第一章　绪　　论

第一节　　测井地质学的内涵和外延

一、测井地质学的涵义

测井地质学是以地质学和岩石物理学的基本理论为指导,综合运用各种测井信息,来解决地层学、构造地质学、沉积学、石油地质学以及油田地质学中各种地质问题的一门科学。

测井地质学是地质和测井两大学科相互交叉、渗透而派生和发展起来的新兴边缘学科,是80至90年代石油勘探事业和石油科技飞速发展应运而生的地球物理和地质学相结合的一个分支学科。地质学和地球物理测井学是两门自成体系相对独立的学科,都有着各自的基本理论和解决问题的方法。随着勘探难度的加大,石油勘探中提出的地质问题越来越复杂。因此,就必须通过地质、测井紧密结合,采取多学科综合研究即测井地质学来解决这些难题。测井地质学是石油勘探生产实践活动的产物,反过来它又能较好地解决石油勘探中的实际问题,从而促进生产实践活动的进一步发展。

二、测井地质学的研究内容

测井地质学将通过各类测井手段获取信息,经过计算机的加工和处理,来解决基础地质石油地质和油田工程地质领域中的问题。所要解决的上述问题就是测井地质学所要研究的基本内容。

1.测井地质学的基础地质研究

基础地质学中的首要任务是充分利用地质资料和测井信息并与地表资料、地震资料相配合进行地层层序划分和标定,建立区域性的统一的地层层序,确定沉积体系域,找出不同体系域的测井曲线响应,进行井间层序和沉积体系域的分析,这是区域地质综合研究的基础。

利用测井信息进行构造地质研究是测井地质学研究的又一重要内容。利用测井信息进行区域和局部构造以及断层研究,编制构造图是测井地质学最基本、最常规的研究内容。除此以外,还可以以构造地质学的基本理论为指导,充分利用测井信息进行构造裂缝的定量和定性研究,通过构造应力场的分析,确定其性质、产状、组系发育和分布规律、裂缝发育的控制因素、形成机制等,从而为油气勘探和油气田的合理开发提供依据。

测井沉积的研究是测井地质学研究的重要组成部分,近期获得了迅速发展。测井相分析是测井曲线岩性解释最有效的方法和手段。利用倾角测井资料进行沉积岩层理构造的研究,进而综合其他资料进行沉积相的标定、沉积微相分析和古水流方向的研究已取得了突破性的

进展和良好的效果。利用测井信息进行欠压实泥岩的研究、沉积岩中粘土矿物研究,结合地质学确定粘土矿物的类型、丰度性质和组合,对钻井液配制、储层性质、油层保护都具有重要意义。利用测井信息研究沉积岩中微量元素的类型、性质和丰度是测井沉积学研究的新领域,它对古环境的确定具有重要意义,此外,利用测井信息进行成岩作用研究,划分成岩段,确定成岩环境,也是测井地质学所应完成的任务之一。

2.测井地质学的石油地质研究

利用测井信息解释油、气、水层,确定含油岩系的孔隙度、含油饱和度是当今各油田采用的解决石油地质问题的常规手段。除此以外,利用测井信息研究生油层、盖层及油气的.生、储、盖组合也是测井地质学必不可少的组成部分。不同类型、不同丰度的生油层,不同特性的盖层,不同的生、储、盖组合形式应当具有不同的测井响应。这一问题的研究和解决对于含油气盆地预测和评价将起着重要的作用。利用测井信息研究储量参数、地下流体性质、分布状况是测井地质学的实际问题之一。

3.测井地质学的油田工程地质研究

在油气勘探和开发的生产实践中,综合各种测井信息,应用于地震解释设计、钻井设计、油井压裂、试油过程中的钻井液配制、套管的损伤和变形、油层保护等工程地质的研究,是测井地质研究的又一新领域。综合测井信息还可以应用于大地应力场的研究、岩石力学性质及可钻性的研究,三次采油中剩余油饱和度及剩余油分布的研究,这些都属于测井地质学所要研究的对象和内容。

三、测井地质学的研究方法

测井地质学的研究建立于地质学和岩石物理学理论基础之上,以地质信息和测井信息的提取为依据,通过地质信息和测井信息间的正演和反演过程,建立测井解释地质模型,以期解决地质问题。

1.测井地质学研究的逻辑步骤

1)钻井岩心和野外露头的观察

露头和岩心观察是地质学及测井地质学研究的基础,通过露头和岩心的观察可获取诸如地层、岩性、岩石物质成分、结构、构造、沉积组合、生、储、盖条件等大量的地质信息和第一性资料。以此为基础,可以建立起地层层序、沉积相和生、储、盖组合等概念模型。

2)地质刻度测井

应用野外露头,钻井岩心和实验室分析化验获取的地质信息和参数,进行各种测井曲线的标定和刻度,通过建立正演和反演模型,建立正确可靠的岩电关系,为提高测井地质的解释

精度奠定坚实的基础。

3)测井资料的处理

根据各种地质基础资料和测井系列,进行资料的可行性评价及数据处理,并对测井曲线进行校正和资料处理,是测井地质学研究的重要环节。

4)测井资料的地质解释

在岩石物理研究的基础上,以大量的地质资料所建立的地质模型和测井资料处理结果为依据,完成测井地质解释工作。

2.测井地质学研究的定量及定性分析方法

地球物理测井资料实质上是井剖面岩层各种物理性质(如导电性、放射性、电化学特性等)的二维或三维分析,是一组数据。这些数据仅仅间接地反映了岩石地质特性(如,岩石的成分和结构),而岩石性质的描述信息大量的是不便于数量化的知识信息。为了完成由数据信息到知识信息的转换,测井地质学研究中使用了近年来发展起来的许多数学分析方法,主要有:

(1)模糊统计方法;

(2)小波分析方法;

(3)分形几何方法;

(4)人工神经网络算法;

(5)混沌及随机行走分析方法。

第二节　测井地质学的进展

一、测井地质学的进展

目前,测井资料已经在岩石学、沉积学、地层学、构造地质学、油气储层评价、生油岩及油气盖层的评价等地质学领域中得到广泛应用。其中岩性分析、储层参数分析、断层分析都已经较为成熟并且开发出一些较实用的计算机辅助解释程序,如斯伦贝谢公司的LITHO及FACLOG 程序,阿特拉斯公司的 SIRATADIP 程序,石油大学(北京)的 CALIS 程序等。本世纪80 年代以来,随着测井技术的发展和计算机的进步,国外的测井地质学研究在以下一些方面取得了较明显的进展。

1.识别岩石成分和结构

继自然伽马测井和自然伽马能谱测井之后,斯伦贝谢公司在 80 年代中后期推出了以探测岩石矿物成分为主要目标的地球化学测井方法,该方法基本原理是利用加速器产生的中子

源轰击地层的粒子,使之产生活化作用,测量并分析元素活化生成的次生伽马线能谱,可以计算出 K、Th、U、Al、Ca、Si、Fe、S、Ti、Cd、Cl、H 等 12 种元素的含量,并用其合成六种矿物成分,据此识别岩石的成分。这种方法识别和划分火成岩见到较好的结果。

岩石的结构指的是岩石组成分的几何特征,如颗粒大小、形状、分选和排列等。传统上依靠自然电位和自然伽马的测井曲线特征来研究和估计碎屑岩的岩石颗粒大小,借助于测井资料计算的孔隙度来研究岩石颗粒的分选性,利用岩石电导率的各向异性研究岩石颗粒的排列方式,近年来成像测井的发展使地质家有可能应用井壁测井成像图来估算结构复杂的砾岩、碳酸盐岩的结构。

2.相和相序的研究

相反映了沉积物沉积时的物理、化学、生物条件,相序反映沉积物沉积的时间和空间的变化,自 80 年代以来,不少人沿用了 O.Serra 提出的电相和电序列概念来研究沉积相和相序。其基本方法是通过测井曲线值和形状变化进行岩性分析、电相分析和电序列(曲线变化趋势)分析。使用的数学方法主要是数理统计、时间序列分析、谱分析、分形几何、马尔可夫过程等。分析的准确性主要取决于用岩心、露头、地震反射波刻度和约束测井资料的精度。

3.成岩作用研究

沉积岩是由沉积物被埋藏以后经过一系列物理的、化学的、生物的作用即所谓石化作用而生成的,这个过程称为成岩作用,主要的成岩作用有压实、胶结、重结晶、交代、水化等。成岩作用使沉积物在粒度、形状、表面结构、取向、矿物成分、孔隙度、渗透率诸方面发生变化,而这些变化在常规测井及成像测井资料上都能得到响应。

4.层序地层学研究

测井资料直接响应的是岩性变化,而层序地层学研究的是沉积地层的时间格架,近年来把测井资料通过对准层序的响应研究由岩性格架转变时间地层格架方面有了很大的进步。其核心内容是层序界面的确定和旋回研究。通过这些研究将层理研究和层序研究结合了起来。并有可能发展成测井层序地层学。

5.生油岩的测井分析

在测井用于储层评价时主要研究对象是砂岩,而在生油岩评价中测井解释的主要对象是泥岩。实践证明富含有机质的泥岩的电阻率比不含有机质的泥岩的电阻率高数倍。通过对泥质岩石电导率、自然伽马能谱分析、声波纵横波速度差异的研究,测井可以有效地识别生油岩。

6.储层预测及油气区域研究

通过测井曲线的标准化刻度和井间对比,可以在油气区块上制作出各种各样的地球物理相态等值图,如自然伽马、电阻增大率、胶结指数、测井孔隙度、渗透率、泥质含量等在一个储层的区域分布图,这种图与含油饱和度、沉积相等有极为密切的关系,依靠这些图的研究可以得出油气储层在区块上的时空展布,为科学布井和开采提供了依据。在我国国内,经过"七五"计划油藏描述科技攻关及"八五"计划储层预测攻关,测井地质学研究取得了显著成效,并广泛得到应用,诸如:油藏中饱和度分布规律的测井研究,测井预测油/水界面,测井精细构造解释,包括高陡构造、逆冲断层、复杂小断块、测井沉积微相、古水流分析、裂缝性地层的裂缝分布规律研究,地层压力剖面解释、低电阻层机理与地质研究,现代地应力测井分析,地层压力剖面解释和预测等。此外,还有测井对泥岩生短能力评价、测井层序地层学、垂直地震测井解释等,在测井与地震资料结合解释方面也取得了很多成果,测井约束条件下的地震反演,在工合成地震剖面已经在油藏描述中得到了广泛的应用。我国近年来开发出了一些已经得到广泛应用的测井、地质、地震联合解释软件平台,比较好的如 GRIS-TATION、NEWS等。

二、测井地质学研究存在的问题及探索方向

1.当前测井地质学研究主要存在的问题

1)解的不确定性

利用测井技术在井下检测到的岩石物理性质如导电性、放射性等仅仅是间接包含了岩石的地学描述信息,而不是直接得出地学知识信息。例如测量的地质对象由钻井取心观察是"灰色含泥细砂岩"。这个结论有四个信息需要量化约定才可能由测井数据集判定。即颜色、泥质成分及含量、砂粒的矿物成分(石英或长石)、砂粒的粒径。其中尤其是颜色,直到目前也无法用测井曲线解释清楚。实际上,人们往往要求测井数据集合去直接解一个地质描述目标,也就是说在测井与地质两个集合之间寻找对应关系。由于测井数据集是确定的(而不是随机的)、全部可量化的(而不是描述的)、维数是有限的(即仅有几种测井方法),因此测井数据集与地质描述结合之间就不是一一对应的,存在着不确定的解。

2)解的区域性

由于沉积体与沉积环境密切相关,因此地质学对沉积体的描述大多是地区性的。而测井方法是固定的,同样是电阻率曲线对不同井、不同层位、不同地区,即使是同一类岩石也不会具有相同的数量。这就是为什么用同一种测井方法,如果不修改控制参数,在研究地学问题时在不同的地区会得到不同的结论。

3)负载能力有限性

地球物理测井探测的是地层的电性、声学特性和核物理特性,加上探测研究环境和条件的影响,不同的地质对象的响应差异并不显著,例如石英、白云石、方解石三种沉积岩主要矿物的声波时差(纵波)相对差值仅为 10%左右,而测井仪器的误差为 5%,井径和钻井液变化的影响可以达到 50%以上。所以利用测井识别地质现象的能力是很有限的,只有在数学约束、物理约束、地区约束条件都能满足的条件下才可以得出满意的解。不能什么问题都企望测井去解决。

鉴于以上几点,我们不妨把测井地质学成果定位在辅助信息、辅助工具这个层次。即辅助地质家在由数据信息到知识和智慧(即决策)信息的生成过程中少走弯路,节省投入,达到事半功倍的境界。

2.测井地质学当前主要探索方向

(1)更新用测井资料确定岩性、岩相、沉积环境研究的概念,将测井信息作为单项指标量提高到模型化的高度(即由数量模型提高到概念模型),建立典型模式。

(2)深入研究测井曲线的旋回特性,建立测井层序地层学分析体系,并以层序地层、旋回地层、地层模拟为基础综合测井和地震勘探资料研究使地震高分辨率上升到测井的量级,使测井在区域研究上有更大的用武之地。

(3)加深低孔低渗油气储层有效孔隙度、渗透率的测井计算方法研究,束缚水饱和度计算方法研究,在油藏产能评价方面开辟新的方向。

(4)将测井资料进一步有效地应用到地应力计算及次生孔隙评价、地层敏感性分析和油层保护等工程方面。

第三节　测井信息影响因素

测井信息是用不同的测井仪器按不同的方法在井下采集的。测井信息主要受岩石物理性质、井眼环境、测量方式及仪器结构、操作者的处理方式(校正及输入参数)的影响。

一、测井探测的岩石物理性质

1.电性

(1)岩石的电阻率(Q・m)。

(2)岩石的电导率(s/m)。

(3)介电常数(F/m 或相对介电常数)。

(4)自然电位(mV)。

(5)激发极化电位(mV)。

(6)阳离子交换能力(阳离子交换容量 QV),CEC,是岩石中粒土矿物及含量的一种测度。

2.声学特性

(1)声波传播时间（μs/m)(岩石的声波传播速度)。

(2)声波幅度衰减(衰减系数),岩石声波吸收特性。

3.核物理性质

(1)自然伽马射线强度(每秒计数率或 API 刻度单位),岩石含放射性矿物数量。

(2)自然伽马射线能量谱分析(eV 或 MeV),岩石含放射性同位素的类别。

(3)电子密度及体积密度(g/cm^3),岩石的伽马射线散射能力。

(4)光电吸收指数(b /e),岩石矿物对软伽马射线吸收特性。

(5)体积光电吸收指数(b/cm^3),岩石各种矿物对软伽马射线综合吸收特性。服从物理平衡方程。

(6)含氢指数及中子孔隙度(%),岩石的中子衰减特性。

(7)热中子俘获截面(b),岩石的热中子衰减特性。

(8)热中子衰减时间(μS),岩石的热中子寿命特性。

(9)次生伽马射线谱(MeV),岩石各种矿物及元素在中子场中的活化特性。

4.核磁共振特性

(1)横向驰豫时间 T_2(自旋一自旋驰豫)。

(2)纵向驰豫时间 T_1(自旋晶格驰豫时间)。

(3)扩散系数 D。

二、测井的测量方法

主要的裸眼井方法如表 1-1 所示。

表 1-1 主要的裸眼井测井方法

类 别	方 法	测量的物理量	方法代号
利用自然现象，无源	自然电位	电位差	SP
	自然伽马放射性	总计数率	GR
		谱测量率 U、Th、K	NGS
	井径	井眼直径	CAL
	井温	井内钻浆温度	T
	井斜	井轴倾角及方位	DEV
利用各种场源激发的信息，包括源、探测器	双侧向	电阻率 R	LLS，LLD
	微侧向		MLL
	八侧面		LL8
	微球形聚焦		MSFL
	双感应	电导率 C	ILM，ILD
	电磁波传播	ε 介电常数传播时间	EPT，tPL
	双频介电	介电常数 200M、47M	
	中子测井（补偿）	含氢指数	CNL
	中子寿命测井	中子俘获截面 Σ，衰减时间	TDT
	碳氧比测井	次生伽马能谱	C10
	岩性密度	光电吸收截面 EP_e	LDT
	补偿密度	电密度 ρ_b	FDC，DC
	核磁共振	质子自旋衰减时间	CMR，MRIR
	补偿声波	声波传播时间 声波衰减幅度 声波波列 Δt	BHC，AC
	长源距声波		LSS
	阵列声波		

续表

类 别	方 法	测量的物理量	方法代号
成像测井	微电成像	井壁介质导电性	FMI，EMI，STAR
	井下声波电视	声波反射幅度及时间	USI，CBIL，CAST
	阵列感应	电导率	AIT
	方位电阻率	电阻率	ARI
	偶极（多极声波）	声波（挠曲波）传播时间	DSI
	地层倾角		HDT，SHDT

三、测井信息受环境的影响因素

1.井眼影响

1)井径变化及井眼垮塌

井眼越大,测井仪周围的钻井液体积越多,影响了测井读数。对于贴井壁仪器井径扩大及不规则直接造成极板贴不上井壁,读数变小。

2)钻井液影响

井内钻井液的成分和矿化度,对电法测井和中子及密度测井都有较大影响,若含有大量重晶石,则严重影响岩性密度测井,使测井曲线无法应用。

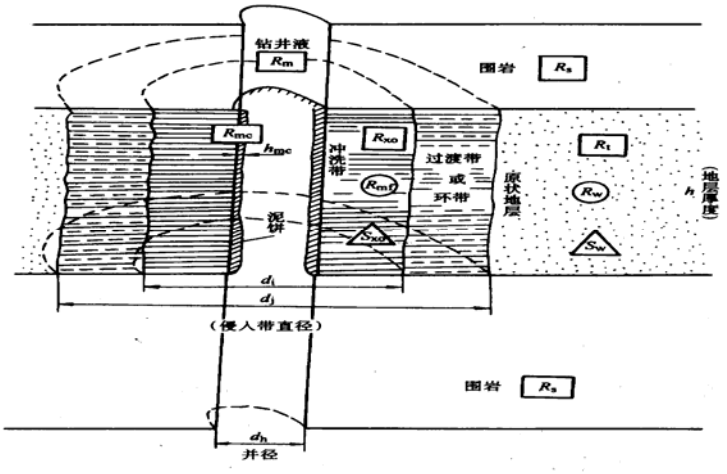


图 1 一 1 渗透层侵人的示意图

口一带的电阻率;O 一带中水的电阻率;△一带中含水饱和度

2.侵入影响

由于井内压力与地层压力不一致,造成了一部分钻井液滤液侵入地层,驱替一部分地层流体(油、气、地层水),这就是侵入,侵入使得井壁周围的地层电性、声学特性、核物理性都要发生重大变化,使测井读数不能反映。侵入使井壁周围的地层产生的冲洗带、侵入过渡带和原状地层三个区带,其导电性和流体饱和度发生变化如图 1-1 所示。显然必须通过侵人校正才能获得正确的地层岩石物理值。

3.下井仪器的状态

1)仪器直径及偏心

仪器直径与井眼直径必须匹配适当,否则不易顺利测井,且影响电缆的张力从而影响深度的准确性。仪器偏心对于井下声波电视影响最大,有时会得不到可用的图像。

2)仪器的旋转和跳动

下井仪器的旋转和跳动对于声波测井,特别是地层倾角测井曲线影响最大,必须控制和

校正。

4.测井速度

各种测井仪器的测井速度(即每小时仪器自井底上提的长度)是不同时,特别是有"时间常数"要求的放射性仪器,对测井速度有着较严格的要求,速度太快将降低测量值。

四、测井曲线的纵向和径向分辨率

测井仪器的纵向分辨率指其区分地层厚度的能力,而径向分辨率指其对地层横向的探测能力。测井仪器的两个分辨率是互相制约的,一般来说,纵向分辨率越高的仪器径向探测深度越浅。分辨率主要受控于传感器的结构和几何尺寸。常规测井的分辨率如表 1-2 所示。

表 1－2　斯伦贝谢公司各测井项目分辨率①

测井仪器	测井曲线	固有垂向分辨率	采样率	有效垂向分辨率	常规 CSU 分辨率（磁带上）	径向分辨率
EPT	衰减系数 传播时间	2 in② 2 in 2 in 2 in	2 in 0.4 in 2 in 0.4 in	4 in 2 in 4 in 2 in	4 in 2 in 4 in 2 in	2 in
微测井 MSFL	微梯度 微电位	6 in 6 in 5 in	2 in 2 in 2 in	6 in 6 in 5 in	6 in 6 in 5 in	6 in
HDT SHDT FMS	电导率	$\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{4}$ in	0.2 in 0.1 in 0.1 in	$\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{4}$ in	$\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{2}$ in $\frac{1}{4}$ in	1～2 in

测井仪器	测井曲线	固有垂向分辨率	采样率	有效垂向分辨率	常规 CSU 分辨率（磁带上）	径向分辨率
声波测井仪 井眼补偿测井仪 阵列声波 STC	Δt	2 ft 3 ft 6 in	6 in 6 in 1.2 in	2 ft 3 ft 6 in	2 ft 3 ft 6 in	6～20 in
LDT α 处理 α 处理 CNL α 处理 α 处理	ρ_b ρ_b ρ_b ρ_b ρ_b ϕ_n ϕ_n ϕ_n ϕ_n	16 in 16 in 4 in 4 in 2 in 2 in 20 in 10 in 10 in	6 in 2 in 6 in 2 in 6 in 2 in 6 in 6 in 2 in	20 in 16 in 8 in 4 in 6 in 4 in 24 in 24 in 14 in 10 in	32 in 20 in 12 in 4 in 18 in 8 in 36 in 28 in 14 in 10 in	<6 in 12 in
GR NGS	GR 铀、钍、钾	8～12 in 8～12 in	6 in 6 in	12～16 in 12～16 in	24～28 in 24～28 in	4～6 in
SP	SP	6～10 ft	6 in	6～10 in	6～10 tf	

① 改编自 Allen 等人，“The Technical Review” V36，N2，P6，1988；

② 1 in＝0.0254 m。

第二章　　常规测井方法及其地质响应

所谓常规测井方法主要是指目前在油气勘探开发中,探井测井,评价井测井、开发井测井工程中都要测量的测井方法,即所谓"九条"曲线系列一一自然伽马、自然电位、井径三岩性曲线,浅、中、深三电阻率曲线,声波、中子、密度三孔隙度曲线。在地层复杂的情况下再加上地层倾角、自然伽马能谱二项构成所谓的"十一条曲线",这也是测井地质学研究所依靠的基本测井信息。这些测井方法从 70 年代的数字测井系列、到 80 年代的数控测井系列,直到 90 年代的成像测井系统(如 5700 和 MAXIS-500)都保留着,也都是常测的项目。本章将简述它们的基本原理,测量信息,影响因素,所能解释的地质现象,重点不在于方法原理的数学推导,而在于其地质响应。

第一节　岩性、孔隙度测井系列

一、自然电位测井

在电阻率测井的初期,人们在钻井中就观测到了一种非人工产生的直流电位差,且可以毫伏级的精度记录下来,人们称之为自然电位。自然电位的测量很简单,即把一个测量电极放在井下,另一个放在地面,可以连续地测量出一条自然电位曲线,如果把曲线正极电位作为基准,则曲线的负峰处一般都是具有渗透性的砂岩。因此自然电位曲线可以作为划分岩性,判断储层性质的基本测井方法。

1.自然电位产生的原因

1)扩散电动势

在纯水砂岩的井壁上产生的扩散电动势,是井壁的钻井液滤液与砂岩中地层水接触的结果。这些钻井液滤液是井内钻井液慢慢脱水产生的。钻井液滤液和地层水都主要含 NaC1,假设钻井液滤液的浓度是 C_{mf} 时,地层的水浓度是 CW,电阻率是 Rw,一般是 $Cw>C_{mf}$,$R_w<R_{mf}$,也就是说地层中的 Na^+,Cl^-离子都要由地层向钻井液滤液方向扩散,由于 CI^-的迁移速度比 Na^+快,于是在地层水内就富集正电荷,钻井液滤液中富集负电荷,形成了一个由于离子扩散而产生的电动势一一扩散电动势,实验证明,纯水砂岩的扩散电动势等于:

$$E_{砂}=K_1 Ig\frac{a_w}{a_{mf}} \quad (mV) \tag{2-1}$$

式中　K1 一一扩散电位系数,与溶液的成分和温度有关;

aw 和 amf 一一分别表示地层水和钻井液滤液的电化学活度,与含盐量和化学成分有关。

与纯水砂岩相邻的泥岩井壁上产生的扩散电动势,是泥岩所含的地层水与井壁钻井液滤液相接触的产物。泥岩所含的地层水其成分和浓度一般与相邻砂岩石中的水是一样的。由于泥岩的孔隙喉道极小,地层水都被束缚在泥岩的泥质颗粒表面。而泥质颗粒对 Cl^-离子有选择性吸附的作用,C^-离子都被束缚在泥质颗粒表面,不能自由移动,只有 Na^+可在地层水中移动。因此,在泥岩井壁上只发生 Na^+离子的扩散。这时形成的电动势,称为扩散吸附电动势,泥岩一方为负,井内钻井液一方为正,根据实验结果和理论分析,在泥岩井壁上产生的扩散只吸附电动势为:

$$E_{泥}=K_2 Ig\frac{aw}{amf} \quad (mV)$$

式中　K2 一一泥岩的扩散吸附电位系数。

K2 数值也决定于溶液的成分和温度,对于 NaCi 溶渡,在 25℃时,K_2=59.1mV,代入上式得:

$$E_{砂}=59.1g\frac{aw}{amf} \quad (mV) \qquad (2\text{-}2)$$

比较公式（2 一 1)和公式(2 一 2)可以看出,当 $\frac{aw}{amf}$ 一样时,$E_{泥}$与 $E_{砂}$不但数值差别很大,而且符号也相反,这是因为泥岩只有 Na^+离子发生扩散作用的缘故。

2)过滤电动势

除去上述由于扩散吸附作用产生的自然电动势之外,还有一种由于地层和钻井液柱压力差引起的过滤电动势。

在压力差作用下,当溶液通过毛细管时,由于毛细管壁吸附负离子,使溶液中正离子相对增长,并且同溶液一起向压力低的一端移动,因此,在毛细管两端富集了不同符号的离子便产生电位差,在压力低的一端带正电,压力高的一端带负电,如图 2-1 所示。

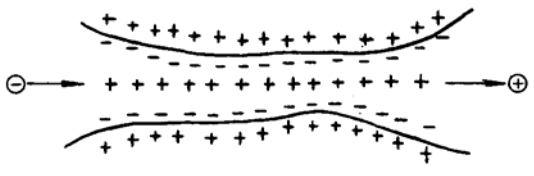


图 2-1　过滤电动势形成示意图

在岩层中有很多很细的连通孔隙,相当于上述的毛细管。当钻井液柱压力大于地层压力时由于岩层中毛细管孔道壁上和泥饼中泥质颗粒要吸附钻井液滤液中的负离子,而正离子随着钻井液滤液向地层中移动,这样井在壁附近聚集大量负离子,在岩层内部有大量正离子,这种电位称为过滤电位。在钻井液柱压力大于地层压力的条件下,在渗透层井段过滤电位与扩散吸附电位方向上

是一致的。过滤电位的数值与地层和钻井液按之间的压力差及过滤溶液的电阻率成正比,。但只有地层压力与钻井液柱压力很悬殊时,而且在钻井液未形成以前,过滤电位才有较大的显示。由于油井的钻井液柱压力略高于地层压力,但相差不是很大,而且在测井时常已形成泥饼,故过滤电位在油 井中的显示一般很小,常忽略不计。

由于电动势 $E_{砂}$和 $E_{泥}$的存在,在井与砂岩和泥岩的接触处,便有自然电流产生,见图 2-1,这个自然电流回路的总自然电动势 $E_{总}$,是上述两个电动势的代数和:

$$E_{总}=E_{砂}+E_{泥}=(11.6+59.1)\,\mathrm{Ig}\frac{a_m}{a_{mf}}=71\mathrm{Ig}\frac{a_w}{a_{mf}}$$

(t=25℃)

如果砂岩不是纯的砂岩,在砂岩中含有一些泥质,泥岩也不是纯的泥岩,则自然电位的幅度,就不能用上式来求出。当由于砂岩含有泥质,砂岩只有吸附时,地层的扩散吸附电位值可以由下式表示:

$$E_{da}=k_{da}\mathrm{Ig}\frac{R_{mf}}{R_w}$$

式中 k_{da} ——地层的扩散吸附电位系数,从-11.6(纯砂岩)变到+59.1(纯泥岩) 。

2.电位曲线形状的分析

井内自然电流的分布如图 2-2 所示,它说明井内的电流强度不是均匀分布的。因为井内的自然电动势和自然电流的分布都对井轴有对称性,图上只绘了井和地层的一半。

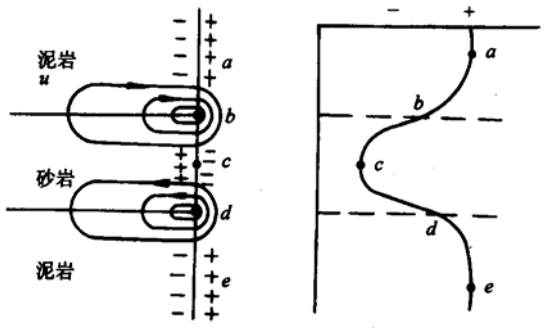


图 2-2 自然电位曲线的形状和井内自然电流的分布(Rw<Rmf)

自然电位测井在井内测量的电位是自然电流的电位降产生的。在离砂岩较远的泥岩上(如 α 点以上),自然电流甚小,几乎没有什么变化,所以大段泥岩上的自然电流曲线基本是一条直线。过了 a 点,电流强度逐渐增加,使井内电位逐渐降低($R_w<R_{mf}$ 时),自然电位曲线缓慢偏向负的方向。在泥岩与砂岩的接触面附近,井内电流强度最大,电位降也最大,自然电位曲线急剧偏负。过了地层界面,电流强度又逐步减小,电位继续降低,自然电位曲线继续偏负,但速度减慢。若砂岩厚度较大,则在地层中部,自然电流很小,变化也很小,自然电位曲线几乎是与井轴平行的直线。在砂岩下部,自然电流又逐渐增加,但因其方向与砂岩上部相反,自然电流

的电位降是使井内电位逐步增加,自然电位曲线向电位正的方向移动,其变化情况与砂岩上部类似,因此,若砂岩岩性均匀,自然电位曲线在砂岩上的异常对地层中点有对称性,异常幅度的半幅度应是地层的界面,异常幅度的大小应当等于自然电流在井内的电位降。假设自然电流流过钻井液、砂岩、泥岩各部分的电阻是 $R_{钻井液}$、$R_{砂岩}$、$R_{泥岩}$,又假设自然电流回路的电流大小不变,电流强度由下式决定:

$$I=\frac{E_{总}}{R_{钻井液}+R_{砂岩}+R_{泥岩}}$$

$$E_{总}=E_{砂}+E_{泥}=IR_{钻井液}+IR_{砂岩}+IR_{混岩}$$

假设砂岩厚度相当大,因为砂岩和泥岩中流过电流的横截面积比钻井液中大得多,其电阻 $R_{砂岩}$和 $R_{泥岩}$应比 $R_{钻井液}$大得多(电阻与横截面积成反比)。因此,(IR 砂岩)和(IR 泥岩),就应比(IR 钻井液)小得多,可近似地认为自然电流在井内的电位降(IR 钻井液)就是自然电流的总电动势 $E_{总}$。而自然电流在井内的电位降又等于自然电位曲线在纯水砂岩上的异常幅度,故对纯水砂岩有以下等式:

$$E_{总}=IR_{钻井液}$$

因为总自然电动势 $E_{总}$相当于自然电流回路断路时的电压,故也常称为纯水砂岩的静态自然电位,简称静自然电位,用 ssp 表示。如上所述,当 Rmf>Rw 时,自然电位曲线在砂岩上出现负异常;反之,Rmf<Rw 时,自然电位曲线偏向正的方向,在砂岩上形成正异常。纯水砂岩的自然电位异常(ssp)由下式确定:

$$ssp=E_{总}=-70.7\mathrm{Ig}\frac{a_w}{a_{mf}}\quad(t\text{-}25℃时)$$

因 R_{mf}>Rw 时,ssp 为负异常,故等式右端加了一个负号。

$$ssp=k\ \mathrm{Ig}\frac{a_w}{a_{mf}}\quad(mV)\qquad(2\text{-}3)$$

式中　k 一一纯水砂岩的自然电位系数。

对于 NaCl 溶液,k 只决定于地层的温度(t)。

$$k=-70.7\frac{273+t}{273+25}$$

对浓度不太高的细 NaCI 溶液,其电阻率与 Na^{+}活度成反比(图 2-3)。但浓度高或对其他水型就不再保持准确的反比关系。因此采用"等效电阻率"R_{we}和 R_{mfe}的概念。根据定义,它们与活度成反比(在 25℃时,Rme=0.075/aw),从而将上式写成:

$$ssp = -k\lg\frac{R_{mfe}}{R_{we}} \tag{2-4}$$

图 2-3 是 NaC1 溶液电阻率与 Na^+离子活度关系曲线。

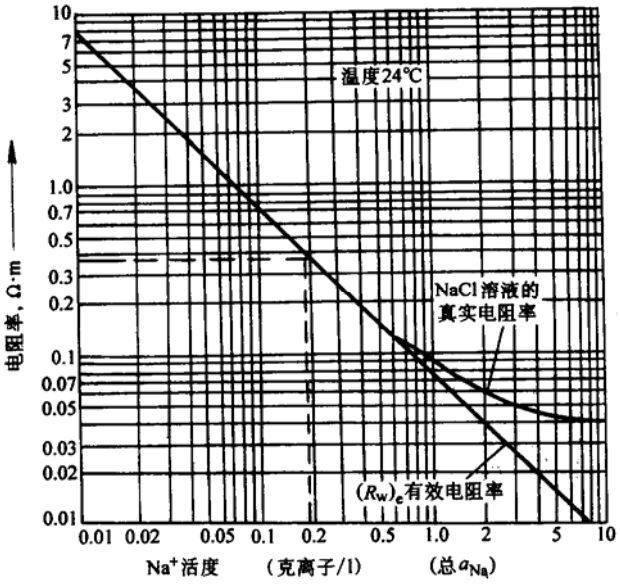


图 2-3　NaCl 溶液电阻率与离子活度关系曲线

由式(2－4)可知当确定了静自然电位(ssp)及钻井液滤液的等效电阻率 Rmfe 之后,就可以求出地层水的等效电阻率 Rwe。

图2－4 是理论计算的纯水砂岩的自然电位曲线形状,主要说明在其他条件完全相同的情下,地层厚度(h/d)对自然电位幅度和形状的影响。$\triangle u_{sp}$ 表示地层厚度非充分大时的自然电位 异常,ssp 是地层厚度充分大时,最大的自然电位异常,亦即静自然电动势。分析这些曲线,可得出根据自然电位曲线确定地层界面的规则如下:

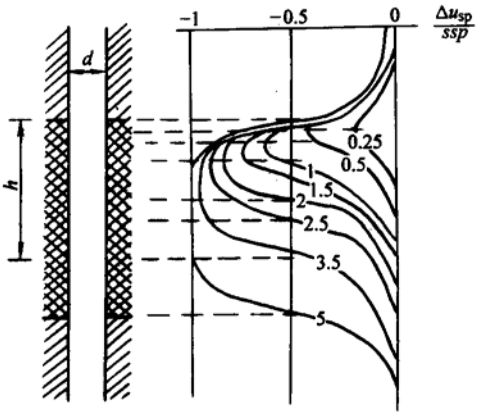


图 2-4 不同厚度岩层的自然电位理论曲线

(曲线数字:h/d)

(1)当地层厚度 h>4d 时,自然电位异常幅度 $\triangle u_{sp}$ 近似或等于静自然电位 ssp。

(2)当地层厚度 h<4d 时, $\triangle u_{sp}$ < ssp，厚度愈小,差别愈大,异常顶部变窄,下部变宽,地层分界面向异常的顶部移动,当半幅点确定的地层厚度大于地层的真厚度。

3.影响自然电位异常幅度的因素

(1)自然电位异常幅度$\triangle u_{sp}$ 主要决定于自然电位总电动势 E 总(ss ρ)。而 E 总决定于地

层的岩性和钻井液滤液电阻率与地层水电阻率的比值(R_{mf}/R_{mc})。

(2)钻井液电阻率愈低,则钻井液电阻 $R_{钻井液}$愈小, $\triangle u_{sp}$ 也愈小,因此,钻井液矿化度特别高的盐水井, $\triangle u_{sp}$ 很小,很难划分地层。井径扩大,也使 $R_{钻井液}$减小, $\triangle u_{sp}$ 随之减小

(3)目的层和围岩的电阻率越高,$R_{砂岩}$和 $R_{泥岩}$增大,使自然电流减小, $\triangle u_{sp}$ 随之减小,如油层的$\triangle u_{sp}$一般小于相邻的水层。

(4)目的层厚度增大,即 $R_{砂岩}$减小,,则$\triangle u_{sp}$ 增大,反之$\triangle u_{sp}$ 减小。

(5)目的层有钻井液侵入时,钻井液滤液与地层水的分界面移向地层内部,使自然电流流经目的层和围岩的路径增大,即使 $R_{砂岩}$和 $R_{泥岩}$增大, $\triangle u_{sp}$ 随之减小。

4.自然电位曲线的应用

1)划分渗透性地层,并确定其界面

明显的自然电位异常是渗透层的显著特征,自然电位曲线是划分渗透层的有效工具。一般可按半幅点确定渗透层的界面,但由于影响因素较多,用半幅点确定界面不是很难。实际工作中,常是以自然电位和微电极曲线的显示划分出渗透层,而以微电极和短电极的视电阻率曲线确定其界面,参考自然电位半幅点。

2)分析岩性

因为自然电位是离子在岩石中的扩散吸附作用产生的,而岩石的扩散吸附作用与岩石的性质(岩石成分、组织结构、胶结物的成分及含量等),有很密切的关系,故可根据自然电位曲线的变化分析岩性,特别是分析岩性变化。如地层的岩性变细,泥质含量增加,常常表现为自然电位幅度降低。自然电位曲线可明显地划分出泥岩类(泥岩、页岩等)、砂岩、泥质砂岩,并可结合电阻曲线划分出有渗透性的生物灰岩等。因为自然电位曲线与岩性有密切关系,曲线变化又比较简单,比较形象,自然电位曲线也是地层对比的一项重要资料,标准测井都少不了自然电位曲线。

3)估算地层水电阻率

在许多情况下,可以容易地由自然电位曲线求得准确的地层水电阻率。但在有些情况下(例如有非 NaCI 类存在,自然电位基线偏移或 Rw 变化不定)应当特别小心。

有时有大的过滤电位存在(例如渗透率很低的地层,压力枯竭的地层及很重的钻井液)。在这种情况下,最好不要使用自然电位求 Rw 值,但是,经验指出,当地层有一定的渗透率,地层水是盐水,并且钻井液电阻率不是很高时,自然电位中的过滤电位成分可以忽略不计。在这些情况下认为静自然电位等于电化学电位。

在已知剖面中若有足够厚的纯水层,就可根据自然电位曲线直接确定静自然电位值。通

过厚渗透层处自然电位最大的负值做一条直线,而由夹在它们之间泥岩层的自然电位值作出泥岩基值。这两条直线间的差值(毫伏数)取作 ss ρ 。

但在被测井段内,往往难于找到层厚而又没有侵入的纯渗透层。如地层薄,自然电位值必须经过校正以求得 ssp。

二、伽马测井

1.自然伽马测井

把仪器放到井下,测量地层放射性强度的方法叫作自然伽马测井(GR)。这种方法已有很长的历史,自然伽马与自然电位测井相配合能很好地划分岩性和确定渗透性地层,自然伽马测井的另一优点是可在下套管井中测量。

1)岩石的放射性

岩石中含有放射性元素,主要是铀(U)、钍(Th)、何(K)等放射性元素,所以岩石的放射性强度决定放射性元素的含量。^{238}U 的半衰期为 4.5×10^{9}a,^{223}Th 半衰期为 1.42×10^{10}a,^{40}K 半衰期为 1.25×10^{9}a。

一般条件下,岩石的放射性物质含量很少。按照放射性的强弱可把沉积岩分成以下几类:

(1)放射性物质含量高:放射性软泥、红色粘土、黑色沥青质粘土的放射性物质含量高。海绿石砂岩、独居石、钾钒矿砂砾岩等具有高放射性含量。

(2)放射性物质含量中等:浅海相和陆上沉积的泥质岩石,如泥质砂岩、泥质石灰岩、泥灰岩等。

(3)放射物质含量少:砂层、砂岩、石灰岩等。

(4)放射性物质含量很少:硬石膏、石膏、岩盐、煤和沥青等。

2)自然伽马测井及应用

把自然伽马测井仪放到井下,测量地层放射性强度随深度变化的曲线,称为自然伽马曲|线(GR)。

美国石油学会在休斯敦大学建立了自然伽马刻度井。该刻度井有两个低放射性地层,一个高放射性地层,高放射性地层中含有钾 4%,铀 13mg/I ,钍 24mg/I ，三者分别占总放射性量的 19%、47%和 34%。定义高放射性地层与低放射性地层读数之差为 200API 单位,作为标准刻度单位。

自然伽马测井的应用如下:

(1)划分岩性。主要是根据地层中泥质含量的变化引起自然伽马曲线幅度变化来区分不

同的岩性,图 2-5 是自然伽马测井曲线对不同地层的响应,对于纯石灰岩、纯砂岩、白云岩、硬石膏,石膏、煤层及盐岩等,自然伽马显示低值;对于火山灰、泥岩显示高自然伽马值,而对于含泥质岩石自然伽马显示中等,并且随着泥质含量增减而变化。一般来说,泥岩的自然伽马幅度为 75~150API 单位,平均为 100API 单位,硬石膏和纯石灰岩为 15~20API 单位,白云岩和纯砂岩的自然伽马幅度为 20~30API 单位。但对某一地区来说,应该根据岩心分析结果与自然伽马曲线进行对比分析,找出地区性的规律,再应用于自然伽马曲线的解释。

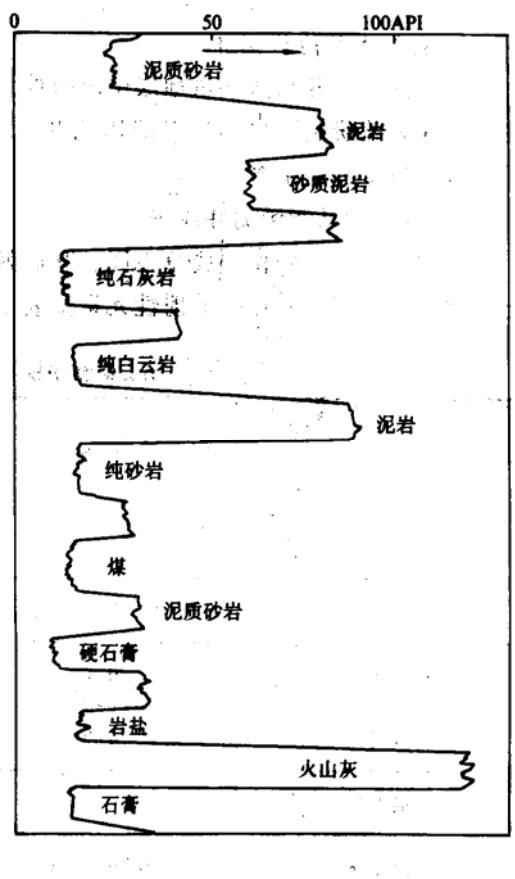


图 2-5　自然伽马测井响应曲线

(2)进行地层对比。自然伽马曲线与地层中所含流体性质无关,地层水矿化度对其也没什么影响,因此自然伽马曲线幅度主要决定于地层中的放射性物质,通常对于不同岩性其幅度较为稳定。另外对比的标准层也易于选取,通常用厚层泥岩作为标准层,进行油田范围或区域范围内的地层对比。

(3)估算地层中泥质含量。首先用自然伽马相对幅度的变化计算出泥质含量指数 I_{GR}

$$I_{GR}=\frac{GR_{目的}-GR_{min}}{GR_{max}-GR_{min}}$$

式中　$GR_{目的}$ ——目的层的自然伽马幅度;

GR_{max} ——纯泥岩层的自然伽马幅度;

GR_{min} ——纯砂岩层的自然伽马幅度。

通常 I_{GR} 的变化范围为 O~1,用下式将 I_{GR} 转化为泥质含量 Vsh:

$$V_{sh}=\frac{2^{G\cdot I_{GR}}-1}{2^{G}-1} \tag{2-5}$$

式中　G ——希尔奇指数,可根据实验室取心分析资料确定,北美第三系地层取 G =3.7,老地层 G =2。

2.自然伽马能谱测井

自然伽马测井只能测量地层中放射性元素的总含量,无法分辨地层中含有什么样的放射性元素,为此研制了自然伽马能谱测井,即测量不同放射性元素放射出不同能量的伽马射线,从而确定地层中含有何种放射性元素。

1)自然伽马能谱测井原理

不同岩石含有的化学成分不同,其放射性物质的成分也不一样,泥岩地层主要成分为粘土矿物,粘土矿物所含的放射性元素如表 2-1 所示。

表 2-1 粘土矿物中铀（U)、钍（Th）和钾（K）的含量

含量 / 矿物名称	K,%	U, mg/l	Th, mg/l
膨润土	<0.5	1~20	6~50
蒙脱石	0.16	2~5	14~24
高岭石	0.42	1.5~3	6~19
伊利石	4.50	1.5	
铝土矿		3~30	10~130
黑云母	6.70~8.30		<0.01
白云母	7.90~9.80		<0.01
海绿石	5.08~5.30		

纯砂岩和碳酸盐岩的放射性元素含量都低,表 2-2 给出其大致的变化范围。但对于某些渗透性砂岩和碳酸盐岩地层,由于水中含有易溶的铀元素,并随水运移,在某些适宜条件下沉淀,形成具有高放射性渗透层,此时可用自然伽马能谱测井划分这样的地层。

表 2-2 砂岩和碳酸盐中铀（U)、钍（Th）和钾（K）的含量

含量 / 岩石名称	K,%	U, mg/l	Th, mg/l
砂岩	0.7~3.8	0.2~0.6	0.7~2.0
碳酸盐岩	0.0~2.0	0.1~9.0	0.1~7.0

根据实验室对铀、钍、钾放射伽马射线能量的测定,发现钾放射的单色伽马射线,其能量为 1.46MeV,铀及其衰变产物放射的是多能谱伽马射线,在高能区内,1.76MeV 的峰值明显,易于鉴别。钍及其衰变产物放射多能伽马射线。其中 2.62MeV 峰值易于识别。图 2-6 是铀、

钍、钾三种元素发射伽马射线的能谱图。

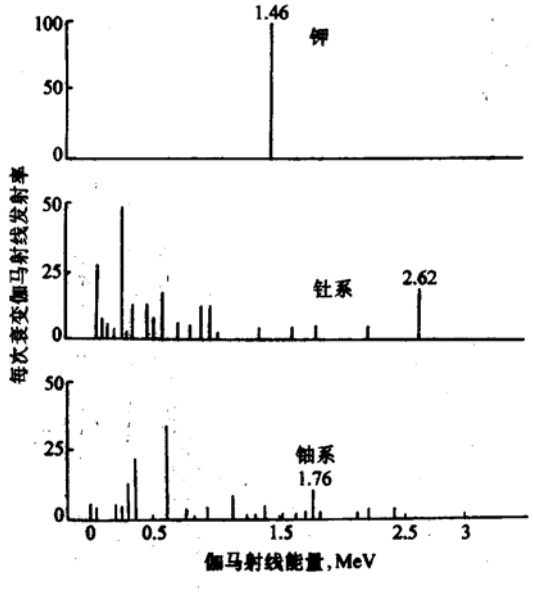


图 2-6　钾、钍、铀放射的伽马射线能谱图

自然伽马能谱测井仪的探测器部分与自然伽马测井基本相同,使用 NaI(TI)闪烁计数器,其输出脉冲的幅度与入射伽马射线能量成正比,所不同的是自然伽马能谱测井仪增加了多道脉冲幅度分析器,能分别测量不同幅度的脉冲数,从而得出不同能量的伽马射线能谱,用以测定不同的放射性元素。自然伽马能谱测井根据测出的伽马射线特征峰值,经刻度,输出的就是 U、Th、K 三条曲线与一条总的自然伽马曲线(图 2-7)。

2)自然伽马能谱测井的应用

用自然伽马能谱测井可划分岩性。图 2 一 7 中 4122~4220m 井段是纯石灰岩,U、Th、K 三条曲线显示低异常,自然伽马也显示低异常,其上、下两层自然伽马值高,应为泥岩层。但在自然伽马能谱曲线上,上部泥岩 U 显示高值,K 也稍高,是富含有机质的泥岩。下部泥岩 K 和 Th 的含量都高,U 的含量也高,但低于上部泥岩,因此这是两个性质不同的泥岩层。

图 2-8 中 1600ft 和 1638ft 处,自然伽马曲线上显示两个尖峰,似乎应为两个薄泥岩层,但在自然伽马测井曲线中 K,Th 两条曲线无显示,而在 U 曲线显示两个尖峰,与自然伽马曲线吻合,表明这里不是泥岩层,应为一渗透层,并在该深度处 U 的含量较高,可能是溶有 U 的水运移中沉淀下来。

利用 Th/U 比值曲线研究沉积环境,据经验统计, Th/>7 时,主要为陆相泥岩和铝土矿,这是风化完全、有氧化和淋滤作用的陆相沉积;2<Th/U<7 为海相沉积环境,岩性为灰色和绿色泥岩及杂砂岩: Th/U <2,海相沉积为黑色海相泥岩、石灰岩及磷酸盐岩。

自然伽马能谱测井还能区分粘土矿物,图 2-9 是 K、Th 含量为粘土矿物的关系图。图中画出了不同矿物的分区带,根据自然伽马能谱测井得出的 K、Th 含量,即可鉴别地层含有粘土矿物。自然伽马能谱测井的用途是可能用来直接寻找放射性矿物。

三、声波测井

将一个受控声波振源放入井中,声源发出的声波引起周围质点的振动,在地层中产生体|波即纵波和横波,在井壁一钻井液界面上产生诱导的界面波即伪瑞利波和斯通莱波。这些波

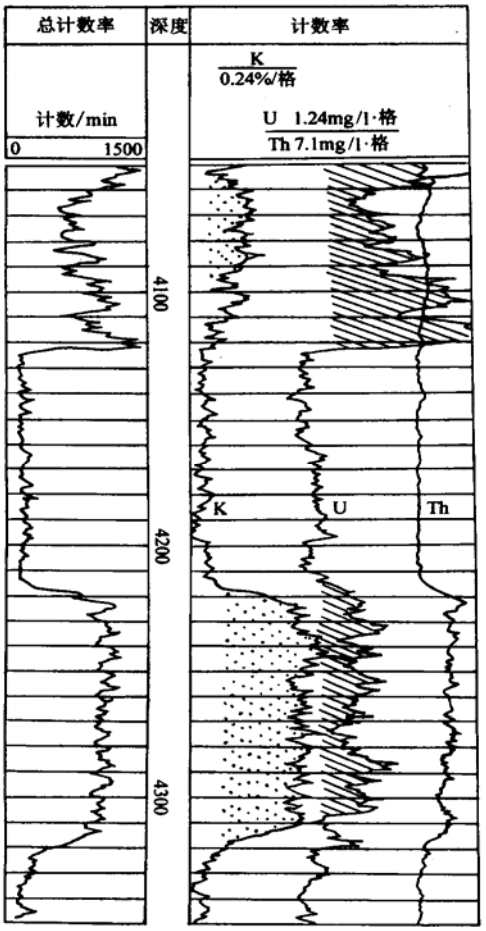


图 2-7　自然伽马能谱测井曲线

作为地层信息的载体,被井下接收器接收,送至地面的记录下来,就是声波测井。接收器、声源统称为声系,根据声系排列及尺寸的不同,声波测井仪可分为补偿测井仪(BHC)、长源距声波测井仪(LSS)和阵列声波测井仪。声波在井内地层中传播由于地层岩石成分、结构、孔隙中流体成分的变化其波的速度、幅度甚至频率都会发生变化。只记录声波速度变化的称为声速测井(AC),而记录声幅度变化的则称为声幅测井。声波速度测井中短源声系仅记录纵波(即首波)传播时差,长源距声系可记录下纵波、横波、伪瑞利波、斯通莱波等各种波列的传播时差,所以又称为全波声波测井,而阵列声波仪由于声系复杂既可以记录纵波声速,又可以记录全波列声速,还可以记录声幅。

1.补偿声波测井仪(BHC)

补偿声波测井仪(BHC)的声系如图 2-10 所示。由两个压电陶瓷发射器(声源)T_1、T_2 和两个压电陶瓷接收器 R_1、R_2 组成。 T_1 到 R_1 的间距称为源距。

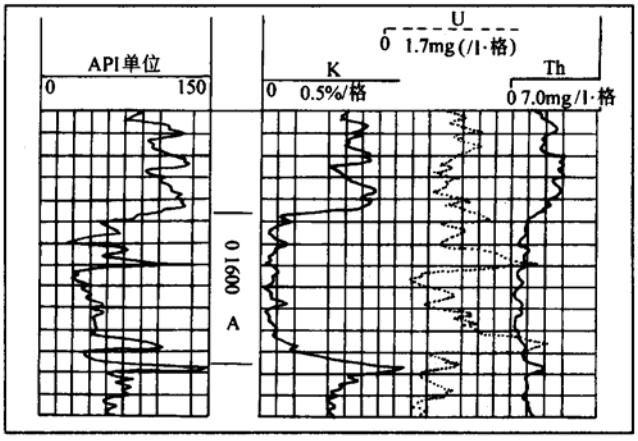


图 2 一 8　铀含量高的渗透性地层

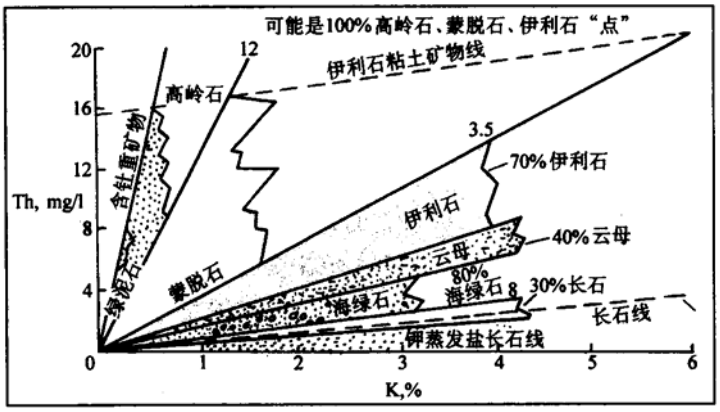


图 2-9 钾、钍含量鉴别粘土矿物的关系

T_1 和 T_2 轮流发射声波; T_1 发射后,R_1 和 R_2 分别接收并经首波到时检测,得到纵波到时 t_{11} 和 t_{21}。在图 2-10 中,发自 T_1 的声波,到达 R_1 和 R_2 的传播路径分别为 ABCE 和 ABDF，旅行时间（到时）分别为：

$$t_{11}=\frac{\overline{AB}}{\upsilon_f}+\frac{\overline{BC}}{\upsilon_c}+\frac{\overline{CE}}{\upsilon_f}$$

$$t_{21}=\frac{\overline{AB}}{\upsilon_f}+\frac{\overline{BC}+\overline{CD}}{\upsilon_c}+\frac{\overline{DF}}{\upsilon_f}$$

