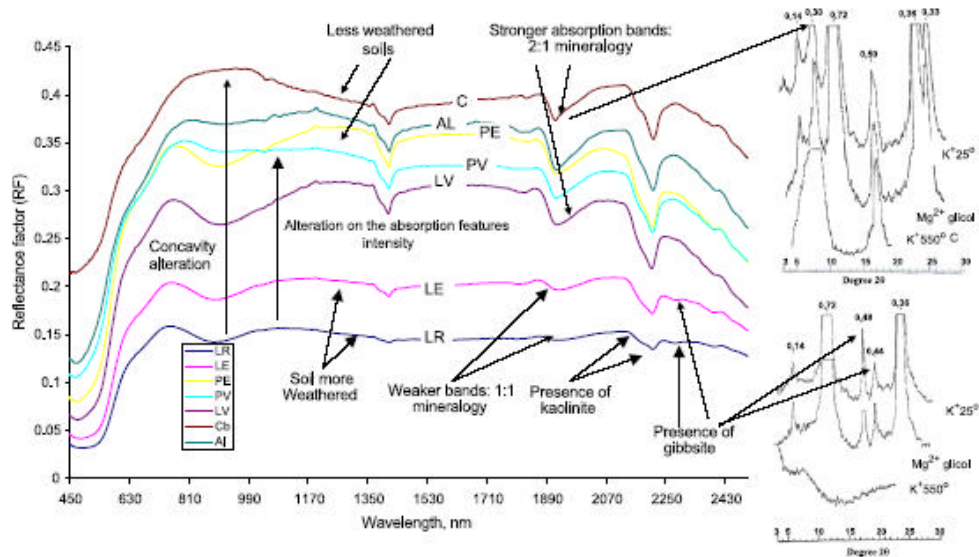


图 6 巴西 Piracicaba 土壤的光谱及显示的矿物谱带 (引自 Dematte 2004<sup>[9]</sup>)  
(LR、LE、LV、PE、PV、AL、C 为土壤类型代号)

Fig 6 Mean spectral reflectance of soil Samples in Piracicaba, Brazil (from Dematte 2004<sup>[9]</sup>)

LR : haplorthox in flat landscape, LE : haplorthox, more red, LV : haplorthox ,  
PE: rhodic paleudult, PV: paleudult, AL: fluvent, C: distrochrept,

4、植被：高光谱识别反演的植被成分信息主要是植物的生化参量，包括叶绿素、叶黄素、木质素、淀粉、水分以及氮等营养成分。在可见—反射红外谱段 ( $0.4 \sim 2.5 \mu\text{m}$ ) 内，植被的反射光谱存在 5 个明显得吸收特征，它们分别源自叶绿素的电子跃迁 ( $0.4 \sim 0.7 \mu\text{m}$ ) 水合其它成分中的 O-H、N-H 键弯曲和伸展振动<sup>[13]</sup>。由于水、淀粉、木质素、糖等多种成分中都有 O-H 键的存在，它们的吸收特征都位于相近的波长位置上，且互相叠加，致使除少数的成分，如叶绿素和水分外，各种成分都不具有独占的吸收特征。因而，目前植被生化参数的反演主要是依据对生化参量敏感的波段、光谱参量 (如红边的位置和斜率) 或波段组合 (如各种的光谱指数)，应用多元统计分析方法建立回归预测方程求取<sup>[14-16]</sup>。

5、水体：反演的成分参量主要有叶绿素、悬浮物、黄色物质等水质参数。水体的反射率由于水对电磁波的强烈吸收而一般较低，各种成份对光谱影响的相互叠加，以及水体的流动性、成分随时间、环境和地域的多变性，水体成分的反演也主要采用回归分析方法<sup>[17-18]</sup>。

6、人工地物：人工地物包括建筑物、道路、工程设施等。高光谱优势在于区分人工目标的材质<sup>[19]</sup>，以至有可能探油漆涂层下的板材的特征<sup>[20]</sup>。典型的事例是对北京亚运村建材市场屋顶材质的识别，应用短波红外、中红外和热红外谱段的光谱差异，有效地区分了蓝色油漆涂面遮蔽下，国产板材、韩国板材和中韩合资大连浦项制铁板材材质和涂料的差别<sup>[21]</sup>。材质的识别对揭示军事目标的伪装有重要的意义<sup>[22]</sup>。图 7 为美国和俄罗斯绿色伪装网的光谱与绿色植物光谱的比较<sup>[23]</sup>，可见目前伪装网的光谱在可见光谱段已与绿色植被光谱相差无几，但是在红外谱段，两者仍相差甚远。

