国家自然科学基金资助项目

TM图像地质应用原理与方法

阎积惠　康　慧　陈怀亮　编著

TM

(北京)

金工业出版社

登录号 093902
分类号 P62
种次号 004

国家自然科学基金资助项目

TM 图像地质应用原理与方法

阎积惠　康慧　陈怀亮　编著

SY10/17
石油大学图书馆
(北京)
藏书
0088 4419
200651437

冶 金 工 业 出 版 社

内容简介

本书分四章，内容包括：TM 信息特征；地物反射波谱（着重介绍矿物岩石反射波谱的影响因素、反射波谱分类、反射波谱与 TM 数码（相对辐亮度值）的一致性）；TM 图像处理及在处理过程中图像色彩的变化与反射波谱的联系；不同处理方法获得的 TM 图像的地质构造和岩性解译，均应遵循电磁波理论和地质理论的双重原则，并举例说明 TM 图像在地质工作中的广泛应用和局限性。

图书在版编目（CIP）数据

TM 图像地质应用原理与方法／阎积惠等编著.—北京：冶金工业出版社，1995

ISBN 7-5024-1710-9

Ⅰ.T… Ⅱ.闫… Ⅲ.地质勘探-图像数字化处理-基本知识 Ⅳ.P628

中国版本图书馆 CIP 数据核字（95）第 05514 号

出版人 卿启云（北京沙滩嵩祝院北巷 39 号，邮编 100009）

北京万兴印刷厂印刷；冶金工业出版社发行；各地新华书店经销

1995 年 6 月第 1 版，1995 年 6 月第 1 次印刷

787mm×1092mm 1／16；6.25 印张；2 插页；143 千字；93 页；1—500 册

8.00 元

前　言

航天遥感图像在我国地质领域中的应用取得了许多显而易见的成果，遥感地质为国民经济发展作出了重要贡献。同时遥感地质也遇到了难以详细、确切地识别岩性、对植被和第四系覆盖区的地质解译效果不佳等带有普遍性的难题。这使遥感在地质领域的应用比在农林水等领域的应用难度更大。遥感地质工作者还需要进行深入细致的探索和实践，逐步克服难题，推动遥感地质这一新兴学科的进一步发展。

本书从矿物岩石的反射波谱和 TM 信息特性的分析入手，力图阐明包括地质体在内的不同地物的成像机制。重点着力于遥感与地质的结合，把 TM 图像处理和地质解译自始至终都置于电磁波理论和地质理论的指导之下。希望书中阐述的观点、原理及方法，对从事遥感地质教学、科研和野外生产的同行能够有所帮助。由于作者的学术水平有限，书中谬误之处在所难免，敬请读者指正。

作者

1993.10

目　录

绪言 …… **(1)**

1　TM 信息特征 …… **(3)**
1.1　TM 信息的空间属性 …… (3)
1.2　TM 信息的光谱属性 …… (4)
1.3　TM 的像元信息 …… (7)
1.4　TM 的相对辐亮度值的统计特征 …… (7)
1.5　时相效应对 TM 信息的影响 …… (13)

2　地物反射波谱 …… **(14)**
2.1　水、土壤、植物和建筑物的反射波谱 …… (15)
2.2　矿物的反射波谱 …… (17)
2.3　岩石的反射波谱分类 …… (27)
2.4　地物反射波谱与 TM 图像相对亮度值的关系 …… (34)

3　TM 图像处理 …… **(45)**
3.1　大气校正 …… (45)
3.2　彩色合成 …… (48)
3.3　主成分分析（PCA） …… (51)
3.4　蒙塞尔坐标变换 …… (62)
3.5　比值处理 …… (68)
3.6　多种方法的组合处理 …… (70)
3.7　多种数据的叠合处理 …… (71)
3.8　TM 图像处理方法综述 …… (72)

4　TM 图像地质解译和应用 …… **(74)**
4.1　TM 图像地质解译 …… (74)
4.2　TM 图像地质应用 …… (85)

结束语 …… **(90)**
参考文献 …… **(93)**

绪　言

TM 图像已经在中国的许多生产和科研部门得到广泛使用。近几年作者利用 TM 图像在地质勘查领域做了一些工作，包括自然科学基金资助项目。其主要目的是研究用 TM 图像识别热液蚀变带和岩石类型的可解性及有关的 TM 图像处理方法。

在研究过程中选择了二个典型研究区。一是甘肃北山地区，属于典型的大陆性干旱气候，岩石以物理风化为主，形成中低山和大片荒漠。该区是我国西北重要的金矿带。二是胶东半岛西北部的招远—莱州地区。该区在暖温带半湿润气候条件下，化学风化占优势，是我国最大最重要的金矿带。

线型构造是遥感图像所具有的最直观的地质信息。而识别岩性是地质解译的基础。目前识别岩性主要是依据光谱信息，因干扰因素多，故难度大。因此，开发 TM 图像丰富的光谱信息是本课题研究的重点。

遥感地质研究与应用，TM 图像的地质应用，都必须以地物反射波谱为主线，贯穿于工作的始终，重点分析矿物、岩石的反射波谱特征，弄清楚 TM 数码与地物反射波谱的关系，遥感地质信息的光谱分布，TM 图像处理的波谱基础。以地物反射波谱指导图像处理和成象机制分析，从而使 TM 图像地质解译建立在地质理论和电磁波理论的科学基础上。这一工作程序可概括为如下图示形式（图 0–1）。

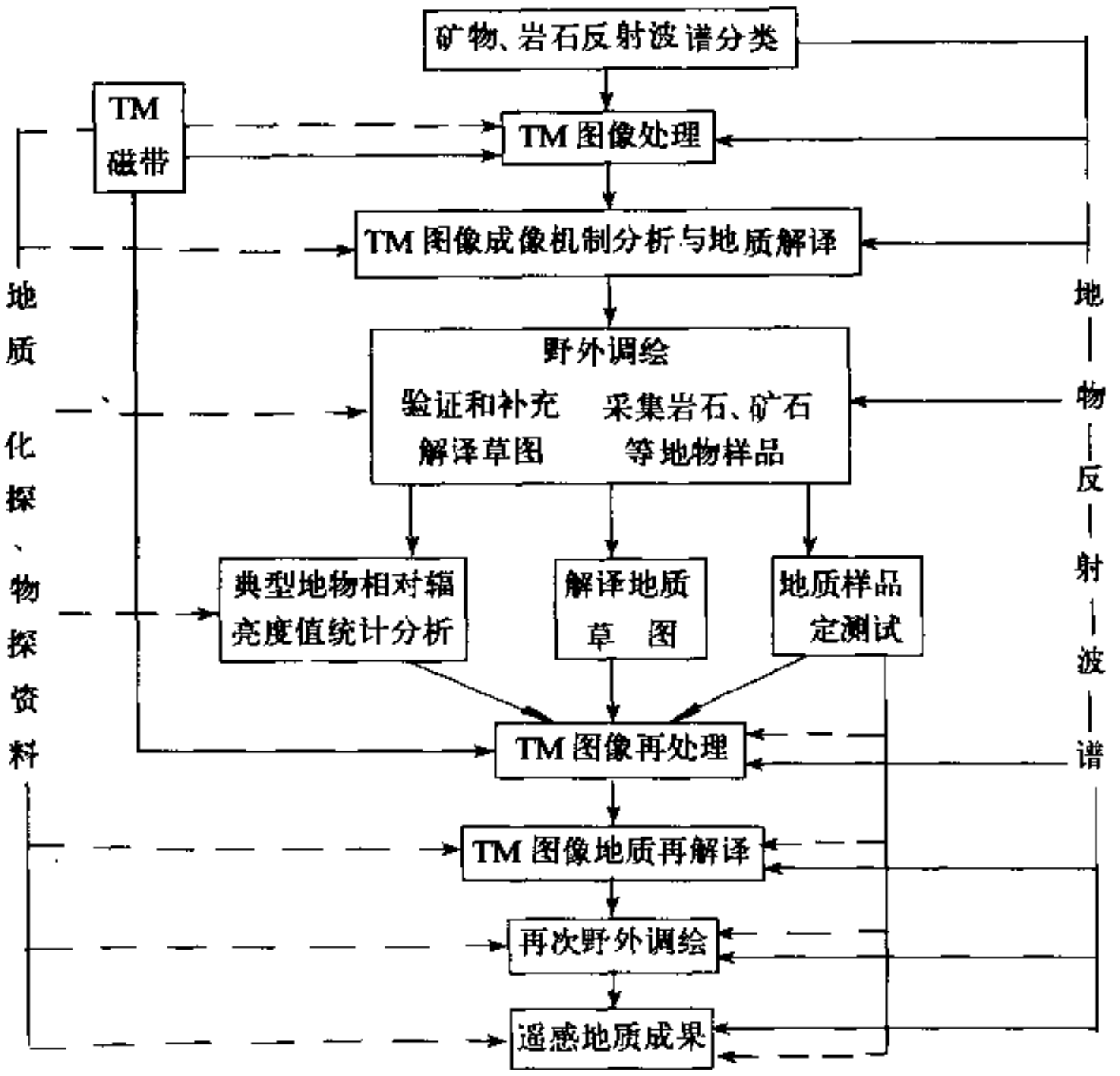


图 0－1　TM 图像地质解译程序图

掌握和运用地物反射波谱是遥感专业应用的基础。地物在地球表面的分布，是随时随地而异的，完全是随机的。我们不可能也没有必要测试每个地区的各种地物的反射波谱。重要的是掌握和运用地物反射波谱的规律。我们在研究过程中使用了 G.R.Hunt 等人在实验室条件下测得的矿物、岩石的反射波谱。他们的测试条件严格，测试精度可靠，足以反映矿物、岩石反射波谱的客观规律性。因此，以此为依据对矿物、岩石进行反射波谱分类，进而指导 TM 图像处理和解译是可行的。

许多介绍 TM 图像处理和解译的文章，把与地物对应的 TM 数码称之为地物的“灰度”或“亮度”值，或者把 TM 数码视之为地物“反射率”。TM 数码的物理含义是什么？TM 数码与地物辐亮度、与地物反射率之间到底是什么关系？这个问题是与搞清 TM 图像成象机制有关的最基本的问题。因此，在本书稿中将予以明确。

TM 图像处理，即 TM 数码运算。运算方法多种多样，往往令人眼花缭乱。对于不是专搞图像处理的技术人员，甚至令人感到变幻莫测。怎样正确地判读经过计算机处理的 TM 图像，就成了问题。空间滤波处理是空间域的变换，其处理和解译都无需反射波谱理论的指导。相反，如比值处理、彩色合成、KL 变换和 IHS 变换等，是为地质应用目的而经常使用的遥感图像处理方法。在处理前与处理后的图像上，不同地物的相对亮度值的相对差异是否发生了改变？能不能依据地物反射波谱对处理过的图像进行地质判读？这是我们所关心而又不甚明了的问题。这类问题不解决，遥感地质解译就必然带有很大的盲目性。为此，在研究过程中，在运用 KL 变换和 IHS 变换等处理方法的同时，对这些方法的基本原理，和不同地物相对亮度值在处理过程中的变换及这些方法所可能取得的地质效果，试图给予合乎逻辑的说明，以供选择遥感图像处理方法者参考。

遥感地质解译早已在地质工作领域得到广泛应用，并取得了许多有科学意义和重要经济价值的成果。同时我们也看到遥感技术的渗透并没有导致地质新理论的诞生。因此，遥感地质解译结果应当与已有的地质理论相一致，应得到广大的地质专家的认可。在某些解译图上，“环形构造”如大小不一的盘子，互相重叠、交接。另外一些图上的线形“构造”，又好象散落的一包火柴，密密麻麻。还有的解出了植被和第四系覆盖下的热液蚀变带。这些解译结果是否符合地质客观情况？是否有科学的理论依据？这些问题关系到遥感与地质怎样结合，目前的遥感技术、TM 图像能解决哪些地质问题，遥感地质是否能够深入发展和朝什么方向发展的问题。本书试图对不同处理方法获得的 TM 图像的地质解译、对目前的问题给予认真的探讨，对遥感地质的发展能做一点有益的工作。

1 TM 信息特征

现代科学技术的发展，正在积极推动传统地质工作方法的迅速变革。对地质矿产的多种属性，进行三维空间立体勘查日趋重要。空间遥感已经成为地质矿产信息的重要来源。专题制图仪（Thematic Mapper）作为第二代的星载传感器已经获得了十分庞大的遥感信息。其中可能为地质勘查提供什么信息，其数量和质量如何？通过什么方法开发提取这些信息？解决这些问题的必要前提是分析并掌握 TM 信息的各种属性。

1.1 TM 信息的空间属性

地质矿产勘查的基本内容和主要任务是查清地质体和矿体的边界规模大小、几何形态及空间位置。TM 图像能为此提供多少参数，精度如何？在某种程度上取决于 TM 信息的空间属性。

现在我们所使用的 TM 图像和磁带，是北京卫星地面站接收美国陆地卫星 5 号的产品。该卫星的高度为 705km，扫描视场角 15.3°，扫描带宽 185km。每景像幅的大小为 185×170km。面积为 31450km^2，略小于一个五十万分之一图幅的面积，相当于 4～5 个二十万分之一图幅。因此，它有很强的宏观概括能力。把三万多平方公里范围内的地质现象真实地"浓缩"到一幅彩色照片上，这对于成矿区带的研究十分便利。

陆地卫星轨道方向为 NE9.8° 左右，扫描线与轨道方向垂直。因此，每景 TM 图像边框的方向与一般地理图不一致。根据地质成图的要求，有时需要用计算机把 TM 图像顺时针旋转 9.8°，使其与地理图的南北方向一致。

一景单波段 TM 图像有 5965 行，每行有 6967 个像元，每个像元的大小为 30×30m，经过地面站重采样处理之后变为 28.5×28.5m，即 TM 的地面分辨率。这个分辨率可以满足部分地质工作的需要，对于大比例尺的地质勘查和研究所需要的精度要求仍然是不充分的。

TM 的地面分辨率同 TM 的地物识别能力是两个不同的概念。后者不仅与地面分辨率有关，而且和光谱分辨率有关。例如，酸性岩体中的基性岩脉，虽然只有几米宽，但是由于酸性岩体与基性岩脉的光谱差别较大，在 TM 图像上二者分别以浅色和暗色调清晰地区分开来。

TM 的几何精度较高。与航空遥感相比，卫星的高度高，扫描记录使得每景图像的几何畸变非常小。天底点的像元大小为 30m，扫描线端点的像元为 30.5m。表 1-1 是 TM 数据几何配准精度要求。实际验证 TM 数据达到了规范要求。经过精处理后的位置精度与 SOM 投影精度一致。我国地面站为 0.8 个像元。即 185km 长度的误差为 10～20m 左右。这一精度可以满足构造和矿点定位的需要，也能满足 TM 图像与其它中、小比例尺地理或地质图配准的需要。

在使用 TM 图像的过程中，不时有几何误差过大的问题发生。过大的误差往往来自在洗印照片的过程中对尺寸大小难以严格控制，或者来自像纸的伸缩。经过慎重的技术处理，也只能缩小而不可能完全消除这类误差。遥感专业应用总是需要把 TM 数据转化为图像，包括专业成果图。在这一转换过程中的人为误差是难以避免的。而这类误差往往超

过 TM 数据本身所具有的误差。

表 1-1　TM 数据几何配准精度（据 NASA）

配准类型	从 90%的数据样本取得的精度
同一焦平面光谱段间配准	0.2 个像元
不同一焦平面光谱段间配准	0.3 个像元
时间配准	0.3 个像元
大地坐标配准	0.5 个像元

1.2　TM 信息的光谱属性

在金矿和其它矿产的地质勘查以及基础地质制图工作中，都需要划分地层、岩体、蚀变带、褶皱和断裂构造。解决这些问题的基础是正确判读岩性。而识别岩性的主要依据是遥感信息的光谱属性。在地质鉴别中它往往比几何信息，例如形状和影纹更为重要。中性和酸性侵入岩有相同的影纹和类似的形态，欲区分其岩性，只能依据其色调，即光谱信息的差异。在进行 TM 图像计算机处理时，信息增强、提取、分类等等运算都是利用各个像元在各个波段的数码进行的。这些数码反映了地物的反射辐射特征，对于 TM 信息光谱属性的运用比对其空间属性的运用，要普遍得多，重要得多。所以在矿产地质勘查中，必须熟悉 TM 信息的光谱属性方可充分开发利用 TM 信息，才能取得良好效果。

1.2.1　TM 的光谱分辨率

TM 探测利用了电磁辐射波谱的可见光、反射近红外、和热红外波谱段。见图 1-1 和表 1-2。

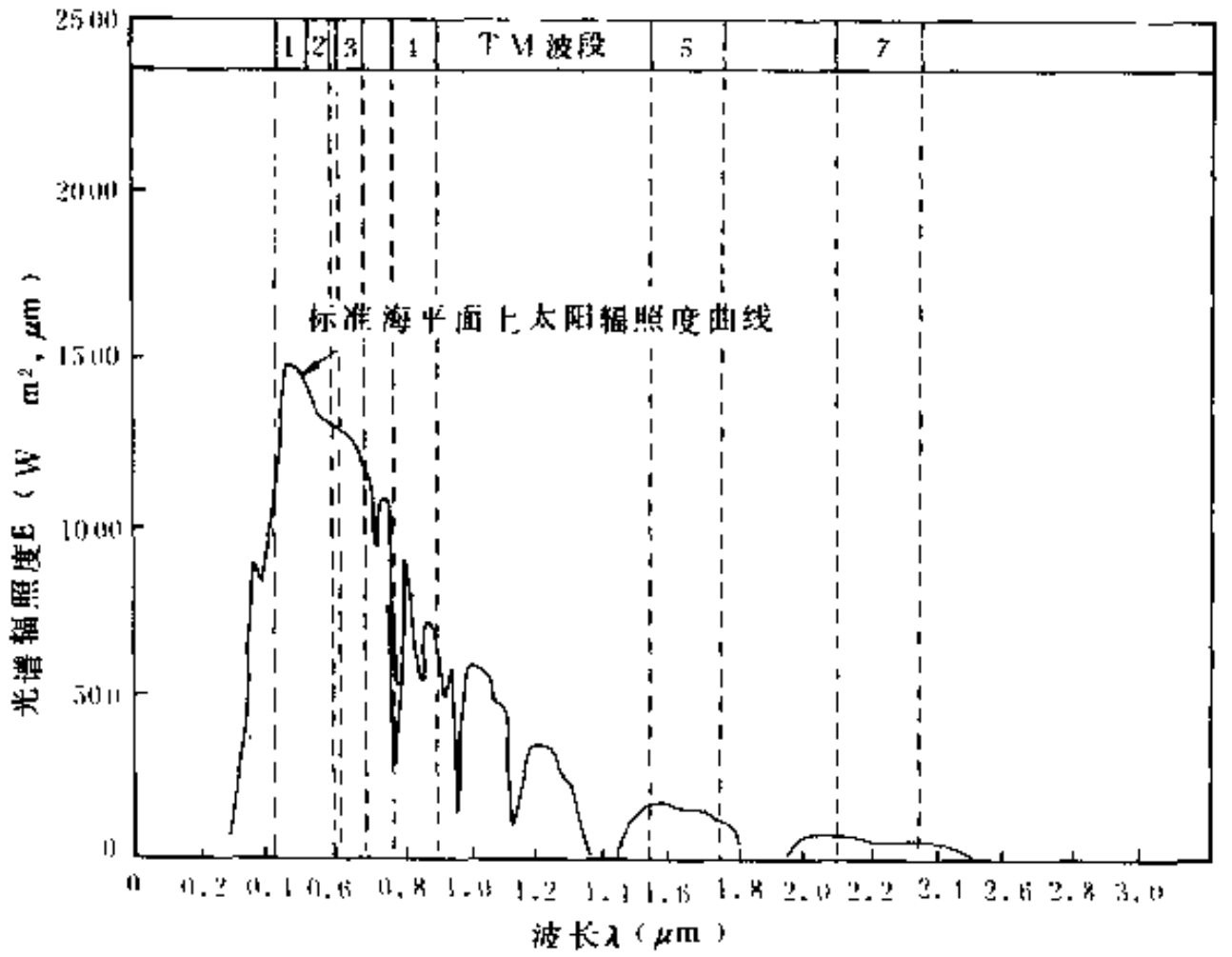


图 1-1　太阳光通过洁净大气后的辐照度与 TM 波段

表 1-2　TM 的探测精度

波段号	谱段 (μm)	光谱分辨率 (nm)	辐射分辨率[1] (%)	几何分辨率 (m)
1	0.45～ 0.52	70	0.8*NEP*	30
2	0.52～ 0 60	80	0.5*NEP*	30
3	0.63～ 0 69	60	0.5*NEP*	30
4	0.76～ 0.90	140	0.5*NEP*	30
5	1.55～ 1.75	200	1.0*NEP*	30
6	2.08～ 2.35	270	2.4*NEP*	30
7	10.40～12.50	2100	0.5*K*,*NEΔT*	120

①*NEP* 为噪声等效反射系数，*K*，*NEΔT* 为噪声等效温差。

TM 的光谱分辨率与 TM 所使用的探测光谱段的宽度范围有关。探测器所使用的波谱段越窄，光谱分辨率越高，则遥感探测器具有更准确地识别地物的能力。例如，水分子在 1.4μm，1.9μm，和 2.66μm 波段对电磁波有很强的吸收。TM 第 5，7 波段就避开了水的吸收带。如果 7 波段过宽，所采集的信息受到水吸收带的干扰，鉴别热液蚀变矿物将受到严重干扰，甚至成为不可能。TM 现有的光谱精度对于地质应用仍然显得不足。机载成像光谱仪的光谱分辨率已达到 10nm，可识别生长正常植物与受金属毒害植物光谱的“蓝移”，从而达到地植物遥感找矿的目的。而 TM 的光谱分辨率则不具有这种能力。

TM 图像与彩色红外航片比较，后者的空间分辨率显著高于前者，加上适当的控制点，即可以满足大中比例尺地理图的精度要求。但是彩红外航片的感光范围一般是从 0.5μm～0.9μm。三个感光层的感光范围一般是 0.5～0.6μm，0.6～0.7μm，0.7～0.9μm，光谱分辨率 100～300nm，而且缺少地质勘查特别需要的短波红外波段。所以彩红外航片的光谱利用范围和光谱分辨率，均低于 TM 图像。因此，TM 图像显示大型地质构造的能力，对某些岩性的鉴别能力，识别热液蚀变带的能力，均优于彩红外航片。在大面积的区域地质调查，圈定含矿岩系和成矿带，甚至在圈定成矿远景区的工作中，使用 TM 图像比使用彩红外航片不仅可以节省 10 倍以上的经费，而且地质效果也往往可以优于使用航片所取得的效果。

TM 的 7 个波段各自针对不同的探测对象和探测目的（见表 1-3）。原设计的用途可供遥感地质工作者参考。对于地质应用而言，TM 的各个波段都能提供地质构造、地形地貌信息。其中 TM5，6，7 波段的信息量更为丰富。TM1，2，3，4 波段能够区分岩石中铁、锰矿物和含铁、锰矿物的相对含量，尤其是第 4 波段对于含二价铁的矿物比较敏感。往往借此区分岩性。第 5 波段只对绿帘石族矿物的特征谱带敏感。第 7 波段识别碳酸盐岩、绿片岩、绢云片岩和粘土岩及粘土矿物聚集带的效果较好。第 6 波段对于识别地热异常、岩石和构造的含水性，鉴别地质构造有一定的用途。有关的情况将在第三章详细讨论。

表 1-3　TM7 个波段的主要用途

TM 波段	原设计的一般用途	在地质方面的用途
1	水质、水深、沿海水流、区别土壤、植被、区别针叶林、阔叶林	根据矿物、岩石中 Fe、Mn 对电磁波的吸收识别岩性，识别浅水下地貌
2	水质，健康植物绿光反射	根据矿物、岩石中 Fe、Mn 对电磁波的吸收强弱区分岩性
3	水质、人工建筑、植被覆盖度、植物叶绿素吸收	根据矿物、岩石中 Fe、Mn 对电磁波的吸收强弱区分岩性
4	水体边界、生物量测定	识别含 Fe^{3+}矿物及岩石
5	植物土壤含水量测定，区别云雪	识别含绿帘石族矿物的岩石，含有丰富的地质结构信息
6	识别热液蚀变岩、土壤类型、水热图	识别$(OH)^{1-}$和 CO_3^{2-} 的矿物和岩石
7	热异常探测与制图，水与植物的热强测量	识别地热异常，岩石含水性

1.2.2　TM 的辐射分辨率

电磁辐射的波动性和量子性都表明电磁辐射具有能量属性。遥感信息采集和处理的实质，是通过一定的仪器和软件系统进行电磁能—电能—化学能之间的转换。这种转换遵循能量守衡定律，有一定的标准和表达形式。TM1～5 和 7 波段所接收的是地物反射太阳辐射能量。第 6 波段是热辐射能量，是地物温度的函数。由于上午 9 点之后地物温度受太阳照射的影响，故第 6 波段所接收的能量也与太阳照射有关。TM 采集地物的反射辐射能量，通过与星体内的三个钨丝灯及一个黑体（用于第 6 波段）相比较，确定其相对大小。并由 8 比特的量化系统区分为 256 个量化级，也就是进行编码。所产生的数码也可以叫做“灰级”。MSS 曾用过 6 比特，64 个量化级。TM 比 MSS 有了很大的改进。量化级越多，图像的色彩越丰富，细节越多，才有可能区分多种地物。

TM 的辐射分辨率还取决于探测器的光谱响应灵敏度。同一时间，同一地点的不同地物在同一波谱段的反射辐射能量不同，同种地物在不同波谱段的反射辐射能量也有差异。同种地物在不同时间不同地点，在同一波谱段的反射辐射能量也不尽相同。地物反射辐射能量的差异，是利用可见光和反射红外遥感信息区分地物的物理基础。地物反射辐射能量的差异大到什么程度才能为传感器所感知？这取决于传感器的光谱响应特性。传感器接收有用信号的同时也接收噪声。TM 的辐射分辨率也就是 TM 所能检测的反射或发射辐射能量的最小的相对值。用噪声的等效反射噪音功率（*NEP*）或噪声等效温差（$NE\triangle T$,

用于第 6 波段）来表示。

$$NEP = W\frac{V_s}{V_n} \tag{1-1}$$

式中　　W——入射功率；

V_s / V_n——信噪比。

NEP 称最小可测功率。它在探测器上产生的电信号等于探测器本身的噪声。可见 *NEP* 越小，探测器性能越好。TM 的 *NEP* 见表 1-2。据 Barker 报导，TM1～5 和 7 波段的噪音分别是 1.6，1.0，1.0，0.8，1.4，和 1.1 个灰级。在 256 个量化级的系统中，这样的噪音信号是非常小的。也就是说 TM 的辐射灵敏度，辐射分辨率是相当高的。

1.3　TM 的像元信息

TM1～5 和 7 波段各有 6967×5965 个像元。每个像元有一个数值，这个数值是地表面 28.5×28.5m^2 的面积内的地物辐亮度，经过探测器和量化系统转换之后产生的。这是我们进行图像处理和判读所使用的最基本的数据。它的动态范围是 0～255。每个像元的每个波段的亮度值都占有 256 个量化级中的一个。在一个像元内可能有 1 种地物，也可能有多种地物。每种地物都有自己的辐亮度值。像元内各种地物的辐亮度与地物面积乘积的加权和，这就是像元亮度值。它既不是混合物，也不是化合物，而是像元内各种地物电磁辐射能量有值无形的结合。因此，从像元亮度值内区分像元内的不同地物是不可能的。仅仅依据单个像元 7 个波段的亮度值也不能判别像元地物的属性。只有当多个像元连接在一起，显示出地物的几何形状，即形成影象的时候才可以识别地物。如果包括某种地物的像元的辐亮度值与周围背景物的辐亮度值基本一致，甚至该地物有相当大的面积，但是它的几何形状却不能在 TM 图像上显示出来，也就不能被识别出来。产于花岗岩类中的某些含金石英脉，两侧又伴以硅化。它与花岗岩二者的电磁辐射差异甚小。所以尽管石英脉可能有一定的规模，却不能在 TM 图像上被识别出来。

1.4　TM 的相对辐亮度值的统计特征

TM 磁带上的数码表示像元地物辐亮度值的相对大小，它不是绝对辐亮度，而是相对辐亮度。笼统地称作亮度值是不确切的（详细讨论见 2.4）。经过图像处理，完成了电能—光能—化学能的转换，相对辐亮度值转换为图像的灰度或色彩。因为这些相对辐亮度值无量纲，所以称其为数码比较恰当。

TM 在获取数据时，有许许多多的随机因素，因此在图像处理和判读之前，需要进行统计分析，以便通过遥感信息的随机性去把握其整体的规律性，为 TM 图像处理选择方法和参数提供依据。

TM 图像的统计特征，不是通过对图像的观察就可以得到的自然特征，而是必须用统计分析获取的图像数据的总体特征，是人工特征。它包括 TM 各波段的相对辐亮度值的平均值、标准偏差、直方图和各个波段间的相关性。

1.4.1　平均值、标准偏差和相关矩阵

在工作过程中对甘肃北山和胶东两个自然环境不同的地区分别进行了统计。表 1-4 列出 TM137-31 景辉铜山一个（512×512 像元）子区的统计结果。

表 1-4　TM137-31 景辉铜山（512×512 像元）子区相对亮度值统计结果

TM 波段	1	2	3	4	5	7	6
最小值	4 00	4.00	5.00	4.00	6.00	3.00	119 00
最大值	121.00	87 00	129.00	118.00	197.00	130.00	158.00
平均值	55 73	41.87	57.47	53.39	104.96	66.84	145.47
标准偏差	15.06	11.39	16.99	16.10	28.22	17.63	3.82
相关矩阵	1	2	3	4	5	6	
1	1.000	0.927	0.916	0 899	0.833	0.817	
2		1.000	0.898	0.887	0.831	0.816	
3			1.000	0.995	0.923	0.905	
4				1.000	0.931	0.912	
5					1.000	0.983	
6						1.000	

表 1-4 中各波段平均值的排列顺序为：6＞5＞7＞3＞1＞4＞2

标准偏差的排列顺序为：5＞7＞3＞4＞1＞2＞6

相关系数的排列顺序为：

$r_{3,4}>r_{5,7}>r_{4,5}>r_{1,2}>r_{3,5}>r_{1,3}>r_{4,7}>r_{3,7}>r_{1,4}>r_{2,3}>r_{2,4}>r_{1,5}>r_{2,5}>r_{1,7}>r_{2,7}$

因为 6 波段是热红外，与各波段的相关性最小。

对 137—31 景统计了 3 个子区，其平均值和标准偏差大小的排列序次完全相同。相关系数的序次稍有差异，说明它们可以代表甘肃北山地区 TM 图像的数据统计特征。

对胶东的 TM 图像统计了 4 个子区，它们的统计特征基本上相似。表 1-5 是 120～34 景胶东玲珑子区 1024×1024 像元 7 个波段的统计结果。

表 1-5 中各波段平均值的排列序次为：6＞5＞4＞7＞3＞1＞2

标准偏差的排列序次为：5＞7＞4＞3＞6＞1＞2

相关系数的排列序次为：

$r_{5\,7}>r_{2,3}>r_{3,7}=r_{1,2}>r_{3,4}=r_{1,3}>r_{2\,7}>r_{4,5}>r_{2,5}=r_{1,7}>r_{4,7}>r_{3,4}=r_{2,4}=r_{1,5}>r_{1,4}>r_{5,6}>r_{6,7}>r_{3,6}>r_{4,6}>r_{2,6}>r_{1,6}$

图 1-2 和图 1-3 分别表示 137～31 景、120～34 景子区图像 7 个波段相对辐亮度的均值和标准偏差的对比曲线图。

通过数据和曲线对比，不同自然地理环境中，TM 相对亮度值的统计特征有如下 4 个共同特点：

(1) 波段相对辐亮度值的均值第 6 波段最大，5 波段次之，2 波段最小。

(2) 标准偏差 5 波段最大，7 波段次之，3、4 波段居中，1、2、6 波段最小。

(3) 相关性，5 与 7 或 2 与 3 波段相关性最强。1 波段与 4、5、7 三个红外波段的相关性最小。

(4) 除第 6 波段之外，其它各波段之间的相关性都比较大，相关系数基本上 >0.8。

上述 4 点，是由地物反射波谱特性、TM 的通道宽度、传感器系统的响应特性共同决定的。在处理 TM 图像时应当充分考虑这些共同特点。

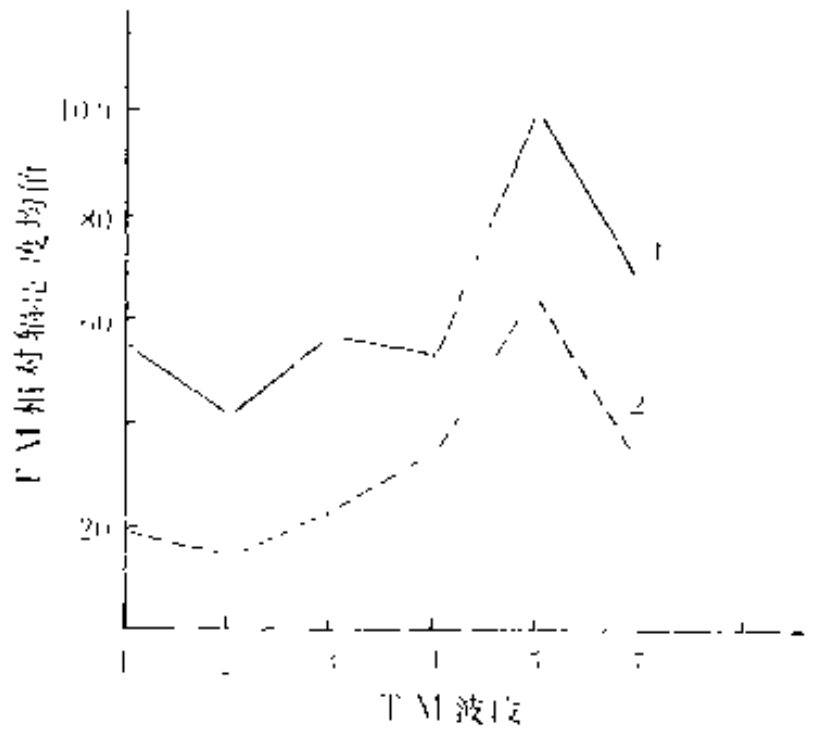


图 1-2　不同景 TM 图像相对辐亮度值

1—137～31 景，1536×1536 像元(3 3 采样)；
2－ 120～34 景，玲珑地区 1024×1024 像元隔点采样

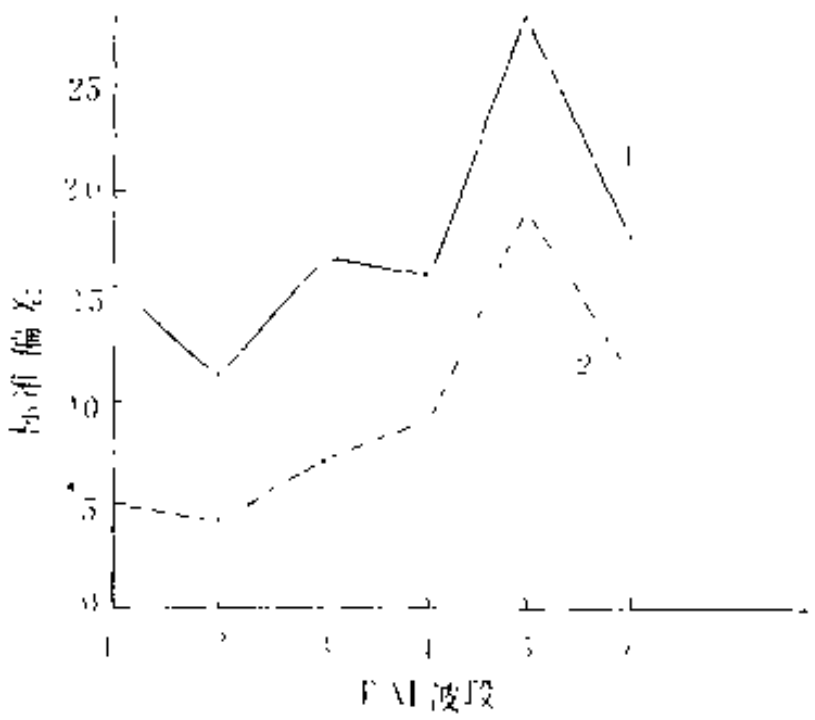


图 1-3　不同景 TM 图像相对辐亮度值的标准偏差对比曲线图

1—137～31 景，1536×1536 像元(3.3 采样)；
2 —120～34 景，玲珑地区 1024×1024 像元隔点采样

表 1-5　120～34 景玲珑子区(1024×1024)像元统计值特征

波段	1	2	3	4	5	6	7
均值	64.13	28.11	33.55	38 74	64.87	67.71	34.00
标准偏差	5 11	4.27	7.18	9.15	19.04	6.95	11.37
协方差矩阵	26.09						
	20.71	18.26					
	33.75	29.60	51 55				
	36.87	32.13	53.95	83.80			
	79.45	70.37	125.52	153.91	362.70		
	17.63	15.95	30 66	36.77	94.79	48.32	
	49.67	43.84	77.37	87.84	210.48	53.59	129.22
相关矩阵	1.00						
	0 95	1.00					
	0 92	0.96	1.00				
	0.79	0.82	0.82	1.00			
	0.82	0.86	0.92	0 88	1.00		
	0.50	0 54	0.61	0.58	0.72	1 00	
	0.86	0.90	0.95	0.89	0.97	0.68	1.00

不同自然地理环境中 TM 相对亮度值的统计特征的差异也是明显的。主要有 3 点:

(1) 137～31 景各波段的相对辐亮度值的均值都大于 120～34 景同波段的均值。这与 137～31 景所在地区的大气成分比较纯净，大气和地面相对湿度也比 120～34 景所在地区小得多有关系。对比各波段相对辐亮度均值的相对次序，137～31 景的 4 波段处于倒数第 2 位，120～34 景的 4 波段仅小于 6、5 波段。因为前者地表只有很少的植物，后者有较大面积的植被覆盖，植物在 4 波段的反射能力最强。

(2) 标准偏差，137～31 景的 1—5 和 7 波段均大于 120～34 景。说明前者受各种辐射干扰因素的影响较小，信息丰富。主要是岩石和地形信息。各个波段标准偏差的相对大小，137～31 景的 6 波段总是最小的，4 波段也比较小。120～34 景的 6 波段的标准偏差为中等，4 波段大于 6 波段。植被和地表水的分布分别增加了 4、6 波段的标准偏差。

(3) 波段间的相关系数，120～34 景略小于 137～31 景，只有 6 波段与其它波段的相关系数普遍＞0.5。而 137～31 景普遍＜0.1，相当大的部分为负数。可能的解释是地表水是影响热红外辐射的重要因素，而 137～31 景所在地区地表非常干燥，120～34 景地区的地表水普遍。水分子在 1.4μ 和 1.9μ 的强而宽的吸收谱带对 TM 的 5 和 7 波段有所影响，故 6 波段与 5 和 7 波段的相关系数大于 6 波段与其它波段的相关系数。

1.4.2 直方图

TM 的像元相对亮度值随着像元内地物种类和数量的不同，以及像元—星体—太阳三者位置关系的变化而产生不同的值。是随机性的。经过量化，它只能在 0～255 的范围内变化，是离散随机变量。平均值和标准偏差对于随机变量的描述是不完整的，作为选择图像处理参数的依据是不充分的。还必须了解这些变量的概率分布规律。频率直方图是表示离散随机变量的概率分布的直观方式，即像元相对亮度值频数的图形示出形式。它对于选择图像处理参数也是必要的。

图 1—4(a～g)是招远地区 2552×1533 个像元 7 个波段的直方图。图 1—5 是甘北 135～31 景一个 512×512 子区的 7 个波段直方图。

图 1—4 和图 1—5 表明了 TM 相对亮度值概率分布的如下规律:

(1) 相对辐亮度值频率直方图基本上呈正态。

(2) 99%以上的像元相对辐亮度值集中分布在几十个亮度级的范围内。

(3) 第 5 波段相对辐亮度值分布域最宽，在 100 个灰阶左右。其次是第 7 波段。第 2 波段相对辐亮度值分布域最窄。

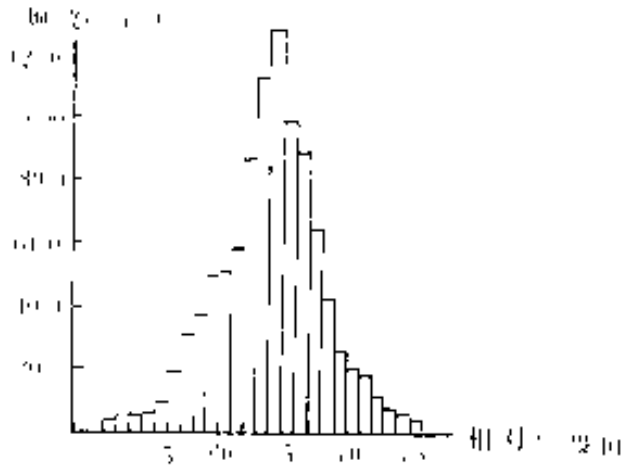
对比两个景的直方图，也有明显的区别之处:

(1) 137～31 景，7 个波段亮度值的分布域比 120～34 景要宽一些。

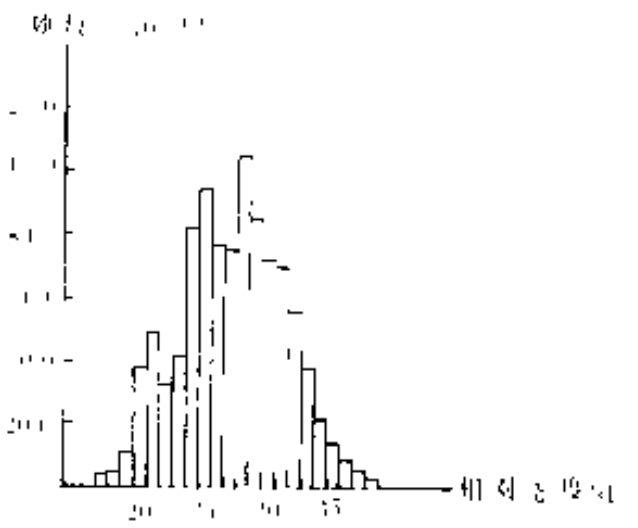
(2) 120～34 景的子区相对辐亮度值直方图，第 1、2 波段为单峰，3～7 波段为双峰，第一个峰窄而陡，相对亮度值集中在 0～10 的范围内，第 7 波段集中于 0～2 的狭窄领域。七个波段第一个峰的频数均为 25%左右，是由海水和大型水库引起的。水体对 4～7 波段有强烈吸收，对 1～3 波段是透明的。水体面积大时，对于图像处理的影响不容忽视。

1.5 时相效应对 TM 信息的影响

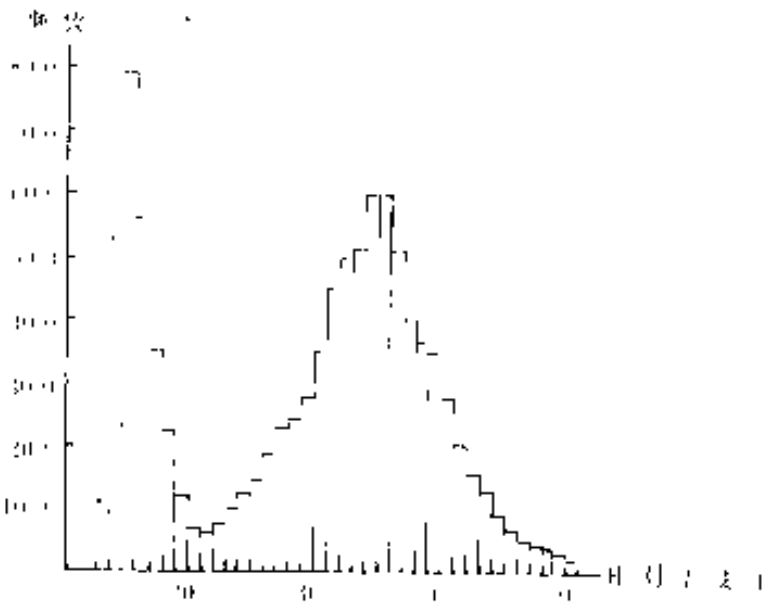
所谓时相效应，即在遥感信息采集的不同时间、太阳位置、气象环境、地物的种类、成分和空间特征发生变化，导致遥感信息的差异。



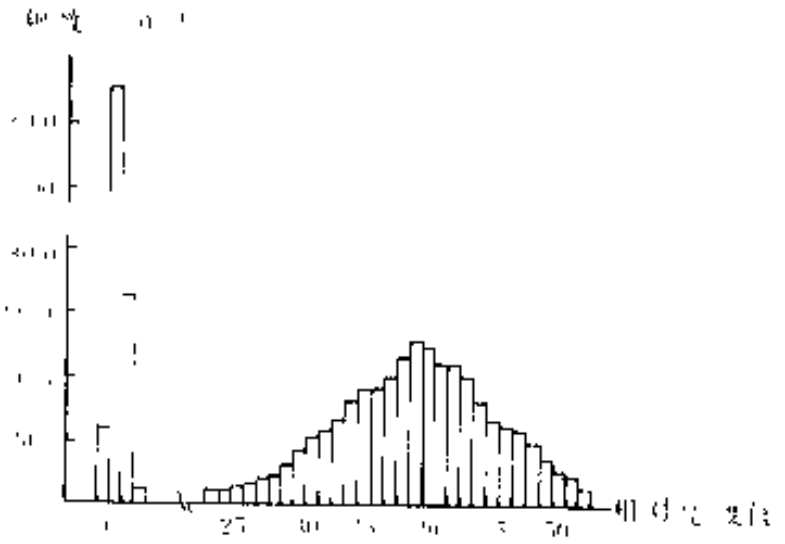
a. TM 1 波段



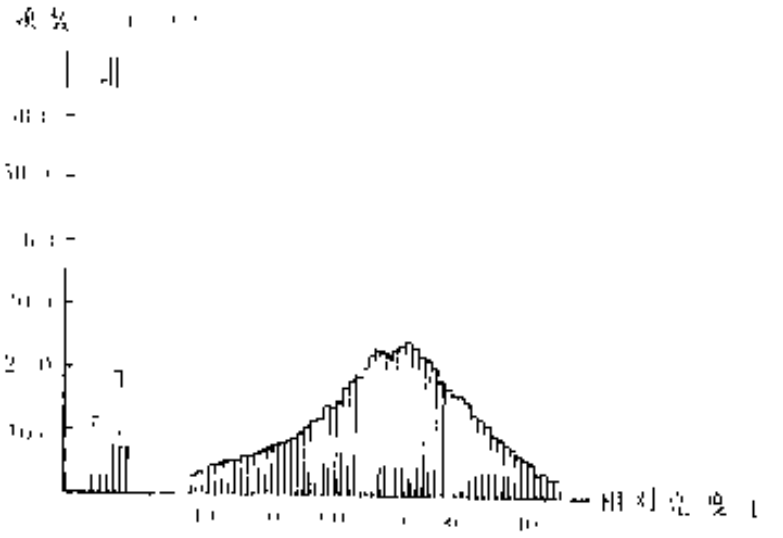
b. TM2 波段



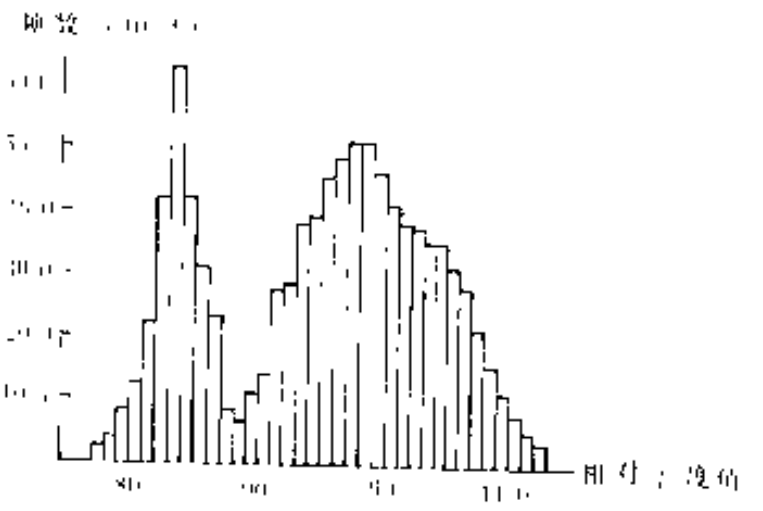
c. TM 3 波段



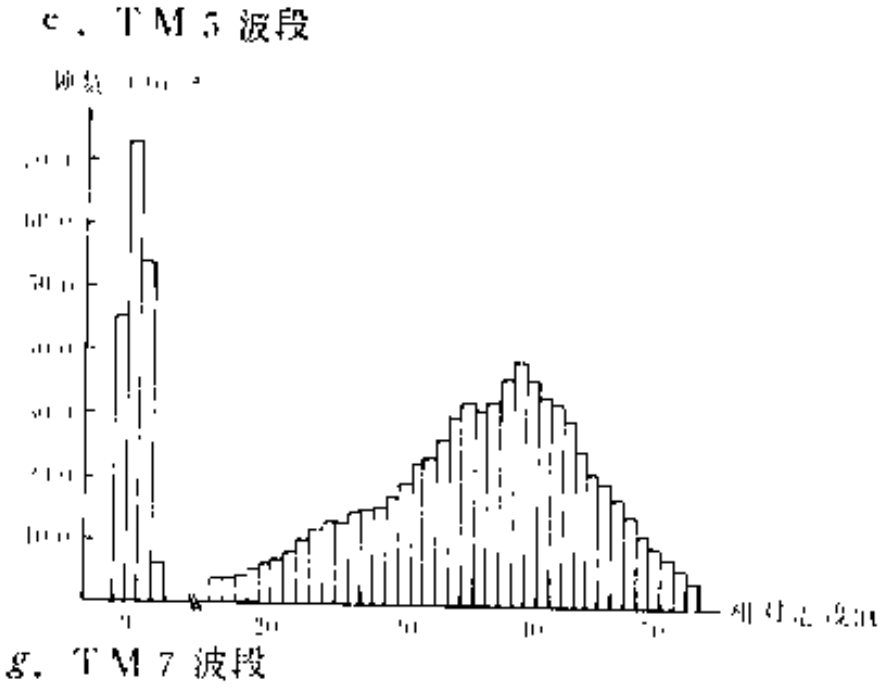
d. TM 1 波段



e. TM 5 波段

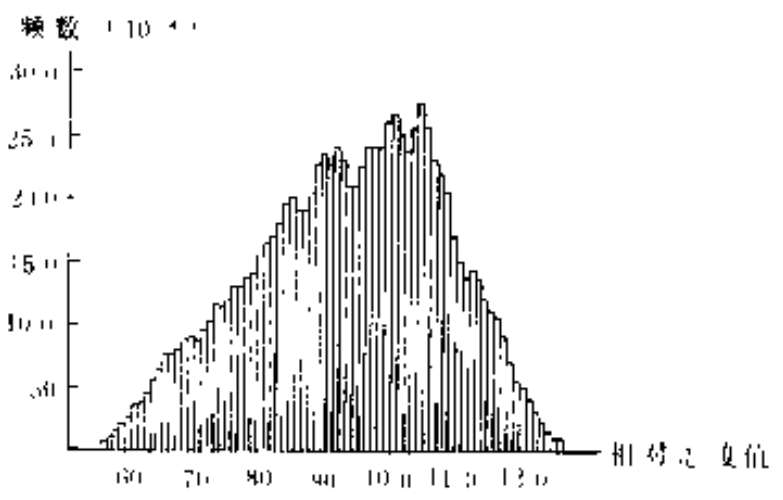


f. TM 6 波段

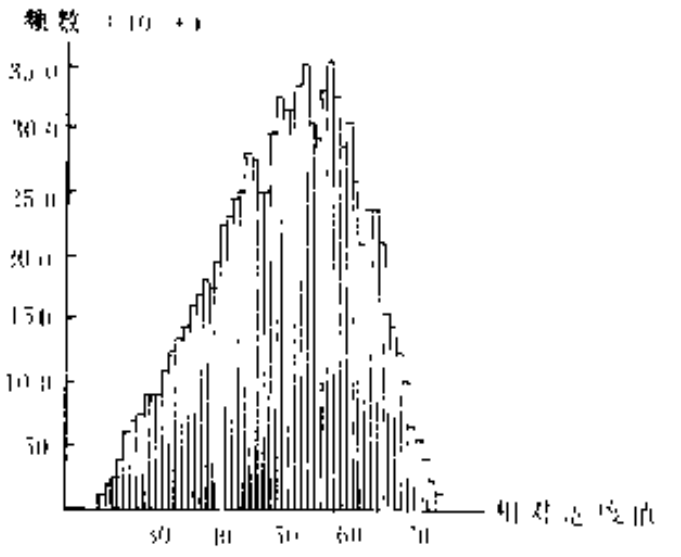


g. TM 7 波段

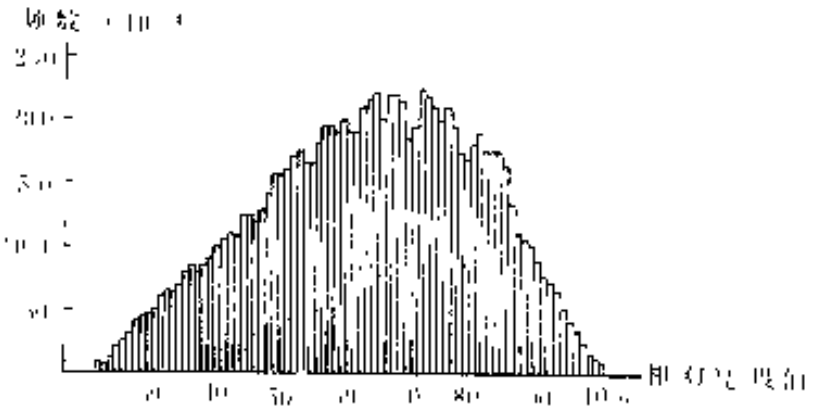
图 1-4　120～34 景，胶东招远地区 2552×1533 个像元 7 个波段相对亮度值的直方图