声波到 R_2 和 R_1 的时间之差为：

$$\triangle t_1=t_{11}-t_{21}$$

同理，发自 T_2 的声波到 R_1 和 R_2 的时间之差为：

$$\triangle t_2=t_{12}-t_{22}=\frac{\overline{C'D'}}{v_c}+\frac{\overline{D'F'}-\overline{C'E'}}{v_f}$$

因为在钻井液中，$\overline{DF}\approx\overline{C'E'}$ ，$\overline{D'F'}\approx\overline{CE}$ 而 $\overline{CD}=\overline{C'D'}$ ，故可得到平均的时间之差为：

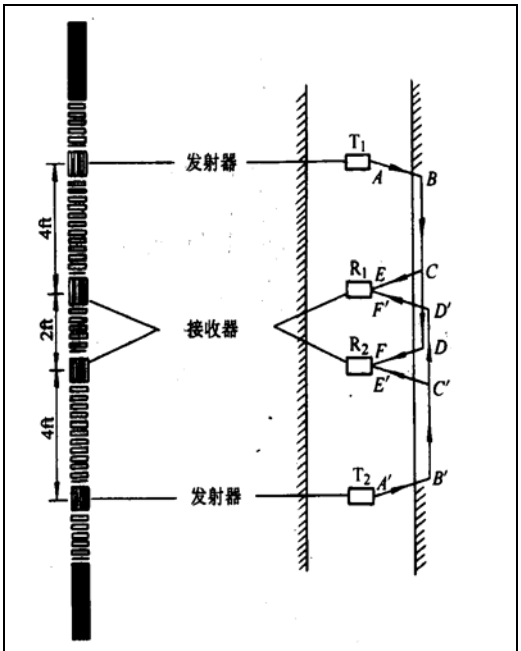


图 2-10　双发双收声波仪

$$\triangle t=1/2(\triangle t_1+\triangle t_2)=1/2(\frac{\overline{CD}}{v_c}+\frac{\overline{C'D'}}{v_c})=\frac{\overline{CD}}{v_c} \tag{2-6}$$

此即补偿声波时差。

由上可见,补偿声波测井是利用两个单发双收(两次发射时 RI 和 R2 中点相同)时差进

行补偿计算。

声波速度是声波时差的倒数,即 v_c=k/△tc(k 为单位换算系数，△tc 纵波时差)，由式（1-6）得纵波时差计算公式：

$$\triangle t_c = k\frac{\triangle t}{\overline{CD}} \tag{2-7}$$

其中,在 $\overline{CD}$ 即间距。若△t 的单位为间,间距为单位为μs ，间距为单位为μs /ft,则△tc 的物理意义是,地层纵波沿井壁滑行 1 ft 距离所花费的时间。

补偿声波测井可消除井径变化(垮塌、溶洞及工程原因)对测量结果的影响。使用井眼补偿声波测井,求取纵波速度,从而确定岩性和岩石孔隙度，但由于这些方法的探测深度较浅，受井眼环境及侵入带影响较大,为此提出了长源距声波测井和阵列声波测井。

2.长源距声波测井

长源距声波测井的声系排列如图 2-11 所示,两个发射器 T_1 和 T_2,T_1 和 T_2 的间距为 2ft(61cm)；两个接收器 R_1 和 R_2 ,R_1 与 R_2 的间距为 2ft(61m)。T_1 与 R_1 的源距为 8ft(244 cm),这样就形成了 Ti8R12R2 的声系。采用"深度导出"式补偿方法。

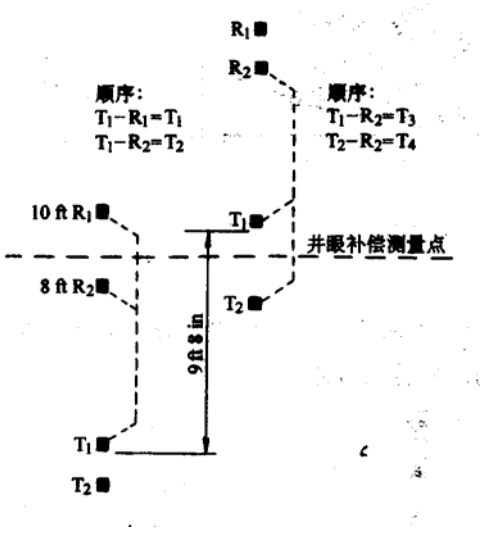


图 2-11　长源距声波测井声系

当两个接收器 R_1 和 R_2 位于记录点的上下,.记录出 T_1 到 R_1 的传播时间△t , T_1 到 R_2 的传播时间△t2 ,当仪器的 T_1 和 T_2 位于记录点的上下 ， 记录出 T_1 到 R_2 的传播时间△t3, T_2 到 R2 的传播时间△t4,可用下式计算出该声系的时差△t :

$$\triangle t = \frac{(\triangle t_1 - \triangle t_2) + (\triangle t_4 - \triangle t_3)}{2 \times 间距}$$

利用上述声系时,可得出源距为 8 ft (244 cm)和源距为 10ft(305cm)两种时差。

3 阵列声波测井

阵列声波测井的声系如图 2-12 所示,在声系的下部是两个压电陶瓷发射器,间距 2ft (61cm),发射器带宽为 5~18kHZ。声系的上部有 8 个压电陶瓷接收器,每个接收器之间的距离为 6in (15.2cm),这组接收器用于阵列声波测井。第一个接收器与上发射器之间的源距为 8ft,与下发射器之间的距离为 10ft,第一个接收器与第五个接收器间的距离为 2ft,这样的声系可组

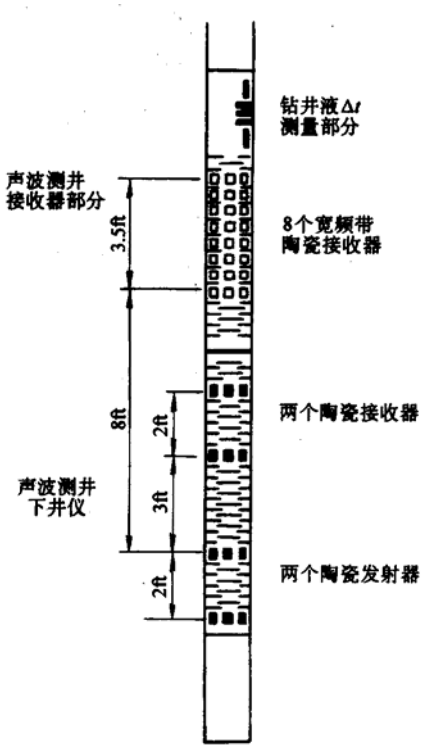


图 2-12　阵列声波测井声系示意图

成源距分别为 8ft 和 10ft 的长源距声波测井。在声系的中部有两个间距为 2ft 的接收器，它们与上、下发射器组成以源距分别为 5ft 和 7ft 的标准井眼补偿测井，可用于裸眼井测量；在下套管井中可用源距为 3ft 的声系进行水泥胶结测井(CBL),用源距为 5ft 的声系进行变密度测井(VDL),这两种测量结果可用于检查水泥固结质量。在仪器的最顶部是用于测量井内流体声速的测量系统,发射器与接收器相距很近,测井时可连续测量中流体的声波速度。

由于阵列声波测井由多种声系组成,将井下各种声波信号转变为数字信号,由遥测系统传输到地面,数控测井仪可记录出下述测井参数:

短源距声波测井，可记录出源距为 3ft 和源距为 5ft 的纵波时差$\triangle t_p$；

长源距声波测井,可记录出源距分别为 8ft 和 10ft 的纵波时差$\triangle t_p$；

井内流体的声波传播时间:

声波幅度测井;

声波能量分析;

声波频率分析;

穿过套管时的 t_p、t_s 及 t_{st};

套管井的水泥胶结测井(CBL)和变密度测井(VDL);

由声波波列导出的纵波时差$\triangle t_p$；

由声波波列导出的横波时差$\triangle t_s$

由声波波列导出的斯通利波时差$\triangle t_{st}$;

阵列声波测井的输出显示:

(1)纵波时差$\triangle t_p$ 。

根据源距为 8ft(2.4384m)和 10ft 的声系可得出两种纵波时差(8ft 源距的时差$\triangle t_p$, 10ft 长源距时差$\triangle t_{1p}$)。

(2)横波时差$\triangle t_s$ 。

根据阵列声波的波形,找出横波的首波,即可计算出横波时差△t_s ,可用下述方法识别横波首波波至。

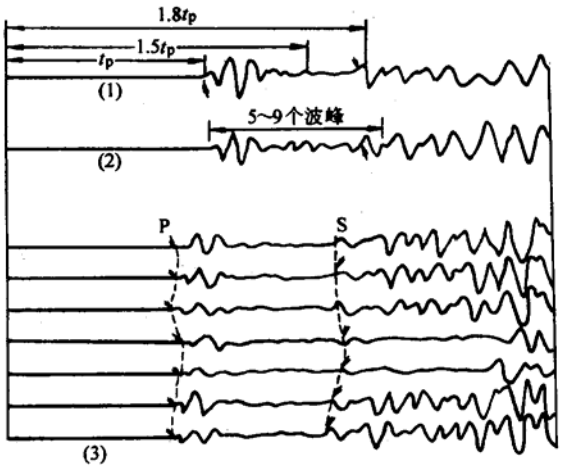


图 2-13　识别横波首波波至的示意图

①在一般地层条件下,纵波速度约横波速度的 1.5~1.8 倍。如果纵波到达时间为 Tp,则横波首波滞后于纵波首波的时间应为(1.5~1.8)Tp,根据这一时间范围即可判断横波首波(图 2-13)。

②在相同源距条件下,纵波首波与横波到达的时间有一定的范围,根据纵波传播一周所需的时间,即可计算出纵波首波与横波之间的波峰数,通常约为 5~9 个波峰,据此判断横波首波。

③对于同一地层来说,一般条件下纵波与横波速度基本保持不变,因此利用波形图中各纵波首波起始点联线,再在波形图中找出上、下横波首波起始点清楚处联线,使其与纵波首起始点联线近于平行(图 2-13),即可确定首波波至。

(3)横波时差与纵波时差△tp 和横波时差△ts,计算出二者的比值:

$$\triangle t_R = \frac{\triangle t_s}{\triangle t_p} \tag{2-8}$$

(4)泊松比(POIR)。

利用求得的横波时差与纵波时差的比值(△t_R),计算泊松比:

$$PIR = \frac{1 - 0.5\triangle t_R{}^2}{1 - \triangle t_R{}^2} \tag{2-9}$$

(5)纵波平均能量(幅度)E_P。

在同一深度处,取出四种波形记录的纵波首波幅度,求其平均值作为纵波的平均能量。

(6)横波平均能量(幅度) △ts。

在同一深度处,取出四种波形记录的横波首波幅度,计算其平均值作为横波平均能量。

(7)横波时差品质因数 Qs。

定义横波平均能量与纵波平均能量之比为横波时差品质因数,通常认为 Qs=2~1 时,横波时差精度好 Qs=1~0.26,仍可应用;Qs=0.25~1,横波精度差,不能应用,即不能准确识别横波首波波至。

3.声波全波(长源距声波仪)信息采集和处理。

声波全波是指发射探头同一次发射后,引起井壁的滑行波和沿井壁一钻井液界面传播的界面波的全体。这些波依到达接收探头的先后分别为(设地层纵、横波速度分别为（υc,υs):

(1)滑行纵波(P 波)。声波第一临界角:

$$\theta_c = \arcsin\left(\frac{\upsilon_f}{\upsilon_c}\right) \tag{2-10}$$

入射时,在地层中产生的沿井壁传播的压缩波。质点振动方向与声波传播方向一致。

(2)滑行横波(S 波)。声波以第二临界角:

$$\theta_s = \arcsin\left(\frac{\upsilon_f}{\upsilon_s}\right) \tag{2-11}$$

入射时,在地层中产生的沿井壁传播的扭动波。质点振动方向与声波传播方向垂直。

(3)伪瑞利波。当入射角满足π/2≤θ≤θs 时,在井壁上将引起声波全反射(全部人射能量都被反射回井中),经叠回而成伪瑞利波。

(4)斯通莱波(ST)。是一种在井筒内沿井壁传播的不衰减界面波,又称管波。其质点振动是两个振动即井壁横振动(滑行横波)和来自声源的"直达波"纵振动的合成结果,质点振动轨迹为椭圆形。

声波全波列各种波型在到时、振幅、频率特性等方面各不相同,如表 2-3 所示。

表 2－3　声波全波列特征表

波型	到时	振幅	主频，kHz	频散性
纵波	最早	较弱	≈19	无频散
横波	第二个到达	一般比纵波强	≈16	无频散
伪瑞利波	紧随横波	一般比横波强	大于横波主频	严重正向频散
斯通莱波	最后 $\Delta t_{ST}>189\ \mu s/ft$	最强且不依赖岩性	≈10	频散轻微

以上这几种波型的传播速度是不同的,到达接收探头的时间有先有后。它们在时间轴上的叠加,就构成"声波全波列"(图 2-14)。源距越大,各波型分离越开;反之源距越小,各波型之间的叠加就越严重,所以,长源距声波各波群分离明显。

声波全波特征表说明了全波各波型:(1)在时间上是分离的;(2)在频率及振幅(能量)上是有差异的;(3)频散特性不同。这些正是进行全波分析的依据。

现在,已有多种全波分析处理方法,如:门槛法、时域相关法、频域相关、相位跳变法和最

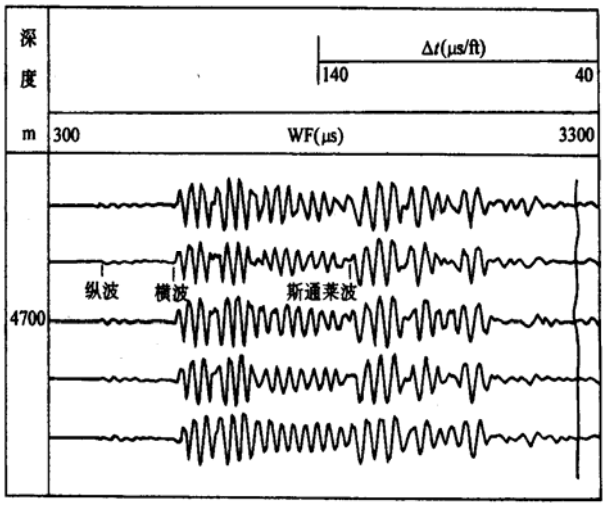


图 2-14　声波全波波形图

大精谱法等等。门槛法是寻找高于"噪声法"即门槛值的第一个波峰,方法简单、快速,但因难以避开干扰造成的检测错误而很少用。相位跳变法是利用新波型到达会引起相位突变的原理检测"到时"的,但因往往"跳变"不明显而难以推广。最大精谱法先用时域相关粗求时差,再对远、近波形用 Maple 谱分析和三角回归法分别求出主频和初相位,进行时差"细调",但此法尚未达到推广使用阶段。目前,用于全波分析的方法主要有两种：时域相关法和频域相关法。下面简单介绍这两种方法。

(1)时域相关法。

此法直接利用时域波形或经滤波后的时域波形做相关处理 o 处理方法是:按照适当的步长,将待求的声速从可能的最高值步进到可能的最低值。对于每一个步进声速,都根据射线理论估算出远、近波形的开窗时间。然后计算出每一次速度步进对应的远、近波形窗内波形段的相关系数。相关系数最大时的步进声速即为所求。

时域相关法既可求出纵波速度,也可求出横波速度。当源距较短或处理快速地层全波资料时,因纵、横波叠加在一起,方法的效果变差。此时,可利用纵、横波主频差异对远、近波形同时做滤波处理,然后再进行时域相关计算。

(2)频域相关法(直接相位法)。

首先用门槛检测纵波波至,得到一个粗略的纵波时差。然后对远、近波形开纵波时窗,计算频域的互功谱,利用主频域相位差对纵波时差作微调,得到较准确的纵波时差 DTC。

令横—纵波时差比△t_R（△tR=△ts/△t）在可能的取值范围 1.4~2.2 内按适当步长步进,精心选择横波窗长,既尽量避开横波以外其他波型的干扰又充分利用横波波形数据,计算远、近波形的互功谱。因横波无频谱,互功谱相位差为零的远、近横波窗门时间差值曲线出现一个平台(称为"一致频带")。一致频带对应的时间差值除以间距即得横波时差△ts。

此法的优点是利用了纵、横波到时与频率特性的差异,不仅可计算出纵、横波时差△t_{ST},而且可得到纵、横波的主频和幅度(能量)。

斯通莱波低频高幅,时差总大于钻井液时差,轻微频散,可用时域相关法求其时差,从而求出其主频、能量及其衰减。

4.声波全波列测井资料解释与应用

声波全波列测井含有大量的地层声学性质,从而拓宽了声波测井的应用范围,主要有以下应用。

1)估算地层孔隙度

根据雷依曼(Raymer)平均时间修正公式,可以利用横波时差估算地层孔隙度 Φ:

$$\Delta t_R = \Delta t_s \left[\frac{(1-\phi)^m}{\Delta t_{mas}} + \frac{\phi}{\Delta t_f} \right] \tag{2-12}$$

式中 Δt_{mas} ——岩石骨架横波时差;

Δt_f ——孔隙中流体的时差;

m ——经验指数,与岩性有关,砂岩为 2,碳酸盐岩为 2~2.2。

Δt_R ——横波、纵波时差比值,最好利用地区岩性的统计资料,如岩性已知可用以下参考值:砂岩为 1.58~1.78,含气砂岩为 1.6,石灰岩为 1.9,白云岩为 1.80。

2)划分岩性

根据有关实验及实际测井资料表明,横波时差与纵波时差的比值与岩性密切有关,因此可以做 Δtp 和 Δts 的交会图(图 2-15),图中不同岩性分布范围不同,由此可以确定岩性。

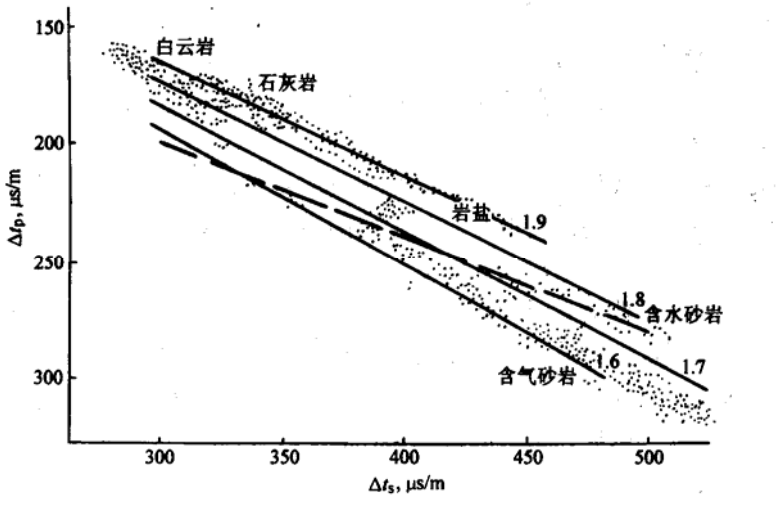


图 2-15 利用纵波、横波时差交会图差别岩性

沉积岩中的不同造岩矿物,其横波时差与纵波时差比值有大致的变化范围,因此当岩性未知时,可参考表 2-4 的数据来判断岩性。

表 2－4　常见造岩矿物和岩石的横波时差与纵波时差比值（Δt_R）

矿物、岩石	Δt_R	矿物、岩石	Δt_R
方解石	1.931	石　英	1.487
白云石	1.800	石英岩	1.67~1.78
石灰岩	1.67~2.08	粘　土	1.936
白云岩	1.77~2.15	石　膏	2.49
砂　岩	1.58~2.05		

3)划分含气层

储集层含天然气时,纵波速度下降,如储层岩性、物性基本相同时(Φ=25%~30%),含气层的纵波速度约低于水层纵波速度的 40%,有时发生周波跳跃现象,另外也可以利用 Δtp 与 Δts 的交会图判断含气层,如果与中子、密度测井综合应用,能更为准确地划分含气层。

4)判断裂缝带

对于裂缝带,纵、横波幅度下降,可在全波列图中看出,通常认为：垂直裂缝带纵波衰减明显低于横波衰减,中到高角度裂缝带纵波衰减明显大于横波衰减,但对低角度裂缝带纵波衰减又明显低于横波衰减,如果能与其他判断裂缝的测井方法综合应用,会得出更为准确的结果。

5)估算岩石力学的某些参数

(1)计算泊松比σ：

$$\sigma = \frac{0.5(\Delta t_R)^2 - 1}{(\Delta t_R)^2 - 1} \tag{2-13}$$

(2)计算杨氏模量 E：

$$E = \frac{\rho_b}{\Delta t_s^2} \cdot \frac{3\Delta t_s^2 - 4\Delta t_p^2}{\Delta t_{ts}^2 - \Delta t_p^2} \tag{2-14}$$

(3)计算切变模量μ：

$$\mu = \frac{\rho_b}{\Delta t_s^2} \tag{2-15}$$

(4)计算体积模量 k：

$$k = \frac{\rho_b\left(3\Delta t_3^2 - 4\Delta t_p^2\right)}{3\Delta t_s^2 \cdot \Delta t_p^2} \tag{2-16}$$

(5)计算拉梅常数λ：

$$\lambda = \rho_b \left\{ \frac{1}{\Delta t_p^2} - \frac{2}{\Delta t_s^2} \right\} \tag{2-17}$$

E 反映岩的刚性。E 大的地层(如致密灰岩),在外力作用下不易变形。

σ 反映岩体的完整程度以及是否有较软的结构面等塑性性质。岩石横向变形越明显、岩体越破碎、有较软的结构面,则 σ 值越大。例如,风化表层的泊松比可高达 0.45。裂缝发育带 σ 也增大。σ 的井段,岩石容易断裂和压裂。正常情况下, σ <0.5。泊松比大于 0.5 或为负值(不常见)表示存在各向异性。

μ 反映岩石抵抗剪切变形的能力。液体和气体元抵抗剪切变形的能力,故 μ =0,流体中只传播纵波。固体 μ >0,可传播切变波即横波。

k 的定义是弹性体受均匀静压力时,所加静压力与体应变(体积相对减小)之比。λ 与 μ 都是反映各向同性介质弹性力学的参数,它与 k、μ 的关系为：k =λ+2 μ /3, λ、μ 、k 越大,说明,岩石越不易变形,强度越大,稳定性越好,对于砂岩油层来说,就越不易出砂。反之,则易出砂,开采时需降低生产压差。

当前以超声波压电陶瓷发声器为声源的声波测井仪在软地层中不完法准确的提取横波,这是这种测井方法的一个重要缺点。另外,声波测井资料对于低孔隙度地层孔隙度的计算误差较大。

四、中子测井

中子测井是用中子探测器直接测量地下地层中的热中子和超热中子的密度,它能记录孔隙度(Φ_n)随深度变化的曲线,中子测井、密度测井、声波测井三种方法进行组合分析,能较准确地划分地层岩性和确定地层孔隙度。

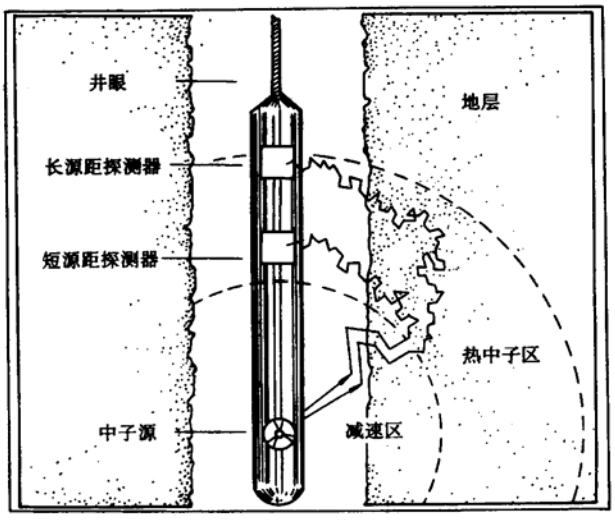


图 2-16　井下中子分布示意图

1.中子测井原理

中子由中子源射向地层.|周围首先被减速,使其能量减小,最后变为热中子,此时中子的分布如图 2-16 所示。在中子源周围,为快中子的减速区,稍远处为热中子的扩散区。中子测井就是利用与源有一定距离的中子探测器来测量超热中子(0.2~10eV)或热

中了(0.025eV)的密度。通常在较长距离条件下,当地层中的孔隙度大,含氢量高时,中子的计数率低,而地层孔隙度小,含氢量低时,中子的计数率高。根据这种原理,通过模型井的刻度,用中子测井即可测量地层的孔隙度。

1)井壁中子测井

这是中子测井的第二代仪器,实为超热中子测井,使用一个中子探测器,源到探测器的距离为 0.42m,中子计数管外包有镉和石蜡层,使其只能记录超热中子,中子源和探测器装在同一滑板上,用推靠器使滑板紧贴井壁,井壁中子测井记录的是地层孔隙度值,这种仪器有以下优点:

(1)探测器贴井壁,减少了井的影响;

(2)记录超热中子,使岩石骨架和地层水中热中子强吸收体(如氯和硼)影响降到最小;

(3)在地面仪器中完成大部分影响因素的校正。

由于这种仪器的探测深度浅，井壁粗糙及泥饼影响较大，在下套管井中无法进行测量。这种仪器在某些地区仍在应用。

2)补偿中子测井

它是现今数控测井使用的三孔隙度测井的主要方法之一。采用 16Ci 的(^{238}Pu-Be)中子源,增强中子的产额,利用长短源距两个中子探测器,长源距约为 0.53m(21in),短源距约为 0.32m(12.7in)(图 2-16)。由于两个探测器所受干扰基本相同,利用长、短源距探测器计数率的比值可以减小井眼环境的影响,通常补偿中子测井仪可以和岩性密度测井、声波测井等进行组合测量。

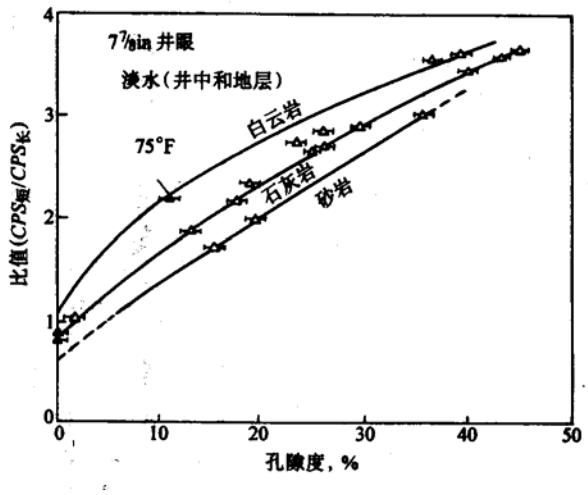


图 2-17 补偿中子两个探测器计数率比值与岩孔隙度的响应曲线

补偿中子测井测量长、短源距探测器计数率的比值,根据实验室模型井的测量结果绘制了补偿中子两个探测器计数率比值与岩石孔隙度的关系曲线(图 2-17)。由图中可以看出,随着孔隙度的增大,比值也增大。同时对于不同岩性,岩石骨架成分不同,其减速能力和俘获截面也不同,因此当不同岩石的孔隙度相同时,所对应的两个探测

器的比值不同,对于同一比值,不同岩性的孔隙度不同,如比值为 2 时,砂岩的孔隙度为 19.5%,石灰石的孔隙度为 15%。而白云岩的孔隙度为 8%,这都是由于岩性不同所引起的。补偿中子探测器测的计数率(脉冲/s),在地面仪器中根据图 2-17 的关系曲线,把比值转换成孔隙度(Φ_n),所以在中子曲线上其横向比例即为孔隙度值。

2.中子测井的探测深度与纵向分辨率

图 2-18 是在裸眼井、地层孔隙度为 22%时,补偿中子测井(CNL)的探测深度特性曲线。为了比较,也画出了井壁中子(SNP)和补偿地层密度(FDC)的探测深度。对补偿中子测井,当其似几何因子为 90%时,探测深度约为 25.4m (10in),而井壁中子探测深度为 17.8m (7 in),补偿地层密度为 10.2cm(4 in),所以补偿中子的探测深度最大。

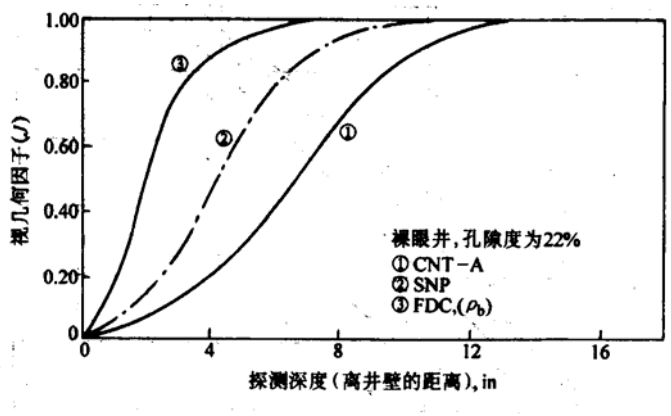


图 2-18　中子测井和密度测井探测深度示意图

对于中子测井,随着孔隙度的增大,探测深度稍有降低,而对于低孔隙度岩石,探测深度稍有增加。

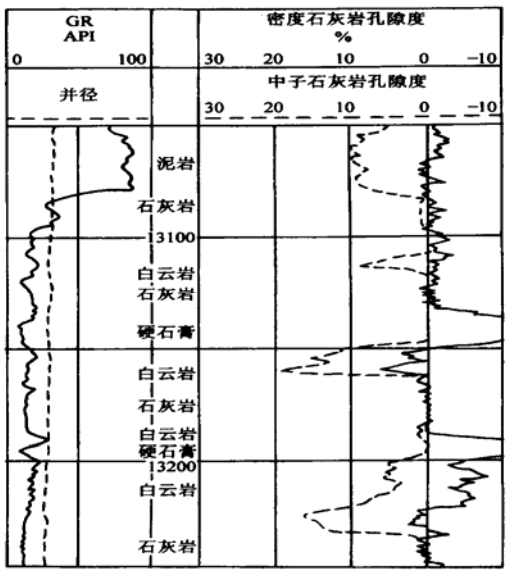


图 2-19　补偿中子和补偿密度测井曲线

补偿中子的纵向分辨率 61m (2ft),如果采用一种新的处理方法(α 方法),可以把纵向分辨率提高到 30.5m (1ft)。

3.中子测井曲线的应用

通常补偿中子测井、密度测井与自然伽马测井进行组合测量,其曲线显示如图 2-19 所示,图的第一道为自然伽马曲线(GR)、井径曲线,中间为深度,第二道和第三道为补偿中子和补偿密度测井曲线。

1)确定地层孔隙度

中子测井仪是用石灰岩进行刻度的。

对石灰岩地层,中子测井的读数即为地层的真孔隙度。

但对于其他岩性,就要进行岩性校正。图 2-20 是由图 2-18 转换而来的,图中标出了不同岩性的曲线,实线为井壁中子,虚线为补偿中子,由图中可以看出,对于石灰岩,井壁中子和补偿中子是同一条线,而且是直线,即中子测井得出的视石灰岩孔隙度即为地层的真孔隙度。

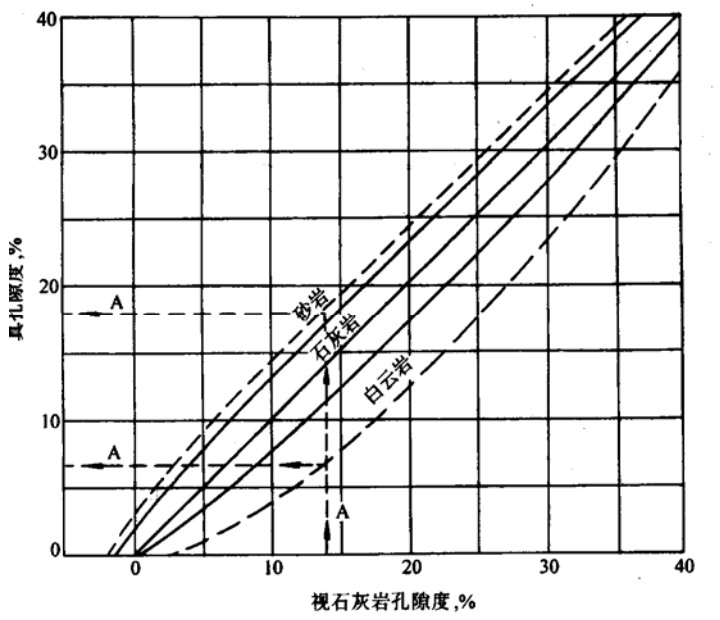


图 2-20　中子测井视石灰岩孔隙度岩性校正图

例如用补偿中子测井得出视石灰岩孔隙度 14%,对于石灰岩即为地层的真孔隙度;对于白云岩,地层的真孔隙度为 7%;对于砂岩,层的真孔隙度为 18%,如图 2-20 中标有 A 的虚线所示。单独用中子测井确定孔隙度时,必须已知岩性,并对岩性进行校正才能得出地层的真孔隙度,目前常用中子一密度或中子一声波组合求地层孔隙度。

2)中子一密度、中子一声波组合确定地层孔隙度和判断岩性

图 2-21 是中子一密度测井确定岩性和孔隙度的交会图。通过补偿密度测井和补偿中子测井读数,在图中得出交会点,由交会点的位置即可得出相应的岩性和孔隙度。

图 2-22 是用中子一声波交会图确定岩性和孔隙度的图。根据声波测井和补偿中子测井的读数,用此图可求出孔隙度和岩性。

3)用补偿中子(CNL)与补偿地层密度(FDC)测井曲线划分含气地层

对于含气地层,体积密度变低,FDC 的视石灰岩孔隙度增大,地层的含氢量减少,补偿中子的视石灰岩孔隙度减小,因此将两条曲线重叠可划分气层。图 2-23 是划分含气层的实例,井段 1884~1922m,中子测井孔隙度(Φ_n)很低,密度测井孔隙度(Φ_d)高,两者出现明显差异,同时自然伽马测井曲线低,井径平直,并缩径,而该层的顶、底皆为泥岩层,这是一个标准的气层显示。

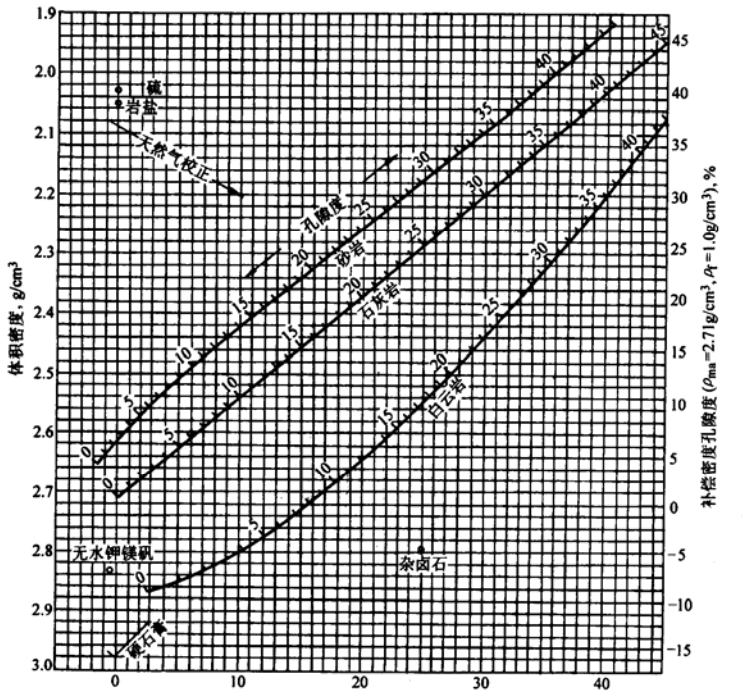


图 2-21　补偿中子孔隙度(视石灰岩孔隙度),%

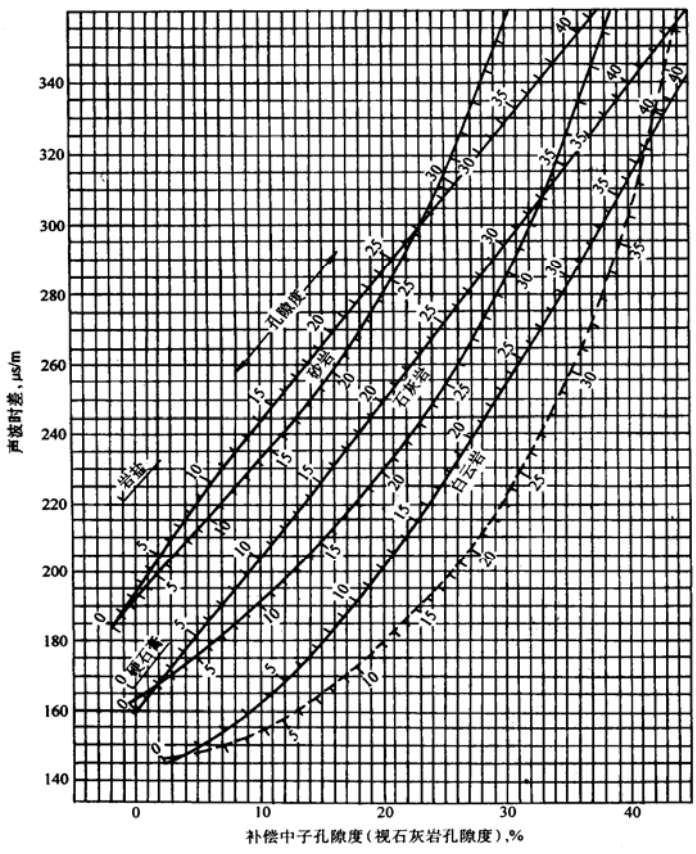


图 2-22　补偿中子—声波时差交会图

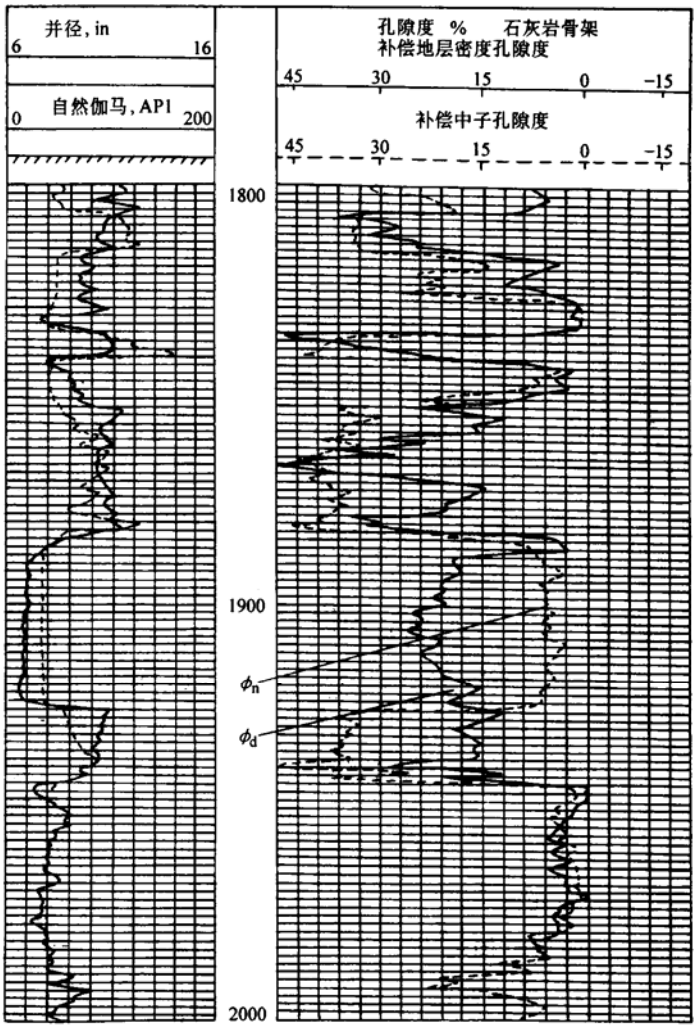


图 2-23　中子一密度测井曲线重叠划分气层

五、密度测井

密度测井是确定岩性和岩石密度的重要测井方法,与声波测井,中子测井组合形成岩性孔隙度测井系列。

1.伽马射线物质的作用

由伽马射线源放出的伽马射线,其能量范围为几万电子伏特到几百万电子伏特。当高能伽马射线穿过物质时,与物质发生相互作用,通常会产生三种效应,即电子对效应、康普顿效应和光电效应。现分述如下:

(1)电子对效应。当能量大于 1.02MeV 的伽马射线穿过原子核附近时,在原子核库仑场的作用下形成一对正、负电子,伽马射线本身被吸收,这种过程称为电子对效应,如图 2-24a 所示。伽马射线穿过单位距离的物质时,由于电子对效应使其强度减弱,用吸收系数 κ 表示。经验表

明 κ 与原子序数 Z 的平方成正比。

(2)康普顿效应。当伽马射线的能量中等时,伽马射线与原子中的电子发生碰撞,把一|部分能量传给电子,使电子沿某一方向射出,损失了部分能量的伽马射线沿另一方向射出(图 2-24b),这种效应为康普顿效应,碰撞后射出的电子叫作康普顿电子。由于康普顿效应引起伽马射线的吸收,用散射系数 σ 表示。σ 与原子序数成正比,即与原子的电子数成正比,由此得出散射系数 σ 与岩石中的电子密度成正比,这就是密度测井的理论依据。

(3)光电效应。低能量的伽马射线与原子核的电子层发生作用时,把全部能量传给电子,使电子脱离电子层成为自由电子,伽马射线本身被吸收,这种效应叫作光电效应,打出的电子称为光电子(图 2-24c)。在单位长度上由光电效应使伽马射线被吸收用吸收系数 τ 表示,吸收系数 τ 与原子序数有关,岩性密度测井就是以此为理论依据的。

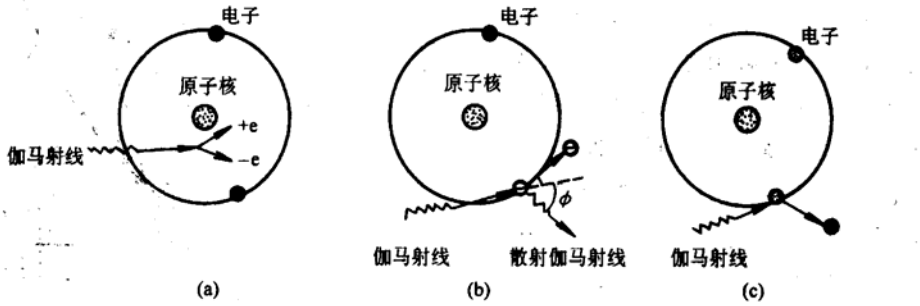


图 2-24 伽马射线与物质的作用

(a)电子对应;(b)康普顿效应;(c)光电效应

2 补偿地层密度测井原理

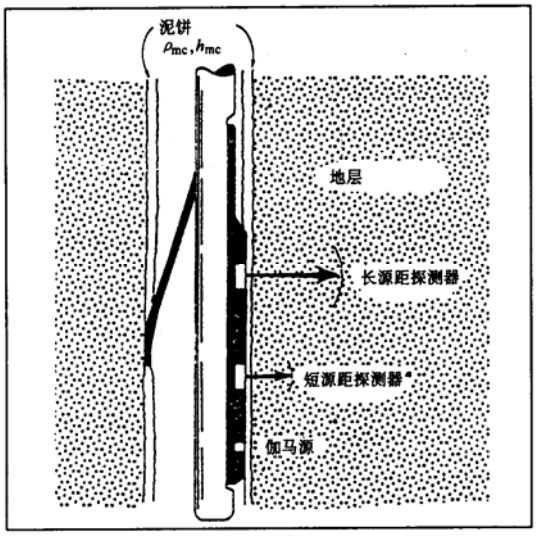


图 2-25　补偿地层密度测井仪

利用伽马射线与物质作用的康普顿效应，研制出补偿地层密度测井仪。利用固定强度的伽马射线源照射地层，伽马射线穿过地层时，由于产生康普顿效应，伽马射线会吸收,地层对伽马射线吸收的强弱决定于岩石中单位体积内所含的电子数,即电子密度,而电子密度又与地层的密度有关,由此通过测定伽马射线的强度就可测定岩性的密度。

现在采用的补偿地层密度测井仪

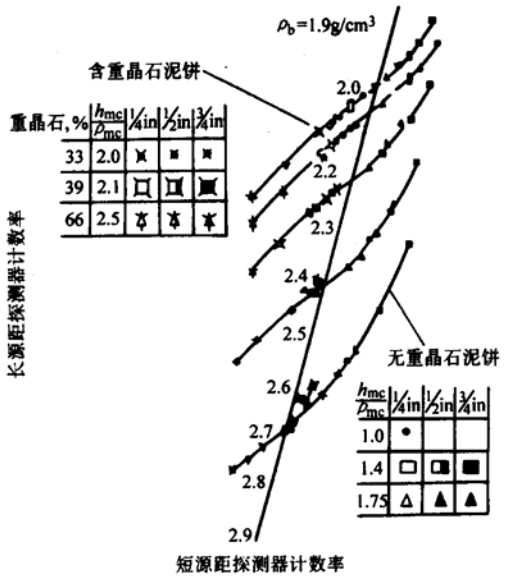


图 2-26　补偿地层密度测井的脊肋图

(FDC),其结构如图 2-25 所示,通常用铯作为伽马射线源,它放出能量为 0.661MeV 的单色伽马射线,装有长、短源距两个探测器,源和探测器装在同一滑板上,利用推靠器把滑板压向井壁,滑板上部有犁形结构,测井时滑板可切人泥饼,以减弱泥饼的影响。利用长、短两个探测器可以对泥饼影响进行校正。长源距探测器反映地层的变化,短源距探测器主要反映泥饼的影响,根据长、短源距计数率对地层和泥饼的响应绘制了"脊肋图"(图 2-26)。图中的实线称为“脊线”，如果井眼光滑并且不存在泥饼时，长、短源距计数率的交会点即落在脊线上，根据该点的位置即可得出地层的密度ρb。如果有泥饼时,长、短源距探测器计数率的交会点偏离脊线,如图中与脊线斜交的线,称为"肋线"。对于普通钻井液,泥饼的影响使交会点向脊线的右侧偏离;如果钻井液中含有重晶石,泥饼密度大,使交会点向左偏离脊线。补偿地层密度测井就是根据脊肋图的关系,自动对泥饼影响进行校正,密度测井上直接显示出地层密度ρb的值。

3.补偿地层密度测井曲线的应用

补偿地层测井曲线如图 2-27 所示,右侧的密度校正值Δρ曲线用来表示测井曲线的质量,不代表真正的校正值,利用Δρ曲线与井径曲线配合,即可判断测井质量是否可靠。

(1)确定地层孔隙度。根据测出的地层密度值 pb 值,利用下式可求得地层孔隙度。

$$\rho_b = \phi\rho_f + (1-\phi)\rho_{ma}$$

$$\phi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \tag{2-18}$$

式中　Φ_D——密度测井求得的孔隙度;

ρ_{ma}——岩石骨架的密度值;

ρ_f一一岩石孔隙度所含流体的密度值。

岩石骨架为砂岩时，ρ_{ma}=2.65g/cm3；岩石骨架为石灰石时,Pm =2.7g/cm3；岩石骨架为

白云岩时，ρ ma =2.87g/cm3。

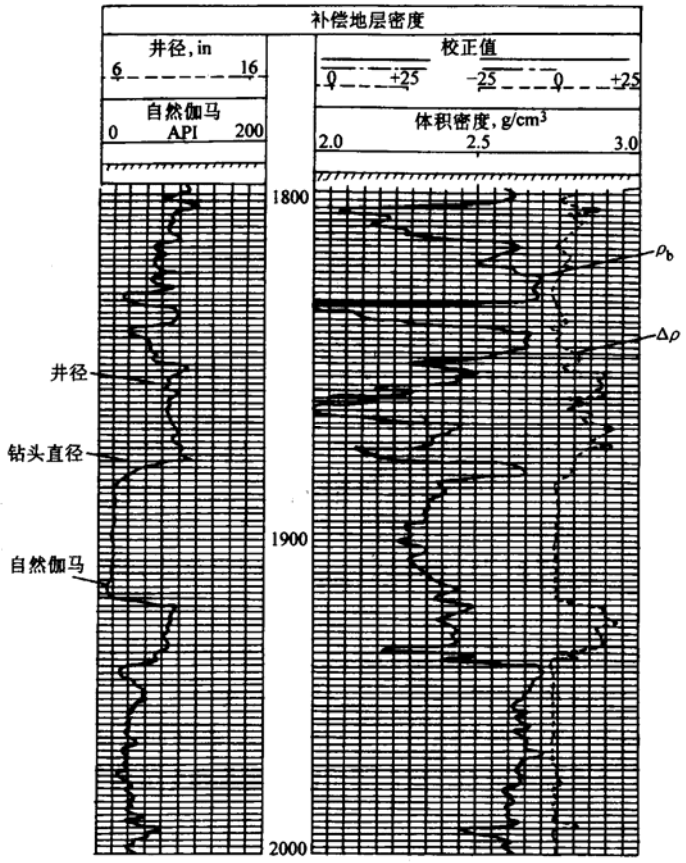


图 2-27　补偿地层密度测井曲线

图 2-28 是根据密度测井的ρ b值求孔隙度的图,如果已知地层是石灰岩,根据已知ρ b值引一纵向直线与石灰岩的斜线相交于一点,该点对应的纵坐标值即为地层的孔隙度Φ值。如果孔隙中流体的密度已知,可对流体密度影响进行校正。

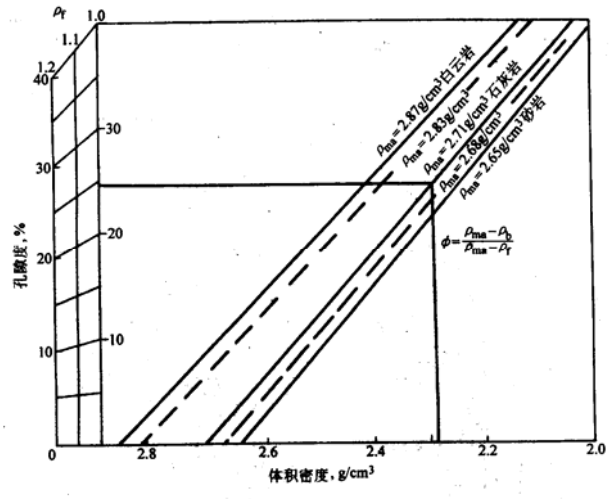


图 2-28　根据地层密度 pb 确定孔隙度的图版

一般情况下不单独用密度测井确定孔隙度,而是利用中子一密度测井组合法,即中子一密度测井交会图确定孔隙度和判断岩性(见中子测井部分)。

(2)划分含气地层。对于含气地层,体积密度 pb 值降低,使孔隙度增大,而中子曲线因气层含氢时降低,使孔隙度变小,所以利用密度测井和中子测井曲线重合可划分气层(见中子测井部分)。

另外也可根据中子测井和密度测井交会图来划分含气地层。

4.岩性密度测井原理

岩性密度测井是在补偿地层密度的基础上发展起来的,除利用康普顿效应求地层密度外,还利用光电效应来划分岩性。

由伽马源射出的伽马射线穿入地层时,经多次碰撞,能量降低,低能量伽马射线与地层中的元素发生光电效应,伽马射线被原子吸收,并放出光电子,此时原子对伽马射线的吸收截面称为光电吸收截面(τ)。τ 与原子序数 Z 的关系可用下式表示:

$$\tau = \kappa Z^{4.6} \tag{2-19}$$

式中 τ 一一原子序数;

k 一一与入射伽马射线能量有关的系数。

对于岩性密度测井来说,是在某一能量范围的窗口测量伽马射线,仪器响应遵循同样的函数关系:

$$\tau = \bar{k} Z^{4.6} \tag{2-20}$$

式中 $\bar{k}$ 一一表示窗口位置和宽度特性的一个平均常量系数。

将上式变换为:

$$\frac{\tau}{Z} = \bar{k} Z^{3.6} \tag{2-21}$$

取 $\bar{Z} = 10^{-3.6}$,对岩性密度测井进行刻度,并定义有效光电吸收截面指数 Pe:

$$p_e = \left(\frac{Z}{10}\right)^{3.6} \tag{2-22}$$

岩性密度测井测量有效光电吸收截面指数 Pe 的同时,还测一条岩石体积密度曲线 pb,体积密度反映了构成岩石元素的电子密度 ne,电子密度与电子密度系数 pe 之间的关系下式表示:

$$\rho_e = \frac{Z}{N_A} n_e \tag{2-23}$$

式中　N_A一一阿佛加德罗常数(6.02×1023)。

用充满水的石灰岩对仪器进行刻度,得出体积密度 pb 与电子密度系数 ρ e 之间的关系:

$$\rho_b = 1.0704\rho_e - 0.1883$$

根据测井的体积密度 pb 可求出电子密度系数 ρ e:

$$\rho_e = \frac{\rho_b + 0.1883}{1.0704} \tag{2-24}$$

为了更好地利用 Pe 曲线对多矿物组分进行分析,定义一新参数 U,U 称为体积光电吸收截面指数:

$$U = P_e \rho_e \tag{2-25}$$

对于单一骨架矿物的岩石,孔隙度Φ，孔隙中含水,U 值可用下式表示:

$$U = \phi U_f + (1-\phi) U_{ma} \tag{2-26}$$

式中　U_{ma}一一岩石骨架的体积光电吸收截面指数;

U_f一一孔隙中液体的体积光电吸收截面指数;

利用参数 U 可对岩石的成分进行分析。

为了同时记录 pe 用 pb 曲线,根据伽马射线能谱分析,在岩性密度测井仪中,设计了长、短源距探测器的能量窗口(图 2-29),对长源距探测器开有高能窗口(H)和低能窗(S),高能窗口在康普顿散射区内获得地层密度 pb 信息:在低能窗口内获得光电吸收的信息,即反映岩石成分的 Pe 信息。短源距探测器只设高能窗口(H)。利用这样的设置,岩性密度测井可给出地层密度 pb 有效光电吸收截面指数 Pe 曲线。

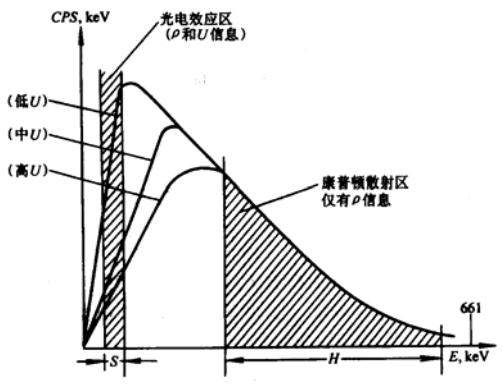


图 2-29　岩性密度测井伽马射线能谱分布及探测器窗口

5.岩性密度测井的应用

(1)划分岩性。

有效光电吸收截面指数与岩石的成分密切相关,不同岩石的 Pe 值有明显差别,而且孔隙度对 Pe 的影响很小。表 2-5 给出了有关矿物的 Pe、Pb 和 U 值。根据 Pe 值可划分岩性。如图 2-30 中的 A 段 Pe 值近似于 5,应为石灰岩;C 段近似于 2,应为砂岩,B 段可能为两种矿物的混合岩性,难于用 Pe 来判断。