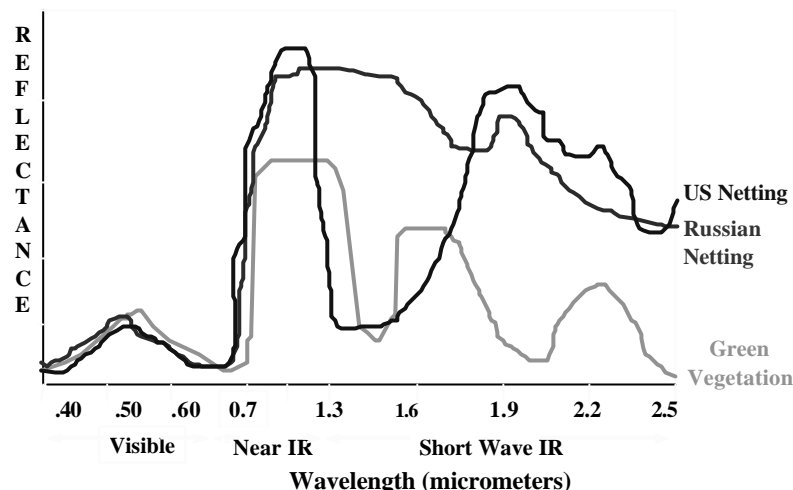


图 7 美国和俄罗斯绿色伪装网光谱与绿色植物光谱的比较 (引自 Gomez,2001<sup>[23]</sup>)

Fig 7 The reflectance of US and Russian Camouflage Netting Compared with Green Vegetation(from Gomez,2001<sup>[23]</sup>)

### 3、高光谱遥感成分识别的一般工作方法

高光谱是多光谱技术的继承和发展。其基本工作方法或工作步骤与其他遥感方法相同，可大致分为数据的预处理（图像校正和复原）与图像增强、信息提取与识别、信息分析与综合、应用建模四大部分。其分别对应于图像科学的图像处理、图像分析、图像理解、图像工程阶段，从信息和认知科学上，它们分别是数据、图像—图像、数据—信息、信息—知识（认知）知识—社会的过程。即：

- |        |                     |            |
|--------|---------------------|------------|
| * 图像处理 | 图像校正、图像复原、图像增强      | 数据或图像——图像  |
| * 图像分析 | 图像解译、信息提取、异常检测      | 数据或图像——信息  |
| * 图像理解 | 信息的分析和综合            | 信息——知识（认知） |
| * 图像工程 | 应用建模：预测、监测、预报、规划、决策 | 知识——社会、经济  |

高光谱遥感作为多光谱遥感的扩充和发展，有不同于多光谱的特点和优势。高光谱成像（成像光谱）以纳米级高光谱分辨率，数十至成百个波段同时对地面成像，使成像光谱具有图谱合一的特点。其地物识别方法和识别模型也可分为图像识别和波谱识别两大类。

图像识别包括图像运算、图像变换、图像分割与分类、异常检测等。高光谱图像识别与多光谱并无本质的区别，多光谱的信息提取和图像识别方法原则上都可以用于成像光谱，仅由于成像光谱的众多波段和巨大的数据量，使图像识别多在高维或超维特征空间进行，需要在算法和实施过程中采取一些相应的措施。对于图像识别，本文不作过多涉及。

光谱识别是成像光谱区别与多光谱的本质所在，也是高光谱遥感的最大的优势所在。从成像光谱众多的波段图像中，可以提取或重建地物在一定光谱段上的连续光谱信息。研究人员可以根据地物诊断波谱特征等物理性质，直接识别地物类型和地物组分，定量或半定量估计或反演地物及其组分相对含量。

当然，图像识别和光谱识别之间并没有截然的界限。图像识别，特别是特征提取和特征选择，都要以光谱知识为基础；而光谱识别过程中，也常使用一些图像处理方法，如波谱特征的提取。而有些方法，如光谱分析中光谱相似性度量的典型方法波谱角制图<sup>[24]</sup>，当以训练区的图像光谱作为参考光谱时，波谱角被视为特征空间中的一种距离测度而用作一种分类准则，波谱角制图被归为一种图像分类方法<sup>[25]</sup>。

### 4、高光谱矿物填图技术

矿物填图(mineral mapping)可以说是高光谱最成功的，也是最能发挥其优势的应用领域，



它使遥感地质由识别岩性发展到识别单矿物以至矿物的化学成分及晶体结构<sup>[26]</sup>。在可见—短波红外谱段，识别的矿物主要为 Fe、Mn 等过渡元素的氧化物和氢氧化物、含羟基矿物、碳酸盐矿物以及部分水合硫酸盐矿物，可识别的矿物可达近 40 种<sup>[27]</sup>，大部分属于与成矿作用密切相关的蚀变矿物。对圈定矿化蚀变带<sup>[28]</sup>，分析蚀变矿物组合<sup>[29]</sup>和蚀变相<sup>[30]</sup>，定量或半定量估计相对蚀变强度和蚀变矿物含量<sup>[31]</sup>，追索矿化热液蚀变中心，圈定找矿靶区<sup>[32-34]</sup>，都有重要作用。而使用中—热红外谱段，有可能识别包括造岩矿物、矿石矿物在内的绝大多数的矿物类型<sup>[35,36]</sup>。高光谱遥感还可探测一些蚀变矿物和一些造岩矿物的成分<sup>[37]</sup>及结构特征<sup>[38]</sup>，用以分析成矿成岩作用的温压条件<sup>[39]</sup>、热动力过程<sup>[40]</sup>和热液运移的时空演化<sup>[41]</sup>，恢复成岩成矿历史<sup>[42]</sup>，建立不同矿床的成矿模型和找矿模型<sup>[43-44]</sup>。高光谱矿物识别技术在土壤土质调查<sup>[45]</sup>、土质退化（沙漠化和盐碱化）监测<sup>[46]</sup>、矿山环境监测<sup>[47,48]</sup>、月球<sup>[49]</sup>和行星探测<sup>[50]</sup>等领域也都能发挥重要作用。高光谱矿物填图技术将是支撑我国战略矿产调查、环境监测与防治和探月计划的重要高新技术之一<sup>[51]</sup>。