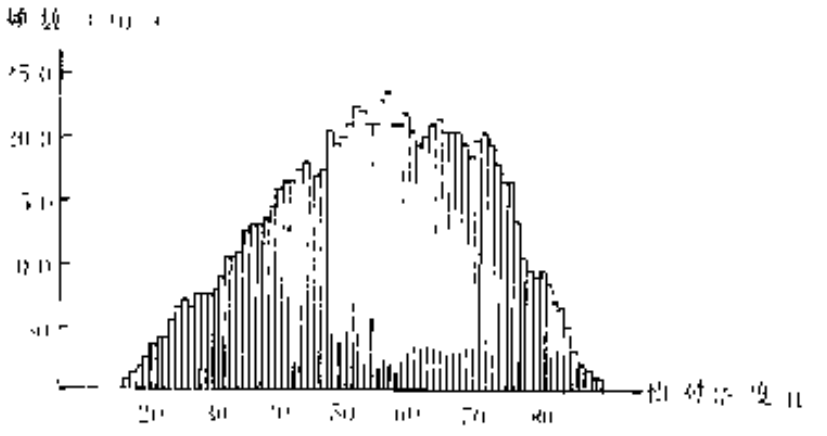
a. TM 1 波段



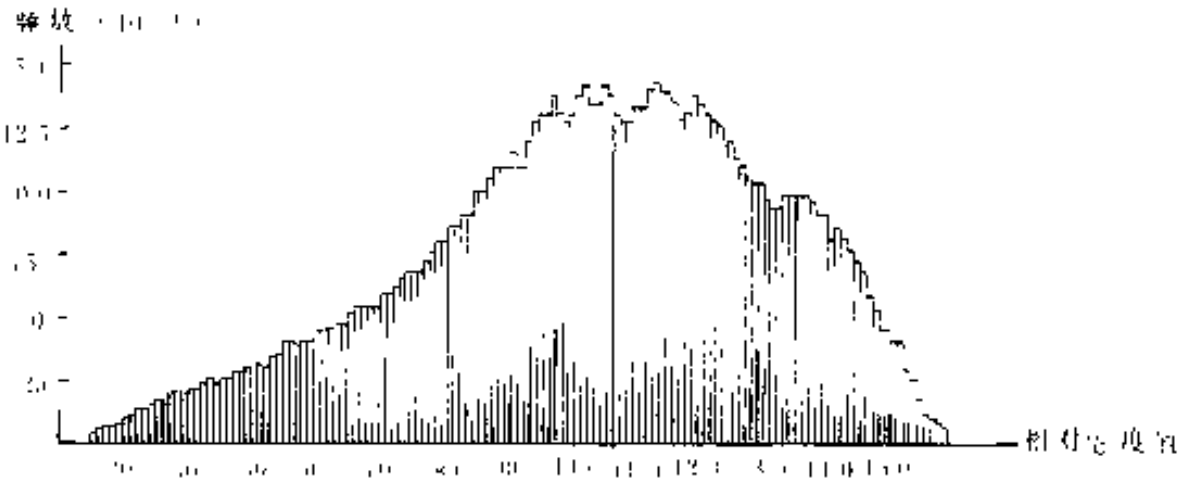
b. TM 2 波段



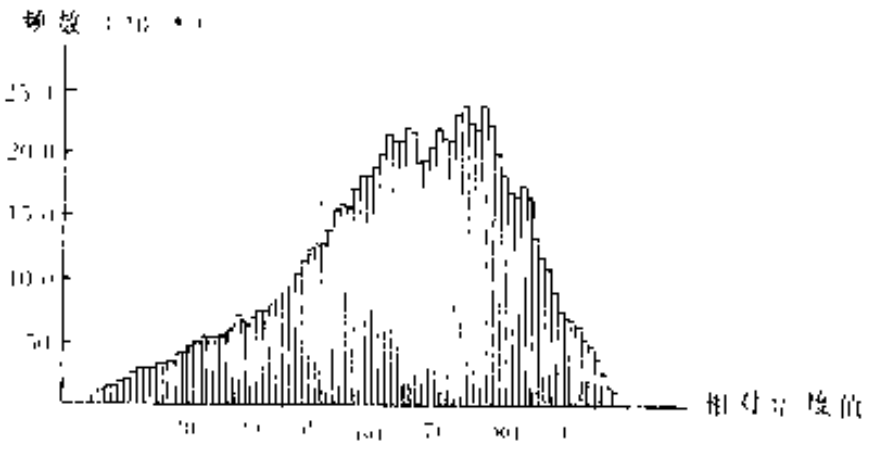
c. TM 3 波段



d. TM 4 波段



e. TM 5 波段



f. TM 7 波段

图 1--5　137～31 景，1536×1536 7 个波段的直方图

遥感信息采集是瞬时的，遥感信息可快速扩充，快速交替。籍此实现对环境、农林水资源及灾害的监测。然而地质现象、地质体的演变是在十万百万年的时间域中完成的。所以遥感时相对于地质演变的年代史而言是没有意义的。遥感地质是通过对遥感信息（多是间接地质信息）解译，达到识别岩性、地质体、地质构造及其空间特征的目的。遥感信息的变化是快速的，是以年、月、日、时为周期的。因此，了解 TM 图像的时相对 TM 信息和地质解译的影响是必要的。

陆地卫星 4、5 的轨道相同。每 16 天飞行 233 圈，覆盖全球一次。每条轨道与相邻的西侧轨道相隔七天，与东侧轨道相隔九天。每天飞行 14 圈，每一圈的时间为 98.9 分钟。过赤道（即降交点）时间为上午 9：45，过我国大陆上空时间大约在 9：30 左右。上述时间参数也是用户选择 TM 时相的参数。

产生时相效应的第一个因素，是太阳方位角和高度角的不同。北纬 40° 地带。上午 9：30 左右，太阳方位角从元月初的 142.5° 左右，逐渐减小，至 6 月底为 107° 左右。然后又逐渐增加，12 月底增加到 143° 左右。太阳方位角也就是太阳的照射方向。走向与太阳照射方向一致的线性构造和地层展布，在图像上不易识别。在这同时，太阳高度角的变化恰好相反，从元月初的 18° 左右，增加到 7 月初的 54° 多，然后又逐日减小，至 12 月底变为 17° 多。低高度角，形成显著的地形阴影，使图像的立体感很强，有利于构造解译。但是大面积阴影必然掩蔽地物的电磁辐射特征，对于图像处理和识别岩性是很不利的。尤其是在相对高差大，地形切割特别厉害的地区，如祁连山地区，许多岩石类型和线性构造掩蔽在阴影中无法识别。在地形相对高差和坡度角都小的甘肃北山地区，使用太阳高度角小的 TM 图像，能解译出更多的地质内容。所以对 TM 图像时相的选择要考虑不同地区的地形情况和地层构造的区域走向，以及解译的目的任务。

产生时相效应的第二位因素是气象条件的变化。瞬息万变的气象条件，云量多少，降雨量大小，及雨后地表蓄水量的变化，积雪覆盖情况等，都严重影响 TM 信息的采集和质量。甘肃北山少雨多风，尤其是冬春二季极其干旱，这期间的 TM 图像不同波段间的相关性强，合成图像的色彩不如夏秋季时相的合成图像色彩丰富。夏秋季节构造充水，也有益于构造解译。

时相效应的第三个因素是植被覆盖度随季节的变化。TM 的光谱分辨率尚不足以利用植物生长状况达到找矿或识别岩性的目的。因此，如胶东这样植被比较发育的地区，植物生长季节的 TM 图像有大量的地质信息为植被所掩盖，远不如时相为冬季或早春季节的图像含有更多的地质信息。

总之，根据工作区所在的纬度带、地形条件、气候环境、植被发育状况，慎重选择适宜时相的 TM 图像，对于图像镶嵌、信息提取，和地质解译的效果都有重要意义。

2　地物反射波谱

地物反射辐射和发射辐射的电磁波是 TM 的信息源。

所谓 TM 信息开发，就是根据 TM 信息的强弱及其在时间和空间域的变化，识别地物种类及其在空间域的分布和在时间域的变化。识别的依据就是不同类型的地物在不同的时间和空间域辐射电磁波的特征不同。因此，研究不同种类的地物反射辐射和发射辐射电磁波的特征，及其在不同时空域的变化，是 TM 信息开发的基础。

TM1～5 和 7 波段的信息来源于地物反射辐射，是遥感地质勘查的主要应用对象，是开发研究的重点。TM6 波段的空间分辨率较低，在地质勘查中应用较少，在此只给予简略介绍。

TM 第六波段为热红外波段。一般物体的热红外信息决定于它的辐射出射度，根据斯忒蕃-玻耳兹曼定律：

$$M(T)=\varepsilon_{\lambda,T}\sigma T^4 \tag{2.1}$$

式中　$M(T)$——辐射出射度；

$\varepsilon_{\lambda,T}$——发射率；

σ——斯忒蕃-玻耳兹曼常数；

T——绝对温度。

发射率 ε 是温度和波长的函数。根据 Hunt，G，R 的测量，以硅酸盐矿物为主要组分的岩石，随其中 SiO_2 含量的减少，发射率的最小值向长波长方向迁移。例如，在同样的室温条件下，下述几种岩石的 SiO_2 百分含量及吸收带的中心波长为：石英岩（>98%）−9.3μm，花岗岩（68%上）−9.6μm，闪长岩（54%上）−10μm，辉长岩（44%）−10.4μm。硅酸盐矿物在热红外波段吸收带的中心波长只相差 0.nμm，辐射灵敏度更高的和光谱灵敏度更高的热红外遥感将是区分岩石类型的有效方法。但是 TM6 波段宽为 10.3～12.5μm，几何分辨率为 120×120m²，显然用 TM6 波段区分岩石类型是很勉强的。因此，在本研究中对地物的热辐射特性未予研究。为了进行地物反射波谱分析，我们常常借助于反射波谱曲线。这些曲线是被测物体的相对反射率的示出形式。相对反射率是波长的函数。能够客观地反映物体固有的反射辐射特性。是 TM 信息处理和专业解译的依据。地物的反射辐射是 TM 信息的主要来源，TM 信息的地质信息开发主要针对可见光和反射红外的 6 个波段进行的。这 6 个波段的信息和地物对太阳辐射的反射、吸收和透过特性有关。它们的关系遵从能量平衡方程：

$$\gamma+\alpha+\tau=1 \tag{2.2}$$

式中　γ——反射率；

α——吸收率；

τ——透过率。

TM 记录的地表物体的反射辐射能量，不仅反映地物固有的反射特性，也和地物在一定波长上的吸收和透过率特性密切相关。所以各种地物的吸收特性对于反射辐射波谱的影

响往往是遥感识别地物的有效信息。在分析和利用地物反射波谱的时候，注意吸收谱带的位置和强度是很重要的。高分辨机载成像光谱仪利用矿物的吸收带进行矿物遥感制图，就是这方面的一个实例。

地物有千百种，它们的组合和分布更是千变万化。根据反射波谱特征，基本的地物可以分为水、土壤、植物、人工建筑和岩石五个类型。TM 图像上不同的地物类型往往互相重合，互相影响，在地质解译过程中必须给以正确区分，方可达到地质解译的目标。下面将分别介绍各类地物在可见光和反射红外波段的反射波谱特征。

2.1 水、土壤、植物和建筑物的反射波谱

2.1.1 水的反射波谱

水与电磁波的相互作用比较复杂。水体对于可见光是透明的，水底和水中悬浮物对可见光产生某种程度的反射。对红外波段的电磁波则强烈吸收。图 2-1 是 1mm 深的水体的吸收光谱曲线。图 2-2 是河、湖水的反射波谱。深水体对电磁波的反射辐射几乎等于零。自然界比较浅的水体，由于水底和水中悬浮物的反射，使水体有很小的反射亮度值。

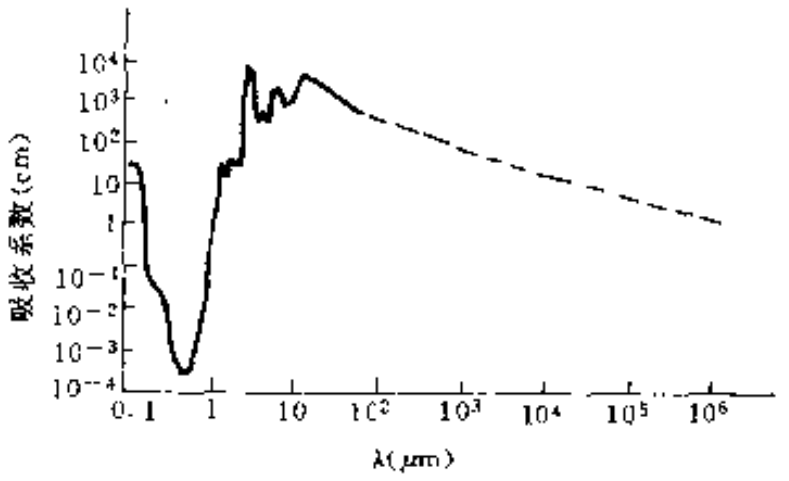


图 2-1 水对电磁波的吸收系数

矿物岩石中的水分子，产生比较强的二个倍频谱带，位于 1.4μm 和 1.9μm。2 个比较弱的合频谱带位于 0.96μm 和 1.1μm，TM 的波段设计避开了这 4 个吸收谱带。

雪是水的一种固态形式。但是雪与水的反射波谱截然不同。雪对可见光产生全反射，反射率近于 100%，对于波长 $<1.5\mu m$ 的红外辐射的反射率在 40%以上，对波长 $>1.5\mu m$ 的电磁波的反射率才降至 10%以下。雪的高反射率产生 TM 图像的最大亮度值。积雪掩盖所有的地质现象。

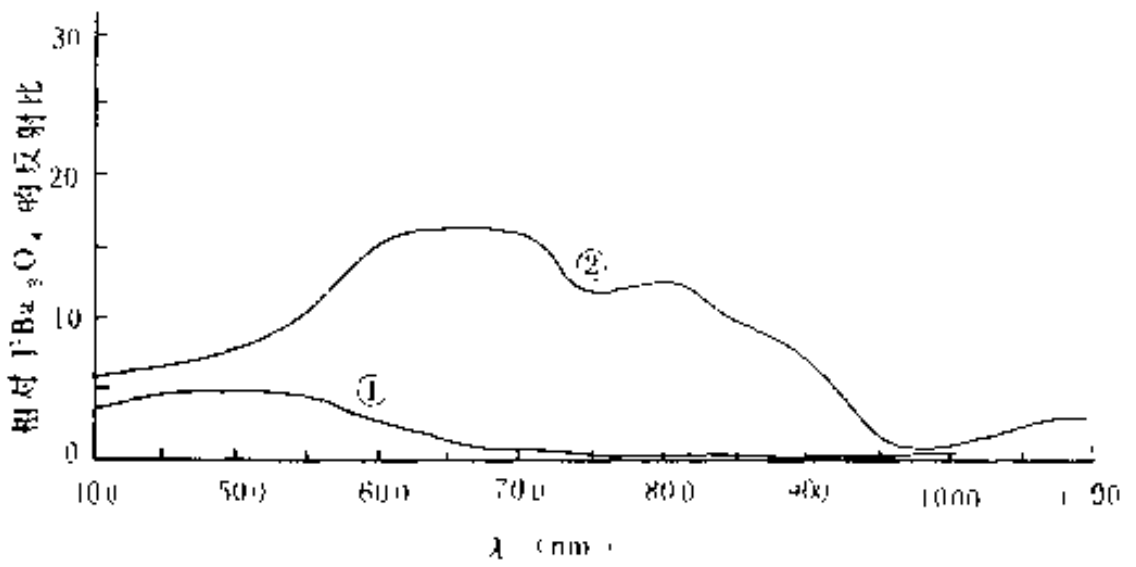


图 2-2 天然水体的反射波谱曲线

①—洱海中部，静止清水，太阳高度角 46.5°(中国科学院南京地理研究所)；

②—黄河水，含沙量 781mg/L，太阳高度角 55°26′(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

地表水体的分布可能与地质构造的延展方向一致。岩性不同，含水性亦不同。有的破碎带充水储水，有的破碎带漏水泻水。有的隐伏断裂因为储水而产生地表水异常或热异常。所以从水所产生的特殊的 TM 信息中，可以提取许多有价值的地质信息。包括隐伏构造信息。

2.1.2　土壤的反射波谱

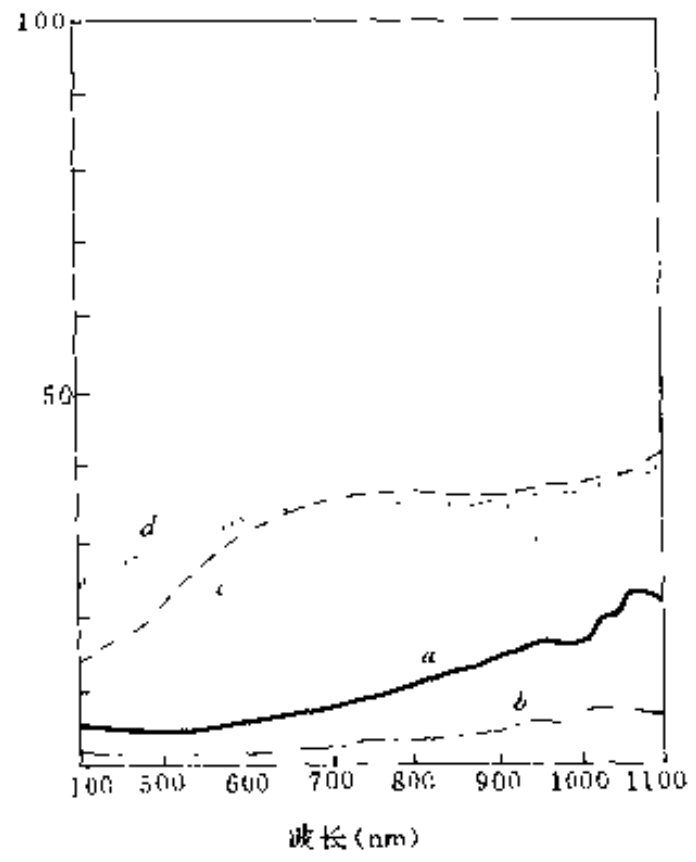


图 2-3　土壤的反射波谱曲线

a—原干土，含有机物 13.5%；*b*—原湿土；*c*—脱有机物，*d*—脱铁

土壤作为分布最广的地物类型之一，严重影响 TM 信息地质解译。尤其是我国北方温暖半湿润气候区，化学风化占优势，土壤极为发育，对地质解译的影响甚于植被。土壤是一种混合物，组成成分变化很大。可见光至反射红外波段与土壤相互作用，只产生吸收和反射。决定土壤反射波谱的主要因素是土壤结构、主要组分，及有机质、铁氧化物和水的含量。土壤粒度大，表面粗糙，有机质、铁氧化物及水含量越高，反射率越低。反之，反射率越高。

不同岩性的风化难易程度不同，结果使风化土的成分（主要是氧化铁含量）不同。因此，TM 图像所提供的有关土壤分布，残积和坡积土中铁氧化物和粘土矿物的含量信息，对于识别岩石类型有一定的参考价值。

2.1.3　植物的反射波谱

图 2-4 是绿色植物的反射波谱。它决定于叶子的三个因素：叶色素的类型及数量，细胞结构，含水量。

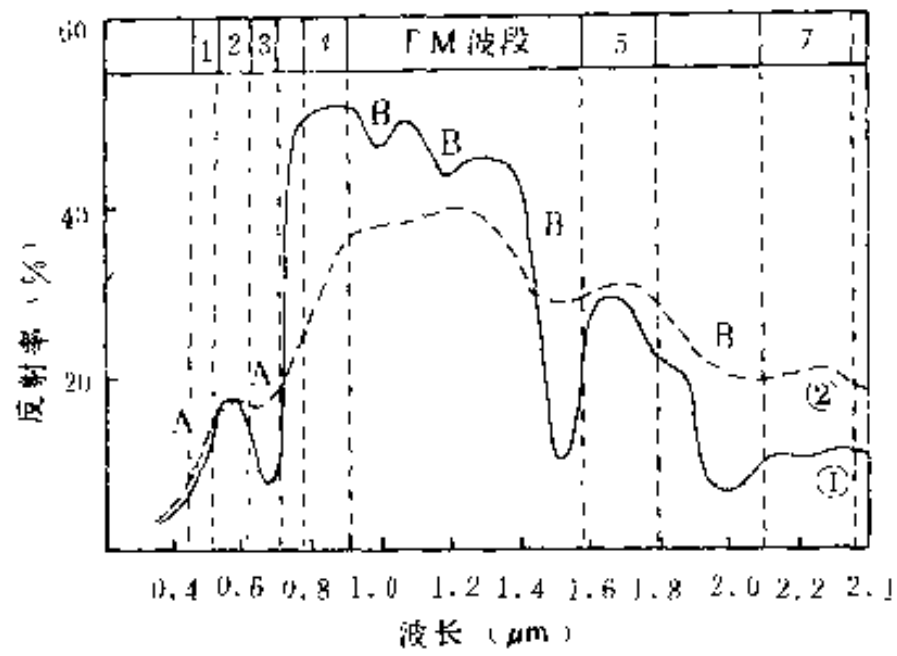


图 2-4　绿色植物的反射波谱曲线

①—健康植物的反射波谱；②—病害植物的反射波谱

A—叶绿素吸收带；B—水吸收带

叶绿素的反射峰位于 TM2 波段；TM4（760～900nm）波段则位于植物叶子的最高反射区（740～1300nm）之内；TM 的 5 和 7 波段与植物在短波红外的二个反射峰一致。绿色植物的这些高反射波段对于 TM2，4，5，7 波段地质信息的干扰是严重的。TM1、3 波段位于叶绿素的吸收带，植物的反射辐射亮度相对于高反射波段是比较小。与岩石的反射率相比，尤其是与含铁、锰矿物的岩石反射率相比也并不小。植物的反射辐射对像元亮度值的影响有多大，与像元内植物分布面积的相对大小有关，一般只要植被面积达到像元面积的 10%，即可显著地影响像元亮度值。如果植被占到 30%，植物的反射辐射将对像元亮度值起主导作用。

由于叶绿素对以 670nm 为中心的红光强烈吸收，和叶子内部细胞壁对 750～1250nm 电磁波的散射，而使植物叶子在 680～750nm 区间的反射率陡然升高，此陡升的曲线称为“红边”或“红端”。发生病变的植物叶绿素浓度降低，导致“红边”向短波长方向位移，位移量可达 10～40nm，即所谓“蓝移”。病变植物叶子的含水量降低，蒸发量也降低，从而使得发生病变的树冠温度高于生长正常的树冠温度，可产生 0.n 度的温差。“红边”位移和树冠温差都可以成为地植物遥感找矿的间接信息。但是，TM 的光谱分辨率和温度分辨率相对太低，不足以区分矿化范围的健康植物与病变植物。所以，依据地球化学因素对植物生长状况的影响，通过 TM 信息发现矿致异常是难以实现的。

植被的分布状况，茂密程度，往往与土壤和岩石类型，甚至与破碎带展布有一定的联系。这种植被景观在 TM 图像上显示清晰，往往成为重要的间接地质信息。

2.1.4　人工建筑物的反射波谱

人工建筑物主要指各种交通线和城镇等居民点。居民点的各种建筑物形成乱反射而不是漫反射，在图像上总是形成暗色斑块，对地质解译影响不大。铁路和柏油路总是形成暗色线条，容易识别。山区公路，就地取材的砂石路面，反射波谱特征（见图 2–5）与周围岩石相差无几，只是反射率稍高。需要注意与线形构造影象区分开来。

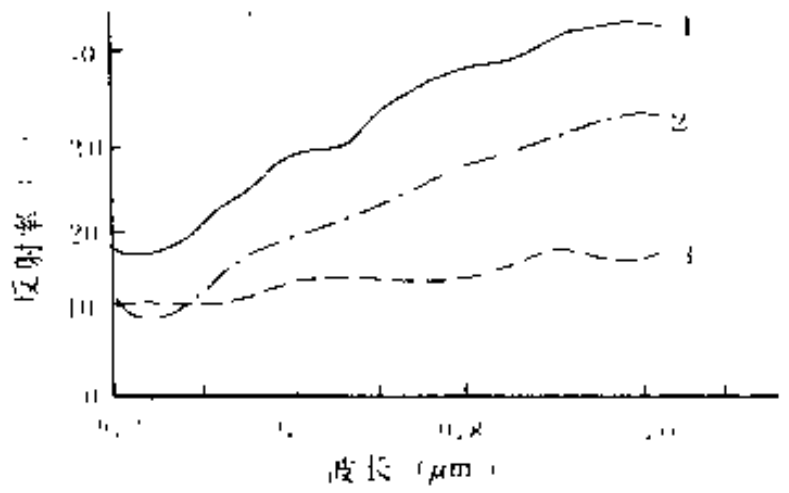


图 2–5　三种路面的反射波谱曲线

①—砂石路面；②—黑土路面；③—沥青路面

2.2　矿物的反射波谱

矿物和岩石的反射波谱有何特点？在与 TM1～5 和 7 波段对应的波长范围内有无特征吸收谱带？吸收谱带的强弱？这些波谱特征与 TM 信息的关系如何？这些内容是进行 TM 图像处理和地质解译的基本依据。所以，认真从事遥感地质事业的专家们越来越迫切地需要掌握矿物和岩石的反射波谱特征。但是自然界的矿物有上千种，它们的不同组合构成千变万化的岩石种类。欲了解和掌握每种矿物和岩石的反射波谱特征，的确是太繁杂太困难了。不过，矿物岩石的反射波谱也和自然界的其它现象一样，有其共同的规律可循。矿物和岩石反射波谱分类的目的，就在于帮助使用者正确地掌握和运用矿物、岩石反射波谱的产生机制，变化的规律，及其与 TM 信息的关系，和开发利用的原理、方法。

矿物的反射辐射是遥感地质信息的基本来源。某些岩石的主要化学组分及含量，如 SiO_2，Al_2O_3，CaO，MgO 等的含量可能十分相近，但是组成岩石的矿物成分不同，导致岩石的反射波谱出现较大的差别。所以，了解矿物的反射波谱特征及其产生的原因，是遥感信息处理及地质解译的前提。

2.2.1　影响矿物反射波谱的因素

矿物的反射波谱及其成因十分复杂。因为电磁波与其所遇到的任何物质之间都会发生相互作用。但是影响矿物反射波谱的主要因素有矿物化学、矿物晶体结构和矿物粒度。

2.2.1.1 矿物化学

矿物化学是决定矿物反射波谱特征的最重要因素。可见光范围的波谱特征，取决于矿物中过渡金属离子的种类和含量。而中红外波段的特征谱带则决定于矿物中的阴离子基团。

自然界分布最多的造岩矿物中的主要元素对矿物的反射波谱不起决定性作用，起最重要作用的往往是过渡金属元素。对离子键占优势的矿物是过渡金属元素的内电子跃迁决定矿物的特征谱带。而共价键占优势的矿物是离子间的电荷转移。由于过渡金属离子对电磁波的选择吸收，而使含这些离子的矿物具有一定的颜色。过渡金属元素包括 Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、W、Mo、U、Cu 和稀土元素。其中的铁离子大量存在于铁矿物和含铁矿物中。由于铁离子容易取代八面体中的 Al^{3+}，Mg^{2+}和四面体中的 Si^{4+}，使它成为自然界矿物中分布最普遍的金属元素，成为产生电子光谱，影响 TM1～4 波段地质信息的最重要的金属元素。又因其产出环境不同而出现 Fe^{2+}或 Fe^{3+}。

Fe^{2+}的吸收谱带的中心波长位于 0.43μm，0.45μm，0.51μm，0.55μm，1.0～1.1μm，有时还出现在 1.8μm～1.9μm。其中 0.51μm，0.55μm 和 1.0～1.1μm 的吸收比较强。在 0.45μm 和 0.51μm 的吸收带位于 TM1 波段，0.55μm 的吸收带位于 TM2 波段。

Fe^{3+}的吸收谱带位于 0.4μm，0.45μm，0.49μm、0.70μm，0.87μm 。也是后面三个吸收带比较强。在 0.45μm 和 0.49μm 的谱带位于 TM1 波段、0.87μm 的谱带位于 TM4 波段。0.7μm 的谱带靠近 TM3 波段。

影响矿物反射波谱的第二个常见的过渡金属离子是 Mn^{2+}，它的吸收带中心波长是 0.34μm，0.37μm ，0.41μm ，0.45μm，和 0.55μm。其中 0.45μm 和 0.55μm 的吸收比较强。

因为过渡金属离子所在晶体场的差异，使它们的吸收谱带有强有弱，并且可能发生一定的移位。

某些阴离子基团的基谐振动谱带出现在中红外和远红外区。它们的倍频或合频可能出现在反射红外谱段。有些吸收带中心波长＞2.35μm，超出了 TM 的探测范围。还有些谱带又太弱，难以检测出来。对 TM 信息有重要意义的是阴离子基团$(OH)^{1-}$，CO_3^{2-}和 SO_4^{2-}的吸收谱带。

$(OH)^{1-}$的伸缩振动谱带中心波长位于 1.4μm，2.20μm 和 2.30μm。其中 1.4μm 和 2.2μm 两个吸收带比较强。矿物岩石中 H_2O 的吸收谱带位于 1.4μm 和 1.9μm，二者都是强吸收带。$(OH)^{1-}$和 H_2O 都在 1.4μm 有强吸收带，TM 避开了这个带，而利用了$(OH)^{1-}$在 2.2 和 2.3μm 的吸收带。如果反射波谱同时出现 1.4μm 和 1.9μm 的吸收带，可以断定这是水的谱带。如果只有 1.4μm 的谱带，那么这是$(OH)^{1-}$引起的。

CO_3^{2-}的吸收带中心波长出现在 1.92μm，2.16μm，和 2.35μm。后者最强，包括在 TM7 波段内，可用于检测碳酸盐矿物存在与否。

2.2.1.2 矿物晶体结构

矿物的晶体结构对其反射波谱有重要影响。例如，随着矿物的有序度的降低，晶格振动谱带的数目会减少，谱带宽度增加。矿物中水的三个谱带如果很尖锐。说明水分子处于准确有序的位置，若水分子处于无序的位置，其吸收谱带变宽，有可能波及 TM5 波段。

黑云母是典型的层状硅酸盐，有 {001} 极完全解理，三八面体中的 OH 有明显的取

向作用，致使 OH 伸缩振动谱带展宽。加之 F、Cl 等对 OH 的置换，使得黑云母的羟基谱带微弱，难以检测。所以用 TM7 波段检测黑云母是不现实的。由于黑云母的特殊晶体结构，造成可见光至 1.5μm 之间连续的宽谱带（如图 2-6）。所以含黑云母多的岩石在 TM1～4 波段的相对亮度值显著降低。黑云母的例子足以表明晶体结构对于矿物反射波谱的重要影响。

2.2.1.3 矿物粒度

单矿物反射波谱测试样品均为矿物集合体。这些矿物的粒度越小，所构成的反射面越接近于理想的朗伯面，其漫反射率越高。矿物粒度越粗，越容易产生不均匀散射，使反射率降低（如图 2-6 所示）。这是对透明矿物而言的。对于不透明的金属矿物的情况则相反，矿物粒度越细，与入射电磁波的作用面积越大，吸收越强，反射率越低。

无论是透明或不透明矿物，它们的粒度大小和均匀程度，只能改变其反射率的大小，而不改变吸收谱带的位置，也不改变反射波谱的形状。

2.2.2 矿物反射波谱分类

为了便于掌握常见矿物的反射波谱，并用于指导 TM 图像处理和解译，从而有效地开发利用 TM 信息，可根据矿物的反射波谱对矿物进行分类。分类依据是（1）矿物的反射波谱有无特征吸收谱带；（2）与 TM 的可见光及短波近红外的六个波段相对照，矿物的吸收谱带的中心波长所在的波段；（3）吸收谱带的宽窄及强弱，根据这三点，把自然界分布广泛的非金属和金属矿物分为五类，见表 2-1。这种分类的根本依据是矿物光谱反射率的相对值，而不是绝对值。这只是定性分类，而不是定量分类。

第Ⅰ类：在 TM1～4 波段有强烈吸收带的铁矿物和含铁矿物。其中又可以分为二个亚类。

第一亚类（I_1）：以氧化铁为主要成分的铁矿物。以铁矿物或含铁矿物的次生氧化物为主，也有一部分作为热流蚀变带的原生矿物产出。常见矿物为褐铁矿、针铁矿、赤铁矿、黄钾铁矾等。以含大量 Fe^{3+} 为主，也有少量 Fe^{2+}。它们在 TM1 和 TM4 波段有强吸收带。中心波长位于 2 波段的吸收带强度中等至较强。有 1 个不太强的反射峰位于 TM3 波段，使这类矿物总是具有一定的红色调。见图 2-7。这类矿物多分布在金属矿床氧化带、蚀变岩和含铁岩石的风化表面。

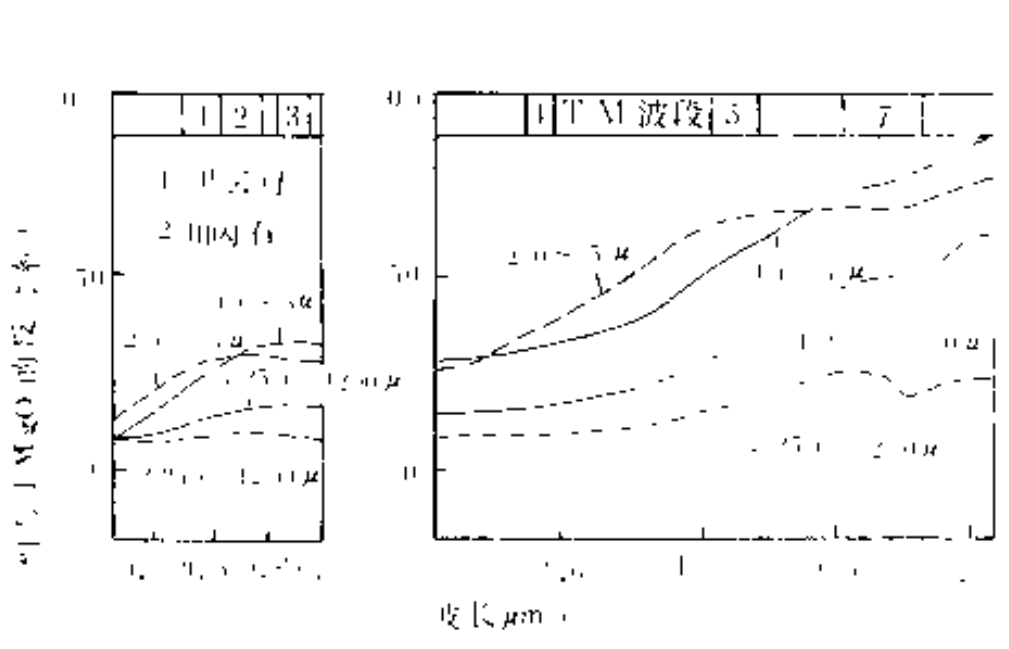


图 2-6 不同粒级的黑云母和角闪石反射波谱曲线
（据 G.R.Hunt 等）

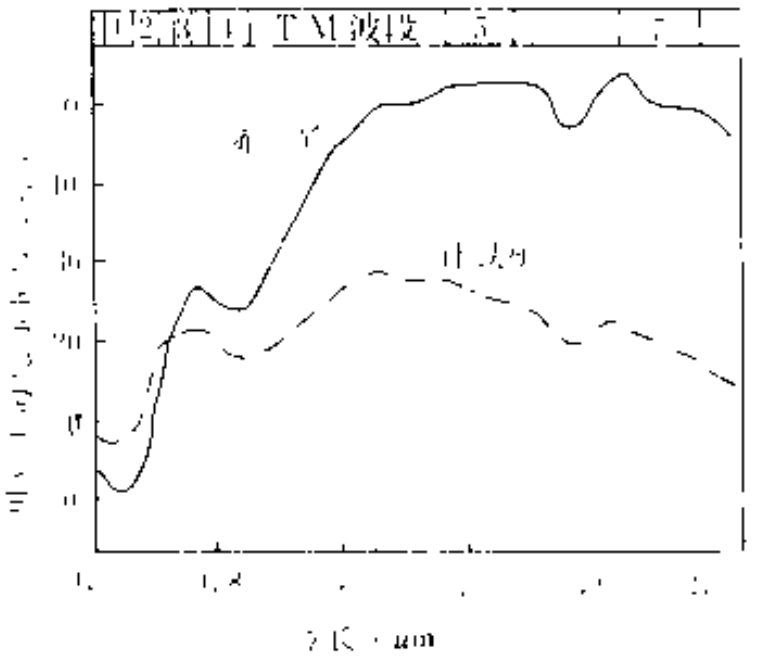


图 2-7 在 TM1～4 波段有吸收带的铁氧化物的反射波谱曲线
（据 S.J.Fraser）

表 2-1 矿物反

类型	类型特征	亚类	亚类特征	矿物名称	矿物分子式
产生吸收带的金属离子					Fe^{2+}
					Fe^{3+}
					Mn^{2+}
					Cr^{3+}
产生吸收带的阴离子团				矿物中的水	H_2O
				(羟基)	$(OH)^{1-}$
				碳酸根	CO_3^{2-}
Ⅰ	在 TM1～4 波段有强吸收带	Ⅰ-1	Fe^{3+}吸收带	针铁矿	FeO.OH
				褐铁矿	$2Fe_2O_33H_2O$
				黄钾铁钒	$KFe_3(OH)6(SO_4)_2$
				赤铁矿	Fe_2O_3
		Ⅰ-2	(有 Fe^{2+}和 Fe^{3+}吸收带)含铁硅酸盐、铝硅酸盐矿物	黑云母	$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
				普通辉石	$(Ca,Mg)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$
				蔷薇辉石	$Ca(Mn,Fe)_4(Si_5O_{15})$
				透辉石	$CaMgSi_2O_6$
				橄榄石	$(Mg,Fe)_2SiO_4$
				钙铁榴石	$Ca_3(Fe^{3+}Ti)_2(SiO_4)_3$
				钙铝榴石	$(Ca,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})(SiO_4)_2$
				辉锑矿	Sb_2S_3
				贵榴石	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
				角闪石	$(Ca,Na,K)_{2-3}(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5(Si_8O_{22})(OH)_2$
Ⅱ	在 TM7 波段有强吸收带	Ⅱ-1	CO_3^{2-}吸收带为主碳酸盐矿物	方解石	$CaCO_3$
				白云石	$(Ca,Mg)CO_3$
				菱镁矿	$MgCO_3$
		Ⅱ-2	$(OH)^{1-}$的吸收带为主，粘土矿物	高岭石	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
				蒙脱石	$(Al,Mg,Fe)_4(OH)_n(Si,Al,Fe)_8O_{20-n}n(OH)6H_2O$
				地开石	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$
				埃洛石	$Al_4(Si_4O)(OH)_8.4H-[2]O$
				白云母	$(KAl_3S)_3O_{10}(OH)_1$
Ⅲ	在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带	Ⅲ-1	含铁或锰的碳酸盐矿物，有 CO_3^{2-}和 Fe^{2+} / Mn^{2+}的吸收带	菱铁矿	$FeCO_3$
				菱锰矿	$MnCO_3$
				蓝铜矿	$2CuCO_3.CU(OH)_2$

吸收带中心波长 (μm)											
	0.45–0.52	0.52–0.60	0.63--0.69		0.76–0.90			1.55–1.75		2.08-2 35	
	Fe^{2+} / Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	H_2O		H_2O	$(OH)^{1}$	CO_3^{2-}
0.43	0.45,0.51	0.55				1.0–1.1			1.8–1.9		
0.4	0.45.0.49			0.7	0.87						
0.34,0.37,0.41	0.45	0.55									
0.4		0.55		0.7							
							1.4		1.9		
							1.4			2.2.2.3	
									1.92		2.16.2.35
0.40———0.55					0.90						
0.40———0.55					0.90		1.4		1.9		
0.40———0.55					0.90		1.4		1.9	2.2	
0.40———0.55					0.90		1.4		1.9		
0.32		0.60					1.5			2.2	
					0.77	1.1	1.4		1.9	2.2	
0.35,0.37,0.42		0 55				1.04	1.4		1.9		
	0.45	0.55	0.65	0.7	0.80	1.05	1.4				
0.40	0.50		0.63			1.06	1 4		1.9	2.3	
0.37	0.45,0 50		0.625		0.86	1.28				2.25	
0.43		0.60				1.0	1.4				
					0.78						
0.37,0.43	0.51	0.57				1.28		1.7(Fe^{2+})			
										2.33	
									1.88.2.0		2.16,2.35
						1.1	1.4		1.86,1.99		2.16,2.33
									1.9		2.16,2.35
	0.50					0.97	1.4		1.9	2.2	
	0.50					0.96	1.4		1.9	2.2,2.35	
						1.15	1.48		1.77,1.9	2.2,2.3	
						1.43	1.40		1.9	2.2,2.3	
0.44					0.90	0.95	1.4		1.9	2.2,2.35	
	0.45					1.1			1.92		2.17.2.35
0.34,0.37,0.41	0.45	0.55				1.1			1.9.2.02		2.17.2.37
	0.45(Cu^{2})				0.8(Cu^{2})	1.1	1.45		1.95		2.05,2.35

类型	类型特征	亚类	亚类特征	矿物名称	矿物分子式
Ⅲ	在TM1～4和7波段有强吸收带	Ⅲ-2	$(OH)^{1-}$和Fe^{2+}/Fe^{3+}吸收带，含羟基和铁或镁的硅酸盐矿物	阳起石	$Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5(Si_8O_{22})(OH,F)_2$
				纤闪石	$Ca(Mg,Fe^{2+})_5(Si_8O_{22})(OH,F)_2$
				透闪石	$Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH,F)_2$
				符山石	$Ca_{10}(Mg,Fe)_2Al_4(SiO_4)_5(SiO_4O_7)_2(OH)_4$
				绿泥石	$(Mg,Fe)_5(Al,Fe^{3+})_2SiO_3O_{10}(OH)_8$
				蛇纹石	$Mg_3SiO_2O_5(OH)_4$
				含铬绿泥石	$(Mg,Fe)_5(Al,Fe^{3+},Cr)_2Si_3O_{10}(OH)_8$
				滑　石	$Mg_3SiO_4O_{10}(OH)_2$
				角闪石	$(Ca,Na,K)_{2\ 3}(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5(Si_6(Si,Al)_2O_{22}(OH,F)_2$
				钠闪石	$Na_2Fe^{3+}Fe^{2+}{}_3Si_8O_{22}(OH,F)_2$
				电气石	$Na(Fe,Mn,...)_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH,F)_4$
		Ⅲ-3	有绿帘石族矿物，Fe^{3+}，Mn^{3+}，Fe^{2+}和$(OH)^{1-}$吸收带及$(OH)^{1-}$的反常谱带(TM5)	绿帘石	$Ca_2(Al,Fe)Al_2O(OH)(Si_2O_7)(SiO_4)$
				黝帘石	$Ca_2(AlOH)Al_2(SiO_4)_3$
				斜黝帘石	$Ca_2Al_2O.OH(Si_2O_7)(SiO_4)$
Ⅳ	在TM1～5和7波段无强吸收带		透明的长英质矿物，因为有类质同相或者包体等往往有Fe^{3+}/Fe^{2+}、$(OH)^{1-}$或H_2O的弱谱带	斜长石	$(Na,Ca)AlSi_3O_8$
				微斜长石	$K(AlSiO_3O_8)$
				正长石	$K(AlSiO_3O_8)$
				条纹长石	
				石英	SiO_2
				重晶石	$BaSO_4$
				乳石英	$SiO_2.nH_2O$
Ⅴ	在TM1～5和7波段都强烈吸收		不透明金属矿物	磁铁矿	Fe_3O_4
				钛铁矿	$FeTiO_3$
				硬锰矿	$mMnO.MnO_2.nH_2O$
				软锰矿	MnO_2
				黄铁矿	FeS_2
				白铁矿	FeS_2
				方铅矿	PbS
				毒　砂	FeAsS

注：—表示强吸收带；——表示连续吸收带

续表 2-1

吸收带中心波长 (μm)											
	0.45–0.52	0.52–0.60	0.63–0.69		0.76–0.90			1.55–1.75		2.08–2.35	
	Fe^{2+}/Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	H_2O		H_2O	$(OH)^{1-}$	CO_3^{2-}
			0.63	0.7	0.85	1.03	1.4			2.32	
				0 75		1.0	1.4		1.9	2.32	
						1.05	1.4		1.9	2.35	
				0 75		0.95	1.4		1.9	2.2	
				0.7	0.9	1.1	1.4		1.9	2.2	
	0.45		0.65	0.7		1.1	1.4		1.9	2.3	
	0.45	0.61			0.90	1.0			1.9	2.2	
			0.65			0.95	1.4		1.9	2.2	
0.40										2.33	
				0.7		0.975	1.4			2.2.2.35	
0.40	0.45	0.55		0.75		1.1	1.4			2.2	
0.41	0.47	0.60						1.55	1.85,1.90	2.35	
0.43		0.53			0.80	1 0		1.68	1.85,1 90	2.3.2.35	
0.41	0.46,0.48	0.55			0.80			1.55	1.85,1 95	2.35	
					0.8	1.25	1 4		1.9	2.2	
0.38,0.42		0.55				1.3	1.4		1.9	2.2	
		0.55					1.4		1 9	2.2	
		0.55					1.4		1.9		
							1.4		1.9		
							1.4		1.9		