表 2-5 常用矿物的 P_e、ρ_b 和 U 值

矿物	P_e	ρ_b	U
石英	1.81	2.64	4.78
方解石	5.08	2.71	13.8
白云石	3.14	2.88	9.0
硬石膏	5.05	2.98	14.9
石膏	3.42	2.35	8.11
岩盐	4.65	2.04	9.68
绿泥石	6.30	2.79	17.58
伊利石	3.45	2.52	8.69
高岭石	1.83	2.41	4.41
蒙脱石	2.40	2.12	4.32
重晶石	266.80	4.12	1070.00
赤铁矿	21.48	5.21	107.00
菱铁矿	14.70	3.89	55.90
黄铁矿	17.00	4.99	82.10
淡水	0.358	1.00	0.398
原油	0.119	0.85	0.11
纯砂岩	1.745	2.31	4.07
一般泥岩	3.42	2.65	9.05

(2)如果岩石骨架由两种矿物成分组成,可用图 2-31 的 pb-Pe 图确定岩石孔隙度和有关组分的百分含量。图中有三条竖线,分别为石英(Q)、白云岩(D)和方解石(C)。横线为等孔隙度线,孔隙度的范围为 0~50%。如果是单一骨架矿物的岩石,由 pb 和 Pe 确定的点子应落在相应的纵线上或横线上的附近,并可由孔隙度线上得出孔隙度值。如果是已知两种骨架矿物构成的岩石,可根据 pb 和 Pe 确定点子的位置,得出相应两种矿物的百分含量及其孔隙度。例如,已知岩石的骨架为白云岩和方解石,由岩性密度曲线得出 pb=2.68,Pe=4.0,由 pb 和 Pe 确定点的位置得出孔隙度Φ=6%,该点位于 C 线和 D 线中间,故得出方解石、白云岩的含量各为 50%。

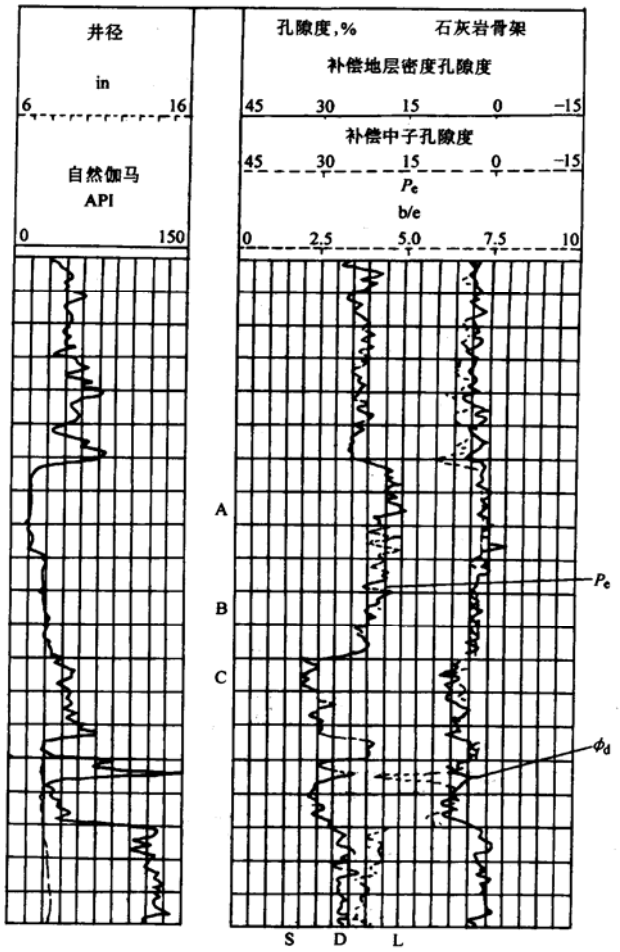


图 2-30　岩性密度测井曲线

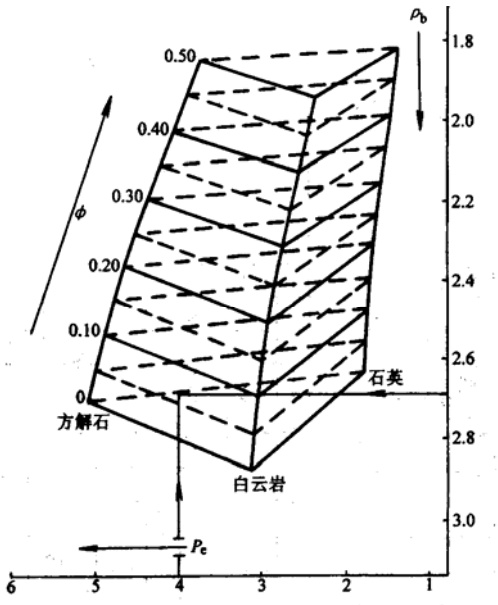


图 2-31　确定岩石骨架成分和孔隙度的 Pe-pb 图

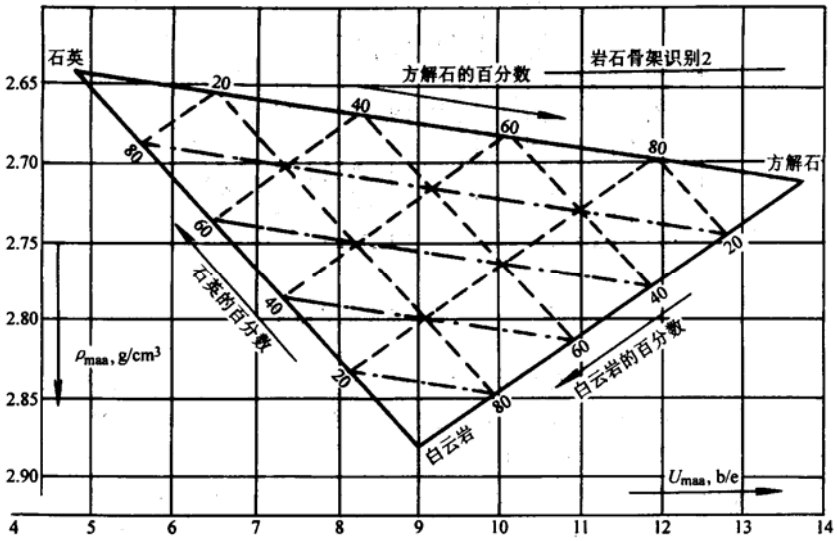


图 2-32　三矿物分析图

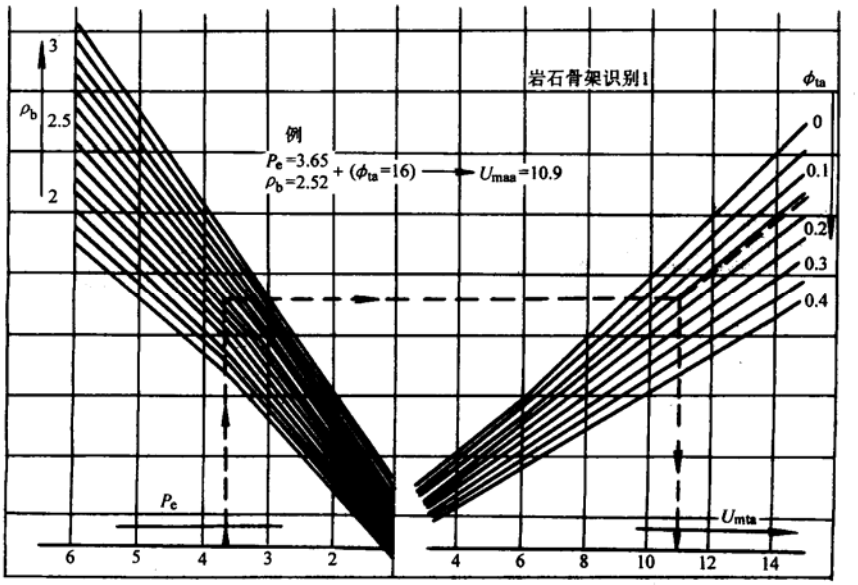


图 2-33 确定 U_{maa} 值的诺模图

(3)如果岩石由三种骨架矿物组成,可用三矿物分析图(图 2-32),确定各矿物的含量。如果已知 P_{maa} 和 U_{mma} 的值,插人图即可确定矿物的含量,例如已知 pmaa=2.75,Umaa=8.1,由图得出石英 40%,方解石 20%,白云岩 40%。

可用 pb-Φ_N 交会图确定视骨架密度 ρ_{mma},用图 2-33 的诺模图求视体积光电吸收截面指数 U_{maa}。例如已知 pb=2.52,Pe =3.65,得出一交点,然后向右画出水平线,与已知孔隙度Φ=16%

的线相交于一点,由该点向下划垂直线,与横坐标的交点,即为 U_{maa} 值,得出 U_{maa}=10.9。

第二节　电阻法测井系列

一、侧向测井

1.七电极侧向测井(简称七侧向)

七侧向测井由主电极 A_0、两对监督电极 M_1M_2、$M_1'M_2$ 及两个屏蔽电极 A_1、A_2 构成,电极呈环状,每对电极相对 A_0 是对称的,并短路相接。测量时 A_0 电极供以恒定电流 I_0,屏蔽电极 A_1、A_2 流出相同极性的屏蔽电流 I_s,通过自动调节,使监督电极 M_1 与 M_1'(M_2 M_2')之间的电位差为零,因此无论从 A_0 或 A_1、A_2 来的电流都不能穿过 M_1、M_1' (M_2 与 M_2')之间的介质,迫使电流沿径向流人地层(图 2-34),主电极 I_0 电流呈圆盘状沿径向流入地层,圆盘的厚度约为 O_1O_2(O_1 和 O_2 分别为 M_1M_1'和 M_2M_2'的中点)。七侧向测井的视电阻率可用下式表示:

$$R_a = K\frac{U_M}{I}$$

式中　U_M 一一 Ml(或 Ml')电极相对远处 N 电极的电位;

I_0 一一 A_0 电极的电流;

k 一一电极系系数,可以根据理论计算,或根据电模型或实验方法求出。

上述的七侧向测井又称深七侧向测井,其探侧深度较大。为了研究井壁附近侵入带的电阻率,提出了浅侧向测井,除七侧向的七电极外,又在屏蔽电极 A_1和 A_2的外侧,加上了回路电极 B_1 和 B_2,B_1、B_2 电极的极性与 A_0、A_1、A_2 相反,因此由 A_0、A_1、A_2 流出的电流穿入地层后不远,即流向 B_1、B_2 电极(图 2-35),从而减小了探测深度,主要反映侵入带电阻率的变化。

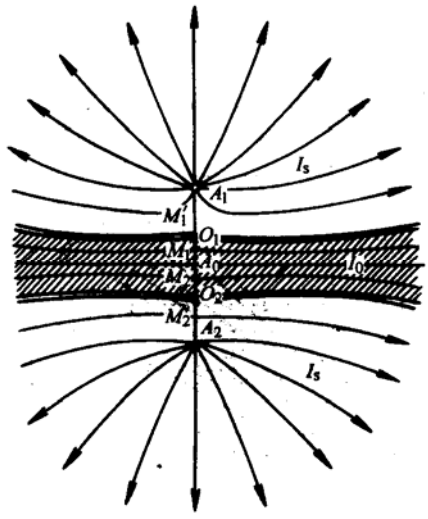


图 2-34　七侧向电极排列和电流线分布

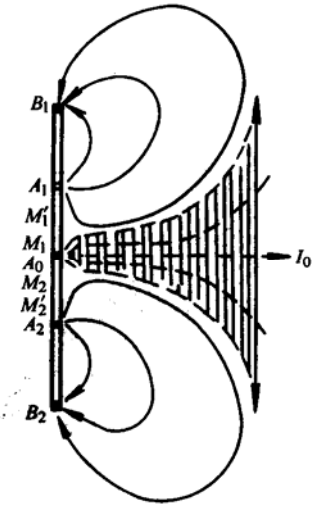


图 2-35　浅七侧向电极排列及电流线分布

七侧向的视电阻率曲线如图 2-36 所示。对于高电阻地层曲线显示两个"尖峰",尖峰与地层上下界面的距离为 1/2O_1O_2,所以恰好是 O_1O_2 进入地层时测出的,通常应对层中点读数。图 2-36(a)是高阻无侵入地层深、浅七侧向的视电阻率曲线,浅七侧向的视电阻率值高于深七侧向的值,呈负幅度差,这是由于井眼和围岩影响引起的图 2-36(b)是钻井液增阻侵入的情况,浅七侧向的视电阻率值明显大于深七侧向,这时的负幅度主要是增阻侵入的影响。因此根据深、浅侧向判断侵入情况应特别谨慎,既要考虑侵人影响,同时也要研究井眼及围岩影响的程度。近年来石油大学岩石物理实验室的物理模型和理论计算的结果,更证实了上述情况。

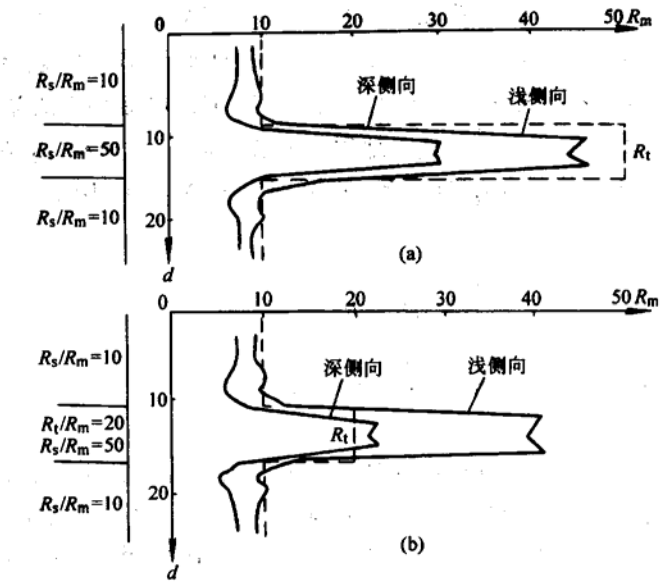


图 2-36 高电阻地层七侧向测井视电阻率曲线

(a)无钻井液侵入;(b)钻井液高侵

为了进行深浅七侧向测井组合测量,我国曾采用七侧向的电极系为 $\frac{0.025}{A_1}0.0638M_1'0.112M_1 0.25\frac{0.02}{A_0}0.025M_2 0.112M_2'0.638\frac{0.025}{A_2}$,浅七侧向测井电极系为

$$\frac{0.025}{B_1}0.5\frac{0.025}{A_1}0.025M_1'0.083M_1 0.167\frac{0.02}{A_0}0.167M_2 0.083M_2'0.025\frac{0.025}{A_2}0.5\frac{0.025}{B_2},$$

对上述电极系也做出井眼、围岩校正图,并做出深、浅七侧向测井组合图,用以求出地层侵入带和地层真电阻率。

2.球形聚焦和微球形聚焦测井

1)球形聚焦测井

球形聚焦测井由九个电极组成,A_0 为主电极,在 A_0 上列对称排列着 M_0、M_0', A_1、A_1', M_1、M_1'、M_2、M_2' 四对电极(图 2-37),每对电极短路相接,A_1、A_1'电极与 A_0 电极极性相反,称为辅助电极。由 A_0 供给的电流一部分流到 A_1、A_1'电极,称为辅助电流,用 Ia 表示;另一部分电流进入地层,流经一段距离后回到较远的回路电极 B,这部分电流称为测量电流。用 I_o 表示。在整个测量过程中,通过仪器的自动控制系统,调节 I_a 和 I_o 的大小,使 $M_0(M_1')$电极的电位与电极 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$ 中点电位差等于某一固定的参考值,保持 M_0 到 M_1、M_2 中点之间的电位差不变,此时通过 M_0、M_2 电极的等位面和通过 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$ 电极中点的等位面近似于球形,这也是球形聚焦测井名称的由来。同时,通过调节,要保持 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$电极间的电位差近似为零,通常 $M_0(M_0')$叫作参考电极, M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$叫作监督电极。由 A_1、A_1'于与 A_o 相距较近,辅助电流 I_a 主要沿井眼流动,迫使主电流 I_o 流入地层,由于 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$电极间的电位差为零,在 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$电极以内, I_o 不会流入井眼,因此 I_o 的变化就反映了地层电阻率的变化。通过选择回路电极 B 及电极 M_1、$M_2(M_1'$、 $M_2')$到 A_o 电极间的距离,可改变球形聚焦的探测范围,现在所用的电极系为 A_o11.2 $M_0$9.1 $A_1$28 $M_1$10.1 M_2,探测范围较浅。 B 电极与 A_o 距离为 152.4cm,B 电极由长 60cm 的金属圆管构成。

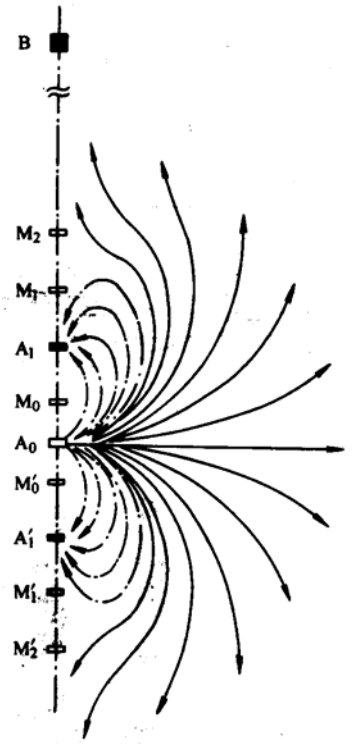


图 2-37　球形聚焦电极系及电流线分布

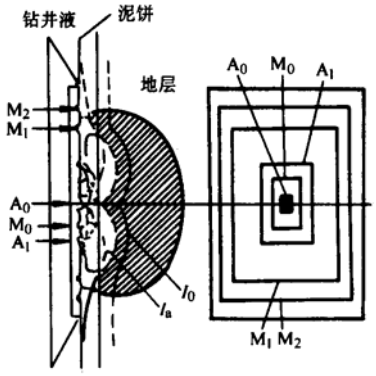


图 2-38　微球形聚焦测井电极系及电流分布

2)微球形聚焦测井

微球形聚焦测井原理与球形聚焦测井完全相同,只是电极系形状不同。主电极呈矩形,其他电极是短形环状,电极间的距离变小,并装在绝缘极板上,借助于推靠器,使电极与井壁直接接触(图 2-38)。辅助电流 I_a 主要经泥饼流入 A_1 电极,这就减小了泥饼的影响,迫使主电流 I_o 流入地层中,对于渗透性地层,

即流到侵入带中。由于电极距小,探测深度浅,不受原状地层电阻率影响,主要是探测侵入带的电阻率 R_{xo}。

对微球形聚焦测井,制作了泥饼校正图(图 2-39),横坐标是微球形聚焦测井视电视率(R_{MSFL})与泥饼电阻率(R_{mC})之比,纵坐标是微球形聚焦测井视电阻率校正值(R_{MSFL})。与 R_{MSFL} 之比,曲线上的数值为泥饼厚度。图中表明,泥饼厚度≤1.9 时, R_{MSFL} 值近似等于侵入带电阻率 R_{xo}。当泥饼厚度大于 1.9cm 时,可用此图进行校正。微球形聚焦测井的探测深度介于微侧向和邻近侧向之间,通常与双侧向测井进行组合测量,以提供侵入带电阻率 R_{xo}。

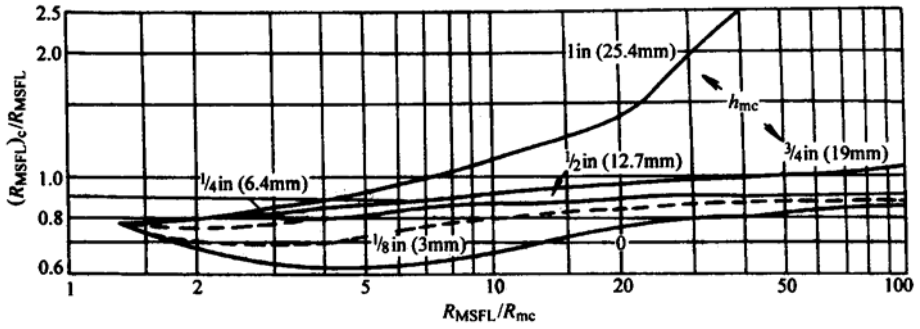


图 2-39　微球形聚焦测井泥饼校正图版

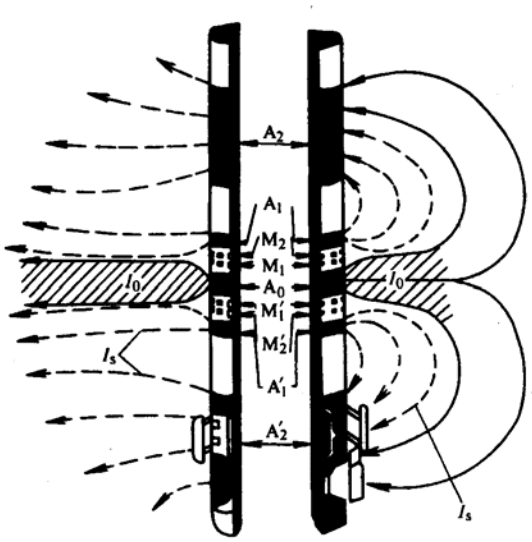


图 2-40　深、浅侧向井电极的排列和电流分布

3.双侧向测井

双侧向测井的原理与七侧向测井类似,采用圆柱状电极和环状电极,主要极 A_o 通以测量电流 I_o,M_1、M_2(M'_1、M'_2)为测量电极,测量过程要保持 M_1、M_2(M'_1、M'_2)电极间的电位差为零。进行深侧向测井时屏蔽电极 A_1、A_2 合并为上屏蔽电极,A'_1、A'_2 合为下屏蔽电极,并发射与 A_o 电极同极性的屏蔽电流 I_s。浅侧向测井时 A_1、A'_1 为屏蔽电极,极性与 A_o 电极相同,A_2、A'_2 为回路电极,极性与 A_o 相反,由 A_o 和屏蔽电极 A_1、A'_1 流出的电流进入地层后很快返回到 A_2、A'_2 电极,减小了探测深度。电极排列和电流线分布如图 2-40 所示。

双侧向一微球形聚焦组合测井是一种综合下井仪器(图 2-41),微球形聚焦推靠器电极系极板装在 A_2 电极的末端,借助于推靠压向井壁。该极板结构特殊,其末端可作水平移动,在井壁不规则时,也能贴靠井壁,以保证测井质量。这样组合测井仪可同时测量,一次下井能提供以下曲线:

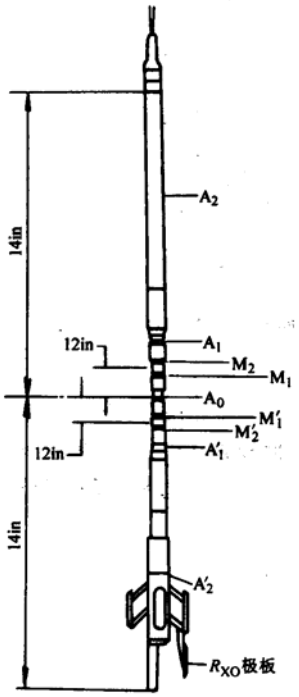


图 2-41 双侧向一微球形聚焦测井组合仪

(1)深侧向测井视电阻率(R_{ILD})曲线;

(2)浅侧向测井视电阻率(R_{LIS})曲线;

(3)微球形聚集焦视电阻率(R_{MSFL})曲线、井径曲线;

(4)自然电位曲线;

(5)泥饼厚度。

双侧向测井的测量结果仍然受钻井液和围岩的影响,因此制作了相应的井眼校正和围岩校正图。利用这些图可对井眼和围岩影响进行校正。同时还制作了双侧向一微球形聚焦组合图(图 2-42)。图中曲线的数值:实线代表 R_t/R_{xo},点划线代表 R_r/R_{LLD},虚线代表侵入带直径 D_i。使用图以前,R_{LLD} 和 R_{LLS} 要经过井眼和围岩校正由微球形聚焦测井给出侵入带电阻率 R_{xo}。用 R_{LLD}/R_{XO} 和 R_{LLD}/R_{LLS} 在图中的交点确定出 R_t/和 D_i,从而得出地层电阻率 R_t,再利用相应饱和度公式即可得出地层含油饱和度。用 R_{xo} 可求出侵人带的残余油饱和度,从而可得出可动油饱和度。

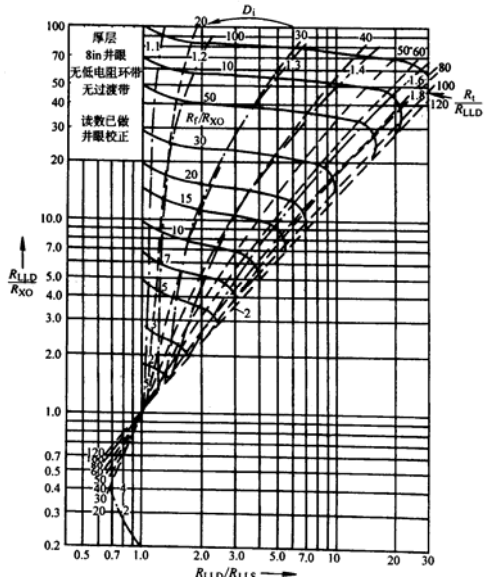


图 2-42 双侧向一微球形聚焦测井组合图

二、感应测井

直流电法测井(普通电阻率测井、侧向测井等)方法都是由供电电极供以电流,在井周围地层中形成电场,测量周围地层中电场的分布,得出地层电阻率,这就要求井内有导电钻井液,提供电流通道。但有时为了获取地层原始含油饱和度资料,需用油基钻井液钻井,有时还采用空气钻井,井内没有导电介质,不能使用直流电法测井。

1.感应测井原理

感应测井原理如图 2-43 所示。当正弦交流电通过发射线圈时,在周围地层中形成交变电磁场。设想把地层分成许多以井轴为中心的圆环,每个圆环相当于一导电环。在交变电磁场作用下,导电地层中的这些圆环就会产生感应电流,感应电流是以井轴为中心的圆状的闭合电流环(涡流),涡流本身又会形成二次交变电磁场,在二次交变电磁场的作用下,接收线圈中产生感应电动势,为了定量的研究接收线圈中感应电动热与地层电导率的关系,假设在地层中切出一个半径为 r,截面积为 dA 的圆环,井轴通过加圆环中心,并与圆环所形成的平面垂直,这种圆环称为单元环(图 2-44)。

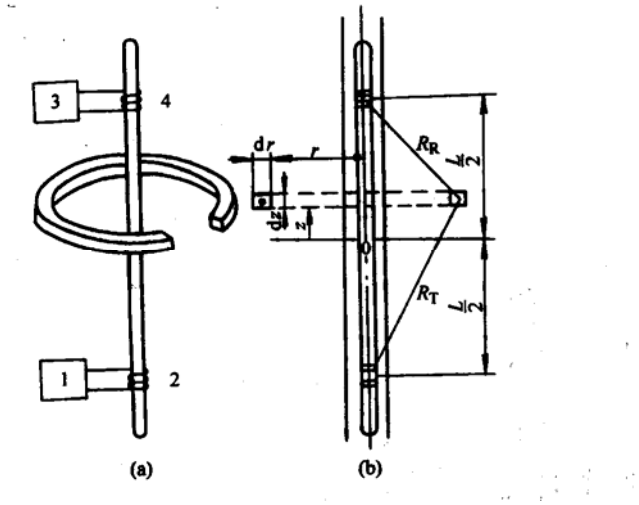
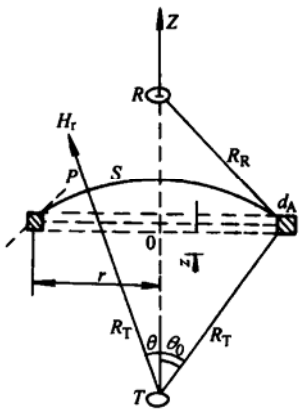


图 2-43 感应测井原理图图



2-44 磁偶子的电磁感应计算示意图

1 一振荡器;2 一发射线圈;3 一振荡器;4 一接收线圈

首先计算发射线圈在单元环中感应涡流的大小,再计算单元环涡流在接收线圈中产生的感应电动势,最后求出整个空间无数个单元环在接收线圈中产生信号的总和。与线圈距及所研究的范围相比,线圈的尺寸很小,可看作点状,以发射线圈为中心,通过单元环作球面,计算球面上 P 点的磁场强度。

对于一个尺寸很小的线圈,可看作是磁偶极子,其偶数矩 M 为:

$$M = n_T S_0 I \tag{2-27}$$

式中 n_T 一一发射线圈圈数;

S_0 一一线圈的面积(πa^2,a 为线圈的半径);

I 一一线圈中的电流强度, $I = I_0 e^{i\omega t}$ 磁偶子在空间任何一点的磁场强度矢径方向的分量为:

$$H_R = \frac{M\cos\theta}{2\pi R_T^3} = \frac{n_T S_0 I\cos\theta}{2\pi R_T^3}\pi \tag{2-28}$$

式中 R_T 一一球面半径,即发射线圈到单元环的距离;

θ 一一通过 P 点的半径与发射线圈轴之间的夹角.

计算单元环所限曲面上的磁通，即通过单元环的磁通（图 2-44）：

$$\Phi = \iint_\mu H_R dS$$

球面上的面积元 $dS = R_T^2 \sin\theta d\theta d\varphi$ (球坐标系),将 H_R 代人上式得:

$$\Phi = \mu\iint_\mu H_R R_T^2 \sin\theta d\theta d\varphi$$

$$= \mu R_T^2 \int_0^{2\pi^\theta}\int_0^0 \frac{n_T S_0 I\cos\theta}{2\pi R_T^3}\sin\theta d\theta d\varphi$$

$$= \frac{\mu n_T S_0 I}{R_T}\cdot\frac{1}{2}\sin^2\theta_0$$

式中 θ_0 一一井轴与通过单元环矢径的夹角.

所以 $\sin\theta_0 = r/R_T$,代人上式得:

$$\Phi = \frac{\mu n_T S_0 r^2}{2R_T^3} I \tag{2-29}$$

根据电磁感应原理,单元环上的感应电动势为:

$$de = -\frac{d\Phi}{dt} = -\frac{\mu n_T S_0 r^2}{2R_T^3}\frac{dI}{dt}$$

将 $I = I_0 e^{i\omega t}$ 代入上式,得出:

$$de = -\frac{i\omega\mu n_t S_0 r^2}{2R_T^3} I \tag{2-30}$$

根据欧姆定律,得出单元环中的电流强度 dI'(一次涡流):

$$dI' = \frac{de}{\frac{2\pi r}{\sigma dA}} = -\frac{i\omega\mu n_T S_0 r I_0}{4\pi R_T^3}\sigma dA \tag{2-31}$$

式中 σ ——单元环的电导率;

$\frac{\sigma dA}{2\pi r}$ ——单元环的电导。

单元环中的涡流在空间形成二次电磁场,二次电磁场在接收圈中产生感应电动势。假设接收线圈尺寸很小,其中心与井轴重合,单元环的中心也与井轴重合,只要求出单元环中的电流 dI'在井轴上的磁场强度,就相当于在接收线圈中的磁场强度。

根据毕沙定理,长度为 dL 的电流源在 I 轴 P 点处的磁场强度 dH'为:

$$dH' = \frac{1}{4\pi}\frac{dI' dL}{R_R^2} = \frac{1}{4\pi}\frac{dI' r d\alpha}{R_R^2}$$

位于对称位置的两个电流源在 P 点的磁场强度垂直于 OZ 轴的分量大小相等方向相反,互相抵消,因此只需求沿 OZ 轴的分量(图 2-45),整个单元环在 P 点的磁场强度 H_z' 为:

$$H_z' = \frac{1}{4\pi}\int_0^{2\pi}\frac{dI' r d\alpha}{R_R^2}\cos\beta = \frac{dI' r}{4\pi R_R^2}\int_0^{2\pi} d\alpha = \frac{r^2}{2R_R^3} dI' \cos\beta = r / R_R$$

(2-32)

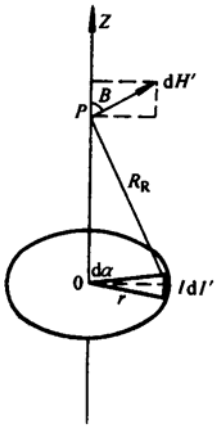


图 2-45 计算二次电磁场感应电动势的示意图

通过接收线圈的磁通 Φ'为:

$$\Phi' = \mu H_z' n_R S_0 = \frac{\mu n_R S_0 r^2}{2R_R^3} dI'$$

$$= -\frac{\mu n_R S_0 r^2}{2R_R^3}\cdot\frac{i\omega\mu n_T S_0 r\sigma dA}{4\pi R_T^3} I$$

$$= -\frac{i\omega\mu^2 n_T n_R S_0 r^3 \sigma dA}{8\pi R_T^3 R_R^3} I_0 e^{i\omega t}$$

式中 n_R ——接收线圈圈数;

S_0 ——接收线圈的面积。

单元环涡流在接收线圈中的感应电动势 de'为:

$$de' = -\frac{d\Phi'}{dt} = -\frac{\omega^2 \mu^2 n_T n_R S_0^2 r^3 \sigma dA}{8\pi R_T^3 R_R^3} I_0 e^{i\omega t}$$

把上式乘以 L/L(L 为发射线圈到接收线圈的距离,称为线圈距):

$$de' = -\frac{\omega^2 \mu^2 n_T n_R S_0^2 I}{4\pi L} \cdot \frac{L}{2} \frac{r^3}{R_T^3 R_R^3} \sigma dA$$

$$= k_{仪} g \sigma dA \tag{2-33}$$

式中 $k_{仪}$ 一一仪器常数,且 $k_{仪} = -\frac{\omega^2 \mu^2 n_T n_R S_0^2 I}{4\pi L}$ 只与感应测井仪线圈系的结构有关。

$$g = \frac{L}{2} \frac{r^3}{R_T^3 R_R^3} = \frac{L}{2} \frac{r^3}{\left[r^2 + \left(\frac{L}{2} + Z\right)^2\right]^{3/2} \left[r^2 + \left(\frac{L}{2} - Z\right)^2\right]^{3/2}} \tag{2-34}$$

式中 g 一一单元环几何电子,是空间几何位置决定的函数,单元环大小及其空间位置不同时,单元环的几何因子不同。

假设整个空间均匀全无限介质,电导率为 σ ,均匀无限介质中的全部涡流在接收线圈中产生感应电动势,相当于无数个单元环所产生感应电动势的总和,由于电动势总和与介质的电导率有关,称为感应测井的有用信号,用 E'表示,则:

$$E' = \int_{全空间} de' = k_{仪} \int_{全空间} g \sigma dA = k_{仪} \sigma \iint g dA \tag{2-35}$$

可以证明,

$$\int_{全空间} g dA = \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g dr dz = 1$$

即整个空间所有单元环几何因子之和为 1,得出:

$$E' = k_{仪} \sigma \tag{2-36}$$

上式表示 E'与地层电导率成正比,通过对 E'的测量,就可得出地层电导率(均匀介质)或地层视电导率(有井和地层条件),在有井及有限厚地层条件下,得出的为视电导率 σ_a ($1/R_a$),用下式表示:

$$\sigma_a = \frac{E'}{k_{仪}} = \int_{全空间} \sigma g dA \tag{2-37}$$

感应测井就是测量视电导率 σ_a 随深度变化的曲线,称为感应测井曲线。

在接收线圈中除有用信号外,还有发射线圈与接收线圈间的直接耦合信号,用 E'' 表示 E'' 只与仪器结构和发射电流有关,与地层电导元关,应把 E'' 去掉。

2.感应测井探测特性

1)双线圃系探测特性

根据井周围介质电导率沿横向(径向)及纵向(轴向)的变化特点,讨论几何因子沿横向和纵向的变化。

(1)横向微分几何因子。

为了研究井、侵入带及原状地层对测量结果的影响,将半径为 r 的单元环几何因子 g 对 Z 积分:

$$G_r = \int_{-\infty}^{+\infty} g dZ = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{L}{2} \cdot \frac{r^3 dI}{\left[r^2 + \left(\frac{L}{2} + Z\right)^2\right]^{3/2} \left[r^2 + \left(\frac{L}{2} - Z\right)^2\right]^{3/2}}$$

积分结果是:

$$G_r = \frac{2\eta K}{L}\left\{\left(1-k^2\right)K(k) + \left(2k^2-1\right)E(k)\right\} \tag{2-38}$$

其中 $n = \frac{r}{L}$;

$k = \frac{1}{\sqrt{4\eta^2+1}}$;

$K(k) = \int_0^{\pi/2} \frac{d\theta}{\sqrt{1-k^2\sin^2\theta}}$ (第一类完全椭圆积分);

$E(k) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1-k^2\sin^2\theta}\, d\theta$ (第二类完全椭圆积分)。

G_r 称为横向微分几何因子,其物理意义是,厚度为 1m,半径为 r 无限长圆筒状介质对视电导率的相对贡献。图 2-46 是 1m 双线圈系横向微分几何因子的特性曲线,随着 r 由 0 变为∞时, G_r 开始增大,当 r=0.45L 时 G_r 达到最大,然后随 r 的增加 G_r 变小,当 r→∞时, G_r→0。这表明距井轴不同位置处,介质的相对贡献不同。因此,为了增加探测深度,应增大线圈距 L。

为了研究半径不同的圆柱介质对测量结果的相对贡献,求横向微分几何因子对 r 的积分:

$$G_{横积}=\int_{0}^{r=d/2} G_r(r)dr \tag{2-39}$$

$G_{横积}$称为横向几何因子，$G_{横积}$与 r 的关系曲线称为横向积分特性曲线(图 2-47),由图中可以看出,用 1m 线圈距时,r=0.5m 圆柱体对视电导率 σ_a 的相对贡献为 22.5%,r =2.5m 时圆柱体对 σ_a 的相对贡献为 77%,r>2.5m 以外介质的相对贡献为 23%。由此可见,1m 双线圈系测量值主要决定于 2.5m 以内的介质,所以可用横向积分几何因子研究感应测井线圈系的探测范围。

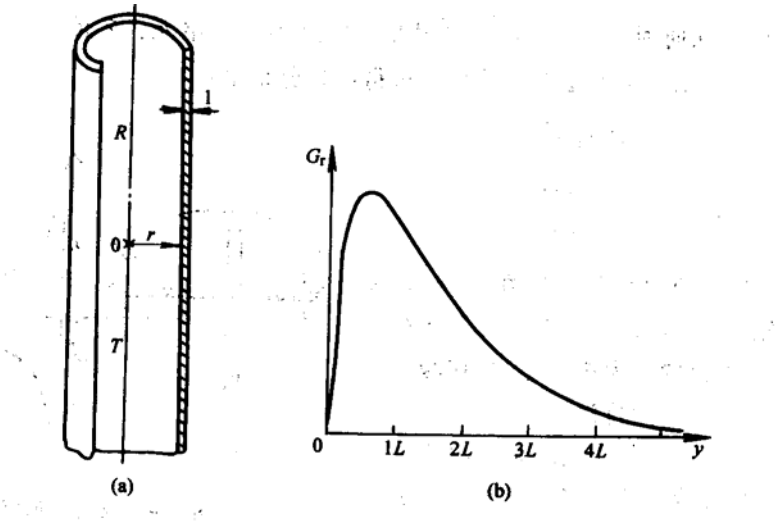


图 2-46　1m 双线圈系横向微分几何因子

(a)无限长圆筒状介质;　(b)横向微分几何因子特性曲线

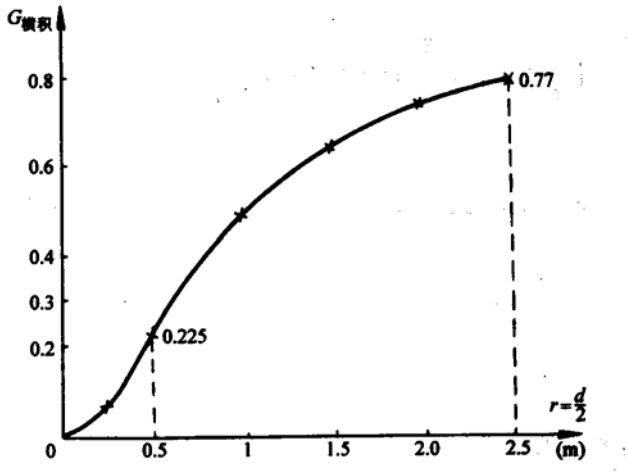


图 2-47　横向积分几何因子特性曲线

(2)纵向微分几何因子。

为了研究地层厚度、围岩对感应测井视电导率的影响,将 Z 值为一定的单元环几何因子对 r 求积分:

$$G_Z = \int_0^{\infty} g dr = \int_0^{\infty} \frac{L}{2} \cdot \frac{r^3 dr}{\left[r^2 + \left(\frac{L}{2} + Z\right)^2\right]^{3/2} \left[r^2 + \left(\frac{L}{2} - Z\right)^2\right]^{3/2}} \tag{2-40}$$

G_Z 为纵向微分几何因子,它的物理意义是:厚度为 1 个单元,Z 值一定时薄板状介质对视电导率 σ_a 的相对贡献。经适当变换后,可得出积分结果:

$$G_Z = \frac{1}{2L} \qquad |Z| \le L/2$$

$$G_Z = \frac{1}{8Z^2} \qquad |Z| \ge L/2$$

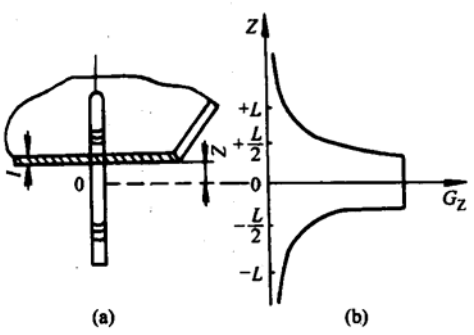


图 2-48　纵向微分几何因子特性曲线

(a)无限延伸薄板状介质;

(b)纵向微分几何因子特性曲线

绘制出 G_Z 与 Z 的关系曲线(图 2-48)表明,位于双线圈之间介质的 G_Z 最大,而在双线圈之外的 G_Z 值随|Z|的增大按 $1/Z_2$ 规律减小。

2)复合线圈系的探测特性

实际工作中,多采用复合线圈系,由若干个发射线圈和若干个接收线圃构成,任何由(k+1)个串接的发射线圈和(L+1)个串接的接收线圈组成的复合线圈都可以看成是(k+1)(L+1)个简单双线圈系组成。

复合线圈系中总的无用信号(E″总)为:

$$E''_{总} = \sum_{i,j=0}^{k,L} \qquad E''_{j,i} = \sum_{i,j=0}^{k,L} -\frac{i\omega\mu n_{Ti} n_{Rj} S_0^2 I}{2\pi L_{ij}^3} \tag{2-41}$$

总的有用信号(E'总)为:

$$E'_{总} = \frac{\omega^2 \mu^2 S_0^2 I}{4\pi} \sum_{i,\ j}^{k,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}} \int_{全空间} g_{ij} dA \tag{2-42}$$

式中　g_{ij} 一一第 i 个发射线与第 j 个接收线圈对的单元环几何因子。

(E'总)可化成双线圈系的简单形式:

$$E'_{总}=k_{仪}^{复}\int_{全空间} g^{复}\sigma dA$$

$$\sigma_a=\frac{E'_{总}}{k_{仪}^{复}}=\int_{全空间} g^{复}\sigma dA \tag{2-43}$$

式中　$k_{仪}^{复}$ ——复合线圈的仪器常数,且

$$k_{仪}^{复}=\frac{\omega^2\mu^2 S_0^2 I}{4\pi}\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{nT_i n_{Rj}}{L_{ij}} \tag{2-44}$$

$g^{复}$ ——复合线圈系单元环的几何因子,且

$$g^{复}=\frac{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}g_{ij}}{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{2-45}$$

其中

$$g_{i,j}=\frac{L_{ij}}{2}\frac{r^3}{R_{Ti}^3 R_{Rj}^3}$$

式中　r ——单元环的半径;

R_{Ti} 和 R_{Rj} ——分别是第 i 个发射线圈和第 j 个接收线圈到单元环的距离。

将 g_{ij} 代入式(2-41),可得:

$$g^{复}=\frac{r^3\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{R_{Ti}^3 R_{Rj}^3}}{2\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}}$$

可以证明:

$$\int_{全空间} g^{复}dA=1$$

复合线圈系的横向微分几何因子 $G_r^{复}(r)$ 为:

$$G_r^{复}(r)=\int_{-\infty}^{+\infty} g^{复}(r,Z)dZ=\frac{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}G_{rij}}{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{2-46}$$

式中　G_{rij} ——第 i 个发射线圈和第 j 个接收线圈对的横向微分几何因子。

复合线圈系的纵向微分几何因子$G_Z^{复}(Z)$为:

$$G_Z^{复}=\int_0^{\infty} g^{复}(r,Z)dr=\frac{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}G_{rij}(Z)}{\sum_{i,j=0}^{k,L}\frac{n_{Ti}n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{2-47}$$

复合线圈系的横向微分几何因子$G_{横积}^{复}=(Z)$为:

$$G_{横积}^{复}=\int_0^{r} G_r^{复}(r)dr \tag{2-48}$$

复合线圈系的横向微分几何因子$G_{纵向}^{复}(Z)$为:

$$G_{纵向}^{复}=\int_{-Z}^{Z} G_Z^{复}(Z)d(Z) \tag{2-49}$$

根据上述基本概念可进行感应测井线圈设计。

我国曾广泛使用过 0.8m 六线圈系,其主要参数如下:

R_2	0.6	T_0	0.2	T_1	0.4	R_1	0.2	R_0	0.6	T_2
-7		100		-25		-25		100		-7

线圈符号间的数是以 m 为单位的距离,下面的一行数字是线圈的圈数。该线圈系的仪器常数为 0.3086,相对互感系数为 0.01828。

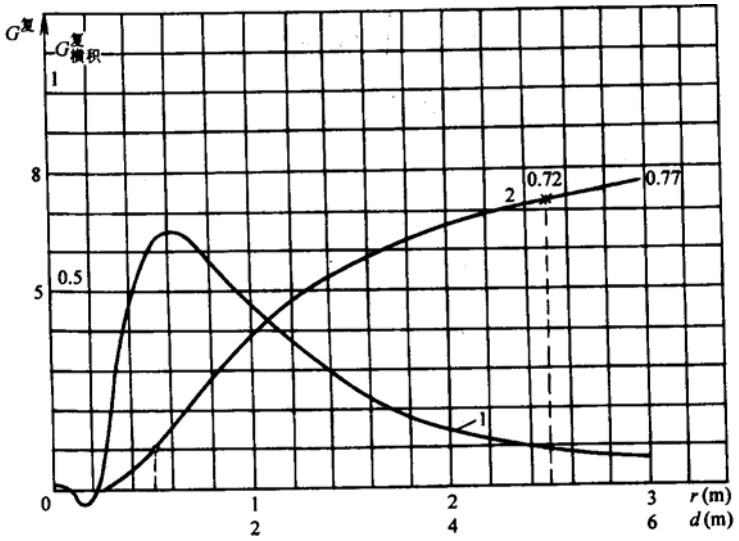


图 2-49　0.8m 六线圈系横向微分及横向积分几何因子特性曲线

1 一横向微分几何因子特性曲线;2 一横向权分几何困子特性曲线

图 2-49 是 0.8m 六线圈系的横向微分几何因子和横向积分几何因子的特性曲线。由曲线 1 可以看出 r=0~0.2m 时,$G_r^{复}$ 为负值;r=0.58m 时, $G_r^{复}$ 达到最大值。曲线 2 表|明,r=0.5m 时,$G_{积}^{复}$=0.1(10%),对于 1m 双线圈系$G_{横积}$=0.225(22.5%)。这表明 r≤0.5m 圆柱状介质对六线圈系的贡献减小。 r=2.5m,六线圈系的$G_{横积}^{复}$=0.72(72%),1m 双线圈系的$G_{横积}$=0.77(77%),这表明 0.8m 六线圈系探测深度稍有增加。I

图 2-50 是 0.8m 六线圈系纵向微分和纵向积分几何因子特性曲线。曲线 1 表明 Z =0.3m 时$G_Z^{复}$ 显著减小,其分层能力比双线圈系好。由曲线 2 可看出,h =1m 时,六线圈系的$G_{纵积}^{复}$=0.67(67%),而 1m 双线圈系的$G_{纵积}$0.5(50%),这表明六线圈系的围岩影响显著下降。

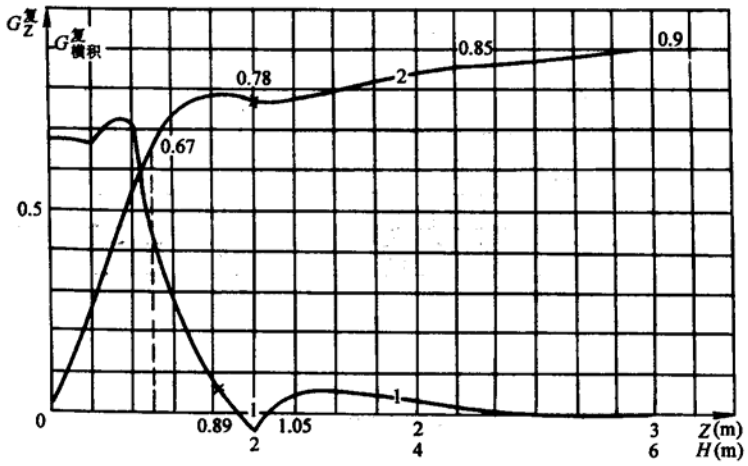


图 2-50　0.8m 六线圈系纵向微分及纵向积分几何因子特性曲线

1 一纵向微分几何因子特性曲线; 2 一纵向积分几何因子特性曲线

另有两种六线圈系可供参考。

(1)深探测六线圈系:

R_2	0.75	T_0	0.25	R_1	0.5	R_1	0.25	R_0	0.75	R_2
-7		100		-25		-25		100		-7

线圈系的主线距为 1m,探测深度大于 0.8m 六线圈系,但分层能力较差,线圈系的相对仪器常数和相对互感系数为 0.8m 六线圈系相同。

(2)浅探测六线圈系:

R_2	0.96	T_0	0.4	R_1	0.4	R_1	0.2	R_0	0.96	R_2

-53　　100　　-3　　-3　　100　　53

线圈系的探测深度较浅,约为 0.7m 左右,相对仪器常数为 0.4333,相对互感系数为 0.0581,该线圈系可用于研究钻井液侵入带的变化。

3.双感应一聚焦测井组合

为了求得侵入带原状地层的电阻率和侵入带直径,提出了双感应一聚焦测井组合。在径向三层介质条件下,如果对感应测井视电导率曲线做了井眼和围岩影响的校正,此时视电导率主要受侵入带电导率 σ_{xo}、原状地层电导率 σ_t 及侵入带直径 D_i 的影响,根据几何因子理论可写出下式

$$\sigma_a=G_i\sigma_{xo}+(1-G_i)\ \sigma_t$$

Gi 为侵入带的几何因子,是侵入带直径 D_i 的函数。上述方程中含有 σ_{xo}、σ_t 及 D_i 三个未知数,需用三个方程求解,即需要有三条与三个未知数有关的测井曲线。通常采用双感应一聚焦测井组合来解决这个问题。

我国常用的 1503 双感应测井仪的线圈结构如图 2-51 所示,T 为深、中感应共用的发射线圈,R 为深感应接收线圈,深感应的主线圈对为 T_1R_1 ($\overline{T_1R_1}=L_{深}=1.016m$);中感应的接收线圈为 r,其主线圈对为 T_1r_1 ($\overline{T_1R_1}=L_{中}=0.873m$)。深感应采用对称结构的六线圈系,中感应用不对称的八线圈系。这两种感应测井仪可与八侧向或球形聚焦测井进行测井组合。

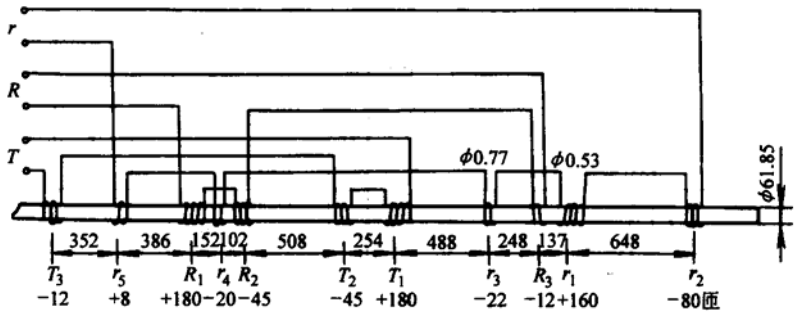


图 2-51　双感应测井线圃系结构示意图

T 一双感应发射线圈;R 一深感应接收线圈;r 一中感应接收线圈

对感应测井视电导率(σ_a)进行了井眼、围岩及趋肤效应校正后,就可用双感应一浅聚焦测井综合图求取 σ_t、σ_{xo} 和 D_i(或 R_t,R_{XO} 和 D_i)。

近年来国内外正在研究感应测井的反演方法,预期在不久的将来,可由感应测井曲线反演

求取有关参数,勿需再用综合图。

双感应一浅聚焦测井组合在低、中电阻率地层条件下,应用效果较好,但对高电阻率地层效果不佳,此时应选用双侧向-R_{XO}组合。

感应测井在测井曲线图上显示为电阻率的单位(仪器已经做了单位转换,一般用对数坐标将中感应电阻率(R_{IML})、深感应电阻率(R_{IDL})及微球电阻率(R_{XO})放在同一道内用不同的线形(直线和虚线)重叠显示,以便地质家能直观看出油、气、水层。

电阻率曲线除计算饱和度外,主要用于地层对比和分层,在测井沉积研究中很有用处。

第三节　　地层倾角测井

地层倾角测井是一种用来确定过井的地层平面相对于水平面的倾斜角及相对于磁北的倾斜方位角的测井方法。

目前,我国石油测井中使用的地层倾角仪有阿特拉斯公司的 1013 仪和 1016 仪,斯伦贝谢公司的高分辨率地层倾角仪 HDT、地层学高分辨率地层倾角仪 SHDT、哈里伯顿公司的六臂倾角仪等。我国海洋测井公司已经制造出了八臂倾角仪。应用这些倾角仪在我国石油探井中已经测量过数千口井的资料,利用这些资料在识别断层,不整合、裂缝、沉积构造、确定地应力等方面做了大量的研究工作,在油气勘探开发工程中发挥了重要的作用,地层倾角测井已经成为一种常规测井方法。

一、地层倾角原理

倾角测井的测量值要保证一个层面的倾斜能计算出来。为了计算层面的倾斜,需要下列三类信息:

(1)不在同一直线上至少三点的位置;

(2)仪器的方位;

(3)仪器的倾向和倾角。

1.地层倾角仪(1013)-

我们以阿特拉斯 1013 地层倾角仪为例说明倾角仪的结构及测量原理。

图 2-52 是阿特拉斯公司的四臂地层倾角测井仪,可同时记录九条曲线。主要测量部分包括:

(1)四个装有极板和电极系的加压臂,各极板在同一水平面上,其方位相差 90・,可以测出四条微聚焦电导率曲线 DIP_1、DIP_2、DIP_3 和 DIP_4。

(2)四个加压臂同时起井径仪的作用,测井 1-3、2-4 极板之间两条井径 CAL(d_1)

和 CAL_2(d_2)。

(3)用磁盘盘测量 1 号极板相对于磁北极方向的方位角 AZ(μ),简称 1 号极板方位角。

(4)用井斜重摆测量井斜角 DEV(δ)。

(5)用井斜方向重摆测量 1 号极板相对于井眼方位的相对方位角 RB(β),简称相对方位角。

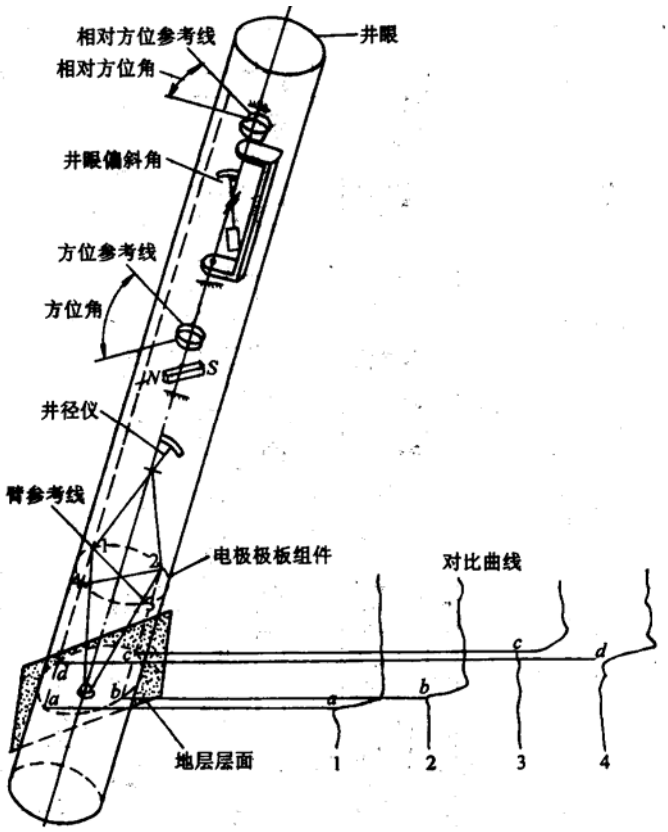


图 2-52　地层倾角测井下井仪器示意图

1 号极板方位角、井斜角、井眼方位角和相对方位角的几何定义,请参看图 2--53。

野外测井主要记录上述九条曲线,在必要时加测一条电缆张力曲线。记录方式有照像模拟记录和数字磁带两种,图 2-53 为照像模拟记录曲线实例图。在测井时四条电导率曲线不进行工程值和电压值刻度,一般只记录出电压的相对幅度变化值即可。其他五条曲线则需要进行工程值和电压值刻度。在野外磁带上,四条电导率曲线每米采样 320 个点,称为快道采样。其他五条曲线每米采样 40 个点,称为慢道采样。

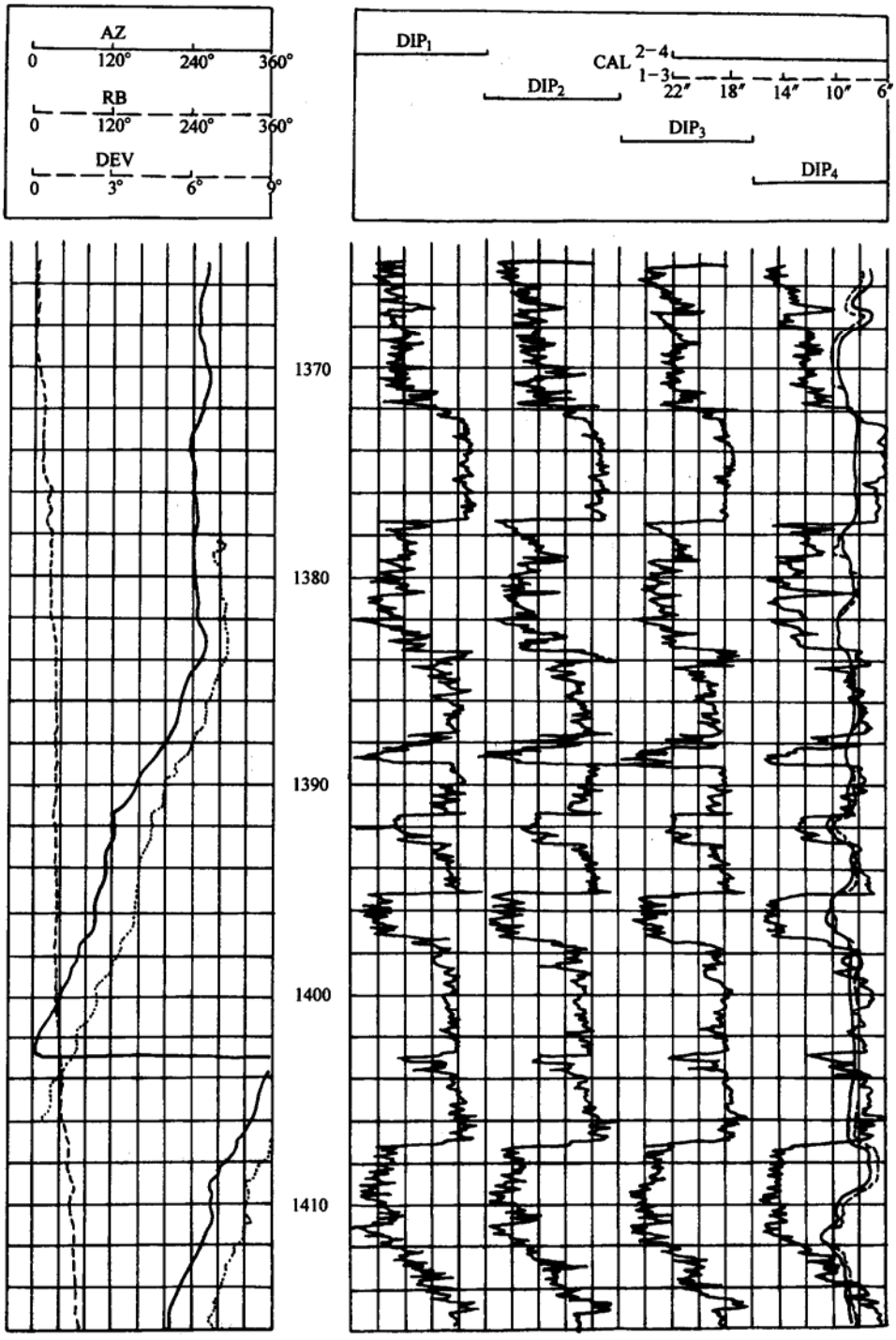


图 2-53　地层倾角测井照像记录曲线

地层倾角测井,并不能直接测出地层的倾角和倾向。它只是提供了能够求出地层倾角和倾向的足够的信息,然后通过计算机处理和计算,才能得到地层倾角和倾向。仪器装置使用了复杂的几何臂,以保持四个极板的测量电极总是在同一平面上。如图 2-52 所示,假设井眼是直的同时地层是水平的,那么在四条电导率曲线上,分别反映同一段地层(或地层界面)的四段曲

线,它们之间的相对位移(或叫极板高程差)便为零。假设地层不是水平的,有一定的倾角,那么反映同一段地层的四段曲线之间,就有一定的相对位移。应用曲线相关对比方法能够确定这些位移,这些位移便决定了地层在空间的几何位置,由此可计算出地层倾角和倾向。当井眼本身有一定斜度时,只是计算工作量相对大一些而已。如增加了井斜偏移校正等。

2.斯伦贝谢公司倾角测井仪(HDT)

斯伦贝谢公司高分辨率四臂地层倾角测井仪(HDT),其仪器设计和测井原理,与阿特拉斯公司的基本相同。但为了把高灵敏度记录正确地用于解释结果,增加了由电缆速度校正为电极速度的速度电极在 1 号极板上,装有相距为 d 的两个测量电极,下面一个为电导率测量电极,上面一个为速度校正电极。在测量中,这两个电极系记录两条同一形状的曲线,只是有相距为 h 的位移,h 是井下仪器速度之差的函数。井下仪器速度和电缆速度不同时,d 和 h 的比 $\alpha=d/h$ 不等于 1。在这种情况下,用曲线相关对比法确定出的地层高程差 h_{ij}(i,j 指极板号),便是反映同一地层的两段曲线间的视相对位移,而不是实际的位移。在这两条曲线上,真的地层间的位移 H_{ij} 应该是:$H_{ij}=ah_{ij}$。所以用校速电极求得 a 之后,利用上式就可以求出在这两条对比曲线上真的地层位移,也就是真的地层高程差。在实际处理中,把 $\frac{1}{2}d \le h \le 2d$ 的点切除不用。

3.斯伦贝谢公司新型倾角测井仪(SHDT)

为了适应更复杂的井眼环境,获取更可靠的地层信息,近几年来,斯伦贝谢公司研制了地层高分辨率倾角测井仪 SHDT (Stratigraphic High Resolution Dipmeter Tool)。它仍然采用互成 90^o 的四个测量臂,每个臂上装有两个并列测量电极,之间的距离为 3cm,记录八条电导率曲线。就倾角仪器和电导率曲线而论,SHDT 得到的资料的质量,与较早的仪器相比有了明显的改善。由于两条并列电极曲线之间的相似性,比板与板之间的曲线相似性更好,因而经计算机处理后,能够得到高密度的倾角结果,与原来的仪器相比有助于适合更加详细的地层解释。根据电极的排列,也有利于探测裂缝。

图 2-54 为 HDT 和 SHDT 的电极板。

图 2-55 为 HDT 及 SHDT(新一代)地层倾角仪外形及结构图。SHDT 仪器中用地磁仪和加速度计测仪器的方位角和倾斜角。

二、地层倾角测井数字处理原理

地层倾角测井数字处理方法,有固定井段相关对比法和图形识别法,主要介绍固定井段相关对比法及成果图显示原理。固定井段相关对比法,就是在 DIP_1 上固定一段曲线 S_1,在 DIP_2、DIP_3、DIP_4 上用曲线相关对比法找出和 S_1 相似的三段曲线 S_2、S_3 和 S_4,当然要在 S_1 附近找。

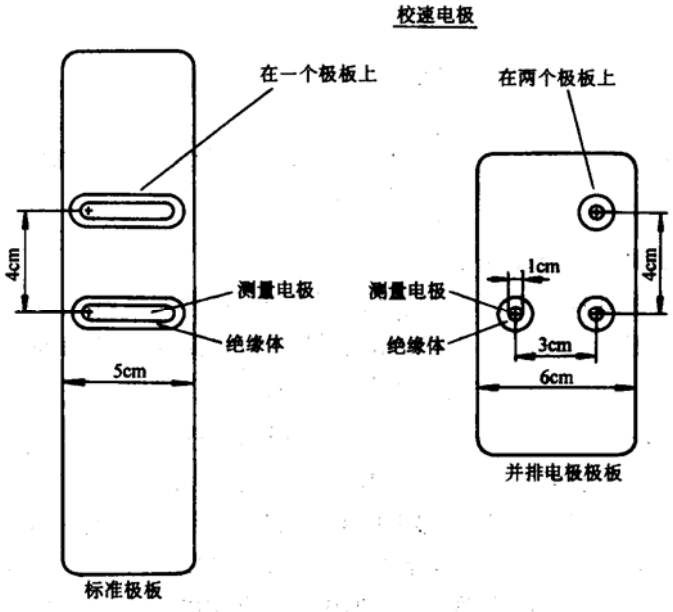


图 2-54　标准极板与并排电极极板的比较

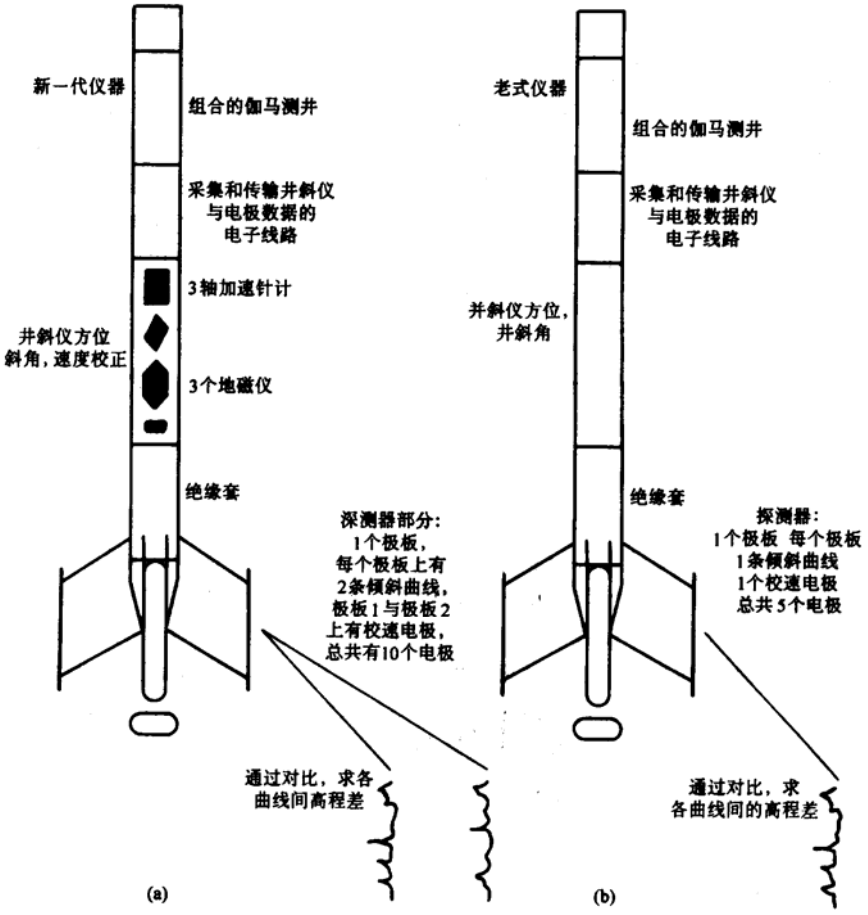


图 2-55　HDT(老式)及 SHDT(新一代)地层倾角仪外形及结构图

(a)新一代仪器;　(b)老式仪器

这四段曲线反映了同一段地层的电性特征,然后求出 S_2、S_3 和 S_4 相对于 S_1 沿井轴方向的位移(即高程差),利用高程差可计算出这段地层的法向 n 在仪器坐标系中的坐标,再利用 δ、β、μ 等参数进行仪器坐标系和大地坐标系的坐标变换,求出 n 在大地坐标系中的坐标,从而计算出地层的倾向 Φ 和倾角 θ 以及井眼方位角 γ。最后计算机打印出数据表格和显示出矢量图、方位频率图,并根据用户需要做出杆状图、圆柱面坐标图和线性极坐标图等。

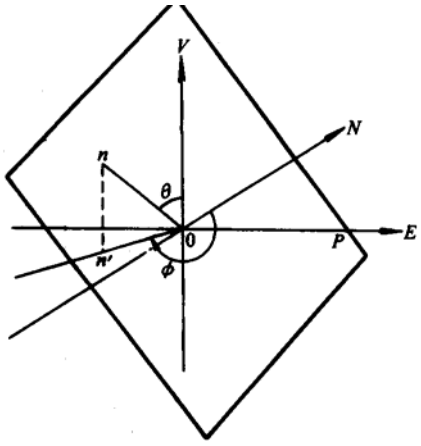


图 2-56 根据地层的法向计算地层的倾向和倾角图标

1.根据地层法向计算地层倾向和倾角(大地坐标系)

在图 2-56 中,用 P 表示地层面,n 为 P 的单位法向量,n'为 n 在水平面上的垂直投影。由解析几何的知识知道,n 和 V 的夹角就是地层的倾角。O_n' 和磁北极 N 的夹角就是地层的倾向。在大地坐标系中,矢量 V 的坐标为 V=(0,0,1),设 n 的坐标为 $n=(n_E,n_N,n_V)$,则:

$$\vec{n}\cdot\vec{V}=\left|\vec{n}\right|\cdot\left|\vec{V}\right|\cos\theta=\cos\theta$$

又

$$\vec{n}\cdot\vec{V}=n_E\cdot V_E+n_N V_N+n_V V_V=n_V$$

故

$$n_V=\cos\theta$$

$$\theta=\arccos n_V$$

求倾向 Φ 的问题要分象限来讨论:

当 $n_E\geqslant 0$, 且 $n_N>0$ 时,地层向北东方向倾,则:

$$0\leq\varphi<\frac{\pi}{2}$$

$$\varphi=arctg\frac{n_E}{n_N}$$

当 $n_E>0$ 且时 $n_N\leqslant 0$ 时,地层向南东方向倾,则:

$$\frac{\pi}{2}\leq\varphi<\pi \qquad\qquad \varphi=arctg\frac{n_E}{n_N}+\pi$$

当 $n_E \leqslant 0$ 且 $n_N < 0$ 时,地层向南西方向倾,则:

$$\pi \leq \varphi < \frac{3}{2}\pi \qquad \varphi = arctg\frac{n_E}{n_N} + \pi$$

当 $n_E < 0$ 且 $n_N \geqslant 0$ 时,地层向北西方向倾,则:

$$\frac{3}{2}\pi \leq \varphi < 2\pi \qquad \varphi = arctg\frac{n_E}{n_N} + 2\pi$$

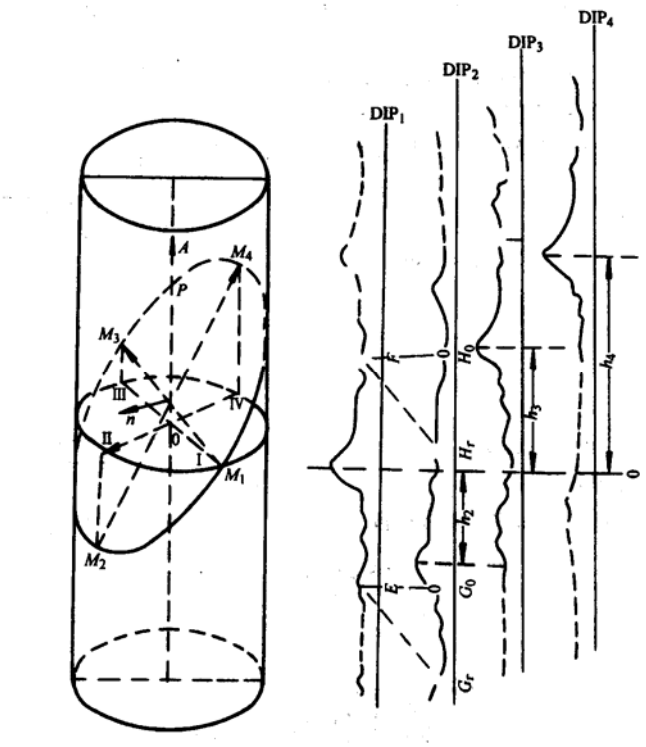


图 2-57　用相关对比方法确定地层法向在仪器坐标系中的坐标

2.用相关对比方法确定地层法向在仪器坐标系中的坐标

由前面的论述可知,如果求出地层的法向 n,则不难计算出地层的倾向和倾角。为了确定地层法向,只要在四条电导率曲线上打出四段相关的曲线就可以了。图 2-57 中,0 点为一个计算深度点,在 DIP_1 上固定一段曲线 S (点 E 、F 之间),数值为 $x_1, x_2, \cdots x_N$,它们的算术平均值 $\bar{x}$。S 的长度为 WL,称为窗长或相关对比长度。在 DIP_2 上取同样长度的一段曲线 S_τ (点 G_τ、H_τ 之间),它相对于 S 的位移为 τ 个采样间距,若 S_τ 在 S 的上面则 τ 为正,若 S_τ 在 S 的下面则 τ 为负,其数值为 $y_{1+\tau}, y_{2+\tau}, \cdots, y_{n+\tau}$,它们的算术平均值为 $\overline{y_\tau}$ 这两段曲线是否属于同一段地层,则要看这两段曲线相似性如何,也就是看它们的相关每当 C(τ)与 1 的逼近程度。

$$C(\tau)=\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(x_i-\overline{x}\right)\left(y_{i+\tau}-\overline{y_\tau}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(x_i-\overline{x}\right)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(y_{i+\tau}-\overline{y_\tau}\right)^2}}$$

因为根据不等式$\left(\sum_{i=1}^{N}a_ib_i\right)^2\le\sum_{i=1}^{N}a_i^2\cdot\sum b_i^2$,不难证明 C(τ)的值总是-1 和 1 之间。而且当两段曲线满足 y=kx+b(k>0),即两段曲线形状一样完全峰对峰谷对谷时, C(τ)的数值等于 1.

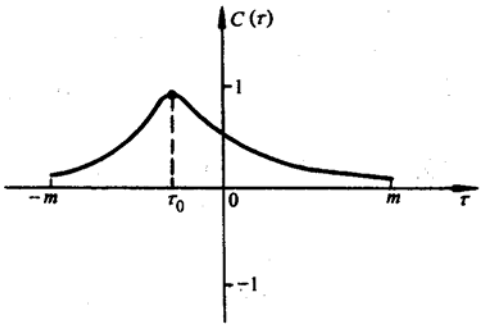


图 2－58　相关函数曲线

图 2-58　相关函数曲线

让τ在一定范围内变化,从-m 到 m ,当τ为 0 时 C(τ)就是曲线 S_o(点 G_o,H_o之间)和 S 的相关系数值,这样就得到了一串相关系数,C（τ）又叫做相关函数,如图 2-58 所示。假设在τ＝τ$_0$处，C(τ)有最大值,说明此时两段曲线相关最好,则 h_2=τ$_0$-d 即为 2 号极板的高程差,d 为采样间距。同样的办法可求出 3 号极板和 4 号板的高程差 h_3 和 h_4,当然 h $_1$=0, S_τ 上下移动的最大范围 SL=2m-d,称为探索长度。两个相邻的计算点之间的距离叫做步长,在固定井段相关对比方法中步长是均匀的。..

图 2-57 中,我们把测量厚度为 WL 的一段地层视为一个地层面 P,上述对比过程相当于在地层面 P 上确定了四个点 M_1、M_2、M_3、M_4,在仪器坐标系(0、Ⅱ、Ⅰ、A)中,它们的坐标分别为 $M_1(0,\frac{1}{2}d_1,0)$ 、M_2 $(\frac{1}{2}d_2,0,h_2)$、M_3 $(0,-\frac{1}{2}d_1,h_3)$、M_4 $(-\frac{1}{2}d_2,0,h_4)$,d_1 和 d_2 为井径。则矢量$\overrightarrow{M_{24}}$ (即$\overrightarrow{M_2}\overrightarrow{M_4}$)和$\overrightarrow{M_{13}}$ (即$\overrightarrow{M_1}\overrightarrow{M_3}$)的坐标为:

$$\overrightarrow{M_{24}}=\left(-d_2,0,h_4-h_2\right)$$

$$\overrightarrow{M_{13}}=\left(0,-d_1,h_3\right)$$

地层的单位法向量 n 为:

$$\vec{n}=\frac{\overrightarrow{M_{24}}\times\overrightarrow{M_{13}}}{\left|\overrightarrow{M_{24}}\times\overrightarrow{M_{13}}\right|}=\frac{\vec{k}}{k}$$

$$\vec{K}=\begin{vmatrix} \vec{\mathrm{II}} & \vec{\mathrm{I}} & \vec{A} \\ -d_2 & 0 & h_4-h_2 \\ 0 & -d_1 & h_3 \end{vmatrix}=d_1(h_4-h_2)\vec{\mathrm{II}}+d_2h_3\vec{\mathrm{I}}+d_1d_2\vec{A}$$

$$k=\sqrt{(d_1d_2)^2+d_1^2(h_4-h_2)^2+d_2^2h_3^2}$$

$$\vec{n}=\left(\frac{d_1(h_4-h_2)}{K},\frac{d_2h_3}{K},\frac{d_1d_2}{K}\right)=(n_{\mathrm{II}},n_{\mathrm{I}},n_{\mathrm{A}})$$

3.用坐标变换公式确定地层法向在大地坐标系中的坐标

由相关对比方法确定出地层法向在仪器坐标系中的坐标以后,还必需计算出地层法向 n 在大地坐标系中的坐标,才能求出地层倾向和倾角。这需要利用仪器坐标系和大地坐标系之间的坐标变换公式来完成。

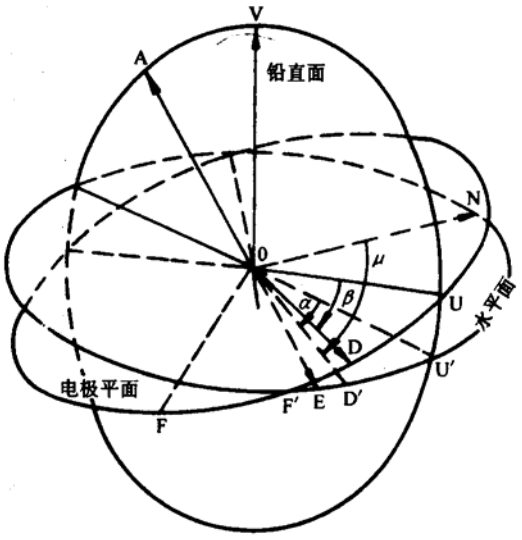


图 2-59　仪器坐标系与大地坐标系的关系

在图 2-59 坐标系(0, Ⅱ, Ⅰ A)为仪器坐标系,(0,E ,N,V)为大地坐标系。仪器平面和水平面相交于直线 FF',平面 M 过直线 OA 和 OV 并和仪器平面、水平面分别相交于直线 DD'、BB'。显然直线 FF’ ⊥M 且∠BOD=δ, 同时 OB 和 OB'分别为 OD 和 OD'在水平面上垂直投影。OB 和磁北极 N 的夹角即为井眼方位角 γ ,OI'为 OI 在水平面上的垂直投影,它和磁北极 N 的夹角 1 号极板方位角 μ, 在仪器平面上 OI 和 OD 的夹角为相对方位解 β, α 为 β 在水平面上的垂直投影角。

在仪器平面上,以 OA 为轴将坐标系(0,Ⅱ, Ⅰ)，逆时针旋转一个 β 角,便和坐标系(0,F,D)重合,则有:

$$\begin{bmatrix} n_E \\ n_N \\ n_V \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} \cos\gamma & \sin\gamma & 0 \\ -\sin\gamma & \cos\gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} n_E \\ n_N \\ n_V \end{bmatrix}=R_3\begin{bmatrix} n_F \\ n_B \\ n_V \end{bmatrix}$$

故得:

$$\begin{bmatrix} n_E \\ n_N \\ n_V \end{bmatrix}=R_3R_2R_1\begin{bmatrix} n_{\mathrm{II}} \\ n_I \\ n_A \end{bmatrix}$$

将上式展开得:'

$$n_E = -n_A \sin\gamma \sin\delta + n_{\text{I}} \sin\gamma \cos\delta \cos\beta + n_{\text{I}} \cos\gamma \sin\beta - n_{\text{II}} \sin\gamma \cos\delta \sin\beta + n_{\text{II}} \cos\gamma \cos\beta$$

$$n_N = -n_A \cos\gamma \sin\delta + n_{\text{I}} \cos\gamma \cos\delta \cos\beta - n_{\text{I}} \sin\gamma \sin\beta - n_{\text{II}} \cos\gamma \cos\delta \sin\beta - n_{\text{II}} \sin\gamma \cos\beta$$

$$n_v = n_A \cos\delta + n_{\text{I}} \sin\delta \cos\beta - n_{\text{II}} \sin\delta \sin\beta$$

关于井眼方位角 γ 的计算是分为两步进行的,先由相对方位角 β 求出 α ,再由 α 角计算 γ 角。

(1)由 β 角求 α 角。

在图 2-59 中,设矢量 I 为 1 号极板方向 OI 上的单位矢量。在仪器坐标系中它的坐标为 I=(0,1,0),在坐标系(0,F,B ,V)中坐标为 I=(I_F,I_B,I_v)。根据坐标变换公式,可知坐标系(0,F,B ,V)和仪器坐标系的变换公式为:

$$\begin{bmatrix} n_F \\ n_B \\ n_V \end{bmatrix} = R_2 R_{\text{I}} \begin{bmatrix} n_{\text{II}} \\ n_{\text{I}} \\ n_V \end{bmatrix}$$

将变换矩阵 R_2、R_{I} 以及矢量 I 的坐标代人上式,并展开得:

$$\begin{cases} I_F = \sin\beta \\ I_B = \cos\beta \cos\delta \\ I_V = \cos\beta \sin\delta \end{cases}$$

由图 2-59 容易知道 $tg\alpha = \dfrac{I_F}{I_B}$,所以有:

$$tg\alpha = \frac{\sin\beta}{\cos\beta\cos\delta} = \frac{tg\beta}{\cos\delta}$$

求 α 角要分象限角讨论,由 2-54 式容易看出 α 和 β 在象限上有一致性,即当 β 角在 0~90° 内变化时, α 角也在 0~90° 内变化,……以此类推。

(2)由 α 角求 γ 角。

由图 2-59 知道 μ = α +γ,但是这三个角度的变化区间都定义为 0~360 • ,所以有

γ= μ 一 α 当 μ ≥ α

γ= μ +(2π- α)当 μ < α

4.相关对比中步长、窗长和探索长度的选取

在相关对比中步长、窗长、探索长度这三个参数的选取是十分重要的,它们的数值直接

影响着计算的结果和应用效果。如果对同一口井固定步长和探索长度而改变窗长进行计算,其结果表明,当窗长增大时地层矢量(倾向Φ和倾角θ)一致性好,相反,当窗长变小时地层矢量一致性就差。对同一口井,如果固定窗长和步长而改变探索长度,当探索长度变大时计算的角度有增大的趋势,矢量方向也有分散的趋势。如果固定步长同时改变窗长和探索长度,例如一个是大窗长和小探索长度,一个是小窗长和大探索长度,其结果就会相差更大。这三个参数有各自的特点,但又有互相联系的一面,如何合理的选取数值。与所要解决问题的性质有密切关系,当用地层倾角解决构造问题时,包括研究地层构造形态、断层位置和产状、不整合等,采用长窗对比。现由是因为研究构造问题时,所涉及的地层几何形状比较大,只有在比较长的窗长内才能更有效地看出它的变化特点。同时由于地层形态上的变化总是逐渐变化的,为了减少随机误差和地层不均匀性所造成的误差,可以选窗长为计算步长的几倍数,例如4~6倍,以使在两个相邻的窗长中重叠部分加大。这样就可以使相邻的一系列深度点处的对比,能够受到相同的主要异常的控制。探索长度的选取直径依赖探索角,如果以井眼的直径 d 作为直角三角形的底边,以探索长度 SL 的一半作为直角三角形的另一直角边(沿井壁方向),则 $\frac{1}{2}$ SL 所对的角度α称为探索角,它们的关系是: $SL = 2dtg\alpha$ 探索角的选取与所研究的对象的倾角有关,当所研究的对象倾角陡时,探索解就取大一点,所研究的对象比较缓时,探索角就可计算步长为0.6m 或 0.8m。

当用地层倾角研究地层的沉积特点时,包括分析古水流方向、地层层理、分析沉积环境等,可采用短窗长。因为在研究沉积现象时,细小层理的变化往往在相当小的范围内就有很大的变化。选取窗长为步长的小倍数,一般采用参数为:步长为 0.2m 或 0.4m,窗长为 0.6m 或 0.8m,探索角为 20º。

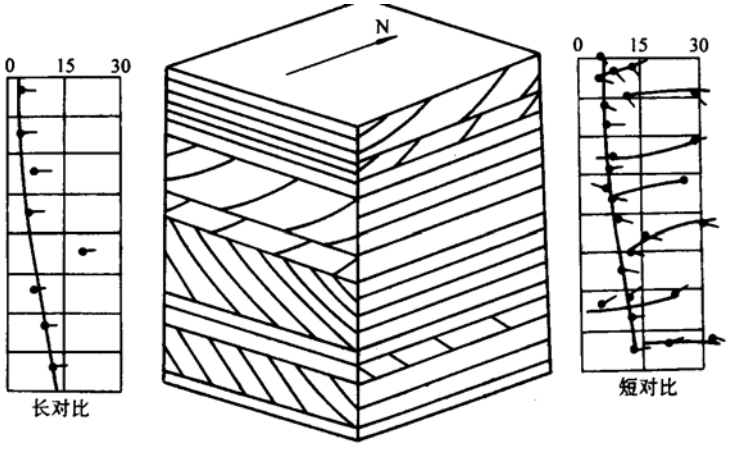


图 2-60　砂岩体中长、短窗长矢量图特点

图 2-60 所示为一段砂岩体,长对比矢量图上的小蝴蚓主要反映了砂岩体中薄泥质夹层或地层界面的产状,矢量一致性好。在长对比中窗长为步长的倍数要大,就是因为在砂岩层中这些薄泥质夹层主要是异常,采用长窗长的目的在于突出它们对角度的贡献。而在短对比矢量图中的点子,一部分反映了泥质夹层或地层界面的产状,而多数点还是反映了砂岩层理情况。但是图 2-60 是一个非常理想的图,尤其是对短对比,用地层倾角完全把砂岩层理反映出来还做不到。

5.倾角处理成果显示

地层倾角原始测井曲线,经电子计算机相关对比和处理后,计算出地层倾向和倾角,并以各种直观形式表示给用户。表示方法主要有:列表、倾角矢量图、方位频率图、杆状图、圆柱面坐标图、线性极坐标图,下面主要介绍各种图形显示的基本原理。

表 2-6 倾角列表打印输出

深度 m	地层倾斜			井眼倾斜			置信度
	倾角	方位	方向	井斜	方位	方向	
4711	2.0	151	$S_{29}E$	0.8	58	$N_{58}E$	100
4713	2.0	148	$S_{32}E$	0.4	62	$N_{62}E$	100
4715	2.0	147	$S_{33}E$	0.4	59	$N_{59}E$	100
4717	1.9	121	$S_{59}E$	0.4	50	$N_{50}E$	100
4719	1.9	116	$S_{64}E$	0.4	50	$N_{50}E$	100
4721	1.1	60	$N_{60}E$	0.4	49	$N_{49}E$	100
4723	2.5	51	$N_{51}E$	0.4	45	$N_{45}E$	100
4725	2.2	92	$S_{88}E$	0.9	57	$N_{57}E$	100
4727	1.1	82	$N_{82}E$	0.4	56	$N_{56}E$	100
4729	1.7	92	$S_{88}E$	0.5	51	$N_{51}E$	100
4731	1.7	88	$N_{88}E$	0.5	47	$N_{47}E$	100
4733	1.6	81	$N_{81}E$	0.5	48	$N_{48}E$	100
4735	2.8	49	$N_{49}E$	0.5	50	$N_{50}E$	100
4737	2.5	11	$N_{11}E$	0.5	47	$N_{47}E$	90
4739	2.5	42	$N_{42}E$	0.4	48	$N_{48}E$	55
4741	3.6	275	$N_{85}W$	0.5	52	$N_{52}E$	25
4743	13.2	211	$S_{31}W$	0.5	52	$N_{52}E$	30
4745	17.3	193	$S_{13}W$	0.5	55	$N_{55}E$	37
4747	10.7	214	$S_{34}W$	0.5	51	$N_{51}E$	77
4749	10.7	208	$S_{28}W$	0.5	54	$N_{54}E$	53

(1)列表。

倾角计算结果一般都用列表的形式打印出来,表 2-6 是表的一种形式。表的左边第一列表示深度,第二到第四列表示地层倾斜:倾角、倾斜方位、倾斜方向。第五到第七列表示井眼倾斜:井斜角、井眼方位、井斜方向。表的最右边一列是点的等级(即置信度)。

(2)倾角矢量图。'

地层倾角矢量图又叫蝌蚪图,图 2-61 就是其中的一个例子。纵坐标表示深度,横坐标表示倾角大小,倾角大小格式比例一般是非线性的,例如从 0~30º 的一个线性比例,从 30~70º 为一个线性比例,从 70º~90º 为一个线性比例。蝌蚪的方向表示地层在这一点倾斜的方向,在图上总是上北下南,左西右东。例如在 1920m 处,地层倾向为北 45º 东,倾角为 30º。

应用长对比矢量图可以确定地层产状、断层、褶曲等各种地质构造应用短对比矢量图可以确定古水流方向,层理构造以及分析沉积环境等。

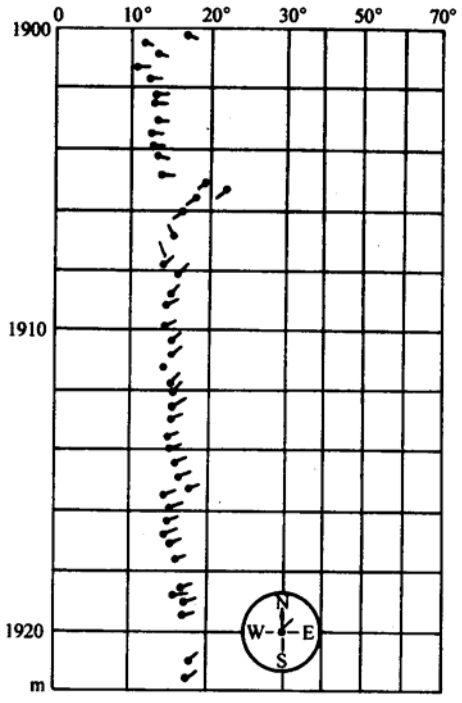


图 2-61　倾角矢量图

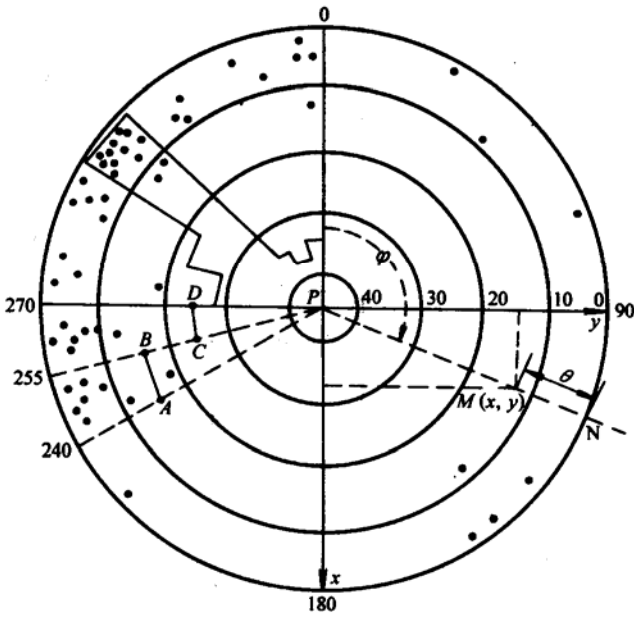


图 2-62 方位频率图及作图原理图示

(3)方位频率图。

方位频率图如图 2 一 62 所示,用 0、90º、180º、270º 分别表示北、东、南、西方位,用同心圆表示角度大小,两个同心圆之间的距离为 10º。把倾向Φ和倾角 θ 看成极坐标,点在图上,

叫做史密特图。在史密特图的基础上,将图中大圆每 15º 或 10º 为一间隔分为若干扇形区,对落在其中的点子进行个数统计,然后绘出方位频率折线,叫做方位频率图。

在研究构造地质时,应用方位频率图可确定构造倾向和倾角。在研究沉积相中,应用它可确定古水流方向。

(4)杆状图。

在一个垂直剖面上,把地层倾斜显示出来的一种图叫做杆状图,又叫视倾角图。实际上,一个垂直剖面和地层面的交线为一条直线,在这个垂直剖面上,把它们的交线显示出来就是杆状图。图 2-63 为杆状图的一个图例。

实际应用中,在两口井的连线的垂直剖面上做出杆状图,可帮助我们进行地层对比,见第四节中应用实例。

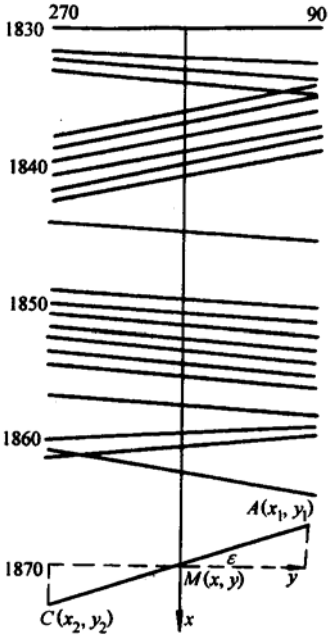


图 2-63　杆状图及作图原理图示

(5)圆柱面坐标图。|

圆柱面坐标图是在一个重要圆柱面上,把地层倾斜表示出来的一种直观图。如图 2-64 所示,一个竖直的圆柱面和地层面的交线为椭圆型曲线 a,把圆柱面剪开并把交线 a 展现在上面即为圆柱面坐标图。

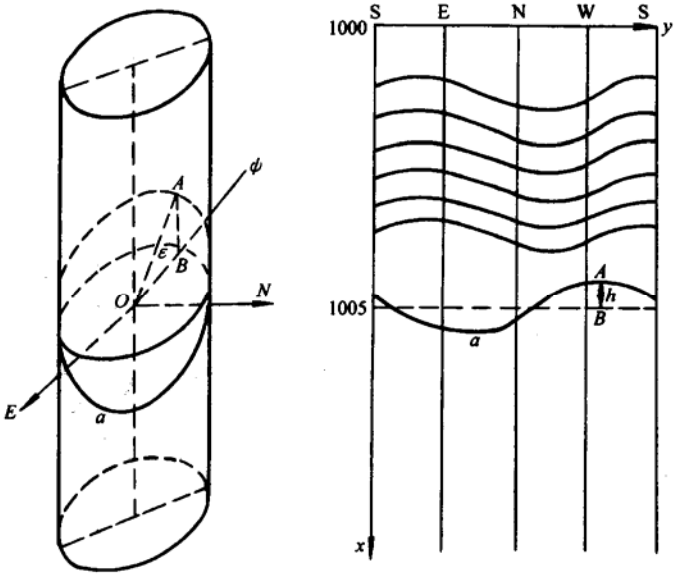


图 2-64　圆柱面坐标图及作图原理

如果把圆柱坐标图绘在透明纸上,并且把图纸卷在一个透明的塑料筒上,我们便很直观地

看到地层倾斜情况。

6.消去构造倾斜

用地层倾角研究沉积相和分析沉积环境，需采用短对比处理参数，当构造倾角较大时(一般大于 5·)还要消去构造倾斜的影响。因为砂岩中层理倾向和倾角包含着两方面的因素,一是原始沉积倾向和倾角,二是构造倾斜的影响。尤其当构造倾向和古水流方向相反且构造倾角又较大时,若不消去构造倾斜的影响,在判断古水流方向上可能得出错误的结论。图 2-65 为 3-2-48 井短对比矢量图,左图未消去构造倾角,层理倾斜方向即古水流方向为北东方向,与区域地质资料不符,右图做了消去构造倾角处理,反映古水流方向为南西方向,与区域地质资料符合。

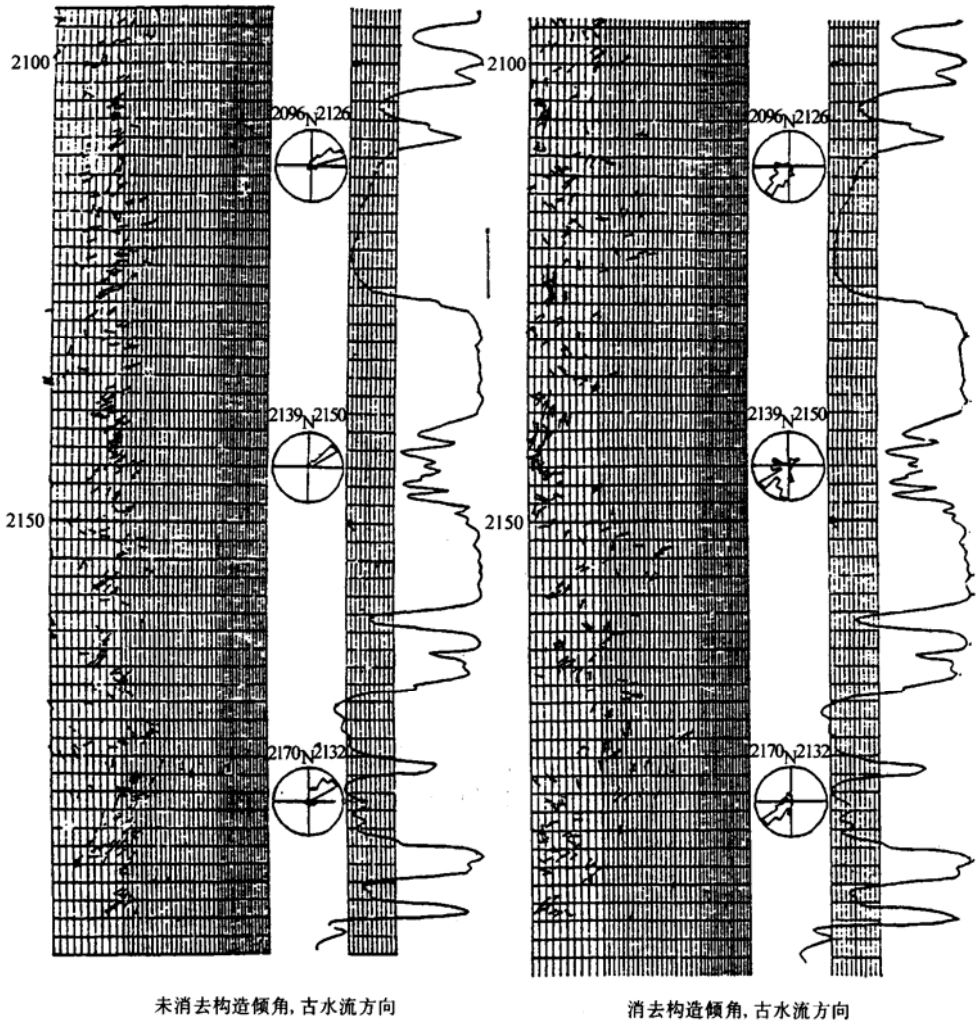


图 2-65　3-2-48 井短对比矢量图

三、地层倾角数字处理新方法..

地层倾角测井要很好用于油田的勘探和开发中,一是提高测井仪器的分辨率和保证原始测井质量,二是要有好的资料处理方法。前边介绍的相关对比处理方法的主要缺点是计算的倾角是一段曲线的平均值而非某一个地层层面的产状。为了使倾角测井资料用于沉积学研究,国内外都发展了一些新的地层倾角数字处理方法,其中应用较多的有基于图形对比的GEODIP 程序、基于群分析的 CLUSTER 程度、基于人工智能方法的 STRATADIP 程序及回国内石油大学(北京)研究开发的 CALISS 系统,这是一个测井沉积学计算机辅助解释系统,包括地层倾角沉积构造识别系统和测井沉积微相处理的识别系统,其中倾角沉积构造处理识别系统包括:模式识别倾角处理方法,精细相关对比倾角处理方法,人一机交互倾角处理对比方法及倾角测井成像图处理方法。

1.多级树枝最优化模式识别处理方法一一 TREEDIP.

多极树枝最优化方法应用了图论中的基本原理,即任何一条二维曲线都可以用一个多层回树来精确描述。对于一条曲线,有多种方法对其进行描述,如 GEODIP 划分曲线元素法等,但最重要的一点是把曲线上各个部分结构与内在的联系也表现出来。正如我们人在观察曲线时并不是仅仅观察单个峰谷等曲线元素,而还要看他们的相互关系。曲线的结构关系与其中一部分的特征都是同样重要的。这样就自然想到了用树枝结构（SEGMENT TREE）去表示一段曲线的各部分的关系。提出了对曲线树枝化,然后依据其结构特征进行对比的设想。这样的对比,既着眼于曲线的整体形态,又重视局部的特征。这样可以很好地把整个与局部统一起来。在原理思想上,这种方法更加近似于人工对比。

1)倾角测井对比曲线的滤波及分层

为了减少曲线受干扰产生的毛刺(与地质情况无关),首先用快速付里叶变换(FFT)对测井曲线滤波,然后用活度函数对曲线的明显界面进行分层。在每个层内对曲线进行树枝化表达。

2)曲线树枝化

测井曲线的树枝化采用取曲线局部极小点逐级划分。如图 2-66 为一段曲线,我们将曲线的一级极小点在连线段 31,32,33,34,35,36,37;实际上这是原始曲线的一级近似,然后我们再把曲线的二级极小点连成线段 21,22,23,作为曲线的二级近似,显然把 21 和 23 的端点连接起来就成为曲线的三级近似。这样我们就完成了把一段曲线简化为一个树。也就是说把一段曲线表示为一个结构相同的树。

对一个大层段的曲线进行局部极小的树枝化，其结果被记录在一个三维数组结构 TREE 中，其数值与树枝对照如图 2 一 67 所示。

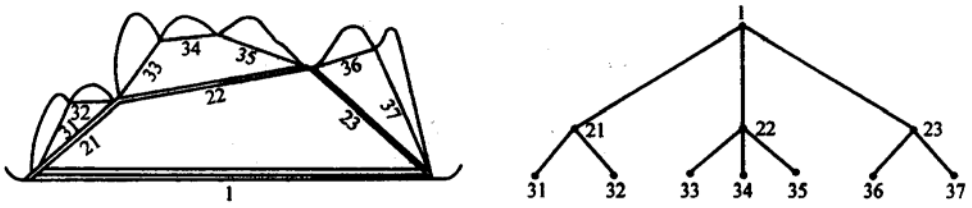


图 2-66　曲线树枝化曲线简化为树

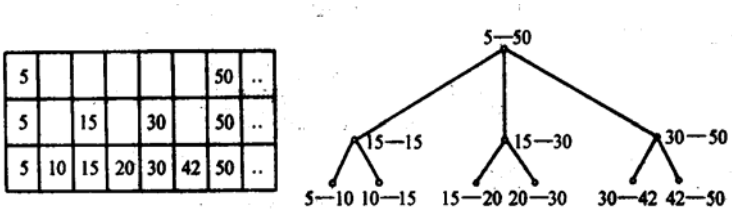


图 2-67　树的数据结构

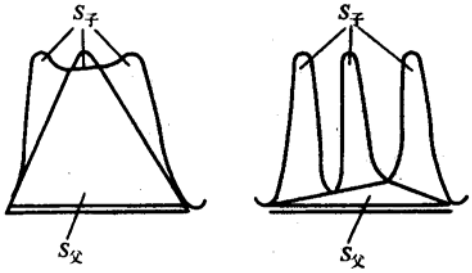


图 2-68　树枝重组

3）对树枝进行重组

由原始曲线简单地取极小点而形成的树枝结构，其随着性很大，有些树枝应在一个高级树枝下，但是被分开了，而有些被划分到一颗树枝下的，又明显地并不是一个结构。这种情况很容易出现(如图 2-68)。

对树枝进行重组，遵循以下”面积判别原则”。

(1)当 $S_{父}$的面积大$\sum S_{子}$的面积时，可认为其子树枝是应属于这个父树枝。

(2)当$\sum S_{子} >> S_{父}$，则子树枝不属于这个父树枝。

依据这个面积判别原则，对树枝重组，具体算法如下：

(1)取父级树枝左起点，对各右子级结点计算其面积。

(2)如在原父级右结点左侧找到一满足面积判别准则的点，则这一点为一新父级右结点。

(3)若在父级右结点右侧找到一点满足面积判别准则，则去除原右结点，记录新结点。.

(4)以上情况都不满足时，保留原右结点。

以上重组树枝被记录在 TREE 树枝结构中。

4)多级树枝的松弛匹配算法

(1)基本过程。.