高光谱矿物填图应包括辐射标定、大气校正与光谱重建、航带和跨航带照度调整、矿物端元选择、分航带矿物识别、几何校正、图像镶嵌与地理编码、全区矿物分布图的编制等基本步骤（图 8）。

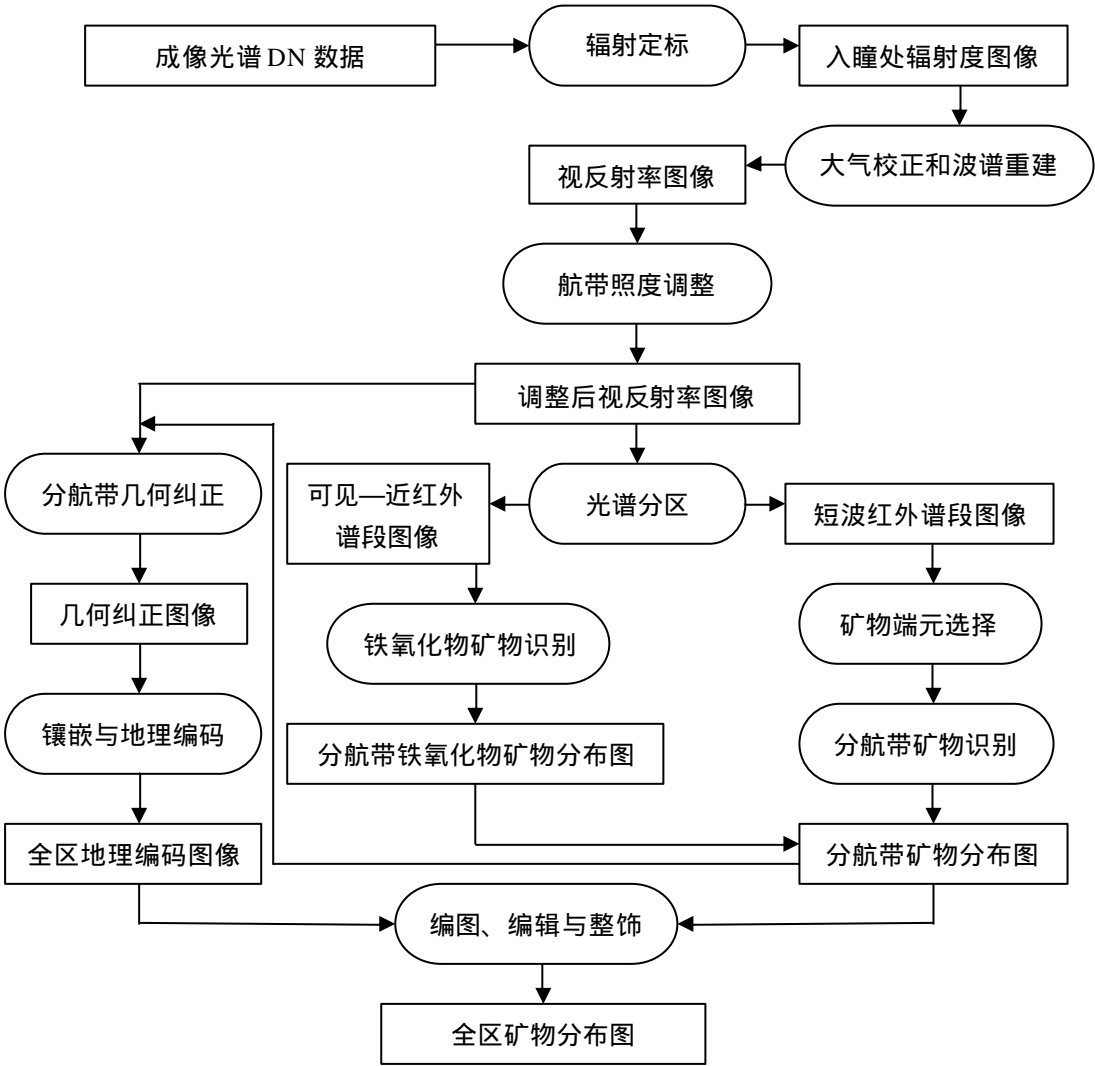


图 8 高光谱矿物填图的基本技术流程

### (1) 光谱匹配

高光谱光谱识别的基本原理是根据重建光谱与地物光谱或实测光谱的定量比对直接识别地物类型、物质组分或物质成分,即以重建光谱与参考光谱相似性度量为基础的光谱匹配方法。将重建光谱与参考光谱相比较,以某种测度函数度量它们之间的相似性或相关性程度。相似性测度函数可以是距离函数(欧氏距离、马氏距离)、相似系数、相关系数、光谱矢量夹角、光谱信息散度等。按匹配时所使用的数据、利用的光谱特征、所检测的成分,光谱匹配可分为不同的类型<sup>[52]</sup>:

直接匹配:是直接用重建光谱与参考光谱数据进行匹配。

间接匹配:利用编码或变换后的数据作匹配,如光谱编码匹配等。

整体光谱匹配:指以全部光谱区间或某一光谱段的整体光谱相似性测度为基础的匹配。

局部光谱匹配:使用特定的波段、使用诊断性光谱吸收谱带特征或光谱参量,波段组合(如各种的光谱指数)的识别方法。回归分析方法在一定的意义上也可归入此类。

全像元匹配:以像元为单位,检测像元中是否存在目标物质(矿物)以及其与其它像元相比的相对含量

亚像元匹配:试图探测较像元尺寸小得多的物质在像元中的含量或在像元中所占比例的方法。如混合像元分解和光谱匹配滤波等。

### (2) 大气校正与光谱重建

光谱匹配的前提是要将图像数据转化为像元光谱数据。高精度的辐射定标、大气校正和光谱重建是光谱识别不可或缺的环节。光谱重建的精度是制约光谱识别的准确度和精细程度的关键,特别是光谱的整体形态;特征谱带的光谱位置、形状、深度,植被光谱的红边位置和斜率;绿峰的位置和强度等。应尽可能地准确。在数据的处理、校正、去噪、增强、融合中也必须注意光谱保真问题。

实际工作中,大气校正推荐采用“空地回归分析方法”或“基于成像光谱数据大气参量提取的辐射传输模型的方法”。