第二亚类（I_2）：含铁硅酸盐、含铁铝硅酸盐矿物。见图 2–8。以黑云母、角闪石、辉石、石榴石、橄榄石族矿物为主。其中既有 Fe^{2+}的吸收谱带，又有 Fe^{3+}的吸收谱带，而且吸收谱带比较宽。黑云母的铁谱带从 0.5μm ～1.5μm，这种连续谱带的形成与黑云母的特殊结构有关。这类含铁暗色矿物的作用使 TM1～4 波段的相对亮度值普遍降低。而辉石中最强的晶体场谱带中心波长为 0.77μm 或 0.85μm，所以 TM4 波段提取含大量辉石的岩石信息较为有利。这类矿物的反射波谱往往在 0.52μm 左右出现一个反射峰值，使部分矿物带有暗绿色调。

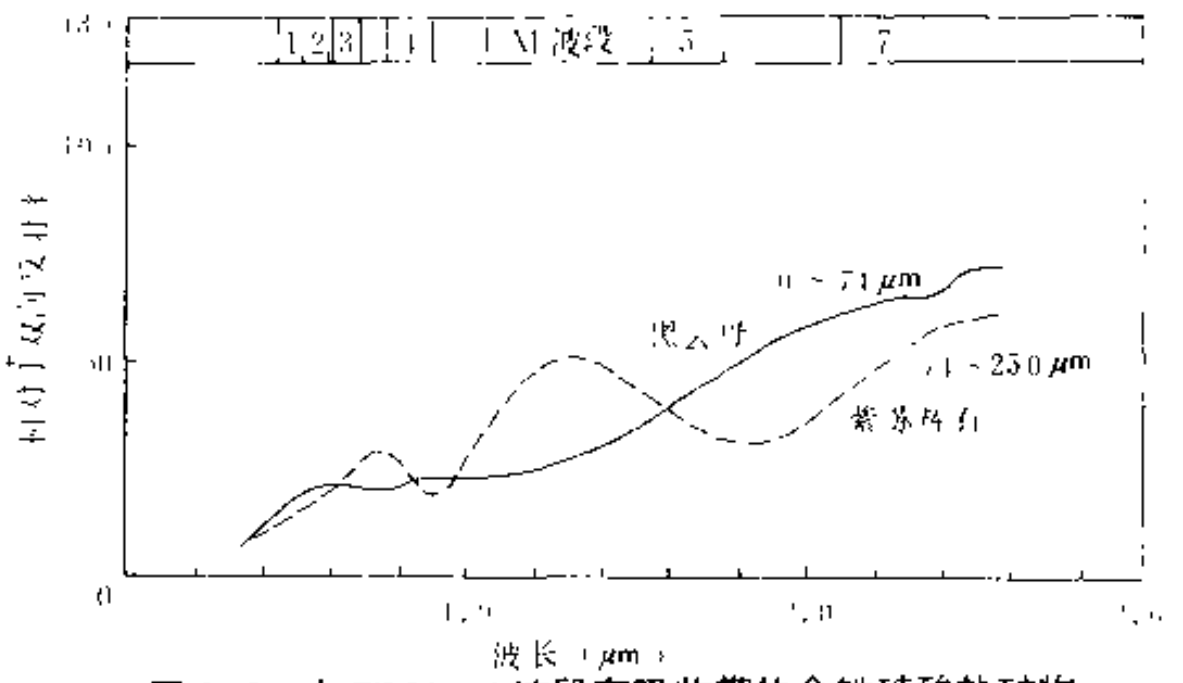


图 2–8　在 TM1～4 波段有吸收带的含铁硅酸盐矿物黑云母和紫苏辉石的反射波谱曲线

（据 V.Leeman）

第Ⅱ类：在 TM7 波段有强烈吸收带的碳酸盐矿物和含羟基矿物。根据吸收带波长的差异和矿物成分的不同，进一步划分为二个亚类。

第一亚类（II_1）为碳酸盐矿物。包括方解石、白云石、菱镁矿等。中心波长位于 2.35μm 的 CO_3^{2-}吸收带是这类矿物的反射波谱的最重要特征（图 2–9）。时而有铁离子的弱吸收带出现。如果有大量的菱镁矿或菱锰矿出现，则会影响在 TM1～4 波段的反射波谱。利用 CO_3^{2-}在 TM7 波段的吸收特征，可圈定石灰岩、白云岩、大理岩、以及碳酸盐化较强的地段。

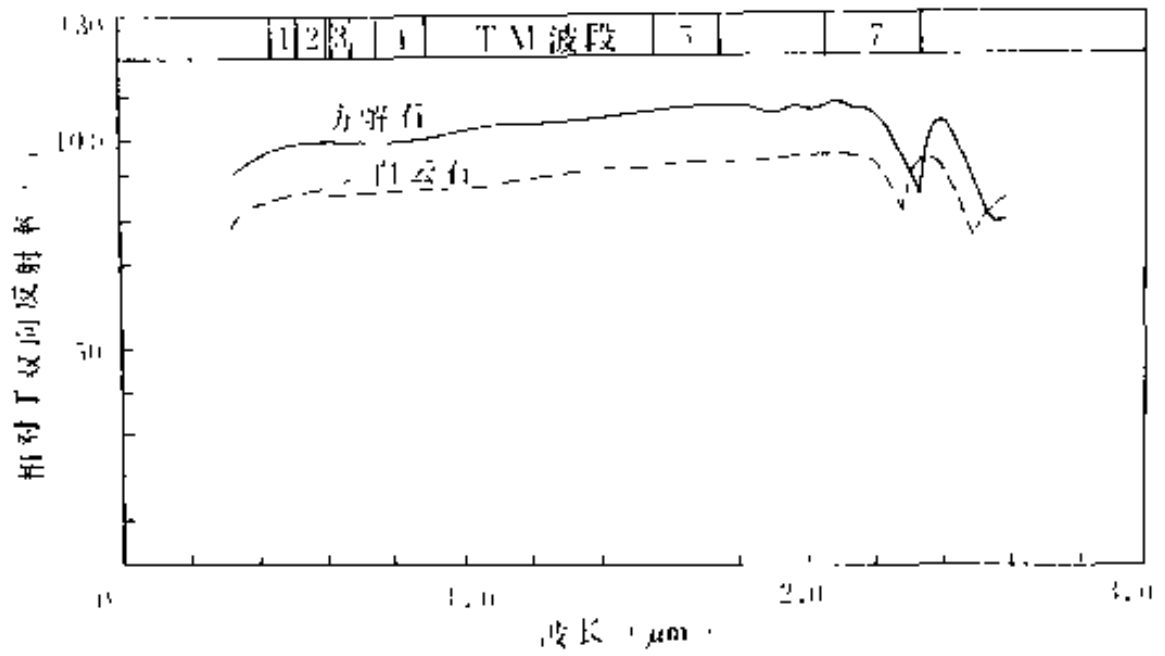


图 2–9　在 TM7 波段有强吸收带的磷酸盐矿物（粒级 0.7μm）的反射波谱曲线

（据 V Leeman）

第二亚类（II_2）黏土矿物。包括高岭石族、埃洛石族、蒙脱石族、水云母族、白云母族等矿物。均属层状硅酸盐。矿物晶体中普遍含有羟基和若干个水分子。这类矿物反射波谱的共同特征是中心波长位于 1.4μm 和 1.9μm 的水的吸收带，及位于 2.2μm 的羟基吸收带（见图 2–10）。后者强而普遍，可以明显降低 TM7 波段的相对亮度值。粘土矿物多是长英质矿物的蚀变或风化产物。在热流蚀变带中大量存在，成为用 TM7 波段提取热流蚀变带信息的主要信息源。

第Ⅲ类：在 TM1～4 和 7 波段有强烈吸收带的矿物。这类矿物的反射波谱吸收带多，对比度大。分为三个亚类。

第一亚类（III_1）含铁、锰或铜的碳酸盐矿物。它们的反射波谱特征如图 2–11 所示。CO_3^{2-}谱带的中心位于 2.35μm。Fe^{2+}对 TM1 和 TM4 波段的影响明显，对第 3 波段的影响

较小。

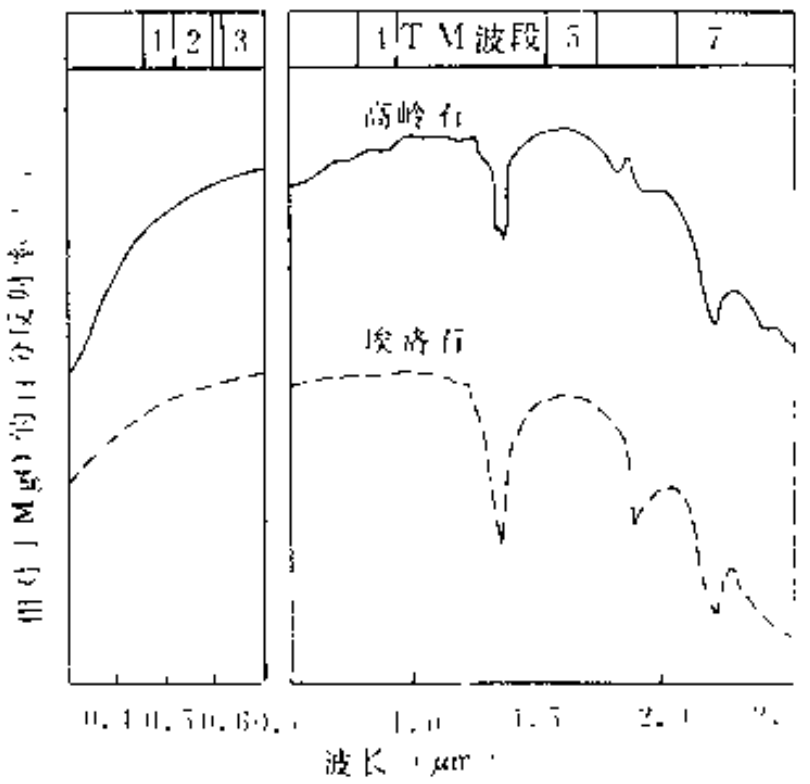


图 2-10　在 TM7 波段有强吸收带的粘土矿物的反射波谱曲线
(据 G.R.Hunt 等)

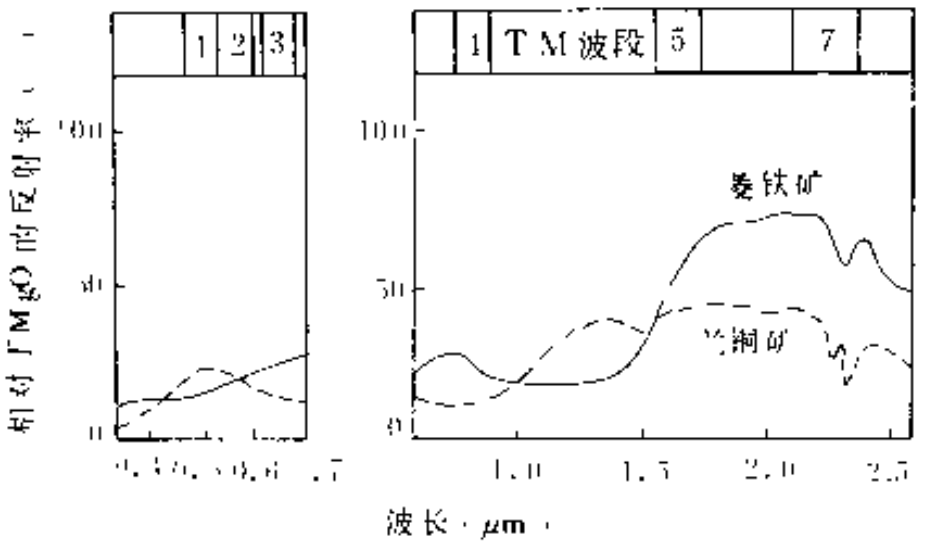


图 2-11　在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带的碳酸盐矿物的反射波谱曲线
(据 G.R Hunt 等)

蓝铜矿中 OH^{1-}和 CO_3^{2-}的吸收谱带均位于 TM7 波段。八次配位的 Cu^{2-}的电子跃迁谱带中心波长分别在 0.45μm 和 0.8μm，位于 TM1 和 TM4 波段。

本亚族矿物多分布于沉积岩和金属矿床氧化带。

第二亚类（$Ⅲ_2$）含羟基和铁（镁）离子的硅酸盐矿物，包括绿泥石族、次闪石族、蛇纹石族和滑石族矿物。它们的反射波谱的共同特征是羟基的强吸收带位于 TM7 波段，中心波长为 2.2～2.3μm，如图 2-12 所示。此外，这类矿物分子中总是含有或多或少的铁离子，其吸收带位于 TM1、3 和 4 波段。绿泥石、阳起石中的 Fe^{31}在 TM4 波段的吸收带比较强，其它的吸收带较弱。这类矿物在蚀变的基性—超基性岩、某些片岩及含铁硅酸盐的蚀变带中有广泛分布。

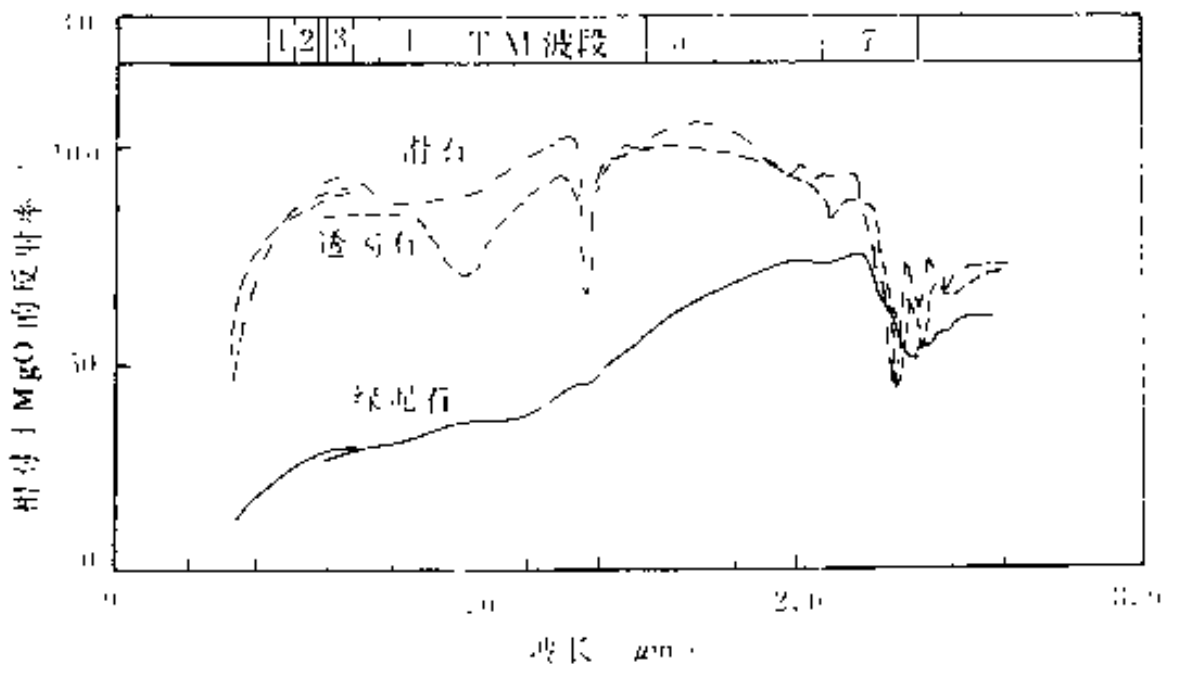


图 2-12　在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带的层状硅酸盐矿物的反射波谱曲线
(据 V.Leeman)

第三亚类（Ⅲ$_3$）　绿帘石族矿物。这类矿物的化学组成比较复杂，Fe^{3+}和Mn^{3+}往往置换一定数量的Al^{3+}。因此经常有Fe^{3+}的晶体场谱带出现在TM4波段。参见图2—13。该族矿物普遍含有OH，其吸收带中心波长为2.35μm。绿帘石族矿物反射波谱的独有特点是羟基的反常谱带出现在TM5波段的范围内，中心波长为1.55μm或1.68μm。这是其它矿物所没有的，也是把绿帘石族矿物单独划为一个亚类的原因。

当绿帘石族矿物大量出现的时候，比如在变质的中性、中酸性火山岩和片岩中，绿帘石族的这一特有谱带，对于包括TM5波段的图像处理和解译，有使用价值。

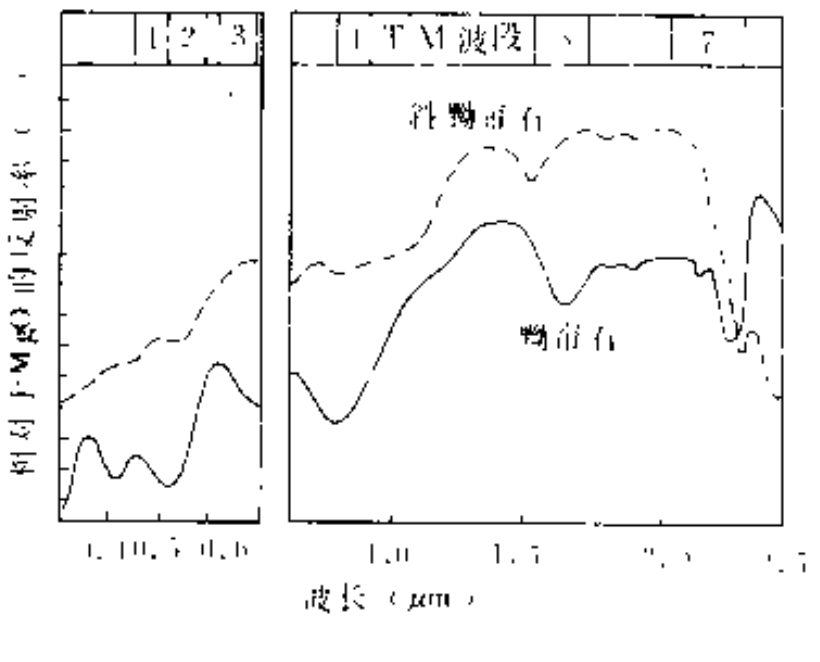


图2–13　在TM1～4和7波段有强吸收带、5波段有次强吸收带的绿帘石族矿物

第Ⅳ类：　透明的长英质矿物

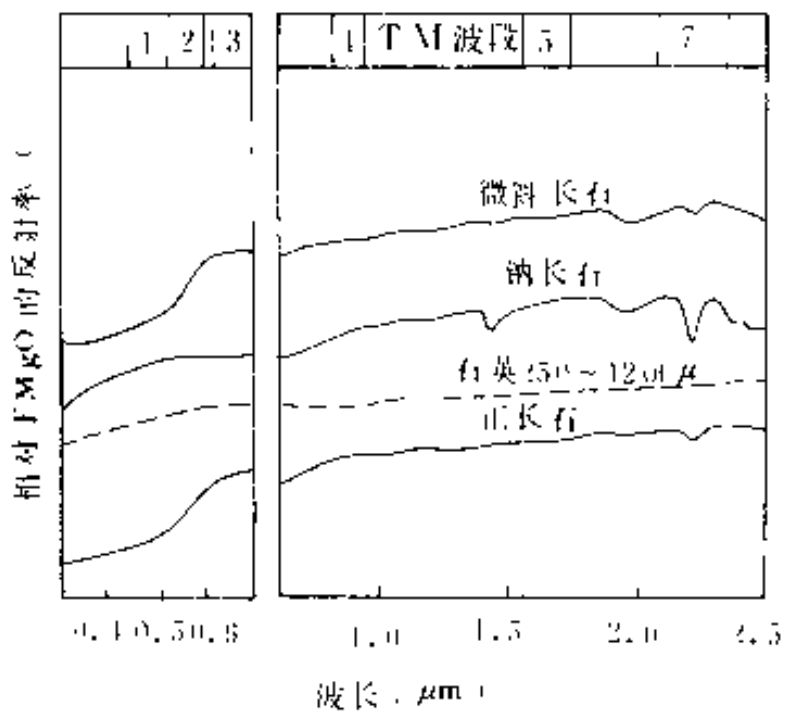


图2–14　在TM1～5和7波段均无强吸收带的长英质矿物反射波谱曲线

长石族和石英族矿物是地壳中分布最广的二种矿物，占岩浆岩、变质岩和部分沉积岩组成矿物量的90%以上。而且在地表条件下比较稳定。所以这类矿物的反射波谱对遥感地质有重要意义。

纯净的长石、石英没有特征谱带（图2–14），只是反射率比较高。石英成分简单，当有混入物或包体水时，则出现相应物的特征谱带。

长石族矿物成分较复杂，Fe^{2+}置换其中少量的Ca^{2+}，由此而产生的吸收带均不在TM范围内。Fe^{3+}可置换长石中的Al^{3+}，产生中心波长在0.55μm和0.65μm或0.8μm的弱吸收带，可使对应的TM波段的相对亮度值有所降低。碱性花岗岩中大量出现的红色钾长石对TM信息的影响比较显著。

第Ⅴ类：不透明金属矿物。

包括磁铁矿、钛铁矿、硬锰矿、软锰矿等金属氧化物和黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、毒砂等金属硫化物。氧化物中的金属离子的吸收带强而宽。金属硫化物除了有铁离子的吸收之外，还有能带间的跃迁所产生的本征吸收谱带，这种能带间的跃迁谱带扩展到可见光和短波红外的全部范围，使金属硫化物呈不透明。这些金属硫化物和氧化物的反射波谱的共同特点是反射率低，反射率曲线对比度小，既使有起伏也很小（图2–15）。

金属矿物在岩石中的相对含量一般不多，如果它们均匀浸染于岩石中，尤其是粒度细小者，既使只有5%的含量，也足以大大降低TM各波段的相对亮度值。金属矿物可以富集成工业矿体，或者相对聚集在热流蚀变晕中，成为找矿标志。所以金属矿物的低反射率

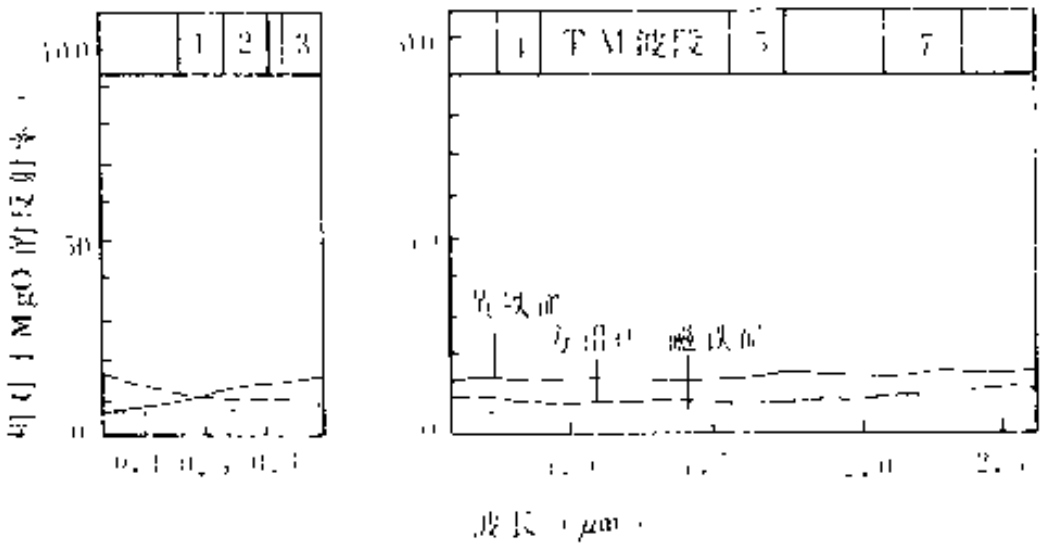


图 2-15　在 TM1～5 和 7 波段均强烈吸收的不透明金属矿物反射波谱曲线

(据 G.R.Hunt 等)

质自动定量判读的基础。

2.3　岩石的反射波谱分类

自然界的矿物有上千种，矿物的不同组合构成千变万化的岩石种类。岩石的组成及分布有随机性的一面，随时随地而异。要逐个了解并掌握不同地区各种岩石的反射波谱特征，的确是太繁杂太困难了。然而，自然界的任何事物和现象都有其应有的规律可循。岩石反射波谱分类的目的就在于探索岩石反射波谱的规律，及其与 TM 信息的物理关系。以便经过图像处理，有针对性地增强和提取岩性信息，提高岩性解译效果。

2.3.1　影响岩石反射波谱的因素

在进行了矿物反射波谱分类的基础上，不再叙述矿物化学、晶体结构、矿物粒度等对产生反射波谱的作用。而仅就产生岩石反射波谱的宏观因素进行分析。

2.3.1.1　组成岩石的矿物成分

这是决定岩石反射波谱的基本因素。在遥感探测的岩石圈表面，产生反射波谱特征谱带的基本单位是矿物，而不是岩石。除非岩石是由单矿物组成的，如碳酸盐岩。普遍情况是在一个像元 30×30m 范围内的岩石由多种矿物组成。像元相对亮度值是多种矿物反射辐射综合作用的结果。不同矿物对岩石反射波谱的贡献不同。长英质矿物的反射率高，缺乏特征谱带。以长英质矿物为主要成分的中—酸性火成岩、砂岩、石英岩、浅粒岩的反射率就高。在岩石中分布广泛，并对其反射波谱有重要影响的是铁矿物和含铁矿物。含百分之几的铁矿物，即可以降低岩石在 TM1～4 波段的相对亮度值。如果含有更多的铁矿物，铁的电子跃迁和晶体场谱带将掩蔽岩石中矿物的所有谱带，使岩石在 TM1～5 和 7 波段的相对亮度值大大降低，甚至接近于零。含铁的铝硅酸盐矿物角闪石、黑云母、辉石等是许多变质岩和岩浆岩的主要矿物成分，它们会显著降低岩石在 TM1～4 波段的反射率。含$(OH)^{1-}$或CO_3^{2-}的矿物则降低岩石在 7 波段的反射率。不能仅仅注意组成岩石的主要矿物种类，因为岩石的光谱反射率，不是其矿物含量的加权和。恰恰相反，往往是岩石中的铁矿物、含铁矿物、或含$(OH)^{1-}$、CO_3^{2-}的次要矿物成分，对岩石反射波谱特征谱带的形成贡献更大。对 TM 图像的岩性解译有更重要的价值。

2.3.1.2　岩石的结构构造这是影响岩石反射波谱的第二位因素。

这里所谈的岩石的结构构造，主要指岩石表面的矿物粒度、分布状况及岩石构造特

是利用 TM 图像提取矿产信息的依据之一。

这是根据反射波谱对矿物进行初步的定性分类。根据我们的体会，这种分类对 TM 图像处理和解译有很大帮助。随着遥感技术的发展和地质应用的广泛深入，需要在严格的条件下大量、系统地测试矿物的反射波谱，进行矿物的反射波谱定量分类，以作为遥感地

征。

矿物颗粒的大小决定新鲜岩石自然表面的粗糙程度，直接决定反射的性质。光谱表面产生镜面反射，是 TM 所无法接收的。粗糙表面接近于朗伯面，朗伯面的辐亮度计算式:

$$L = \frac{1}{\pi} Er \tag{2.3}$$

式中 L——辐亮度;

E——来自太阳的辐照度;

r——漫反射率。

对于同时相同一景的 TM 图像，太阳的辐照度相同，2.2 式说明地物辐亮度只与地物的反射特性，即漫反射率有关。

怎样区分光滑表面与粗糙表面，通常使用瑞利判据:

$$h = \frac{\lambda}{8\cos\theta} \tag{2.4}$$

式中 h——入射面的平均高差;

λ——入射波波长;

θ——入射角。

地表面的倾向倾角是随机的，阳光对于地表面的入射角也是随机的。假设 $\theta = 45°$，$\lambda = 2.35\mu m$（TM7 波段所用的最大波长），则 $h = 0.59\mu m$。当入射角最大，即 $\theta = 90°$ 时，$h_{max} = 2.35\mu m$。可见一般地面或岩石表面的平均高差总是＞（0.n～2.35μm），即对于 TM 所采用的可见光和红外而言，不可能产生镜面反射。

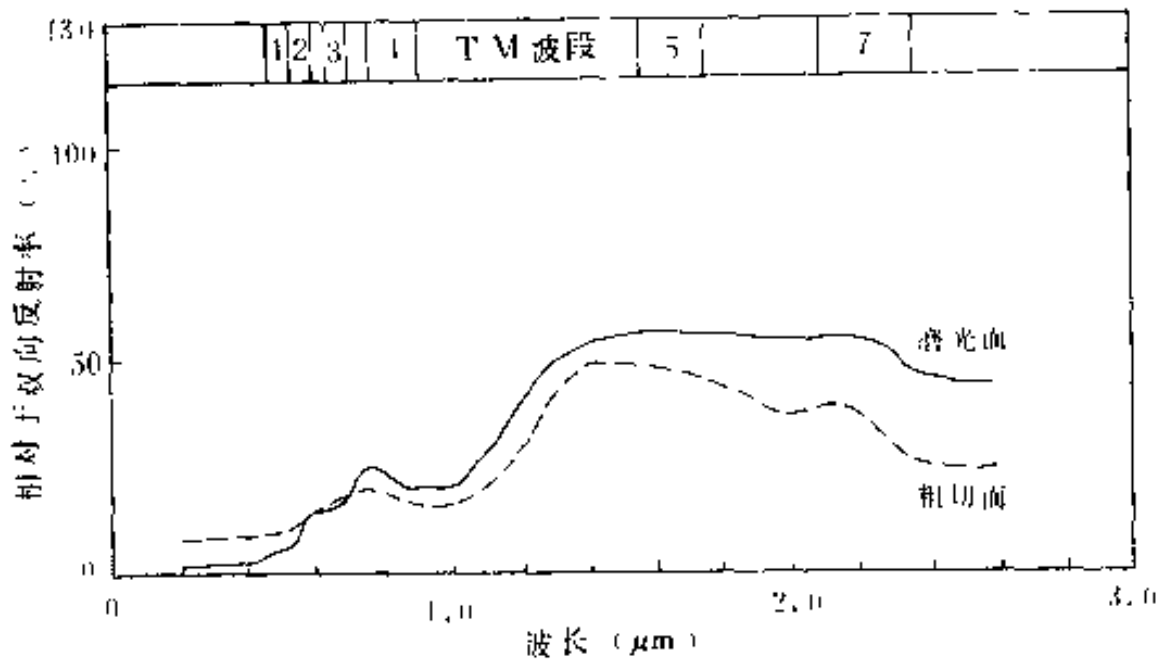


图 2-16 褐铁矿粗切面与磨光面反射波谱曲线

(据 V.Leeman)

图 2-16 是块状褐铁矿的切开面和磨光面的反射波谱。磨光面上的相对高度差是非常小的，铁的吸收谱带仍然很清晰。对于可见光，光谱的磨光面的反射率低于粗糙的切开面的反射率，对于近红外和中红外波段，磨光面的反射率比没有磨光的切开面上的反射率高，就是说矿物粒度细小，岩石表面平整并不妨碍 TM 对岩石反射特性的检测。相反，如果矿物颗粒粗大，岩石表面粗糙，或者具有片状、片麻状构造，其自然表面参差不齐，形成大大小小的阴影，必然降低岩石在 TM 各波段的相对亮度值。细粒、厚层或块状构造的岩石的反射率高于相似成分的粗粒、薄层或片状构造岩石的反射率。

同样重量百分含量的不透明金属矿物、或含铁矿物，细粒、呈均匀分布者，比粗粒、

集中分布者所产生的吸收效应要强得多，前者能更多地降低 TM 的相对亮度值。

2.3.1.3　岩石的风化状况

裸露岩石遭受风化作用，岩石的成分和结构构造都将发生相应的变化。甘肃北山干旱少雨，温差悬殊，强烈的物理风化使岩石破碎成大大小小的碎块，增加了岩石表面的粗糙程度和阴影面积，降低了岩石表面的 TM 相对亮度值。但是基本上保持了岩石的反射波谱特征。局部地区的岩石表面形成了一层氧化铁被膜，即所谓"沙漠漆"，改变岩石本征反射波谱，降低岩石的反射率。

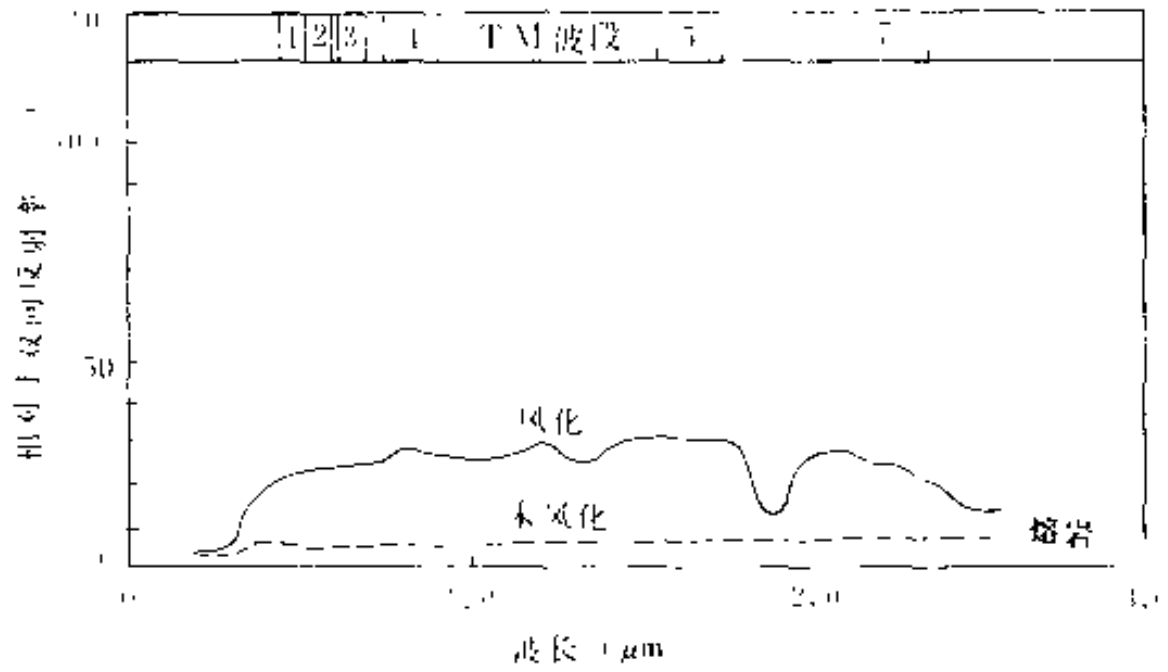


图 2-17　风化和未风化的基性熔岩的反射波谱曲线

(据 V Leeman)

在湿润半湿润的温带气候区，如我国北方沿海各省，岩石以化学风化为主，破坏矿物晶体，使其粒度变小。铁矿物和含铁矿物遭受氧化破坏，淋滤流失。从而减少铁的吸收作用，使岩石反射率增加。如图 2-17 所示，风化熔岩的反射率高于新鲜熔岩的反射率。在地表条件下比较稳定的是浅色矿物，尤其是石英，在风化岩石的表面经常残留一层石英颗粒，也能增加岩石表面的反射率。碳酸盐岩的情况相反，风化浸蚀使地表部分形成规模不等的岩熔地貌，使岩石表面反射率降低。

2.3.1.4　岩石含水性

水对电磁波的吸收强度是波长的函数。对可见光和短波红外都有吸收作用。因此，同种岩石，含水量多者反射率低，反之，反射率高。而岩石的含水量多少，与气候环境，地形条件，岩石本身的裂隙及孔隙度有关。在同样的外界环境中，层状、片状岩石的含水量多于块状岩石。粘土岩、层状硅酸盐，铝硅酸盐矿物组成的岩石含水量多于粒状结晶岩。除此而外，破碎岩石含水量多于未破碎的岩石。

上述分析可以归纳为四点：(1) 岩石中有特征吸收带的矿物的种类、数量、粒度、及其分布是岩石反射波谱的决定因素。(2) 没有特征吸收带的主要造岩矿物，及由它们构成的岩石的结构构造，只影响岩石的绝对反射率，并不改变岩石反射率曲线的形状。(3) 风化作用改变岩石表面的矿物和化学成分，铁矿物容易受风化而流失。破坏原岩的结构构造，通常使岩石反射率增加。随着岩石种类和风化程度之不同，情况比较复杂，需要进行现场测试。(4) 岩石表面湿度及岩石的裂隙、孔隙水使岩石反射率降低。

2.3.2　岩石反射波谱分类

对岩石反射波谱进行分类，有助于了解和掌握岩石的反射波谱特性，并有针对性地制订 TM 图像处理方案和程序，增强和提取岩性信息，进而正确识别岩石种类。分类的唯一依据是岩石的反射波谱。分类方法是把岩石反射率曲线与 TM 波段相对照，分析岩石反射率曲线有无特征吸收谱带，吸收带的强弱，是什么矿物引起的，特征谱带位于 TM 的哪个波段。

岩石反射波谱分类见表 2-2。

表 2-2　对比 TM 波段的岩石反射波谱分类

类别	亚类	岩石名称
Ⅰ 在 TM1～4 波段有强 吸收带的 岩石	Ⅰ-1 以 Fe^{3+}吸收带 为主的岩石	红色砂岩、长石砂岩、含铁砂岩、紫色砾岩、红色流纹岩、褐色黑曜岩、淡红色凝灰岩、玄武质火山渣、红色石英岩、红色板岩、粉红色粗面岩、粗面斑岩、红色钾长花岗岩、正长花岗岩
	Ⅰ-2 以 Fe^{2+}吸收带 为主,兼有 Fe^{3+} 吸收带的岩石	橄榄岩、纯橄榄岩、辉岩、苏长辉长岩、苏长斑岩、黑色黑曜岩、珍珠岩、绿色凝灰岩、绿泥石片岩、角闪石片岩、绿色石英岩、灰绿色板岩、海绿石砂岩
Ⅱ 在 TM7 波 段有强吸收 带的岩石	Ⅱ-1 以 CO_3^{2-}吸 收带为主	灰岩、白云质灰岩、白云岩、大理岩、菱镁矿大理岩、透闪石大理岩、方柱石大理岩、钙质页岩、钙质片岩、白云石片岩
	Ⅱ-2 以$(OH)^{1-}$吸 收为主	含绢云母、粘土、透闪石、滑石较多的浅色片岩类、绢云母化、云英岩化、泥化的酸性、中酸性火成岩及浅粒岩、绢英岩、次生石英岩、绢云母千枚岩
Ⅲ 在 TM1～4(5) 及 7 波段 有强吸收 带的岩石	Ⅲ-1 有 Fe^{2+}、Fe^{3+}、 Mn^{2+}和 CO_3^{2-}的 强吸收带	含铁灰岩、白云岩、钙质砂岩、磁铁大理岩、粉红色大理岩、含锰灰岩、大理岩、矽卡岩化大理岩、蛇纹石大理岩
	Ⅲ-2 有 Fe^{3+}、Fe^{2+}、 Mn^{2+}、$(OH)^{1-}$、 Cr^{3+}的强吸收带	蛇纹石化橄榄岩、蚀变的中性、中基性火成岩、珍珠岩、绿色板岩、石英岩、含绿泥石或次闪石的绿色片岩、蚀变或退变质的含角闪石或黑云母的片岩、片麻岩、绿泥石或次闪石钠长片麻岩、角闪石片岩、角闪石岩、角闪岩、铁质胶结的碎屑岩、伊利石页岩
	Ⅲ-3 在 TM5 波段 有吸收带的岩石	绿帘石千枚岩、片岩、绿帘石钠长石片麻岩、黝帘石角闪岩、绿帘石化、钠黝帘石化中性、中基性火成岩类
Ⅳ 在 TM 各波 段均无强吸 收带的岩石		花岗岩、二长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、正长岩、粗面岩、响岩、英安岩、安粗岩、浅色流纹岩、石英砂岩、石英岩、浅粒岩
Ⅴ 在 TM1～5 和 7 波段有 强吸收特 征的岩石		玄武岩、橄榄石玄武岩、安山玄武岩、黑曜岩、玻斑岩、辉石岩、辉长岩类、辉绿岩类、闪长玢岩、角闪安山岩、含碳泥质灰岩、炭质页岩、板岩、千枚岩、石墨片岩、磁铁石英片岩

第Ⅰ类　在 TM1～4 波段有铁的吸收谱带的岩石。这类岩石中铁硅酸盐或铁铝硅酸盐矿物较多，有一定数量的铁矿物以副矿物形式存在。铁的电子跃迁或晶体场谱带存在于 TM 的 2 个至 4 个波段。Fe^{2+}的晶体场谱带出现在 0.95μm 或 1.0μm 附近，不在 TM 的探测波段之内。也可能有 OH 谱带，但是比较弱。反射波谱的对比度不大。因为铁矿物和含铁矿物在自然界的岩石中分布普遍，所以第Ⅰ类岩石种类比较多，亚类划分比较复杂，大致可以划分为二个亚类:

第一亚类（I_1）以三价铁吸收带为特征的岩石。岩石中 Fe^{3+}的电子过程所产生的谱带从 0.55μm 开始向蓝波长方向陡降。Fe^{3+}最为特征的谱带出现在 0.85 或 0.86μm。岩石中含有较多的 Fe^{3+}，吸收带出现在 TM1、2 和 4 波段。在红色波长区有不太明显的反射峰。参见图 2–18。

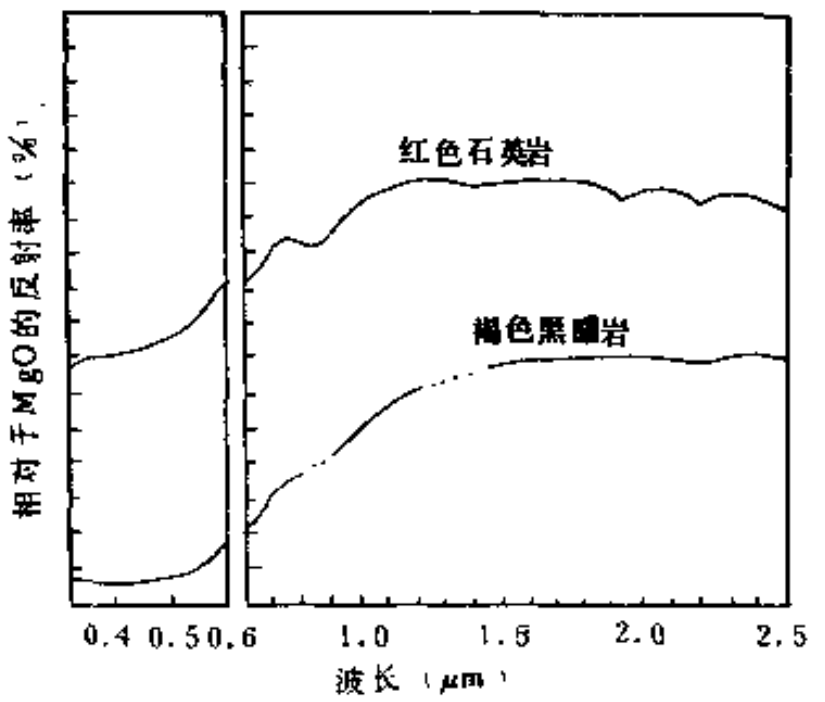


图 2–18　红色石英岩和褐色黑曜岩的反射波谱

这些岩石因含着色剂 Fe^{3+}，对 TM3 波段的电磁波有反射作用，而使岩石呈深浅不同的红色、粉色、紫色或褐色。以部分沉积岩和火山岩为主（见表 2–2）。也有少数变质岩和侵入岩。

第二亚类（I_2）以 Fe^{2+}的吸收带为主，兼有 Fe^{3+}吸收带的岩石。地表不存在只含 Fe^{2+}而不含 Fe^{3+}的岩石。在这些岩石中六次配位的 Fe^{2+}的晶体场谱带出现在 0.95μm 或 1.0μm 左右，在少数辉长岩中也出现在 0.9μm。这是 Fe^{2+}的强谱带。因为吸收带中心波长靠近 0.9μm，所以对 TM4 波段有所影响。另一个处于八面体位置的 Fe^{2+}因为是高度无序的，它的谱带宽而弱，中心波长在 1.85μm。0.45μm 的谱带是 Fe^{2+}和 Fe^{3+}共同引起的。如果岩石中含铬，Cr^{3+}的电子跃迁谱带中心波长也位于 0.45μm。0.7μm 附近的谱带是 Fe^{3+}的晶体场谱带。岩石中的 Fe^{2+}在 0.55μm 左右、相当于 TM2 波段，有一个不太显著的反射峰。所以这些岩石中的一些含铁矿物具有深浅不同的暗绿色。这些岩石主要有超基性岩，绿色石英岩等部分中浅变质岩、黑色黑曜岩、绿色凝灰岩、海绿石砂岩等（详见表 2–2）。它们的吸收带主要在 TM1 波段，其次是 TM4 波段(见图 2–19)。

依据反射波谱特征，把自然界的含铁岩石划分为二个亚类。如果岩石中含大量 Fe^{3+}，含 Fe^{2+}很少，该岩石的主要吸收谱带位于 TM4 波段和 1 波段，反射波长相当于 TM3 波段的电磁波。若含大量的 Fe^{2+}，含 Fe^{3+}很少，则主要吸收谱带位于 TM1 波段，对波长相当于 TM2 波段的电磁波有某种程度的反射。

第Ⅱ类　在 TM7 波段有强吸收带的岩石。这类岩石在 TM1～5 波段的光谱反射率比较高，与 7 波段的光谱对比度大（参见图 2–20)。

第一亚类（II_1）由成分较纯的碳酸盐矿物组成的沉积岩和变质岩。岩石呈浅色调，在 TM1～5 波段的反射率高。CO_3^{2-}吸收带中心波长在 2.35μm，使 TM7 波段与 TM1～5 波段的对比度比较大，可用来增强和提取碳酸盐岩信息。

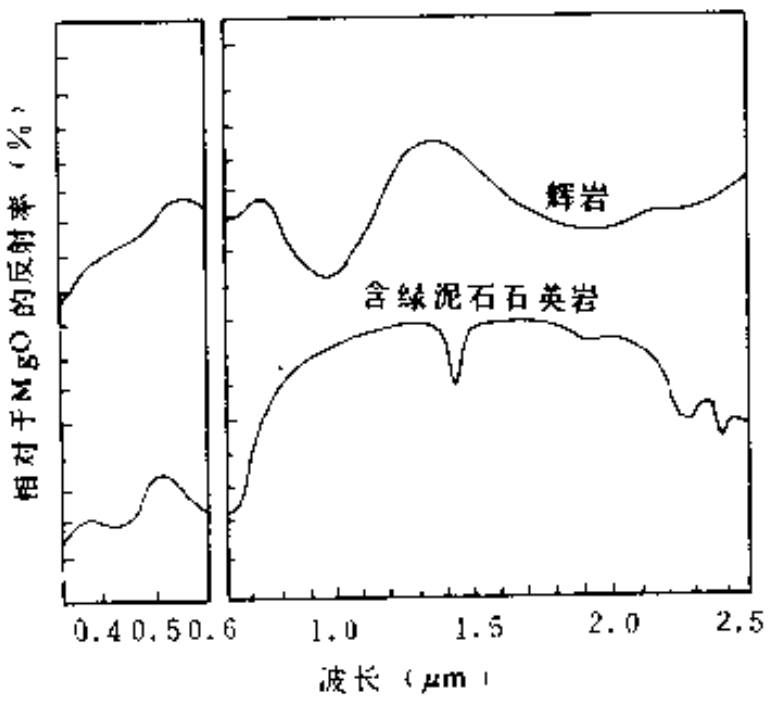


图 2–19　含绿泥石的石英岩、辉岩的反射波谱

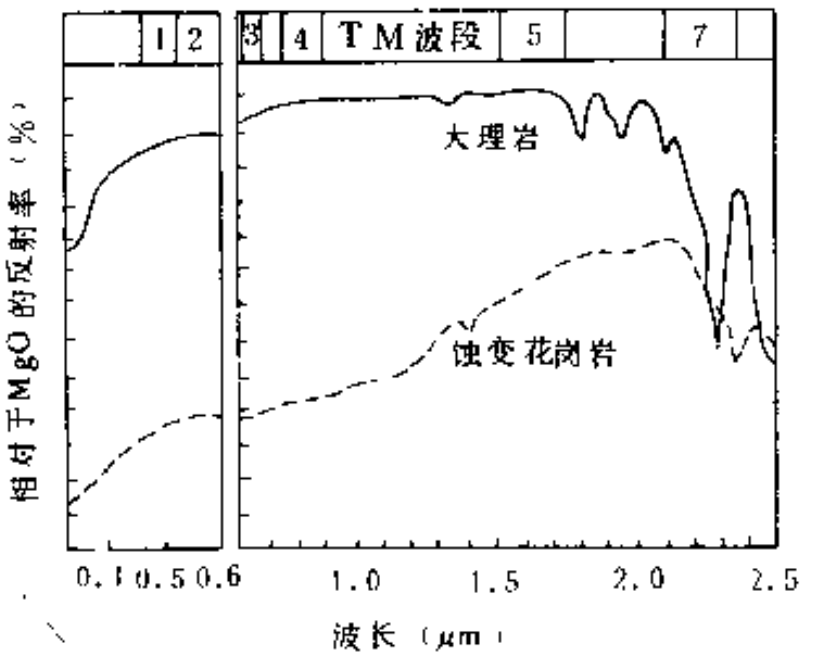


图 2–20　在 TM7 波段强吸收带的大理岩、蚀变花岗岩的反射波谱曲线

（据 G.R.Hunt 等）

第二亚类（II_2）有大量含 OH 矿物参与组成的变质岩。多是在水的参与下形成的浅色变质岩类，其中含有较多的基本上不含铁、锰的层状硅酸盐矿物。它们中的 OH 对电磁波强烈吸收，吸收带中心波长位于 2.2μm 附近，是 TM7 波段的最重要的特征谱带。如图 5 中蚀变花岗岩的波谱所示。这类岩石包括含绢云母、粘土、透闪石、滑石较多的浅色片岩类、酸性、中酸性火成岩类及浅粒岩等。

用 TM 第 7 波段的数据不能区分 II_1 与 II_2 两个亚类岩石。用成像光谱仪则很容易把它们分开。

第Ⅲ类　在 TM1～4（5）及 7 波段有强吸收带的岩石。这类岩石种类多，成分复杂。其反射波谱也复杂，特征谱带多，对比度大。见图 2–21。可以进一步分为三个亚类。