多级树枝结构的最优化松弛匹配是这种对比方法的核心。在设计中借鉴了 STRATADIP 中的一些最优化思想。曲线段的匹配是按照树枝结构进行的。高一层的树枝搭配效果是由子树匹配好坏所决定的。运用多级动态最优化方法决定最后的匹配。

先取一条极板曲线做对比的基本曲线，然后依次与各曲线对比，这种对比是同时进行四条曲线的对比，而不是传统的两曲线对比，同时考虑四条曲线相似的效果，增强了匹配的可靠性，同时也避免了计算倾角的多种组合问题，图 2-69 为一层中的两条对比曲线的树枝结构图。

参考图 2-69，我们来说明匹配算法的各个步骤，图 2-70 是算法流程图。

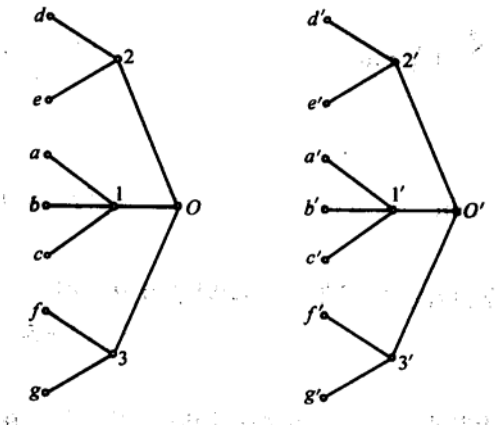


图 2-69　对比曲线树枝结构

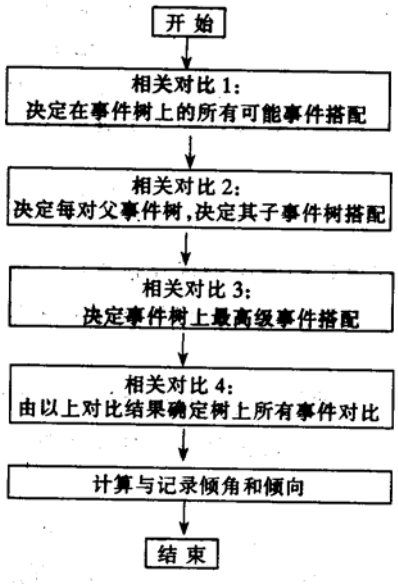


图 2-70　树对比算法流程

(2)决定树枝结构上的所有可能搭配情况。

这一步骤是后面最优化松弛的数据准备。在这一步计算基本曲线与其他各条曲线对应树枝结构上同级别曲线段的相似效果，这种效果由相关因子来衡量，基本曲线上的一个树枝与另外三条曲线同级树枝段搭配，必须满足以下条件，也能记录为一个候选层面：

①它们的相关因子高于门槛值(Passva1ue)时。

②对于曲线搭配 1-2，1-3，1-4 不能超过位移极限。

③对曲线搭配 1-2，1-3，1-4 满足平面性检查。

这些检查标准要根据地区地质情况所提供的沉积倾角大小情况来决定，满足条件的搭配被记录下来，贮存于 STOREPAIR 数据结构中，而各个树枝间的相关因子也被记录下来，做为 TREE 数据结构的辅助数据结构记录下来，这样保证在后面最优化过程中，可以迅速有效地提取，从而大大提高运算速度。

在这里我们改进了传统的相关函数，因为传统相关函数是对于长度相同的曲线对比，而地层的细层层厚发生变化是正常的，所以曲线树枝对比时，两个树枝线段的长度有相对的不同被认为是正常的，因此，我们改进了相关函数公式：

$$y_j' = y(t\cdot j) + \{t\cdot j - (t\cdot j)\left[y(t\cdot j+1) - y(t\cdot j)\right]\}$$

$$t = M / N$$

$$r_{xy'} = r_{xy}(x, y') \tag{2-51}$$

式中 M——y 序列点数：

N——x 序列点数；

[ ]——对浮点数取整。

对 y 序列进行线性映射列 y'序列，y'序列与 x 序列有相同的点数。这里我们加的附加条件是|M—N|<5。

(3)对于一对父树枝决定其子树枝的匹配。

在图 2-69 中，这一过程中假设 11 和 11'搭配，如何决定 a，b，c 与 a'，b'，c'的搭配，或者是 O 与 O'的搭配，确定 11，12，13 与 11'，12'，13'的最优匹配，这一步就是为了解决这一问题的。当然在匹配中，子枝的搭配不能与父枝的搭配相矛盾。

对于一种父枝的搭配，去确定子枝的最优化松弛匹配，我们考虑应用下面的公式：

$$\Delta b_{ij} = \left\{\sum_{k=2}^{4}\left(\left(x_{il} - y_{ik}\right) - \left(x_{jl} - y_{jk}\right)\right)\sum_{s=1}^{M-1}\sum_{1-2}^{4}\left|d_{li}^{S+1}\right| + k\cdot\sum_{p=1}^{N}\sum_{i=2}^{4}C_{li}^{P} \to \min\right. \tag{2-52}$$

在这里我们考虑最优化搭配的条件为：

①搭配后，应使总的高程差变化最小，即：

$$\sum\left|d_{li}^{S+1} - d_{li}^{S}\right| \to \min \quad \sum\left|d_{li}^{S+1} - d_{li}^{S}\right| \to \min \tag{2-53}$$

d_{li}^{S} ——曲线 l 与 i 第 S 个搭配而确定的高程差。

②对于被去除的搭配数应尽可能少，而这些搭配的相关因子做为去除因子考虑。即：

$$\sum C_{li}^{P} \to \min \tag{2-54}$$

式中 C_{li}^{P} ——曲线 l 与 i 第 P 个搭配的相关因子。

③在前面已经说明，每一搭配都是以基本曲线为基点，与另三条曲线同时搭配，所以在.最优化公式中，要同时考虑与各条曲线的搭配情况。

在公式(2-52)中：M 是父组合中的子枝搭配总数。 N 是在搭配中去除的子枝搭配数。K 是去除权数。序号 S =1，2，…，M 代表选择的子支搭配。序号 P=1，2，…，N.代表未被选择中的子搭配序号。

在确定了最优化松弛匹配的条件公式中，下面给出实际应用的动态最优化算法，首先除出约束方程：

$$\begin{cases} f_1 = 0 \\ f_i = \min\left[f_i + k \cdot \Delta k_{ij} + \Delta b_{ij} \right] \\ \text{i=2，3，…，n；j=1，2，3，…，i-1} \end{cases} \tag{2-55}$$

这里

$$\Delta k_{ij} = \sum_{p=j+1}^{i} \sum_{k=2}^{4} C_{1k}^{P} \tag{2-56}$$

$$\Delta b_{ij} = f\left(\sum_{k=2}^{4} \left| d_{lk}^{i} - d_{lk}^{j} \right| \right) \tag{2-57}$$

曲线 l 与曲线 k 是的两搭配树枝中点(x_i，y_{ik})，而另一对 l 与 k 的搭配为中心(x_i，y_{ik})。

$$\Delta b_{ij} = \begin{cases} \sum_{k=2}^{4} \left(\left(x_{il} - y_{ik} \right) - \left(x_{jl} - y_{jk} \right) \right) \\ \text{当} y_{jk} < y_{ik} \text{且} x_{\mathrm{i}1} \neq x_{jl} (k = 2,3,4 \text{同时满足}) \\ \infty, \text{当} y_{jk} \geq y_{il} \text{或} x_{il} \neq x_{jl} \\ (k = 2,3,4 \text{中有一种满足即可}) \end{cases} \tag{2-58}$$

最后求解出了满足约束方程的搭配序列$(x_{k1}, y_{k1})(x_{k2}, y_{k2}), \cdots, (x_{km}, y_{km})$。

m 是最后解得的总搭配数，这样通过动态最优化求解，我们就得到在一个父树塔配下，其子枝的最佳搭配方案。这一搭配结果在程序中被记录在 SIOREPAIR 数据结构中。在这一步的最后，我们根据子枝匹配情况给这对父枝的相关因子加上一个系数，以决定其搭配权重。权重因子：

$$\Delta\gamma = \left(k_1 \sum_{s=1}^{M} \sum_{k=1}^{4} C_{lk}^{S} + k_2 \frac{M}{N} \right) \cdot C \qquad (2\text{-}59)$$

式中 C_{lk}^{S} ——曲线 l 与 k 搭配的相关因子：

M——子支搭配数：

N 一一子支搭配总数：

C 一一原父支的搭配相关因子：

k_1 k_2 一一比例系数。

在公式(2-52)中，系数 k 的选择，影响到搭配的离散程度。当 k 值增加，则搭配过程细致，即舍去的搭配较少，k 值减小，则搭配得更加离散。

(4)决定最高级树枝，并确定树枝的所有匹配。

依据上面各步骤的结果，同样使用公式(2-52)的最佳匹配原则，确定最高一级树枝的匹配在确定上最高级树枝搭配后，逐级递归式地确定各级树枝的匹配，在程序中实质上只要在 STOREPAIP 数据结构中取出先前存放的搭配数据就行了。这样就完成了多级树枝最优化匹配的全过程。

上述过程求出的仅是曲线的高程差，我们仍然可以利用前述相关对比算法中计算地层倾角的公式，计算出地层面的倾角和倾向。然而这个倾角和倾向值是具有某一个层面涵义的。

2.精细相关对比处理方法

1)主要计算步骤

地层倾角测井资料处理关键的三步是：识别层面、曲线对比求高程差、计算层面的倾角和倾向并优化。本方法的主要特点体现在前两步，即先识别大层面，然后以大层面作为约束边界在大层面之间识别小层面，用相关对比确定层面点的准确位置，从而确定了高程差，并计算出倾角和倾向。识别层面应用的主要方法是活度和模式识别，对比用的相关函数，计算步骤为：

(1)选大层即在四条对比电导率曲线上识别出有明显变化的层界面：

(2)在大层中间识别小层界面点：

(3)选基本对比曲线：

(4)以基本曲线为标准用模式识别及相关函数进行曲线对比，以确定大层面之间的小层面：

(5)计算高程差：

(6)计算层界面的倾角和倾向：

(7)对计算结果进行优化，即挑选倾角。

2)选大层

所谓大层是指在四条对比曲线上都有共同响应的层界面，一般来说都是表示岩性变化的岩层界面，它们在客观上是对层系和纹层的界定。确定了这些界面也等于确定了进一步进行精细对比的约束边界，也就是说任何两个大层面是不可能相交的，两个大层界面之间进一步确定的小层面都不可与大层面相交。确定大层的方法是：对四条对比曲线求活度，使之转化为活度曲线，设定噪声阈值找出四条曲线上所有可能匹配的层面点，即那些大于阈值的活度极值点，在对比曲线匹配点附近一定的窗长内计算基本曲线与对比曲线的相关函数，因此函数值找出对比曲线上最相似的大层面点，并检查共面性。具体步骤如下：

(1)将对比曲线转化为活度曲线。

我们首先定义活度函数：

$$A(d)=K\sqrt{\sum_{i=-1}^{n}\left[r(d+i)-\bar{r}(d)\right]^2}$$

$$\bar{r}(d)=\frac{1}{2n}\sum_{i=-n}^{n}r(d+i)$$

$$K=\sqrt{\frac{3}{n(n+1)(2n+1)}} \qquad (2\text{-}60)$$

式中　A(d)一一深度 d 处对比曲线的活度：

r(d+i)一一(d+i)采样点的曲线值：

$\bar{r}(d)$——深度 d 处 272 个采样点的曲线平均值：

2n—一滤波窗长：

K 一一活度系数。

n 是个重要的参数，活度值选小了受曲线噪声干扰严重，选大了则使地层界面偏移。我们对东河 1 井地层倾角测井曲线求活度窗长 n 的研究证明当 $n \le 30$ 时，对地层界面的偏移可以忽略，但当 $n \approx 80$ 时，地层界面可向井深方向偏移数十公分。经过多次对比发现，选大层面时 n=6~11 较合适，在大层中选小层时 n =3~5 较合适。用式(2-60)将四条对比曲线转化为活度曲线。

(2)设定活度声阈值，确定可能对比的大层面匹配点。

活度曲线上所有极值点，都是可能的层面点，因为此点处对比曲线的变化率最大。但这些点并不是大层面对比点，因为它们不一定共面，也不一定是岩性变化的转换位置。为此，我们首先在处理层段内，在每条活度曲线上，找到一个活度最大值：$A(d)_{max}$，以：$mA(d)_{max}$作为该曲线的活度噪声阈值，凡是大于此值的活度曲线极值点都可以作为需要参加曲线间对比的大层面匹配点。m 称为噪声阈值系数，在程序中是自适应变化的，首先赋值 0.8 对活度曲线扫描一遍后，自动降为 0.6 再扫描一遍依次再降为 0.4 和 0.2。这样就先后确定了活度不同级别的匹配极值点，然后在曲线之间进行点对点的对比。

(3)曲线的大层面对比，按照点对点对比的原则，两条对比曲线的匹配可以分为两步：

第一步：确定对的原则。

①活度大小级别相同，即两条曲线在此两点处的变化率相同：

②斜率的符号相同，即曲线坡度方向一致(上升坡对上升坡，下降坡对下降坡)：

③大峰对大峰的原则，即对比点所代表的峰的高和宽度相似(大谷对大谷也适应)：

④两层面点要满足垂直距离的限制。即两点之间的深度差(深度位移)不能超过一个给定的值，这个值称为探索长度，程序中探索长度定义为：

$$L=2D\mathrm{tg}\theta$$

式中　D 一一井径：

θ一一最大地层面倾角.

条件③可以用提取曲线特征值，并由这些值表示的一个曲线评价函数来表示。

首先定义曲线特征值如下：

第一，活度用式(2-60)计算。

第二，曲线局部极大值(峰)和极小值(谷)，即：

满足条件：r(i)<r(i+1)且 r(i)<r(i-1)或称 r(i)为曲线局部极小值(谷)。

满述条件：r(j)>r(j+1)且 r(j)<r(j-1)或称 r(j)为曲线局部极大值(峰)。

第三，对比段曲线的平均值：

$$\bar{r}(d)=\frac{1}{2n+1}\sum_{i=-n}^{n} r\left(d+i\right),n=\pm2,\pm3,\pm4,\pm5$$

第四，坡长：局部极大值和极小值之间的深度差(高程差)。

第五，峰高：局部极大值和极小值之差。

我们定义两条对比曲线特征值差的平方和为曲线特征评价函数：

$$F_j(d)=\sum_{i=1}^{5}\left[A_{bi}(d)-A_{aij}(d)\right]^2 \tag{2-61}$$

式中 $A_{bi}(d)$——基本曲线深度 d 处活度极值点，第 i 个特征值。

$A_{aij}(d)$——对比曲线在深度处与基本曲线相对应的第 j 个活度极值点的第 i 个特征值。

j 与基本曲线活度极值点相匹配的点序号，一般选择为 8~20，(即上、下探索 4~10 个点)。将满足：min[Fj(d)]的对比曲线上的活度极值点，作为对基本曲线相匹配的大层层面类。

第二步：确定大层层面点的准确位置。

考虑到对比曲线局部的差异性，有时活度极值点并不一定是层面对比的确切位置，为此在第一步确定的匹配点处一定深度窗长范围内作相关系数计算，进一步确定层面点的确切位置。定义相关函数

$$R(\tau)=\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(A_i-\overline{A}\right)\left(B_{i+r}-\overline{B}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(A_i-\overline{A}\right)^2\sum_{i=1}^{N}\left(B_{i+r}-\overline{B}\right)^2}} \tag{2-62}$$

式中 R(τ)——A，B 两条对比曲线间的相关函数；

Ai——基本曲线在对比长度内第 i 点的值：

$\overline{A}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}A_i$——基本曲线在对比长度内的平均值：

B_{i+r}——对比贡线上第(i+τ)点的值：

$\overline{B}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}B_i$——对比曲线在对比长度内的平均值：

τ——将对比曲线上，下移的点数，本程序选 τ=1，±1，±2，±33

r——对比长度(也称窗长)，对程度中选 15，即 15 个采样点。

显然，若在第 i +1 个点处，R(t)最大，则 B 曲线上第一步确定的层面匹配点还要下移(自井口向井底对比)三个采样点才是层面点在 B 曲线上的确切位置。

(4)大层面点的对比顺序，一般来说是把 I 号极板曲线作为基本对比曲线，依次对比顺序是：1→2，1→3，1→4，2→3，2→4，3→4。当然若 I 号极板曲线不好，也可以选其他曲线作为对比基本曲线。

(5)大层面匹配点找出以后，必须进行共面性检查，使用的是平面性函数：

$$PLA = \frac{|h_{12} + h_{34}|}{|h_{12}| + |h_{34}|} \cdot 10$$

式中　h_{12}，h_{34} ——分别为曲线 1→2，3→4 间的高程差。

当 PLA 接近 1 时，认为四个匹配点位于同一个层面上，可以作为一个大层层面保留下来，否则重新对比。

3)在大层面间识别小层面

在两个相邻的大层面间找出小层面的基本方法是将大于噪声阈值的所有活度极值点(除已对比上的大层点外)，作为曲线匹配对比点。利用大层对比的步骤，即提取匹配点处的曲线特征值，计算评价函数，初步进行匹配对比，进一步利用相关函数，找出匹配的确切位置。所不同的是两点：

(1)选取基本曲线。为了找到尽可能的层界面，必须在两个大层之间选活度极值点最多的曲线作为基本对比曲线。..

(2)对比可以在四条曲线之间进行，也可以三条曲线之间进行。..

(3)凡三条曲线对比都不进行平面性检查。..

本方程在计算高程差，计算倾角、倾角优化的方法方面都与第三节相同，故不再重复。..

处理流程：..

选大层的流程如图 2-71 所示。

大层中找小层的流程如图 2-72 所示。

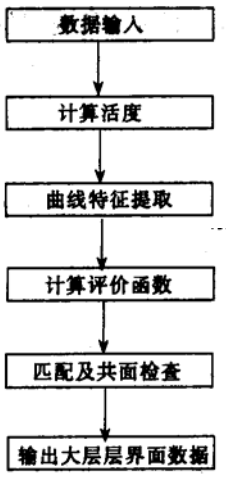


图 2-71 选大层的流程

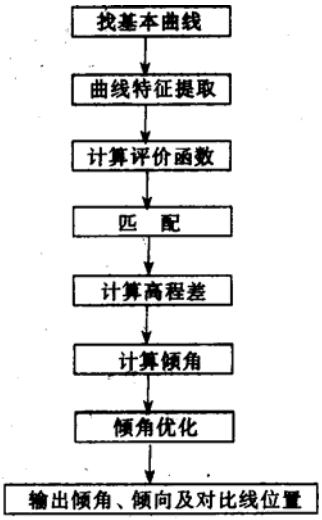


图 2-72 在大层间识别小层并计算倾角的流程

3.人—机交互处理方法，.

由于地层倾角测井不是直接测量面的产状，所以其成果的解释方法是十分复杂的。这里有两个重要的环节，第一是把对比曲线处理成为地层面产状的技术：第二是把处理成的矢量如何进行有效的组合(或称为模式划分)解释成地质现象(如层理形态、加厚方向，古流水方向，沉积间断面等等)。如果说本章的前几节试图用一些复杂的数学方法来解决由曲线图到层面产状的问题还能取得一些效果的话。那么，处理结果的地质解释是很难用数学方法自动由计算机实现的。通过对塔里木地区地层倾角测井与沉积构造关系的几年研究发现：

(1)目前地层倾角仪的最大分辨率 1~25cm，比较可信的层面分辨间隔在 10m 左右。也就是说，倾角测井可以分辨层理中的层系(又叫纹层组)界面。处理成果的分辨率与曲线对比方法有很大关系。

(2)倾角测井电阻曲线的各种对比方法的精度都超不过人的眼睛的识别精度。也就是说人眼不能辨识的曲线层面，计算机都不可能自动识别。

(3)计算机自动对比不管用何种数学方法，每一种单一的对比方法都不可避免地存在对比位置错误，而人工对比由于能根据上下关系来分层一般不会找错对比位置。

(4)倾角矢量模式的组合与沉积构造之间不存在对应关系，往往取决于地质家在岩心的观察及资料的综合基础解释模型的建立。

基于上述四条，要想把倾角测井曲线的处理与用于沉积构造的解释有机结合起来，必须使用人一机联作交互处理的方法。

地层倾角测井资料交互处理的主要功能：所谓交互处理就是设计一种屏幕显示和操作环境，把曲线对比，矢量图模式判断，修改和删除矢量，差别和绘制沉积构造剖面(即层理柱子)、统计并显示矢量图的参数分布等能在屏幕上由用户直接用鼠标操作。目前，我们设计的倾角交互处理系统有如下一些特点：

1)数据来源

交互处理系统是在批处理系统运行以后的初步处理成果的基础上运行的，因此其数据来源是：

(1)倾角测井原始曲线。包括深度、快道数据(即电导率曲线)，慢道数据(相对方位角、井斜角、一号极板方位及二条井径曲线)。

(2)批处理成果数据。包括层界面深度位置(用于显示对比线，倾角、方位及置信级别即对比的可靠程度)。

(3)键盘输入的数据。倾角、方位角的修改值及各种控制数据(如处理层段、文件的路径等)。

由上述数据来源可知，我们使用的交互技术目前主要用于对批处理成果的修改，而不单纯用于人工对比。

2)屏幕处理功能

(1)倾角测井曲线及处理数据的显示。

(2)人工拾取倾角及倾向。

(3)人工判断并显示倾角的红、绿、蓝模式。

(4)删除及修改倾角矢量。

(5)人工分层并判断层理，绘制层理剖面。

(6)倾角测井曲线的成像显示。

人机交互解释的应用效果：图 2-73 是利用倾角的交互处理技术，处理的塔里木盆地塔中 4 井一段砂岩的地层倾角测井资料。图是最右边是岩心的素描图，图上可以看出层理界面，在矢量图上有明显的响应，矢量是人工对比方法生成的。这张图说明了，人机交互对比可以识别微细层理。

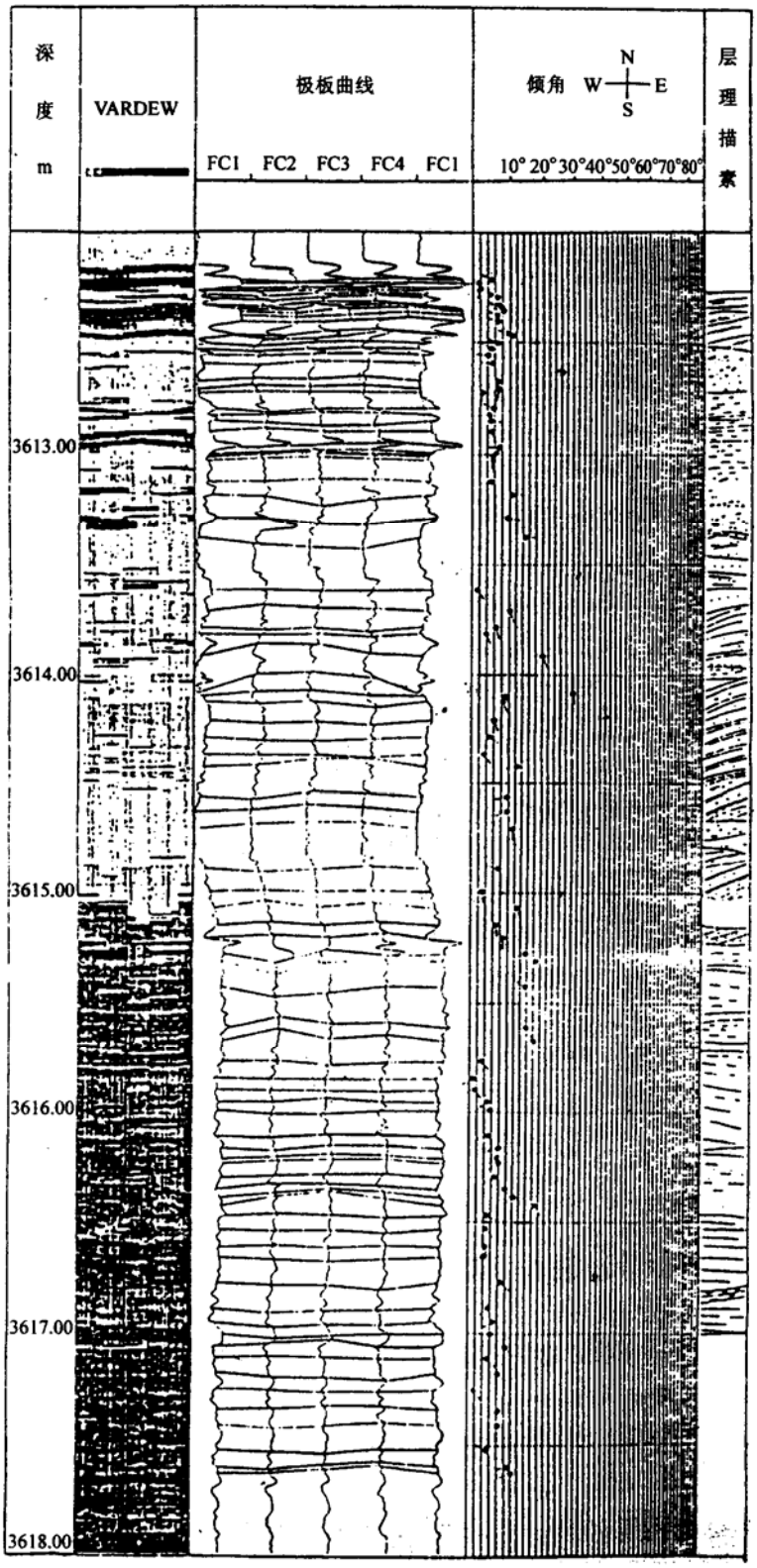


图 2-73　塔中 4 微细层处理成果图

四、地层倾角测井的地质应用

地层倾角测井资料随着处理技术的不断完善，在石油和天然气勘探开发中获得了广泛

的应用，我们将在以后的有关章节中详细举例说明这些应用，这里仅就一些主要用途做一介绍。

1.利用倾角测井的矢量图解释地质构造

1)关于倾角矢量的“模式”

地层倾角测井研究构造与沉积时，在矢量图上可以把地层倾角的矢量与深度的关系大致分为四类(如图 2-74)。

“红色”模式：倾向大体一致、角随深度增加而逐渐增大的一组矢量，它可指示断层、沙坝、河道等。

“蓝色”模式：倾向大体一致、倾角随深度增加而逐渐减小一组矢量，它可指示断层、水流层理等。

“绿色”模式：倾向大体一致、倾角不随深度变化的一组矢量它一般图 2-74 常见的四种倾角测井模式反映构造倾斜。

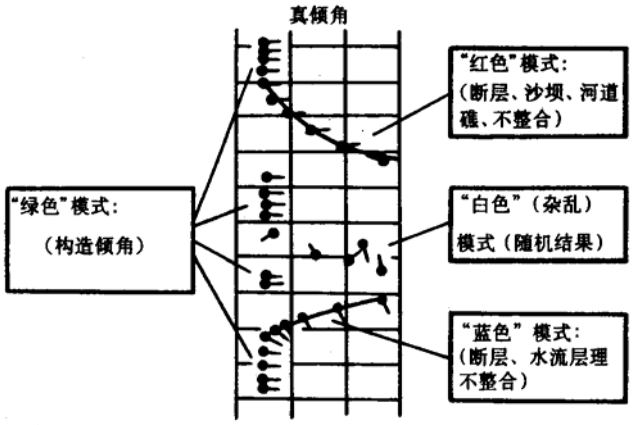


图 2－74　常见的四种倾角测井模式

“白色(杂乱)”模式：倾向大体一致、倾角变化很大，或点子很少、可信度差，它指标示断面、风化面或岩性粗缺少好的层理等。

2)根据倾角矢量模式组合解释断层、不整合的实例，如图 2-75~图 2-78。

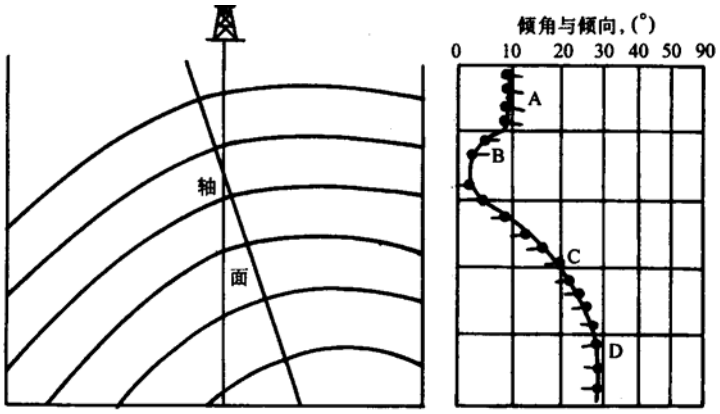


图 2-75　不对称背斜

2.利用倾角矢量模式解释沉积构造

倾角用于沉积解释主要是沉积旋回解释、沉积间断面解释和层理面识别，虽然有大量

的实例，但理论基础还不十分成熟。

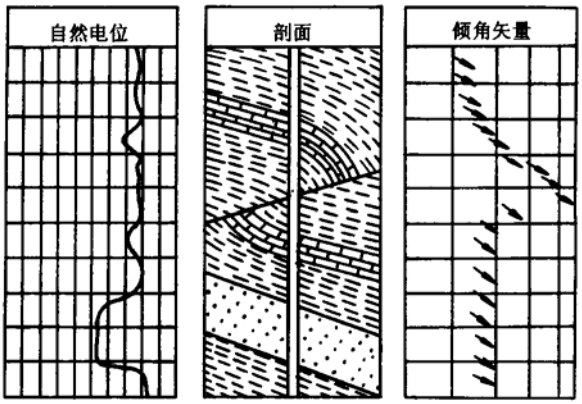


图 2-76 地层角度不整合

3.利用倾角测井曲线识别裂缝(DCA)

电导率异常检测是针对致密地层以探测裂缝为目的对倾角测井进行的一种特殊处理方法。它的原理是高电阻的致密地层，其裂缝中侵入了钻井液，从而使接触到裂缝的微电阻测井产生低电阻异常。在极板间的组合并进行微细层理对比的基础上，对那些对比不上的部分，即认为不是层理面引起的电导增大|部分，可以视为”异常”。计算机处理时还设置了一些确定为异常的某些参数：(1)电导率必须超过的门槛值，即反映裂缝或溶洞的最低门槛值：(2)极板 n 与 n-1 之间的电导差值的门槛值：(3)电导异常必须连续出现的最小宽度。

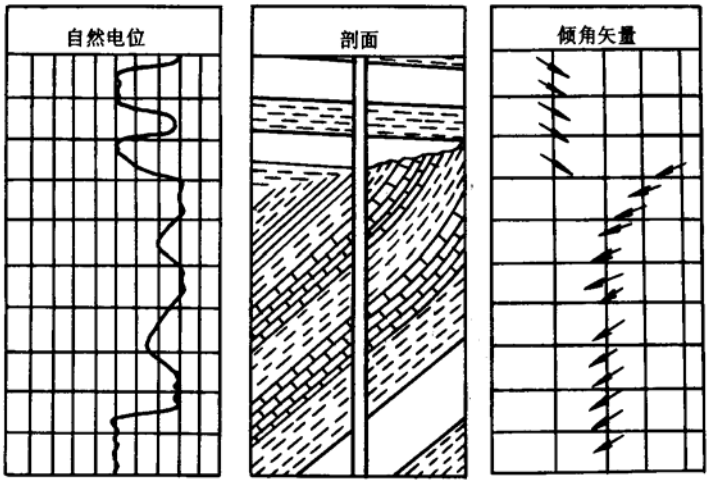


图 2-77　逆掩断层

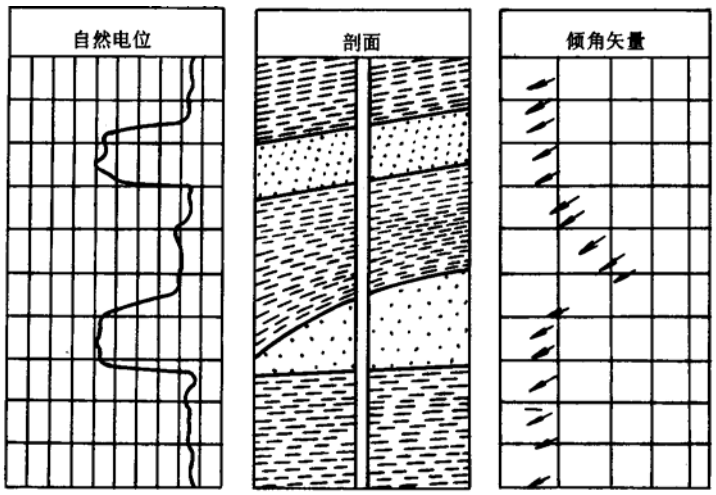


图 2-78　砂体上覆泥岩倾向反映砂体尖灭方向其相反方向砂体加厚

根据上述方法计算出每一极板的电导异常，并把它绘在其方位曲线上，只要一号极板的方位已知，其他极板的立位皆与它相差 90。的倍数。这样，我们可对某一层段统计其电导异常的方位频率。图 2-79 为地层倾角测井用民 A 程序处理的电导异常图及方位频率图。从图中可以看出裂缝发育的位置及发育程度。高角度裂缝往往在对称(相差 180°)的极板上出现连续较长的电导异常，而低角裂缝异常则是不规则的出现在极板上，且多为薄的尖峰状。根据两点确定直线的原理，在方位频率图上对称的电导异常方向才可能指示裂缝发育的方向。

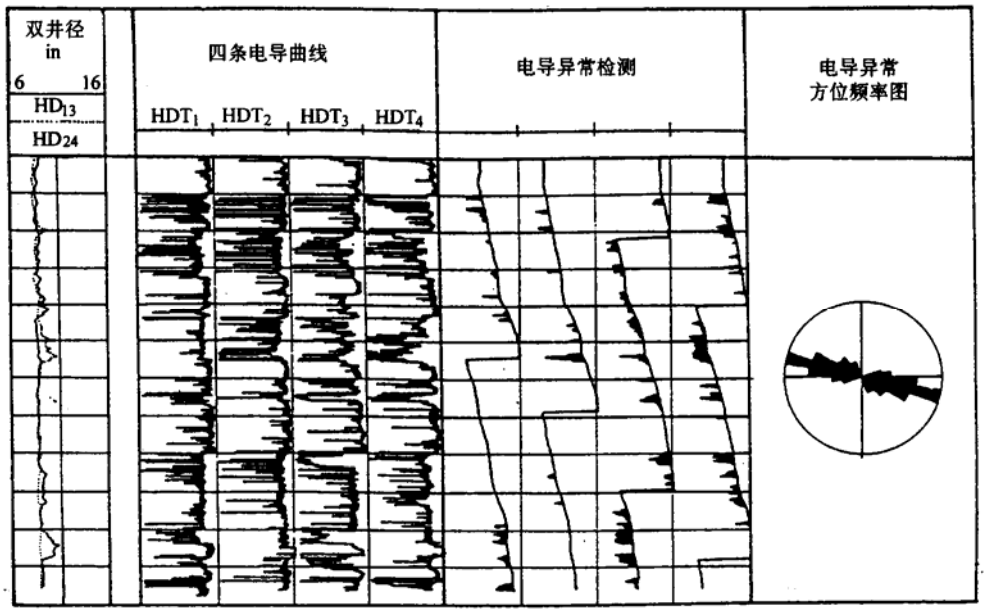


图 2-79　倾角测井电导异常检测（裂缝识别）图

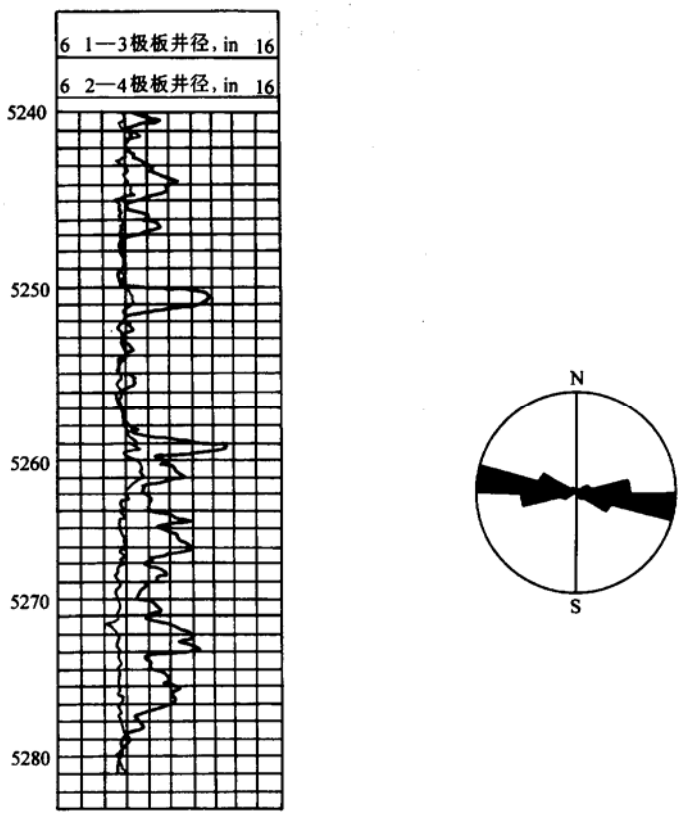


图 2-80 反映井孔定向坍塌的双井径方位频率图

4.利用双井径差值分析现代地应力

地层倾角测井都有二条井径曲线，反映了井眼形状变化。回国内外研究表明，椭圆井眼形成的原因很多，包括溶蚀崩落、冲刷崩落、键槽变形、弹可塑形变、应力崩落、裂缝崩落等。如果椭圆井眼是由于应力崩落形成，那么，椭圆井眼长轴才方向就是现代构造最小水平主应力 σ_3 方向，而井眼短轴方向就是最大水平主应力 σ_1 方向。因此，通过典型的地应力集中段的双井径曲线分析，其中只有一条井径曲线增大，则明显地反映了井孔的定向垮塌，如图 2-80 所示。可以作反映该层段的井孔定向的双井径方位频率图，用来分析现今地应力方向。

第三章　成像测井方法

第一节　成像测井系统

为了详细描述井筒的壁及其周围地区地层的非均质性，我们希望发明一种能探测地层的某个特性(如岩石成分、孔隙度、渗透率)在以井轴为垂直坐标（z)、以井径为径向坐标（r)、以方位角为方向坐标（θ）的柱状坐标系（r，θ，z）中的分布的测井仪器，并且可以按井壁的展开平面或沿某个方位的剖面进行图像显示(犹如观察岩心一样)。成像测井技术就是这样一类测井方法。

成像测井与常规测井的显著区别在于其井下仪器是以扫描方式或阵列方式来测量岩石的某个物理量（电阻率、声阻抗等）在柱状坐标系（r，θ，z）中的分布，按 r 坐标上的探测范围，可分为井壁和井周（3m 范围）两类。输出的是该物理量的沿井壁或井周的分布图。由于岩石的物理量与储层的物性密切相关，所以这种数字图像可以间接反映岩层在井壁或井周分布的非均匀性。

成像测井技术在 80 年代中后期才达到工业应用，目前国外成像测井仪器主要是斯伦贝谢测井公司的 MAXIS-500 系统、阿特拉斯测井公司的 ECLIPS-5700 系统和哈里伯顿公司的 EXCEl-L-2000 系统，表 3-1 列出了这三大系统的地面仪器装备、井下仪器、电缆遥测方式及解释处理软件。

表 3－1　三种成像测井系统的技术组成概况

系统名	MAXIS－500	Eclips	Excell－2000
地面装备	三台以太网连接的 Micro Vax Ⅲ＋cpi3000 阵列处理器计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全冗余系统	三台以太网连接的 HP730 工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全 CPU 冗余	两台 IBM RS6000 工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全冗余系统
电缆遥测	500 kb/s 传输速率可选 兼容 CTS	230 kb/s	217.6 kb/s 传输速率可选
井下仪器	地层微电阻率扫描 FMI 偶极横波声波 DSI 超声波成像 USI 阵列感应 AIT 地震成像仪 CSI 核孔隙度岩性仪 NPLT 模块式地层动态测试仪 MDT 方位电阻率成像 ARI 以及 CSU 系列下井仪	阵列声波 DAC 多极阵列声波 MAC 井周声波 CBIL 微电阻率扫描成像 Star Imager 数字垂直测井 DVRT 磁共振成像 MRIL 双相量感应 DPIL 六臂倾角 HDIP 高分辨率电阻率成像 通过转换接头 3516，可与其他非 WTS 仪器连接	微电阻率成像 EMI 阵列声波 六臂倾角 SEDT 高分辨率感应 HRI 声波扫描 CAST 自然伽马 NGRT 选择式地层测试器 SFT 使用 PIO 接口面板，支持其他非 DITS 传输仪器

续表

系统名	MAXIS－500	Eclips	Excell－2000
解释工作站	ATLANTIS 系统：CHARISMA 数据库软件包 储层工程软件包 数据处理软件包 应用地质软件包 地球物理软件包 岩石物理软件包 生产工程软件包	EXPRESS	DPP

成像测井系统由成像测井地面仪器、电缆遥传、系列井下仪器和成像测井解释工作站四部分组成。

成像测井地面仪器是一个基于多机网络、智能接口、POSC 数据规范、软件规范、图形规范、人机交互规范，具有丰富硬件资源和软件资源的开放式测井数据获取平台。运行实时多任务软件，使数据获取、仪器刻度、现场解释可以同时进行，提高了测井时效。

成像测井系统中电缆遥传采用了 BPSK 调制方式下发命令，传输率最高达 40kb/s，上传数据采用 QAM 调制方式，数据传输率达 500kb/s，同时兼容数控测井系统中的电缆遥传方式。

成像测井系统中目前配置的井下仪器有描述井壁地层属性的微电阻率扫描和井下声波电视成像测井仪，有描述地层径向电阻率剖面图像的阵列感应或者高分辨率感应测井仪，有描述井眼轴向电阻率分布图像的方位电阻率成像测井仪，还有精细描述井眼邻域地层构造的井眼地震成像测井仪，核孔隙度岩性测井仪，多极阵列声波测井仪，模块式动态地层测试器，这些仪器获取地下地层的非均质特征及测井环境的丰富信息。

井壁微电阻率扫描成像采用了阵列电扣（FMI 采用了 192 个电扣，EMI 采用 150 个电扣，Star Imager 采用 144 个电扣）和 2.5mn 采样间距，得到空间分辨率 5mm 的高清晰度地层岩石及结构图像，在 8in 井眼中，图像覆盖率达 50%~80%。

斯伦贝谢公司的阵列感应成像测井仪采用多种工作频率，一个发射线圈，8 组双线圈组成的接收线圈系阵列。同时测量 8 组接收线圈上 3 种频率的实分量和虚分量，记录 28 条原始曲线。应用软聚焦和分段准线性近似的处理方法，得到 30cm、60cm、120m 三种垂向分辨率，25cm、50cm、75cm、150cm、225m 五种径向探测深度，测量范围为 0.1~2000Ω·m 的 15 条处理曲线，形成垂向分辨率匹配，沿深度、径向二维电阻率剖面分布图像。

方位电阻率成像测井仪在保持双侧向电极系结构的基础上，增加 12 个方位电极，采用

三种工作频率实现三种测量模式，独立测量每种模式下的阵列电极电流和电压信号。应用软件聚焦处理方法，获取深、浅双侧向测量曲线和 12 条方位电阻率曲线，构成描述沿井轴和井周二维电性剖面图像。垂向分辨率 20cm。

多极阵列声波波形测井，获得硬地层和软地层纵、横波速度，垂向分辨率 15cm;核孔隙度岩性测井仪采用多能窗、阵列探头，垂向分辨率 15cm。

我国自 1993 年引进斯伦贝谢公司的 MAXIS-500 进行技术服务以后，又购买了多套 5700 系统，已经在各个油田测了数百口井次，从测井效果及地质应用上看，FMI 和 ARI 能够识别裂缝、缝合线、不整合、断层、层理及微裂缝。在硬地层声波井下电视 CBIL 和 CAST 应用较好。为此国内已经着手研制成像测井仪，其中井下声波电视已达到国外同级水平，微电阻率扫描测井仪已做出下井试验的样机。海洋测井公司做出了八臂倾角仪，正试验具有 236 个电极的高分辨微电扫描成像仪。

当前成像测井技术中问题较突出的是资料处理和解释技术。成像测井的资料处理有两个主要内容：其一是将测量信息用数字图像处理的方法制作成地质家可视的图像;其二是对图像进行分析解释出地质现象。对于第一个问题主要是去噪技术;第二个问题主要是面向地质对象的图像分析技术。由于对传感器的物理和几何分辨率研究不够。对可识别的地质现象归纳并结构化不够，所以成像测井的地质解释仍停留在“相面”的水平上(受解释人员的知识、经验、思维方式的制约)。

第二节　微电阻率扫描成像测井

地层微电阻率扫描成像测井是由高分辨地层学地层倾角仪发展而成的，它利用多极板上的多排钮扣状的小电极向井壁地层发射电流，由于电极接触的岩石成分、结构及所含流体的不同，由此引起电流的变化，电流的变化反映了井壁各处的岩石电阻率的变化，据此可以显示电阻率的井壁成像，自从 80 年代斯伦贝谢公司的地层微电阻率扫描测井(FMS)投入工业应用以来，由于其在地层评价和地质应用中的价值促进了该项技术的迅速发展，斯伦贝谢公司在推出 FMS-A 型仪器后，用了不到三年时间做了三次重大发展，研制出了 FMI 全井眼微电阻率成像测井仪。哈里伯顿公司、阿特拉斯公司也先后研制出了井壁微电阻率扫描成像测井仪 EMI 和 Star Imager 这些仪器的主要区别在于钮扣式电极的排列。

一、地层微电阻率扫描成像测井 FMS 的电极排列和测量原理

地层微电阻率扫描成像测井 FMS(Formation Micro Scanner)采用了侧向测井的屏蔽原理，在原地层倾角测井仪的极板上安装上具有钮扣形的小电极，电极的直径为 0.2in(5mm)，FMS-A 型的电极排列如图 3-1(a)所示，共有 4 排电极，第一排有 6 个电极，其他三排皆有 7

个电极，共 27 个电极。两排电极中心间的距离为 0.4in (10mm)，上、下两排电极的横向距离为 0.1in，即两个电极间相当于有半个电极是重叠的，这样在测量时，在电极阵列所控制的横向范围内，所有井壁表面全部被电极扫过，图 3-1(b)所示相当于把电极做深度位移后电极的重叠状况。

其测量原理类似于侧向测井，电极的极板为导电金属体，电极与金属极板间要保持很好的绝缘。由电源给极板和电极供相同极性的电流，并使极板与电极的电位相等，由电极流出的电流受到极板的屏蔽作用，沿径向流入地层，其电流线的分布如图 3-2 所示。

测量每一个钮扣电极发射的电流强度，图 3-3 是一个钮扣电极的电流路径示意图。当极板与钮扣电极的电位相等，钮扣电极接触井壁地层的电阻率不同时，电流强度发生变化。地层的电阻率高，电极的接地电阻大，电流强度变小;地层电阻率低，电极的接地电阻小，电流强度增大。因此测量每个钮扣电极的电流变化，就能反映井壁上地层电阻率的变化，通常把电流电平转换成灰度显示，不同级别的灰度表示不同的电流电平，这样就用灰度图来显示井壁地层电阻率的变化，从而可反映出井壁上地层岩石结构等变化。

FMS 测井仪有以下三个问题需要注意：

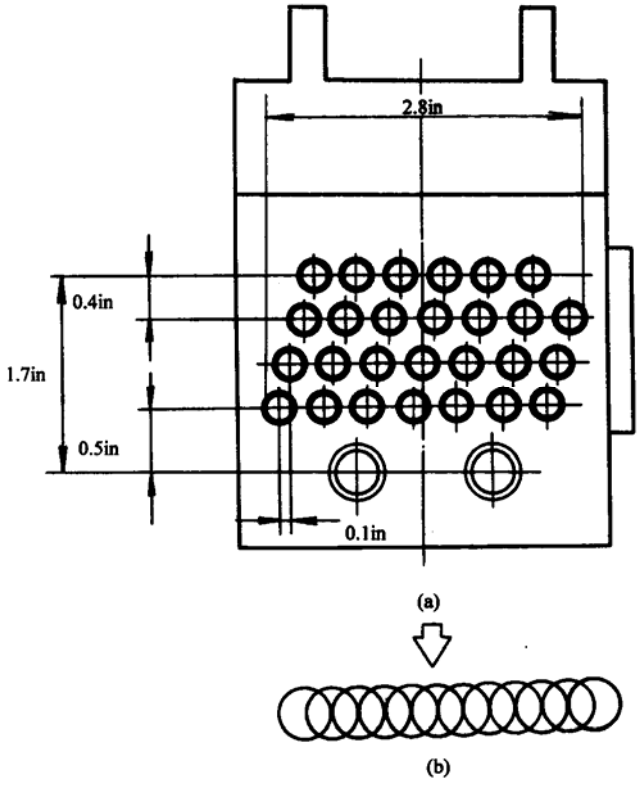


图 3-1 地层为电阻率扫描成像测井仪极板及钮扣电极排列

(a)极板及钮扣电极排列；(b)深度移位后钮扣电极的重叠状况

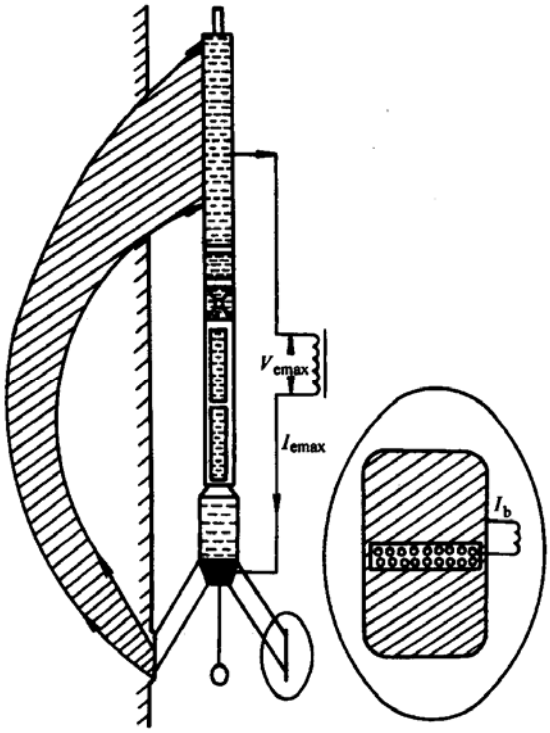


图 3-2 电流线分布图

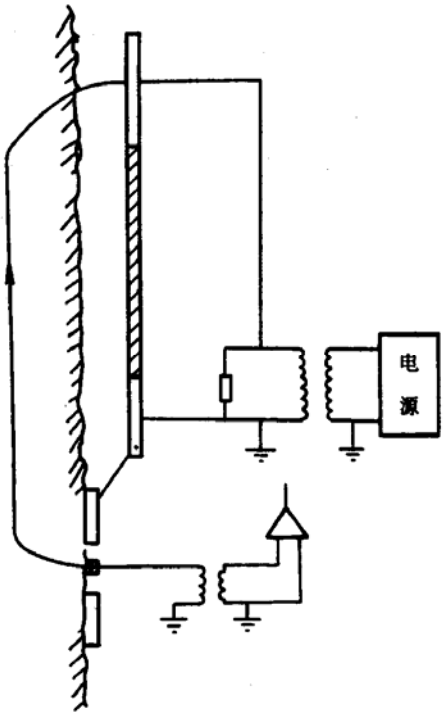


图 3-3 测量电流示意图

1．电极几何形状、分辨率、采样率之间关系

基于阵列电极的井壁微电阻率扫描成像测井仪器的分辨率是指将仪器测量的微电导率映射地层特征的能力。比仪器分辨率大的地层特征可用几个分辨率单位像素来表示，而比仪器分辨率小的地层特征只能表示成一个分辨率单位。

仪器的分辨率与极板电极的几何结构密切相关。

（1）电极越小，分辨率愈高，井壁微电阻率扫描图像越清晰。

（2）电极越小，电极电流 I_b 越小，$\frac{I_b}{I_f}$ 愈小，要求仪器灵敏度越高。

（3）电极越小，电极井壁之间泥饼厚度对分辨率影响愈大。

（4）电极周边绝缘环带宽度对仪器测量信噪比有影响。绝缘环带愈宽，噪声愈低，信噪比愈大。

（5）实验表明，分辨率是由电极有效直径决定的。所谓有效直径是指从金属电极中心延伸到两电极之间绝缘环带中点的两倍。FMI、EMI、FMS 三种井壁微电阻率扫描成像测井仪的仪器分辨率周向为 0.2in、垂向为 0.2in (5.08mm)。

仪器的数据采样率是仪器所要求的分辨率的函数。信号处理原理(采样定理)要求在等效于仪器分辨率的间距内至少有两个采样点。换句话说，当井壁微电阻率成像的仪器分辨率要

求是 0.2in 时，仪器的采样率每 0.1in 一个采样点。前面已讨论过，成像仪器分辨率是二维的，0.1in 的采样率即满足周向 0.2in 分辨率，又满足垂向 0.2in 分辨率的要求。FMI、EMI 井壁微电阻率成像仪器中分辨率、采样率及电极几何形状之间有以下要求：

(1)第二排电极在第一排电极下，两排电极中心距离是 1.5 倍电极有效直径。

(2)仪器采样数据是时间系列的。采样是和遥测总线频率同步的，每个电极按 62.5Hz 的频率采样。仪器运动的速度用于将采样数据从时间维转换到深度维。速度越低，采样密度越高。对 FMI 最大测速为 1800ft/h，用这个速度测井等价于每 0.1in 采样一次数据。

2.极板和井壁之间间隙对测量响应的影响

极板和井壁之间的间隙会降低仪器垂向分辨率，而且这种间隙对极板上中心电极和位于边缘部分的电极垂向分辨率的影响是不一样的，对边缘部分的电极影响应更大些。极板和井壁之间间隙分别固定为 0，$\frac{1}{16}in,\frac{1}{8}in,\frac{1}{4}in,$ 让极板从$10\Omega\cdot m$地层跨过边界移动到$100\Omega\cdot m$地层，在电极运动过程中测量中心电极电流在地层边界处的变化。试验表明：极板和井壁之间间隙为$\frac{1}{16}$in 时对仪器垂向分辨率几乎没有影响，$\frac{1}{8}$in 分辨率降低不明显，间隙为$\frac{1}{4}$in 时，分辨率明显降低。

这种结果说明，在进行井壁微电阻率成像的数据处理和地层解释中应注意极板和井壁的贴合程度。

3.侵入影响和探测深度

在均匀地层中，侵入对井壁微电阻率扫描成像测井测量响应中低频分量的影响类似于对浅侧向(LLS)测量响应的影响，在 Rt=100Rm，Rxo/Rm=3 的无限厚地层中，LLS 和井壁微电阻率扫描成像测井的测量响应随侵入半径 r_{xo} 的变化表明，两种仪器探测深度很接近。

在薄互层中，侵入对井壁微电阻率扫描成像测井测量响应的影响较之厚层时大得多。在厚 6in 的地层中井壁微电阻率成像测井探测深度只有 5in。

第一代地层微电阻率扫描成像测井仪是在地层倾角测井仪两个相邻极板上装上钮扣状电极，每个极板上装有 27 个电极，共有 54 个电极，对于$8\frac{1}{2}$in 的井眼，井壁覆盖率为 20%。

测量结果可以记录出每个电极的电流强度，这种曲线能较好地检查测井质量，也可以显示出灰度图，通常颜色愈黑表明电阻率低，而颜色灰白表示电阻率高。.