航空成像光谱在数据获取时,都应选择定标场,进行同步或准同步地面光谱测量,有条件时还可以用太阳辐射计作太阳直射辐射监测或用地面光谱仪检测太阳照度的变化,用以估计大气气溶胶光学厚度等参数,为大气校正中的大气参数选择提供依据。若测区及其附近自然定标场选择比较困难或选取的定标场不够理想,可考虑布设人为地标,作为自然定标场的补充。在定标场(点)的地物特性(地物成分、湿度、植物生长状况等)变化不大时,采用非同步的光谱测量数据(踏勘时的光谱量测或飞行后的补测),一般也能取得较好的校正结果。对于卫星数据,组织同步测量比较困难,一般采用辐射传输模型方法进行大气校正。

大气校正后重建光谱的质量可以用以下方法做检验:

与地面光谱作比较。 与波谱数据库中的标准波谱比较。 检查特定地物的光谱特征。

重建光谱质量的判断标准:

与地面光谱或数据库中的标准光谱的形态和变化趋势一致,特征谱带清晰可辨,谱带位置和谱带特征无明显变异。

绿色植物的光谱特征明显,530-580 nm 区间出现反射峰;

阔叶植物蓝波区间(400-490nm)和红波区间(620-680nm)的反射比为1-3%。

较洁净的水体750nm 以长光谱区,除太阳耀斑外,反射比小于1%。

土壤光谱400-1000nm 区间呈缓慢增长的趋势。



### （3）混合像元分解和端元选择

从地物组分和成分识别的角度，所有获取的高光谱遥感的像元都是混合像元，所重建的像元光谱都是混合光谱。混合像元分解或光谱解混在光谱识别，特别是成分的量化识别或参数的定量发演中起重要作用。光谱解混是将像元光谱表达为像元中各成分端元光谱和端元在像元中所占比例的某种函数，在像元光谱和另外一些参数（成分端元或端元比例）已知的情况下，依据一定的约束条件，反演未知参数的方法。目前常用的是线性混合模型。

分解模型选定之后，所选择和确定的光谱端元的真实性又是光谱分解的关键。端元选择方法可分为两大类：一类是针对应用目标，根据物质及其光谱特征的有关知识，通过实地调查确定端元，可称为“基于先验知识的端元选择”；“基于图像的端元选择”是假定图像中存在有基本上仅反映一种矿物光谱的所谓的“纯像元”或“非混合像元”，用数学方法自动或交互式从图像中提取这些“纯像元”作为端元。目前常用的数学方法有基于凸面几何和子空间投影的方法，如像元纯度指数 PPI、N-FINDR、“顶点分量分析 VCA”、“最小体积变换 MVT”等；基于统计的独立成分分析 ICA；基于数学形态学的“自动形态学端元提取 AMEE”等方法。研究基于光谱模型的光谱“盲分解”技术可能是提高识别和反演可靠性的有效途径。