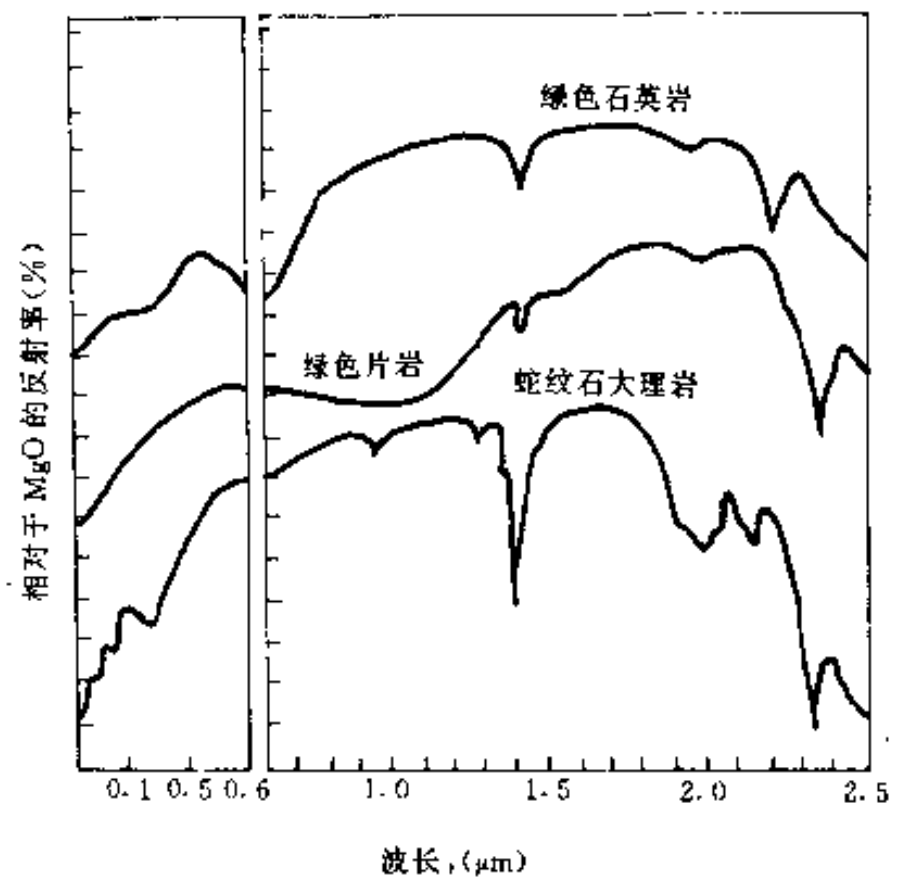


图 2–21　特征谱带位于 TM1～4(5)和 7 波段的岩石的反射波谱

第一亚类（III_1）含铁、锰的碳酸盐岩石。以图 2–21 中蛇纹石大理岩的反射波谱曲线为代表。除了 CO_3^{2-} 在 2.35μm 附近的强谱带之外，还有 Mn^{2+} 及蛇纹石中的铁在 TM1、2 波段产生的明显吸收带。在 TM3、4、5 波段的反射率比较高。

第二亚类（III_2）有 OH 及铁、锰、铬离子强吸收带的岩石。包括发生蚀变的中性、中基性火成岩及超基性岩、绿色片岩类，发生蚀变或退变质的含大量角闪石或黑云母的片岩片麻岩类，绿色板岩、石英岩、铁质粘土质胶结的碎屑岩、伊利石页岩等（见表 2–2）。其中多数岩石的羟基谱带不如 II_2 或 III_1 亚类岩石在 TM7 波段的谱带强。尤其是当铁含量较多时，对羟基谱带有一定的抑制作用。岩石中既

有 Fe^{2+}，又有 Fe^{3+}。部分岩石中含有少量 Mn^{2+}或 Cr^{3+}。这些金属阳离子的电子谱带遍及TM1～4波段。如图6中的绿色石英岩。

第三亚类（Ⅲ$_3$）在TM5波段有吸收带的岩石。它们是富含绿帘石族矿物的变质岩。其反射波谱除了在TM1～4和7波段有较强吸收带之外，在1.65μm附近，即在TM5波段出现一个羟基的反常谱带，如图2–21中的绿色片岩含20%左右的绿帘石，其反射波谱曲线在1.65μm附近出现明显的肩带。这是其它岩石波谱所没有的。当基性斜长石及含铁矿物经过蚀变作用产生大量的帘石族矿物时，如在变质的英安岩、安山岩、闪长岩中发生的那样，这个谱带对于使用TM5波段增强岩性信息是有用的。

第Ⅳ类　在TM各波段都没有强吸收带的岩石。包括新鲜的酸性、中酸性和碱性火成岩及由长英质矿物组成的少数碎屑沉积岩和变质岩。这类岩石在TM各个波段没有或仅有微弱吸收带，反射率比较高，光谱对比度小（见图2–22）。微弱的吸收带不足以使对应的TM波段产生有鉴别意义的亮度变化。这类岩石的结构对于绝对反射率的影响比较明显，细粒均一结构的反射率显著高于粗粒或斑状结构的反射率。

第Ⅴ类　在TM1～5和7波段均有强吸收的岩石。这类岩石包括含大量磁铁矿、或辉石或角闪石的火成岩类，其中的火山熔岩最为典型。其次是含碳的沉积岩和石墨片岩、磁铁石英岩等少数变质岩。该类岩石的反射波谱如图2–23所示。在可见光和短波红外波段的反射率均很低、波谱曲线近似于平缓的直线，缺乏明显的特征谱带。

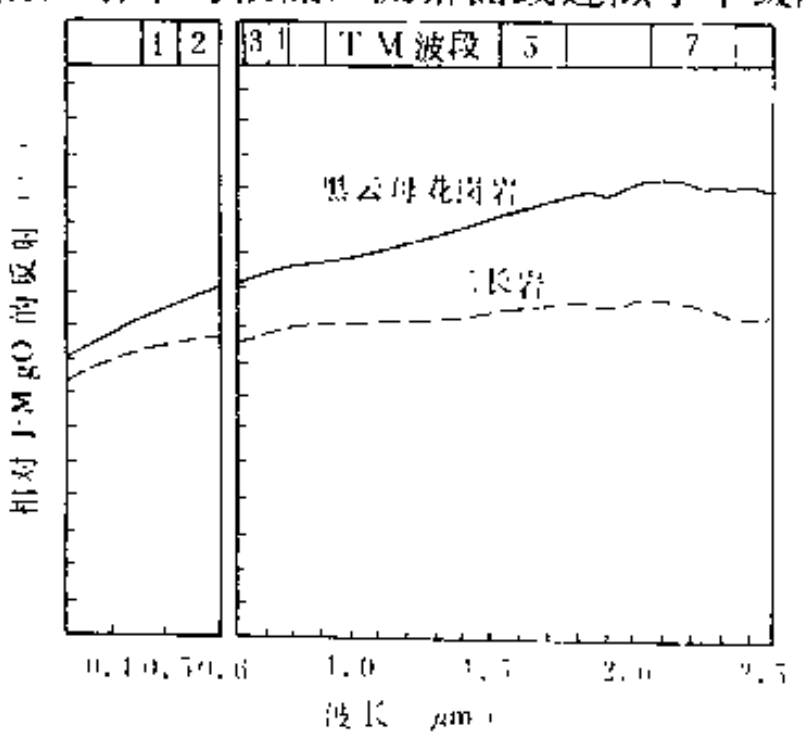


图2–22　在TM1～5和7波段均无强吸收带的黑云母花岗岩和二长岩的反射波谱曲线
（据G.R.Hunt等）

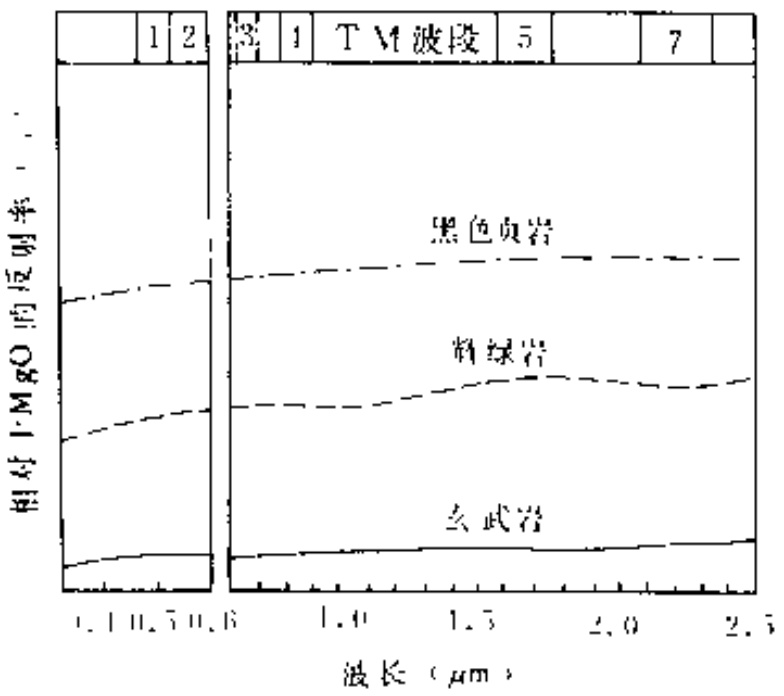


图2–23　对可见光和反射红外波段都强烈吸收的页岩、辉绿岩和玄武岩的反射波谱曲线
（据G.R.Hunt等）

2.3.3　对于岩石反射波谱分类的几点说明

（1）上述岩石反射波谱分类是概略的，但是它体现了岩石与其反射波谱间的规律性联系。岩石成分和结构复杂，种类繁多。表2–2只给出了部分岩石作为代表，远不是岩石的全部。但是上述分类所表明的岩石反射波谱的规律性，对于TM图像地质应用具有普遍的重要意义。例如，根据岩石反射波谱分类可以初步判断，在TM4（R）+5（G）+7（B）的合成图像上，呈黄色者为第Ⅱ类岩石，呈青色者为第Ⅰ类岩石，绿色者属第Ⅲ类岩石，接近于白色者为第Ⅳ类岩石，接近于黑色者属第Ⅴ类岩石。然后再根据图像上表明的岩石分布与产出状态，结合工作区的地质情况给予详细鉴别和定名。

(2) 岩石反射波谱分类是相对的。名称相同的岩石可能分属于不同的波谱类型。原因之一是岩石的矿物成分复杂，岩石一般定名难以做到根据矿物精确含量统一命名。更重要的原因是，决定岩石名称的是其中的主要矿物成分。而决定岩石反射波谱特征的往往是次要矿物，甚至是其中的副矿物。第三个原因是岩石在温度、压力、热汽液、地下水、构造应力和外营力的作用下，其成分和结构构造易发生变化，其反射波谱也随之改变。例如辉长辉绿岩在岩石反射波谱分类中应属第Ⅴ类，当发生蚀变之后，则属于$Ⅲ_2$类。花岗岩属第Ⅳ类，蚀变花岗岩属$Ⅱ_2$类。

(3) 上述分类是定性分类。根据吸收带的中心波长和强弱以及对比度，给以定性的人为分类。这种定性分类适应我国目前阶段 TM 图像地质应用的需要。随着遥感技术的发展，比如，使用机载成象光谱仪进行矿物填图，根据特征谱带的位置、深度和形状，进行更详细更深入的矿物岩石反射波谱分类是必要的。

(4) 根据对不同岩石类型的相对亮度值的统计结果，岩石的反射波谱，与 TM 所记录的该种岩石的相对亮度值的波段均值曲线，基本上是一致的。说明岩石的相对亮度值和反射率之间存在着某种线性关系。在今后的文章中将继续讨论。

2.4 地物反射波谱与 TM 图像相对亮度值的关系

遥感应用技术发展迅速，TM 图像在地学领域的应用，在中国这块土地上已经普及。然而，目前在地质应用过程中也遇到一些问题。如何提高图像处理与地质解译的效果？怎样进行科学的，而不是盲目的岩性解译和构造解译？当我们思考面临的这类问题时，往往想到地物反射波谱。当然，这种思路是正确的。然而，TM 图像处理和解译的直接对象是来自 CCT 磁带的数码及其转换形式。这些数码的物理内涵是什么?它与地物、包括岩石的反射波谱及辐亮度之间是什么关系?这个问题关系到 TM 信息处理和应用的理论依据与方法，是联系 TM 信息与地质信息的纽带。所以有阐述清楚的必要。否则，遥感摄照片，地质划圈和线，各自独立，互不理解，必然不利于遥感事业的发展。

2.4.1 TM 数码的物理内涵

从 CCT 磁带上读出的每一个数码，习惯上称之为“像元亮度值”，也有人称之为“灰度值”。每个数码对应一个像元，这些数码的物理意义是什么?搞清这个问题对于图像处理和地质解译都是十分必要的。

要明了 TM 数码的物理意义，首先需要了解 TM 探测器的基本工作程序。TM 的 1～5 和 7 波段各设置 16 个探测器，第 6 波段只有 4 个探测器。探测器的放大量化系统称作数据通道或探测通道，TM 共有 100 个探测器，即 100 个通道。扫描信息经过各自的通道被放大量化为 0～255 级，称作数码。这些数码组与地物在 TM 各波段的辐亮度之间的关系可用一个线性响应函数来描述。该函数是一条直线方程，其数学表达式为:

$$DN_{bp} = G_b L_{bp} + B_b \tag{2.5}$$

式中 DN_{bp}——b 波段 p 像元的数码，无量纲;

G_b——b 波段修正后的平均增益，单位为 dn / mw / cm^2.sr.μm;

L_{pb}——b 波段 p 像元的辐亮度，单位为 mw / cm^2.sr.μm;

B_b——b 波段修正后的平均偏置量，无量纲。

上述直线方程的斜率即 TMb 波段 16 个通道的平均增益。直线的截距为 b 波段 16 个通道的平均偏置值。增益和偏置值通过在轨道观测获得。各个通道的增益和偏置值不尽相等，且不稳定，必须经过校正。在完成通道校正的基础上，再进行各波段的校正。表 2-3 是 S.D.Degloria 在分析旧金山东部的 TM 图像时所使用的各个波段的增益和偏置值。可供参考。

表 2-3　旧金山东部 TM 图像各波段的增益和偏置值

TM 波 段	增　益	偏 置 值
1	15.777	0 82
2	8.038	0.81
3	10.571	−0 04
4	10.866	0 69
5	79.568	2.64
6	149.197	3.16

校正后的数码也就是用户从 CCT 磁带上读出的数码。它的动态范围从 0 到 255。数码 0 对应最小的辐亮度值，255 对应最大的辐亮度值。在应用过程中往往笼统地称这些数码为“亮度值”，这是不确切的。把数码转换为亮度值尚需进行下述换算：

$$L_{bp} = \frac{L_{b\max} - L_{b\min}}{255} \quad DN_{bp} + L_{b\min} \tag{2.6}$$

式中　L_{bp}——b 波段 p 像元的辐亮度值，单位为 $mw / cm^2.sr.\mu m$;

$L_{b\max}$、$L_{b\min}$——b 波段的最大和最小辐亮度值，单位同 L_{bp};

DN_{bp}——b 波段 p 像元的数码。

2.5 和 2.6 式都表明了 TM 数码与辐亮度之间的线性函数关系，一个数码对应一个像元的辐亮度值。数码表示同一个 TM 波段内地物辐亮度的相对大小，它不是能量单位，只是辐亮度量化之后的数字表示形式。它类似于相对反射率，无量纲。这就是 TM 数码的物理内涵。因为数码与辐亮度呈线性函数关系，所以 TM 数码组反映的是地物反射辐射能量的光谱和空间分布特征。TM 图像处理，就是 TM 数码的运算。在运用数码的时候，“数码”之称不宜表示其物理涵义，把“数码”称之为相对辐亮度值较为确切而实用。

2.4.2　地物的相对辐亮度值统计分析

岩石是分布广泛的一种地物，也为了地质应用的方便，还是以岩石的相对辐亮度值统计分析特征为代表，以说明同样的道理。

自然界的各种岩石对太阳辐射的反射能力，及其本身发射电磁波的能力各不相同，它

们的辐亮度也就不同。经过 TM 探测器量化之后，这些岩石的相对辐亮度值的特征，以及这些特征与岩石反射波谱的关系，对这些问题给予理论阐述是重要的。用探测数据给予具体说明有更大的实用意义。在 2.2 和 2.3 二节中依据反射波谱对矿物岩石进行了分类。2.4.1 阐述了地物反射波谱与相对亮度值的数字关系。本节着重分析不同的反射波谱岩石类型相对亮度值统计特征。

表 2–4 是甘北 137～31 景 TM 图像范围内部分岩石类型的相对亮度值统计数据简表。这些数据是这样获得的，对分布面积较大的岩石类型，在监视器屏幕上圈出一定的区域，用统计功能得出圈定的区域内岩石的相对亮度值统计数据。波段比值和几个波段总的均值是用计算机统计得出的。这些数据是大气校正之后的数值。由于甘北地区地表覆盖物少，基岩裸露面积大，受物理风化的岩石化学成分和矿物组合变化甚小，所以表 2–4 中的统计数值能显示岩石的反射特性。表中的岩石反射波谱类型与表 2–2 中的分类（即根据 TM 波段所划分的岩石波谱类型）相对应，但是由于受区内分布的岩石种类所限，岩石波谱亚类不全，但仍能显示出不同波谱类型的岩石所产生的相对亮度值及其变化有各自不同的特征。

（1）第 I 类[①]岩石的相对亮度值特征

表 2–4 中给出了属于岩石反射波谱第 I 类第 2 亚类的 9 种岩石的相对亮度值的统计分析数据，特点是 TM1～4 波段的相对亮度值小（参见图 2–24）。9 种岩石的均值多在 25～35 之间，唯有片岩的均值达到 45.5，原因是片岩的大量碎片平行地表面，增强了对太阳辐射的反射。相对亮度值的大小，一般是 2 波段最小，5 波段最大。3 波段大于 4 波段。

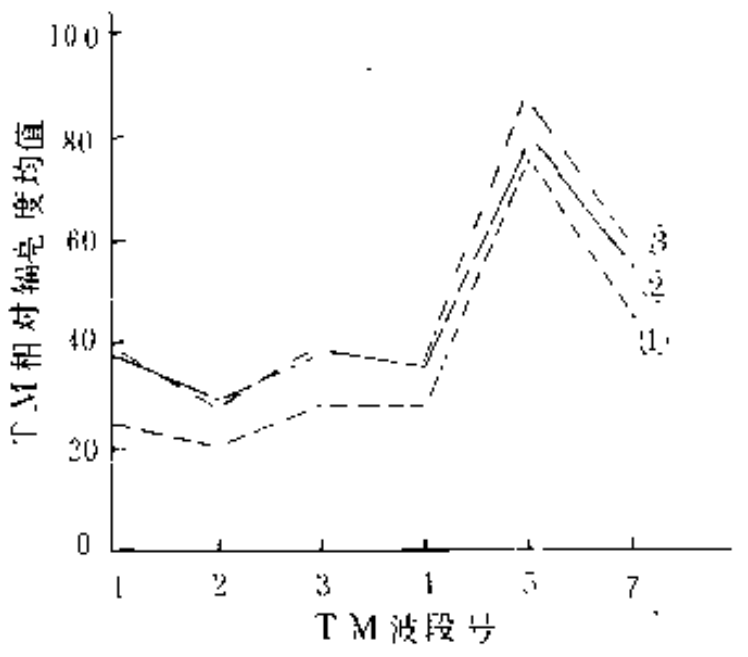


图 2–24　在 TM1～4 波段有 Fe 离子强吸收带岩石的相对亮度均值曲线

①—长石砂岩；②—闪长岩；③—黑云石英片岩

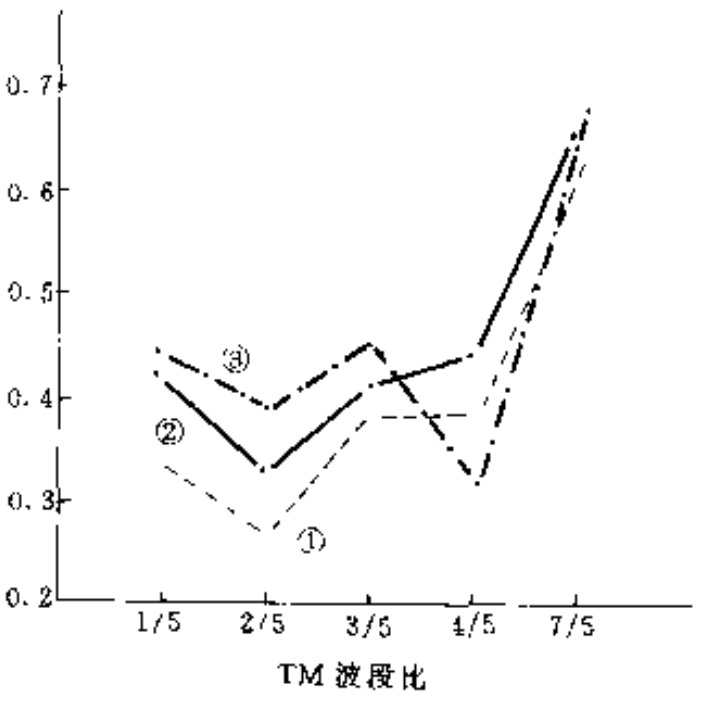


图 2–25　在 TM1～4 波段有 Fe 离子强吸收带岩石的相对辐亮度值的波段比值曲线

①—长石砂岩；②—黑云钾长花岗岩；③—黑云石英片岩

该类岩石的 TM2／5、4／5 比值比较小，1／5 和 3／5 的比值也比较小（见图 2–25 和表 2–2）。7／5 的比值大，9 种岩石的比值从 0.63～0.80。其中比值最大者为生成最晚的钾长花岗岩，因为它是未发生任何蚀变的新鲜岩石，在 TM7 波段没有吸收带。

①此处所指的第 I，II，III，IV 类岩是依据TM波段和岩石反射波谱所划分的岩石类型，详见表2–2。

表 2-4　137～31 景 TM 图像部分岩石相对辐亮度值统计简表

岩石反射波谱类型	岩石名称	相对辐亮度的波段均值								波段比值		标准偏差
		1	2	3	4	5	7	6	1～4均值	7/5	1/5～4/5均值	1～5和7波段的均差
在TM1～4波段有强吸收带的岩石(I_2)	长石砂岩	25.8	20.1	28.4	28.6	75.0	47.6	147.3	25.7	0.63	0.34	50.1
	闪长岩	38.4	29.9	38.9	35 3	79.4	55.7	145.6	35.6	0.70	0.45	5.96
	黑云石英片岩	39.0	28.0	39 8	34.4	87.5	58.7	143.8	35.3	0 67	0.40	5.98
在TM7波段有强吸收带的岩石(II_1及II_2)	石灰岩	40.4	28.9	38.3	32.8	49.2	29.5	140.5	35.1	0.60	0 71	7.25
	绢云斜长片岩	48.1	35.8	49.7	47.2	116 3	65.4	145.8	45.2	0.56	0.39	6.83
在TM1～4和7波段有强吸收带的岩石(III_2及III_3)	变砂岩	28 2	21.8	29.0	28.5	75.6	36 1	141.3	26.8	0.48	0.35	7.03
	蚀变辉长岩	23.6	17.2	22.2	20.4	53.8	28.3	138.7	20.8	0.52	0.39	7.26
在TM各波段没有强吸收的岩石(IV)	斑状花岗岩	85.7	64.3	91 5	85.1	157.9	100.4	135.5	81.6	0.63	0.51	3 71
	钾长花岗岩	50.0	40 4	59 2	55.8	117.6	82.2	144.5	51 3	0.70	0.43	5.23
在TM各波段都强烈吸收的岩石(V)	玄武岩	23.3	17.5	22.9	20.6	36.5	23.6	150 1	21.0	0 64	0.58	4 11
	安山岩	21 0	16.0	21.0	19.4	42 8	30.9	142.3	19.3	0 72	0.45	5 07

第Ⅰ类岩石中，同种岩石相对亮度值的标准偏差，5 波段最大，7 波段次之，最小的是 6 波段，其次是 2 波段。并且 3 波段＞4 波段，所以岩石在各波段的标准偏差曲线形状类似于均值曲线。如图 2–26 所示。时代较新的钾长花岗岩类和片状变质岩类的标准偏差相对较大（见表 2–4）。

(2) 第Ⅱ类岩石的相对亮度值特征

在 TM 第 7 波段有强吸收带的岩石，即岩石反射波谱分类的第Ⅱ类型，如表 2–2 中给出的石灰岩、绢云斜长片岩和石英脉。它们的相对亮度值特点，是 1～4 波段的相对亮度值大，它们与 5 波段的比值较大。7 波段的相对亮度值小，7／5 的比值基本上＜0.60 (见表 2–4)，其中以石灰岩为最特殊，如图 2–27 所示，因 7／5＜4／5，使比值曲线不能呈现“W”形状。与其它波谱类型的岩石相比，7／5 比值＜第Ⅰ、第Ⅳ和第Ⅴ类岩石的 7／5 比值。位于磨金硐西边的大型石英脉，各波段的相对亮度值都比较大，但是因为它有较多的气液包体和绢云母，所以 7／5 比值小，只有 0.55。该类岩石中石灰岩和石英脉的相对亮度值的标准偏差比较大（见表 2–4），石英脉 1–5 和 7 波段的标准偏差平均为 15.21，是所测量各种岩石中标准偏差最大的，这可能与岩石表面结构复杂，不平整有关。

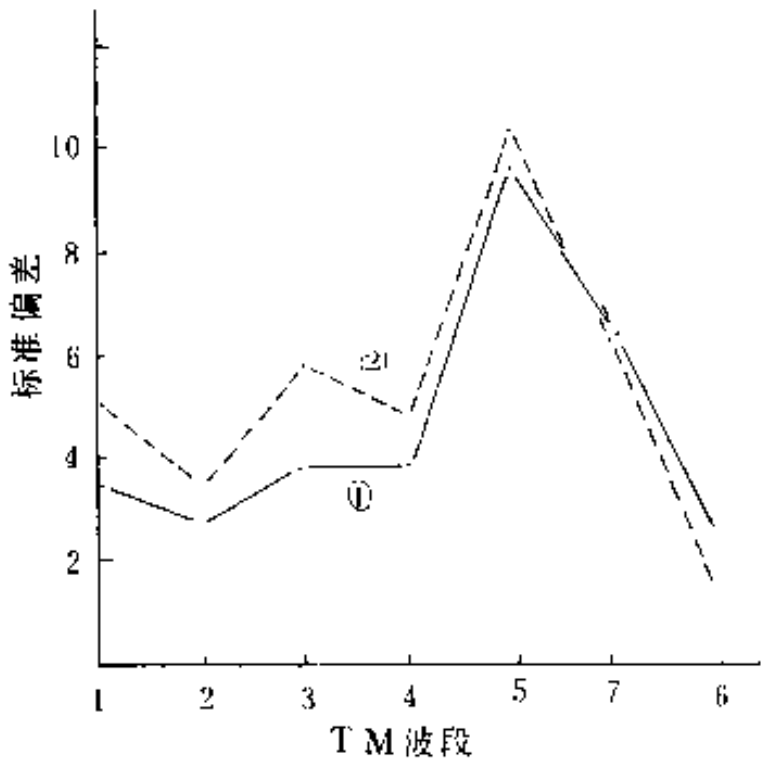


图 2–26　在 TM1～4 波段有强吸收带的岩石的相对亮度值标准偏差曲线

①—长石砂岩；②—黑云石英片岩

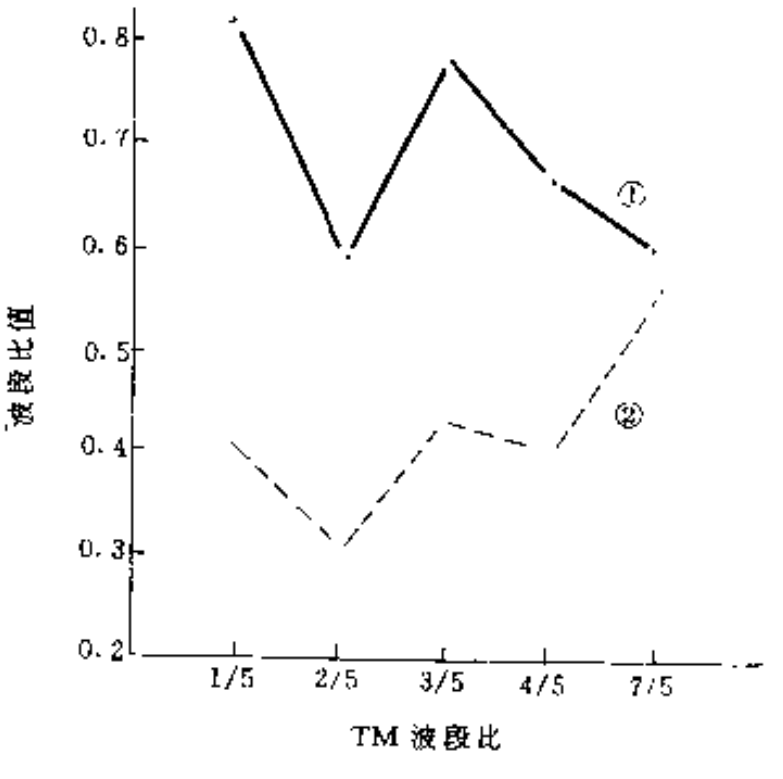


图 2–27　在 TM7 波段有强吸收带的岩石类的相对亮度值的 7／5 比值曲线

①—石灰岩；②—绢云母斜长片岩

(3) 第Ⅲ类岩石的相对亮度值特征

该类岩石既有丰富的 Fe^{2+}、Fe^{3+}、又含有大量的$(OH)^{1-}$或 CO_3^{2-}，在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带。这些波段的相对亮度值比较小（见表 2–2），与 5 波段的对应比值也小，如图 2–28 所示，最典型的是变砂岩和蚀变辉长岩。它们在 1～4 波段的相对亮度值的比值多数小于 0.40，7／5 的比值小于 0.60。标准偏差中等，唯有蚀变辉长岩的相对亮度均值小，而标准偏差比较大，尤其是在第 6 波段的标准偏差，在所统计的标准偏差中是最大的(见图 2–29)。据野外所见辉长岩体中断裂构造和节理发育，并有些小岩脉穿插，岩体表面高低不平。这些可能是造成标准偏差大的原因。

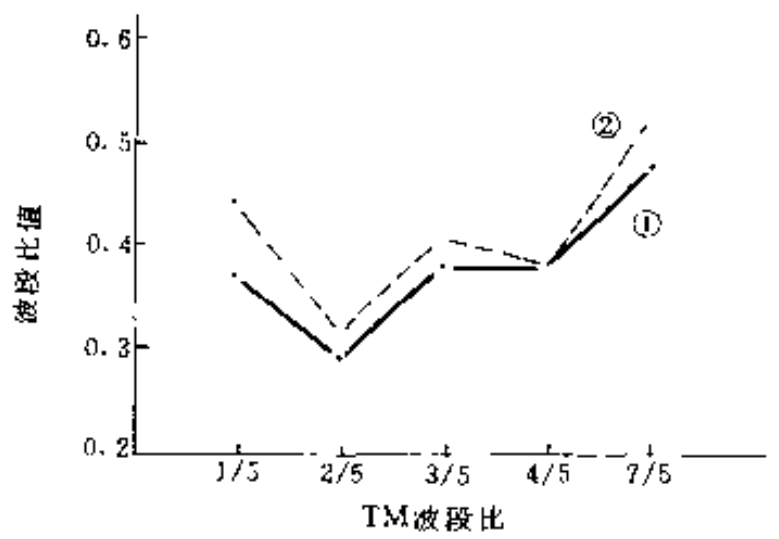


图 2-28　在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带的岩石的相对亮度值标准偏差曲线

①—变砂岩;②—变辉长岩

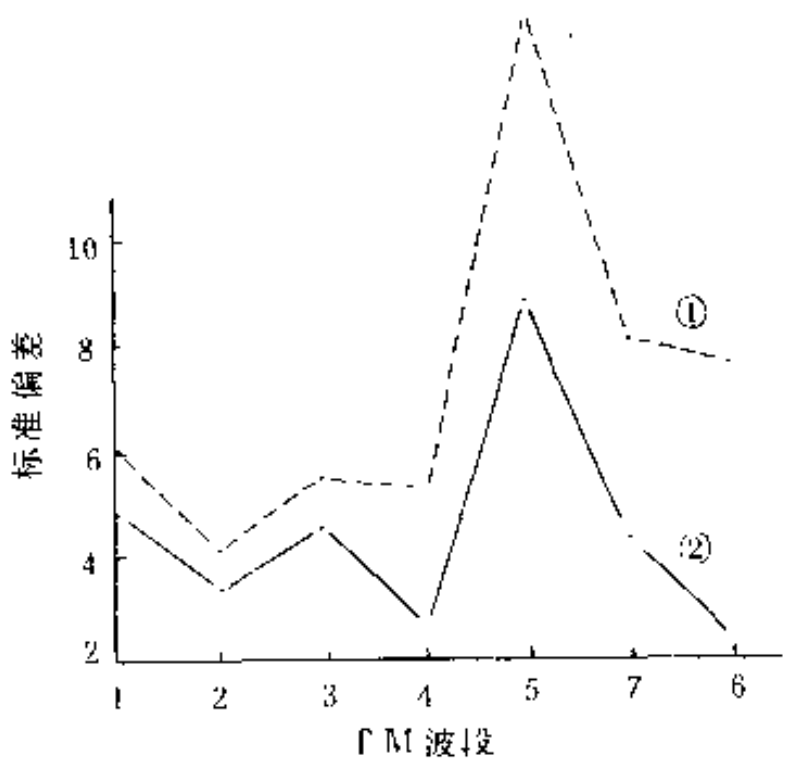


图 2-29　在 TM1～4 和 7 波段有强吸收带的岩石的相对亮度值的标准偏差曲线

①—蚀变辉长岩;②—变砂岩

(4) 第Ⅳ类岩石的相对亮度值特征

因为这类岩石在 TM 各个波段都没有强吸收带，所以各波段的相对亮度值，及其与第 5 波段的比值都相当大(见图 2-30 和 2-31)。

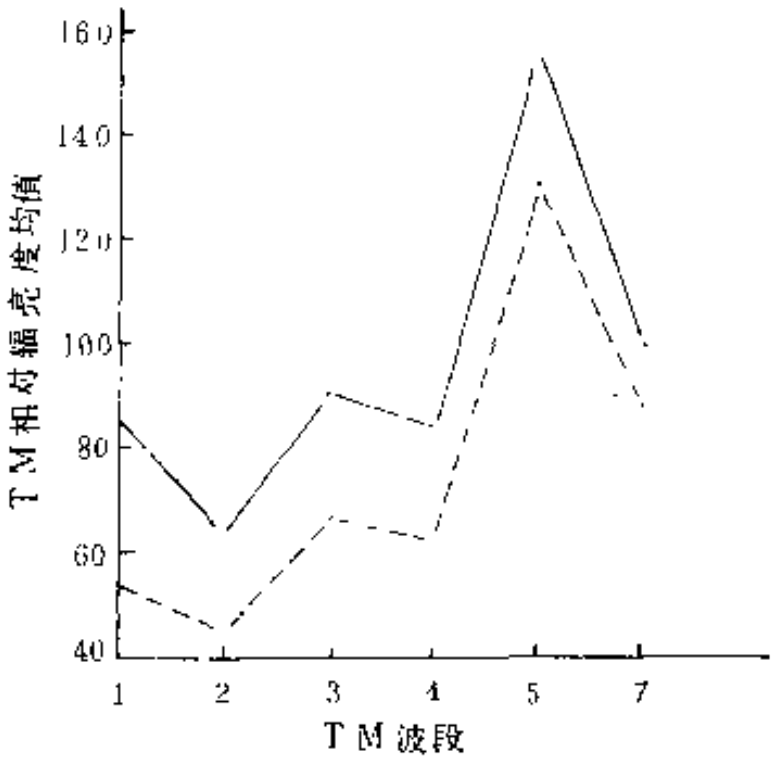


图 2-30　在 TM 各波段均无强吸收带的岩石相对亮度均值曲线

①—斑状花岗岩;②—钾长花岗岩

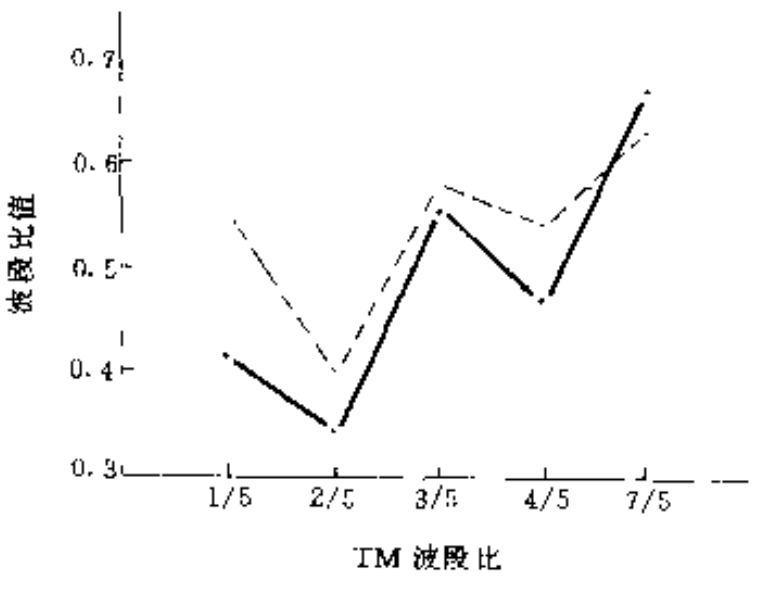


图 2-31　在 TM 各波段均无强吸收带的岩石相对亮度值的波段比值曲线

①—斑状花岗岩;②—钾长花岗岩

1、3、5 波段的相对亮度均值大于各自相邻的 2、4、7 波段。各波段与 5 波段的比值曲线呈“W”形状。上述均值和比值的对比度也比较大。

该类岩石相对亮度值的标准偏差比较复杂，多数岩石的标准偏差是 5 波段最大，7 波段次之。但是其中的二个斑状花岗岩则不然，1 波段最大，3 波段次之，5 和 7 波段的标准偏差仅仅大于最小的 6 波段（参见图 2-32)。

(5) 第Ⅴ类岩石相对亮度值特征

由于大量的铁矿物、含铁矿物、或炭质的均匀分布，而抑制了岩石在 TM 各个波段

的反射率，使其相对亮度值普遍降低。如表 2-2 和图 2-33 中的玄武岩和安山岩类。1～5 和 7 波段的相对亮度均值都小于 50，玄武岩、安山玄武岩，和安山岩三件样品在 TM1～5 和 7 波段相对亮度值总的平均值只有 24.3，1～4 波段总的平均值只有 20.2。波段均值的对比度比较小，表现为各波段与 5 波段的比值较大。波段的标准偏差小，一般只在 2～4 之间，最大值只有 9.4。

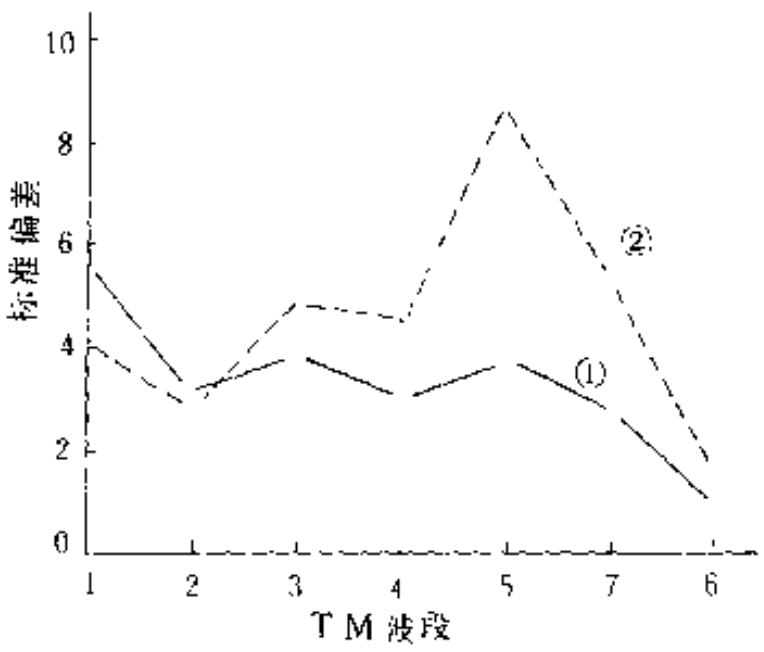


图 2-32　在 TM 各波段均无强吸收带的岩石相对亮度值的标准偏差曲线

①—斑状花岗岩，②—钾长花岗岩

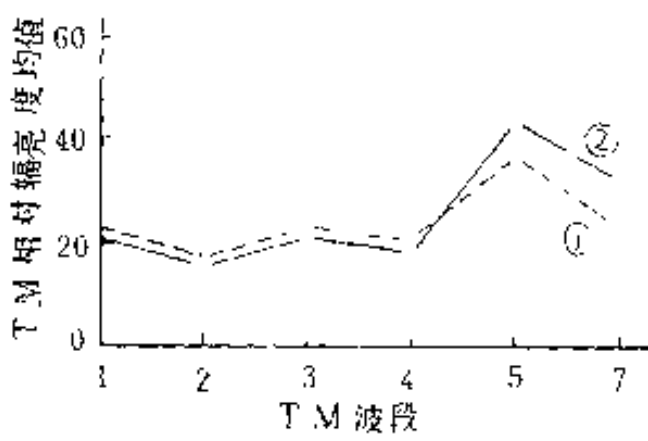


图 2-33　在 TM 各波段均强烈吸收的岩石相对亮度均值曲线

①—玄武岩；②—安山岩

通过上述分析，具有不同反射波谱的岩石类型，在 TM1～5 和 7 波段的相对亮度值特征，可以不完全的概括为如下 3 点：

(1) 岩石的 TM 相对亮度均值特征：同种岩石在 TM 不同波段的相对亮度均值 5 波段最大，7 波段次之，3 和 1 波段居中，最小的是 2 波段，其次是 4 波段。表明自然界岩石中普遍存在的铁离子，在 TM1～4 波段的强烈吸收作用，再看表 9 中、反射波谱的 5 个类型的岩石，在 TM1～4 波段的相对亮度均值，由小到大的次序是：Ⅴ＜Ⅲ＜Ⅰ＜Ⅱ＜Ⅳ，也表明了第Ⅴ、Ⅲ和Ⅰ类岩石中大量的铁矿物或含铁矿物的吸收波谱特征。

表 2-5　不同反射波谱岩石类型的相对亮度均值及比值

反射波谱岩石类型	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ
样品数	9	3	3	7	3
TM(1+2+3+4)波段的相对亮度值均值	33.4	43.5	28.8	59.4	20.1
TM7 波段的相对亮度均值	55.7	50.2	41.8	80.8	28.4
TM (1／5+2／5+3／5+4／5) ／4	0.41	0.53	0.37	0.48	0.476
TM5	7	0.69	0.57	0.53	0.65

表 2–5 中统计的绝对值不具有普遍性，但是不同反射波谱岩石类型的数值的相对大小具有确切的典型意义。例如不同波谱类型的岩石在 TM7 波段的相对亮度均值，其中Ⅱ、Ⅲ类小于Ⅰ和Ⅳ类（Ⅴ类因受了铁离子的抑制作用而最低），这与Ⅱ、Ⅲ类岩石中 $(OH)^{1-}$和 CO_3^{2-}的吸收作用是一致的。

分析表明，岩石在 TM 各波段相对亮度均值的大小变化，与该岩石在 TM 相对应波段的反射波谱是一致的。

(2) 岩石相对亮度值的 TM 波段比值

岩石相对亮度值的波段比值（见表 2–2 和 2–5），含铁较高的岩石的 1／5，2／5，3／5，4／5 的比值小于含铁少的岩石。不同反射波谱岩石类型的（1／5+2／5+3／5+4／5）／4 的平均值，由小到大的次序是：Ⅲ＜Ⅰ＜Ⅳ＜Ⅱ。这与第Ⅰ、Ⅲ类岩石中 Fe^{2+}、Fe^{3+}的吸收特性相一致。

不同反射波谱岩石类型 7／5 的波段比值，由小到大为：Ⅲ＜Ⅱ＜Ⅳ＜Ⅴ＜Ⅰ。见表 2–2。第Ⅱ、Ⅲ类岩石中大量的 $(OH)^{1-}$或 CO_3^{2-}在 TM7 波段的强烈吸收作用，是造成这二类岩石 7／5 比值小的根源。表 2–4 中 4 个钾长花岗岩样品的 7／5 比值最大，平均为 71.5。因为它们没有发生蚀变。

(3) 岩石相对亮度值的标准偏差与岩石反射波谱的关系

TM 所记录的地面岩石的相对亮度值，是离散型随机变量。其标准偏差 S 的计算式为：

$$S=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(DN_i-\overline{DN})^2}{n}} \tag{2.7}$$

式中 DN_i——i 像元的相对亮度值；

$\overline{DN}$——同一波段 n 个像元的相对亮度值的平均值；

S——同一波段 n 个像元的相对亮度值的标准偏差。

2.7 式表明 $\sum_{i=1}^{n}(DN_i-\overline{DN})^2$ 越大，S 就越大。就是说 n 个像元的相对亮度值比较均匀地散布在 256 个量化级范围内，S 就大。成分和结构构造变化大，表面不平滑的岩石，相对亮度值的动态范围大，其 S 就大。岩石或地质体表面的光滑程度对 S 的影响比较鲜明。如表 2–2 中，大型石英脉的成分比较均一，但表面高低不平，在统计的 21 种岩石中其 S 值最大，其次是生成晚而未受蚀变的侵入岩和一些片麻状岩石。而那些岩性均一，风化面光滑的岩石或地质体，它们的相对亮度值集中分布在一个狭小的范围内，标准偏差就小。如表 2–2，第Ⅴ类的火山岩，第Ⅳ类的大部分侵入岩，后一类岩石的相对亮度均值很大，标准偏差并不大。

上述分析说明，就标准偏差的数学涵义而言，地物相对亮度值的标准偏差表示相对亮度值分布的离散程度，表明 TM 图像的整体质量。不能依据标准偏差识别某种地物。S 的地质意义：S 代表了岩石成分和结构构造的均一程度。若成分均一，结构构造变化不大，易风化和表面光滑的岩石，其 S 小，反之，抗风化能力强的岩石，薄层状、片状、

片麻状、而软硬相间的岩石，其表面参差不平，S 就大。

通过上述分析，可以得出如下结论：不同岩石的相对亮度值的波段均值、波段比值、波段的标准偏差之所以不同，最根本的原因在于岩石的表面成分和表面结构，后者主要指表面光滑程度。不同类型的岩石相对亮度值统计特征的差异，与它们的反射波谱的差异是一致的。

关于 TM 的相对亮度值与像元或地物的光谱亮度值、与光谱反射率之间的线性函数关系，因为我们没有与陆地卫星同步测量的对应的地面数据，所以不能给予确切详细的定量分析。下面用不同地区不同地物的相对亮度值统计分析实例给予定性的说明。

图 2-34 中的虚线和实线分别表示胶西北地区 11 月份的农田（多生长有冬小麦幼苗）和乔木林，在 TM7 个波段的相对亮度均值，其中 1、2、3 波段的均值小，4 波段增大，5 波段最大。由于乔木林的郁闭度远大于农田中冬小麦的郁闭度，更强烈地反映了植物的反射辐射特点，所以在 TM4 波段的均值差最大。由于树叶水份的大量蒸发和冠影的影响，使乔木林在热红外波段的均值低于农田的均值。相对亮度均值的这些特点，与绿色植物的反射波谱，与绿色植物和土壤反射波谱的差异是一致的。再看图 1-2，实线和虚线分别是 137～31 景和 120～34 景 TM 图像各波段的相对亮度均值，前者普遍大于后者，因为 137～31 景处于干旱地区，地表湿度很小，其反射率大于湿度大的同种地物。120～34 景地处沿海，其地表湿度显著大于 137～31 景，而且 137-31 景 TM 图像的时相为 9 月，120～34 景为 11 月，9 月份太阳对北半球的照度也大于 11 月份，当然辐亮度也相应变化。致使 137～31 景的相对亮度均值普遍大于 120～34 景。理论推导和相对亮度均值的统计结果，都表明不同地区或不同地物在同一 TM 波段的相对亮度值的差异与它们的反射波谱的一致性。

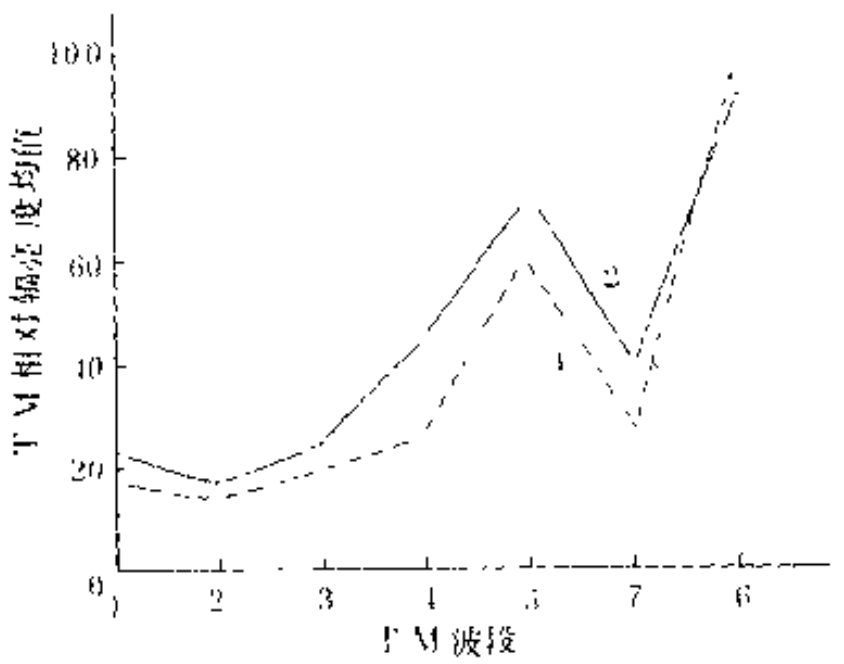


图 2-34　120～34 景，11 月份农田和乔木林的 TM 相对辐亮度均值曲线

1--胶西北 11 月的农田(部分农田有冬小麦)；

2--胶西北 11 月的乔木林

2.4.3　地物相对辐亮度与地物反射波谱

遥感地质工作者在把 TM 图像作为处理和解译对象时，从图像处理系统直接读出的是 TM 数码，即相对亮度值，而不是绝对亮度值。在野外现场和实验室所进行的辐射测量，大多是测试地物反射率，即反射波谱。很少进行地物辐亮度测量。所以搞清地物的相对亮度值与地物反射率的关系，是设计和有效地运用 TM 图像处理软件，对 TM 图像进行有针对性的数字图像处理和地质解译的必要前提。