为了提高井壁覆盖率，第二代仪器在 4 个极.板上都装有两排钮扣电极，每排 8 个共 16 个



图 3-4 4　极板地层微电阻率扫描成像测井仪

电极(图 3-4)，4 个极板共 64 个电极。对于$8\frac{1}{2}$in 井眼，井壁覆盖率达 40%。这种仪器在电极做了很大的改进，把原来的 4 排电极改为两排电极，能更准确地做深度偏移。

二、全井眼地层微电阻率扫描成像测井(FMI)的电极排列及测井原理

斯伦贝谢测井公司在前述仪器的基础上，又研制了全井眼地层微电阻率扫描成像测井仪。该仪器除 4 个极板外，在每个极板的左下侧又装有翼板，翼板可围绕极板轴转动以便更好地与井壁相接触(图 3-5)，每个极板和翼板上装有两排电极，每排有 12 个电极，8 个极板上共有 192 个电极，对$8\frac{1}{2}$in 井眼，井壁覆盖率可达 80%，能更全面精确地显示井壁地层的变化，极板下部两个大的圆电极用于测量地层倾角。该仪器在电极排列及电极尺寸上都有改进，两排电极中心间距离为 0.3in (7.6mm)，使深度位移更准确，另外把钮扣电极的直径改为 0.16in (4.1mm)，电极周围绝缘环的外缘直径为 0.24in (6.1mm)，从而进一步提高纵向分辨率的精度。两排电极上下两个电极中心间的横向距离仍为电极的半径，保证两个电极有一半相重叠，这样就能毫无遗漏扫过井壁。

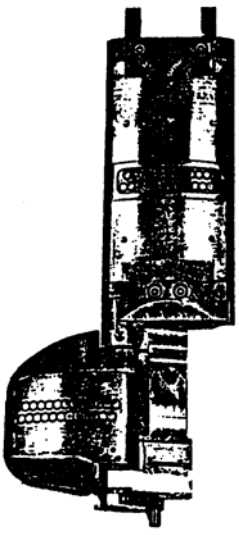


图 3-5　全井眼地层微电阻率扫描成像测井仪

该仪器的纵向分辨率为 0.2in(5mm)，其探测深度约 1~2in (2.5~5cm)，其测量结果的成像图可用于划分裂缝、岩石结构及地层分析等。

该仪器可根据用户要求进行三种模私的测井：

(1)全井眼模式测井。用 192 个钮扣电极进行测量在$6\frac{1}{2}$in 井眼，井壁覆盖率为 93%；$8\frac{1}{2}$in 井眼，井壁覆盖率为 80%；$12\frac{1}{2}$in 井眼，井壁覆盖率为 50%。如果进行二次测井，可提高覆盖

率。

（2）4 极板模式测井。此时用 4 个极板上的 96 个钮扣电极进行测量，翼板上的电极不工作，对于地质情况较熟悉的区域，可用这种方式测井，其测井速度可提高，采样数据量降低，测井成本减少，但对井壁覆盖率降低一半。

（3）地层倾角模式。当用户不需要井壁成像，而需要地层倾角时，可用这种模式测井。这时只用 4 个极板上的 8 个电极测量，得出与高分辨率地层倾角仪同样的结果，测井速度可以进一步提高。

为了达到 0.2in 的纵向分辨率，就需在 0.2in 的深度，范围内有 2 个采样点，即 0.1in 范围内采一个样，因此就要求测井的最高限速为 1800ft/h（548.6m/h），地层数据、控制和辅助信叫传输到地面其传输率为 200kb/s。

该仪器可用于水基钻井液测井，此时钻井液电阻率 Rm<50Ω·m，Rt/Rm<20000。当油基钻井液的含水量大于 30%~40%，也可测井，但测井质量难于保证。

仪器的技术指标如表 3-2 所示。

全井眼地层微电阻率扫描成像测井仪可与其他仪器进行组合测量，如方位侧向测井和阵列感应测井等。

表 3-2 全井眼地层微电阻率扫描成像测井仪技术指标

仪器总长	8.02 m（316 in）	
仪器重量	211 kg（465 lb）	
仪器闭合直径	127 mm（5 in）	
极板、翼板数	8	
钮扣电极数	192	
测井速度	最大速度	建议速度
全井眼模式	548.6（1800）	457（1500）
4 极板模式	1097.2（3600）	762（2500）
地层倾角模式	1646（5400）	914.4（3000）
最大井径	533 mm（21 in）	
最小井径	158 mm（$6\frac{1}{4}$ in）	
最大井斜	90°（仪器有弯曲点）	
耐压	1400 Pa（20000 lb/in²）	
耐温	175℃（350°F）	
遥测系统	DTS	
地面仪器	MAXIS500	

三、微电阻率扫描成像测量的数据处理和成像

微电阻率扫描成像测井测量的是阵列电极电流和仪器姿态几何信息。从这些测量信息中提取地层地质特征信息需要经过两个过程，第一个过程是将测量信息映射为井壁微电阻率图像的过程，第二个过程是从新得到的井壁微电阻率图像中提取地层地质特征。

由测量信息映射为井壁微电阻率图像需经过下列处理步骤：

1.预处理

(1)自动增益和电流校正。

被测地层电阻率动态范围变化大，要使测量电极电流的动态范围变化相应地大，需通过自动增益控制和改变供电电流强度而实现。

(2)失效电扣检测及补偿。

通过对每个电极电流在选择的处理窗口段上的电流分布直方图分析，去掉那些电极电流不随地层变化的电极信息，利用有效相邻电极相应测点处的测量值的插值对失效电极测量进行填补。

(3)速度校正和电极方位定位。

第一步应用三分量加速度计测量信息将阵列电扣电流时间域测量信息映射为深度域测量自信息，即确定每个测点的深度。校正方法完全等同于地层倾角测井速度校正。第二步利用三分量磁通量测量信息和加速度测量信息确定每个电极相对于磁北极的方位角。

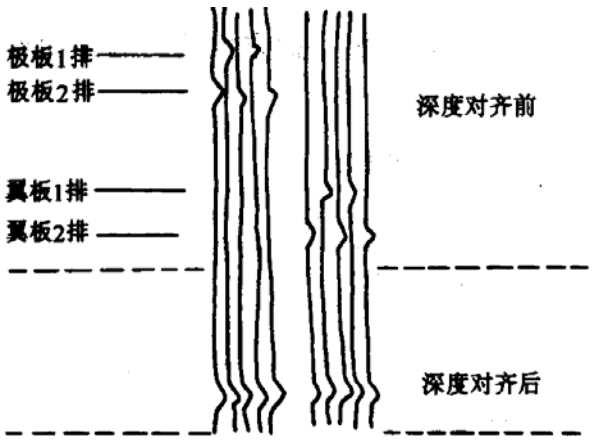


图 3-6　对异常进行深度对齐的示意图

还须要对每个电极测量的信息(或曲线)进"深度对齐"。由于极板上两排钮扣电极间的距离为 0.3in，不做深度对齐时，两排电极显示的异常具有深度偏移。而翼板的电极(FMI)与主极板上的电极相距 5.7in，显示的异常更有较大的深度偏移。在对像素处

理时必须首先将各电击极的测量结果做深度对齐处理，图 3-6 是深度对齐前后的电极异常显示。

上述处理又称为成像测井的预处理，目标是获得一个电极空间位置正确的数字图像信息集。

2.图像重构即把数字图像信息集重构为井壁图像。

为了把每个钮扣电极的电流强度转换为变强度的图像，在输出的图像中用 16 种级别的民

灰度显示，在解释工作站上可用 256 种色标来显示图像，图像中的每一个"像素"点对应于自某一特定范围的电流电平。

通常可用两种方案来选择灰度和色彩级别，即所谓"静态"归一化和"动态"归一化。E 又称均衡处理。

(1)"静态"归一化。即在较大的深度段内(相应于某层段或某一储集层段)，对仪器的响应进行归一化，即在一个深度处特定色彩表示的电阻率，而另一深度处如果色彩相同，即表示该深度处具有同样的电阻率，这种归一化的优点是在较长的井段内通过灰度和颜色的比较来对比电阻率。其不足之处是不能分辨小范围内微电阻率的变化，图 3-7(a)是经过"静态"归一化处理的成像图。

(2)"动态"归一化。即在较短的井段内，选择灰度的深浅和色彩的浓淡来表征电流电平的级别，因此能反映局部范围微电阻率的变化，从而能更精细地研究井壁岩石结构、裂缝等变化，通常其纵向窗长为 3ft。这种方法的优点能显示局部范围内微电阻率的相对变化。图 3-7(b)是同一井段经过"动态"归一化处理的成像图，与图 3—7(a)相比，能更详细地划分井壁地层的变化，尤其在剖面的顶部，清楚地显示地层层理的变化等，而在图 3—7(a)中则没有这种显示。

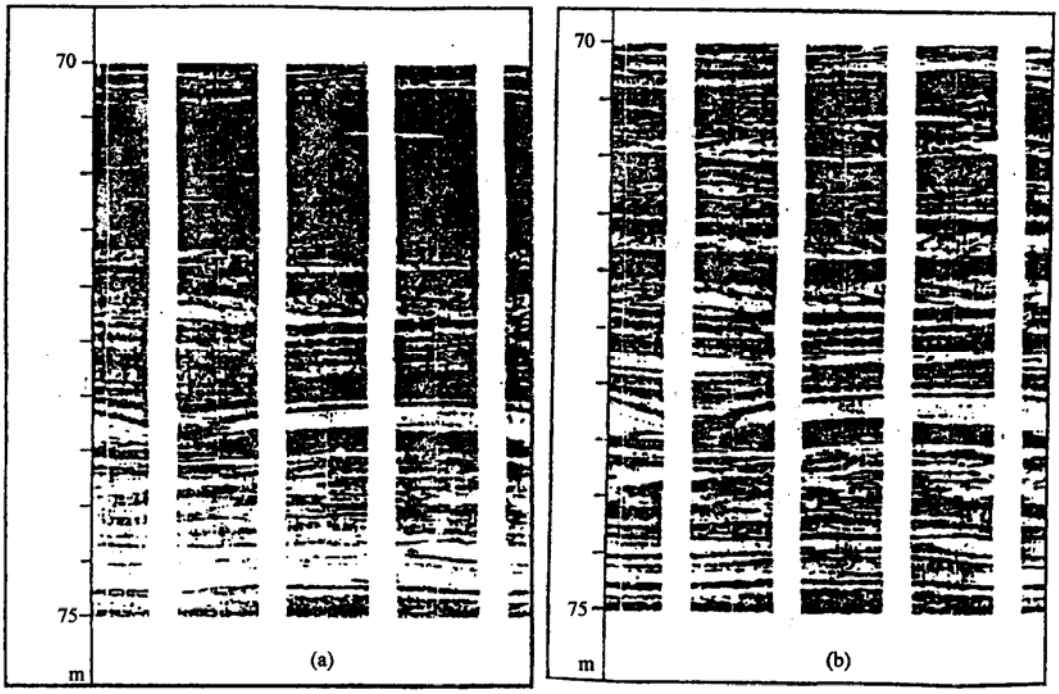


图 3-7 全井眼地层微电阻扫描成像图

（a）“静态”归一化成像图；（b）“动态”归一化成像图

(3)图形显示。

当一平面与井身圆柱体垂直相切时，井壁在（0～360°）的展开图上呈一直线。当平面与井身圆柱斜交时，井壁与斜交平面切出一椭圆，在 0～360°展开图上呈正弦曲线状(图 3-8)，平面与井轴相交的角度愈大，则正弦曲线的幅度也愈大，并能从展开图上确定出平面的倾角与走向。根据这种成像显示，就可以确定地层的层理或裂缝的产状等，从而能利用井壁成像研究井壁地层的有关地质特征。

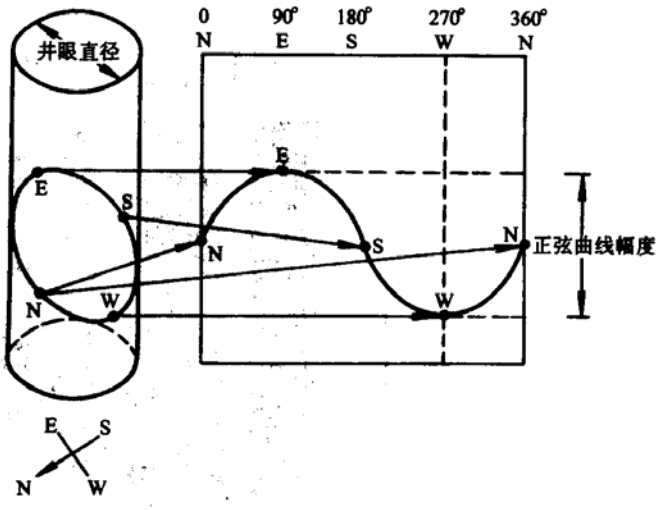


图 3-8 井壁成像的显示特征

四、资料解释与应用

通常在一个地区，选有代表性的参数井进行取心，并作全井眼微电阻率扫描成像测井，通过与岩心柱的详细对比，研究有关地质特征在井壁图像中的显示，就能充分地利用这些特征解决地质问题，下面通过一些实例来说明其应用。

图 3-9 中清楚地显示出地层的层理，层理的倾向为 S-W。在剖面的顶部与底部有裂缝，裂缝的倾向为 N-E。

图 3-10 是白云岩中的空洞孔隙的图像，黑颜色表示空洞孔隙，自颜色为岩石骨架。

以上的应用实例表明，全井眼地层微电阻率扫描成像测井在研究岩层层理、岩石结构等方面有较大的优势，图 3-11 是碳酸盐岩中缝合线图像，图中标出 0.2m 井段内有黑色条纹，即为缝合线。

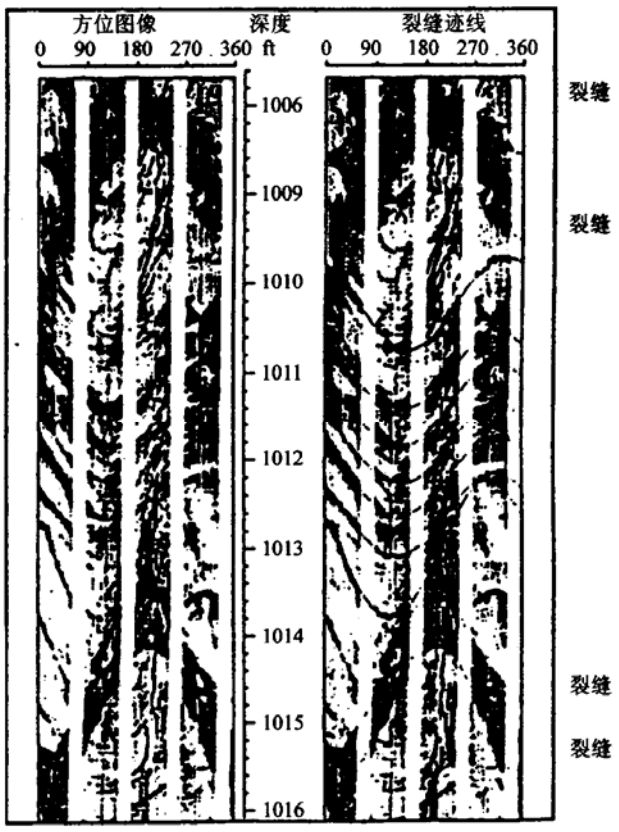


图 3-9 层理面与裂缝的倾向相反

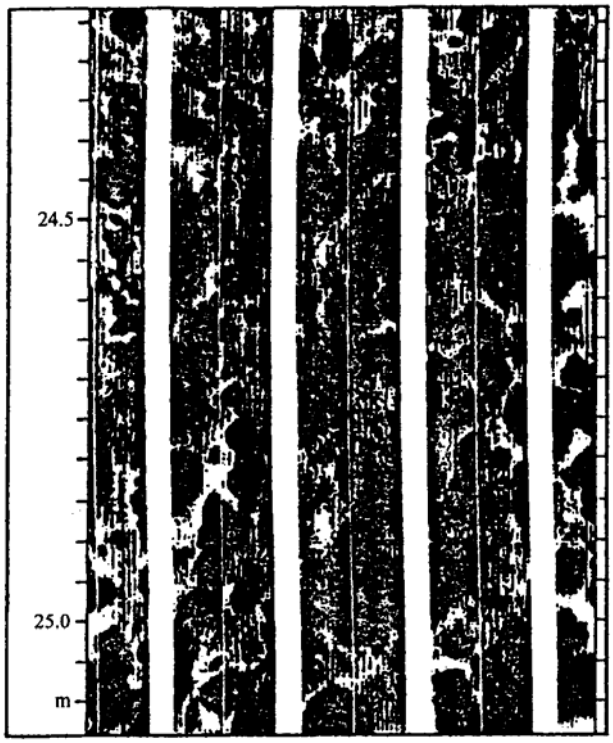


图 3-10 白云岩中的孔洞孔隙

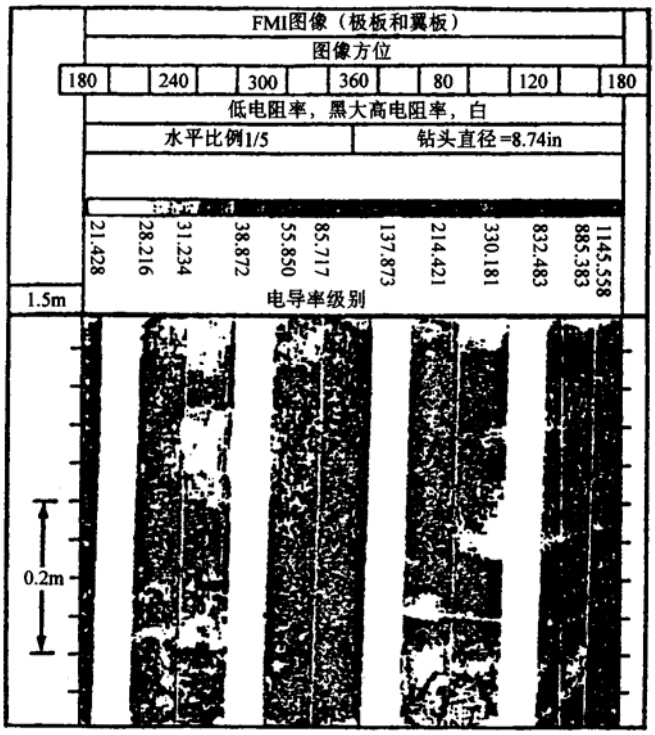


图 3-11 碳酸盐岩中的缝合线

图 3-12 是新疆地区含砾砂岩和裂缝产状的图像，图中的黑色陡角度条纹为裂缝，白色为砾石。

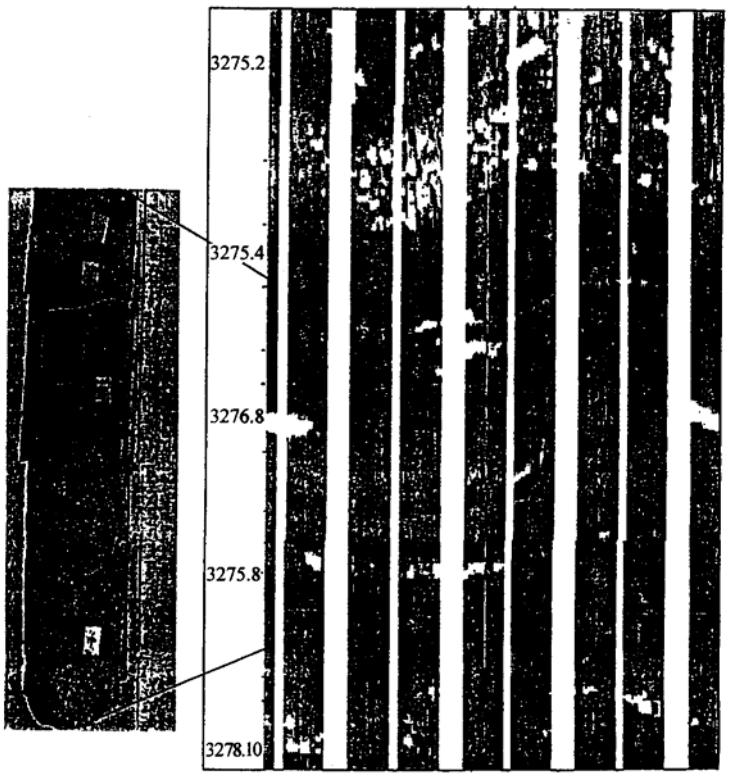


图 3-12 含砾砂岩和裂缝的图像

图 3-13 是粗砾岩的全井眼微电阻扫描成像，图中清楚地显示出不同粒径的砾石。

FMS、FMLEMI 由于分辨率高，在识别簿层、孔隙变化、裂缝以及沉积特征方面具有广阔的应用前景，因此在一个地区一定要选几口有代表性的参数井或关键井进行地层微电阻率扫描成像测井，并与岩心进行对比，找出地质特征的变化规律，这样可以大量减少取心井数，同时又能为油田勘探与开发提供重要而丰富的地质信息。

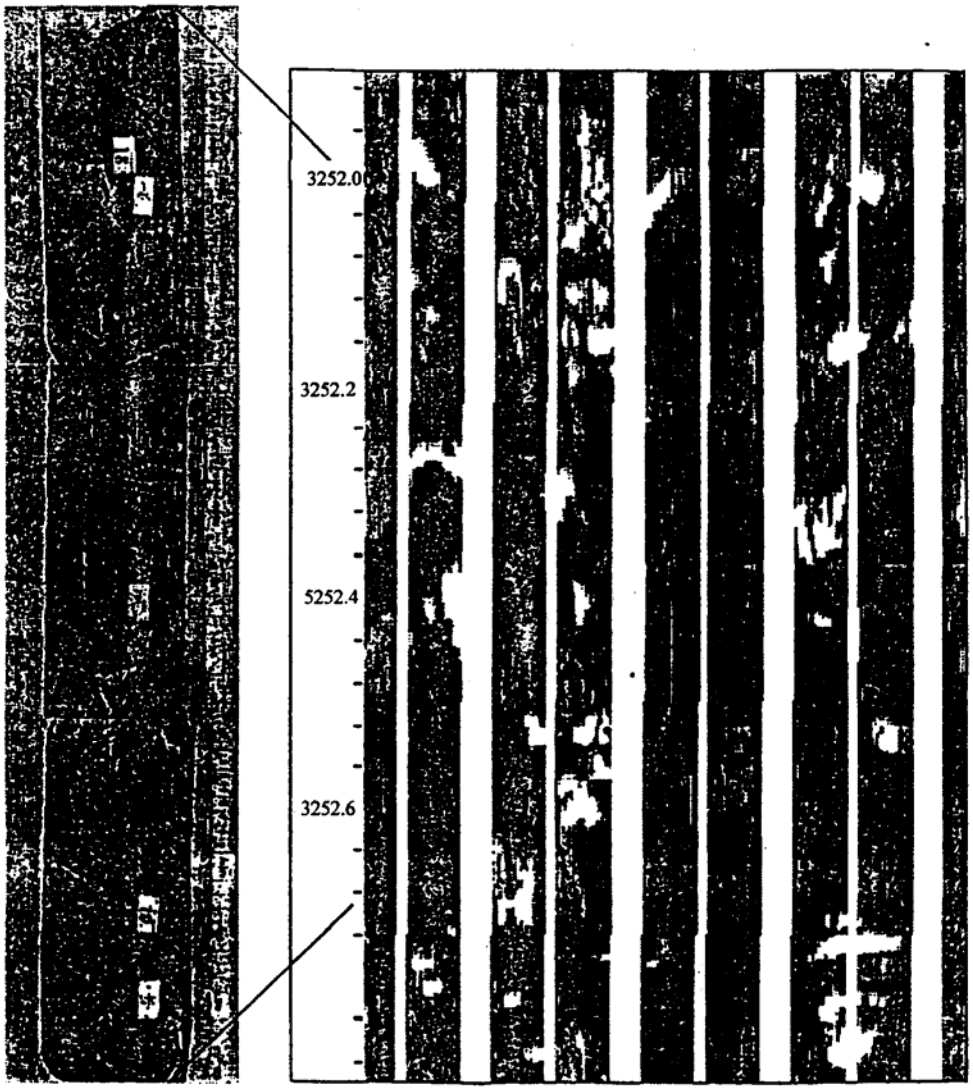


图 3-13 粗砾岩的图像

第三节　井下声波电视

超声电视成像测井采用旋转式超声换能器，对井眼四周进行扫描，并记录回波波形。岩石声阻抗的变化会引起回波幅度的变化，井径的变化会引起回波传播时间的变化。将测量的反射波幅度和传播时间按井眼内 360 • 方位显示成图像，就可对整个井壁进行高分辨率成

像，由此可看出井下岩性及几何界面的变化(包括冲蚀带、裂缝和孔洞等)。

目前具有代表性的超声成像测井仪器有：斯伦贝谢的超声成像仪 USI 和超声井眼成像仪 UBI、阿特拉斯的井周声波成像测井仪 CBIL、哈里伯顿的井周声波扫描仪 CAST、国内华北油田的井下电视仪等。表 3-3 是这些仪器的简况。

表 3-3　国内外主要超声成像测井仪情况表

仪器名称	主要技术指标				主要应用范围
	横向采样精度	换能器类型	换能器尺寸	换能器频率	
CBIL	250 点/周	聚焦型	38 mm 51 mm	250 kHz	裂缝识别、地层分析、构造分析等
CAST	500 点/周	动态 聚焦型	33.34 mm	450 kHz	井径测量、裂缝描述、薄层分辨等
UBI	180 点/周 140 点/周	聚焦型	44 mm	250 kHz 500 kHz	井眼形状描述、薄层划分等
数字超声电视测井仪	512 点/周	聚焦型	—	1500 kHz 500 kHz	裂缝识别、井径测量等

与早期的BJFWV相比，超声成像测井仪主要采用了以下措施来改善成像质量和分辨率：

(1)通过改进超声换能器的布局，将换能器与钻井液直接接触，减小了信号的衰减;

(2)普遍采用了聚焦型换能器，减小了信号在钻井液中的衰减对成像质量造成的不利影响;

(3)通过采用低频换能器或大尺寸换能器，提高仪器在高密度钻井液中工作的能力;

(4)通过增大垂向和横向采样点数，提高了仪器的成像分辨率。目前这些仪器的最大纵向分辨率在 10~30mm 之间，略低于微电阻率扫描成像测井仪。

一、井下声波电视测量原理

该仪器用压电换能器，由马达驱动，在井下可作 360° 旋转(图 3-14)。通常用频率为 1500 次/s 电脉冲激发换能器，使其成声波源发射声波，换能器的工作频率为 1.3MHz，另一种换能器的工作频率为 400kHz。

仪器由井下上提时，换能器向井壁发射声波，当声波由井壁反射回来时，换能器则作为接收器接收反射回来的信号，将接收到的信号经电子线路送到地面显示屏，调节显像管的辉度，辉度的亮暗与信号的幅度有一定的比例关系，于是在荧光屏上显示出亮暗不同的调辉光点口当换能器在井中旋转一周时，就触发显象管的光点水平偏转一次，结果就显示出与旋转一周相对应的水平扫描线。仪器上提，就在记录仪中得出井眼展开的图像，可以用辉度的明暗显示，也可用彩色显示。

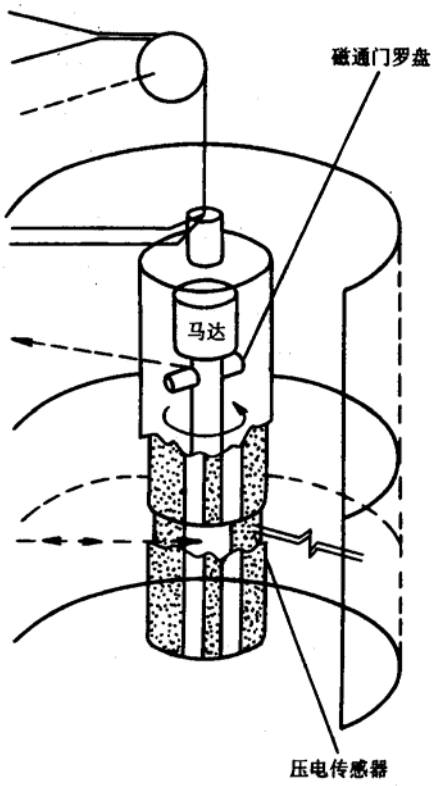


图 3-14　井下声波电视原理图

当前，声波井下电视，已由模拟测量改进为数字测量。一般是测量回波幅度和双程旅行时间，输出的都是数字信号，将这些信息进行处理，可以得到井壁图像和井径变化的图像，由于普遍采用聚焦探头，超声井下电视不仅可以在套管井中测量，也可以在裸眼井中测量。

超声成像测井的声源是圆片状压电陶瓷。可以将声源的声场看成是圆片上无限多个点声源产生声场叠加的结果。通常定义声压幅度值衰减为声轴方向声压幅度 70%(3 面)的方向的角度。这一角度对应的波场宽度又称为三分贝射束宽度，这一参数反映了超声成像的空间分辨率。换能器设计的原则尽可能使更多的能量汇集在一块较小的面积内。发射信号的性质主要取决于换能器的直径和频率。影响超声波衰减和成像分辨率的主要因素有：

(1) 工作频率。

换能器的形状、频率以及与目的层的距离决定声束的光斑大小。尺寸越小，频率越高，则光斑越小。但是，尺寸越小，功率就越小;频率越高，声衰减就越大。钻井液引起的声衰减会降低信号分辨率，要求工作频率尽可能低;然而降低频率会对测量结果的空间分辨率产生不利影响。

(2) 井内钻井液。

井内钻井液由钻井液的固有吸收和固相颗粒(或气泡)散射衰减两部分组成。钻井液密度越大，声波衰减越大，探测灵敏度则下降。

(3)测量距离。

(4)目的层的表面结构。

不同类型岩石具有不同的表面结构。钻井过程造成的非自然表面结构。

(5)目的层的倾角

在仪器居中不好或井眼不规则时，图像中呈现出遮掩显著特征的垂直条纹。

(6)岩石的波阻抗差异。

哈里伯顿公司的超声井下电视 CAST 使用电子自动聚焦换能器可以把声束的光斑控制

在 5mm 的直径，提高了仪器的分辨率及井壁图像的质量。

二、图像处理方法及应用

(1)包括可供用户选择的数据显示、传播时间和反射波幅度剖面图的绘制，进行图像增强、计算地层倾角、确定裂缝方位以及进行频率分析等。图像增强是通过采用平衡滤波器来改善低振幅的黑暗部分，使用清晰滤波器突出近似水平或近似垂直的特征，从而使整个图像的明暗度得到有效调整，使得薄夹层显露出来。由频率分析可确定出某一井段上的层理面、裂缝、孔洞和冲蚀层段的数目 o 此外，可用所得到的地层方位玫魂图来确定层理面或裂缝系统的主要方向。提高图像的垂向分辨率则受换能器性能、扫描旋转速度以及测井速度等因素近几年来井下声波电视有很大发展，井壁成像质量取得很大的改进，尤其是"星"成像|的制约。

测井系统(Star Imager)很有特色(阿特拉斯公司)。它把微电阻率成像与声波电视成像接成一根仪器，同时给出电成像和声波成像，图 3-15 是仪器结构示意图。

微电阻率成像仪是在 6 臂地层倾角仪的基础上发展的，每个极板上有两排电极，每排 12 个钮扣电极，共 144 个电极。声波成像与环形井眼成像系统基本一样，在 8in 井眼中，微电阻率成像的覆盖率为 60%，声波成像覆盖率为 100%。

(2)井下声波电视测井的应用

声波接收器收到的声波幅度与钻井液和井壁的声阻抗有关，声阻抗大，反射回波幅度大;声阻抗小，反射回的波幅度小。另外也可以用双程旅行时来研究井眼形状的变化。井下声波电视可解决下述有关问题：

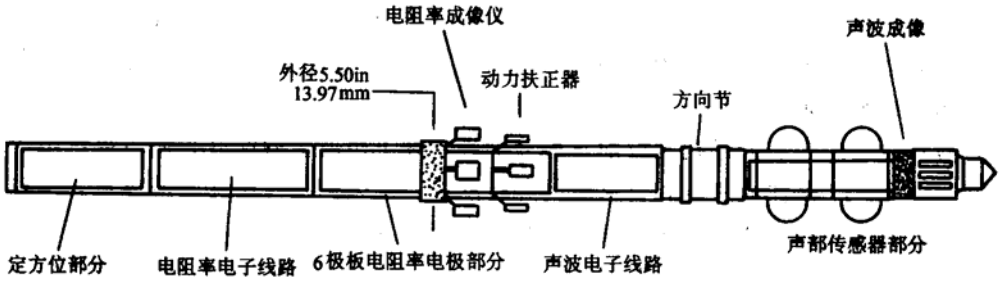


图 3-15 “星”成像测井仪结构示意图

(1)判断岩性。对于硬地层，如白云岩、石灰岩及致密硬砂岩，声阻抗大，反射波幅度大，图像的辉度明亮。对于泥岩层和煤层，声阻抗小，反射波幅度低，图像的辉度暗，总之可将图像与岩心对比，找出地区岩性的特点。

(2)划分裂缝带。对于裂缝带，通常显示暗的条纹，可根据条纹的变化，确定裂缝的产状(与地层微电阻率扫描成像一样)。图 3-16 是碳酸盐岩地层，在声波幅度图像中有明显的黑

条纹，而且是倾角较陡的裂缝(约为 80°)，在双程旅行时图像中也有显示，但不如声波幅度图像中清楚。

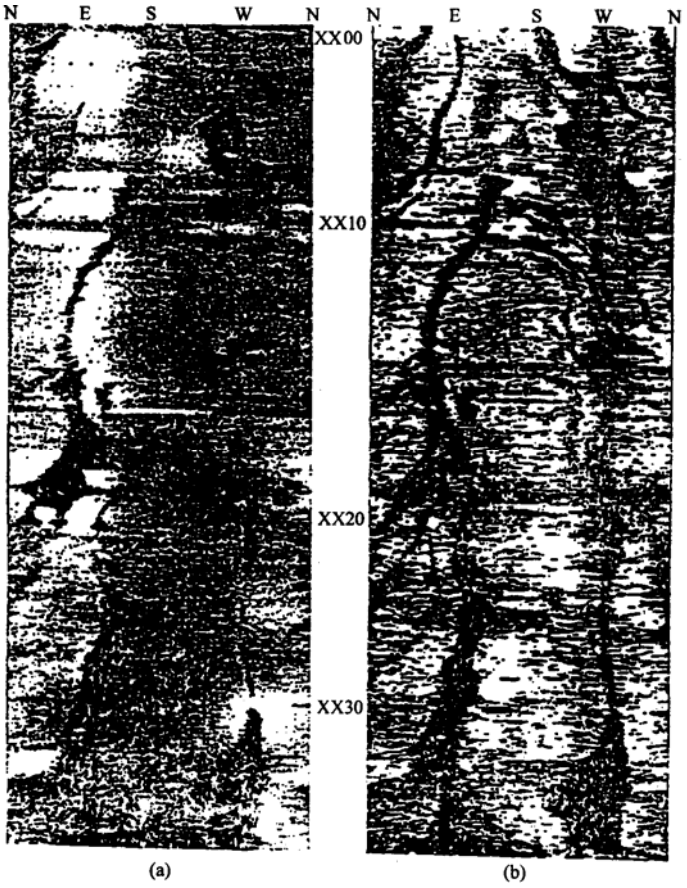


图 3-16 碳酸盐岩地层的裂缝带图像

（a）双程旅行时图像； （b）声波幅度图像

(3)检查射孔质量及套管损坏情况。在声波幅度图像中射孔孔眼显示成黑点，黑点的分布反映孔眼的分布，如果黑点间有黑色条纹相连，表明射孔时套管破裂。如果套管有损坏时，对于损坏的地方则呈暗色。

(4)检查压裂效果。如果在压裂前、后分别进行井下声波电视测井，即可显示出压裂的人工裂缝。图 3-17 是泥质灰岩和石灰岩的井眼图像，压裂前图像中元裂缝显示，但在加压压裂时和压裂后的图像中清楚地显示两条垂直的裂缝，这是由压裂形成的人工裂缝。

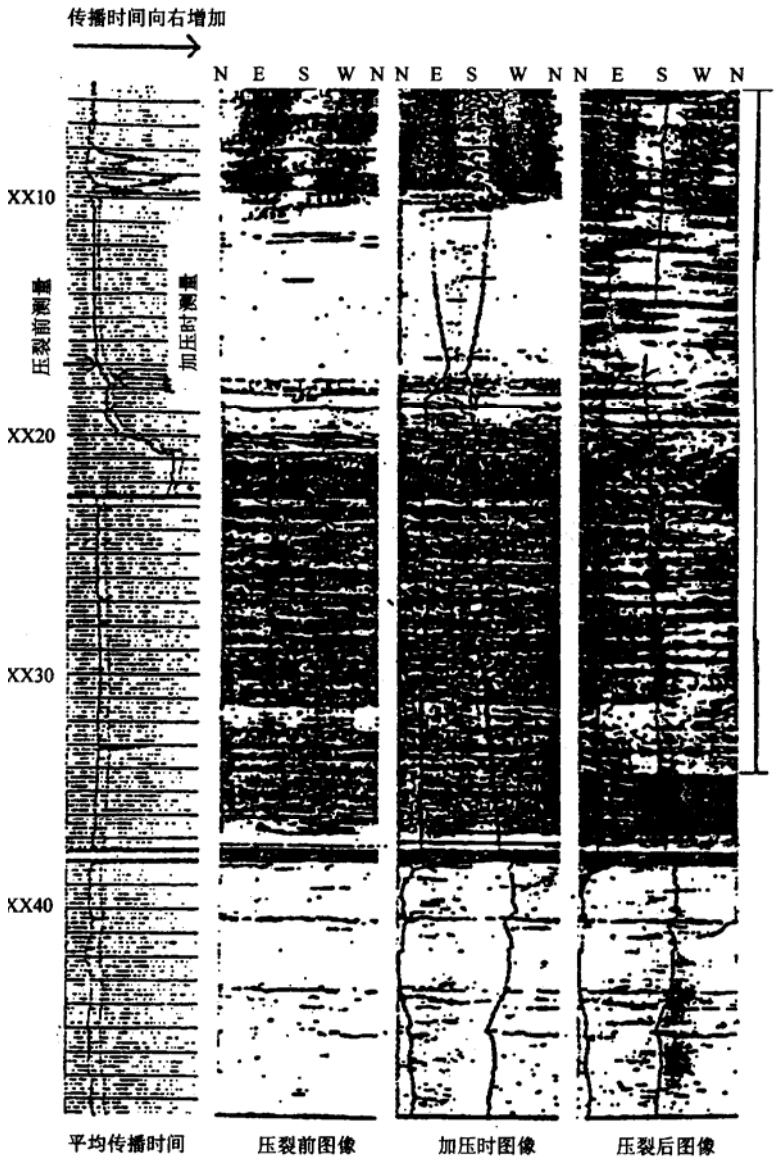


图 3-17　压裂前、后声波图像

第四节　井周成像测井系列

一、阵列感应成像测井

1.成像测井原理

阵列感应测井采用一个发射线圈和多个接收线圈对，构成门一系列多线圈距的三线圈系。1983 年 BPB 电缆服务公司提出了具有 1 个发射线圈和 4 个接收线圈的阵列感应测井仪

(AIS)，并在美国得克萨斯州的油田进行工业性服务。90 年代斯伦贝谢公司的阵列感应成像仪(AIT)投入生产。该仪器具广有 1 个发射线圈和 8 组接收线圈对，实际上相当于具有 8 种线圈距的三线圈系，接收线圈对中包括一个主接收线圈和一个辅助接收线圃，后者的主要作用是补偿直藕信号。其线圈系排列如图 3-18 所示。

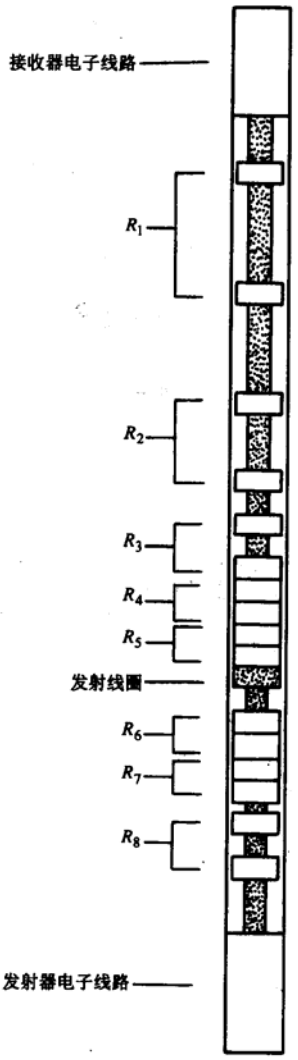


图 3-18 阵列感应线圈排列示意图

阵列感应测井主线圈具有 8 个，分别为 6in、9in、12in、15in、21in、27in、39in、72in，采用 20kHz 和 40kHz 的工作频率。通常 8 组线圈采用同一频率，其中 6 组探测范围浅的线圈系同时采用另一种较高频率。这样 8 组线圈系实际上有 14 种探测深度的线圈距，每组线圈系测量同相信号 R 和 90° 相应信号 X，阵列感应共测出 28 个原始信号。对原始信号进行井眼校正后，再经“软件聚焦”处理，可得出 1ft(30.5cm)、2ft（61cm）和 4ft（122cm）三种纵向分辨率。每一种纵向分辨率又有 10in、20in、30in、60in、90in、（25.4cm、50.8cm、76.2cm、152.4cm、228.6cm）5 种探测深度的电阻率曲线（图 3-19（b））。

2 阵列感应测井软件聚焦合成

与双感应测井仪采用线圈聚焦不同，阵列感应使用简单的三线圈系，这种线圈系没有硬件聚焦性能，其纵向响应曲线呈不对称形状，因此阵列感应测井采用"软件聚焦"，即用数字方法对原始测量数据进行处理，以得出三种纵向分辨率和 5 种探测深度的阵列感应合成曲线(图 3-19)，其合成原理如下：

在一定的电导率范围内，感应测井仪的读数相当于地层各部分电导率的加权平均：

$$\sigma_a^n(z) = \int g_n(r, z - z')\sigma(r, z')drdz' \qquad (3\text{-}1)$$

其中权函数 $g_n(r，z－z’)$为第 n 组线圈系在给定频率下 R 或 X 信号的响应。阵列感应测井给出的合成曲线相当于所有阵列线圈系原始信号(经过井眼影响校正后)的加权和：

$$\sigma_{\log}=\sum_{n=1}^{N}\sum_{z'=z_{\min}}^{z_{\max}}\omega_n(z')\sigma_z^n(z-z') \tag{3-2}$$

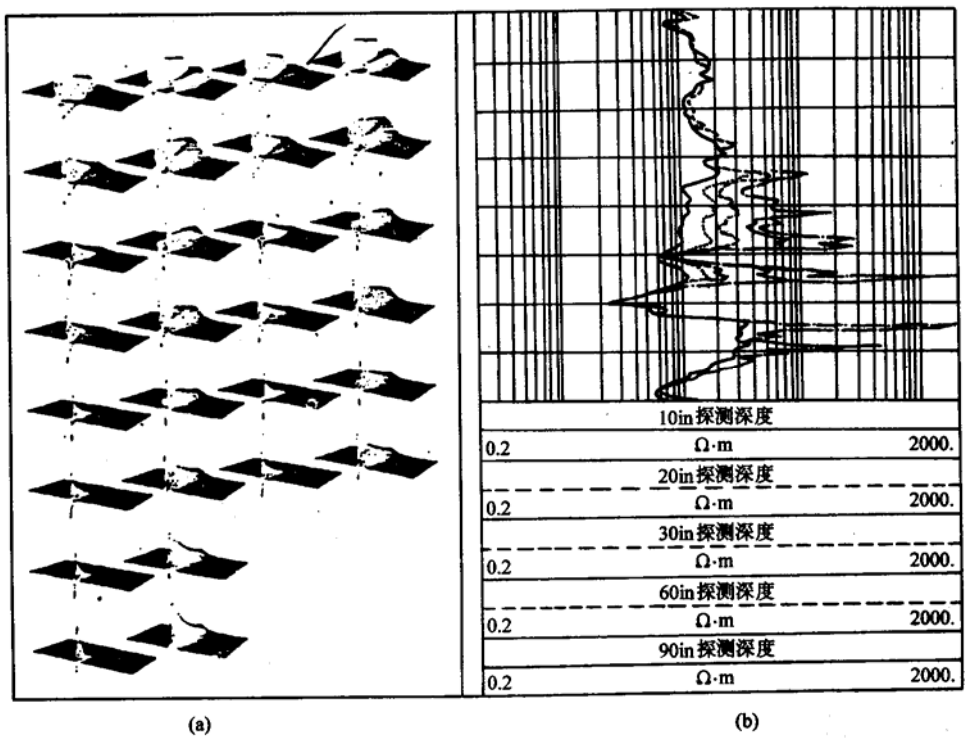


图 3-19　阵列感应测井曲线

式中　σ_a^n ——第 N 组线圈系测量的电导率；

N ——测量线圈系的总道数;

$\omega_n(z')$ ——每组线圈系的加权值。经过处理后得出的阵列感应测井曲线不同于任何一组线圈系的响应函数，实际上它相当于阵列感应测井每组线圈系响应函数的加权和(相应工作频率下所有线圈系组的 R 和 X 信号)，阵列感应测井曲线与地层电导率的关系用下式表示：

$$\sigma_{\log}(z)=\int g_{\log}(r,z-z')\sigma(r,z')drdz' \tag{3-3}$$

其中

$$g_{\log}=\sum_{n=1}^{N}\sum_{z'=z_{\min}}^{z_{\max}}\omega_n(z')g_n(r,z-z') \tag{3-4}$$

式中　$g_{\log}$ ——阵列感应的综合响应函数，也可称为几何因子，使每组线圈系权函

$g_n(r,z-z')$ 的加权和。

用公式 3-2 对阵列感应所有线圈系组的原始信号进行处理，以得出阵列感应的输出曲线，其步骤如图 3-20 所示。..

阵列感应测井合成中的一个关键问题是选用加仅值的$\omega_n(z')$，斯伦贝谢公司给出了地层电导率为 0ms/m，10ms/m，20ms/m，50ms/m，100ms/m，200ms/m，500ms/m，1000ms/m，2000ms/m，3500ms/m，5000ms/m，7000ms/m，10000ms/m 的加权值，处理时可由表中查出。通过合成处理后，对每一种纵向分辨率可得出 5 种径向探测深度（图 3-21）。

根据阵列感应测井合成的五种探测深度的曲线就可研究井周围介质的径向变化。用 1ft 纵向分辨率研究薄地层，2ft 纵向分辨率的曲线可与双相量感应测井进行对比，4ft 纵向分辨率可与双感应测井进行对比，这对研究老井资料十分有用。

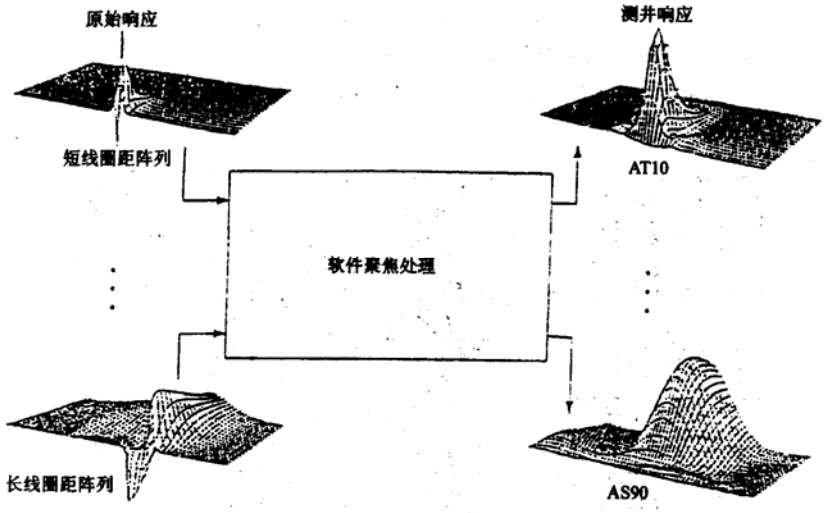


图 3-20　阵列感应合成测井曲线合成步骤示意图

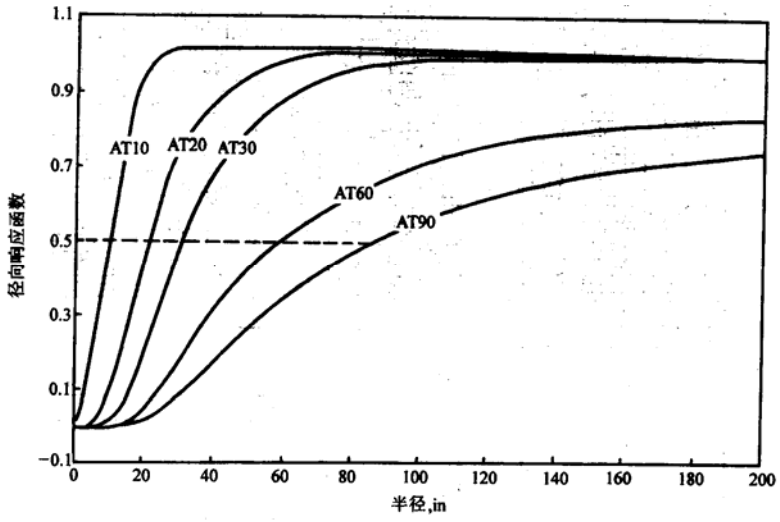


图 3-21　阵列感应测井曲线的径向特性曲线

3.阵列感应测井资料的应用

阵列感应测井提供有三种纵向分辨率具有 5 种探测深度的曲线，利用这些丰富的测井信息，可以划分薄地层，求取原状地层电阻率 Rt 和侵入带电阻率 Rxo，并可研究侵入带的变化，得出过流带的内外半径。

1)划分薄地层

由于阵列感应测井能提供 1ft(30.1cm)纵向分辨率的曲线，可用来划分薄地层。图 3-22 是一口井的阵列感应测井曲线，图中第一道是自然电位曲线，第二道为纵向分辨率为 4ft 的曲线，第三道为 1ft 分辨率的曲线。两层含淡水砂岩在曲线上都有显示。但在 1ft 分辨率曲线上，1552~1554ft 显示高电阻峰值。用地层测试器取样，证实为一薄气层。在水层与含气层之间(1550~1552ft)有一低电阻率显示，为一致密泥岩层，该层把水层和气层隔开。

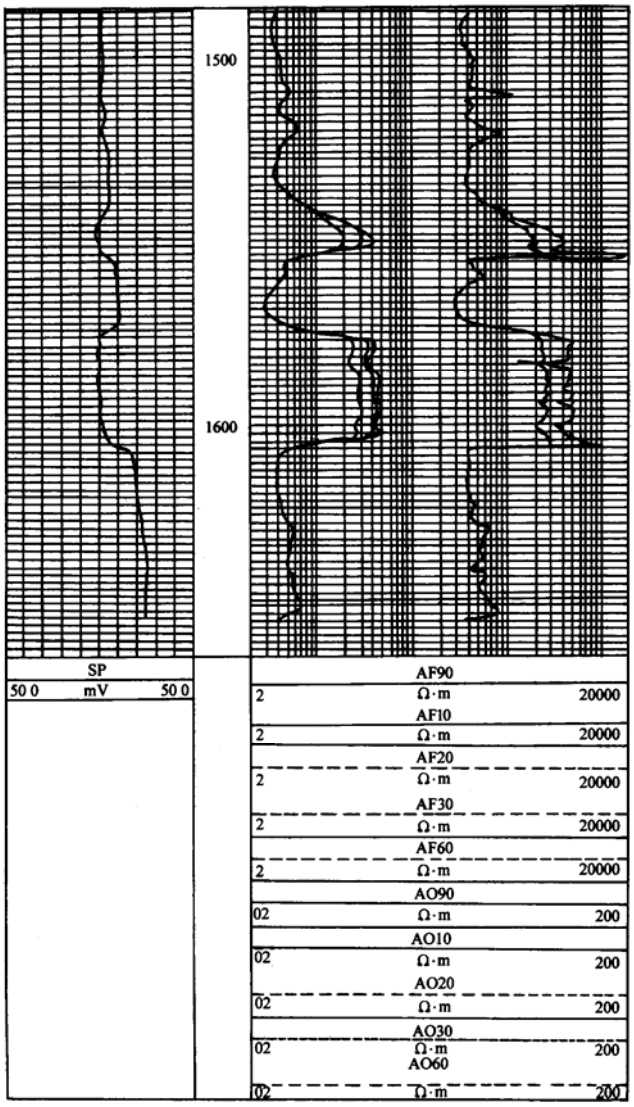


图 3-22　用阵列感应测井划分薄含气层

2）确定侵入带电阻率 Rxo 和原状地层电阻率 Rt

阵列感应测井给出 5 种探测深度的曲线，因此可用 4 参数模型进行反演，图 3-23 的左下方给出径向侵入带模型。双感应-浅聚焦测井使用台阶状模型，而阵列感应使用具有过渡带的模型，这更符合于实际状况，过渡带的内径 r_1(相当于冲洗带的半径)和外径 r_2 之间的电阻率是变化的，利用这种模型可进行 4 参数(Rt、Rxo、r_1、r_2)反演，从而得出 Rt、Rxo、r_1、r_2。图 3-23 中除有 5 条阵列感应测井曲线外，还有反演得出的 Rt 和 Rxo 曲线。该井使用油基钻井液，具有钻井液高侵，故 Rxo>Rt。

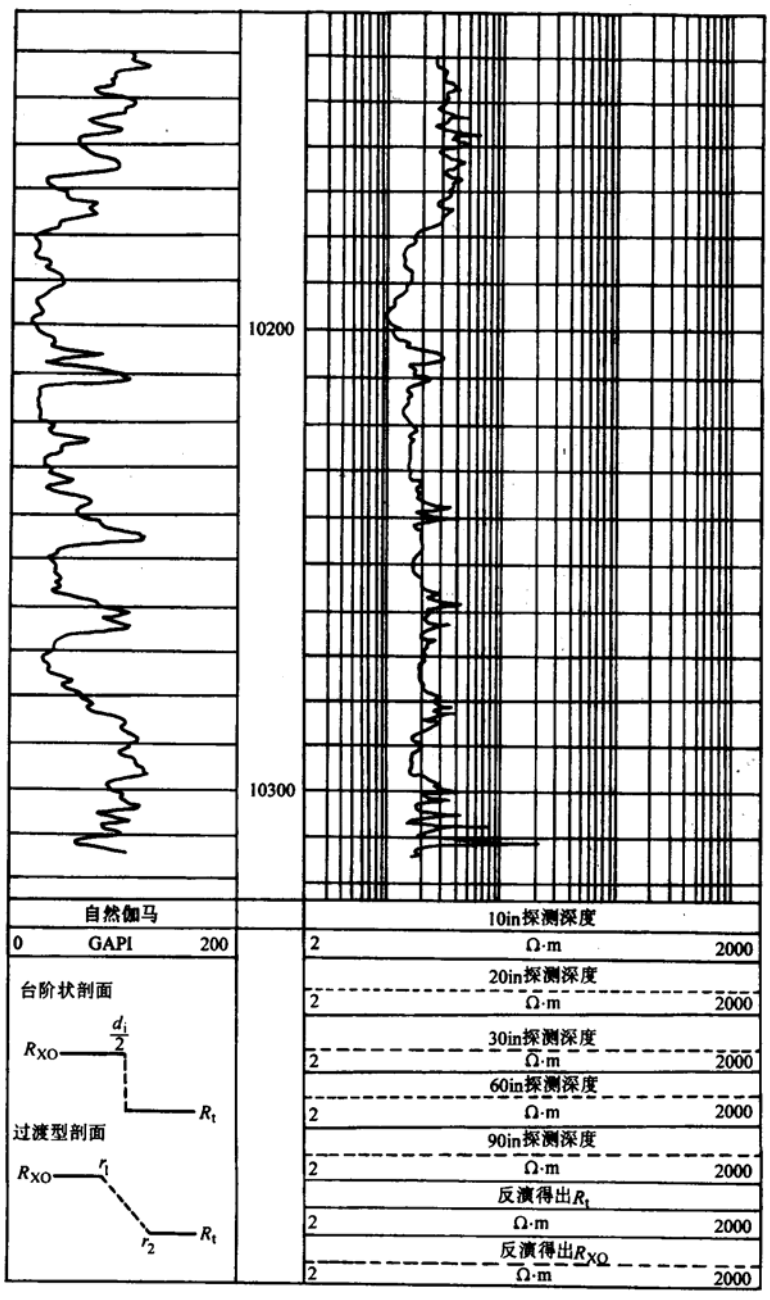


图 3-23 油基钻井液井中阵列感应测井曲线及反演得 Rt 和 Rxo 曲线

3)阵列感应二维成像显示

根据阵列感应测井曲线，可以得出电阻率、视地层水电阻率和含油气饱和度二维成像显示，这种显示更为直观。图 3-24 是一口井的二维成像显示，图的左边是电阻率的成像显示，中间是视地层水电阻率的成像显示，右边为含油气饱和度的成像显示。