### （4）物质成分的定量反演

物质成分的定量反演方法目前主要有三种，即基于诊断吸收谱带的深度、光谱混合分解和数理统计方法。

吸收谱带深度法是基于谱带的深度与相应的组分或成分呈正相关关系。由于混合光谱的影响，同种成分在不同种类的地物中，其谱带强度与成分百分含量的关系也会有所不同，因此一般反演的是成分的相对含量。另外，谱带深度还受到环境因素和光谱重建精度等的影响，而具有一定的不确定性。

混合像元分解反演物质成分的方法是根据选定的成分端元和混合模型，反演各端元在像元中所占的比例。须注意的问题有：目前混合分解使用的基本都是线性模型，但成分的混合基本都属于紧致混合，非线性特征明显；由于反演的等效效应，光谱解混具有多解性，解混结果在很大程度上取决于所选取端元的真实性和代表性；用混合光谱分解算法得到的成分“丰度”信息，是各成分端元光谱在混合光谱中所占的比重，是成分的“光谱丰度”，光谱丰度并不等同于该成分在地物中所占的比例。要反演出端元在地物中的真实丰度还必须对“光谱丰度”作定标或转换。

统计分析方法最常用的是回归分析和偏最小二乘回归分析，通过建立成分与某种光谱参量的回归方程，估计成分的含量，光谱参量包括特定波长处的反射率、反射率的简单或复杂比值（光谱指数）、光谱微分值、所围面积等。对于有明显特定光谱特征的组分或成分，如岩石和土壤中的矿物、大气成分等，回归分析起到了“规一化”或“定标”的作用，将反演的“相对含量”或“光谱丰度”转化为“真实含量”或“绝对含量”。对于无明显特定光谱特征的组分或成分，如土壤中的腐殖质、植物中的营养成分，回归方程具有很强的地域性、时效性而降低了其鲁棒性和实用性。

## 5、两种地质找矿应用模式

不同类型岩石中的矿物组分、不同矿种不同成因类型矿床的矿物生成序列、矿物的共生和伴生组合、蚀变类型和蚀变矿物组合及分带、标型矿物等都有其一定的内在规律，受地质活动历史和地质环境的影响和制约。在地质找矿中，蚀变矿物组合和蚀变分带比单一的蚀变矿物更具有指导和决策意义，很多情况下，并不需要逐一识别出各种单一的矿物成分，更需要的是识别出矿物的共生组合及其分带。因此，在找矿应用中，针对不同情况，可分别采用基于单矿物识别和基于混合矿物（蚀变带）识别两种应用模式。

### （1）基于单矿物的光谱识别模式

基于单矿物识别的组合模式是根据单个矿物的波谱特征，逐个地对区内的单矿物进行一一识别，然后根据矿物的空间分布，结合矿物的共生组合规律和工作区地质环境与地质条件，分析矿物分布的空间组合型式和空间变化，划分不同的蚀变带、变质带、岩化带或相带，进行深入的地质分析。模式的技术流程见图 9。

该模式能提取每一种感兴趣的矿物及其空间分布特征，对矿物共生组合和空间变化的分析也比较精确而客观。但由于自然界的矿物绝大多数都以组合的形式出现在岩石中，遥感探测到的都是矿物的混合光谱，对单矿物较精确的识别必须要进行“混合像元分解”。

（2）基于组合矿物的光谱识别模式

基于矿物混合光谱识别的组合模式是基于对岩石矿物组合光谱规律的深刻认识，从矿物共生组合出发，结合矿物的光谱特征知识，直接从图像光谱中提取出不同组合矿物的分布，然后进行蚀变带与蚀变矿化分布的识别。最终进行成矿地质分析，圈定成矿靶区，进行资源评价。技术框架如图 10。

这种模式在一定程度上可克服单矿物识别中的困难，识别的工作量也大大减少。但对有关单矿物的空间分布规律的分析带来一定的影响。在实际应用中，可采用两种做法：

根据成矿规律，按照所要识别的蚀变带的矿物组合，利用标准波谱库中的单矿物光谱，进行光谱拟合或合成，作为识别组合矿物的参照或依据。这种做法中对矿物组合及其相对含量的选择往往会受到对工作区地质规律的认识和地质观点的影响，具有一定的主观性。合成的光谱与实际情况会有一定的差距。