为了阐明相对辐亮度与反射光谱的关系，首先让我们看一下光谱辐亮度与光谱反射率的关系。因为相对于卫星的飞行高度，地球表面近似于朗伯面，而且属于扩展辐射源，所以可以采用下列方程来计算地物的光谱辐亮度 L_λ。

$$L_{\lambda}=\frac{1}{\pi}E_{\lambda}\gamma_{\lambda} \tag{2.8}$$

式中 E_{λ}——为光谱照度;

r_{λ}——为光谱反射率。

因为太阳对同一时相同一波段同一景 TM 图像范围内的各种地物的光谱照度（E_{λ}）完全相同，所以地物在某一波段的辐亮度（L_{λ}）仅仅与它在该波段的反射率（r_{λ}）有关，即成正比关系。

TM 的 b 波段 p 像元的辐亮度可由 2.8 式变换得出。即:

$$L_{bp}=\frac{1}{\pi}E_{bp}r_{\lambda} \tag{2.9}$$

2.9 式虽然清楚表明了像元的光谱亮度与光谱反射率的关系，但是我们的目标是说明 TM 波段相对亮度值与波段反射率的关系。2.6 式给出了由相对亮度值计算亮度值的关系式，其反函数式为:

$$DN_{bp}=(L_{bp}-L_{bmin})\frac{255}{L_{bmax}-L_{bmin}} \tag{2.10}$$

把 2.9 式代入 2.10 式并展开

$$DN_{bp}=\frac{1}{\pi}E_{bp}r_{bp}\frac{255}{L_{bmax}-L_{bmin}}-L_{bmin}\frac{255}{L_{bmax}-L_{bmin}} \tag{2.11}$$

因为我们把地表面看作朗伯面，所以对同一时相同一景同一波段的各种地物或所有像元，E_{bp} 都是相等的，并且只有一个 L_{bmax} 和 L_{bmin}。唯有 r_{bp} 随着地物种类的变化而变化。就是说 TM 的 b 波段 p 像元的相对亮度值大小，归根结底取决于覆盖 p 像元的地物的光谱反射率。

TM 数码既然是相对亮度值，既有仪器的增益系数，又有不同的偏置量，那么它能否真实地反映地物的反射特性？2.11 式对这个问题已经做出了肯定的回答。再举例补充说明如下。

前面的图 2–24 是有铁离子吸收带的三种岩石的相对亮度值的波段均值曲线。相对亮度值的均值经过了大气校正。所测的砂岩、闪长岩、和片岩中有较多的含铁矿物和铁矿物，既有 Fe^{2+}的吸收，又有 Fe^{3+}的吸收作用，使这三种岩石在 TM1～4 波段的相对亮度值的平均值比较小。图 2–35 是砂岩、闪长岩和片岩的实验室波谱曲线。把三种岩石的 TM 波段相对亮度值的均值曲线与反射波谱曲线加以对比，它们随波长而变化的趋势大体上是一致的，在 TM1～4 波段的相对亮度值和反射率都是小的。TM4 波段的相对亮度均值小于 TM3 波段，这与岩石中 Fe^{3+}的晶体场强谱带位于 TM4 波段有重要关系。相对亮

度值和反射率都从不同侧面共同反映了岩石中铁离子的吸收特征。即它们从不同侧面反映了岩石等地物的反射辐射特征。故在处理和解译 TM 图像时，以地物反射波谱作为基本依据是可行的。同时，我们也不难发现，岩石的 TM 相对亮度值的波段均值曲线与其反射波谱曲线并非一模一样，而是有一定的差别。因为在相对亮度值的产生过程中，仪器通道有一定的偏置量。在处理目标区的图像之始，如果在计算机上对已知的岩石类型或地质体，圈出一定面积进行统计，以相对亮度值的波段均值，作为处理目标区图像的依据，所获得的图像用于地质解译，将可能收到更理想的效果。

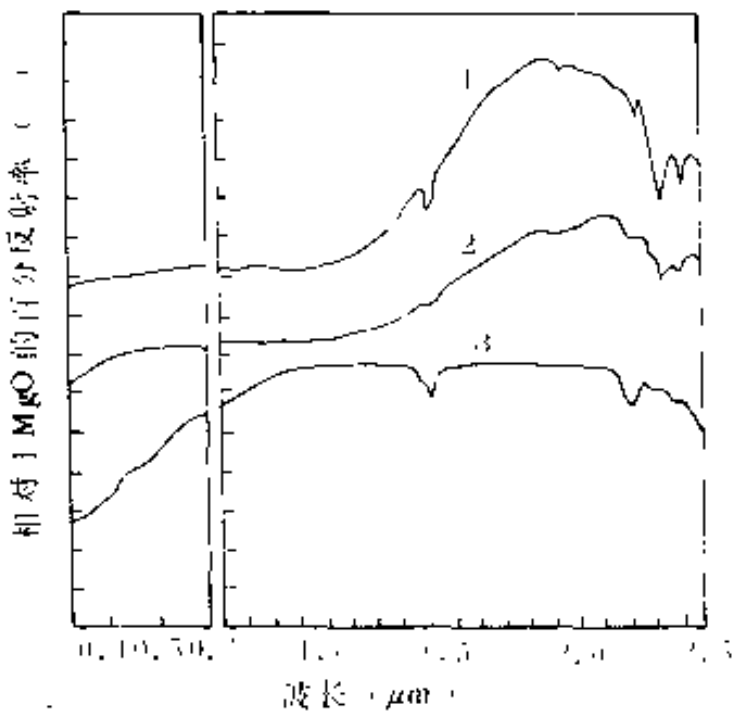


图 2–35　片岩、闪长岩、砂岩（相对于 MgO）的反射波谱曲线（据亨特）

1—角闪片岩；2—闪长岩；

3—砂岩

3　TM 图像处理

TM 图像处理是地质遥感的重要环节，由于地物成象的复杂性及人眼分辨率的局限性，使得我们不易从原始图像上直接识别所需要的特征信息，因此必须借助于图像处理技术，特别是数字图像处理技术来增强各种地物信息在图像上以色调和结构所表现出来的差别，从中提取出所需要的特征信息。

为了找出在我国北方干旱地区和植被中等发育地区提取地质信息的有效的 TM 图像处理方法，对甘北和胶东两种类型的典型地区进行了多种处理方法的实验，如大气校正、彩色增强、反差增强、比值和比值合成、主成分变换、IHS 变换、YIQ 变换、多数据复合及各种方法的组合处理，试图通过比较，选择出适合我国北方提取岩性和矿产信息的有效图像处理方法。

3.1　大气校正

3.1.1　大气的吸收与散射

太阳辐射以电磁波的形式穿过大气层，到达地球表面。在这个过程中，有两种大气作用需要考虑，一是大气层对太阳辐射的选择性吸收，二是大气对某些电磁波的散射。前者起因于大气中气体分子的吸收，后者起因于大气中各种微粒的散射。它们都会造成太阳总辐射能量的衰减。选择透射率最高的大气窗口作为传感器的接收波段，最大限度地减少了大气吸收作用的影响。

对于遥感图像的应用者来说，影响效应最大的是大气散射。散射分为瑞利散射、米氏散射及非选择性散射三种。这三种散射过程与波长的关系及与大气微粒的关系见表 3–1 和图 3–1。

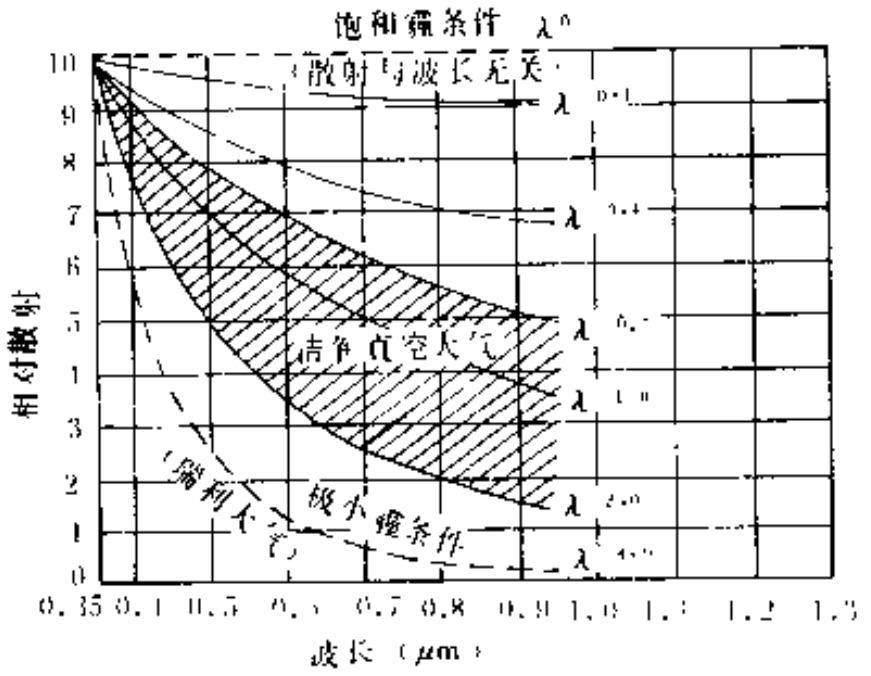


图 3–1　不同质量的大气散射与波长的关系

从表 3–1 与图 3–1 中可见，瑞利散射在极小霾条件下起主要作用，影响了 $<1.0\mu m$ 的可见光及某些近红外谱段的电磁波反射率的接收。而真实的洁净大气与瑞利大气是有差别的，如图所示。洁净的真实大气按 $\lambda^{-0.7}\sim\lambda^{-2.0}$ 的规律散射（即图中的阴影部分），从图上可以看出，当洁净真实大气中含霾及微粒污染物极少时（图中阴影部分下限），大气的相对散射在光谱蓝区（$0.43\mu m\sim0.47\mu m$）比在光谱红区（$0.62\mu m\sim0.76\mu m$）大出大约 2 倍。当大气中含非选择性散射体较多时（图中阴影部分上限），前者比后者大出大约 0.3 倍。对于 TM7 个波段来说，第一波段的散射最大，而到了第 4 波谱段，散射系数就很小了。当然，当气体中的非选择性散射体含量相当多时，对各波段的影响便都相当大，而这样条件下的 TM 图像的质量也就不合乎应用的要求了。

表 3-1　大气散射过程

散射过程	散射强度与波长的关系	大气微粒的近似直径（以波长为单位）	造成大气散射的微粒种类
瑞利散射	与 λ^{-4} 成正比	$<<0.1$	空气分子
米氏散射	与 λ^{-4} 成正比	0.1～10	烟、微粒、污染物、霾
非选择性散射	与波长无关	>10	灰尘、雾、云

大气散射还与大气湿度和含尘量有关。热带海洋大气将比大陆极地大气散射厉害。大陆沙漠地区在较低的大气层内，大气散射将主要决定于含尘量。

当太阳辐射能量经过大气的吸收和散射到达地表后，被地物反射回的一部分能量在进入传感器之前，还要再度被大气散射。因此，传感器所接收到的电磁波是太阳辐射经过大气吸收和两次大气散射后的能量。与大气作用的总效应使构象反差降低，直接影响到遥感图像的质量，这是地质遥感中不可忽视的干扰因素。例如，在分析地面不同岩性、地物的光谱特性时，如果用未经校正的数据进行分析，结果必定是错误的，因为这样把大气散射的偏置量作为地物的辐射反射率，尤其是第一波段，偏置量很大，将其作为地物辐射反射的一部分，必然歪曲地物的真实光谱特性。

综上所述，大气散射对不同地区的影响不同，对同一地区，不同时相的图像来说，大气散射的效应也不同。无论对什么地区什么时相的遥感图像，大气散射总是对短波长光谱段的影响大于对长波长光谱段的影响。

甘北和胶东地区的地理环境不同，甘北地区常年干旱少雨，除存在瑞利散射外，米氏散射主要取决于空气中的含尘量，我们选择的 TM 磁带时相为 7 月及 9 月份，成像时的大气条件良好，图像的质量很好，基本上没有云和雪的干扰。胶东地区工业发达，三面环海，空气中的尘埃、工业废气、烟、水气相对较多，因此大气的散射作用相对要强一些。因此，这两个地区的散射系数是不相同的。

另外，大气散射对不同的图像处理方法的影响也是不同的。单纯对彩色合成来说，它的影响并不需要特意进行校正，通过各个波段的线性拉伸，即可消除大气散射效应对图像的影响。而对某些方法，尤其是比值处理，如果不考虑大气散射的影响因素，便会导致错误的分析结果。在这种情况下，大气校正是必不可少的。

3.1.2　大气校正的方法

大气散射在图像上的表现形式就是在地物相对反射亮度值上再加上一个偏置量，其偏置量与波长成反比，波长越短，偏置量越大。大气校正就是从图像的全部像元相对亮度值上减去这个辐射偏置量。一般进行大气校正的处理方式有三种。

3.1.2.1　公式计算法

$$L'_{ci} = L_{ci} - a$$
$$a = S_{ci} Lp_{ci} \tag{3.1}$$

式中 L'_{ci}——校正后的辐射率；

a——大气散射引起的干扰部分；

L_{ci}——卫星传感器接收到的辐射率；

i——波段序号；

S_{ci}——系统的增益因素；

Lp_{ci}——大气程辐射率。

用此公式进行大气校正，困难的是难以得到同时相条件下的大气程辐射率，因此而难以应用。

3.1.2.2 野外测试法

这种方法是在野外选择明暗典型地区，与陆地卫星同步进行野外地物的光谱测试，再将像元的相对亮度值转换为辐射率与对应像元的地面测试结果进行回归分析。这种作法对于搞专业应用的人来说是难以实现的。

3.1.2.3 室内各波段对比分析法

这是一种简便实用的方法，根据 TM 各波段图像的直方图对比分析，找出大气散射偏置值的近似值，作为大气校正的参数。

我们选用了第三种校正方法，具体作法是：

(1) 打印出 7 个波段的直方图，各波段选取 4 个连续亮度值其像元频数超过 600 的最小值。

(2) 从屏幕上直接读取图像上最暗部分（如深水体、阴影）的相对亮度值，与直方图读数相对比，确定各波段的大气偏置量。

用这种方法得到胶东地区在 TM1～4 波段的大气散射偏置量为 $r_1=45$，$r_2=13$，$r_3=10$，$r_4=4$，第五波段与第七波段的最小值都是 0，即大气影响可以忽略不计。

甘北地区的大气散射偏置量为 $r_1=38$，$r_2=8$，$r_3=6$，$r_4=2$。

(3) 将得出的各波段偏置量做出对应波段的常值图像。

(4) 将各波段的 TM 图像与相应的常值图像相减，即得到校正后的图像。

经过大气校正后的图像比未经校正的图像噪声小，清晰度高。

3.1.3 消除水体对图像质量的影响

120–34 景的 TM 图像含有大面积水域，使图像相对亮度值的整体水平降低，在进行反差拉伸时要注意这个问题。尤其在进行子区处理时，这个问题更突出。例如相邻的两个子区，一个含海域，一个全是陆地。两区地质情况相近，地质体相连，用同样的方法和参数进行反差增强，得出图像的色调却相差很大。这就给地质解译带来了困难。拼接图时也不美观。出现这种色调差是由于水体的影响所致。大量低亮度值的水体参加处理，影响了陆地部分的增强效果。我国江河湖泊广布，海岸线漫长，在处理图像时经常会遇到类似的问题。解决这个问题，一是将水体排除在处理范围之外，一是将水体压缩在一定的亮度范围内，使其不影响其它地物的增强处理。具体作法：一是利用线性扩展方法，将水体进行压缩，同时选取适当的参数对陆地部分的相对亮度范围进行拉伸，便能达到消除水体对陆地部分的不利影响。二是将图像的直方图进行均衡，这是用修改原图像直方图来改善图像的一种方法。其原理是将原图像的直方图通过变换函数调整为均衡直方图，即通过变换函数将原图像中分布不均匀的亮度级变成均匀分布，这样实质上是将像元分布频数少的亮度

级合并，而将像元分布频数大的亮度级扩展。在对图像进行直方图均衡化处理时，含海水的区域在直方图上也显示为低亮度级像元的高度集中。对全图进行均衡化，势必也影响了图像的色调。因此，将海水域圈出，只对陆地部分进行直方图均衡，便能消除水体对图像色调的影响。

3.2 彩色合成

3.2.1 最佳彩色合成组合模式的选择

彩色增强是最常用的图像处理方法，因为人的视觉对彩色的分辨力要比黑白的高出几十倍。无论进行何种地质项目的遥感工作，首先都要获取一幅信息量丰富的彩色合成图像。而 TM 组合波段的选择是获得一幅好的彩色合成图像的关键。TM 共有 7 个波段，任意三个波段进行组合，可以有 35 组，每组的三个波段分别赋予红、绿、蓝的不同组合方法有 6 种。这样便有 210 组组合方式。如果逐个试验，显然不是聪明作法。因此，快速、合理地选择彩色合成的最佳波段，便是一个首要任务。

选用参加组合波段要考虑的几个方面应是（1）参加合成波段的信息量的丰富程度；（2）是否含有目标地物的特征信息；（3）色彩的饱和程度；（4）色差的明显程度。

TM 数据各波段的标准偏差显示了各自所含信息的离散程度，即信息量的丰富程度。标准偏差越大的波段信息量应该越丰富。但是由于地物在各波段辐射信息之间的相关性，使得 TM7 个波段的数据特征带有较强的相关性。因此，三个标准偏差最大的波段组合成的彩色图像未必是信息最丰富的图像。若它们的相关性很强，各波段的信息就会出现大量的重复和冗余，导致合成图像的总信息量并不高。因此，标准偏差和相关系数两个参数都直接影响了合成图像的总信息量。同时，严重的相关还直接影响了合成图像色彩的饱和度，三个波段相关性越强，图像饱和度越差。另外，各波段的均值大小对合成图像的影响也很大，如果均值相差太大，会导致图像严重偏色，例如，六波段的图像均值要比其它波段高得多，有它参加合成的图像，其色彩严重偏向赋予六波段的颜色。这样便会使许多细微的色彩差别被掩盖。另外，TM 各波段都对应某些特定地物的特征反射谱段，要提取出某些地物的特征信息，便应考虑这些地物特征谱带对应的 TM 波段。

根据上述的讨论，选择 TM 合成图像参加波段的原则是：

（1）各波段的方差要尽可能的大。

（2）各波段的相关系数要尽可能的小。

（3）各波段的均值大小不要相差太悬殊。

（4）选用含有目标物特征谱带的波段。

同时满足上述各条件的理想情况是不可能的，但要做到尽可能的兼顾还是可以的。对于不同景的 TM 图象来说，标准偏差大小排列顺序不尽相同，各波段之间的相关性变化比较大，因此，对于彩色合成的波段组合的选择，不存在一个统一的模式。对甘北和胶东两个地区，通过数据的统计分析，选用了不同的彩色合成方案。

表 1-4 给出了甘北地区 TM 数据的统计结果，从表 1-4 统计结果可以看出，标准偏差最大的三个波段是 5、7、3；相关情况 1 波段与 5、7 两个波段的相关系数都比较小，但 5、7 两个波段的相关性又很大，7 波段与 1、3 两波段的相关性都较小，但 1、3 两个波段间的相关性又很大，其它波段间也存在这种现象，即三个波段中，总不会达到任意两

个波段的相关系数都很小这一要求。统计结果表明，甘北地区六个 TM 波段（6 波段除外）之间的相关系数都比较大，1、4、7 三个波段、1、5、7 三个波段的相关相对来说不那么显著，但相关系数也达到了 0.84～0.94。5 波段与 7 波段的相关系数竟达到了 0.97～0.98。从 TM 各波段的光谱特征来看，可见光波段含有二价铁与三价铁信息，尤以 4 波段信息为多，7 波段则集中了粘土矿物，碳酸盐矿物及含羟基矿物的光谱吸收特性，5 波段为多数地质体的高反射区，标准偏差最大。若有 5 波段参加合成，有利于突出地物的结构特征。为此，选择了标准偏差最大的 TM7，5，3 三个波段，相关系数相对小的 TM7，4，1，TM7，5，1，及考虑矿物吸收特性的 TM7，5，4 几种合成方案进行了比较，这几种方案中，TM7，4，1 合成出的图像色调最好，解译效果也不错。其它几种合成方案，由于 7，5 两个波段的相关性显著，而使图像信息减少。但在几种合成图像上岩性、地层界线、地质构造都反映得很清晰。由此看来 TM7，4，1 合成的图像应该最好。但有一点值得注意，TM7，4，1 三个波段的合成图像虽然色调丰富，地质解译效果也好，但是对于突出蚀变信息却远远不如其它几种合成图像。因为第一波段对于大部分矿物来说，反射率都较低。而蚀变矿物在 4，7 两个波段有吸收谱带，因此在 TM7+4+1 合成图像上蚀变晕以暗色调显示。而阴影及某些暗色岩石在图像上也以暗色调显示，它们之间难以区分。而在其它几种合成图像上，蚀变带以鲜明的绿色调显示，尤以 7，5，4 合成图像最明显。因此，在甘北地区，最终选择了以 TM7（R）+5（G）+4（B）作为彩色合成的最佳方案。在 TM7（R）+5（G）+4（B）彩色合成图像上（图版 3-1），大部分岩性差别明显，构造清晰，蚀变带和蚀变岩石显示效果佳，是可解度很高的图像。

在胶东地区，由于气候湿润，植被覆盖中等，第四系覆盖普遍，自然景观人为破坏严重。TM 数据中直接反应的地质信息被掩蔽和干扰。表 3-2 列出胶东地区 120～34 景 TM 数据统计结果。

表 3-2　胶东地区 120～34 景 TM 数据统计结果

统计值 \ 波段 / 统计项目	1	2	3	4	5	6	7
均　值	19.36	15.17	23.43	35.15	64.53	97.01	33.84
标准偏差	5.27	4 22	7.02	9.23	18.64	6.99	11.10
相关矩阵	1.000	0.913	0.877	0.753	0.777	0.411	0.820
		1.000	0.967	0.815	0.862	0.489	0.902
			1.000	0.803	0.916	0.585	0.945
				1.000	0.872	0 500	0.836
					1.000	0.677	0.971
						1.000	0.632
							1.000

从表 3-2 的统计结果看，均值 6>5>4>7>3>1>2；标准偏差 5>7>4>3>6>1>2；相关性 1，2，3 三个波段相关显著，系数达到 0.88～0.97；4 波段与其它各波段相关性中等，系数为 0.75～0.87；5、7 两波段相关性最强，达 0.97；1 波段与近红外波段相关性最弱，系数为 0.75～0.82。如果单从相关情况来考虑，应取 1，4，7 三个波段；如果只考虑偏差，则应取 5，7，4。可是从图像上看，有 5，7 两个波段参加的合成图像，颜色严重偏向对这两个波段所赋颜色的合成色，减少了颜色层次。而胶东地区地物在图像上的色调很接近，极不易拉开。色调层次的减少，使解译效果更差。为此，尽管 5 波段偏差最高，由于它缺少矿物特征谱带，又与 7 波段显著相关而被舍弃，1 波段与其它波段虽然相关性小一些，但偏差太小，也没采用。故胶东地区 TM 图像合成选取了 4(R)-7(G)+3(B)的组合模式。这样各波段间相关性中等，偏差也都不小，仅次于 5 波段，均值又接近，合成出来的彩色图像色调比较丰富，细节清晰。

3.2.2 合成图像的反差增强

陆地卫星检测系统所设计的动态范围包含了全球表面最大和最小的辐亮度，而局部地区 TM 相对亮度值只集中于不大的动态范围内。因此，合成后的图像显示低反差，必须经过反差增强将局部地区的相对亮度值范围扩展至 0～255。一般采用线性扩展（scale）来进行反差增强。甘北地区由于戈壁滩、冲积扇等高反射率地物的影响，彩色合成后反差过大，中间层次少，采用线性扩展后，将中间层次拉开，但因向两端又压缩了一部分相对亮度值，而使两端反差更大，冲积扇中的某些细节，残留地质体被一片白色掩盖。如果两端压缩得少一些，中间层次又拉不开。采用澳利斯（wallis）算法，对这种地区的图像进行反差增强的效果极好。

澳利斯增强对图像完成空间变量的反差拉伸，它的计算公式为：

$$P'(x,y)=\frac{S'}{S+\frac{S'}{\max}}\times(P(x,y)-M)+A\times M'+(1-A)\times M \tag{3.2}$$

式中 $P(x,y)$——原始图像相对亮度值；

$P'(x,y)$——归一化像元相对亮度值；

S——原始图像的标准偏差（在窗口内的）；

S'——期望标准偏差；

M——原始图像的均值（在窗口内的）；

M'——期望均值；

max——最大增益；

A——给定均值变换系数。

澳利斯增强的做法是顺序移动用户规定大小的窗口，按照用户期望的均值、方差，进行逐个窗口的反差拉伸。只要给定参数，以这个公式完成的反差拉伸，对每个窗口内像元的均值、偏差用公式来进行每个像元相对亮度值的调节，勿需照顾全部像元。由于选取窗口移动时的增量很小（一般为 3 个像元），相邻窗口像元计算的误差会很小，这样计算的结果就将各局部的反差拉大，而使整体反差均衡，中间层次增多，达到反差增强的良好效

果。甘北地区利用此公式进行的反差拉伸，使彩色合成图像的质量得到了显著的改善。图版 3–1 是 135—32 景的一个 512×512 子区图像，经过澳利斯变换之后，地物的色彩和界线都相当清楚。

3.3 主成分分析（Principal Component Analysis—PCA）

PCA 也叫 KL 变换，是在统计基础上的多维正交线性变换。其数学式为：

$$Y = CX \tag{3.3}$$

设 P 是变量 X 的维数，式中 Y 的各分量 Y_1，Y_2，……Y_p 是 X 各分量的线性组合，是综合变量，即

$$\begin{aligned} Y_1 &= C_{11}X_1 + C_{12}X_2 + \cdots\cdots + C_{1p}X_p \\ Y_2 &= C_{21}X_1 + C_{22}X_2 + \cdots\cdots + C_{2p}X_p \\ &\cdots\cdots \\ Y_p &= C_{p1}X_1 + C_{p2}X_2 + \cdots\cdots + C_{pp}X_p \end{aligned} \tag{3.4}$$

式中 C 满足

$$\left\{ \sum_{j=1}^{p} C^2_{ij} = 1 \sum_{j-1}^{p} C_{ij}C_{kj} = 0 \qquad (i \neq k) \right.$$

要求上述线性变换使 Y_1 有最大方差，Y_2 与 Y_1 独立，并且使所有与 Y_1 独立的随机变量中，Y_2 具有最大方差，Y_3 与 Y_1、Y_2 独立，在所有与 Y_1，Y_2 独立的变量中，Y_3 有最大方差，等等。

根据要求，Y 的分量 Y_j 和 Y_k 互相独立，并且若 $j<k$，则 Y_j 的方差 $< Y_k$ 的方差，所以必须

$$D(Y) = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_p \end{bmatrix} = \wedge \tag{3.5}$$

因为

$$D(Y) = D(CX) + CD(X)C'$$

所以

$$CD(X)C' = \wedge \tag{3.6}$$

即把矩阵 D (x) 变为对角矩阵$\wedge$，对角元素 λ_1，λ_2，.....λ_p 是 D (x) 的特征值，也分别是主分量 Y_1，Y_2.....Y_p 的方差，C 的第 j 行向量或 C' 的第 j 列向量是相应于 λ_j 的单位特征向量，也就是 3.4 线性变换式中第 j 个等式中 X 各分量的系数。

这里的主分量 Y_1，Y_2，.....通常在遥感图像处理中用 PC1，PC2.....表示，随机变量 X 也就是各波段的像元相对亮度值，X 的维数，即波段或时相数目。

至此，我们可以对遥感图像 PCA 处理中的二个关键参量作进一步说明。特征值 λ_1,λ_2.....分别是主分量 PC1，PC2.....的方差。从信息观点看，方差是一种随机性的测度，方差越大，表明随机性越大，包含的信息越多。因为 $\lambda_1 > \lambda_2 >$ .....所以 PC1—PC2.....所包含的信息也是递次减少。特征向量是在正交线性变换过程中，用于各个波段的像元相对亮度值的变换系数，或者叫权数。i 波段对应于 j 主分量的特征向量（系数）越大，j 主分量表示 i 波段的综合因子越多，即表示 i 波段的光谱特征越多。

以 7 个波段的 TM 图像为例，介绍信息量和因子负荷量的计算。

以 λ_1,λ_2.....λ_7 分别表示 7 个 PC 分量的特征值，PC2 的信息量 η_2 的计算式如下：

$$\eta_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_1 + \lambda_2 + ... + \lambda_7} \tag{3.7}$$

以 R 表示因子负荷量，λ_k 表示 PCk 的特征值，C_{kj} 表示原分量 j 波段在 PCk 的特征向量，S_{jj} 表示原分量协方差矩阵中的主对角元素，则因子负荷量的计算式为：

$$R(Y_k, X_j) = \sqrt{\lambda_k}\frac{C_{kj}}{\sqrt{S_{jj}}} \tag{3.8}$$

在图像处理中，可以说因子负荷 R $(Y_k,\ X_j)$ 就是第 k 主分量与原分量 j 波段的相关系数。R $(Y_k,\ X_j)$ 越大，表示 Y_k 中含有 j 波段的光谱特征越多。这一点与特征向量的含义很相似。特征向量有正、负之别，因子负荷也有与之对应的正、负之差。除了与 PC1 有关的因子负荷之外，其它的因子负荷量的绝对值都小于与之对应的特征向量的绝对值。参见表 3–9。因此，因子负荷能更直观地显示出 PC 与原分量在光谱特征方面的关系。

从列出的变换矩阵表格中，可以看到同一 PC 中的特征向量有正、负之分。因为 PC 变换实际上就是坐标轴旋转，有不同象限的变换。如果对此有兴趣可参考多元分析的教科书之类。对于遥感图像处理和解译，特征向量或因子负荷的正、负号的意义，相当于图像的正、负片。有时所需要的地物信息在某个 PC 图像中呈暗色调。在这种情况下，一般需要进行“求反”处理，使暗像元变为亮像元，以增强所需要的地物信息。

PCA 的作用和优点，在于去除同一地区不同时相或不同波段之间的遥感信息的相关性，充分利用地物的光谱差异信息。在图像处理中起到数据压缩和信息提取的作用。PC1

的特征值的贡献率，即信息量最大。以 TM 为原图像得出的 PC1 集中了全部信息量的 90%以上。PC1 与各波段的相关系数，即因子负荷量均大于 0.9。其它的 PC2，PC3.....等的信息量，及它们与原分量的相关系数都迅速递减。信息少不等于信息没有用。除 PC1 之外，PC2，PC3.....等总是与一个波段的关系最密切，相关系数的绝对值最大，起到信息提取的作用。往往能够提供地质或其它专业判读的有用信息。对地质应用而言，不失为一种有效的、值得使用的图像处理方法。所以被人们广泛用于遥感图像处理。

在对甘北和胶东地区的图像处理中，采用了 4 种形式的 PCA，即

(1) 利用全波段做 PCA 提取岩性和构造信息。

(2) 利用 3 个短波红外加一个可见光波段的 PCA，提取蚀变带信息。

(3) 利用 3 个可见光波段加一个短波红外做 PCA，提取铁氧化物信息。

(4) 利用比值加 PCA，提取蚀变带信息。

3.3.1 七个波段的 PCA

表 1-5 是胶东玲珑地区七个波段（1024 * 1024 像元）的数据统计结果。它表明原始 7 个 TM 波段间，除第 6 波段与其它波段相关系数较小外，其它 6 个波段间相关性都比较显著，为此采用了七个波段的 PCA。据 7 个波段的协方差矩阵求出的特征值及特征向量矩阵如下：

表 3-3 120～34 景玲珑子区 KL 变换矩阵（特征向量）与特征值

特征向量 / 波段 / 主分量	band1	band2	band3	band4	band5	band6	band7	特征值
PC1	−0.171	0.150	0.265	0.322	0.739	0.195	0.436	656.618
PC2	−0.281	−0.206	−0.200	−0 303	0.122	0.853	−0.062	28.043
PC3	−0.199	−0.163	−0.334	0.828	0.028	0.081	−0.359	17.561
PC4	0 436	0.320	−0.350	0.261	−0.500	0.475	−0.067	12.147
PC5	−0.346	−0.100	−0.103	0.211	-0.431	0.032	0.793	3.122
PC6	−0.673	0.151	0.690	0.057	−0.019	−0.017	−0.210	1.864
PC7	-0.228	0.880	−0 411	−0.053	0.044	0.015	−0.005	0.591

依据 3-7 式及 7 个分量的特征值，可以计算出每一分量占总方差的百分含量，也即每一分量的信息含量。PC1 占了全部方差的 91.2%，PC2 占 3.9%，向后依次为 2.4%，1.7%，0.43%，0.26%，0.08%，前三个分量集中了全部信息的 98%。

分析变换矩阵即特征向量矩阵，可以看出 PC1 中第 5 波段的特征向量最大，其次为 7、4 波段，其它各波段因子各有一些差别，但符号全为正，因子绝对值大小的排列顺序为 5＞7＞4＞3＞6＞1＞2，这与变换前 7 个波段标准差的排列顺序相同。所以可以得出这

样的结论：PC1 近似于参加变换的各波段图像标准差的加权和。其后的各个分量，以某一个波段的特征向量较大。从表中可以看出，PC2 主要反映第六波段的信息，即热信息；PC3 主要反映第 4 波段的植被信息；PC4 主要反映除第 7 波段以外的几个波段的综合信息。但第 3，第 5 波段的特征向量的符号与其它几个波段相反，PC5 中第 7 波段的特征向量最大，5 波段次之，两者符号相反，可以说是两个波段信息的对比；PC6 中，3 波段与 1 波段的特征向量符号相反，绝对值相近；PC7 主要反映第 2 波段信息。需要强调指出的是特征向量表示各主分量与原变量之间的相关关系，表示主分量在多维空间的分布。并不代表信息的绝对多少。虽然 PC1 占有绝大部分的信息，越向后排列的分量，所含信息量越少，但并不等于后面的信息无用。恰恰相反，由于 PCA 变换的这种结果，往往起到分离原图像中光谱相关性较强的不同地物信息的作用，结果使我们可以提取出某些重要的地质信息。根据对特征向量矩阵的分析，对每个分量进行特征信息分析，然后根据需要选择单一分量，或几个分量进行彩色合成，来增强需要的某些地质信息。

玲珑地区 KL 变换后的图像证实了前面的分析，PC1 图像清晰，地形、地貌、构造等信息表现得都比较明显，可以说各波段的相关信息基本集中于 PC1。PC2 的图像分辨率很低，影象模糊，这与第 6 波段在 PC2 中特征向量最大（0.85）是相吻合的。PC1，3，4 合成的图像基本上包含了原 6 个波段（第 6 波段除外）的所有信息。虽然如此，对于地质解译来说，效果却不一定很好，因为 PC1 集中了几个波段太多的信息，掩蔽了某些特征信息。而且 PC1 的亮度均值远远大于其他 PC 的亮度均值，合成时，颜色严重偏于 PC1 所赋的颜色，根据颜色难以区分不同地物。因此，PC1 比较全面地反映了地形地貌及地物的大部分信息，但不易突出某些特定的光谱差别，而方差很小的后面的分量却有可能突出某些特征信息。

表 3-4　TM137～32 景，辉铜山子区(512×512×6 像元)特征向量矩阵与特征值

特征向量 / 主分量 \ 波段	band1	band2	band3	band4	band5	band7	特征值
PC1	−.302	−.228	−.352	−.331	−.675	−.410	.945
PC2	−.645	−.336	−.229	−.195	.465	.326	.033
PC3	−.488	−.244	.518	614	−.226	−.075	.011
PC4	−.106	.080	−.018	.050	.518	−.844	006
PC5	.483	−.865	.051	.020	.092	−.087	.005
PC6	.101	.024	−.718	.687	−.032	.026	.001

从玲珑地区 KL 变换图像，可以看出后面几个分量的作用，PC4+5+6 合成图像去掉了地形影响，突出了线性构造及一些不同岩性的界线。明显地突出了线形影象，尤其是道

路，非常清晰。在不同地区的图像上都不同程度地增强了某些岩性的界线。

为了更确切地说明特征向量的相对大小指示了变换后的各个 PC 与原始各波段信息的关系，对甘北地区辉铜山子区进行 PCA 前后的数据做了分析（见表 3-4 及表 3-5）。

表 3-5　辉铜山子区 PCS 与原始波段相关矩阵

相关矩阵 / 波段 / 主分量	band1	band2	band3	band4	band5	band7
PC1	−.911	−.921	−.974	−.973	−.989	−977
PC2	−.364	· .276	−.154	−.107	.127	.145
PC3	− 160	−.107	.156	196	−.036	−.019
PC4	−.025	025	−.004	.011	.059	· .157
PC5	.105	− 251	.010	.004	.010	−.015
PC6	.007	.002	-.047	047	−.001	001

分析上面两个表，将特征向量的大小及相关的显著程度进行了排列对比（见表 3-6，表 3-7）。

表 3-6　辉铜山子区特征向量矩阵中因子载荷排列表

载荷分布 / 波段 / PCS	最　大	中　等	最　小
PC1	TM5	TM7、3、4、1、2	
PC2	TM1	TM5、2、7、3	TM4
PC3	1M4	TM3、1、2、5	TM7
PC4	TM7	TM5、1	TM2、4、3
PC5	TM2	TM1	TM5、7、3、4
PC6	TM3、4		TM1、5、2、7

这里所说的相关程度是一个相对的概念，主要为了进行各分量中含有原始各波段信息量的相对比较，因此没有明确给出各项的阈值，只是将单个 PC 与各波段相关系数进行比较。经 PCA 变换后，原各波段的总方差大部分集中在 PC1，所以 PC1 与各波段的相关都比较显著，这也从另一方面说明了 PC1 是原始各波段信息的加权和。越向后的 PC 信

息量越小，与原始 6 个波段间相关系数的相对大小却可以说明既使在信息很少的 PC 中，仍以某个原始波段的信息为主。

从表 3—6 和表 3—7 中可以看出，特征向量矩阵中各个 PC 相对特征向量最大的原始波段号与变换后各个 PC 与 6 个原始波段相对相关系数最大的原始波段号是完全相同的；中等或最小载荷因子的波段号与相对相关系数中等或最小的波段号也是基本一致的。这就直接证明了用特征向量矩阵来分析每个 PC 是某个原始波段特征信息的代表这一方法的可靠性。

表 3–7　辉铜山子区 PCA 后各分量与原波段相关程度顺序表

	相对显著	相对中等	相对微弱
PC1	TM5、7、4、2、1		
PC2	TM1	TM2、3、7、5	TM4
PC3	TM4	TM1、3、2	TM5、7
PC4	TM7	TM5	TM1、2、3、4
PC5	TM2	TM1	TM7、3、5、4
PC6	TM3、4		TM1、2、5、7

3.3.2　用 TM1，4，5，7 波段的 PCA 提取蚀变带

前面所述全部波段参加的 PCA，虽有特征提取的作用，但因参加变换的波段较多，分量并不反映某个单一波段的信息，如从表 3–9 中的特征向量矩阵中可以看出 PC4 就反映了好几个波段的综合信息。因此，提取特征信息时，就应选择与特定光谱信息有关的波段作为输入波段，去除那些关系不大的波段。如要提取与金矿有关的蚀变带信息时，选取 1，4，5，7 四个波段进行 KL 变换。这里因为可见光谱段对铁氧化物敏感，为了避免在变换过程中铁氧化物信息的干扰，只选择了一个可见光谱段。表 3–8 是甘北辉铜山地区 1，4，5，7 四个波段的统计值。从表中可以看出，原始的 4 个波段相关性很强，变换后的 PC1 偏差最大（见表 3–9），集中了全部信息的 94.9%，且主要反映第五波段的信息（特征向量为 0.746）；PC2 主要反映第一波段信息（特征向量为 0.87）；PC3 主要反映第四波段信息（特征向量为 0.90）；PC4 主要反映第七波段信息（特征向量为 0.85）。这样，每个分量都集中反映了某一个原波段的信息。值得注意的是，PC1 集中了所有相关信息，而在 PC4 中已去除了 7 波段与其它各波段相关的信息，保留下的应是 7 波段独具的特征信息。前面已经谈到 7 波段具有典型的羟基吸收谱带，这是热流蚀变所具有的光谱特征，因此可以利用 1，4，5，7 四个波段 KL 变换的 PC4 来提取蚀变信息。在 PC4 中，因蚀变矿物吸收特征而显暗色。为突出其在影象上的显示，对 PC4 求反，图像上最亮的部分即为蚀变信息（见图版 3–2）。照片上，已知的辉铜山矿区蚀变辉长岩以最亮的像元显示。其它白色的亮区是含$(OH)^{1-}$矿物富集带。这种用部分波段参加的 KL 变换提

取蚀变信息的方法在甘北地区是成功的。

表 3-8　辉铜山地区 TM1、4、5、7 波段统计值

统计值 \ 波段 / 统计项目	1	4	5	7
均　值	83.99	46.75	93.25	60.06
标准偏差	12.13	12.45	24.98	15.38
相关矩阵	1.000			
	0.90	1.000		
	0.86	0.94	1.000	
	0.84	0.93	0.98	1.000
协方差矩阵	147.19			
	135.28	155.01		
	261.15	293.48	624.23	
	157.40	178.13	375.09	236.44

表 3-9　辉铜山子区 TM1、4、5、7 波段 KL 变换特征向量矩阵

特征向量 \ 波段 / 主分量		1	4	5	7	特征值
特征向量	PC1	.328	.361	.746	.454	1108.813
	PC2	867	.251	−.342	−.263	35.551
	PC3	−.372	.898	−.218	−.087	10.478
	PC4	.055	−.023	−.528	.847	8.030
因子负荷量	PC1	.900	.966	.994	.983	
	PC2	.425	.120	−.082	−.102	
	PC3	−.099	.234	−.028	−.018	
	PC4	.013	−.005	−.060	.156	

对胶东地区施行同样的方法，效果并不好，仅以玲珑地区为例，TM1，4，5，7 的统

计结果如下:

表 3-10　玲珑地区 TM1、4、5、7 波段相对亮度值统计特征

统计值 \ 波段 / 统计项目	1	4	5	7
均　　值	61.60	35.55	60.09	30.34
标准偏差	6.27	11.11	23.39	13.17
相关矩阵	1.000			
	0.87	1.000		
	0.89	0.95	1.000	
	0.92	0.93	0.98	1.000

表 3-11　玲珑子区 TM1、4、5、7 波段特征向量及特征值

特征向量 \ 波段 / 主分量	1	4	5	7	特征值
PC1	.194832	.364159	.795586	.443249	860.482544
PC2	−.156883	.883016	−.130240	−.422765	11.308950
PC3	.796273	.221050	−.469441	.310983	8.648888
PC4	−.550819	.196991	−.360145	.726696	2.884140

按统计结果分析，PC4 中第 7 波段的特征向量最大，应含第 7 波段的信息最多，以与前述相同的方法得出的 PC4 图像的特征信息并不突出。用变换后的 PC（1+3+4）（避开含植被信息多的 PC2）及 PC（2+3+4）（为消除地形地貌影响，所以不用 PC1）分别合成的彩色图像，对区分岩性有所帮助。

胶东地区用 TM1、4、5、7 四个波段进行 KL 变换提取蚀变信息的效果并不理想，这与第四系和植被覆盖、地表水丰富有关，使蚀变矿物的特征光谱被掩蔽。

3.3.3　用 1、3、4、5 波段的 PCA 提取铁富集带信息

铁氧化物在 TM1～4 波段有较强的吸收带。与提取羟基吸收带的道理相同，集中用有铁吸收带的波段进行 KL 变换来提取铁富集带的信息。选用 1、3、4、5 四个波段进行 KL 变换，舍弃第 7 波段是为了避免含羟基和碳酸根矿物的干扰。舍弃第 2 波段是因为 2

波段的噪声最大，且偏差又最小。另外加上了偏差最大而又缺少特征矿物吸收谱带的第 5 波段。辉铜山地区 1、3、4、5 四个波段的统计结果见表 3-12 和 3-13。

表 3-12　辉铜山子区(512×512)TM1 3、4、5 波段相对亮度值统计特征

统计值 \ 波段 / 统计项目		1	3	4	5
均　值		46.019	48.425	44.780	93.301
标准偏差		12.115	13.221	12.436	24.931
相关矩阵	1	1.000			
	3	0.920	1.000		
	4	0.895	0.994	1.000	
	5	0.860	0.939	0.943	1.000

表 3-13　辉铜山子区(512×512)TM1，3、4、5 波段特征向量及特征值

特征向量 \ 波段 / 主分量	1	3	4	5	特征值
PC1	.343	.400	.376	.763	.952
PC2	−.702	−.330	−.214	.594	.034
PC3	.615	−.471	−.579	.256	.014
PC4	.111	.714	−.691	.016	.001

从统计结果可以看出，PC1 是 4 个波段的综合反映，PC2 以第一波段的特征向量因子最大，符号为负，PC3 以第一波段的载荷因子最大，PC4 则集中反映了第三波段的信息。另外，PC3，PC4 中第四波段特征向量的数值也比较大，只是符号为负。这样，PC2，PC3，PC4 集中反映了含铁波谱段的信息，为使其信息再进一步集中，将 PC2 求反，PC3，PC4 一起再作一次 PCA。

从数学原理上讲，PCA 是正交线性变换，经过第一次 PCA 之后，各分量已是独立的互不相关了，对它们再进行 KL 变换应是无意义的了。但第一次 KL 变换是对原始数据进行的，变换后经过拉伸，PC2 又进行了求反，经过这些变化后，是否会改变各分量之间的相关关系呢？为此，对这三个分量又进行了统计分析，结果见表 3-14。

表 3–14　辉铜山(512×512)子区 KL 变换后的统计特征表

统计项目 \ 主分量	PC2	PC3	PC4	
均　值	130.237	133.934	134.710	
标准偏差	60.245	55.955	61.039	
相关矩阵	1.000 −.027 −.000	 1.000 .009	 1.000	
特征向量	nPC2[1]	PC3	PC4	特征值
$PC_2^{1②}$	.069	−.064	−.996	0.356
PC_2^2	.982	−.169	.079	0.348
PC_2^3	−.174	−.984	.051	0.297

①n 表示求反；

②PC_2^1、PC_2^2、PC_2^3 表示二次 KL 变换之后的 PC1，PC2，PC3。

从统计结果可以看出，这三个分量经过求反和拉伸，具有很小的相关性，即它们之间并不完全正交。从其特征值可以看出，二次 KL 变换后获得的三个分量的偏差相差很小。从这两点来看，对于数据压缩，二次 KL 变换是没有意义的。但从特征向量矩阵可以看出，对于提取特征信息，它还有一定的作用。选取二次 KL 变换的 PC2，PC3 分量（PC2 求反）作为提取铁氧化物信息的分量，然后再加前面提取的羟基蚀变带的 PC4 求反图像，分别赋予红、绿、蓝，合成为彩色图像（见图版 3–3），结果增强了热流蚀变信息。

胶东玲珑地区 1，3，4，5 四个波段的统计结果如表 3—15 和 3–16。

根据与前面相同方法的分析，提取 PC4，它主要反映第 3 波段的信息。，在照片上，高亮度值的像元占了很大面积，这与该地区的岩石类型有关，该区大面积出露花岗岩和老变质岩，都含有一定量的铁矿物成分。老变质岩中含暗色矿物多，铁含量也高，花岗岩中浅色矿物比较多，铁含量要比老地层少，两种岩性大的界限在图像上可以区分，花岗岩中的残留老地层却显露不出来。本想利用它们之中铁含量的不同，将残留地层信息提取出来，但在用 KL 提取铁氧化物的图像上，不易区分。尽管如此，在用其 PC（2+3+4）的合成图像上，对确定岩性边界，分析构造还是有一定帮助的。

表 3-15　玲珑地区 1、3、4、5 波段统计结果

统计值 \ 波段 / 统计项目	1	3	4	5
均　　值	61.62	30.80	35.59	60.18
标准偏差	6.26	8.62	11.08	23.38
相关矩阵	1.000			
	0.96	1.000		
	0.87	0.91	1.000	
	0.89	0.94	0.95	1.000

表 3-16　玲珑子区 1、3、4、5 波段 KL 变换特征向量与特征值

特征向量 \ 波段 / 主分量	1	3	4	5	特征值
PC1	.207813	.298744	.388351	.846610	758.334839
PC2	.647387	.662450	−.038747	−.374897	13.089218
PC3	−.047069	−.110519	.920543	−.371712	9.958595
PC4	−.731770	.678009	.016796	−.067331	1.648279

3.3.4　比值+主成分分析

波段比值是提取特征信息的有效方法，如果对某些有特征信息的波段比值再进行 PCA，提取信息的效果好于原始波段的变换效果。

一般来说，比值图像的信息量比较少，但比值的目的是为了提取某些信息而压缩另外一些信息。各个单波段比值图像都有其突出的特定目的，将这些有关的比值图像综合进行 PCA，可以集中反映某些有关的信息。如对甘北辉铜山地区，用 5／1，5／3，5／4 提取含铁信息，用 5／7 提取含 OH^-的蚀变矿物的信息。再对这几个比值图像进行 KL 变换(见表 3-17)。