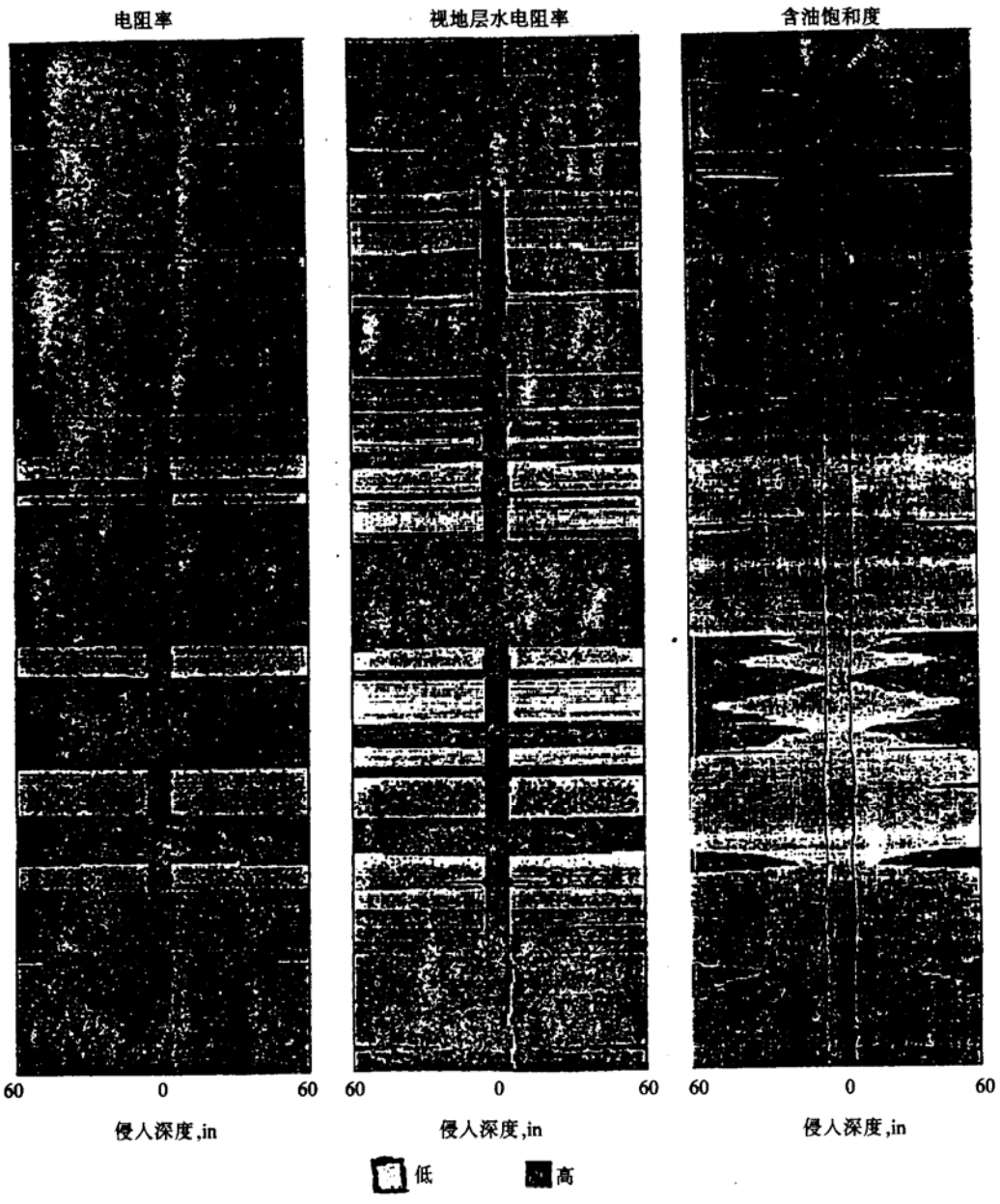


图 3-24 阵列感应测井给出的二维成像显示

阵列感应测井给出了三种纵向分辨率和 5 种探测深度的测井曲线，扩大了应用范围，可以研究钻井液高侵(Rxo>Rt)地层，也可以研究钻井液低侵地层(Rxo<Rt)，能更好地研究侵入剖面的径向变化。但在高矿化度钻井液中，阵列感应测井仍然受到限制，这时最好与双侧向

测井同时应用，或者选用双侧向测井。阵列感应测井是一种新的测井方法，仍有不足之处，如处理方法中权函数的选择等，但这些问题会在进一步发展中将得到解决，使其更加完善。

二、方位电阻率成像测井

1.测量原理

方位电阻率测井是在双侧向测井的基础上发展起来的，方位电阻率测井共有 12 个电极，装在双侧向测井的屏蔽电极 A_2 的中部，每个电极向外的张开角为 30°，12 个电极覆盖了井周 360°方位范围的地层，电极为长方形，其电流分布如图 3-25 所示。

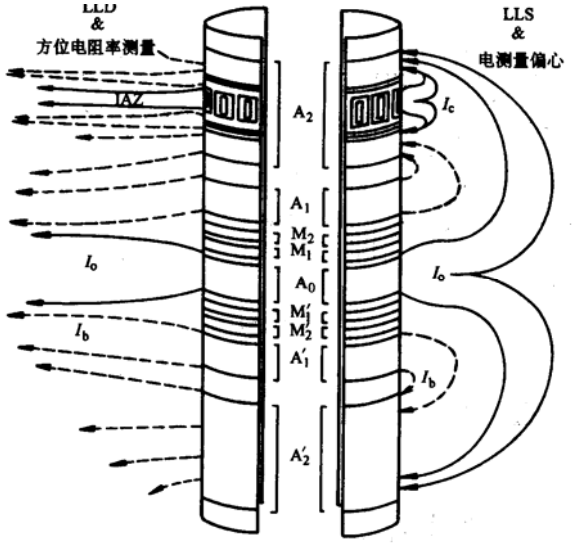


图 3-25 方位电极排列及电流线分布示意图

方位电极的详细排列如图 3-26 所示，在每个电极的中心有监督电极，方位电极排列的上下装有环状监督电极 M_3、M_4(两个电极短路相接)，每个方位电极供以电流 I_{Az}，通过自动控制回路调节电流 I_{Az}，使得监督电极的电位与环状监督电极 $M_3(M_4)$的电位相等，这时由方位电极流出的电流受到屏蔽电极 A_2 及其他相同极性电极屏蔽作用，同时也受到相邻的方位电极的屏蔽作用，从而使电流 I_{Az} 沿电极张开角的方向流人地层。测量每个方位电极的电流 I_{Az} 和 $M_3(M_4)$电极相对铠装电缆外皮的电位 U_M，用下式即可计算出 12 个方位的电阻率：

$$R_{AZ} = k\frac{U_M}{I_{AZ}} \tag{3-5}$$

式中 I_{Az}——每个方位电极的供电电流;

U_M——环状监督电极 M3(RA4)相对于铠装电缆外皮的电位;

k——电极系系数，对现场在应用的电极系，k 值为 0.0142m。

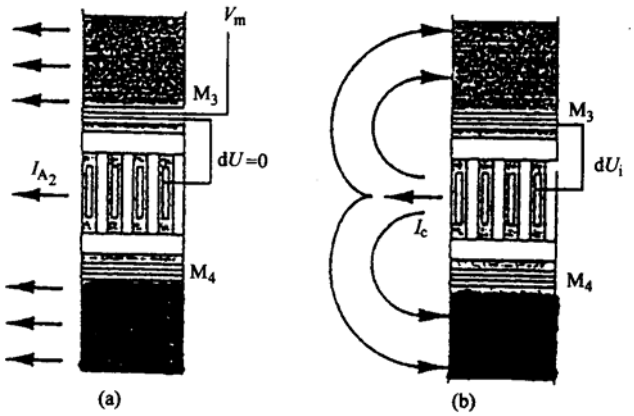


图 3-26　方位侧向电极排列及电流分布示意图

（a）主测量方式；　(b)辅测量方式

利用上式，对每个深度处可计算出 12 个电阻率值，该电阻率相当于每个电极供电电流所穿过路径上介质的电阻率，穿过的路径包括在电极 30°张开角所控制的范围。因此当井周介质不均匀或有裂缝存在时，得出的 12 个电阻率就会有变化，据此可以找出井周地层的非均质变化，这对地质和采油工程具有重要的指导意义，也是一种近似的三维测井方法。

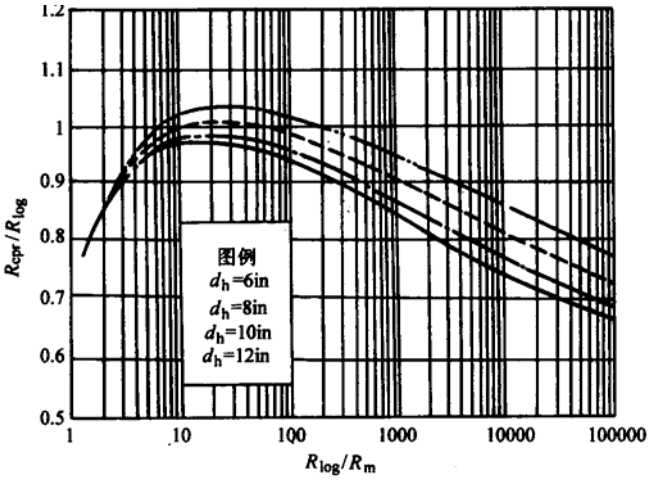


图 3-27　高分辨率侧向测井井眼校正图

厚地层，仪器居中

如果将 12 个方位电极供电电流求和，就可提供一种高分辨率的侧向测井(LLHR)。这时 12 个方位电极可等效为高度相同的圆柱状电极，测得的电阻率相当于井周围介质电阻率的平均值。在井径 6~8in 时，LLHR 的纵向分辨率为 8in(20.3cm)，显著高于深、浅侧向测井。此时的电极系数 k 是在井径为 8in，地层电阻率 Rt 与钻井液电阻率 Rm 比值为 30 时求出的。与双侧向测井相比，LLHR 受井眼影响较大，为此制作了井眼校正图(图 3-27)，用此图即可对相关井眼影响进行校正。

为了说明方位电阻率测井的探测范围，图 3-28 给出了深(LLD)、浅(LLS)侧向及高分辨侧向(LLHR)的似几何因子。 LLHR 的探测深度显著大于浅侧向，比深侧向稍低。方位电阻率测井具有良好的纵向分辨能力，图 3-29 是 LLHR、LLD 和 LIS 电极系穿过一个分界面时，电阻率曲线的变化，两个地层的电阻率 R_{t1}=1$\Omega\cdot m$，R_{t2}=10$\Omega\cdot m$，井径 d_h=6in，钻井液电阻率 Rm=0.1$\Omega\cdot m$ 从图中可以看出，LLHR 电极系由低电阻地层进入高电阻地层时，曲线变化急剧，低电阻围岩影响降低分层能力显著高于 LLD 和 LLS。图 3-30(a)是在 Rt=1$\Omega\cdot m$，Rs=10$\Omega\cdot m$，d_h=6in，Rm=0.1$\Omega\cdot m$ 的条件下做出的。图中表明，当地层厚度为 8in (20.3cm)，LLHR 的读数与厚地层读数的差别在 10%以内。对于 LLD 和 LLS，当地层厚度为 24in (61cm)时，其读数与厚地层之差才达到 10%。对于低电阻围岩(Rt=100-m，Rs=10-m)得到了相同的结果(图 3-30(b))，但对 LLD 和 LLS，当地层厚度为 30~33in 时，电阻率的读数最低(高电阻围岩)和最大(低电阻围岩)。但 LLHR 元此现象。这说明 LLHR 受围岩影响显著降低。是划分薄地层的好方法。

2.辅助测量

由于方位电阻率测井受仪器偏心和井壁不规则影响较大，应用上受到一定限制，为此在进行方位电阻率测井的同时，还进行辅助测量。其电极结构如图 3-26 所示，方位电极仍为供电电极，屏蔽电极 A_2 为回路电极。由方位电极流出的电流经井眼流入 A_2 电极，测量方位电极的监督电极与其上下的环状电极 M3(M4)之间的电位差。为了避免干扰方位电阻率的测量，故采用工作频率为 64kHz 的供电电流。每个方位电极供以相同的电流强 I_C，测量每个方位电极的监督电极与环状电极之间的电位差 dU_i，用下式计算出 12 个电阻率：

$$R_{ci} = C \cdot \frac{dU_i}{I_c} \qquad (3\text{-}6)$$

式中 Ic 一一每个方位电极上的供电电流;

C 一一电极系系数，在均匀流体中，用实验方法确定 C，使得 Rci 等于流体的电阻率。

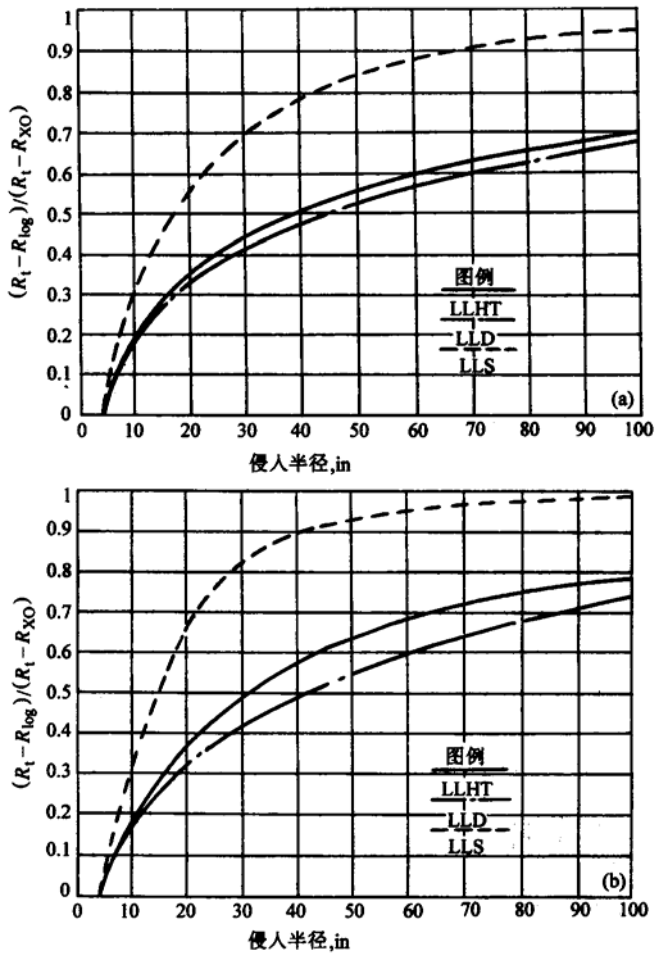


图 3-28 LLHR、LLD、LLS 几何因子

（a）Rt=2$\Omega\cdot m$ 时的情况；（b）Rm=50$\Omega\cdot m$

d_H=8in，Rm=0.1$\Omega\cdot m$，Rxo=10$\Omega\cdot m$

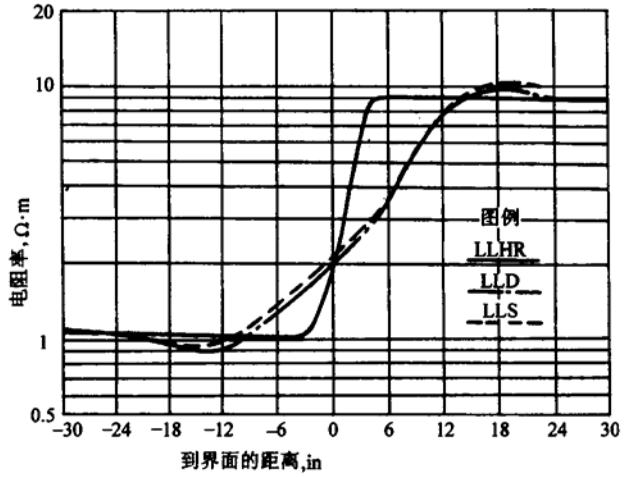


图 3-29 LLHR、LLD、LLS 穿过一个界面时电阻率曲线的变化

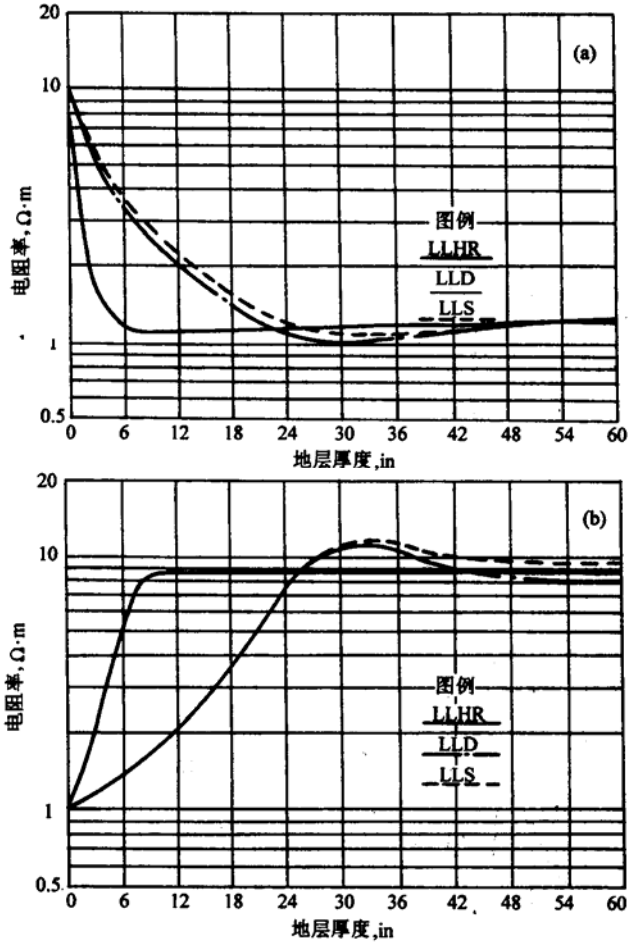


图 3-30　LLHR、LLD、LLS 在地层中点的读数与厚度的关系

辅助测量时，回路电极~与方位电极相距很近，在一般条件，地层电阻率总是大于钻井液电阻率，电流基本上沿井流动，几乎不会进入地层，因此每个电极的测量值主要反映电极附近钻井液体积的大小，即测量结果对井眼形状、井径大小及仪器偏心反应灵敏。辅助测量的主要目的有二，一是对仪器偏心，井眼状况对方位电阻率的影响进行校正，另一目的是测量电间隙，如果已知钻井液电阻率，就可以估算井眼大小和形状。

3.方位电阻率测井的应用

1)探测深度

用测井曲线实例说明方位测向 LLHR 的探测深度和纵向分层能力，图 3-31 是在钻井液低侵井段的测井曲线，对于钻井液低侵的地层，LLD、LLS 和 MSFL 三条曲线有明显的幅度差($R_{LLD}>R_{LLS}>R_{MSFL}$)。方位侧向 LLHR 曲线基本上与 LLD 曲张接近，说明其探测深度与 LLD 近似。同时，LLHR 曲线的形状与 MSFL 曲线基本相同，相应的尖峰都可以对比。这

说明 LLHR 的分层能力接近于微球形聚焦测井。

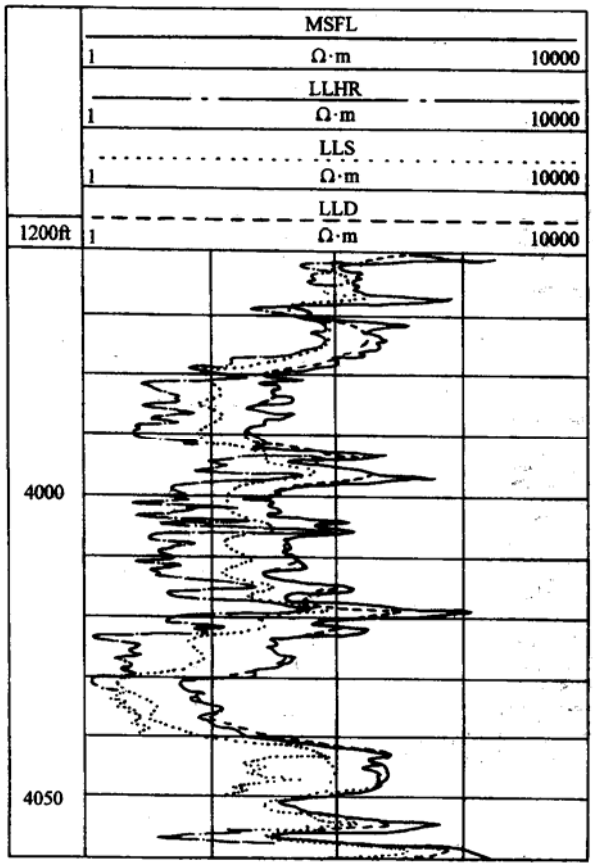


图 3-31 钻井液低侵段 LLD、LLS、MSFL、LLHR 测井曲线

$$d_h = 7\frac{7}{8}in$$

2)划分薄互层

图 3-32 是薄互层井段测出的 LLD、LLS 和高分辨率方位侧向(LLHR)曲线。在图的右侧是 12 条方位电阻率曲线，在 x-y 井段，LLD 和 LLS 无法显示薄互层，但 LLHR 曲线清楚地划分出厚度小于 1ft 的薄互层，同时 12 条方位电阻率曲线也有清楚显示，而且这些曲线基本重合在一起，说明井周围介质是均匀的，在 4030~4042ft 井段，方位电阻率曲线散开，表明周围地层性质不均匀。在 ARI 成像图中显示地层倾斜。这一实例充分说明，方位电阻率成像测井不仅能划分出小于 1h 的薄互层，避免了由 LLD 和 LLS 漏划的薄储集层，同时又能得出地层的结构特性，给出地层倾角等。

3)识别裂缝

图 3-33 是模拟的水平裂缝的 LLHR 曲线。该裂缝与井轴垂直。裂缝中充满导电液体，相对裂缝部位 LLHR 读数显著降低，可以根据电导率面积估算裂缝宽度。

图 3-34 是裂缝地层的测井实例，左边是固定电阻率刻度的 ARI 成像，右边是动态归一化的 ARI 成像。其对比度得到加强，A、B、C、D 是低倾角的裂缝，成像图中有清楚的显示。另外在 x-y 井段，成像图中清楚地显示出垂直裂缝，同时 LLS 读数明显低于 LLD 的读数，这也表明有垂直裂缝存在。如果把 ARI 成像与 FMI 成像同时测量，就能更详细地研究井壁附近及较深部的裂缝分布。

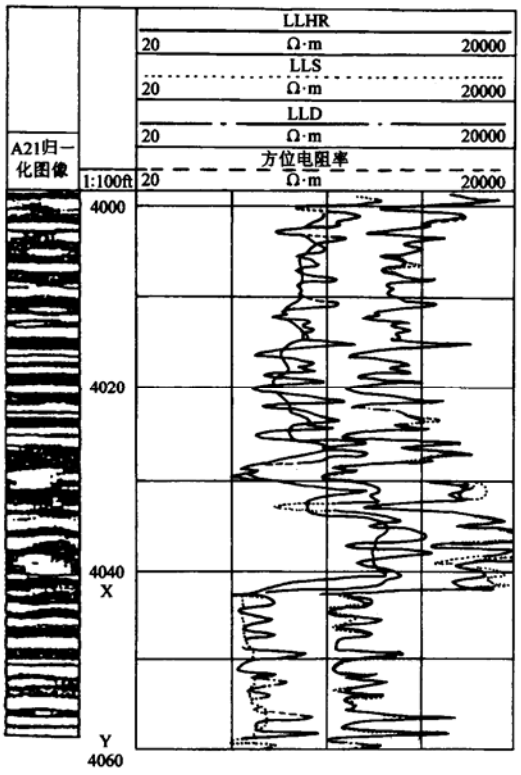


图 3-32 薄互层井段方位电导率成像

LLHR、LLD、LLS 及 12 条方位电阻率曲线，$d_H = 3\frac{7}{8}in$ $d_H = 3\frac{7}{8}in$

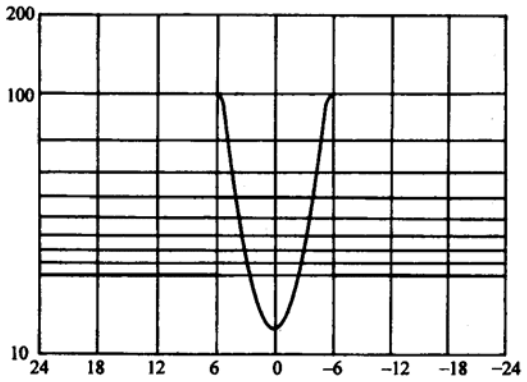


图 3-33 裂缝的 LLHR 模拟曲线

裂缝宽度为 0.039in，裂缝无限延伸，Rm=0.1$\Omega \cdot m$，Rt=100$\Omega \cdot m$，d_h=6in

除此之外，方位电阻率成像测井在水平井段研究井周围不均匀性等，也能提供重要的信息。

三、偶极横波成像测井

1.偶极横波成像测井原理

普通声波测井使用单极声波发射器，可向井周围发射声波，使井壁周围产生轻微的膨胀作用，因此在地层中产生了纵波和横波。在硬地层条件下，可以得到纵波和横波，由此得出纵波和横波时差，如在阵列声波测井中所述，但是在疏软地层中，由于地层横波首波与井中钻井液波一起传播，因此单极声波测井无法获取横波首波。为了解决这个问题，研制了偶极横波成像测井(DSI)。它采用了偶极声波源，偶极声波源很像一个活塞，它能使井壁的一侧压力增加，而另一侧压力减小，故使井壁产生扰动，形成轻微的挠曲，在地层中直接激发出纵波与横波。这种挠曲波的振动方向与井轴垂直，但传播方向与井轴平行(图 3-35)，通常这种声波发射器的工作频率，一般低于 4kHz。另外这种发射器：有低频发射功能，其工作频率，可低于 1kHz，在大井眼和速度很慢的地层中可得出很好的测量结果，同时也增大了探测深度。

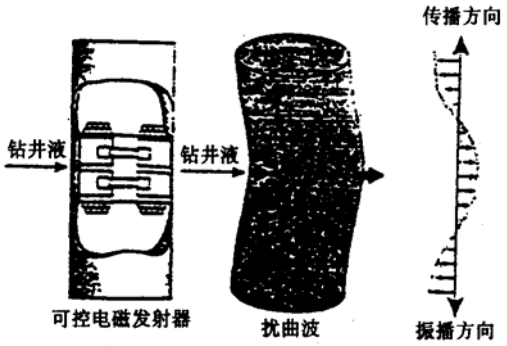


图 3-35 偶极声波源工作示意图

除沿地层传播的纵波与横波外，沿井眼向上还存在有剪切挠曲波的传播，这种由井眼挠曲运动形成的剪切挠曲波具有频散特性，不同频率其波的传播速度不同，在高频时其传播速度低于横波的速度;低频时其传播速度与横波相同。图 3-36 是慢速地层中偶极声波源的纵波、横波和挠曲波的传播示意图，图的下部是记录的慢速地层中偶极声波的波列图，由此可见，用偶极声波测井可以由剪切、挠曲波提取软地层的横波时差。

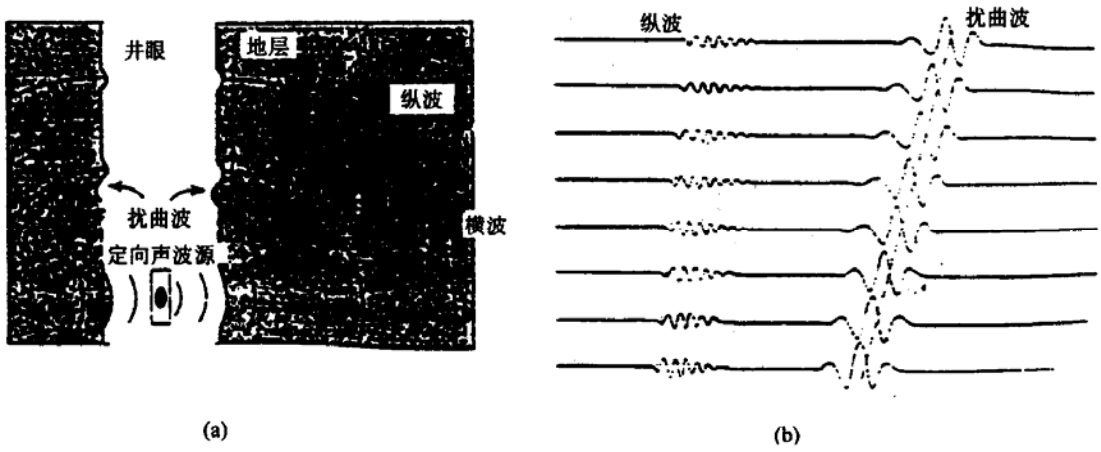


图 3-36 慢速地层中偶极声波源的纵波、横波和挠曲波的传播示意图

(a)用偶极声波源时软地层中的声波传播；　　(b)软地层中偶极声波波列

偶极横波成像测井仪如图 3-37 所示，该仪器分为发射器、接收器和数据采集电子线路部分。

发射器由三个发射器单元组成：下偶极发射器和上偶极发射器，两个偶极发射器的方向互相垂直;一个单极全方位陶瓷发射器。用低频脉冲激励单极换能器产生斯通利波，用高频脉冲激励该换能器产生纵波和横波。用低频脉冲激励偶极换能器产生纵波和横波。用低于 1KHz 的脉冲激励偶极换能器，能在大井眼和非常低速地层中提取横波。

声波隔离短节实际是一种机械衰减器，其作用是阻止由发射器部分来的信号沿仪器直接上传。

接收器部分包括 8 个接收器位置，相邻两个接收器位置的间距为 6in (15.2cm)，第一个接收收器位置与第八个接收器位置之间的距离为 42in (1.07m)。每个接收器位置上有两对接收器。一对同上偶极发射器方向一致，另一对同下偶极发射器方向一致。对于偶极方式，每对接收器是分开传输的;对于单极方式，二者是合在一起传输的。最低接收器位置与单极发射器的距离为 9ft(2.7m)，与上偶极发射器的距离为 11ft(3.4m)，与下偶极发射器的距离为 11.5ft(3.5m)。

并行数据采集电路包括有同时数字化的 8 个独立波形，能把几次发射产生的波形叠加起来、进行自动增益控制，并把信号传输到地面的相关电路。还包括记录每条波形的幅度门坎交叉时间所用的门坎探测器，门坎探测器用于检测纵波首波，得出时差值。

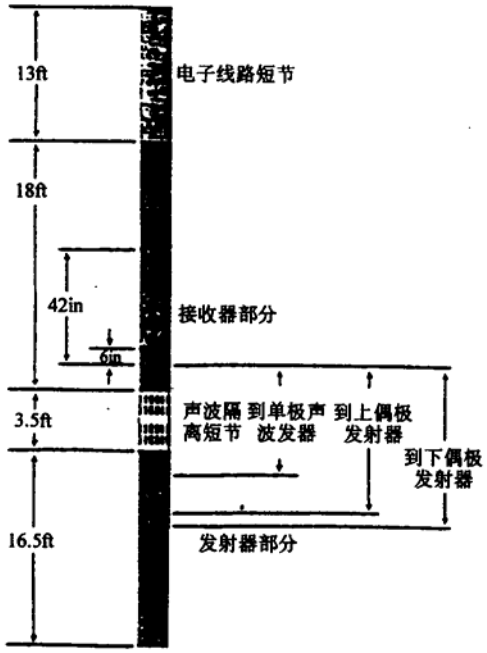


图 3-37 偶极横波成像仪构造示意图

2.仪器的工作方式

偶极横波成像测井有多种工作方式，它们可以进行任意组合。

1)下偶极方式

采集和处理下偶极发射器发射时，相应接收器接收到的偶极波形数据及挠曲波的慢度，从而获取有关横波数据。

2）上偶极方式

采集和处理上偶极发射器发射时，相应接收器接收到的偶极波形数据及挠曲波的慢度，从而获取有关横波数据。

3)斯通利波方式

当用低频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波形数据，从而得出斯通利波的时差。

4)纵波和横波方式

用高频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波形数据，从而得出纵波和横波时差。

5)首波检测方式

用高频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波与阀值的交叉数据，从而测得纵波的时差。

偶极横波成像测井仪可与大部分测井仪进行组合测量。

3.偶极横波成像测井的应用

偶极横波成像测井除一般纵波的应用外，主要还有下列几方面的应用：

1）鉴别岩性和划分气层

实验室和现场实际经验表明，利用纵波速度与横波速度比（v_p/v_s）可以鉴别岩性，在 v_p/v_s 与纵波时差 Δt_c 的交会图(图 3-38)中，白云岩的 v_p/v_s=1.8，石灰岩的 v_p/v_s=1.86 二者几乎是一条与横轴平行的直线，同样对于纯砂岩或含气砂岩 v_p/v_s=1.58，而且 v_p/v_s 与 Δt_c 的关系也近似于一条直线。利用这些特点即可由 v_p/v_s 与 Δt_c 交会图中鉴别岩性。但对于含水砂岩来说，随着孔隙度的增大和压实程度的降低， v_p/v_s 增大，如图中的实线所示，呈一斜线状。

图中断点斜线是泥岩的趋势线，这也表明，随着沉积物压实程度的降低， v_p/v_s 比值增大。

利用 v_p/v_s 与 Δt_c 的交会图能更有效地划分气层。众所周知孔隙中含天然气时使纵波速度降低，但对横波速度影响很小，因此在交会图中可以看出，在岩石孔隙度一定的条件下，随着含气饱和度的增大，交会点向右下方移动，如图中的箭头所示，图中的孔隙度线上还标出了含水饱和度 Sxo。因此有了偶极横波成像测井，取得了准确的 v_p 和 v_s，利用交会图能准确地划分出含天然气地层。

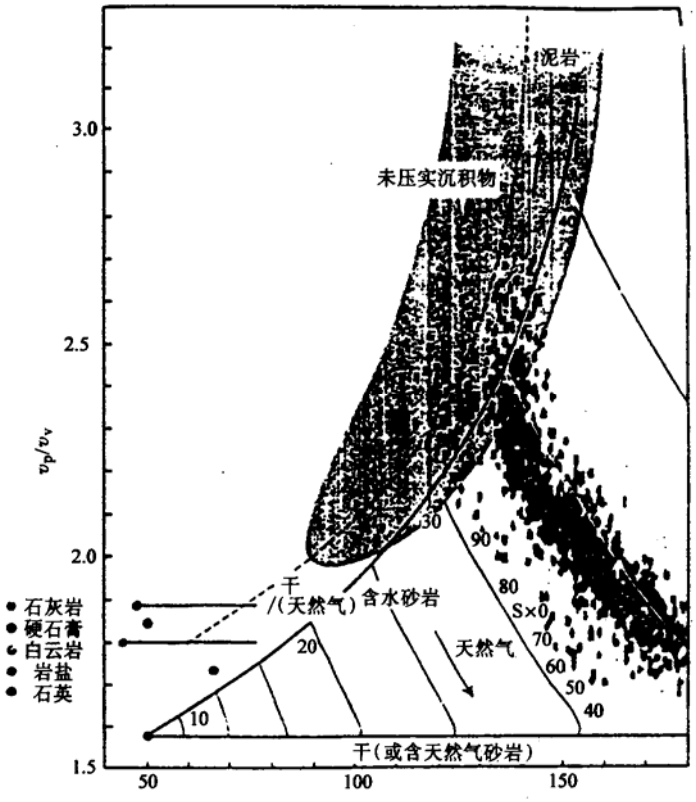


图 3-38 用于鉴别岩性和划分气层的 v_p/v_s 与 Δt_c 的交会图

2)划分裂缝带

当斯通利波遭遇张开裂缝时，由于裂缝处声阻抗大，故使斯通利波的能量被反射，通过对斯通利波波形的处理，可提取反射系数(反射能量与人射能量之比)，从而判别裂缝带。图 3-39 是一硬地层的实例，图中显示出第一个接收器记录的斯通利波的变密度图(第三道)和计算的反射系数(第二道)，在 605ft、781ft、784ft、807ft、811ft 和 840ft 的深度处有明显的反射波，同时相应的反射系数也增大，地层微电阻率扫描测井证实在 605ft、807ft、811ft 和 840h

处存在有裂缝，而在 781ft 和 784ft 深度处的裂缝难以确定，由于裂缝处的反射系数大，表明这些裂缝是张开的，但该图无法评价裂缝的张开度。

3)岩石机械特性分析

根据测得的纵、横波时差及地层密度，可以计算地层岩石的机械特性，如泊松比(σ)、杨氏弹性模量(E)、切变模量(μ)、体积模量(k)及拉梅常数(λ)等。利用这些岩石的机械特性，可以评价井眼稳定性，以及预测水力压裂效果等。

偶极横波成像测井是一种新的测井技术，在其解释方法和应用方面尚需进一步研究开发。

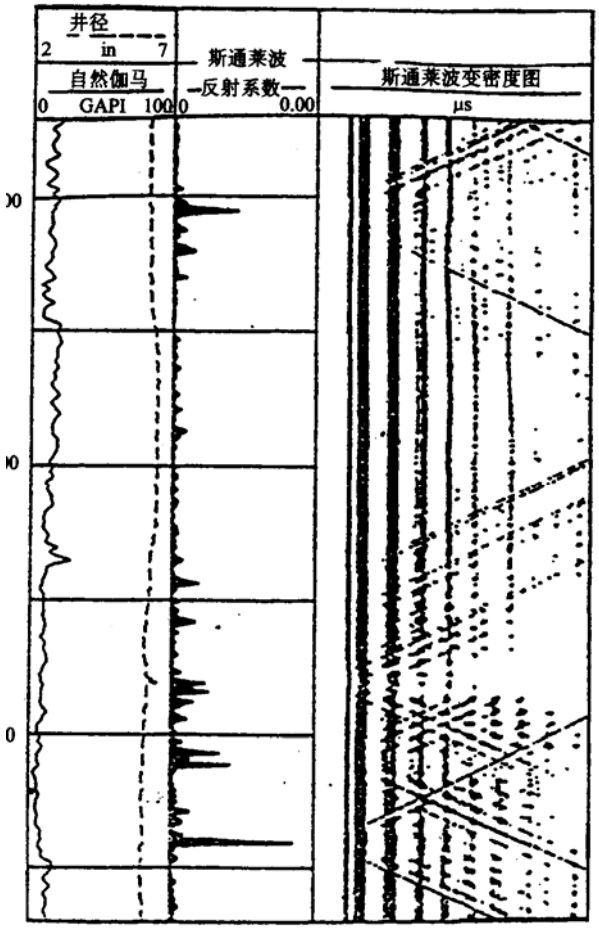


图 3-39　用斯通莱波反射波划分裂缝带

第四章　测井层序地层分析

近年来，层序地层学获得了突飞猛进的发展，从根本上改变了地层对比的观念和原则。层序地层学建立了一整套概念体系与技术支撑体系。其思想精华表现为综合利用露头、岩心、测井和地震资料进行地层空间构型分析与准层序叠置样式研究。地震地层技术是层序地层学发展的基础，地震方法识别出的地层界面被认为具有等时性意义，可以用来建立等时性地层格架。因此，利用地震资料进行地层划分与对比的地震地层学发展很快。相比之下利用测井信息进行层序地层学研究则很少。当前，层序地层学正朝着高分辨率方向发展，而地震资料的分辨率已不能满足实际需要。测井信息的分辨率远高于地震资料的分辨率。测井与地震、生物地层及同位素测年资料结合可以建立高分辨率的年代层序地层框架。具体地讲测井资料在层序地层学研究中的作用在于：

(1)测井资料在纵向上有极高的分辨率。特别是高分辨率地层倾角 HDT 资料可用于研究地层产状和宏观沉积特征及构造特征，双地层倾角 SHDT 测井资料可用于研究储层内部岩性和沉积相特征，分析不整合特征。另外，成像测井有更高的分辨率，可分析沉积地层的沉积属性。

(2)引入测井资料使地层的纵向划分和横向对比定量化。在纵向上，使用测井资料可高精度、连续地、定量进行全井段地层的分析，反映垂向地层的堆叠型式；在横向上，测井曲线定量反映地层的特征有利于横向地层对比，分析地层侧向加积过程和形态。

(3)由岩心刻度测井、测井标定地震剖面，建立二维、三维地质体的形态。

(4)选择具有不同探测深度的测井曲线，建立相应的曲线形态，分析沉积环境和沉积层序。

第一节　层序的概念及其测井特征

根据 Haq(1988)和 Van Wagoner (1990)等的观点，层序可分为九级。较小级别的自旋回单元，如鲍玛序列、河流沉积韵律层、决口扇沉积序列和各种层理等，沉积动力学主要根据环境能量变化，对其成因已经有了合理的解释；岩相古地理学通过建立相模式，描述了它们在空间上的分布特点。故较小级别的地层单元应属于沉积学的研究对象。大级别的地层单元的成因，根据地球动力学条件变化解释比较合理，而这是构造地质学的研究任务。层序地层学的关键思路之一，就是根据沉积空间增长速度与沉积物供给速度的关系分析层序的基本特

征，这一思路适合于分析研究中等级别的地层单元，所以层序地层学的重点研究对象应当是层序、准层序组和准层序(也可叫作副层序组和副层序，下文同)等中等级别的异旋回单元。

一、准层序

1.准层序的概念

准层序是一套以海水洪泛面或者与其可对比的界面为界的、相对整合的、彼此有成因联系的地层或地层组。准层序由层组、层、纹层组和纹层组成。陆相沉积的准层序是以沉积间断或小的湖侵面为界的一套地层组。

2.准层序的特征

按层序地层学观点，准层序发育初期沉积空间突然增大，也就是说准层序边界是一个沉积空间突变面(亦即一个沉积间断面)。Waither 相律指出：“只有那些成因相近且横向上紧密相邻而发育的相才能在垂向上依次叠覆出现而没有间断。”反过来说，如果横向上不可能紧密相邻发育着的两种相，因环境快速变化而在纵向上叠覆出现，则这两种沉积物之间的接触面就是沉积间断面。实际上，在很多例子中，井距相隔数公里的各井之间湖相泥岩和海相泥岩是可对比的，这一现象也说明了这种研究思路的正确性。

如图 4-1 所示，准层序边界之上沉积空间突然增加($\Delta V_a >> \Delta V_{ss}$)，使 F1 相(如湖相泥岩)分布范围向源快速迁移越过 F2 相(如三角洲相)原先的分布范围，在近源部分直接覆盖在 F3 相(如河流相)之上，形成沉积间断。但是，在实际应用中单纯依据界面上下相类型判断接触关系能识别出的沉积间断是有限的，以沉积间断进行全井段准层序级划分几乎没有可能。所以，通常根据相序组合关系划分准层序，把纵向上沉积相演变趋势相同的多个砂岩和泥岩层的组合作为一套准层序，而准层序边界是相序演变趋势的不连续面。

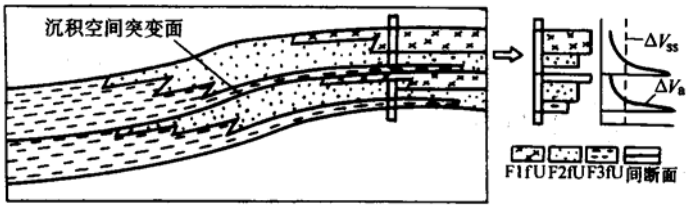


图 4-1　沉积相快速迁移与沉积空间突变面

有三种沉积机制形成准层序边界。第一种机制是水深相对快速增加；第二种机制是海平面相对快速上升；第三种机制是海平面升降。

大多数准层序是进积的，即时代越来越新的砂岩层组的远端是在越来越朝盆地深处的方向沉积下来的。这种沉积型式造成了向上变浅的沉积相组合。也有一些准层序是加积或退积

的，这与构造背景和沉积环境有关。

二、准层序组

1.准层序组的概念

准层序组是具有清晰叠加模式的一组有成因联系的准层序序列(Van Wagoner 等，1990)。一般以明显的海水洪泛面或与其可对比的界面形成的。在一定的沉积条件下，准层序边界与准层序组边界可以和层序边界一致。

2.准层序组的类型

按准层序组中准层序的堆叠型式可以把准层序组分为进积的、退积的和加积的三种准层序组，具体取决于沉积空间增长速度与沉积物供给速度的比值。图 4-2 显示了这些堆叠型式。在进积准层序组中，越朝盆地方向前进，沉积下来的准层序的时代越新。总的来说，沉积物供给速度大于沉积空间增长速度。在退积准层序组中，越朝物源方向前进，沉积下来的准层序的时代越新，呈后退型式。虽然退积准层序组中每一个准层序是进积的，但准层序组向上变深，呈“海进型式”。总的来说，沉积物供给速度小于沉积空间增长速度。在加积准层序组中，准层序越靠上，其时代越新，中间没有明显的侧向移动。总的来说，沉积物供给速度接近于沉积空间增长速度。

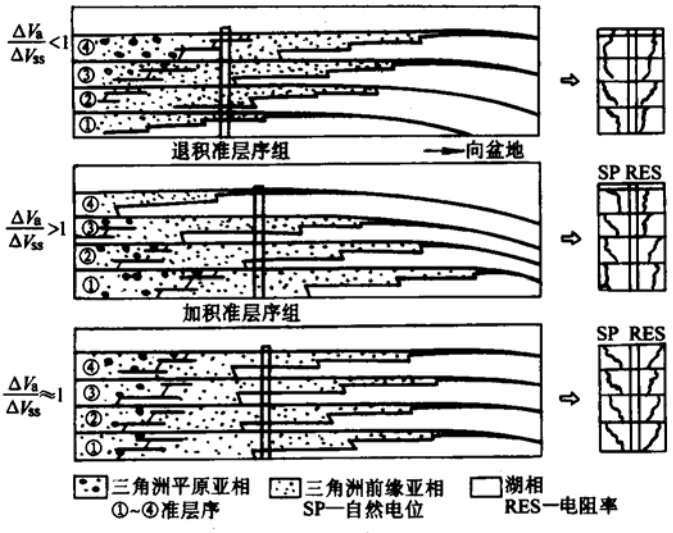


图 4-2 准层序组分类模式图

3.准层序组的特征

在进积准层序组中，时代越新的准层序所含的砂岩层，其沉积孔隙度越高、砂泥比越小、电阻率越大，浅海到海岸平原环境沉积的岩石所占比例越大。井剖面从时代最新的准层序可以全部由在海岸平原环境中沉积的岩石组成。此外，准层序组中时代较新的准层序的厚度一般比时代较老的准层序的厚度大。

在退积准层序组中，与下伏准层序相比，时代越新的准层序所含的页岩或泥岩越多、孔隙度越小、电阻率越小，在较深海环境如下滨面、三角洲前缘或陆架上沉积的岩石所占比例越大。准层序组中时代最新的准层序通常全部由在陆架上沉积的岩石组成。此外，准层序组中时代较新的准层序的厚度多半比时代较老的准层序的厚度小。

在加积准层序组中，各层序组的沉积相、厚度和砂泥比没有太太变化，准层序组间测井曲线变化平稳，如图 4-3 所示。

三、层序和体系域

层序是层序地层学分析的基本地层单位。所谓层序就是一套以不整合或与其可对比的整合为界的、相对整合的、彼此有成因联系的地层组合。不整合是地层序列中两套之间的一种不协调关系。不协调的接触关系意味着不整合之下的地层形成之后可能经历褶皱、断裂、上升和剥蚀等地质作用，而后又重新接受沉积，形成不整合面之上的地层。不整合代表地层记录的重要间断或缺失。

层序边界是由于海平面相对下降形成的。准层序和层序组是层序的结构单元。

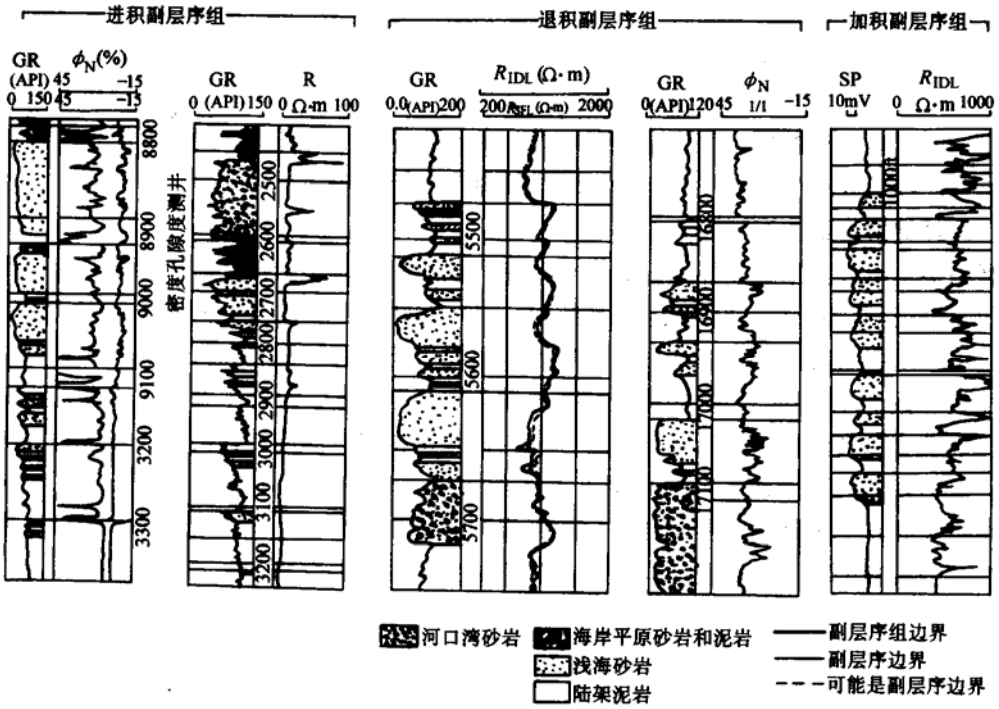


图 4-3 准层序组的测井响应

第二节　层序地层的界面特征及识别

层序地层分析的关键在于不同级别界面的识别。利用测井信息能够识别具有等时地层格

架特征的不整合面、海泛面与侵蚀面。层序界面类型十分复杂，在海、陆相盆地中层序界面特征存在较大差异。海相盆地中层序边界主要是大面积暴露的陆棚、深切谷、侵蚀作用面及相带向盆地方向的大幅度迁移，海相盆地中的凝缩层为最大海泛期形成的分布面积大、层位稳定的薄层泥岩及石灰岩等远洋沉积；而陆相盆地中凝缩层一般为厚层湖相暗色纯泥岩，且经常发育含煤沉积。也就是说，不同类型层序界面对应不同的测井响应。

一、层序边界

在地震剖面上，层序边界表现为海岸上超点向下迁移和岩相向盆地方向的迁移。单井中层序边界的识别标志主要有侵蚀面、土壤层(根土层)、深切谷、补给水道和深水浊积等海底侵蚀。深切谷是层序边界在陆棚区的特征标志，在测井曲线上有明显响应，通常表现为突变的侵蚀基底和块状的自然电位形态。深切谷在连井剖面上可以更容易且准确地进行识别。区域性不整合是层序边界的根本性质。高分辨率地层倾角测井可以直接识别不整合面。多井的地层倾角资料有助于判断广泛分布的不整合面的存在。成像测井提供了更为精确的不整合面分辨方法。层序边界通常也是岩性突变界面，界面两侧的岩性差异在大多数测井曲线上都有显著的响应。曲线形态分析表明，它往往对应一个稳定的突变界面。

二、准层序边界(海泛面)

海泛面作为准层序边界，反映了水深突然增加事件。海泛面识别要综合以下因素：岩性突变、层厚突然增加或减少、可能的冲刷与侵蚀、层面附近出现丰富的海绿石、磷灰石、黄铁矿等自生矿物、生物扰动现象向下突然增加或减少。准层序是一个向上变粗的粒序组合。准层序内的岩性与厚度变化在常规测井中都有显示，可以通过岩性测井与曲线形态分析来确定。地球化学测井和成像测井能够识别海绿石和生物扰动的存在。不同的准层序组类型在测井曲线上的响应也有差异。前积准层序组为一向上变粗的电相组合；加积准层序组为一箱状电相组合；退积准层序组为一向上变细的电相组合(图 4-2)。

三、凝缩层(最大海泛面)

凝缩层是海侵体系域顶界的标志。它是在沉积速率大大小于相对海平面上升速率条件下形成的。极低的陆源沉积物供给速率导致形成了一些特殊岩石类型：薄层泥灰岩层组、薄层灰岩层组、海绿石层组、磷酸盐岩、薄层粉砂质泥岩及“热”泥岩和富含有机质泥岩。凝缩层往往只有数十厘米厚，通常靠高分辨率地球化学测井识别。凝缩层在常规测井上也有显著响应，表现为高自然伽马、低自然电位和高的铀含量特征。不同岩性的测井响应存在一定的差异。薄层钙质泥页岩或石灰岩在测井曲线上为低自然电位、高电阻率、高密度和高声速层，常呈尖峰状：较纯的海相泥岩、湖相泥岩则为低自然电位、低电阻率层。另外，由测井曲线

形态分析表明，凝缩层位于向上变细的测井响应到向上变粗的测井响应的转折点处。

第三节　测井层序地层分析方法

一、一般工作流程

研究表明，测井分析主要用于地震地层、生物地层所建立的等时地层格架内的准层序与体系域的识别。通过单井层序分析、界面特征提取和层序界面识别，然后在过井地震剖面上利用经岩心刻度的测井资料进一步识别准层序与体系域。所以，测井层序地层学分析流程如下：

1.测井一地震一生物等时地层格架的建立

层序地层分析是建立在等时地层格架基础上的。地震地层分析可以识别出具有等时界面意义的层序边界。海岸上超点向盆地方向转移的现象可以准确地识别层序边界。高分辨率测井资料可以在地震地层框架内进行准层序、准层序组(进积型、加积型、退积型)的划分与体系域的识别。根据古生物资料和其他年代测定方法，确定层序地层格架的年代，将岩石地层单元转换为时间地层单元。

2.识别层序边界

层序边界在测井曲线上通常有明显的响应，一般表现为突变性界面。单井岩相分析中的岩性突变界面的标志。沉积倾向关键剖面上的多井对比显示的区域性稳定界面特征也是层序边界的必要条件。该界面应能够在全盆地内进行对比。高分辨率地层倾角测井、井下电视与微电阻率扫描成像方法能够有效地识别不整合的存在。侵蚀面在大多数测井曲线上都有较好的响应。

3.研究区测井一地质岩相知识库的建立

研究区出现的岩石类型存在地区性差异，不同的岩性与流体性质将导致不同的测井响应。首先要建立完整的测井一地质岩相资料库，实现地质资料与测井资料的勾通。岩石类型与测井曲线特征间的关系是正确进行层序地层分析的基础，测井一岩相知识库提供了在测井曲线上识别岩石类型的基本准则。

4.关键井的岩相识别、重建岩相序列

通过测井曲线与标准岩性库的比较分析可以有效地识别岩性。单井分析能够建立由下至上的垂向岩相序列。测井曲线上由细变粗的特征可以作为准层序的识别标志。关键井一般为取心井，应利用岩心资料对测井解释岩相进行标定。

5.建立多井关键性剖面

沿主要三角洲沉积中心和三角洲间地区建立沉积倾向剖面；沿各条倾向剖面中部，建立

沉积走向剖面。沉积走向剖面的选择应尽量避开冲积扇、河流相和大陆坡、盆地平原相，而以砂泥比适中的三角洲前缘相和陆棚相为好。

6.预测油气分布

层序地层不同单元的平面分布对盆地分析具有重要意义，可以根据层序地层的体系域的分布特征，预测油气的垂向组合。特别是在湖相盆地中，确定与最大洪水面相伴随的湖相泥岩区域的连续性与各项生油指标，有着十分重要的意义。因为这些湖相泥岩是最主要的区域盖层与生油岩。另一方面，就是根据几何体系域的分布，预测油气聚集带。最后根据解释的沉积体系预测油气圈闭类型。

二、单井测井层序地层分析方法

1.测井资料预处理

测井资料的预处理包括曲线编辑、环境校正、深度校正、滤波及归一化等。环境校正是指对井眼条件、钻井液侵入及仪器偏心等非地质因素的校正。深度校正是为了保证每次下井所得到的资料深度取齐。选择一条特征明显的曲线，确定其他曲线的深度错动，并用深度校正程序完成校正，使各曲线反映的地层边界位置一致。

滤波是为了尽量消除曲线上的毛刺、噪声干扰及其他原因造成的曲线抖动和跳动，可用小波变换方法来完成。

归一化是为了使各测井量的量纲统一起来。有时由于个别资料点的畸变(过大或过小)，标准化后会使某些测井曲线的值趋于零，所以归一化所用的最大值和最小值是平均值加上和减去 2~3 倍方差。