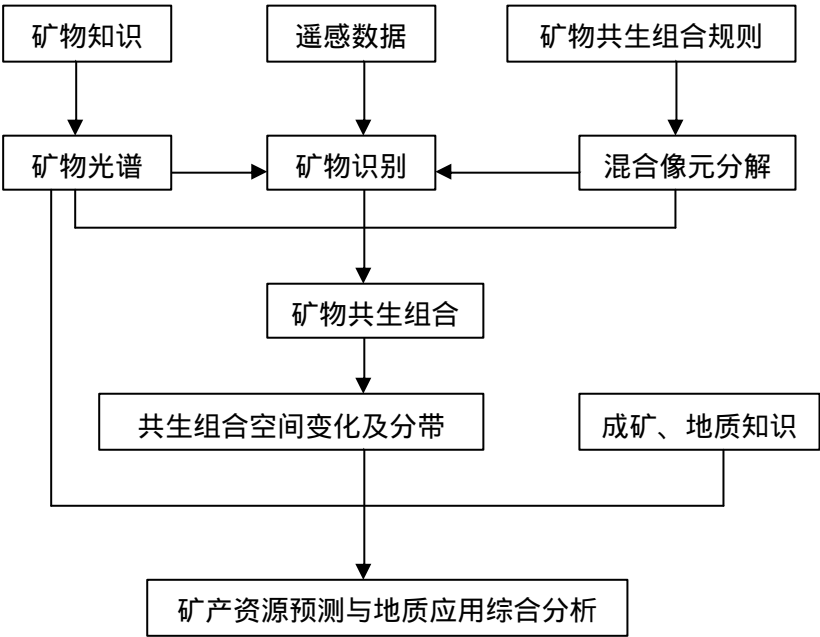


图 9 基于单矿物识别的组合模式

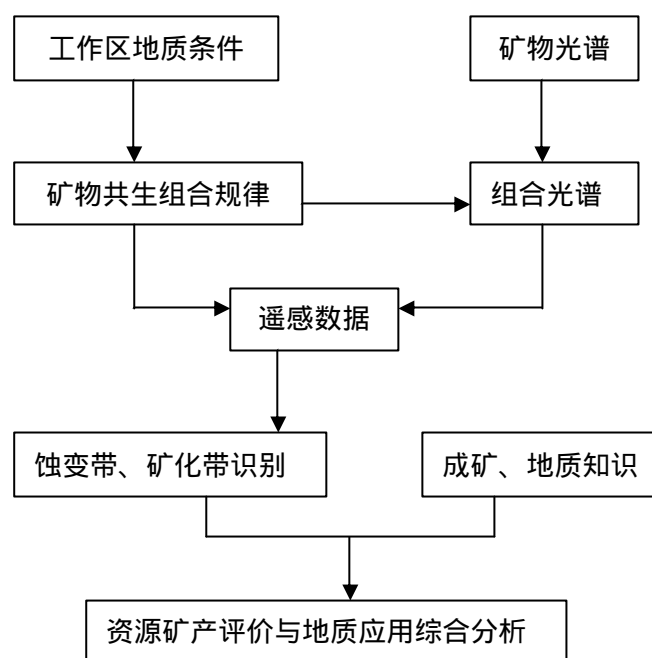


图 10 基于矿物组合识别的组合模式

以野外已知不同岩矿化带的实测波谱为依据。这种方法针对性强，往往能取得较好的识别效果。但需要作一定量的野外调查和现场波谱测试，而且要求所获取的波谱必须具有一定的代表性，能反映目标蚀变带总体的波谱特征。

## 5、结束语

地物光谱是高光谱地物成分识别的理论基础和依据，深入研究地物光谱随地物成分、结构的变化而改变的精细光谱特征、混合光谱效应，以及环境、地域等因素对光谱的影响，建立以光谱库、方法库和模型规则库组成的光谱识别支持系统，是提高光谱识别效果和识别精度的关键。光谱库存储有典型地物的标准光谱、工作区地物光谱、与光谱数据配套的技术参数和环境参数，为成像光谱的地物识别和成分反演提供依据和标准；方法库收集和存储光谱数据的处理方法和工具，包括光谱模拟、光谱的合成与分解、光谱变换、光谱运算、光谱的统计分析、波形特征的提取与分析、光谱制图等；模型规则库收集和存储所建立的地物和地物成分的光谱识别规则或反演模型。

## 参考文献：

- 【1】 王润生，遥感地质技术发展的战略思考，国土资源遥感，2008，(1)：1-12。
- 【2】 Ramsey M. S., Visible & Near/Shortwave-Infrared(VNIR\_SWIR) Theory & Application, Applied Sensing & GPS Techniques, Lecture #5, 2006.
- 【3】 Williams Q., Infrared, Raman and Optical Spectroscopy of Earth Material, In “ Mineral Physics and Crystallography, A Handbook of Physical Constant, Aherence T. J. Editor, AGU, 1995.
- 【4】 Swayze G. A., 1997, The hydrothermal and structural history of the Cuprite mining district, Southwest Nevada: an integrated geological and geophysical approach, Ph D. Dissertation, University of Colorado at Boulder, Boulder, Colorado, 430p
- 【5】 Thompson, A. J. B., P. L. Hauff and A. J. Robitaille, 1999, Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared(SWIR) Spectroscopy, SEG Newsletter, No.39: 15-27.