分析特征向量矩阵（见表 3-17)，其中 PC1 和 PC2 主要反映 Fe^{2+}，Fe^{3+}信息，PC3 主要反映 OH^-蚀变矿物信息，PC（1+2+3）合成图像（见图版 3-4)，不仅突出了蚀变信息，而且不同岩性的界限和构造线显示得非常清晰。

胶东地区采用 5／1、5／2、5／3、5／4、5／7 五个波段比值图像做 PCA，意欲提取

蚀变及岩性信息，效果不如干旱地区明显，但对增强岩性界限，仍起到了有效的作用。

表 3-17　甘肃辉铜山地区比值图像的特征向量与特征值

统计值 / 波段 / PCS	TM5 / 1	TM5 / 3	TM5 / 4	TM5 / 7	特征值
PC1	.503368	.594596	.618565	.102236	.080453
PC2	−.818071	.117072	.561056	−.047634	.025271
PC3	−.093951	.046672	.042897	.993556	.009948
PC4	−.261826	.794084	−.548408	−.011134	.001119

综上所述，PCA 的作用和效果可以总结为以下几点:

(1) PCA 具有两个重要作用，一是数据压缩，二是信息提取。

(2) 在数据压缩方面，PCA 可以去除遥感图像各波段间的相关性，将信息集中在少数几个分量中，从而减少数据维数。变换后，PC1 的信息最丰富，向后递减。

(3) PCA 变换后虽然 PC1 方差最大，信息量最多，但它只是原来各波段信息的加权和，反映地物总体辐射特征。换句话说，PC1 集中了大部分各波段间的相关信息，却很少含有地表物体的特征信息。

(4) PCA 变换后的各分量除 PC1 反映各波段的综合信息外，其它各分量总是以某一个原始波段的信息为主。所以虽然后面的几个分量方差很小，但往往可以用来提取某些特征信息。

(5) 在进行特征信息提取时，可以选用含特征谱带的波段，而避开另一些会产生干扰的波段进行 PCA，这样使提取的特征信息更可靠。比如在干旱、半干旱地区以 TM1、4、5、7 四个波段的 PCA 提取含羟基和碳酸根的矿物信息。以 TM 可见光谱段提取铁氧化物信息。可以根据需要的特征信息来确定参加 PCA 的波段。

(6) 对经过 PCA 后信息集中不理想的分量，在经过某些处理后（如拉伸，均衡，求反等等），可以再进行第二次 PCA。二次 PCA 对数据压缩没什么意义，因为经过第一次变换后，各分量已不相关且正交，即使经过拉伸，求反等处理，各分量的相关性也很小，这时再进行 PCA，只是在进一步集中某些特征信息方面还有一些作用。

(7) PCA 可以对原始图像进行，也可以施用于经过某些处理的图像。比如，可以对几个比值图像进行 PCA，因为比值图像是一种特征提取图像，对有关的几个比值图像再进行 PCA，特征提取的效果会更好。

3.4　蒙塞尔坐标变换

3.4.1　IHS 变换

彩色有三种特性，即明度（intensity）、色调（hue）、饱和度（saturation），三者的英文缩写为 IHS。色彩的三要素关系密切，可以和红，绿，蓝坐标互相转换，即 IHS 变

换，又称蒙塞尔坐标转换。

通常对 TM 图像进行彩色增强时，给三个波段分别赋予红、绿、蓝色进行合成。合成图像的颜色可以用三维直角坐标系表示，每种颜色都可以在直角坐标系中找到它所对应的点和相应的红，绿，蓝三原色的坐标值。但是，这样获得的彩色图像往往存在饱和度差的缺陷。在图像上显示为每种颜色都不很纯正，灰色成分多，使某些色彩间的微小差别显示不出来。造成这种现象的原因，被认为是参加合成的三个波段间存在的较强的相关性，形成红，绿，蓝三色间的相关，造成了色彩的重叠，减少了颜色层次，使图像本身的饱和度受到影响。这种相关性增加了白光的成分。白光成分越多，饱和度越差。但经过 PCA 后的图像，各波段间已互不相关。可它们合成的图像的饱和度不一定最佳，仍有改善的余地。因为在保持每个像元的红，绿，蓝三原色匹配不变的情况下，其饱和度有一个动态范围。在这个范围内，调整各像元的饱和度大小，以增大所处理图像全体像元的饱和度之间的标准偏差，从而使图像的色彩鲜艳，层次增加。IHS 变换可以实现这一设想。

IHS 变换利用 R、G、B 三种颜色的相对亮度值与 I、H、S 三种要素间的数学关系，将一幅彩色图像分解成明度，色调，饱和度三种独立的色度要素。由 RGB 空间进入 IHS 空间，称为“正变换”。这时就可以根据需要，不改变 I 和 H 两种要素，只将 S 的动态范围加宽，偏差加大。然后再返回红，绿，蓝空间。通常把由 IHS 空间回到 RGB 空间称之为“反变换”。可见 IHS 变换只是改善颜色的饱和度。

不同的图像处理系统所使用 IHS 变换的具体算法不完全相同，其基本原理是一致的。可以直接采用色度坐标来研究。

在色度学中，三原色各自在 R+G+B 总量中的相对比例叫色度坐标。任一特定颜色的色度坐标 r，g，b 为

$$r=\frac{R}{R+G+B} \tag{3.9}$$

$$g=\frac{G}{R+G+B} \tag{3.10}$$

$$b=\frac{B}{R+G+B} \tag{3.11}$$

标准白光的色度坐标为

$$r=\frac{1}{1+1+1}=\frac{1}{3}$$

$$g=\frac{1}{1+1+1}=\frac{1}{3}$$

$$b=\frac{1}{1+1+1}=\frac{1}{3}$$

即

$$(W)=\frac{1}{3}(R)+\frac{1}{3}(G)+\frac{1}{3}(B) \tag{3.12}$$

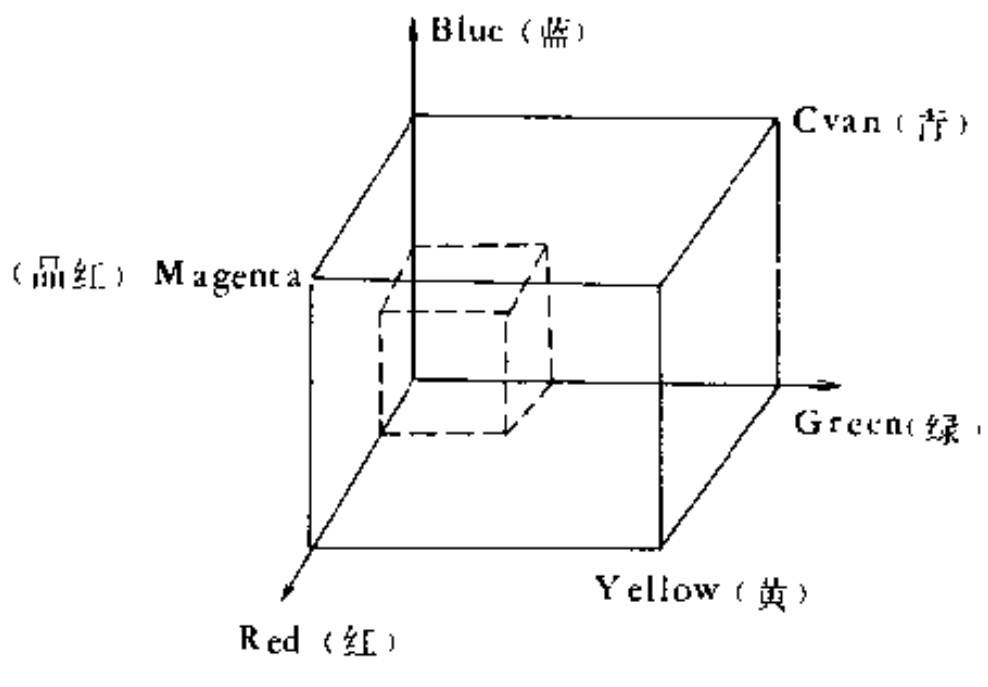


图 3-2　三维直角坐标 RGB 立方体

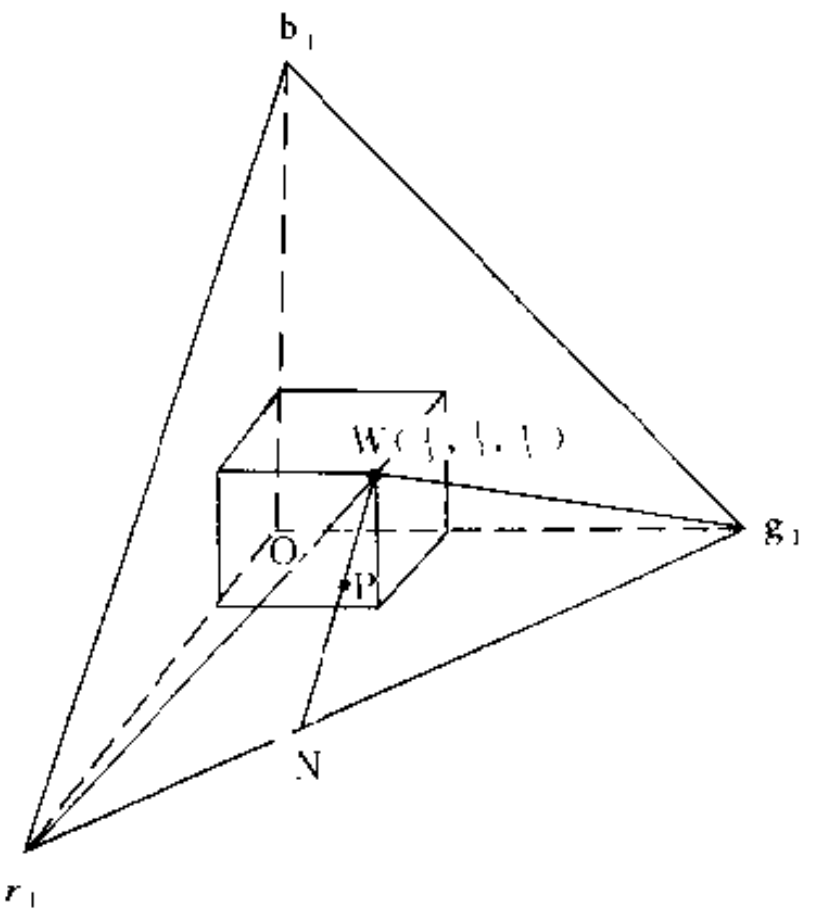


图 3-3　IHS 变换的色度坐标示意图

图 3-3 是 IHS 变换的色度坐标示意图，其中 $\triangle r_1 g_1 b_1$ 的中心点 W 为白色。其明度可定义为：

$$I = K(R + B + G) \tag{3.13}$$

它与三原色之和成正比，当 K = 1 时，

$$I = R + G + B \tag{3.14}$$

W 点的饱和度为 0，三角形周边的饱和度最大。即 S = 1。因此可以将饱和度定义为任一点 P 离中心点 W 的相对距离，以数学式表示

$$S = \frac{wp}{wn} \tag{3.15}$$

S 的变化范围为 0～1。色调的变化从 r_1 逆时针旋转一周，色调由红—橙—黄—绿—青—蓝—紫—红变化。因此色调可定义为 n 点离三角形任一边两端点间的相对距离（如图 3-3）。当 n 在 r_1g_1 边时，在 wn 线上各点的色调都相同，只是饱和度不同，因此，定义 H 为 n 点离 r_1 的相对距离。

$$H = \frac{r_1 n}{r_1 g_1} \tag{3.16}$$

$H=0$ 或 3 为红，$H=1$ 为绿，$H=2$ 为蓝，由此可以求出任一色点 P 的饱和度：

$$S=\frac{wp}{wn}=\frac{\frac{1}{3}-b}{\frac{1}{3}}=1-3b \qquad \text{当}n\text{点在}r_1g_1\text{边上} \tag{3.17}$$

$$S=\frac{wp}{wn}=\frac{\frac{1}{3}-r}{\frac{1}{3}}=1-3r \qquad \text{当}n\text{点在}g_1b_1\text{边上} \tag{3.18}$$

$$S=\frac{wp}{wn}=\frac{\frac{1}{3}-g}{\frac{1}{3}}=1-3g \qquad \text{当}n\text{点在}b_1r_1\text{边上} \tag{3.19}$$

同样，可以求出 H 的计算式：

$$H=\frac{r_1n}{r_1g_1}=\frac{(g-b)}{(1-3b)} \qquad n\text{点在}r_1g_1\text{边上} \tag{3.20}$$

$$H=\frac{g_1n}{g_1b_1}=\frac{(b-r)}{(1-3r)} \qquad n\text{点在}g_1b_1\text{边上} \tag{3.21}$$

$$H=\frac{b_1n}{b_1r_1}=\frac{(r-g)}{(1-3g)} \qquad n\text{点在}b_1r_1\text{边上} \tag{3.22}$$

这样就得到了 IHS 正变换公式

$$I=R+G+B \tag{3.23}$$

将$r=\frac{R}{I}$，$g=\frac{G}{I}$，$b=\frac{B}{I}$带入 S 和 H 的公式

n 点在 r_1g_1 边

$$S=\frac{(I-3B)}{I} \tag{3.24}$$

$$H=\frac{(G-B)}{(I-3B)} \tag{3.25}$$

n 点在 g_1b_1 边

$$S=\frac{(I-3R)}{I} \tag{3.26}$$

$$H=\frac{(B-R)}{(I-3R)}+1$$

n 点在 b_1r_1 边

$$S=\frac{(I-3G)}{I} \tag{3.27}$$

$$H=\frac{(R-G)}{(I-3G)}+2$$

根据以上公式可以求出 IHS 到 R−G−B 空间的反变换式:

$R>B\leqslant G$，$0\leqslant H<1$

$$R=\frac{I}{3}(1+2S-3SH) \tag{3.28}$$

$$G=\frac{I}{3}(1-S+3HS) \tag{3.29}$$

$$B=\frac{I}{3}(1-S) \tag{3.30}$$

$G>R\leqslant B$，$1\leqslant H<2$,

$$R=\frac{I}{3}(1-S) \tag{3.31}$$

$$G=\frac{I}{3}(1+2S-3H_1S) \tag{3.32}$$

$$B=\frac{I}{3}(1-S+3H_1S) \tag{3.33}$$

$B>G\leqslant R$，$2\leqslant H<3$,

$$R=\frac{I}{3}(1-S+3H_2S) \tag{3.34}$$

$$G=\frac{I}{3}(1-S) \tag{3.35}$$

$$B=\frac{I}{3}(1+2S-3H_2S) \tag{3.36}$$

$H_1=H-1, H_2=H-2$

作为遥感地质专业应用，我们最为关心的是在 IHS 变换的前后，红绿蓝三色的相对亮度值的相对大小是否发生了改变？是否还能正确表示不同地物反射波谱的差异？当我们解译经过 IHS 变换的遥感图像时，还能否把地物反射波谱作为依据？只要看一下经过反变换，即由 IHS 空间回到 RGB 空间之后，R、G、B 的相对大小，如果与变换前的相对大小一致，即说明变换后的图像色调仍然正确地反映了地物的反射光谱特征。为此，可以进行如下验算。

当某色点 P 在 r_1g_1 边上时，即 $0\leqslant H<1$ 时，变换前 R、G、B 三亮度值的关系为 $R>B\leqslant G$，变换后根据反变换式计算:

$$\begin{aligned} R-B&=\frac{I}{3}(1+2S-3HS)-\frac{I}{3}(1-S)\\ &=IS(1-H) \end{aligned} \tag{3.37}$$

代入前面给出的条件 $0\leqslant H<1$，结果总是 $R-B=IS(1-H)>0$，即 $R>B$，与原条件相符。再看，

$$G-B=\frac{I}{3}\ (1-S+3HS)\ -\frac{I}{3}\ (1-S)\ =IHS \tag{3.38}$$

代入条件 $0<H<1$，其结果 IHS>0。

至此，证实了经过 IHS 变换的图像色调仍然是 $R>B<G$，与变换前图像色调的相对大小完全一致。同样方法可以证实另外二种条件下的 IHS 变换有同样结果。这就充分说明经 IHS 变换处理过的图像色调仍然正确反映了地物反射波谱特征。

前面是遥感图像处理 IHS 变换功能的理论分析和数学推导。具体处理了胶东玲珑矿区的 TM 图像。

在设计各种 IHS 变换时，都将明度，色调。饱和度的取值范围扩展到 0–255。

胶东玲珑地区用 4、5、3 波段合成的彩色图像，某些色彩的差别不大，经过 IHS 变换后，将明度、色调、饱和度三个要素分离开，可以看到 I 分量的直方图偏差最大，而 S 分量的直方图偏差最小，动态范围比较窄，大部分为暗色像元。对饱和度 S 分量进行线性拉伸，扩展至 0～255，然后再将 IHS 图像变换回 R–G–B 空间，图像质量得到了较大的改观，颜色层次增加，使地物间的光谱差别在图像上以色调的不同深浅显示出来。而图像的基色并没有改变，同一地物在变换前的合成图像上是什么颜色。在变换后的图像上仍然是什么颜色（见图版 3–5），只是饱和度得到了明显的改善，色彩更加鲜明，图像的可解性提高，同时三个波段间的相关性也得到压缩。从表 3–18 中可以看出，经过 IHS 变换后的图像，三个波段间的相关性显著减小，这也从另一个方面说明了 IHS 变换改善了图像的质量。

表 3–18　IHS 变换前后,TM4、5、3 三个波段的相关性对比

IHS 变换前				IHS 变换后			
波段	4(*R*)	5(*G*)	3(*B*)	波段	4(*R*)	5(*G*)	3(*B*)
4(R)	1 000			4(R)	1.000		
5(G)	0.95	1.000		5(G)	0.67	1.000	
3(B)	0 94	0.91	1.000	3(B)	0.71	0.75	1.000

3.4.2　YIQ 变换

YIQ 变换是蒙氏坐标变换的一种，它是美国电视系统委员会提出的接近于蒙塞尔彩色系统的 IHS 坐标系统。将 R–G–B 空间的红、绿，蓝三个成分转换为亮度（Y）及色彩（I，Q）。其变换式为:

$$Y=0.299R+0.587G+0.114B \tag{3.39}$$

$$I=0.596R-0.274G-0.332B \tag{3.40}$$

$$Q=0.211R-0.532G+0.312B \tag{3.41}$$

反变换式为

$$R = 1.000Y + 0.956I + 0.621Q \tag{3.42}$$

$$G = 1.000Y - 0.272I - 0.647Q \tag{3.43}$$

$$B = 1.000Y - 1.106I + 1.703Q \tag{3.44}$$

由公式可以看出，Y 分量集中了图像的大部分能量，I，Q 分量的能量很小。将彩色合成图像经 YIQ 变换，转换成 Y，I，Q 三个分量，将 I，Q 分量经线性拉伸，再返回 RGB 空间，图像得到了增强。这与 IHS 变换的作用是相似的。但是由于 I，Q 两个分量没有具体分出饱和度，将两个分量都拉伸后，不只是改变了饱和度，图像的色调也有了变化。图版 3-6 是经过这样处理后的图像，色彩比原图像丰富了，各种地物以及不同的岩性以更强烈的色调差别显示出来。胶东玲珑地区的图像经上述变换后，也比原图像色彩丰富。

3.5 比值处理

比值处理是不同波段间相同像元点相对亮度值的算术除法运算，是常用的一种图像处理方法。比值处理在消除地形阴影，突出目标信息，提取某些特征信息方面有较好的效果。一般情况下，经过两个波段相除得到的比值图像总信息量减少，也即方差减小。因为不论在同一波段中不同像元的相对亮度值差别或大或小，只要与另一波段中对应的像元相对亮度值相近，甚至相等，两波段对应像元的比值接近于 1 或等于 1，从而使图像层次减少，抹杀了一些不同地物间的波谱差异。但另一方面，对于在原波段中反射率差别不大或相同的像元，在另外某波段中有一定差别，比如因特征吸收谱带而产生的差异，相除之后便会增大这类像元的差别，把均值拉开，从而提高某些地物的解译效果。比值还可以在某种程度上消除由地形引起的相同地质体之间相对亮度值的差别。总之，比值方法灵活简便，往往可以获得增强或提取某种特征信息的效果，使用时要根据不同地区，不同目的选取相应的比式。

比值的一般计算公式为

$$DN'_{ls} = a(DN_{ils} / DN_{jls}) + b \tag{3.45}$$

DN'_{ls} 是 l 行 s 列像元在波段 i 和波段 j 上相对亮度值的比值；a，b 是两个常数，调整这两个常数，使相除后的比值再变为 0～255 的动态范围。

在设计比值程序时，一要注意 a，b 两个常数值的确定，还要注意规定被 0 除时的输出值。

在应用比值方法处理 TM 图像时，必须注意在比值运算前要进行大气校正。因为选取比值方案的基础是根据地物的波谱特性，而大气散射的影响将歪曲地物在某些波谱段的（尤其是 1，2，3 波段）光谱反射特征，如果不将大气散射附加在各波段上的偏置量去掉，比值结果将会导致错误的结论。

对甘北和胶东地区都针对一些应用目的，设计了一些不同的比值方案，取得一定效果。

3.5.1 用 5／7，5／4 比值图像区分岩性和热流蚀变信息

在干旱的甘肃北山地区，用比值方法提取蚀变带信息是相当有效的。这个地区分布最广的金矿类型是岩浆热液充填石英脉型，最重要的金矿类型是火山岩--次火山岩型，它们都与热流蚀变有关。从蚀变矿物的光谱曲线中可以看出（见第二章 2.2.2 及 2.3.2 节），含 OH 的蚀变矿物在 2.2μm 附近有明显的吸收谱带。含 CO_3^{2-} 的矿物在 2.35μm 附近也有明显的吸收带，这与 TM7 的波长范围相吻合。而在第 5 波段的波长范围（1.55～1.75μm）内，少有矿物的吸收谱带，除绿帘石族矿物在第 5 波段的波谱范围内有一个异常的吸收带外，其它矿物都表现出高反射率的特点，那些未蚀变矿物在 5，7 波段的波谱范围内没有明显的波谱特征，表现为在 TM5，7 两个波段的相对亮度值相近。甘肃北山地区由于岩石裸露，地表岩石可以真实反映出这些波谱特征，可以充分利用这一点来提取蚀变带信息。因此采用 TM5／7 的单比值图像来突出蚀变信息。在 TM5／7 比值图像上，热流蚀变带以高值浅色调显示出来。再对比值图像复加以密度分割功能处理，对一定范围内的高亮度值赋予某种特定的颜色，使蚀变区域以更醒目的彩色显示。见图版 3-7 马庄山 5／7 比值图像中的红色部分）。同理，二价，三价铁离子在 TM2，3，4 波段都有一些吸收谱带，尤为明显的是 0.9μm 处三价铁离子的吸收带。TM4 波段恰好处于这个波谱带范围。以 TM5／4 比值可以提取出含铁矿物信息。同样在 TM5／4 比值图像上，含铁矿物信息以高值浅色调显示。再用密度分割功能对高值区赋予特定的颜色。见图版 3-8（马庄山 5／4 比值图像中的绿色部分）。

表 3-19　几种岩石 TM 相对亮度值比值与反射率比值的对比

岩　石	平均相对亮度值		反射率		岩　石	平均相对亮度值		反射率	
	5／7	5／4	5／7	5／4		5／7	5／4	5／7	5／4
斑状花岗岩	1.57	1.81	0.97	1 12	安山玄武岩	1.55	2.22	1.00	1 38
斑状花岗岩	1.62	1.98	1.00	1.23	玄　武　岩	1.55	1.62	0.95	0.98
斑状花岗岩	1.58	1.89	0.97	1 17	闪　长　岩	1.43	2.13	0.88	1.32
钾长花岗岩	1 25	2.04	0.77	1.26	闪　长　岩	1.44	1.94	0.88	1.19
钾长花岗岩	1.44	1.96	0.885	1.21	石英闪长岩	1.60	1.88	0.99	1.17
钾长花岗岩	1.43	2.03	0.88	1.26	蚀变辉长岩	1.90	2.40	1.17	1.49
黑云钾长花岗岩	1.46	2.14	0.90	1.32	石　英　脉	1.82	1.94	1.17	1.20
长石砂岩	1.58	2 45	0.97	1.52	石　灰　岩	1.67	1.41	1.03	0.87
安　山　岩	1.39	2 00	0.86	1.23	千　　砂	1.59	2.02	0.98	1.25
流　纹　岩	1.44	2.03	0.89	1.26	变　砂　岩	1.68	2.52	1.05	1.56
变　砂　岩	2.09	2.48	1.29	1.53	黑云石英片岩	1.49	2.40	0.92	1.48
变　砂　岩	1.50	1 83	0.92	1.14	角闪斜长片麻岩	1.48	2.32	0.91	1 44
绢云斜长片岩	1.78	2.36	1.09	1.46	钾长花岗岩	1.48	2.05	0.91	1 27
片　　岩	1.52	2.42	0.94	1.50					

为了搞清这些 TM 波段的相对亮度值与地物真实反射率之间是否存在相一致的变化趋势，从 TM 图像上读取了一些岩石的统计均值，并对这些均值作了算术除法的分析，并将对应的相对亮度值换算成物理值反射率，也作反射率的算术除法，将两种相除的结果进行了分析对比。(见表 3-19)。从表中可以看出，凡蚀变岩石，如蚀变辉长岩，变砂岩等 5／7 的比值都比较高，石英脉因含包体水，5／7 的比值也较高。其它如含蚀变矿物的绢云斜长片岩及含 CO_3^{2-}的石灰岩，其 5／7 的比值也比其它岩石要高。5／4 比值，含 Fe^{3+}多的岩石相对要高。相对亮度值比值和反射率比值在数值的绝对大小上是不同的，但相对大小却是一致的，说明相对亮度值的比值可以用来代替反射率的比值对地物进行分析。

当然，对比值图像的分析，也存在某些干扰因素，在 5／7 比值图像上，热流蚀变带，粘土矿物富集带，碳酸盐类岩石以及含气液包裹体水的石英脉都呈现高比值，若要将它们再进行更细致的区分是不易达到的，因为 TM7 波谱段的范围太宽。如果用密度分割的方法，取一定间隔的相对亮度值范围分段，可有一定效果，但也并不能达到定量分析。

胶东地区的自然地理环境与甘北地区相差很大，混合像元的存在使得用单纯比值方法提取蚀变带信息很不理想。因此，用单纯的比值提取蚀变信息只对干旱、半干旱地区效果显著。

3.5.2　比值合成

单比值图像在干旱、半干旱地区，可以提供一些有用的蚀变或地质信息，但是有植被或第四系覆盖的影响时，效果受影响。混合像元比例大时，可以说这种方法就失去作用。在这种情况下，比值合成彩色图像往往能提供一些更复杂的信息内容。如在植被覆盖区，5／7 比值图像上，植被也显示为高比值，与蚀变带的比值接近，这时，若采用 TM3／4 作为植被指数参加合成，便可去除部分植被影响，因在 TM3／4 上，植被全部为暗色像元。还可以将植被指数图像转换成二值图像，令植被为 0，其余部分为 1，与原波段或 5／7 比值图像相乘，使植被覆盖区变为暗区，以与蚀变进行区分。但当覆盖很严重或混合像元的影响很显著时，也无法将蚀变区分出来。

另外，在一个单比值图像中，往往出现不同地物相同比值的现象，而在其它波段的比值图像中，它们的比值可能就会有差异，这样，如用有关的 6 个波段相比得出的三个单比值图像合成在一起，便会以不同的色调将某些地物的界限加强，或使某些地质现象更为突出。如甘北的石头泉区，采用 5／7、4／5，4 三个波段进行合成，显著增强了岩性界限(图 3-18)。再如辉铜山子区用 5／7，5／4，5／3 进行合成，辉铜山矿区及蚀变带均以高比值白色显示，而且地形的影响被去除，使不同的岩性显示得更加清楚

胶东玲珑地区采用 5／7，5／4，5／1 进行合成，线性构造反映清晰，不同地物的界限很明显，对增强岩类和构造等地质信息也有一定效果。

比值合成照片的比值波段选择应该是有针对性的，也应该以地物的波谱特征分析作为选择参加比值合成波段的依据，但比值合成照片效果的讨论却是比较困难的，尤其是在植被和第四系覆盖，地表破坏都比较严重的地区。

3.6　多种方法的组合处理

前面分别论述了单一处理方法的效果，有时效果不明显。如果把这些方法组合应用，可能会获得更好的效果。比如比值图像再进行 KL 变换；用比值图像做 IHS 变换；比值，KL，IHS 混合合成；比值复加密度分割等等。当然，进行这样的处理时，必须要有

目的地去选择方法。首先就是要根据地质环境和地物波谱选取与处理目的有关的波段，选择对达到目的有效的处理方法。如对甘北辉铜山地区，为提取热流蚀变信息，选取5／1，5／3，5／4，5／7与蚀变信息有关的4个比值图像做KL变换，变换后的PC3主要反映5／7的信息（特征向量为0.993556，见表3-17），选其作蓝色成分，又以这个子区1，4，5，7四个波段KL变换后获得的PC4（主要反映第7波段信息，特征向量为0.8470664，见表3-9）求反后赋红色，以5／4赋绿色，将三个成分合成。合成后的图像上，热流蚀变带以白色显示。表明在这三个分量中，蚀变都以相对亮度值最高的像元值显示，根据前面的分析，这三个分量确实如此。上述比值波段做KL变换后，PC1，PC2，PC3合成，岩石以含铁量的不同，分别呈现紫色或绿色调，而蚀变晕则显示白色。铁含量和蚀变信息被增强，其它地物信息被压缩。

3.7 多种数据的叠合处理

遥感信息含有丰富的地质信息，而地球物理，地球化学也从不同的侧面反映了地球上部壳层地质体的某些特性，这些信息对于地质找矿来说都是至关重要的。多种数据的叠合处理就是将不同的地学数据变成图形或图像的形式，在统一的坐标系统下叠合在一起，再进行统一处理，形成一张多元信息图。这样对各种数据便可以直观而方便地进行综合分析。这是遥感找矿有效的分析方法之一。

多种数据叠合处理往往需借助于地理信息系统GIS的建立和应用。地理信息系统属于空间信息系统，它是在计算机软、硬件的支持下，对有关多元数据按地理坐标或空间位置进行配准，存储，编辑，检索，建立模型，进行决策分析等，并利用GIS的某些功能，与数字图像处理相结合，对多元信息进行处理，可以提高遥感地质找矿的效果。

利用现有的资料，对甘北做了辉铜山地区地球化学Au元素的原生晕异常与TM数据的复合处理。对胶东玲珑地区做了化探Au元素的原生晕异常，TM数据，解译地质图及地理图某些数据资料的迭合处理，最后形成了找矿多源信息影象图（图3-4）。

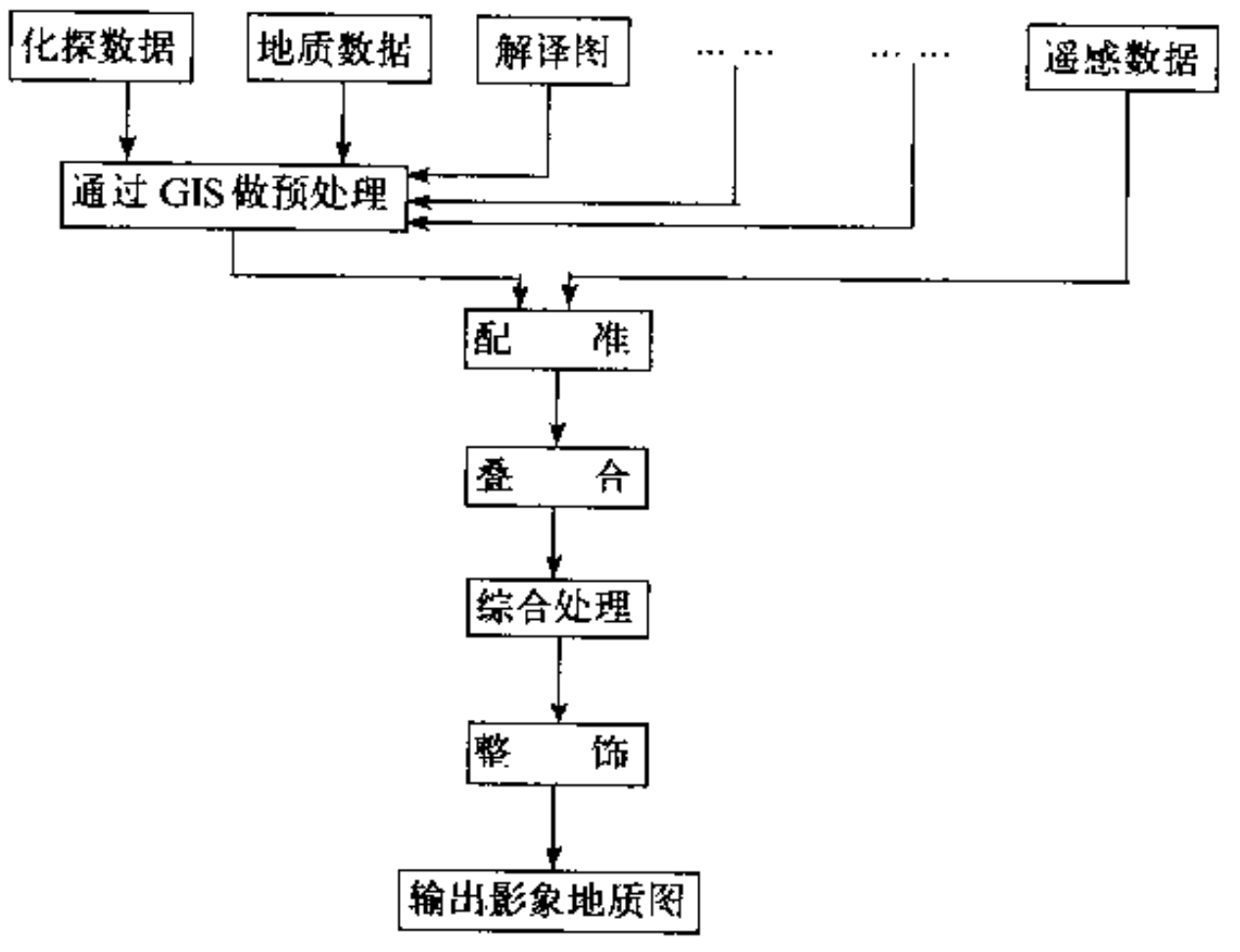


图3-4　找矿多源信息影象图

另外，利用 IHS，YIQ 等处理功能也可以做多种数据的复合及不同分辨率图像的复合显示。从前面论述 IHS 变换及 YIQ 变换的公式中可以看出 IHS 中的 *I* 分量与 YIQ 变换中的 *Y* 分量都是与 *R*，*G*，*B* 成分成正比的，它决定了复合图像的分辨率。所以可以将分辨率高的数据作为这个分量，其它数据做另外两个分量，复合后返回 RGB 空间形成彩色合成图像。这样合成的图像一方面具有较高的地物分辨能力，清晰地显示出高分辨率图像具有的地形、地貌、地质等方面的地学信息，而且在此背景上又能准确地反映出地球化学、地球物理等异常的分布规律，及多元地学信息之间的联系，从而增强找矿决策的科学性，提高找矿效果。

我们利用 YIQ 变换对甘肃北山辉铜山地区的遥感及化探 Au 异常做了复合分析，首先将化探等值线图经过数字化转换成栅格形式，形成化探异常等值图像（见图版 3-9），将 TM5 波段作为 *Y* 分量，化探影象作为 *I* 分量，再做一幅常值图像作为 *Q* 分量，经配准后，合成为 YIQ 图像，再转换到 RGB 空间，经过反差增强等处理后，形成一幅二元信息的彩色图像。

另外，也可将化探或物探异常图作为掩模，直接加到遥感图像上，这种方法更简单，只是在一个掩模上每类异常不能分级。对辉铜山地区也做了最高异常的掩模图，然后与 TM7+5+4 彩色合成图套在一起，获得了一幅遥感化探异常复合图。

3.8 TM 图像处理方法综述

遥感图像处理方法多种多样，在矿产的遥感地质勘查中，经常使用的 TM 图像处理方法大概有如下几种：

(1) 预处理。　把图像旋转到正北，几何校正和辐射校正去条带，计算机镶嵌等。不是在每次 TM 图像处理时都需要进行。但是在每次应用处理之前，进行相对亮度值的大气校正是有必要的，尤其是在比值图像处理之前，必须进行大气校正。当被处理图像包括较大面积的水体或积雪时，还需要把水体或积雪像元剔除之后，再进行其它处理。

(2) 图像增强。　彩色合成图像的信息最全面最丰富，是遥感地质解译经常使用的基本图像。欲获得一幅高质量的合成图像，首先需要对相对亮度值进行统计分析，在此基础上，选择最佳波段组合与参数，通过精心处理方可获得质量优异的合成图像。

(3) 特征信息提取。　为了突出特定目标而压缩 TM 图像的部分信息，使所需要的特征信息得到相对增强，从而更醒目地显示出来。增强岩性的常用方法是比值或 PCA 等。空间滤波对于增强线性信息的效果明显。

(4) 遥感图像与其它有关的地学信息的综合处理。　常用的其它地学信息有地球物理或地球化学数据、地质图、地形图等。往往是借助 GIS 功能，形成多元信息综合图。这种图对于提高专业解译图的质量和找矿靶区的命中率有重要意义。

遥感图像处理软件包中有多种多样的方法，选择哪种方法？怎样运用这种方法？根据在实践中的体会，我们认为有这样几条基本原则：

(1) 自然地理环境。　自然地理环境严重制约着遥感图像处理方法的效果。气候干旱，岩石裸露的中国西北地区，彩色合成和比值处理即可满足地质解译的多种要求。胶东这样的温湿气候，植被或沉积物覆盖区，用比值等方法处理 TM 图像总未能达到提取金矿蚀变带的目的。IHS 变换对增强岩性信息有一定效果，PCA 对于增强线形构造、交通

线、水系的效果较好。多元信息拟合处理对提高地质解译效果和圈定找矿靶区有重要意义。

(2) 图像处理目的。 TM 图像处理的目的在于满足解决地质任务的需要。比如，遥感区域地质制图或找矿，金矿成矿区带的研究或构造专题制图等，专业任务不同，要求采用不同的图像处理方法。

(3) 目标物的反射波谱特征。 例如，遥感地质的目标物是含金石英脉的蚀变晕，还是含金的中酸性火山岩，或是风化作用形成的铁帽。根据目标物的反射波谱特征，选择不同的波段组合模式，进行波谱域的变换或比值运算。

(4) 多种图像处理方法的复合使用。 单一图像处理方法很难达到满意的效果，一般都需要几种方法配合使用，复合处理，累积效果更接近理想目标。到底采用哪几种图像处理方法的组合，要视具体情况而定。比如要根据资料占有情况，还要考虑不同图像处理系统的性能不同，甚至同一种功能的处理效果也不同等等。总之，要获得一幅高质量的 TM 图像，必须科学地选择和运用处理方法，具体参数，并经过实验和比较，才可能选定不同地区相对最佳的处理方案，取得较为满意的效果。

4 TM 图像地质解译和应用

4.1 TM 图像地质解译

TM 图像地质解译就是把 TM 图像上有关的影像和色调解译为地质体和地质现象，最终以地质图和文章表示出来。

TM 图像上不仅有裸露的基岩和地质构造，更多的地区是土地、植被、水体、沙漠，还有城镇和交通线等等。地质信息往往受到某种程度的掩蔽和干扰，在图像上显示得不如其它信息直接和充分，经常需要借助其它间接信息识别地质现象和地质体，故解译难度较大。解译所依据的信息是否合理可靠？判读结果是否准确？这是必须明确回答而不能含糊的问题。遥感图像地质解译必须有科学理论的指导和可靠的实际资料。遵循必要的解译程序和方法，务必使判读成果既符合电磁波理论，又符合地质学理论。

4.1.1 TM 图像地质解译原则

4.1.1.1 地质解译符合电磁波与物质的相互作用原理

在解译 TM 图像的过程中较多地依据地物对电磁波的反射和吸收特性。对透过特性接触较少。可见光和近红外能穿透一定深度的水，对于固体地物不具有穿透能力。虽然在遥感图像上可能发现一些隐伏构造或隐伏地质体。那是因为隐伏地质现象在地表有间接的显示，而不是因为 TM 波段的电磁波对地表覆盖物有穿透能力。

4.1.1.2 地物反射波谱、相对辐亮度值与色彩三者一致

目前在地质应用领域，以单波段 TM 黑白图像作为解译对象者较少，因为这种图像的信息量太少。基本上是把彩色合成图像作为解译对象。图像上的不同色彩，是由地物辐亮度，到 TM 的相对亮度值，再经过图像处理，把来自三个光谱段的相对亮度值，分别赋予红、绿、蓝三种颜色，合成为一幅彩色图像。地质解译就是溯根求源，就是识别形成图像上不同色彩及通过色彩的分布与组合所形成的影像为何种地物。目视解译不可能给出各像元的色度坐标，也不可能分辨出三原色的绝对数值。但是，分辨形成图像色彩三原色的相对大小，即区分来自不同光谱段或空间域的相对亮度值的相对大小是绝对必要的。这种相对亮度值的大小，与地物幅亮度成线性函数关系，与波长有关，与地物反射波谱是一致的（参见第三章 TM 相对幅亮度值与地物反射波谱的一致性）。故 TM 图像地质解译，必须遵循地物反射波谱—TM 相对亮度值—图像色彩三者一致的原则。换言之，就是必须以地物反射波谱及 TM 相对亮度值的统计分析作为地质解译的依据和指导。

4.1.1.3 与 TM 的分辨率一致

对地质解译而言，重要的是光谱分辨率、辐射分辨率和几何分辨率。TM1～5 和 7 波段的光谱分辨率为 60～270 纳米，基本可以区分裸露的大部分岩石类型。但是要判断受害植物的“红边”的“蓝移”是不现实的，因为“蓝移”的波长范围只有几个至十几个纳米。

TM 的辐射分辨率各个波段不一，相对值都在 1 个灰度级左右。然而环境噪声在 TM3～1 波段产生相当于几个甚至几十个灰级的信号。对于环境噪声的校正并不是十分有效。从探测器本身的灵敏度和环境噪声的影响看，矿物和岩石的微弱吸收谱带（强谱带除外）对于 TM 相对幅亮度值的大小不足以产生有意义的影响。地表微量元素的反射辐射也不可能在 TM 图像上产生可识别的灰度或色调异常。因此，不能用 TM 的辐射信息详

细地直接区分岩性和蚀变带，既是在基岩裸露良好的地区也是办不到的。

TM 的几何分辨率，即像元大小，也就是最小采样面积为 30 米×30 米，经重采样之后变为 28.5 米×28.5 米。只有当地物的面积大于 1 个像元面积时才有可能被识别出来。但是，某些线形体，如岩脉和线形构造，其宽度可能只有几米，长度却远远大于 28.5 米。线形体与二侧地物之间又存在着较大的光谱差异，这样的线形体仍然可以被识别出来。若某一地物或线形体与两侧地物之间的光谱差异甚小，这一地物或线形体的面积虽然 $>28.5\times28.5m^2$，我们也很难从周围环境中把这一地物识别出来，就是说要把 TM 的几何分辨率同光谱分辨率结合起来考虑，既不能孤立地运用几何分辨率，也不能孤立地运用光谱分辨率。

4.1.1.4　与地质理论一致的原则

TM 图像地质解译的出发点和归宿，是提供地质信息和解决地质问题。解译结果不仅应当符合电磁波理论，也应当符合基本的地质原理。例如，向斜和背斜构造解译，某些弧形或环形影像是重要依据，但是最根本的依据还是地层的新老关系。因为褶皱构造的形态和产状多种多样，仅仅根据影像不问地层时代就解译出向斜或背斜构造，有时难免出现违背地质构造一般原理的错误。无论是褶皱构造还是线形构造，都有相应的构造要素。TM 图像不可能一一给出这些要素。对于主干构造，构造体系的代表性构造，以及控矿构造的要素，应当通过调绘验证给以补充。

TM 图像的岩性解译，应遵循岩石或地质体的成分和结构构造—反射波谱—相对辐亮度值—影纹及色彩完全一致的原则。TM 图像岩性解译的工作对象是一个复杂的信息系统。它由四部分组成。第一部分是地质体岩石的成分、结构构造以及它们在地表条件下的变化。第二部分是矿物和岩石反射波谱。第三部分是图像的相对辐亮度值及其统计特征。第四部分是图像影纹、色彩或色调。这四部分信息以电磁波理论为线有机地贯穿在一起，形成一个完整复杂多变的信息系统。可以说，岩性解译就是追踪影纹和色彩形成的逆反过程。TM 图像解译，在可解性良好的条件下，可以大致区分出不同岩石类型。而岩石及地质体的矿物成分和结构构造，只有经过现场调绘、采样，方可获得确切、详细的资料。

对 TM 地质解译中的重要新发现，解译出的重要的或是大量的地质现象，暂时提不出充分的地质证据和数据，是完全可能的，也是允许的。但是，如果长时期的，尤其是经过现场调绘之后，仍然提不出充分有力的地质证据和数据，用现有地质理论又难以解释，对这样的解译结果应当视为不可靠。这绝不意味着对解译内容进行百分之百的野外调绘验证，对每一个点，每一条线都必须提供实测地质证据和数据。若按这样的要求去搞，将不成其为遥感地质。面是说，解出的地质成果应当是有依据的，应当能够提出地质或地球物理、地球化学方面的证据，遥感与地质、地球物理、地球化学信息可以互相印证。

4.1.2　自然地理环境对 TM 地质信息和地质解译效果的影响

空间遥感记录的是地球表面的电磁辐射信息。太阳方位和辐射，大气质量状况，测区的地理位置和气候条件，地表地形，地物的种类、数量、结构和分布等，都是 TM 信息的相关因素。必然影响 TM 信息的质量，和图像处理方法的选择，对遥感地质信息和判读效果的影响尤其重要。因此，需区分不同的自然地理环境，TM 信息开发研究方有可能取得良好效果。

4.1.2.1　严重干旱的甘肃北山地区

甘北研究区位于北纬 40°30′—42°30′，东经 95°—98°范围内。属于中温带干旱气候区。年降水量低于 100mm。而蒸发量远远大于降水量。岩石缝隙中极少含地表降水。第四系和植被覆盖面积很小，在低平的地方有稀疏的多年生草本植物。植物的反射辐射不足以影响 TM 数据特征。

该区地貌景观为低山或低山丘陵地区，地形起伏较小，相对高差一般只有几十米。山坡度也比较小。上午 9：30 之后很少有阴影。因此，地形阴影对 TM 数据的影响甚微。

气温年较差在 32℃～40℃之间，气温日较差＞12℃，加之地表水缺乏。造成岩石以强烈物理风化为主，形成大大小小的岩石碎块，仍旧保有原岩的物理化学性质。利于遥感采集到反映岩石本征特性的电磁辐射信息。

4.1.2.2　温暖半湿润的胶东地区

胶东玲珑—莱洲地区位于东经 120°00′～120°40′，北纬 37°00′～37°40′之间，滨邻渤海。属于暖温带半湿润气候区，年降水量 700mm 左右。日平均气温低于作物生长界限温度的时间为每年 12 月到下一年的 2 月。岩石以化学风化为主。第四系分布广泛。在低山丘陵地区，即是山顶上也布满砂土、亚砂土，沿海许多地区的第四系厚度大于 1m。各种条件有利于植被发育。因此该区大部分为农田，即是山区也长满了林木。这样的自然地理条件，加上人类活动因素的影响，不仅掩蔽了岩石和地质体的光谱信息，也掩蔽和破坏了地质构造的形态和分布信息，增加了遥感图像处理和地质解译的难度。可见自然地理环境对于可见光和反射红外遥感图像的地质解译效果，有不可忽视的关键性作用。

4.1.3　岩性解译

遥感图像的岩性解译，就是根据岩石的影纹、色调和地质体的平面形态，解译出岩石类型，岩石组合及分布特征。地壳表层的岩石类型复杂，岩性解译受干扰因素多，难度大。可见光、红外与微波遥感图像的解译原理和方法不同。同样是 TM 图像，因为使用了不同的处理方法，其解译原理和方法也不尽相同。岩性解译是遥感地质解译的基本内容，也是地质解译的主要难题。在这里只讨论目视定性解译，而不讨论仪器定量解译。

地质工作使用黑白航片，通过影纹和灰级解译区分不同岩石类型已有几十年的历史，积累了丰富的经验和大量的解译标志。例如火成岩类的浑圆状地貌、环形水系，圆形或斑块状影像，封闭的边界。沉积岩和沉积变质岩狭长的山脊，羽毛状、树枝状水系，条带状影像等等。依据地质体的这些空间信息，可以识别岩石大类，不能识别岩石成分，不能更具体地识别岩性。现在的遥感方法则前进了一大步，多光谱遥感图像不仅提供地质体和岩石类型的大量的结构信息，同时还含有岩石成分方面的丰富信息。在各种彩色遥感图像上，岩石成分信息表现为多种多样的色彩，极其丰富的色彩成为岩性解译的主要依据。现代图像处理技术可以显著增强图像的色彩差异，从而有助于提高解译效果。研究分析不同处理方法所获得的 TM 图像的色彩形成机制，及岩性解译途径，将是本章节讨论的重点。

4.1.3.1　彩色合成图像岩性解译

彩色合成图像岩性解译，首先要明了图像上的色彩由红、绿、蓝三原色相加而成，并定性地区分其相对大小。并根据岩石反射波谱分类，进一步确定这种岩石大致属于哪一类。以图版 4-1 为例，该图像是 TM135-32 景石头泉地区的 7(R)+5(G)+4(B)合成图像，其中的红色、橘红色部分，是因为缺少蓝色成分，绿色成分也不太多。表明 4 波段有强烈