- 【6】 Bown B B, et al, 2007, Reflectance Spectroscopic Mapping of Diagenetic Heterogeneities and Fluid-flow Pathways in the Jurassic Navajo sandstone, AAPC Bulletin, 91(2): 173-190.
- 【7】 Herrmann W., M Blake, M Doyle et al, 2001, Short Wavelength Infrared(SWIR) Analysis of Hydrothermal Alteration Zones Associated with Base Metal Sulfide Deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland, Economic Geology, 96: 939-955.
- 【8】 Gao, B. C., K. B. Heidebrecht and A. F. H. Goetz, 1996, Atmospheric Removal Program(ATREM) Version 4.0 User Guide, Center for the Study of Earth from Space/CIRES, University of Colorado, Boulder, Colorado.
- 【9】 Damatte J A M, et al, 2004, Visible-NIR Reflectance: A New Approach on Soil Evaluation, Geoderma, 121:95-112.
- 【10】 Lagacherie P, et al, 2008, Estimation of Soil Clay and Calcium Carbonate using Laboratory, field and Airborne Hyperspectral Measurements, Rem. Sen. Environ., 112: 825-835.
- 【11】 Stoner E R, 1981, Characteristic Variations in Reflectance of surface, Soil Sci Am J, 45:1161-1165.
- 【12】 Palacios-Orueta A, Ustin S, 1998, Remote Sensing of Soil Properties in the Santa Monica Mountains, Spectral Analysis, Rem. Sen. Environ., 65: 170-183.
- 【13】 Curran P J., 1989, Remote Sensing of Foliar Chemistry, Rem. Sen. Environ., 30:271-278.
- 【14】 Curran P J., Dungan J L., Peterson D L., 2001, Estimating the Foliar Biochemical Concentration of Leaves with Reflectance Spectrometer: Testing the Kokaly and Clark Methodologies, Rem. Sen. Environ., 76:349-359.
- 【15】 Read J J, et al, 2002, Narrow-waveband Reflectance Ratios for Remote Estimation of Nitrogen Status in Cotton, J Environ Qual, 31:1332-1452.
- 【16】 Townsend P A., et al, 2003, Application of Imaging Spectroscopy to Mapping Canopy Nitrogen in the Forests of the Central Appalachian Mountains Using Hyperion and AVIRIS, IEEE Trans. Geos. & Rem. Sen., 41 ( 6 ): 1347-1354.
- 【17】 Flink P, Lindell T and Ostlund C, 2001, Statistical Analysis of Hyperspectral Data from Two Swedish Lakes, The Science of the Total Environment, 268:155-169.
- 【18】 Kallio K et al, 2001, Retrieval of Water Quality from Airborne Imaging Spectrometry of Various Lake Types in Different Seasons, The Science of the Total Environment, 268:59-71.
- 【19】 Heiden, Uta., Sigrid, Roessner., and Karl Segl, 2001, Potential of Hyperspectral HyMap Data for Material Oriented Identification of Urban Surfaces, Proceedings of the 2nd International Symposium, Regensburg, Germany, June 22-23, pp 69-76.
- 【20】 高连如 等, 2006, 油漆涂层对板材红外光谱特征影响分析, 红外与毫米波学报, 25 ( 6 ): 13-18.
- 【21】 张 兵 等, 2004, 基于高光谱图像特征提取与凸面几何投影变换的目标检测, 红外与毫米波学报, 23 ( 6 ): 441-445.
- 【22】 刘凯龙 等, 2005, 地面目标伪装特性的高光谱成像检测方法, 解放军理工大学学报 ( 自然科学版 ), ( 2 ): 67-70.
- 【23】 Gomez R B., 2001, Spectral Library Issues In Hyperspectral Imaging Applications, Fifth

- Joint Conference on Standoff Detection for Chemical and Biological Defense, Williamsburg, Virginia, 24-28 September 2001.
- 【24】 Kruse, F. A., et al, The Spectral Imaging Processing System(SIPS)-Interactive Visualization and Analysis of imaging Spectrometer Data, *Rem. Sen. Environ.*, 44:145-163, 1993.
  - 【25】 童庆禧、张兵、郑兰芬, 2006, 高光谱遥感—原理、技术与应用, 高等教育出版社, 2006, 北京。
  - 【26】 Pieter C M, Englert P A J, Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical Composition, Cambridge University Press, 1993.
  - 【27】 Clark, R.N. , G. A. Swayze, et al , Imaging spectroscopy : earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems *J Geophysical Res*, 2003, 108(E12) : 5131.doi:10.1029/2002je001847.
  - 【28】 Sun Y, Seccombe P K and Yang K, Application of short-wave infrared spectroscopy to define alteration associated with the Elura zinc-lead-silver deposit, NSW, Australia, *J Geochemical Exploration*, 2001, 73: 11-26.
  - 【29】 Bierwirth P, Huston D and Blewett R, Hyperspectral mapping of mineral assemblages associated with gold mineralization in the Central Pilbara, Western Australia, *Economic Geology*, 2002, 97:819-826.
  - 【30】 Turner W A, Laamrani A and Rivard B, Laboratory reflectance spectra of hydrothermally altered carbonate facies, Pine Point mining camp, NWT Canada, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2003, 3:369-379.
  - 【31】 Mustard J F and Pieters C M, Abundance and distribution of ultramafic microbreccia in Moses rock dike: Quantitative application of mapping spectroscopy, *J Geophysical Res*, 1987, 92(B10): 10376-10390.
  - 【32】 Herrmann W, Blake M, Doyle M et al, Short wavelength infrared(SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland, *Economic Geology*, 2001, 96: 939-955.
  - 【33】 Berger B R, King T V V, Morath L C et al, Utility high-altitude infrared spectral data in mineral exploration: application to Northern Patagonia Mountains, Arizona, *Economic Geology*, 2003, 98: 1003-1028.
  - 【34】 Bedini E, Meer F V D and Ruitenbeek F V, Use of HyMap imaging spectrometer to map mineralogy in the Rodalquilar caldera, southeast Spain, *International Journal of Remote Sensing*, 2009, 30(2):327-348.
  - 【35】 Cooper B L, Salisbury J W, Killen R M et al, Potter, Midinfrared spectral features of rocks and their powers, *J Geophysical Res*, 2002, 107(E4): 5017, 10.1029/2000JE002462.
  - 【36】 闫柏琨、王润生、甘甫平等, 热红外遥感岩矿信息提取研究进展, *地球科学进展*, 2005, 20 : 1116-1126.
  - 【37】 Sunshine J M and Pieters C M, Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy, *J Geophysical Res*, 1998, 103(E6) : 13675-13688.
  - 【38】 Kruse F A and Hauff P L, Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and x-ray diffraction — potential for mapping with imaging spectrometer, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 1991, 29(1): 101-104.
  - 【39】 Duke E F, Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic

- reaction progress: implications for remote sensing, *Geology*, 1994, 22:621-624.
- 【40】 Bowen B B, Martini B A, Chan M A et al, Reflectance spectroscopic mapping of diagenetic heterogeneities and fluid-flow pathways in the Jurassic Navajo Sandstone, *AAPG Bulletin*, 2007, 91(2):173-190.
  - 【41】 Ruitenbeek F J A , Cudahy T and Van der Meer F D, Tracing fluid pathways in fossil hydrothermal systems with near-infrared spectroscopy, *Geology*, 2005, 33(7) : 597-600.
  - 【42】 Cunningham C G, Rye R O, Rockwell B W, et al, Supergene destruction of a hydrothermal replacement alunite deposit at Big Candy Mountain, Utah: mineralogy, spectroscopic remote sensing, stable-isotope, and argon-age evidences, *Chemical Geology*, 2005, 215:317-337.
  - 【43】 Brown A J, Cudahy T J and Walter, M R Hydrothermal alteration at the panorama formation, North Pole Dome, Pilbara Craton, Western Australia, *Precambrian Research*, 2006, 151:211-223.
  - 【44】 Yang k, Browne P R L, and Walshe J L, Characterising the hydrothermal alteration of the Brordlands-Ohaaki geothermal systems, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001, 106:53-65.
  - 【45】 Lagacherie P, Baret F Ferat J-B, et al, Estimation of soil clay and calcium carbonate using laboratory, field and airborne hyperspectral measurement, *Rem Sen Environ*, 2008, 112:825-835.
  - 【46】 Weng Y, Gong P and Zhu Z, Reflectance spectroscopy for the assessment of soil salt content in soils of the Yellow River Delta of China, *International Journal of Remote Sensing*, 2008, 29(19):5511-5531.
  - 【47】 Choe E, Meer F V D, Ruitenbeek F V, et al, Mapping of heavy metal pollution in steam sediments using combined geochemistry, field spectroscopy, and hyperspectral remote sensing: a case study of the Rodalquilar mining area, SE Spain, *Rem Sen Environ*, 2008, 112:3222-3233.
  - 【48】 Crowley J K, Williams D E, Hammarstrom J M et al, Spectral reflectance properties(0.4-2.5 $\mu$ m) of secondary Fe-oxide, Fe-hydroxide, and Fe-sulphate-hydrate mineral associated with sulphide-bearing mine wastes, *Geochemistry: Exploration ,Environment, Analysis*, 2003, 3:219-228
  - 【49】 Jaumann R, Spectral-chemical analysis of Lunar surface materials, *J Geophysical Res*, 1991, 96(E5): 22793-22807.
  - 【50】 Bandfield J L, Globe mineral distribution on Mars, *J Geophysical Res*, 2002, 107(E6): 5042,10.1029/2001JE001510.
  - 【51】 国土资源部，卫星遥感为国土资源管理助力，《中国航天 50 年回顾》，国防科学技术工业委员会编，中国航天航空大学出版社，2007.3，319-323。
  - 【52】 王润生、杨苏明、阎柏琨，成像光谱矿物识别方法与识别模型评述，*国土资源遥感*, 2007, ( 1 ): 1-9。