吸收带，导致缺少蓝色。5 波段的吸收也比较强。产生这类吸收带的矿物主要是黑云母或角闪石。那么，为什么不推断是由磁铁矿或赤铁矿引起的吸收带？因为铁矿物的吸收带主要在 4 波段，不波及 5 波段。若岩石的吸收带主要是铁矿物引起的，合成图像以红加绿色为主导，缺蓝色成分，应呈现黄色或橘黄色。根据岩石含黑云母较多，影像呈条带状，室内解译为层状中深变质程度的变质岩。属岩石反射波谱分类的第 I 类岩石。野外调绘证实为黑云角闪斜长片麻岩，见图 4–1。

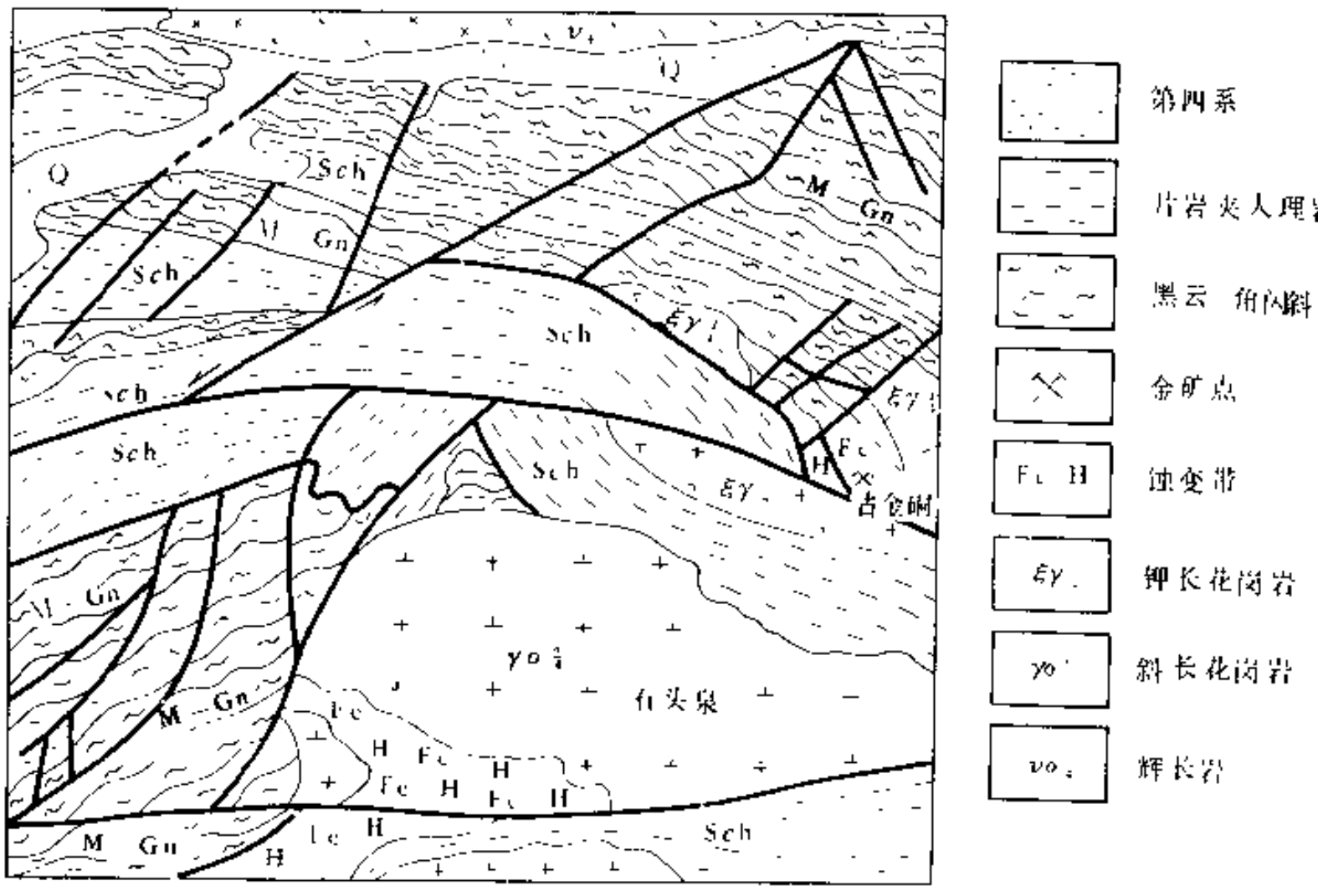


图 4–1　石头泉子区 TM7+5+4 合成图像解译地质图

照片中间条带状青色部分，由赋予 5 和 4 波段的绿色加蓝色所成，缺少红色，表明岩石在 7 波段有$(OH)^{1-}$或CO_3^{2-}的强吸收带，应属于反射波谱分类的第 II 类岩石。验证结果为绢云石英斜长片岩及少量大理岩夹层。

图版 4–1 中南部的白色部分，由红绿蓝三原色相加而成。在 7、5、4 三个波段都没有强吸收带，应归入反射波谱分类的第 IV 类岩石。其平面形状呈不规则带状者，推断为酸性火成岩，调绘证实为斜长花岗岩的边缘相。其它沿负地形分布的白色条带为以长石石英为主组成的第四系。

照片上部黑色部分呈透镜状，周围带浅绿色。只有红绿蓝三色皆无者才呈黑色，说明该岩石的强烈吸收覆盖了 7、5、4 三个波段。应属于第 V 类岩石，验证为辉长岩。岩石中不仅有大量含铁硅酸盐矿物，而且有大量铁矿物，浅绿色是缺少红、蓝色所致，即由羟基和铁离子分别于 7、4 两个波段的强烈吸收所产生，这种岩石应当归于第 III 类第二亚类。调绘证实它们是蚀变辉长岩。

上述 TM 彩色合成图像的解译方法，是依据加色法原理，从图像色彩入手，分析参与合成的各个波段相对亮度值大小，推断岩石在三个波段的反射波谱特征，把岩石进行反射波谱分类。再根据岩石的影纹、出露形态、分布特征，进一步判断岩石种类。最后，经

过少量的野外调绘，即可确定岩石的确切种类。并可推广到自然地理环境相同的其它地区。这种方法，使我们看到了遥感图像岩性自动识别的途径和希望。当然，要达到自动确切识别岩性的目标，还有大量的测试工作需要进行。

彩色合成图像的岩性解译原理，也同样适用于复合处理后的彩色合成图像。关键是要理清照片色彩，与 TM 的相对亮度值，以及地物反射波谱之间的数理联系。

4.1.3.2　比值图像解译

为了增强或提取某种岩性或蚀变带信息，并且已经掌握了目标物的反射波谱特征，而采用比值图像处理方法。因为多数岩石在 TM5 波段没有特征谱带，就是说多数岩石在 TM5 波段反射率的或辐亮度值的差异比较小，所以多把 TM5 波段作为分子或分母进行比值运算。例如图版 3–7 是 TM5／7 单比值图像，在 TM7 波段有强烈吸收的像元的相对亮度值小，得出的比值就大，在图像上呈浅色调。然后进行均衡化和密度分割，图版 3–7 的红色像元的相对亮度值为 255。说明这些红色像元所含的岩石中富含$(OH)^{1-}$或CO_3^{2-}。图版 3–8 是 TM5／4 比值图像，绿色部分是比值最大的像元，相对亮度值为 250～255，表明是铁离子，尤其是Fe^{3+}富集的像元。把图版 3–7 和 3–8 相比，并经野外调绘表明，图版北部呈透镜状 NE 向分布的红色与绿色重合部分，是与酸性—中酸性火山岩有关的金矿的蚀变晕所引起的。图版 3–7 南部的红色像元集中部分是山前的沉积粘土矿物所引起的。

比值图像或比值合成图像岩性解译，需要分析图像色彩或灰度所表示的比值大小，进一步推断在原始图像上相对亮度值的大小，及其表示的地物反射波谱特征，最终达到岩性识别的目标。在中国的西北部地区，岩石裸露、TM 图像可解性良好，再用比值或比值合成图像增强岩性边界。因为该比值图像上的断裂构造和地质界线已经相当清楚。在这样的图像上，只要加上地质符号，就可作为地质图使用。对于被第四系或植被覆盖半覆盖地区，比值处理对于增强岩性信息有一定作用，但效果远不如干旱半干旱气候条件下岩石裸露区的好。

4.1.3.3　IHS 变换图像的岩性解译

前一章所描述的 IHS 变换方法，是把三个 TM 波段合成的彩色图像，由红绿蓝空间变换进入 IHS 空间，对饱和度分量进行拉伸处理，使之得到改善。然后再经过反变换，返回到红绿蓝空间。在 IHS 变换的前后，红、绿、蓝三分量的相对大小保持不变。同种地物在变换前后的照片上的颜色相同，所不同的是变换后的各种色彩的饱和度好于变换之前，色彩变得更加鲜艳。地物成分与结构—地物反射波谱—相对辐亮度值—影纹与色彩，四者的关系如一般的合成图像那样，是一致的。因此，IHS 变换图像的岩性解译原理和方法，与常用的彩色合成图像的解译原理和方法完全相同，不再赘述。

4.1.3.4　PC 图像的岩性解译

PC 图像的岩性解译比上述几种图像的解译要复杂一些。因为 KL 变换算法本身比较复杂。每个 PC 图像一般都综合了 4 个或更多的原分量的信息，也就是 4 个或更多个波段的信息。由三个 PC 合成的彩色图像必然就更加复杂。何况弄清 PCA 各种数据的地学含义，涉及不同的学科。对 TM 的 PC 图像作地质解译，必须以搞清楚下述几个问题作为解译前提：

(1) 矿物岩石等地物的反射波谱特征。对于遥感地质应用最重要的是矿物岩石的反射

波谱特征。它们的反射波谱比较复杂，但是根据矿物岩石的反射波谱分类也并不难掌握。例如，含水铁氧化物为 I_1 类矿物，主要吸收谱带位于 TM4 和 2 波段。辉石族和石榴石族的矿物多属于 I_2 类，其主要吸收带位于 TM4 波段。角闪石的吸收谱带与黑云母的吸收谱带相似，从 TM1 至 TM4 波段连续吸收。而绿泥石、次闪石类矿物则属于 III_2 类，最强的谱带是位于 TM7 波段的 $(OH)^{1-}$ 谱带，其次才是位于 TM4 波段的 Fe^{3+} 晶体场谱带。层状结构的蛇纹石、滑石的铁谱带主要出现于 TM3 波段，最强的还是位于 TM7 的 $(OH)^{1-}$ 谱带。

(2) PC2，PC3.....等所含的信息量虽然远远少于 PC1 所含的信息量，但是 PC2，PC3.....往往含有专业判读所需要的特征信息。PC1 的特征值最大，它所含的信息量占总信息量的 90%以上，它与各波段的相关系数均＞0.9（参见表 3-9）。可以把 PC1 看作是所有原分量信息的相对均衡的聚集，均衡聚集的结果使某些地物的特征信息不一定突出。其后的 PC2，PC3.....等，总是与某一个或二个原分量的关系最密切，可以起到信息提取的效果。虽然从 PC1 到 PC2，PC3.....，信息量从＞90%迅速递减至 0.0n%—0.00n%，就是这 0.0n%-0.00n%的少量信息有可能恰好是地质判读所需要的特征光谱信息。

(3) 为了解译 PC 图像，必须给出特征向量矩阵。特征向量是参加正交线性变换的原分量（即波段）的变换系数。某波段的特征向量的绝对值越大，标志着主分量中反映该波段的光谱特征越多。由 n 个波段参与变换产生的 PC 图像，其中任何一个像元相对亮度值的大小和色调，都与 n 个原分量的相对亮度值和特征向量有关。n 个原分量的相对亮度值分别乘以对应的特征向量得出 n 个乘积，其代数和即 PC 图像的相对亮度值。特征向量绝对值最大的波段对 PC 图像的形成贡献最大。

(4) 特征向量的符号有正负之别，它产生于 KL 变换过程中坐标轴的旋转。"-"号特征向量的作用是减小 PC 图像的像元亮度值。其绝对值越大，作用越显著。可能使 PC 图像众多的像元亮度值变为零。为保留图像细节，避免遥感信息的过多损失，在进行 KL 变换的过程中，给除 PC1 之外的 PC 图像加上一个常值图像。

下面是 PC 图像的解译实例

用 TM137-31 景辉铜山地区的 512×512 子区图像作 KL 变换，为了利用矿物中铁离子的吸收谱带区分岩性，而选用 1，3，4，5 波段。表 4-1 是特征向量矩阵。图版 4-2 是与之对应的 PC1（R）+PC2（G）+PC3（B）合成图像。为了叙述方便，用 C 表示特征向量，其右下标第一位数表示主分量号，右下标第 2 位数表示原分量号，即 TM 波段号。例如 C_{23} 即表示第二主分量 TM3 波段的特征向量。以 X_1、X_2、X_3.....分别表示 TM1、2、3.....波段像元的相对亮度值。以 b_1、b_2、b_3.....分别表示 PC1、PC2、PC3.....的像元相对亮度值。

与图版 4-2 的 PC1 图像有关的 4 个特征向量都是正号，它们的综合信息反映了铁在 TM1，3，4 波段的吸收特征。由于 PC1 赋红色，地质体含铁越多，吸收越强，相对亮度值越小，它在 PC1 图像上的红色成分就越少；反之，红色成分就越多。例如，图版 4-2 北部的红色部分是酸性花岗岩类（见图 4-2），照片南东部呈 NEE 走向的红色条带是长英质片岩，花岗岩类和长英质片岩都是铁矿物与含铁矿物很少的岩石。相反，富含铁矿物或含铁矿物的岩石在合成图像上则缺少红色，而是显示绿色、蓝色或青色。例如，位于照片北东部的是含角闪石黑云母较多的片麻岩混合岩类，为绿色或青色。位于照片 4-1 中

心部位的绿色部分是蚀变辉长岩体，SE 一角的青色部分是玄武岩（见图 4–2）。

表 4–1　TM137～31 景 1、3、4、5 波段辉铜山子区特征向量矩阵

特征向量 / 波段 / 主分量	1	3	4	5	特征值
PC1	0.343	0.400	0.375	0.763	1048.928
PC2	0.701	0.331	0.214	−0.594	37.077
PC3	−0.615	0.471	0.578	−0.255	15.074
PC4	0.111	−0.713	0.692	−0.017	0.750

由于图版 4–2 是根据加色法原理，由 3 个 PC 图像合成的，所以在进行岩性解译的时候，必须综合分析三个 PC 图像对于形成合成图像的色彩各自所起的作用。例如，蚀变辉长岩为什么呈绿色？首先，如前所述，由于蚀变辉长岩中铁矿物和含铁矿物的吸收作用，大大减小了 PC1 图像的相对亮度值，使合成图像缺少红色成分。再看赋蓝色的 PC3 图像，由于 C_{35} 和 C_{31} 都是负号（见表 4–1），且 C_{31} 的绝对值最大，它们将显著地减少 PC3 图像的蓝色成分。C_{33} 和 C_{34} 虽然为正号，而且绝对值也比较大，但是辉长岩中的辉石、角闪石及它们的蚀变产物次闪石、绿泥石和绿帘石族的矿物，其主要吸收谱带位于 TM4 波段，其次是 3 波段。这一因素也大大减少了蚀变辉长岩在 PC3 图像的蓝色成分。根据蚀变辉长岩的矿物组成，反射光谱特征，特征向量的大小及符号的综合分析，蚀变辉长岩在 PC3 图像上的相对亮度值很小，即蓝色成分很少。最后再分析 PC2 赋绿色的情况。C_{25} 为负号，作用是减少 PC2 的绿色成分，C_{23} 和 C_{24} 都是正号，但是绝对值比较小，虽然有绿泥石、次闪石和绿帘石类矿物中铁的吸收作用，也影响不太大。尤其是在加上一个常值图像之后，铁吸收作用的影响就相对更小了。关键是 C_{21} 为正号，而且数值最大，能够显著地增加蚀变辉长岩在 PC2 图像上的相对亮度值。蚀变辉长岩在 PC1 和 PC3 图像上的相对亮度值都很小，即红色和蓝色成分很少，只有在 PC2 图像的相对亮度值大，所以蚀变辉长岩在合成图像上呈现很醒目的绿色。

上述 PC 图像色彩形成机制的分析表明，加色法仍然是形成 PC 合成图像各种色彩的基本原理。PC 合成图像的解译仍然是从图像的色彩入手，根据加色法原理分析三原色的成分和各自大致的比例，有关的特征向量矩阵，分析地物的反射光谱特征，判断地物种类和岩石类型。下面通过一个简单的例子加以说明。

判读图版 4–2 中的黄色是什么岩性？

根据加色法原理，黄色是由红色加绿色合成的，缺少蓝色。再根据表 4–1 中给出的特征向量分析，在 PC1 图像上呈红色者为缺少或含有少量铁矿物的地物。C_{31} 和 C_{53} 都是负号，而且 C_{31} 的绝对值最大，将显著减少 PC3 的蓝色成分。C_{33} 和 C_{34} 都是较大的正值，但是 PC 合成图像仍然缺少蓝色，表明该种在 PC 图像上呈绿色的地物含有一定数量

的褐铁矿或硅石类矿物。它们在 TM4 波段有强吸收。因为 C_{14} 和 C_{24} 的绝对值比较小，对 PC1 的红色，PC2 的绿色没有多大影响。故这种地物在 PC 合成图像上呈黄色。又因为这种地物均沿沟谷分布。至此可以判断这种沿沟谷分布的在图像上呈黄色的地物是含少量含铁矿物的冲积砂。

第二个例子是组成合成图像的 PC 来自不同波段组合的原分量，部分 PC 经过求反处理。图版 3–3 是 TM137～31 景的 512×512 子区图像，在 S600 系统上分别以 TM1，3，4，5 波段和 TM1、4、5、7 波段作为原分量进行 KL 变换。用前者的 PC2 求反，赋红色，PC4 赋绿色，再加上后者的 PC4 求反赋蓝色，合成图版 3–3。该图像的特征向量见表 4–2。

表 4–2　不同波段组合的 PC 合成图像的特征向量

特征向量 \ 波段 / 主分量	1	3	4	5	7
PC2	−0.702	−0.330	−0.214	0 594	
PC4	−0.111	0.714	−0.691	0 016	
PC4	0.048		−0.004	−0.532	0.845

首先根据特征向量和地物反射波谱分析各主分量图像色彩的形成机制。

PC2 求反赋红色图像。因为 C_{21}，C_{23}，C_{24} 都是负号，它们的作用是减少 PC2 图像各像元的相对亮度值 b_2。因为岩石中的铁矿物和含铁矿物的吸收谱带位于 TM1，3，4 波段，像元中的这些矿物越多，吸收越强，这些像元在 TM 图像中的相对亮度值就越小。那么，

$$\begin{aligned} b_2 &= C_{21}X_1 + C_{23}X_3 + C_{24}X_4 + C_{25}X_5 \\ &= -.702X_1 - .330X_3 - .214X_4 + 0.59X_5 \end{aligned} \tag{4.1}$$

其中 C_{21}，C_{23}，C_{24} 为负号（见表 4–2），铁的吸收作用越强，X_1、X_3、X_4 的值就越小，4.1 式中前三项的绝对值就越小，对 b_2 的减小就越少。换句话说就是铁的吸收作用越强，b_2 就越大，即 PC2 图像的相对亮度值就大。当赋红色的时候，其红色成分就多。对 PC2 图像求反，也就是 $255-b_2$，使图像发生了相反的变化：铁矿物愈多，吸收作用愈强，求反后的图像中相应像元的相对亮度值就越小，其红色成分就少。所以图版 3–3 中的红色、品红色（红色+蓝色所成）和黄色（红色+绿色所成）都是铁矿物和含铁矿物很少的岩石，它们中有碳酸盐岩，冲积砂和风成沙，以及硅化褪色带等。

难以准确解译赋绿色的 PC4 图像。PC4 图像中像元相对亮度值的数学表达式为：

$$\begin{aligned} b_4 &= c_{41}X_1 + C_{43}X_3 + C_{44}X_4 + C_{45}X_5 \\ &= -.111X_1 + .714X_3 - .691X_4 + 0.016X_5 \end{aligned} \tag{4.2}$$

式中 C_{45} 只有 0.016，对 PC4 图像影响不大。C_{43} 为正号，与 C_{44} 和 C_{41} 符号相反，绝对值与 C_{44} 相近，对 PC4 图像的影响比较复杂。例如，若岩石含铁矿物多，原 TM 图像的像元相对亮度值 X_1 和 X_4 就小，$C_{41}X_1+C_{44}X_4$ 的绝对值就小，对 b_4 的减少量就小。因为 X_3 也是随着铁矿物的增加减小，所以大量铁矿物的存在，总是减小 b_4 的值，使 PC4 图像变暗，绿色减少。因可以肯定含大量铁矿物的岩石在 PC4 或包括 PC4 图像的合成图像上绝不会出绿色。但是，随着铁矿物量的减少，X_1，X_3，X_4 都增大，$C_{43}X_3$ 的作用是增加 b_4 的值，$C_{41}X_1+C_{44}X_4$ 的作用反而是减小 b_4 的值。同样是减少铁矿物含量，因为特征向量的符号不同而引起相互矛盾的作用，到底是增加还是减少 PC4 图像的绿色成分？成了目视解译难以判断的问题。

再看利用 TM1，4，5，7 波段作 KL 变换，对 PC4 图像求反赋蓝色的情况。根据表 4–2，

$$\begin{aligned} b_4\ (\text{反}) &= -[C_{41}X_1 + C_{44}X_4 + C_{45}X_5 + C_{47}X_7] \\ &= -[.048X_1 - .004X_4 - .532X_5 + .845X_7] \end{aligned} \tag{4.3}$$

式中 C_{41} 和 C_{44} 的数值特别小，$C_{41}X_1+C_{44}X_4$ 对 PC4 图像的影响也就特别小，即地表铁矿物含量对 PC4 图像的作用可以忽略不予考虑。TM5 波段缺乏矿物特征谱带，X_5 的数值一般比较大，$C_{45}X_5$ 能比较明显地减小 b_4 的值，经过求反处理之后能较明显地增加 b_4 的值，增加 PC4（求反）图像的蓝色成分。一些气液蚀变矿物的吸收谱带位于 TM7 波段，C_{47} 的值又最大（见表 4–2），所以 PC4 图像对于气液蚀变带的反应比较灵敏。蚀变越强，X_7 的值越小，b_4 的值也就越小，求反之后 b_4（反）的值就越大，PC4（求反）图像的蓝色成分就越多。因 $C_{45}X_5$ 也是增加 PC4（求反）图像的蓝色，所以在合成的 PC 图像，即图版 3–3 中的蓝色，青色，品色部分不尽是蚀变带，只有一小部分是蚀变带。

PC 图像的色彩形成机制比较复杂，地质解译的难度也大。但是 PC 图像的色彩比较醒目，信息更加丰富，地质体和岩性界线更清楚。尤其是根据不同目的，采用不同的波段组合作 KL 变换，能够起到信息增强、信息提取的作用，对提高地物识别效果大有帮助。所以尽管 PC 图像解译比较复杂，但是 PCA 对于地学应用尤其是地质应用来说，仍然是值得选用的方法。

4.1.4 地质构造解译

TM 图像具有很强的客观概括能力和直观真实的优点。能够生动而全面地显示地球表面现象。其中包含有大量的地质构造信息，有断裂构造，也有褶皱构造。通过解译和验证，丰富了地质图或构造图的地质构造现象。对此早已为实践所证实，并得到地质界的公认。迄今为止，遥感图像地质解译，并未发现新的得到公认的构造类型，也没有导致新的地质构造理论或学派的诞生。所以在构造解译过程中，离不开判断地质构造存在和地质构造性质的传统地质方法。对于构造解译标志，有关的教科书和文章中有详细论述和大量的典型例证。为了减少误判和漏判，在此仅提出值得注意的 3 点：

(1) 注意太阳与地形地物之间的几何关系。遥感图像构造解译的依据之一是不同色调的界线的形状及其延伸，二是构造地貌所形成的阴影。后者在山区所提供的构造信息是最

多的。但是当太阳方位角与构造线走向基本一致的时候，或者二者的夹角甚小，比如只有5°，6°，在这种情况下就不会形成阴影，在遥感图像上很难解译出这类构造线。还有一种情况就是太阳的高度角大于背光面地形的坡度角，也不能形成阴影，不利于构造解译。由于干扰因素甚多，有些地质构造在遥感图像上解译不出来。但是更多的情况是把线形影像统统解译为构造，从而出现了密如布纹的"线形构造图"。特别是在相对高差大，坡度陡的山区，或者太阳高度角比较小的遥感图像上，往往出现许多非构造成因的线形影像。

(2) 解译出的地质构造应当具备地质构造要素。所有线形、弧形、环形影像都有其物理形成机理。其中某些影像是由地质构造形成的，另外一些影象可能和地质构造没有什么关系，初步解译不易识别它们。但是，所有地质构造都有其地质特征，例如产状、断距、断面性质、平面形态、断裂带的其它直接和间接标志等等。当然，对于隐伏断裂和推测断裂，应当另作别论。所以经过解译、野外调绘，应当确认由地质构造引起的影像，辨别出非构造成因的线形和环形影像。

(3) 解译构造线的几何精度。对于构造线，长度解译比较精确。对于破碎带宽度>几十米的构造带位置的解译也是准确的。对于只有几米、十几米宽的断裂构造位置的解译，最高精度只能达到1个像元，即28.5米的精度。也可能是2个像元，即57米的精度，如图4-4*a*和4-4*b*所示。若线性地质体的宽度为*L*，且*L*=*n*个像元宽，该线性体的辐亮度只影响n个像元宽度的情况极少，多数情况下是影响*n*+1个像元，若28.5*n*<L<28.5（*n*+1）米，则线形体的辐亮度可能影响*n*+2个像元。可见线形体的位置至少是在2个像元的宽度范围内摆动。图像上显示不出一个像元内部不同地物的反射光谱差异，也就不可能解译出几米或十几米宽的构造线或地质体的确切宽度。

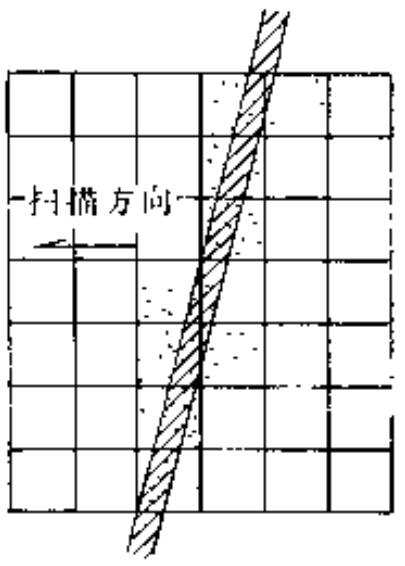


图4-2*a*　线性地质体石英脉宽度<1个像元，走向与扫描线斜交，其辐亮度影响2个像元

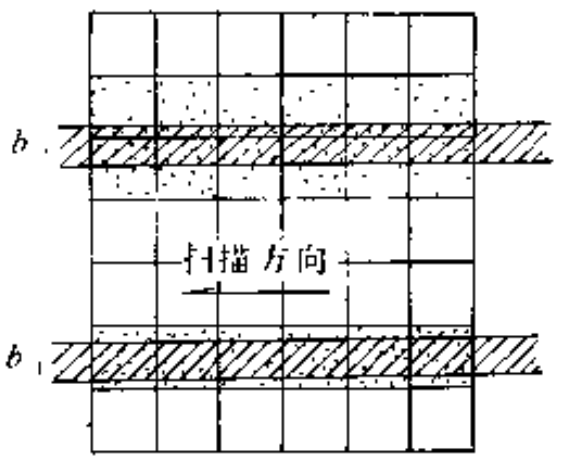


图4-3*b*　石英脉走向与扫描线平行，宽度<1个像元，b_1辐亮度影响1个像元宽，b_2辐亮度影响2个像元宽

4.1.4.1　线形影像与线形构造

TM图像上有许多线形影像，这些线形影像是相对亮度值有差异的一些像元呈线状分布所成。线形影像的成因大体上有如下几类：

(1) 地形要素形成的线形影像。任何山区都有山脊山谷之分。由于地层或地质体的岩性差异，抗风化能力不同，也可以形成线状微地貌。在阳光照射下，向阳坡与背光坡沿着山脊或谷底，出现不同色调的分界，即线形影像。这类线形影像在遥感图像上最普遍，也最清晰。在某些场合下，与线形构造影像难以区分。它们的走向与山脊、山谷走向往往一致，与区域内构造线和构造应力场方向不一定一致。这类线形影像组合成的影纹模式往往与岩性有密切的关系。

除此而外，还有各种侵蚀和剥蚀阶地、夷平面、冰川地貌等也可以造成遥感图象上的线形影像，但它们不是构造影像。

(2) 人类活动所造成的线形影像，包括交通线，人工水渠，耕地或植被边界，呈线状排列的居民点等。这类线形影像在合成图像上也有被错判为线型构造的可能。

(3) 地质体的某些线形要素所成的线形影像。在较大比例尺的遥感图像上，地层的层理、页理、板理、结晶片理、片麻理、岩体的流线流面、地质体边界线等，均可造成图像上的线形影像。由于 TM 的几何分辨率较小，这些线形要素除了层理之外，一般在 TM 图像上显示不出来。基岩裸露区的地层层理在 TM 图像上显示清楚，如图片 3–5。

(4) 地质构造所形成的线形影像。地球动力作用形成地质构造，包括褶皱构造的线性要素、断裂构造、韧性剪切带、大型节理、构造片理带等等，可以直接在 TM 图像上形成线形影像。还有沿断裂侵入的岩脉、岩墙、串珠状岩浆岩体、火山机构的连线，受断裂控制的变质带等，也可以在 TM 图像上造成线形影像。这些地质构造所形成的线形影像与所在地区某个时期的构造应力场相一致。主干构造与伴生的次级构造可以配套，线形影像也与之对应。与山脊山谷的走向不尽一致，时常截断或切穿地形所造成的线形影像。

TM 图像上有许多线形影像，有构造成因和非构造成因，在数量上往往是后者多于前者。在解译和调绘过程中，既要考虑工作区的自然景观和人文环境，更不能忽视基本的地质构造理论，也不可违背遥感的基本理论和所选用资料的分辨率等等。必须综合分析，从中识别真正的地质构造。

为了增强线形影像，遥感地质工作者经常采用卷积功能处理图像。根据处理目的和选用卷积滤波算子的不同，可以获得全方位增强、双向增强或单向增强的不同效果。方向性的滤波算子在增强某个方向的线性特征的同时，往往引起其它方向的线形特征和孤立点的复杂变化，产生某些人为的假象，以假乱真。作地质解译时必须特别慎重。

4.1.4.2 环形影像和环形构造

凡地质构造皆有一定的形体、组合关系、分布规律和形成机制。无论是原生构造、原生沉积构造，次生或表生构造，小至显微构造，大至全球构造，均有其严格、科学的内涵。有部分遥感地质图给出了一定数量的，或者是大量的环形构造，形成了这些遥感地质图的特色。而且据说这些环形构造与所要寻找的目标矿产往往有密切关系。遥感技术提供了大量的地质信息，也加速了地质工作现代化的步伐，在遥感地质制图和找矿方面取得了不少成果，这是勿容质疑的。然而至今并没有因为遥感技术的应用而诞生出新的地质构造理论和地质构造学派。因此，对于环形影像的解译，既不能抛开作为遥感基础的电磁波理论，也不能脱离地质理论的准则。

根据地表环形体的成因，把遥感图像上对应的环形影像概括为如下几类：

(1) 环形或类似于环形的地质构造所形成的环形影像。例如，环形断层、弧形断层、放射状断层、克拉通穹隆、底辟穹窿、火山穹隆、火山锥、短轴褶皱、褶皱转折端，为李四光先生所阐述的环状构造，莲花状构造，辐射状构造，旋涡状构造，旋扭构造等等。这些构造有一定的几何形体，有各自的构造要素和产状，以及相应的构造应力场，并且可以进行现场观测和描述。例如，在甘肃北山公婆泉北部的一个子区图像上有一个清晰的弧形影像，证实为石炭纪火山岩构成的褶皱转折端，弧形内侧的块状影像是海西期花岗岩。转折端部位断裂构造比较发育。

在红柳园西部的侏罗纪玄武岩中发育有褶皱构造。因为岩性均一，层理不明显，既是到了现场也不易发现这类褶皱构造。可是，TM 图像却很清楚地揭示了这一构造的完整形

态。

(2) 裸露的或隐伏的岩浆岩体形成的环形影像。照片 4-3 是甘肃北山的一个 TM 子区图像，它给我们提供了一个典型的环形影像，好象用圆规画出来的，大环套小环，而且发育有放射状影像。经调绘证实该环形影像为一个由斜长花岗岩组成的复合岩体，早期侵入者为粗粒—中粗粒结构，其中发育了环形和放射状节理，部分已发展为断层，并充填了后期的基性岩脉。中心是后期侵位的细粒斜长花岗岩，几乎呈正圆形，并发育有环形节理和沿节理充填的基性脉岩。甘肃红柳园北部的花牛山岩体呈椭圆形，围绕接触面有几种岩脉侵入。当然，隐伏岩体也可以形成环形影像。与侵入体有关的环形节理、环形断层，自然属于环形构造范畴。侵入体的接触面不妨称作接触面构造，其中呈环形者，可作为环形构造的一类。

(3) 相对均质的块状岩石分布区，尤其是年青的火成岩分布区，因为缺少后期构造和变质作用的改造，岩石保持了各向均质的特性，在地表风化作用影响下，很容易塑造出许多"馒头山"和环形水系，即形成许多环形影像。如胶东，中生代火山岩地区的圆形山及环形水系所形成的环形影像。这类环形影像自然没有构造意义。还有厚层石灰岩地区发育的卡斯特地貌，形成许多环形影像也不具有构造意义。

(4) 自然界的"趋圆"作用所形成的环形影像。一个有棱有角的正地形，因为其棱角处暴露的表面积土遭受风化剥蚀的速度较快，若干年代之后，其棱角变得不明显了，以至消失。于是棱角状正地形变成了浑圆状，进而演化成圆形或椭圆形。多角形负地形，其角顶处的淤积速度最快，在演化过程中，其边界由折线变为弧线，若干年之后演变为圆形盆地。现在呈圆形的太湖盆地就是这样演化来的。自然界的非圆形地形演化为圆形的作用称为"趋圆"作用。小到毫米级的砾石，几千平方米的馒头山，大到几百、上千平方公里的沉积盆地。在胶东半岛有一座锥形山，位于招远县城东部，名为蚕山，山顶上残留着玄武岩，从地质图和 TM 图像上观察极似火山锥。现场调查否定了这种推测，原来是被断层切割呈多边形的一块老地层，经过千百万年的风化剥蚀形成了今日的锥形山。

上述环形影像有构造成因，亦有非构造成因。还有一类称"似环形影像"，由山脊山谷，河流或不同地物的边界线等构成的线段互不相连，其延长线有一定交角。当用几万或几十万分之一的倍率缩小到图像上之后，直线段间的距离和走向差异变得模糊了，把走向差 10° 乃至 20° 的直线段连为弧线并不显得生硬。当判读者寻找环形影像时，立刻有许多环形跃然纸上，这类"环形"在地表没有对应的圆形或环形地物。更不是什么"环形构造"。而是由图像的"浓缩效应"而形成的似环形影像。

4.2 TM 图像地质应用

TM 图像提供了大量的地质信息，包括矿产和环境地质信息。怎样利用这些信息，能够取得什么样的成果和可能达到的水平，在 TM 信息量一定的前提下，很大程度上取决于工作者在地质科学领域的学术水平和对工作区地质情况的熟悉程度，以及投入的工作量。本课题的重点在于探索开发 TM 图像地质信息的方法和效果。而不在于地质和成矿理论的深入研究。

4.2.1 地质制图

根据 TM 图像的像幅和分辨率，TM 图像是中小比例尺地质制图比较理想的基础资

料。不同地区，不同自然地理条件下，TM 图像所提供的信息量和可能取得的效果相差悬殊，但是在地质制图方面的作用都是显而易见的。

4.2.1.1　影像地质图

把主要地名点、主干构造、地层、岩体和岩性、以及矿床矿点、物化探异常等，用 GIS 功能加到遥感图像上，然后扫描或拍照，即可得到影像地质图。甘北地区的气候干旱，岩石裸露，地质信息暴露无遗，TM 图像岩性和构造线清楚，只在图像上加岩性和时代符号，而没有加地质界限。优点在于使不同岩性的地层和地质体的界线及构造线地貌等保持了天然的真实状态，生动直观。在甘北使用这样的影像图比同比例尺的线划地质图还要方便。

4.2.1.2　解译地质图

对不同比例尺的 TM 图像进行地质解译，即可得到对应比例尺的解译地质图。根据不同的用途，可以使用 1／5 万—1／100 万的不同比例尺。使用 TM 全景底片可以放大为 1／10 万照片，图像是清晰的。对计算机处理过的子区图像可以放大到 5 万至 2 万 5 千分之一。在解译过程中必须参考常规地质图。因为遥感图像没有地层和岩体的时代信息，对于不能构成立体像对的 TM 图像，构造和地质体的产状也必须取自常规地质图或现场调查。

甘肃北山地区特殊的自然地理环境使 TM 图像具有良好的可解性。1／10 万或 1／5 万解译地质图可以表示出断裂构造的规模、交接关系、地层的岩性、出露宽度和空间展布；岩体的岩性、规模、形态及分布；岩脉的岩石类别、规模与组合关系；铁以及 $(OH)^{1-}$，CO_3^{2-}的富集带等等。对这些内容的表示优于同比例尺的地质图。地质界线的精度优于常规地质填图勾划的界线精度。

遥感图像用于地质制图是一项新技术，不仅有它的优点，还有其特色。这种特色来源于对 TM 图像多光谱信息的解译。TM1 至 4 波段对岩石含铁量多少反映灵敏，借此识别火成岩中的超基性岩、基性岩、中性和酸性岩类。也可区分一个地区沉积岩和变质岩中铁的相对含量。根据 $(OH)^{1-}$和 CO_3^{2-}在 TM7 波段的吸收作用，可以比较容易地划分出碳酸盐岩石、由绢云母、绿泥石或黏土矿物参与组成的岩石。根据同样的道理，可以在解译地质图上圈出含铁、$(OH)^{1-}$或 CO_3^{2-}矿物的富集带。例如石头泉地区 TM 图像的解译地质图（图 4-1）。光谱信息的地球化学解译对于地质制图和找矿都有重要意义。

遥感地质制图比常规地质填图节省了大量的野外工作量，而且对客观地质现象的表示优于常规地质图。但是，因为野外工作量少，也带来一定的缺点。例如，地质观测点的数量，样品种类和数量，地层和构造产状，与地层走向平行的断层，较弱的蚀变带等，解译地质图对这些内容的表示不如常规地质图详细充实。

胶东招掖地区 TM 图像解译，因为有地植物和土壤覆盖，TM 图像的可解性差，只能解译出岩石类型的大致界线，和规模较大的断裂构造。NNE 向压扭断层，近 EW 向正断层，和 NNE—NE 走向的韧性—脆性变形变质带构成本区的构造骨架。更细致的解译，则必须更多地参考已有地质图。我们曾试图解译出与金矿有关的蚀变带，尚未获得满意的结果。原因在于既是薄薄的一层黄土和百分之十几的地植物覆盖，就足以妨碍蚀变带信息检测。在胶东这样的地区，TM 图像对于地质制图只能起一定的辅助作用。

无论是影像地质图，或是解译地质图，都是把遥感图像作为基本工作底图和基础资

料，经过计算机图像处理和反复解译，再经过野外调绘，最终由计算机或手工成图。这就是遥感地质制图的基本内容和基本程序。大部分工作量是在室内完成的，越来越多地依靠计算机等现代设备。与常规地质填图相比，遥感地质制图有局限性，但是更多的是优越性。速度快，空间位置准确，便于自动成图，节省大量人力财力，而且随着遥感技术的飞速发展，遥感地质制图精度和质量，制图的自动化程度，必将有大幅度的提高。

4.2.2 TM 图像在矿产勘察中的应用

TM 图像早已非常成功地被用于农、林、水和交通等部门的调查和规划。在中国最早使用 TM 图像的还是地质行业。TM 图像是否适用于找矿？能不能找到矿？在现今找矿难度越来越大的情况下，笼统地谈论遥感方法或其它某种方法能不能找到矿是没有多少实际意义的。在找矿系统工程中如何发挥不同方法之所长？应当遵循什么样的技术路线？对此进行科学研究，认真实践，方有可能取得较好的找矿效果。靠任何单一方法都难以实现找矿目的。

4.2.2.1 用 TM 图像找矿的技术路线

要正确认识 TM 图像特征，TM 用特有的光谱分辨率、辐射分辨率和几何分辨率，采集水圈、生物圈和岩石圈表面的宏观现象。其中包括矿产的部分间接信息和很少有的直接信息。利用 TM 图像找矿就是用地质理论和成矿理论分析成矿有利因素，及这些因素在 TM 图像上形成的特征影像，即与矿产有关的间接信息和少有的直接信息。通过 TM 图像解译，根据特征影像，圈出调绘区，即成矿有望区。再经过野外调绘，采样分析，最终确定找矿靶区。

对那些在 TM 图像上不大可能形成特征影像的控矿与成矿因素，例如某些地球化学和地球物理场的强度，可以用 GIS 与 TM 等遥感信息迭合，形成多元综合信息，帮助确定调绘和找矿靶区。当然，这部分工作应当在野外调绘之前完成。

上述技术路线，表明 TM 图像和其它遥感技术所提供的地质信息和矿产信息，是获得找矿预期效果的必要条件。在找矿系统工程中，TM 图像和任何遥感资料的应用，都是作为方法之一，提供一个方面的资料。关于目标矿床的理论知识，对目标区地质情况、控矿与成矿有利因素的了解和熟悉程度是非常重要的。遥感找矿的关键是认识并把握目标矿床主要的控矿与成矿有利因素，以及这些因素在遥感图像上所造成的影像特征。显然是间接找矿，而不是直接找矿。

4.2.2.2 实例

(1) 分析金矿—控矿构造—控矿构造影像特征

北山地区的金矿最明显的控矿因素是断裂构造。而断裂构造在 TM 图像上的影像也是最清晰的。北山地区的断裂构造受西伯利亚、中朝和哈萨克斯坦三板块相对运动的影响，近 EW 向线性构造在加里东早期开始发育。其频度和规模也最大。其中的断层性质多为压性逆断层。部分为压扭性断层，影像呈舒缓波状，延伸远，往往错断地层和许多山体。由于板块挤压作用的不均衡性，还产生了 NE 走向的断裂构造，规模也比较大。主要断裂的两侧往往发育有许多次级断层。它们在 TM 图像上表现为直线状，呈负地形浅色调者为多。所有断裂构造在海西运动中均强烈活动，并对该时期的岩浆热液活动起到程度不同的控制作用。例如，许多侵入岩体的长轴与断裂构造方向一致。北山地区已发现的金窝子，马庄山，南金山，老金场等金矿床，均分布在近 EW 向或 NE 向主干断裂旁侧不

远的次级构造中。上述构造的规模不同，对金矿床的形成所起的作用不同。其中多数构造在 TM 图像上的影像比较清晰，而真正的容矿构造由于规模小，在 TM 图像上很难识别。所以用 TM 图像通过构造分析找金矿不是直接划出容矿构造，更不可能直接圈出金矿体。而是根据构造的交汇、转折部位和密集程度，再结合其它控矿因素，圈定找矿靶区。例如，石头泉岩体北部的古金硐地区，就是断裂构造转折与交汇，断裂构造与层理交汇的部位，构造条件有利于内生热液矿床的形成。

(2) 解译分析有关地层和侵入岩的影像特征

表 4-3 甘北辉铜山一带岩石的含金丰度[①]

地层或岩浆岩符号	岩石名称	样品个数	Au 平均丰度 (PPb)
$\varepsilon\gamma_4^3$	砖红色钾长花岗岩	552	4.07
δ_4^3	闪长岩	57	2.0
ν_4	基性岩、辉长岩	16	3.28
γ_4^{2d}	肉红色花岗岩	388	6.27
$\pi\gamma_4^{2d}$	红色斑状花岗岩	2216	3.98
γ_4^{2b}	红色花岗岩	24	3.94
$\gamma\delta_4^{2b}$	花岗闪长岩	168	3.88
$\pi\gamma_4^2$	斑状花岗岩	320	3.50
δo_3	石英闪长岩	384	4.52
N_2K	砂岩、含砾粗砂岩	32	3.46
P_1Zh^2	凝灰岩	184	3.87
C	板岩、千枚岩	224	3.27
$(O-S)^a$	片岩、片麻岩	40	2.89
Ohn^{b-2}	变质砂岩	200	3.08
Ohn^{b-1}	板岩、片岩	42	3.98
Z	大理岩、千枚岩	67	2.40

①原始数据引自冶金部西北地质勘探公司《甘肃安西拾金坡—花牛山测区 1987 年岩金矿产地球化学工作普查报告》。

不同时代的地层的成分和结构构造多有差异，是否有利于成矿需要具体分析。或者为成矿物质的运移和富集提供通道和遮挡层，或者为工业矿物矿床提供有利的淀积条件和赋存场所，或者提供某些成矿物质组份。如甘北北部海西褶皱带中的石炭纪地层，钙碱性火

山岩广泛分布，金丰度值高于陆壳平均丰度 3.55PPb 几倍至十几倍，岩石结构也有利于金矿物和载金矿物的生成，其中的金矿点星罗棋布，甘北的主要金矿床赋存在这个层位。对这类含矿层位的影像特征进行认真的解译分析是必要的。甘肃北山的南带则不同，其中加里东褶皱带占了很大面积，石炭和二叠纪地层也有一定的面积，但是金的平均丰度值都不高（表 4—3），接近或略高于陆壳的平均丰度值，缺少良好的矿源层。针对这种情况而言，对地层影像特征的分析并不十分重要。从表 4—3 中看到，海西中和晚期的红色花岗岩小岩株和岩枝的含金丰度比较高，与成矿的关系密切。这些小岩体沿断层或层间构造侵入，长轴与短轴之比较大，随着岩浆分异作用的演化，金的丰度增加。拾金坡和花牛山地区花岗岩的演化序列为：斑状花岗岩—花岗闪长岩—红色花岗岩—红色斑状花岗岩—肉红色花岗岩，与之对应的金丰度（PPb）值为：3.50—3.88—3.94—3.98—6.27。随着岩浆岩的演化，不仅金丰度值增加，红色钾长石的含量亦增加，岩石的颜色更红，表明高价铁离子含量增加。随着铁离子在 TM4 波段吸收作用的增强在 TM7（R）+5（G）+4（B）三波段合成图像上的蓝色成分减少，这类花岗岩的影像将出现偏红、偏绿或偏黄色调。总之是蓝色成分少。拾金坡和古金硐一带的红色花岗岩小岩枝就有这种影像特征。

（3）查清与矿有关的热流蚀变的影像特征

所谓热流蚀变指的是由于温度、热液和气液而引起的岩石的成分和结构构造的变化。经常生成含铁的金属矿物和含$(OH)^{1-}$或CO_3^{2-}的蚀变矿物。Fe^{2+}、Fe^{3+}、$(OH)^{1-}$、CO_3^{2-}的吸收作用使对应的 TM 波段的相对亮度值减小，这是利用 TM 图像查清热流蚀变的理论依据。

凡是内生金矿或其它内生矿床，必有蚀变晕。而且蚀变晕的规模往往比矿体大许多倍，并且在合成的遥感图像上呈现特有的色调，这是用 TM 图像找金矿或其它内生金属矿床的最重要标志。例如图版 3—10，石头泉北部古金硐附近由热流蚀变产生了较多的绿泥石、黄铁矿、磁铁矿，其中的铁离子吸收带减小了 TM4 波段的相对亮度值。蚀变矿物中的绢云母，粘土类矿物和绿泥石中的$(OH)^{1-}$和方解石、菱铁矿等矿物中的CO_3^{2-}降低了 TM7 波段的相对亮度值。在 TM7（R）+5（G）+4（B）图像上显示绿色调。在绿色调区发现了含金石英脉。

较强的热流蚀变是成矿的必要条件之一，热流蚀变晕的发育是重要的找矿标志。

综上所述，TM 影像特征分析表明，古金硐位于近 EW 向断裂向 NW 的转弯处，另有 NW 向层间构造和 NE 向断层在此交汇，附近有小型钾长花岗岩岩枝侵入，提供了部分成矿物质和热源；TM 图像上有明显的热流蚀变晕显示。经野外调绘发现了几条含金石英脉，地表采样化验结果大部分样品达到了工业要求，含金品位 0.2—11.8 克／吨，可以作为找矿靶区。

用特征影像解译分析圈出调绘区，经野外调绘并采样验证，在 460 高地的北部，以及刘家泉和钻井沟等地都发现了有重要意义的金矿化，圈出了值得进一步开展工作的找矿靶区。实践表明遥感地质找矿方法比常规找矿方法不仅节约，而且有利于提高找矿命中率。

结 束 语

TM 图像已经广泛用于地质和找矿工作，并且取得了显著的成效。在遥感地质领域如何使 TM 图像的应用更深入一步，进一步提高使用效果，除了非技术方面的因素之外，在技术方面必须解决 TM 图像的成像机制问题，这是地质解译的大前提。详细地明确图像的成像机制，才可能进一步提高岩性解译和构造解译水平，才可能研究第四系和植被覆盖区微弱地质信息的增强及提取方法。一些解译地质图的图面上，出现了大量的线形构造和环形构造，但是它往往不能为广大地质工作者所接受，这是为什么？也只有在解决图像成像机制的前提下，才可能正确回答这个问题。本项目围绕成像机制这个中心，以提供尽量多的地质和矿产信息为目的，在 TM 信息开发研究方面所取得的主要进展可归纳如下：

(1) 决定岩石、地质体反射波谱特征的主要因素是含 OH、CO_3^{2-}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mn^{2+} 等的特殊矿物，而不是其主要造岩矿物和造岩元素。这是早在三十年之前，于 60 年代中后期为 G.R Hunt 等人所得出的结论。这一成果所揭示的矿物岩石反射波谱的规律具有普遍意义。根据 TM 的光谱精度，Hunt 等人所测试的反射波谱精度及反射波谱的规律可以作为 TM 图像处理和地质解译的依据。在这一前提下，把矿物岩石的反射波谱加以分析、综合、归纳分类。与 TM 波段相对应，依据反射波谱，把矿物和岩石各分为 5 个类型，七个亚类。矿物、岩石的反射波谱分类，是本项目在前人工作基础上，在波谱应用方面所作的探索，它的意义在于遥感地质工作者只要知道了地质体的岩石类型，尤其是在作过一定的岩矿鉴定工作之后，也就掌握了岩石的反射波谱特征和反射波谱类型。即可用于指导 TM 图像处理和解译，从而提高 TM 图像处理和解译的效果，减少其体工作的盲目性。既使对一个新区，也可以在 TM 图像上大致判定裸露岩石所属的反射波谱类型，提高地质解译效果。

(2) 阐明 TM 数码的物理涵义，不是地物辐亮度值，更不是反射率。而是相对亮度值，是无量纲的。它与地物对电磁波的反射能力呈线性函数关系。因此，方可用地物反射波谱指导 TM 数码运算，即图像处理。

(3) 遥感图像处理是连接遥感信息采集与专业判读应用的中间环节。图像处理对于遥感判读应用的效果关系极大。遥感图像处理方法多种多样。用于地质信息增强和信息提取的常用方法包括彩色合成、比值和比值合成、主成分分析 (PCA)、亮度--色调—饱和度 (IHS) 变换、及多元数据复合。对于彩色合成及比值图像的波段选择和处理技术，我们已发表过两篇文章（见参考文献 10、11）。本研究着重探讨为了增强地质信息，在使用 PCA 方法的时候，依据地物反射波谱选择 TM 波段的原则，和主分量的选用原理，以及特征向量的大小及符号对于地质信息增强的意义。也就是把纯数学的 PCA 方法与地物反射波谱结合起来。实践表明，PCA 方法，对于增强和提取遥感地质信息，不失为一种效果较好的方法。PC 图像的解译是复杂一点，但是只要掌握了 PCA 方法和地物反射波谱基本特征，PC 图像的解译也就变得简单了。

IHS 方法也是比较新颖的一种图像处理方法。在保持 I、H 不变的情况下，逐个调整每个像元的 S 值。从而达到扩大标准偏差，改善图像质量，增强岩性信息的目的。由于

像元的 S 值发生了变化，每个像元所呈现的色彩还能不能正确反映像元或地物光谱反射能力的差异？即能不能以地物反射波谱作为解译 IHS 变换图像的依据？通过分析推导，证实 IHS 图像能够显示不同地物在光谱反射率方面的微小差异，而不改变同像元或同地物在不同波段之间反射率的差异。地物反射波谱仍然可以作为解译 IHS 图像的依据。根据对甘北和胶东 TM 图像进行 IHS 变换的结果，该方法增强岩性信息的效果较好，但是不具有提取遥感地质信息的作用。

近年来在遥感图像处理中，多元数据复合为许多专家学者所推崇。根据不同目的，选用地质、物探、化探数据或图件，与遥感图像进行迭合处理，分别对增强构造信息、岩性信息，或圈定找矿靶区，可以起到重要作用。也可以利用系统的 GIS 功能制作影像图。我们利用甘北和胶东地区的 TM 图像，分别进行了实验。把化探异常与 TM 图像进行迭合，用于确定金矿靶区有重要意义。影像地质图比常规地质图有更多的信息和更多的优点。缺点是多元信息复合处理需要大量的数据，预处理的工作量大，耗费机时，成本较高。

(4) TM 图像地质判读。TM 图像地质解译就是根据图像色调和影纹，识别地质构造、岩性和地质体。解译者必须熟悉图像的形成机制并具备基础地质知识。遥感图像地质解译是专业性很强的技术工作，绝不是扑风捉影。解译结果必须经得起地质理论的分析检验。所以在本文中提出了 TM 图像地质解译的四项原则。同一地区的地物或地形地貌在不同的遥感图像上形成的影纹变化不大，是比较稳定的信息，经常是构造解译的主要依据，所以构造解译相对比较简单，与之相对应的色调变化则比较大。色调经常是岩性解译的主要依据，所以岩性解译较之构造解译要复杂一些。不同处理方法所产生的同一地区的 TM 图像，其色调可以截然不同，所以岩性解译必须对不同处理方法所得的图像，分别予以研究和叙述。

(5) 地质应用。通过遥感图像解译得到大量地质构造和岩性信息。根据研究目的，用地质理论而不是电磁波理论，对大量的地质信息进行筛选、分析、最终解决地质和矿产方面的问题。至此完成了 TM 图像地质专业应用的一个完整的系统工程。这个系统工程基本上包括五个步骤：1.收集工作区的自然地理环境及地质、地物波谱、和遥感资料。2.分析或测试地物反射波谱。3.处理遥感（TM）图像。4.遥感图像地质解译。5.地质专业应用。这个系统工程表明，解决地质专业问题是一个遥感地质专业应用项目的出发点，同时也是这类应用项目的最终归宿。因为是利用遥感信息解决地质问题的应用项目，而不是一个单纯的遥感技术项目，所以不仅需要电磁波理论的指导，同时也需要地质理论的指导。二者缺一不可。两种理论对不同环节所起的作用不同，地物波谱和遥感图像处理的主要理论依据是电磁波理论，遥感图像地质解译既需要电磁波理论，又需要地质理论。地质应用的主要依据是地质理论。如果既不搞地物反射波谱分析测试，又不搞图像处理，而只是参考地质图，解译已有的遥感图像，把解译结果用于解决地质问题，这样的工作完全可以由地质专家来完成。

通过该项目的进展过程和项目研究报告，探讨了金矿带 TM 信息开发研究的系统过程。可以清楚地看到，无论是对电磁波理论，还是对地质理论，本项目均谈不上取得了任何创造性进展，因为本项目只是应用这两种理论，而不是研究这两种理论。对遥感技术和地质技术也没有取得任何引人注目的成绩。我们仅仅是在把电磁波理论与地质理论相结

合，遥感技术与地质技术相结合方面做了一些探索性的工作，并取得了些许进展。我们认为，要建立完整的遥感地质学科，要发展遥感地质技术，必须加强二者之间的联系和相互渗透，在二者的结合方面投入更多的研究和实践活动。例如，矿物岩石的成分及结构—电磁波谱—遥感图像成像机制三者之间的定量关系；第四系与植被覆盖区遥感地质信息的增强与提取，对这类课题的研究十分必要。

本项目受经费、设备、和学术水平的限制，对某些问题的探讨还不够深入，对某些学术观点的阐述比较肤浅，或者有某种偏见性，期望各位专家和同行给予批评指正。

参 考 文 献

[1] F.萨宾，遥感原理与解译，地质出版社， 1980。

[2] 陈述彭、赵英时，遥感地学分析，测绘出版社，1990 年 5 月。

[3] 刘燕君等，遥感地质学基础，科学技术文献出版社，1990 年 12 月。

[4] S.温德罗斯、E.约斯特等，地球资源的多光谱摄影技术，地质出版社，1980。

[5] 美国地质调查局，美国大气海洋局，陆地卫星 4 / 5 数据用户手册，科学出版社，1987。

[6] 孙屋和，宇航遥感物理基础，地质出版社，1990。

[7] 中国科学院空间科学技术中心，中国地球资源光谱信息资料汇编，能源出版社，1987。

[8] 地质部情报研究所，矿物岩石的可见——中红外光谱及其应用，地质出版社，1980。

[9] 北京大学遥感技术应用研究所，TM 图像及其应用译文集，1987。

[10] 闫积惠、康慧等，甘肃北山 TM 合成图像的波段组合模式与解译，《遥感信息》，1989 年第 1 期。

[11] 闫积惠、康慧等，在中国干旱地区金矿勘查中 TM 图像处理及应用效果，《中国遥感进展》，万国学术出版社，1992 年 7 月。

[12] 王润生等，地质勘查图像分析与综合，地质出版社，1992 年 7 月。

[13] 赵元洪等，彩色变换及其在浙江括苍山地区的应用研究，《环境遥感》，第 5 卷第 1 期，1990 年 2 月。

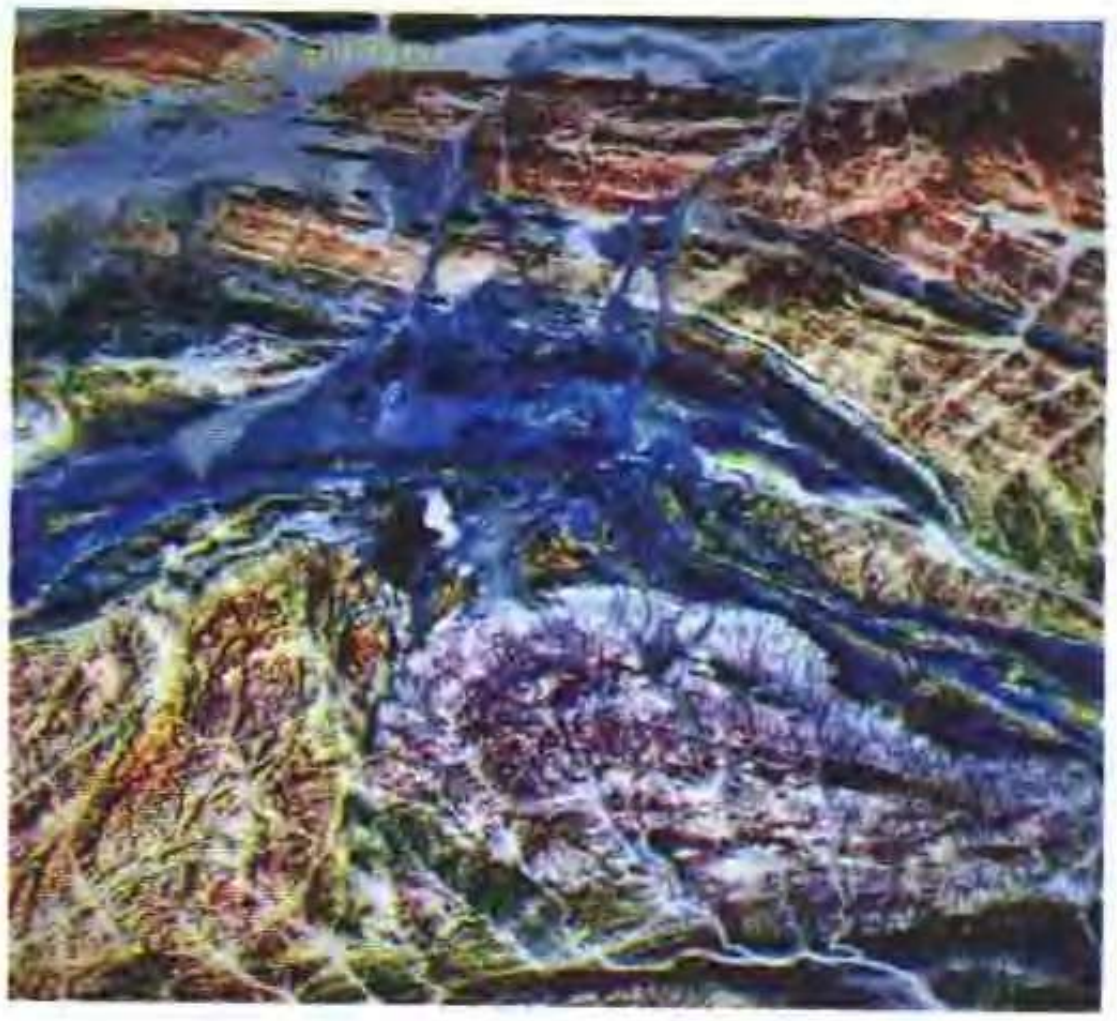
[14] Dan L Taranik, et al, Remote sensing of Ferric Minerals As Guides for Gold Exploration, Presented at the Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing. April, 1991.

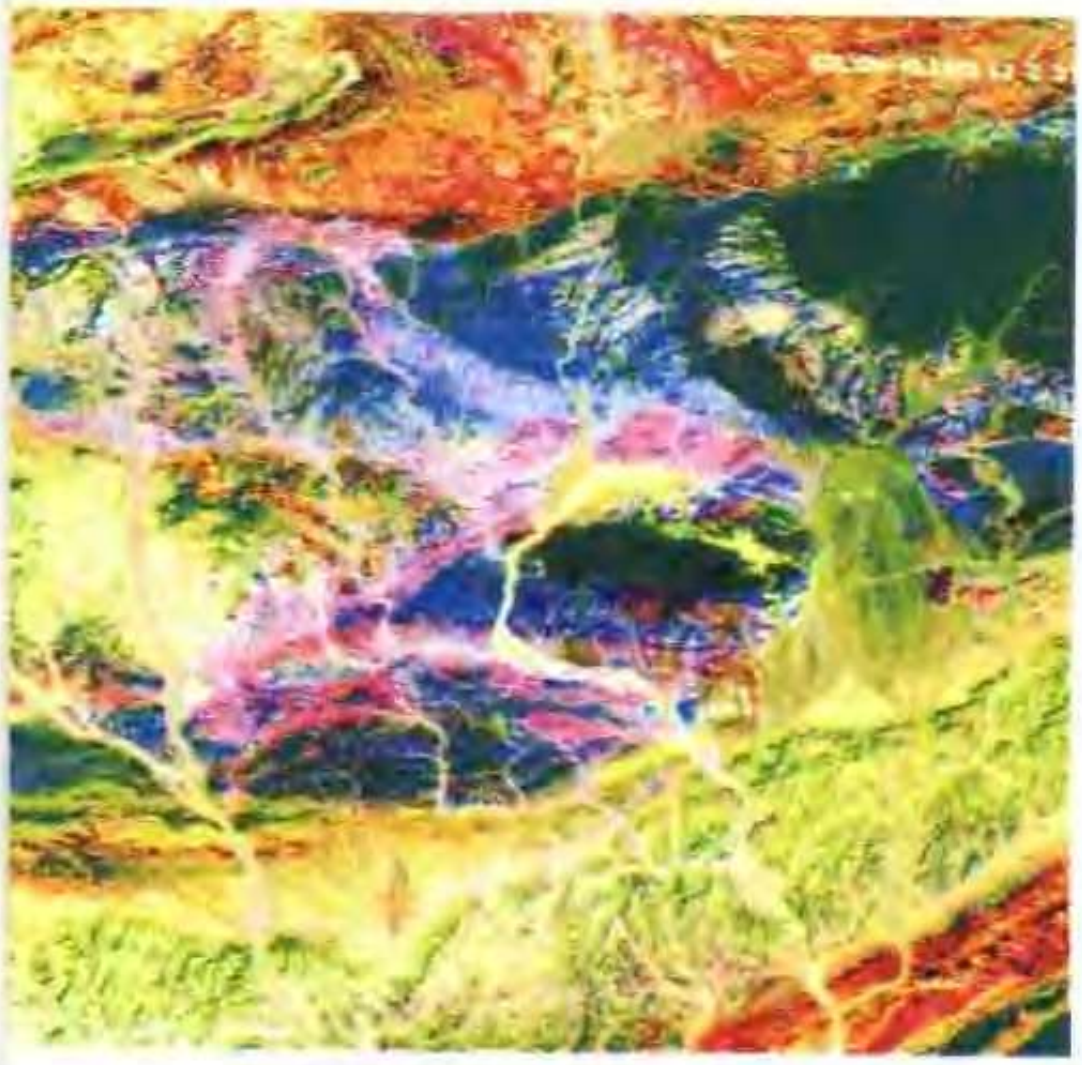
[15] Peter Koualczyk, Michael Ehling Analysis of TM images using The IHS transformAnd And Adaptive Equalization, Presented at the Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Apr.l 1991.

[16] Jeff R. Harris and Richard Marray, IHS Transform for the Integration of Radar Imagery with other Remotely Sensed Data, PHOTOGRAMMETRIC ENGINERING AND REMOTE SENSING Vol.56,No.12, Decem1, 1990.

[17] W.p.Loughlm, PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS FOR ALTERATION MAPPING, Presented at the Eighth Conference on Geologic Remote sensing, April, 11991.

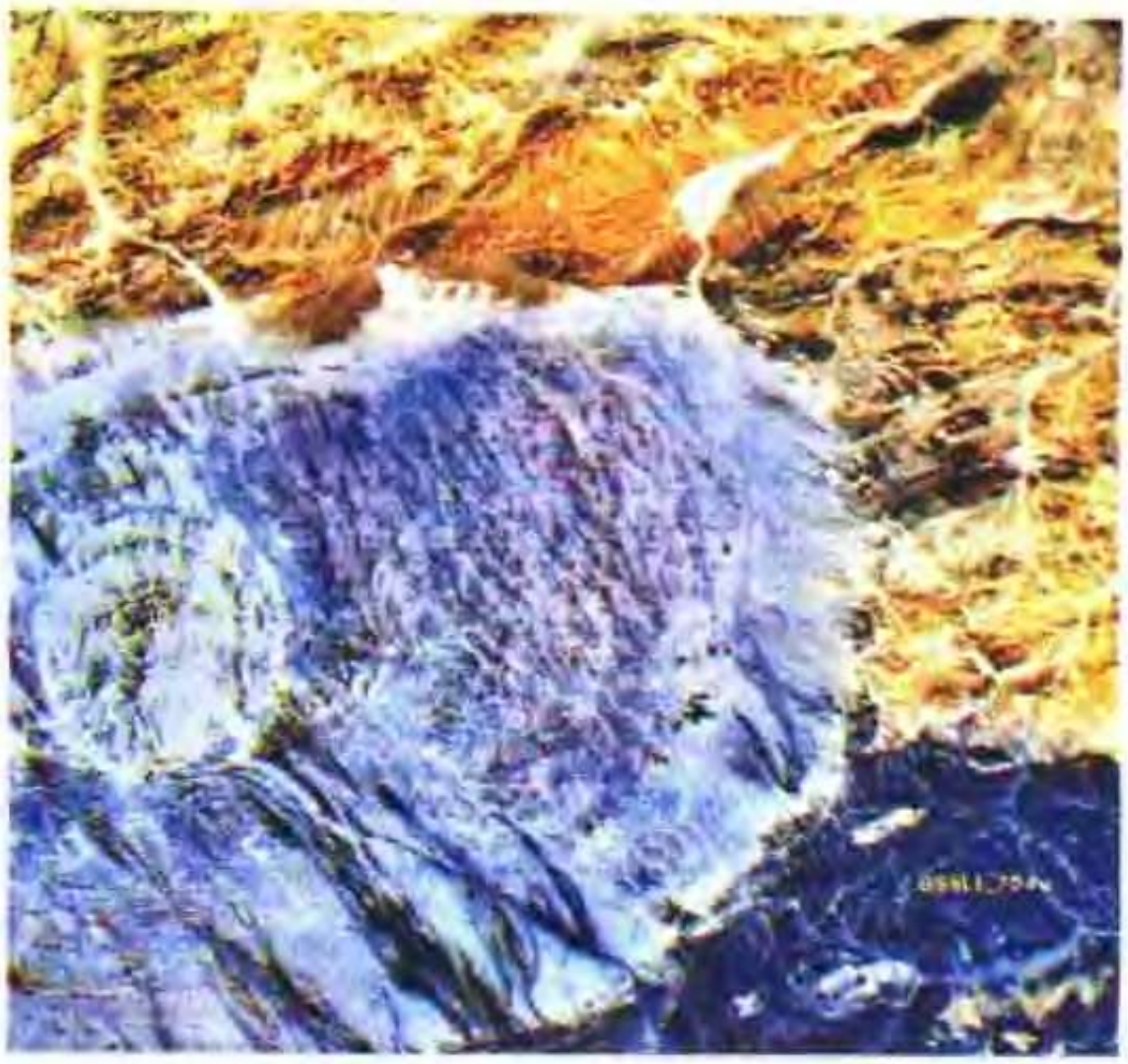
[18] Philip A.davis, Rock Discrimination in the complex Geologic Enviroment of Jabal Salma, Saudi Arabia, Using Landsat Thematic Mapper Data, PHOTOGRAMMETRIC ENGINEERING AND REMOTE SENSING, Vol.55,No.8, August, 1989.



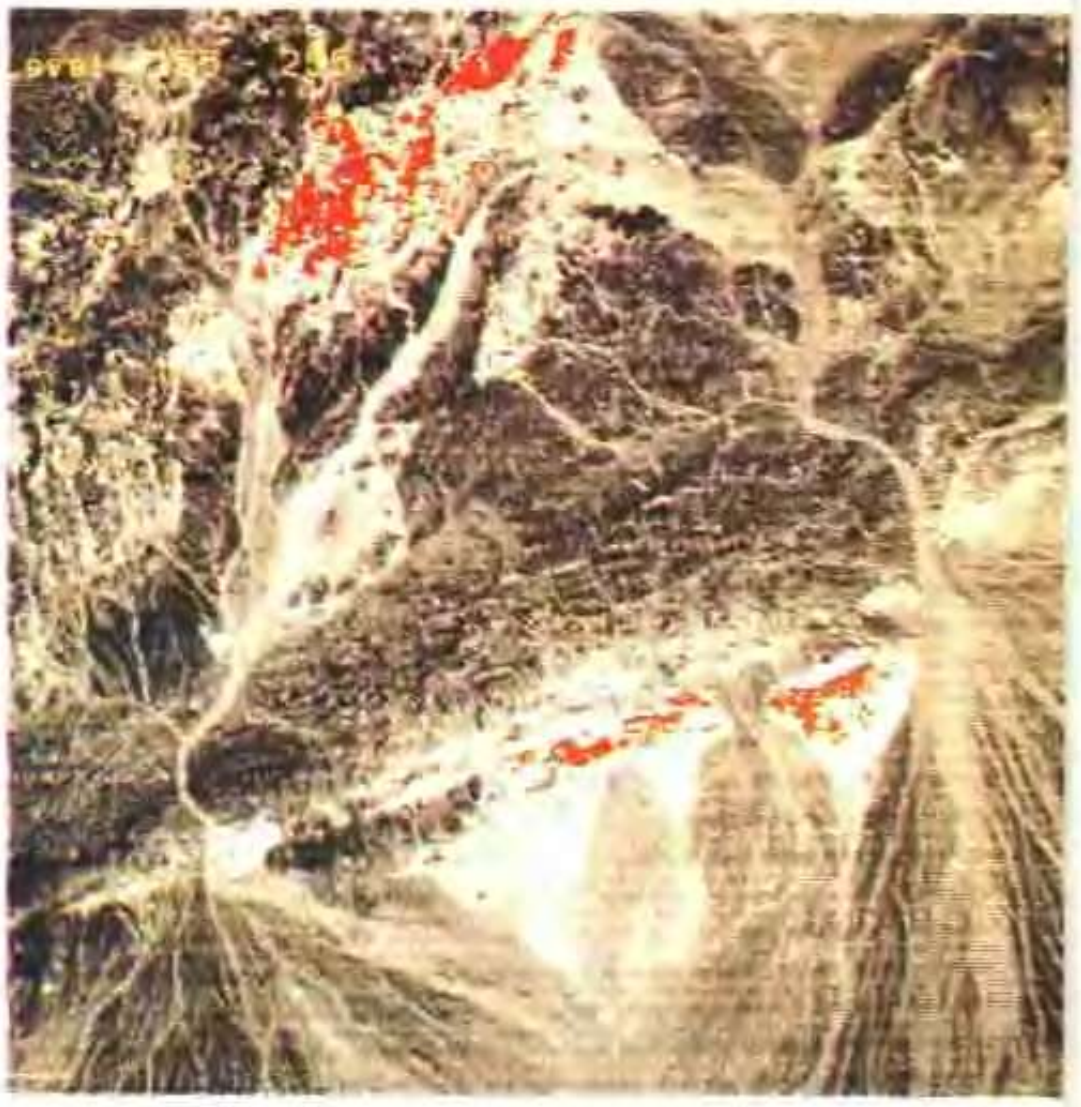


图版 4-1 7(R)+5(G)+4(B)合成图像 蚀变晕呈绿色

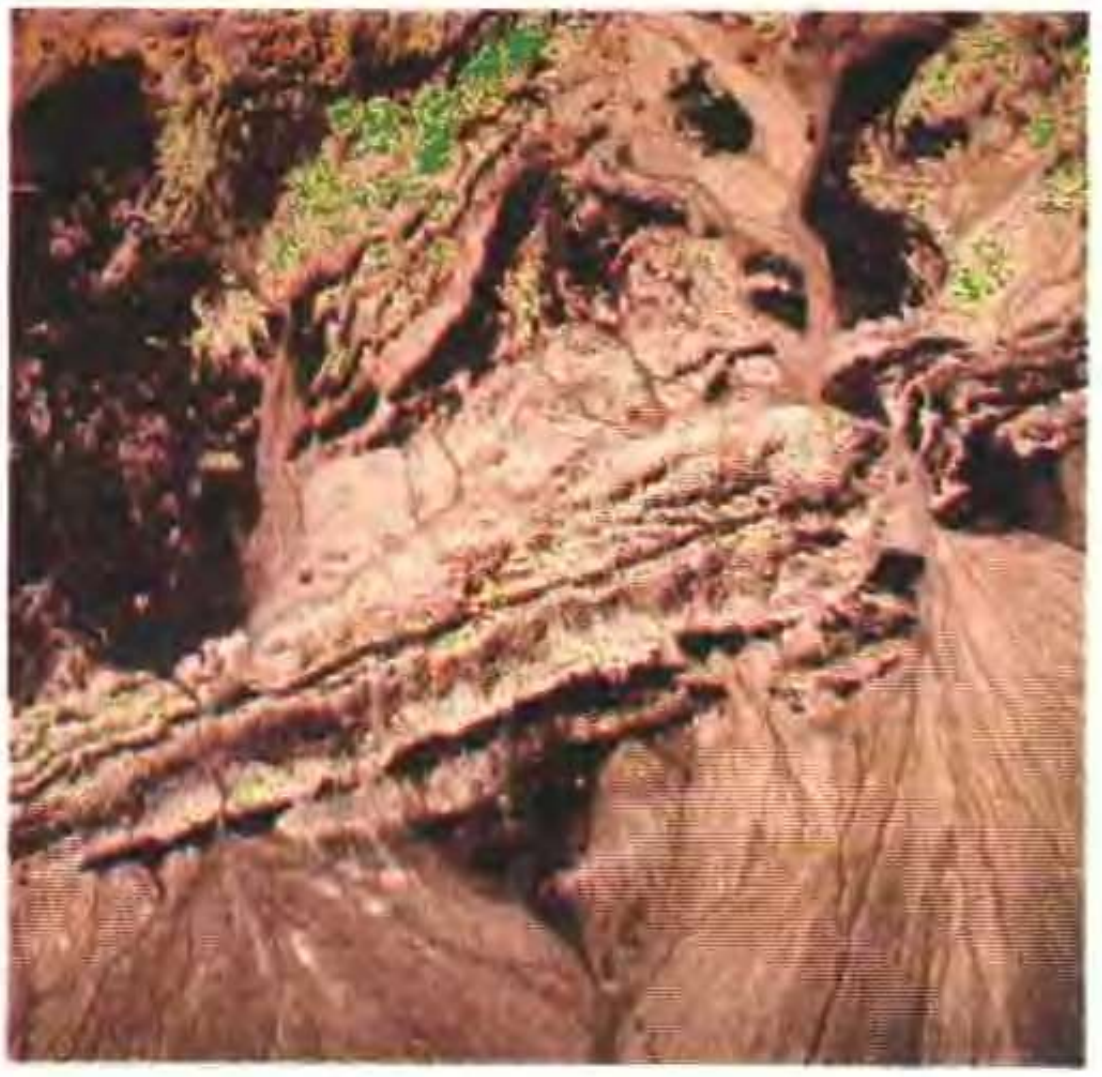
图版 4-2 KL(1,3,4,5)→PC1(R)+PC2(G)+PC3(B)



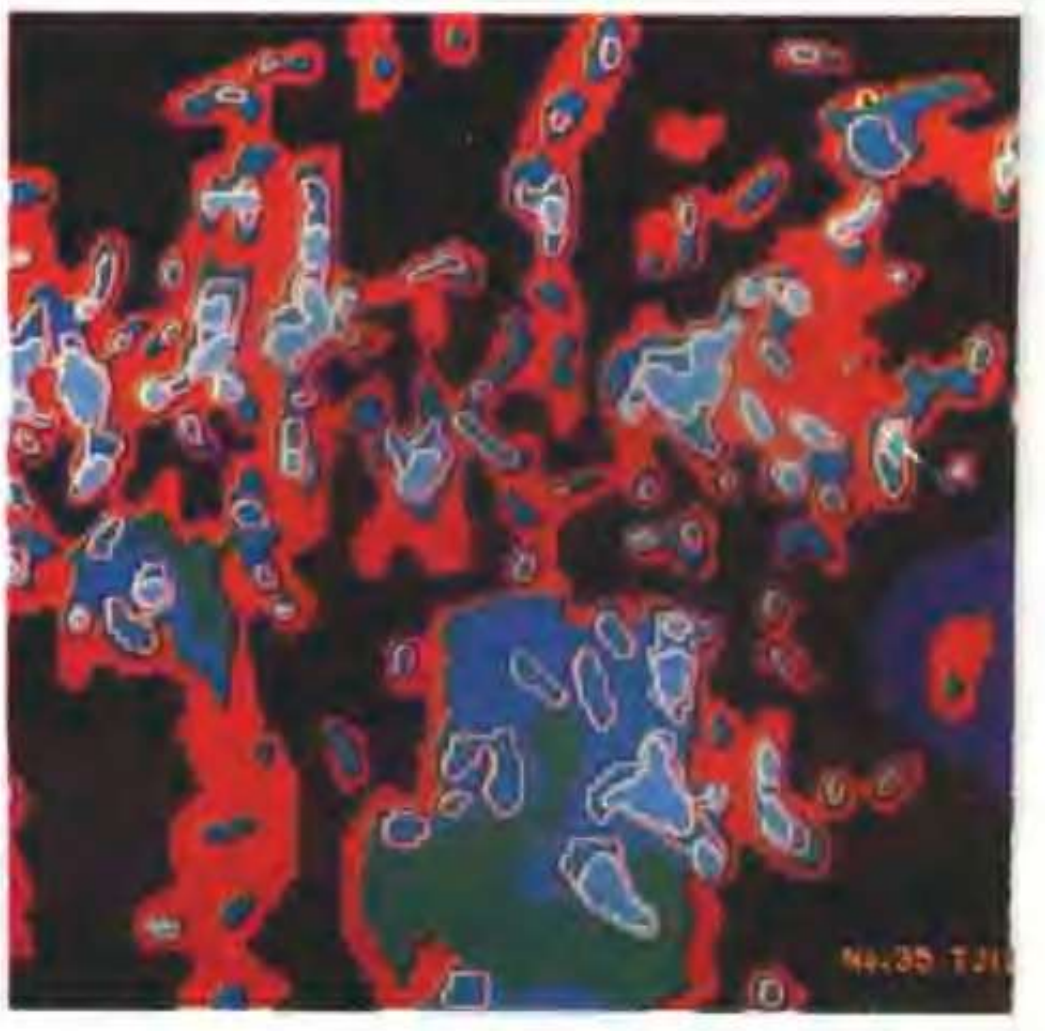
图版 4-3 7(R)+5(G)+4(B)侵入岩的环形影像



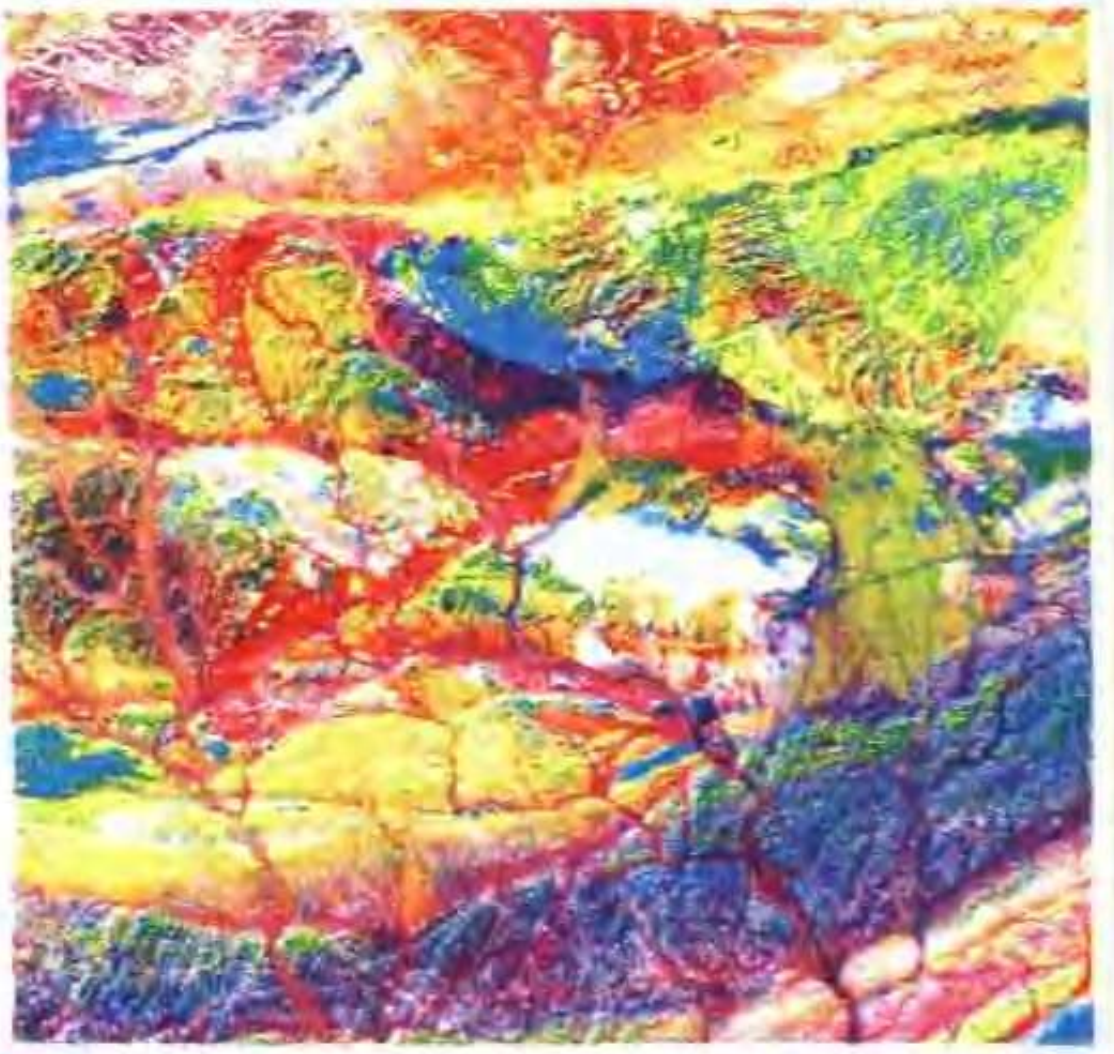
图版 3-7 5/7 图像 红色像元为粘土矿物富集带



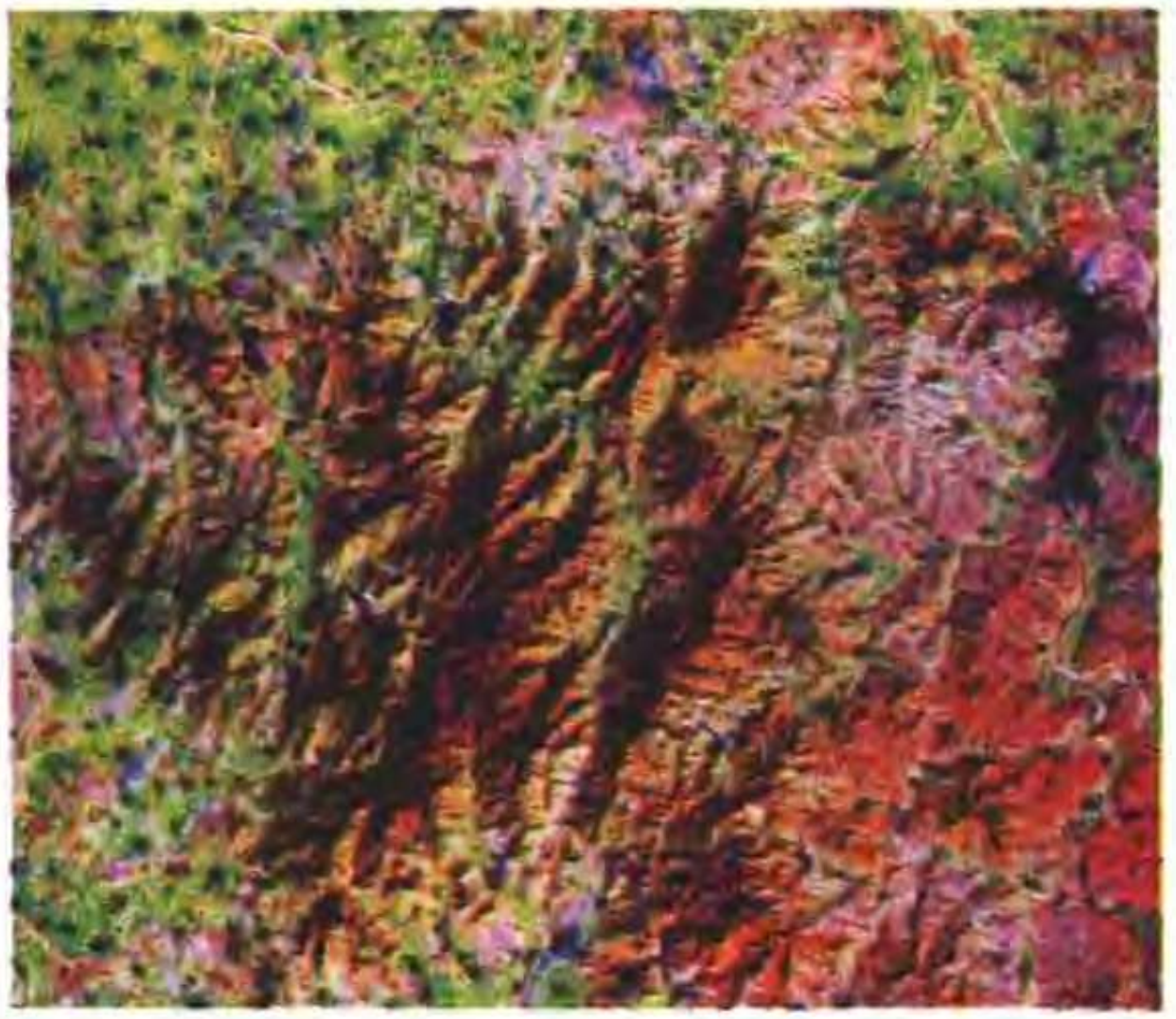
图版 3-8 5/4 图像 绿色像元为铁矿物和含铁矿物富集带



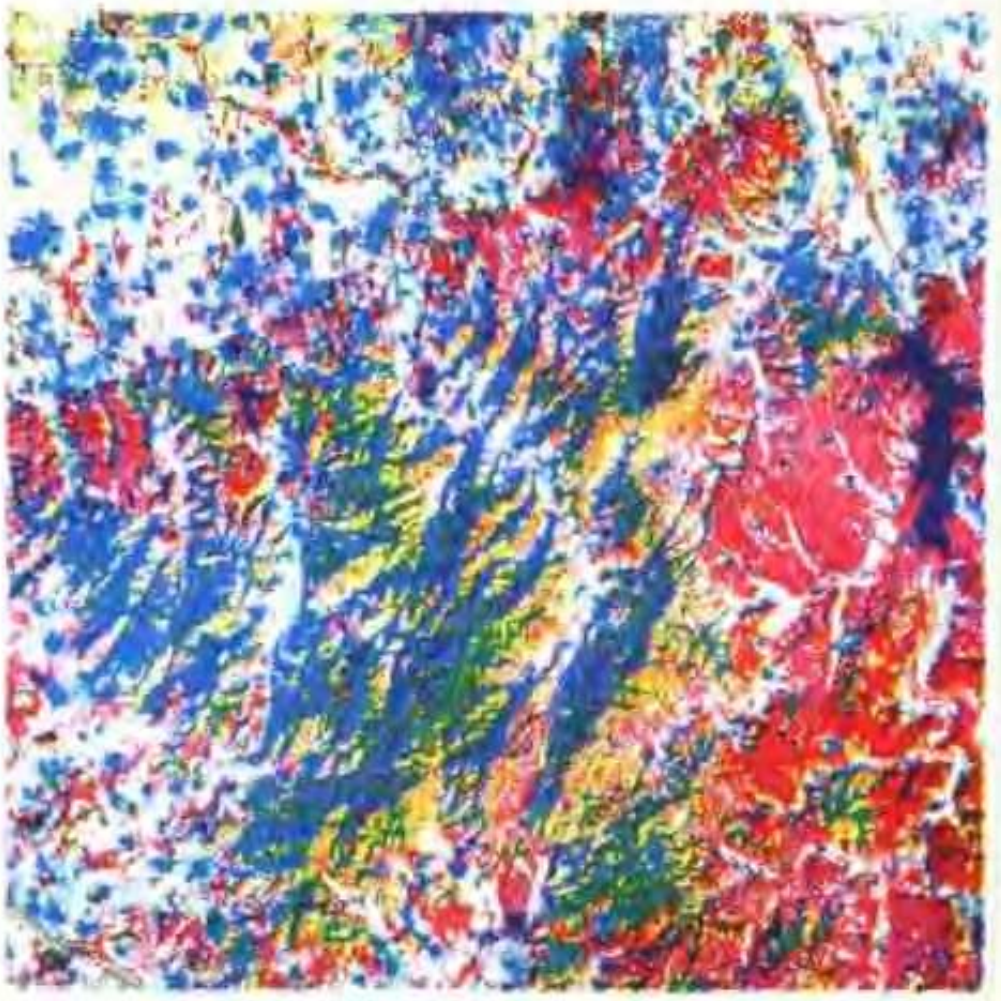
图版 3-9 金化探异常等值线图



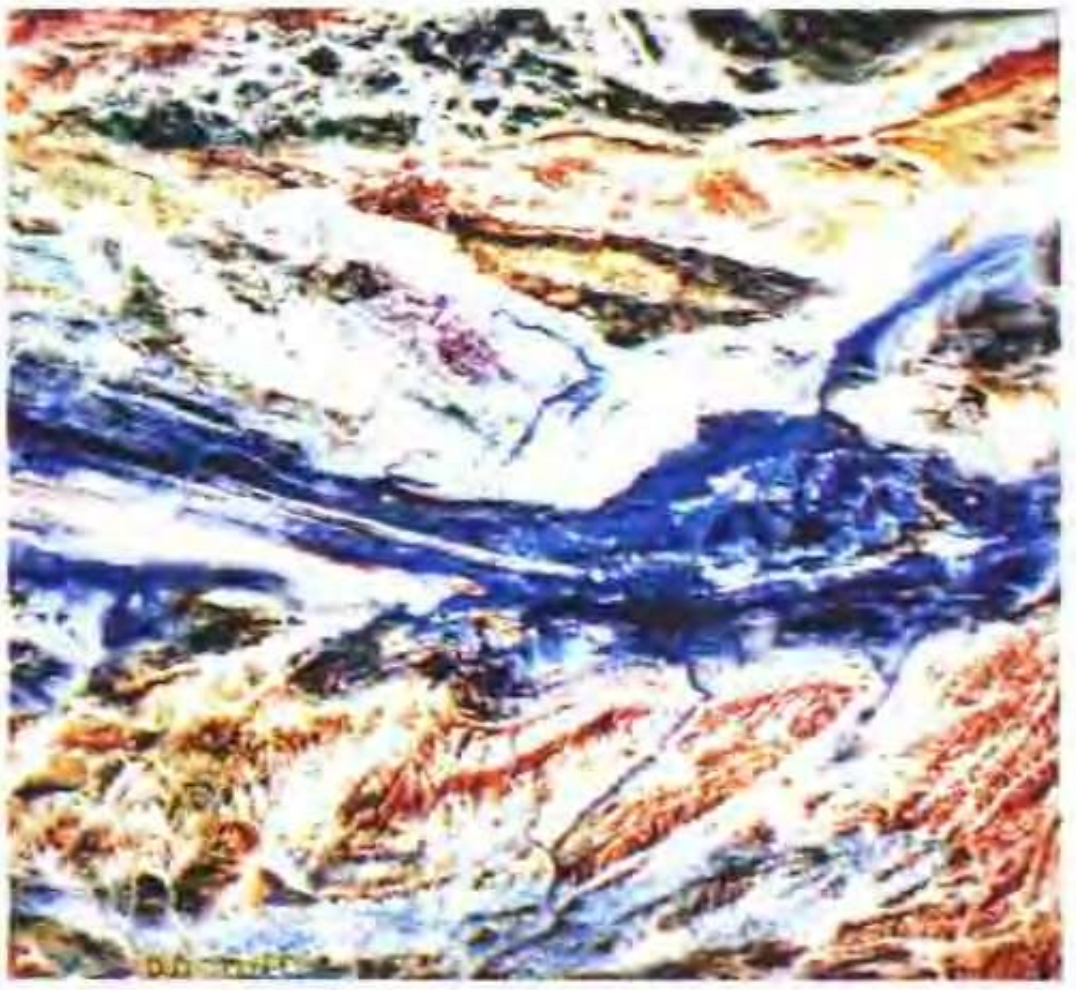
图版 3-4 5/1,5/3,5/4,5/7→KL→PC1(R)+PC2(G)+PC3(B)岩性信息显著增强



图版 3-5 5(R)+4(G)+3(B)→IHS 变换图像



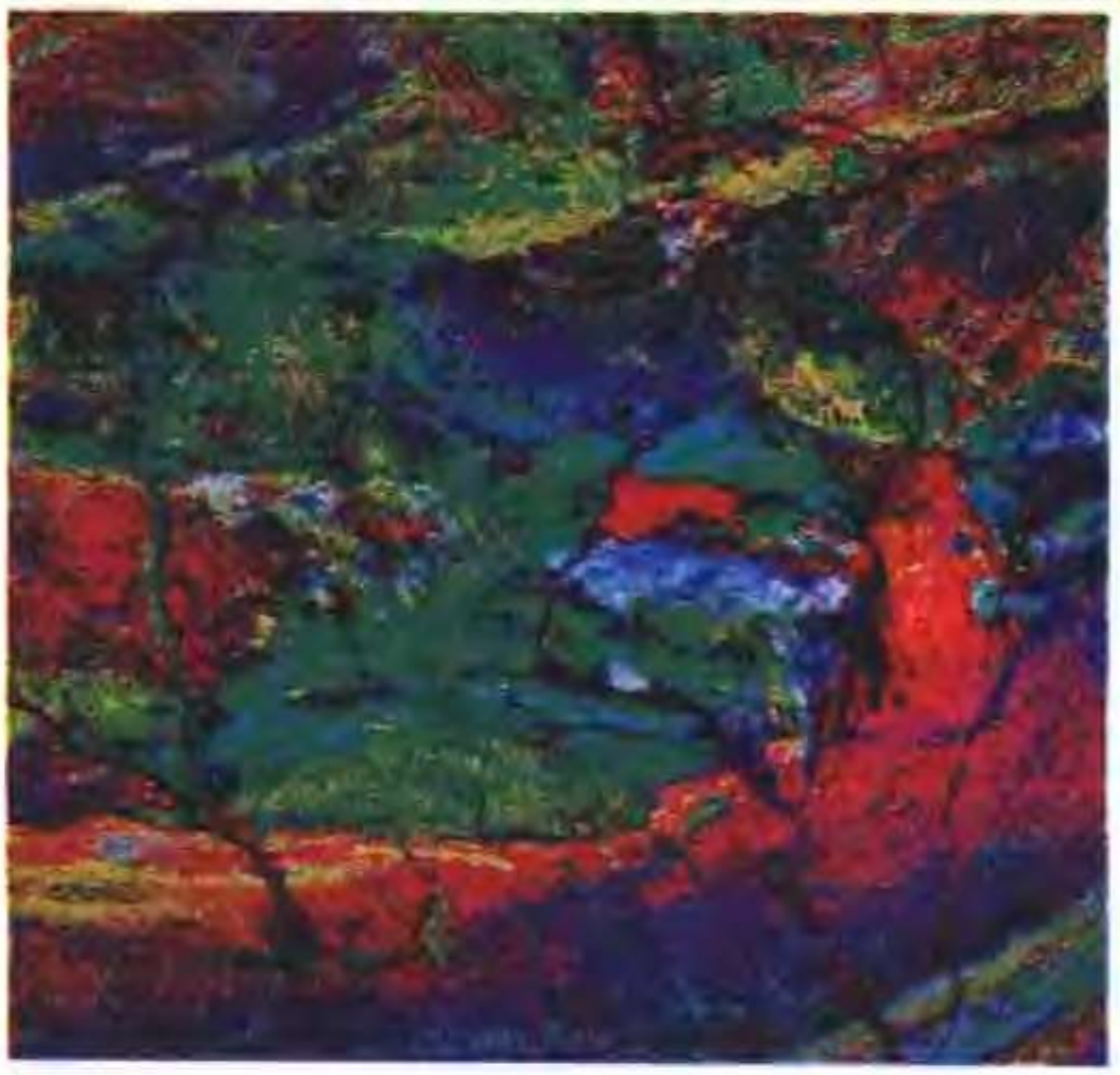
图版 3—6 5(R)+4(G)+3(B)→YIQ 改善饱和度



图版 3-1 TM7(R)+5(G)+4(B)



图版 3-2 KL(1,4,5,7)→PC4 求反增强蚀变信息



图版 3-3 KL(1,3,4,5)→PC2 求反(R)PC4(G) KL(1,4,5,7) →PC4 求反(B)增强含铁和蚀变岩石信息

[General Information]
书名=TM图像地质应用原理与方法
作者=
页数=97
SS号=0
出版日期=

封面
书名
版权
前言
目录
正文