2.沉积旋回分析

沉积旋回是沉积地层成因的一种反映。大家都认为这样一个存在的事实，即地层中包含着多级次的旋回，从冲刷面到盆地范围内的不整合事实上都是大小不同的沉积间断点。因此对地层不同级次的旋回得到清楚的认识，对层序的划分和分析是至关重要的。常规的测井旋回分析主要是靠人对测井曲线形态、形状、幅度等变化趋势观察，定性分析旋回级次及嵌套。可选用马尔科夫链型和地层垒积方法分析地层沉积旋回。一般来说，马尔科夫链型分析适用于大级别的旋回分析。它不考虑地层厚度的变化，只反映地层界面的转移趋势，属于半定量分析。地层垒积分析把不同岩性地层编号且考虑地层厚度，以垒积的地层层数为变量计算个岩性百分比、重心及重心两侧分布范围，分析沉积旋回。

3.沉积间断点识别

除了上面的旋回分析外，还用地层累计倾角交会图、测井相态分维识别小的不整合面和

沉积间断点。

图 4-4 表示了测井层序地层分析的工作流程。

三、测井曲线变化趋势的数学分析

在没有断层或倒转的层系中，任何测井曲线的深度轴都是地质时代的某种单调函数。因

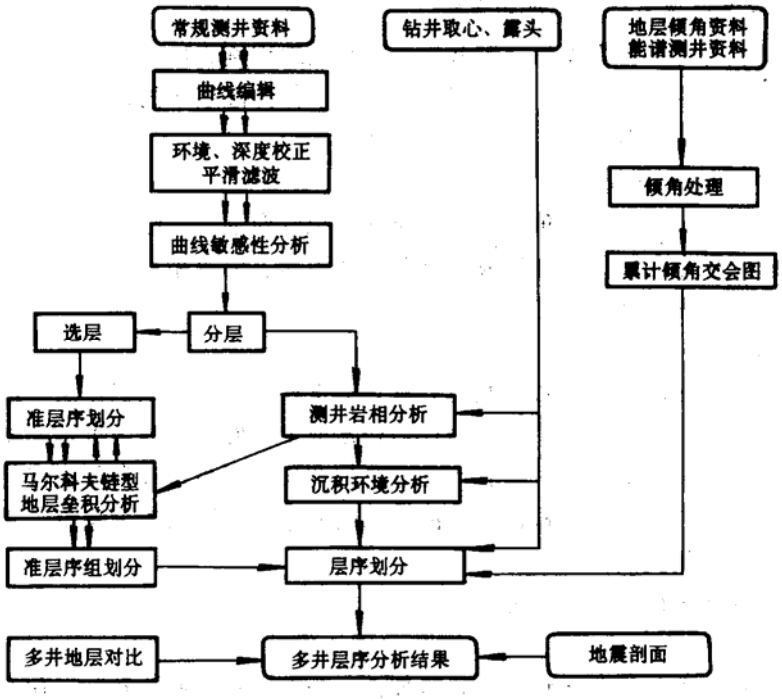


图 4-4 测井层序地层分析流程

此，多数测井曲线是地质变化的时间序列的自然表示。近几时年来，在研究利用测井曲线自动分层、井间对比及沉积周期的分析方面常常利用时间序列分析、富里叶分析、频谱分析、小波分析等数学方法。

1.测井数据的时间序列分析

1)测井曲线长期趋势的多项式分析

对于波动起伏的数据的时间序列常用时间的多项式拟合，以便把长期趋势和局部波动区分开来。假设我们把一条测井曲线(如自然伽马)看作代表岩性(GR 值)随地质时代(深度)的函数。我们就可以用一个多项式把这个复杂的函数拟合成一个单调函数。其中：

一次多项式形式：

$$\hat{c} = a_0 + a_1 d$$

表示测井曲线趋势值$\hat{c}$与深度d是线性关系。

二次多项式形式：

$$\hat{c} = a_0 + a_1 d + a_2 d^2$$

表示测井曲线趋势值$\hat{c}$与深度d是抛物线关系，即存在一个极大值及一个极小值。

n 次多项式形式：

$$\hat{c} = a_0 + a_1 d + \cdots + a_2 d^2$$

将有(n 一 1)个极值和(n-2)个拐点，分别代表峰、谷和分界面。

拟合采用最小二乘法。对拟合函数进行微分运算，找出拐点也就等于找到了分界点，按拟合曲线的斜率变化划分地层的旋回类型。适用条件是没有断层的剖面部分。

大量统计证明，对于一般沉积岩剖面的自然伽马和自然电位曲线的多项式拟合，以四次项为好，再高对分层及趋势分析没有多大意义。

2)短趋势的多项式滤波

所谓短趋势的多项式滤波，一般是指均权的滑动平均计算。对地层学研究来说一般采用 5ft 的窗长对曲线求平均，可以筛去厚度为半个窗长的地层的影响，而保证了范围比较大的那些变化。这种平滑处理过程一般称为滤波处理，这种滤波器又叫褶积滤波器。主要用于曲线局部趋势的拟合。

2.循环组分的富里叶分析

在岩性纵向排列上出现旋回、韵律和重复层系的地方，测井曲线能反映出循环特征。循环组分的信号分析，一般是由富里叶分析来解决，它把“时间域”上的变化转化成“频率域“的频谱显示。这个数学处理过程，同三棱镜将白光分解成具有不同频率的各种颜色所组成的光谱相似。富里叶分析的条件之一是，输入数据应该是稳定的(没有长期偏移或趋势)。数据拟合的总体四次多项式函数，代表长期的变化，而剩余部分保存了短期波动信息，并且是相当稳定的。

从原始数据中减去多项式趋势，便分离出同较短期的相变化有关的剩余变化。推测剩余部分的模式是否是随机的，或者是否可以用某种周期成分来表示，是很有意义的。随机性意味着单个地层代表偶然的局部相波动，这种局部波动总体上是从属于非正式分层划出的相带的主体变化。相反地，系统的周期性成分将意味沉积相控制因素的周期性机制。

将剩余变化进行富里叶变换，可以作出以谐波频率为横坐标、以功率(幅度变化)为纵坐标绘制的测井曲线功率谱图。

功率谱明显地表现出，非正式的地层分层中相单元交替变更的周期性结构。分层可能表示区域性相带的变动，这种变化是海平面的升降或陆台的沉降等某种过程的结果。内部循环

模式的存在，表明这些过程不是突变的事件，而是连续和波动的。根据这种解释，在区域上可以对比的单元是代表主要的海侵或海退相，中间混杂一些小的相反的相，而整个过程具有明显的循环特征 o

四、测井曲线马尔科夫周期分析与应用

马尔科夫周期是前南斯拉夫塞尔维亚人马尔科夫于 1920 年证明的天文周期，即地球轨道的岁差、地轴斜率及偏心率周期。岁差(近日点的变化)变化周期为 1.9 和 2.1 万年，地轴斜率(又称斜度，指黄赤交角)周期为 4.1 万年，偏心率(指地球轨道由近圆到椭圆再到近圆的变化)主要周期分别为 41.3 万年，12.5 万年和 9.5 万年。如图 4-5 所示是马尔科夫周期图。

这些周期影响到气候，并通过气候影响到沉积物供应，沉积水体的大小(可容纳空间，层序地层学概念，P．Rvail，1987)。并以岩性、岩相、单层厚度、物性的变化记录在地层中，这些周期变化规律会相应地体现在地球物理测井中。设计一定的数据处理系统就可以提取这种周期信号。可以说马尔科夫周期是一类记录在地层中的“时钟”，是一种地层剖面中的不变量。

通过适当的深度窗滤波，进行 FFT 功率谱或最大精谱计算并分析谱峰形态与谱峰结构，就可得出沉积速率定性描述，并计算沉积速率。如图 4-6 是根据 Rilm 曲线计算的最大熵谱结果，图 4 一 7 是据此计算的沉积速率。

经与钻井结果的岩性、岩相对比，沉积速率的计算已被证实是合理的，这就为研究沉积演化，为地层模拟等提供了定量的依据。

另外，改变这种处理分析方法中的参数可分析出测井曲线中的其他周期变化规律。

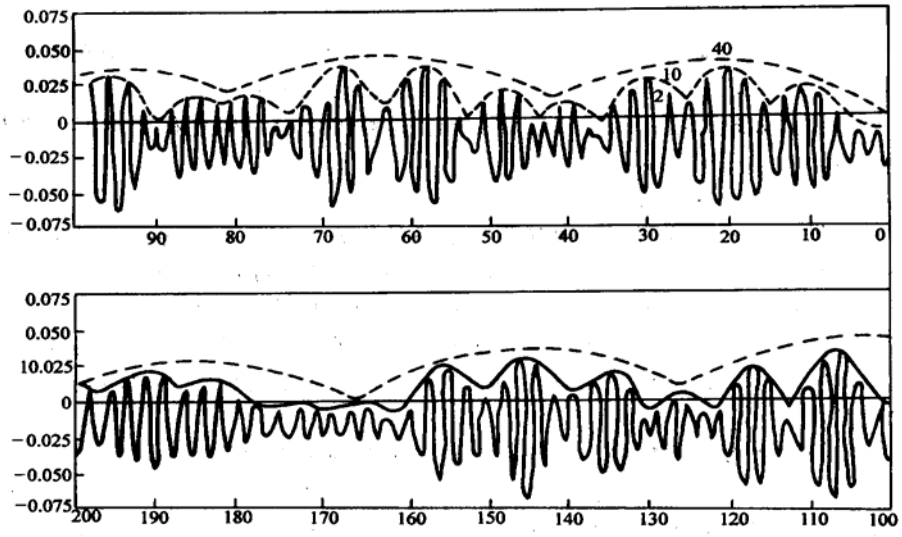


图 4-5 主要马尔科夫周期变化曲线（据 Broecher，1972）

五、测井曲线马尔科夫链旋回分析

任何一个地质过程都是十分复杂的，既受某些确定性的地质因素的控制，也受某些随机性的地质因素支配。也就是说，复杂的地质过程都应当是确定性与随机性两种过程在时间、空间上不同层次的复合过程。马尔科夫链型作为一种随机模型是研究地层沉积层序较好的方法。

1.离散马尔科夫链和转移概率矩阵

设 $x=\{x_n, n=0,1,\cdots\}$ 是定义在($\Omega,\Gamma,$P)上的离散参数的随机过程，其状态空间 S 为可列集或有限集，如果 x 具有下式定义的马尔科夫性(无后性)，即对任意的非负整数 n，及任意的状态旬 i_0， i_1， $\cdots i_{n+1}$ 只要 P($x_0=i_0, x_1, \cdots x_n=i_n$)>0，总有

$$P(x_{n+1}=i_{n+1} \mid x_0=i_0, \cdots x_n=i_n)=P(x_{n+1}=i_{n+1} \mid x_n=i_n)$$

成立，则称 x 为离散参数的马尔科夫链。

设 x ={ x_n ， $n=0,1,\cdots$ } 是马氏链，其状态空间 S 不妨取为{1，2，… } 或{1，2，…，N}， x 在时刻 n 处于 i 状态的条件下，经过 m 步转移，在时刻 $n+m$ 到达 j 状态的条件概率 $P(x_{n+m}=j \mid x_n=i)$ 称为 x 的 m 步转移概率记为 $P_{ij}(n,n+m)$ 或 $nP_{ij}^{(m)}$，以 $nP_{ij}^{(m)}(i,j\in S)$ 作为第 i 行第 j 列的元素排成的矩阵 $nP^{(m)}=\left[nP_{ij}^{m}\right]$ 称为 x 的 m 步转移概率矩阵。

2.遍历定理与极限概率

马尔科夫链的直观意义是：系统无论从哪个状态 E_i 出发，当转移步数 t 充分大后，它到达状态 E_j 的概率是一个不随时间变化的常数 P_j。也就是说，无论初始状态如何，经过若干步转移后，都将处于平衡状态。因而反过来，当 t 充分大时，可用 P_j 作为 $P_{ij}^{(t)}$ 的接近值。这样，便可解决当很大时高阶转移概率计算问题。 P_j 称为马尔科夫链的极限概率，而遍历性的中心问题是要确定在什么样的条件下，转移概率的极限才是存在的，极限概率是否构成一个概率分布，以及如何计算极限概率 P_j。

遍历性定理是指对于有限状态的马尔科夫链，若存在一个正整数 S，使得 $P_{ij}^{(s)}>0$ 对于任何 $i,j=1,2,\cdots,m$ 都成立，那么：

$$\lim_{n\to\infty} P_{ij}^{(n)}=P_j$$

存在，并且与i无关。上式中的 $\{P_1, P_2, \cdots; P_m\}$是方程组

$$P_j = \sum_{i=1}^{m} P_i P_{ij}^{(1)} \qquad j = 1，2，3，\cdots，m$$

在满足条件

$$P_j > 0, \sum_{j=1}^{m} P_j = 1$$

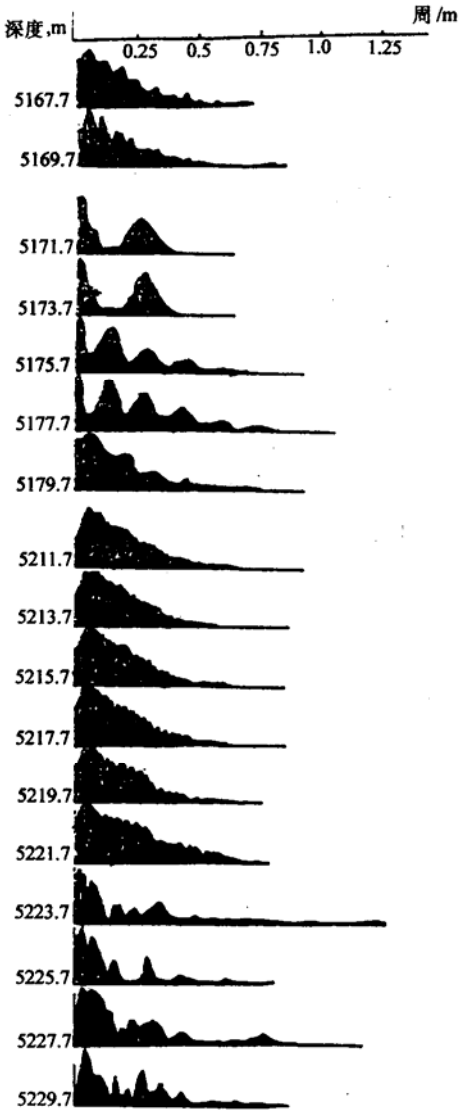


图 4-6 最大熵谱计算结果

选自新疆塔里木某井，李庆谋 1994

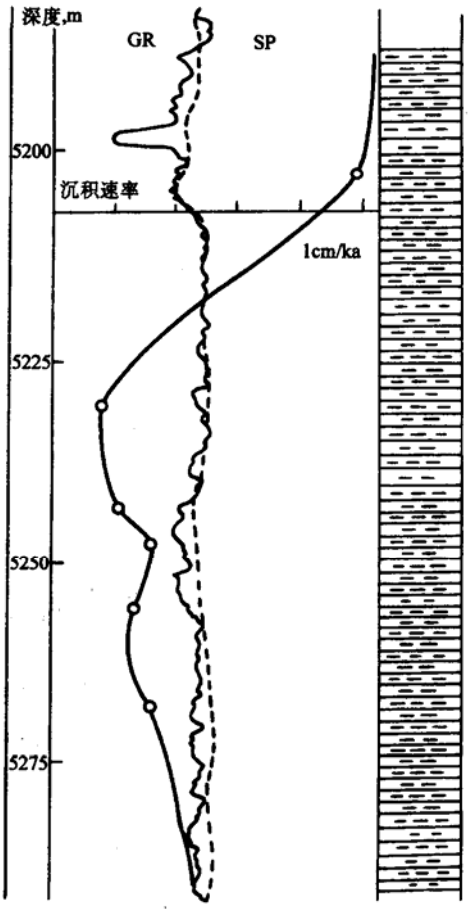


图 4-7 沉积速率计算结果

选自新疆塔里木北部某井，李庆谋，1994

时的唯一解。

3.马尔科夫链型研究沉积旋回的方法及应用

1)直接利用矩阵 P 简化旋回模式

根据遍历性定理，由频数矩阵计算出剖面的极限概率，以最大概率为初始状态可获得剖面的主要旋回模式，同时也可得到剖面内各岩性的(层数)百分比。若在准层序内分别计算其极限概率，则可以在纵向分析准层序的沉积特征，进而作为确定准层序边界的依据之一。

如 TZ402 井 3229~3386m 井段岩性有石灰岩、煤岩、泥岩、砂质泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩和砂砾岩，所对应的极限概率为(0.139，0.052，0.362，0.1068，0.0767，0.0789，0.1550，0.0295)，可见此剖面岩性从泥岩、细砂岩、石灰岩、砂质泥岩、……到砂砾岩依次减少。另外，根据概率转移矩阵可得到此剖面的主要旋回模式为：砂岩→细砂岩→粉砂岩→泥岩。

2)利用精图确定岩相序列的旋回类型

熵在数学中通常用作不确定性的度量，也可引用它来研究沉积旋回的类型，定义：

$$E_i^{POST} = -\sum P_{ij} \log_2 P_{ij}$$

为后熵。

$$E_i^{POST} = -\sum P_{ij} - \log_2 q_{ij}$$

为前熵，其中 Q2=｛q_{ij}｝称为向下转移概率矩阵。

熵 E_i^{POST} 、E_i^{pre} 值的大小表示岩性 i 后继和居前状态的不确定性。

当 E_i^{POST} =0，状态 i 具有确定的后继状态 j 。因这时必有一个 P_{ij} 为 1 而其他项为 0。同理，若 E_i^{pre} =0，表示岩性的居前岩性是确定的。

若 E_i^{POST} 较小，说明岩性 i 的继后岩性比较确定，对继后岩性有比较强的控制能力，若 E_i^{pre} 较小，说明岩性 i 的继前岩性比较确定，它较多地受继前岩性的控制。

一般概率转移矩阵从左到右及从上到下，岩性代码所代表的岩性依次变粗，那么，该矩阵的上三角阵元素 up 表示在该地层中从下到上岩性由细变粗的概率；同理下三角阵元素之和 down 表示从下到上岩性由粗变细的概率。给定两个值 α 和 β

(1)若 up/down< α，则该地层呈正旋回；

(2)若 down/up< α，则该地层呈反旋回；

(3)若 α ≤up/down<1 或 α ≤down/up<1，同时| $E_i^{POST} - E_i^{pre}$ |≤ β，则该层段为完全对称旋

回；否则若$|E_i^{POST} - E_i^{pre}| > \beta$，则该层段为非完全对称旋回。

如 TZ402 井 3229~3386m 井段(取 α =0.5， β =0)，up=2.73，down=4.76，则 up/l down=0.574>0.5，且$|E_i^{POST} - E_i^{pre}| > \beta = 0$，所以该井段为一非完全对称旋回。

六、沉积层序的分形特征研究

1.分形的概念

简单地说，分形的特点是无特征尺度(即存在标度不变性)，但有自相似性。

2.分数维的计算

1)根据测度关系的计算法

其基本原理是：改变观测的范围(一维尺度 r)，测得某个量(如 M)随 r 变化的关系 M(r)，若能满足下式：

$$M(r) \propto r^D$$

则认为 M 分布的维数是 D。

考虑以某些测井量为坐标，对某一井段考查测井量构成的空间分布，认为点子分布状态(位置、稀疏程度等)反映了某些沉积特征。若以某点为中心、以度量 r 为半径作球面，很明显在一定范围(标度区)内，球内的某个量 M(r)（密度或点数)随 r 增大而增大。假定此时 r 和 M(r)的关系满足上式，则此时的 D 值定义为该井段的测度分维。这种方法适合于多条测井曲线求分维。

2)时间序列的关联维计算

对单变量的时间(空间)序列，定义关联维来度量其吸引子结构。

3.分数维的应用

1)确定岩性

不同的岩石和岩石组合的成因不同，后期变化也有差别，因而岩层内部的结构不同，造成不同的分数维值，可以根据分数维值的分布范围定性确定岩石类型。一般来说，厚层砂岩 D 值为 1.5~1.8，砂岩、泥质砂岩层的 D 值在 2~3 之间，石灰岩地层的分维值范围是 1.3~2.2，若含有泥质分维值还会偏高一些。表 4-1 是用分维判断岩性的一个例子，数据取自 TZ401 井。

表 4-1 中关联维用 GR 计算，D 表示分维，A 表示无标度区直线段在标度函数轴的截距。应用中发现，对厚度较大的纯地层应用效果好，对有夹层和含泥质地层可能出现误判。实际上对很薄的地层不能用这种方法计算分维。

表 4-1 分维判断岩性实例

井段		关联分维		分维	ANN	取心
起始深度 m	终止深度 m	*D*	*A*	岩性	岩性	岩性
3367.0	3372.5	1.741	3.556	砂岩	15	15
3372.5	3380.0	1.515	3.268	砂岩	15	7+15
3399.0	3415.0	2.662	5.632	泥岩	7	7
3427.0	3432.0	1.495	2.843	砂岩	15	15
3432.0	3442.0	2.101	3.655	泥质砂岩	14	1+14+15
3442.0	3449.0	1.243	3.587	砂岩	20	20
3590.0	3502.0	2.507	4.874	泥岩	7	7
3502.0	3518.0	1.018	3.802	砂岩	1	1

注：岩性代码如下：1—石灰岩；7—泥岩；14—粉砂岩；15—砂岩；20—砂砾岩

2)分析地层沉积序列

用测度分维来分析沉积序列。首先，对测井资料作敏感性分析，选择对沉积序列敏感的几条测井曲线。然后，采用滑动窗口(选择某一大小的窗长)的方法，计算窗口内的测度分维。从理论上讲，测度分维反映的是地层沉积时水动力条件和沉积环境等及其变化的急剧程度，当然也包括一些其他因素的影响，如所选曲线对沉积环境的敏感程度、构造背景及成岩后期地质作用等。对沉积环境变化小和相对深水稳定水动力条件，沉积地层相对均匀，相应的测井相相对集中，测度分维有较小值。反之，当沉积环境变化大及水深相对变浅，水动力条件多变沉积的地层，相应的测井相相对分散，此时有相对较大的测度分维。根据准层序的概念，在海水洪泛面(或湖侵)所界定的一套地层组内，进积准层序由下问积环境变浅，作者认为这可与测度分维向上变大周期相比。对退积准层序则正好相反。对连续滑动窗口计算的分维进行分析对比，可以进行沉积间断及准层序界面识别。

图 4-8(a、b)是用不同窗长计算的测度分维(TZ401)，图 4-8a 和图 4-8b 的窗长分别为 16、32。从图中看到，3697m 是一异常点，在小窗长为“整体”极大，上下都相对平稳，说明可能是一较大的间断点。岩相分析结果表明，此界面之下为纯净砂岩(所谓的东河砂岩)，界面之上为杂色含砾砂岩，粒度变粗，从前滨相突变为潮沙三角洲相，因此有人认为东河砂岩为一套层序，且把上部的杂色砂岩与东河砂岩分开。可见从测井曲线的测度分维可能反映地层的层序界面特征。

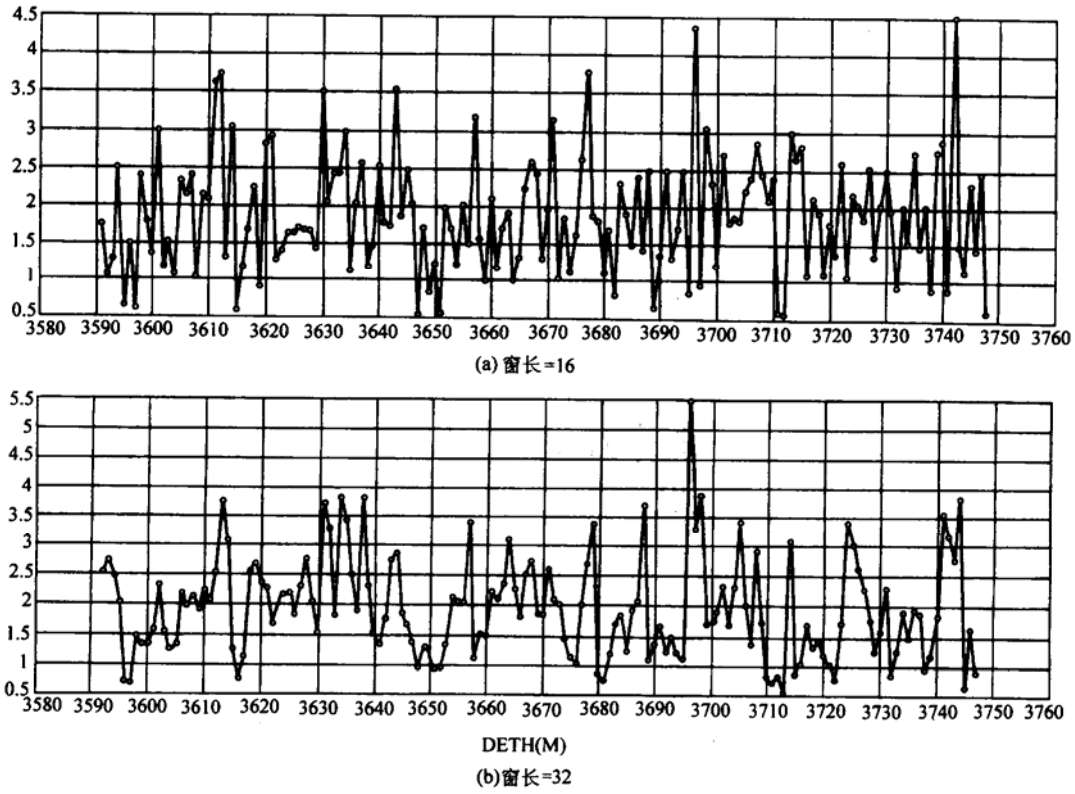


图 4-8 测井曲线测度分维

第四节应用实例

一、单井测井层序处理实例

1.工区地质背景

研究工区位于塔里木盆地中央隆起中部，地质时期为晚古生界石炭系。塔里木盆地晚古生界由于受加里东运动等影响，其沉积环境逐渐由海相向海陆过渡相、陆相转化，这个时期是塔里木沉积史上的过渡期，泥盆纪时盆地东部抬升，海盆开始关闭，海域范围已缩小，可能局部地区通过海峡与外海连接，盆地西部则与外海相连。盆地北东、东东南三个方向可能上升为陆地，并向盆地提供陆源碎屑物质，沉积物为海相碎屑岩，受时间推移，盆地周边不断剥蚀夷平，向盆地内充填沉积物，并受早海西运动影响，地形抬升，至晚泥盆系盆地内发青河流沉积。石炭系时复又海进，是塔里木盆地第二次大的海侵期，海水由西向东向盆地内侵进，沉积物层层超覆，在总体海进的大背景下又出现了三个旋回性海退层序，直至晚古生代末期的晚二叠纪晚期海西运动使塔里木盆地总体抬升为陆地，海水从西部逐渐退出，因此，晚二叠系早期西部仍为海相沉积，而东部晚二叠系全为陆相沉积，从中生界开始塔里木盆地真正成为一个内陆盆地。

石炭系盆地内除塔北隆起和东部一部分地区没有外，其他地区都有石炭系分布。地层分布总体是东薄西厚，由东向西倾斜。塔里木盆地内石炭系自上而下可以分为八个岩性段，分别属于三个层序。这八个岩性段及三个层序在整个盆地内基本可对比，它们是海平面变化、区域构造变动、物源供给和气候变化等因素共同影响的结果，沉积相的变化使不同地区垂向上沉积特征有所变化，但总体上有规律可循。

根据塔里木勘探开发指挥部研究中心资料，石炭系地层第 1 岩性段属于小海子组，第 2 岩性段跨小海子组卡拉沙依组，第 3 岩性段为卡拉沙依组，第 4~8 岩性段属于巴楚组。

2.处理方法及步骤

应用前面介绍的方法原理处理了塔中地区四口井实际测井资料。划分层序就是识别不整合面，要识别不整合面可以从以下两个方面人手：即层序的界面特征，考虑层序的界面特征，用累计倾角交会图确定可能的不整合，不整合面在累计倾角交会图上表现为准直线的反射点，这种方法的优点在于它可以消除所有倾角中不规则模式的趋势，而且能突出那些细微变化，即使在倾角变化小于 1°的情况下也有可能。另外，测井曲线的截然变化及基线突变也可能是不整合的表现，实际上这些突变都可能是沉积环境的截然突变所引起的。考虑层序的内部特征需要分析层序内部的变化趋势。对测井曲线而言，分析其趋势变化可以确定不同级别的旋回。从前面介绍的分形理论，我们知道测井曲线的分维从总体上反映了多条曲线的综合特征，因此测井曲线的分维变化趋势是分析层序内部特征的重要依据。综上所述，只有将层序界面和内部特征结合起来才能有效地划分层序。

处理步骤：

(1)对测井曲线作预处理；

(2)测井相分析；

(3)用测井资料识别沉积环境；

(4)沉积旋回分析；

(5)计算测井曲线的分维；

(6)倾角资料处理，作累计倾角交会图；

(7)利用测井相识别结果求地层累计结构参数；

(8)地层对比；

(9)综合解释：层序划分及特征分析。

3.结果解释

下面以 IZ401 井为例说明解释方法。

层序界面的识别：作累计倾角交会图，在该交会图中第 3823 号资料点(3823m)是一反射点，上下资料点层理倾向基本不变，表现为可能的不整合点。从常规测井曲线上看，自然伽马曲线、自然电位曲线突变，上下自然伽马平均值大约相差 76API，自然电位曲线平均值也有较大差异，其他曲线(包括能谱测量曲线)都有不同程度的突变。地层对比后发现在 Z402、TZ4 井相应面上有同样的现象。因此可认为此面为不整合面。

准层序的识别:测度分维主要反映沉积环境及其变化，因此用它可确定准层序边界，同时也应考虑测井曲线的整体型式及沉积旋回。一般认为分维的“局部”最大值为准层序边界(图 4-8)。由于计算分维时采用固定的窗长，且一个窗长内的分维认为是窗口中点的分维，考虑到准层序的相对完整性，有时其界面会有小偏移。

准层序组的识别:根据地层垒积结构参数变化曲线，考虑准层序识别的结果、各准层序内不同岩性的变化，以及充分重视相序演变关系(或者是不同级次的旋回)，确定准层序边界(图 4 一 8)。图 4-9 是 TZ401 井测井层序处理结果。

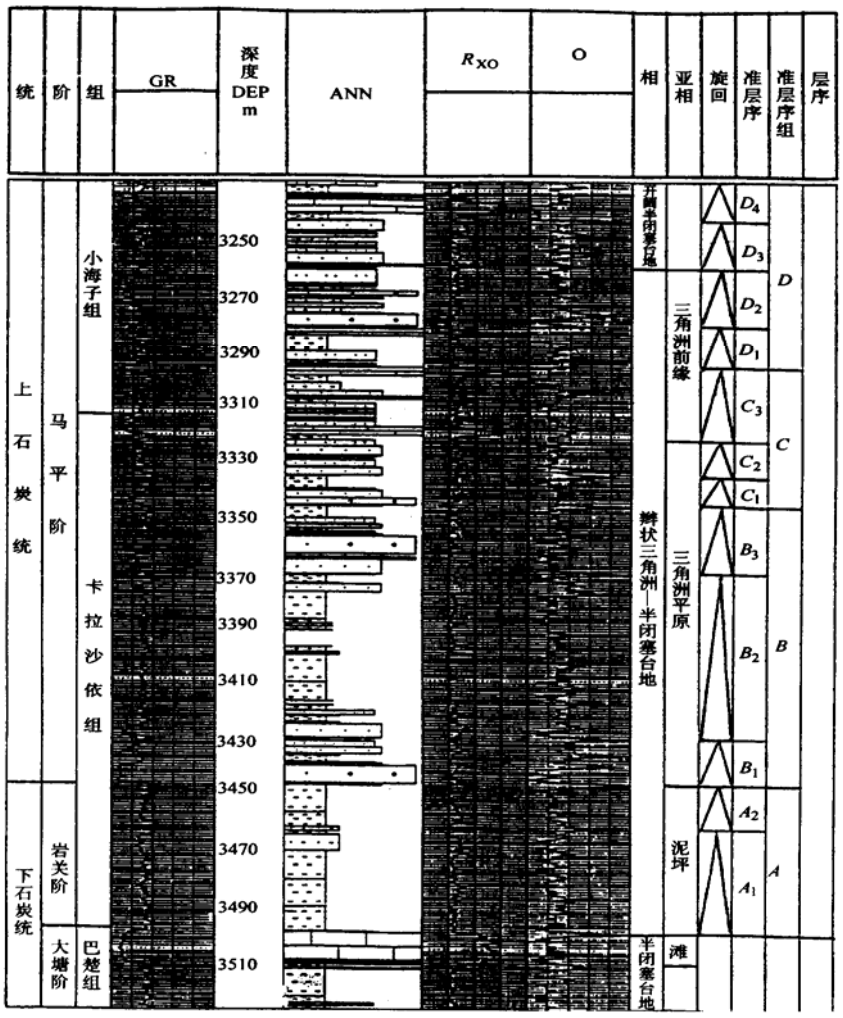


图 4-9 TZ401 测井层序

二、以测井层序为基础的多井对比

传统上，测井曲线对比是依靠测井曲线形态的相似性进行的，测井曲线形态越相似，视为同一层的可能性越大。而计算机的自动对比也是建立在此基础之上。对测井曲线进行相关分析或曲线伸缩后再作相关分析，作树匹配计算，序列配对计算，人工智能分析等自动对比计算，是将测井曲线形态相似视为同一层，这是典型的岩性地层学对比，是穿时的。图 4-10 是两种概念的对比结果。从图中清楚地看到传统的曲线形态对比是穿时的，没有成因意义，因而无法正确认识地质体的成因，也就无法作出沉积体内相带变化的有效预测。图 4-10(a)是根据层序地层，即沉积时的成因理论的地层对比，突破了传统的砂岩对比砂岩、泥岩对比泥岩的对比思路。图 4-10(b)则是按照砂岩对比砂岩、泥岩对比泥岩的思路对比的结果(形态尽可能地相似，不相似的只有凭借想象力，根本无法反映沉积体形成时的特征)。

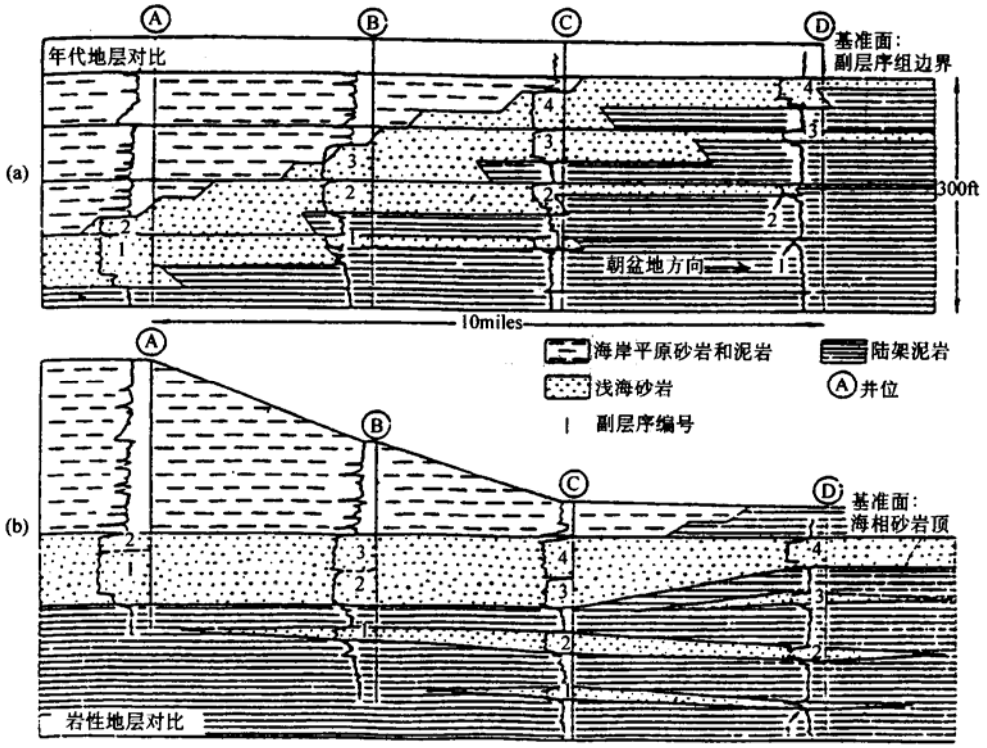


图 4-10 岩性地层对比（b）与层序地层测井对比（a）对照图（据 J.C.Wagoner）

第五章　测井沉积学研究

第一节测井沉积学概念及解释模型

一、测井相分析及地质解释模型的概念

1.测井相的定义及内容

测井相是由斯伦贝谢公司及测井分析家0.serra于1979年提出来的，其目的在于利用测井资料(即数据集)来评价或解释沉积相。他认为，测井相是“表征地层特征,并且可以使该地层与其它地层区别开来的一组测井响应特征集”。事实上，这是一个n维数据向量空间，每一个向量代表一个深度采样点上的几种测井方法的测量值，如自然伽玛(GR)、自然电位(SP)、井径(CAL)、声波时差(AC)、密度(DEN)、补偿中子(CNL)、微球形聚焦电阻率(r_{xo})、中感应电阻率(R_{IM})、深感应电阻率(R_{ID})这样一个9维向量就是一个常用的测井测量向量,假设一个地层为2m厚共有16个采样点,于是一个16×9的测井数据集就可以表征这一地层。当然,为了更清楚地表征地层特征,也可能使用测井测量值计算机处理的结果,如:孔隙度(Φ)、饱和度(Sw)、渗透率(K)、骨架参数V_{ma1},V_{ma2},V_{ma3}及泥质含量(Vsh)、粉砂指数SI等来表征。

测井相分析就是利用上述测井响应的定性方面的曲线特征以及定量方面的测井参数值来描述地层的沉积相,当然在实际确定沉积相中还有赖于地层倾角测井、自然伽玛能谱等多方面的资料。可以这样说,测井系统愈完善,测井质量愈好,测井相图反映实际地层沉积相的程度也就愈好。认识到测井资料、测井相的间接性,就不难理解测井解释的多解性和不确定性,就有赖于地质资料特别精细的地质模型的约束。

测井相分析的基本原理就是从一组能反映地层特征的测井响应中,提取测井曲线的变化特征,包括幅度特征、形态特征等以及其它测井解释结论(如沉积构造、古水流方向等),将地层剖面划分为有限个测井相,用岩心分析等地质资料对这些测井相进行刻度,用数学方法及知识推理确定各个测井相到地质相的映射转换关系,最终达到利用测井资料来描述、研究地层的沉积相。

2.测井相标志与地质相标志的关系

前述测井相中数据向量的每一维都可称作一个测井相标志,而沉积相标志是确定沉积相中一个观察描述特征标志。这两种相标志之间不存在一一对应关系,尤其是类似古生物、地化指标等描述在测井资料中不可能确定,但在已知特定油气田地质背景时,可以经过统计、知识推理找到判断亚相、微相的组合对应关系,这种关系就是所谓解释模型。这种关系一般

表现为逻辑的,而不是数量的,当然更不会是解析的。

在若干地质沉积亚、微相模型特征研究基础上,可以总结出在确定某种沉积亚相、微相中最主要依据是:颜色、岩性、结构、沉积构造、粒度分析、古生物、地球化学以及垂向相序列等相标志。而在区域沉积背景,即相组、相确定的基础上,最基本的相标志是岩石组合(成分、结构)、沉积构造、粒度分析及垂向序列的特征,它们在各种亚相、微相中差别明显。而测井资料中以常规组合曲线及处理成果、地层倾角测井曲线及其处理成果、成像测井图像,可以解释出其中主要的基本的相标志:

(1)岩石组合(类型及结构);

(2)沉积构造,如冲刷面、层理类型、纹层组系产状及其垂向变化;

(3)垂向序列变化关系(正粒序、反粒序、复合粒序、无粒序);

(4)古水流。

用测井资料解决这几类相标志,就是为测井沉积学研究提供了可靠的保证,但也引出了“结合点”的关键问题,怎样才能作好“地质一测井”刻度、反演的工作,精细地将已建立的各种地质相标志模型和测井相标志模型的相互对应,使二者相互紧密结合,实现测井资料在地质相标志刻度下的沉积亚相、微相判别。为此须紧紧抓住“岩心刻度测井”这一中心环节,进行反复刻度和反演,总结出针对不同沉积亚相、微相的测井相标志,用于确定测井沉积相。选择两类若干种测井解释模型,即反映岩性特征、层序特征的测井解释模型和反映沉积构造、结构及古水流系统的测井解释模型。前一种主要用常规组合的曲线特征及计算机处理结果来完成,后一种用地层倾角的微电导率曲线精细处理成果和成像测井图像来建立。

3.由测井相到沉积相的逻辑模型

图 5-1 是由测井数据生成的测井相过渡到具有明显地质含意的沉积相的映射关系,目前许多测井沉积学解释系统都是按此模型集成的。

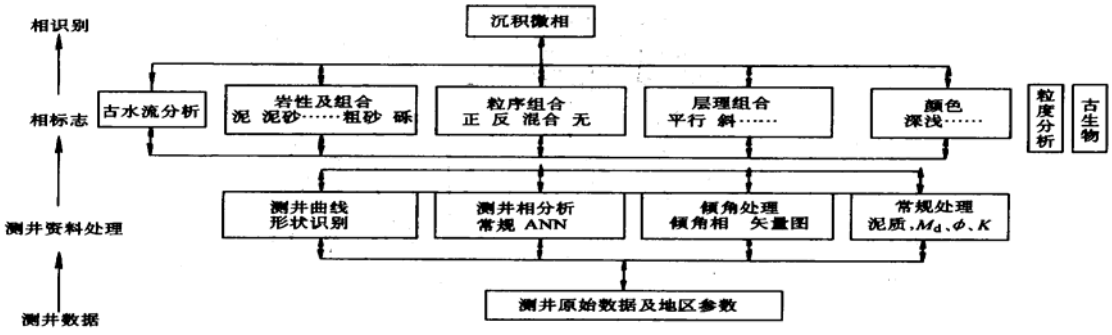


图 5-1　由测井相到沉积相的逻辑模型

二、岩石组合及层序的测井解释模型

1.测井曲线的一般特征

1)常规组合测井曲线

(1)测井曲线幅度特征。

测井曲线幅度受地层的岩性、厚度、流体性质等因素控制,可以反映出沉积物粒度、分选性及泥质含量等。一般对于颗粒粗、渗透性好的砂岩,具有高 SP 负异常和低 GR 特征；反之细粒沉积物,如泥岩、泥质粉砂岩等具有低 SP 幅度、高 GR 特征。在实际应用过程中应针对不同地区的地质、地下流体性质等情况,在岩心观察基础上建立适应本地区的岩性与测井信息之间的联系。

(2)测井曲线形态特征。

不同的沉积环境下,由于物源情况不同、水动力条件不同及水深不同,必然造成沉积物组合形式和层序特征(正旋回、反旋回、块状)的不同,反映在测井曲线上就是不同的测井曲线形态。图 5-2 是经常被采用的测井曲线形态特征与沉积物层序特征与沉积环境之间的关系图。在实际应用过程中,应根据地区情况,建立本地区图版,但图 5-2 仍不失一般指导意义。

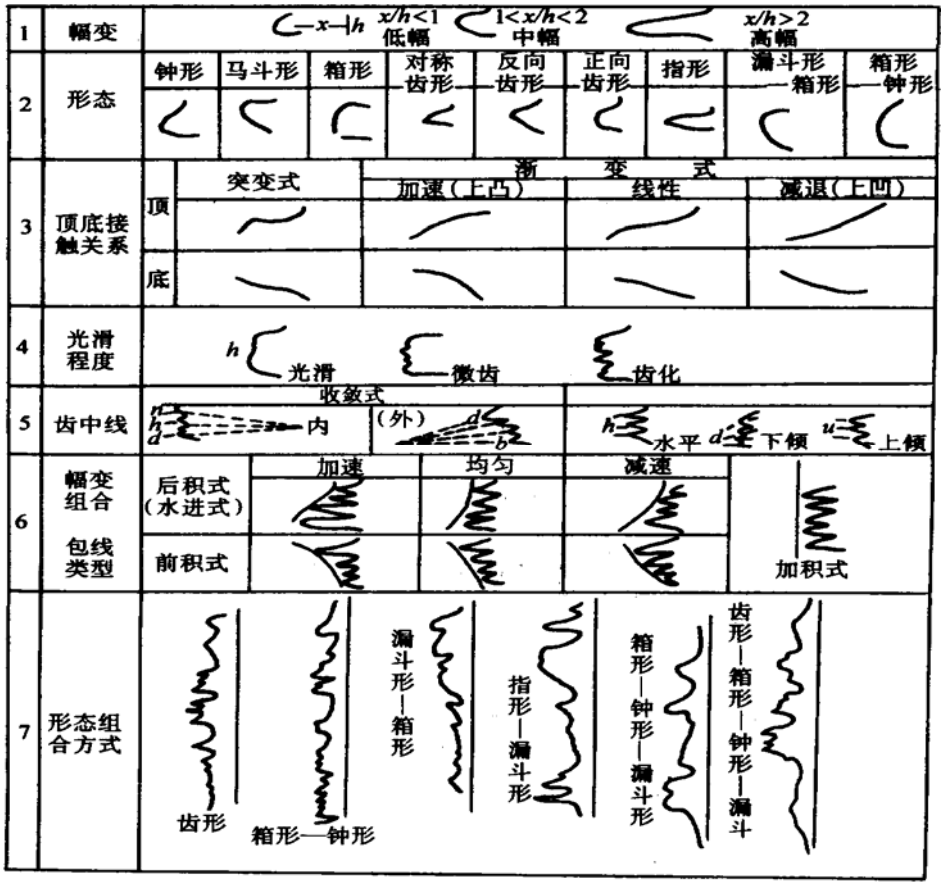


图 5-2 测井曲线要素

①柱形(箱形),反映沉积过程中物源供应丰富、水动力条件稳定下的快速堆积,或环境稳定的沉积。

②钟形,测井曲线下部最大,往上越来越小,是水流能量逐渐减弱或物源供应越来越少的表现。

③漏斗形,与钟形相反,垂向上呈水退的反粒序,水动力能量逐渐加强和物源区物质供应越来越丰富的沉积环境。

④复合形,表示由两种或两种以上的曲线形态组合,如下部为柱形,上部为钟形或漏斗形组成,表示一种水动力环境向另一种环境的变化。各类形态又可进一步细分为光滑形和锯齿形。

(3)接触关系。

顶底接触关系反映砂体沉积初期、末期水动力能量及物源供应的变化速度,有渐变和突变两种,渐变又分为加速、线性和减速三种,反映曲线形态上的凸型、直线和凹形。突变往往表示冲刷(底部突变)或物源的中断(顶部突变)。

(4)曲线光滑程度。

属曲线形态的次一级变化,可分为光滑、微齿、齿化三级。光滑代表物源丰富,水动力作用稳定;齿化代表间歇性沉积的叠积,或各种物理化学量有较大的频繁变化。

(5)齿中线。

分为水平平行、上倾和下倾平行三类。当齿的形态一致时,齿中线相互平行,反映能量变化的周期性;当齿形不一致时,齿中线将相交,分为内收敛和外收敛,各反映不同的沉积特征。

2)地层的倾角测井微电导率曲线特征将四条微电导率曲线和常规曲线配合,并对比岩心观察描述,可以得到:

(1)从曲线形态和曲线的相似性判断岩性及微细旋回的划分。

(2)向上变细或向上变粗的层序,直接使用微电导率曲线或其合成的电阻率曲线进行精细研究(图 5-2)。

(3)均匀砂体(无明显层理)和具有细纹层、大型层理的砂岩明显不一样,均匀块状砂岩四条电导率曲线相关性检验很差。

(4)平行以及非平行层理可以根据四条电导率曲线特征值的平行度来衡量。

(5)精细层理对比线,有些对比涉及到所有四条电导率曲线,有些则全不涉及,根据其电导率异常或电阻率异常、所涉及的极板数等,可以做出合理解释,如卵石、透镜体、裂缝

及其它特征。

(6)张裂缝显示为孤立的导电尖峰。

地层倾角测井与常规曲线相比,有更加细密的采样间隔,可以反映地层的岩性成分、含流体性质及砂岩的细微特征。在含流体性质一定的情况下,微电导率曲线的包络线可以反映粒序变化微旋回特征(图 5-3、图 5-4),而微电导率曲线基线的突变则往往是不同岩性转换面(图 5-4)。这就为我们在常规测井曲线约束下研究岩石内部结构变化和成分变化提供了更精细的方法手段。

2.层序特征测井解释模型

每一种沉积亚相、微相的测井曲线形状的变化就可以反映其粒序序列变化,通常用可以反映岩性、粒序变化的自然伽玛(GR)、自然电位(SP)的形态组合来反映每一种沉积亚相、微相的层序特征,因而通常有四种粒序模型:

(1)正粒序模型:一般为钟形,即自然伽马向上逐渐增大,而自然电位为自下而上由高负偏向低负偏甚至基线附近变化。

(2)反粒序模型:对应于漏斗形测井曲线,即自然伽马向上逐渐减小,而自然电位自下而上由基线或低负偏向高负偏变化。

(3)复合粒序模型:对应于复合形态的测井曲线,即由两个或两个以上钟形、漏斗形自然电位和自然伽马曲线连续变化组成。

(4)无粒序模型:对应于箱形或平直测井曲线,即自然电位及自然伽马曲线形状自下而上不变或只是微齿化。

将各种粒序模型对应于各种沉积亚相、微相中,针对沉积学研究中沉积层序成旋回分布

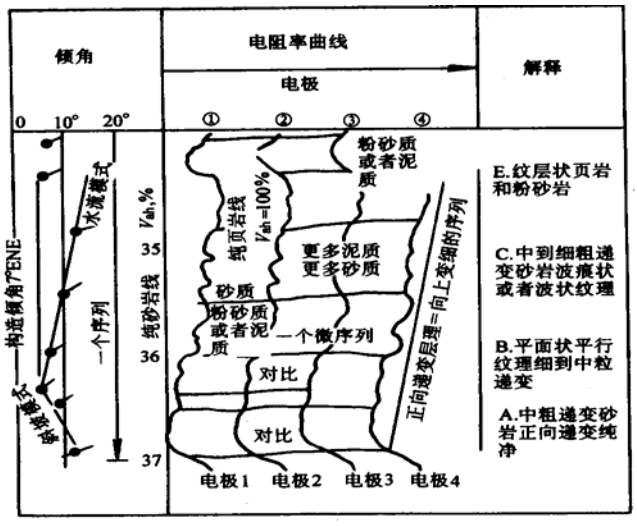


图 5-3 倾角测井微电阻（导）率曲线反映的沉积韵律

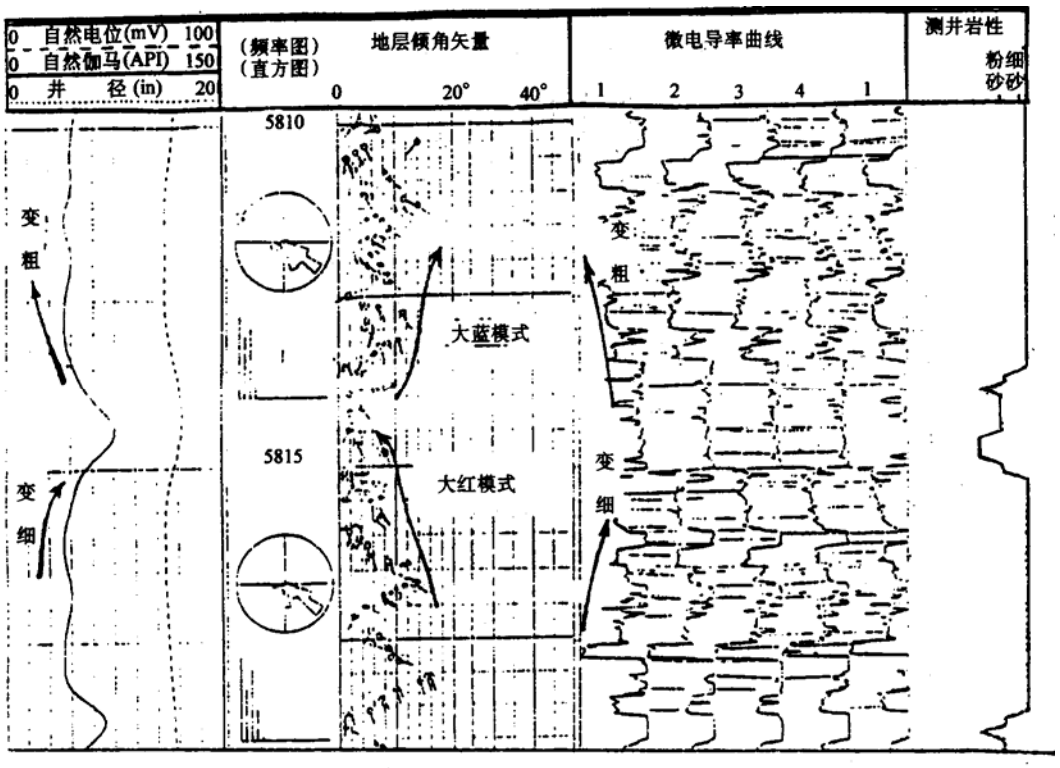


图 5-4 东河 1 井中正、反旋回的实际地层倾角响应实例

的颗粒大小、岩性粗细变化在测井曲线上的不同反映,总结出各种沉积亚相、微相的层序变化曲线形态组合特征,归结于图 5-5。具有广泛的实用性,实践证明是正确的,目前在沉积学研究中普遍使用,并被广大沉积学家承认和应用。

3.岩石组合(成分、颗粒)测井解释模型

以岩性相分析程序识别各种岩性组合类型和计算机定性、定量处理,是始终受到人们关注的课题,近几年来得到了广泛的应用。 FACLLOG、LITH。测井相自动分析系统(Shhum-berger,1985),CLLOG MATIDEN 岩性、测井相自动识别程序(肖义越等,1989)以及在 SUN 工作站上的多无统计模式识别技术和 ANN(神经网络)模式识别技术(郭荣坤、王贵文等,1994)使测井岩性分析从手工到计算机定量化迈出了关键步骤。

每一种岩性或组合类型在计算机处理中主要从曲线及数值本身出发来划分,在研究区的目的层段由关键井的测井响应特征差别区分各种岩性及组合。

1)测井响应特征值(测井参数值)

测井曲线的响应特征,自然伽马曲线、自然电位曲线形态、幅度、组合特征等虽然是沉积层的成分、粒度、地层水的性质及内部含有物等的反映。但不同盆地或同一盆地不同层系由于受岩层厚度、相邻岩层性质、岩层倾斜及钻井过程中所用钻井液的不同,所表现出来的测井响应特征也是不一样的,因此在进行测井曲线与沉积相对应的研究中,要选择本区几口

沉积研究较详尽的井(段)作为基准井(段),用来进行对比,然后推广出去,反过来以测井响应确定沉积相。当然在反推时要考虑全盆地的沉积背景,选择有效的、对应好的一些曲线,并结合地震和地质化验分析,使其更接近地下的客观实际。

如表 5 一 1 东河 1 井石炭系岩性相参数表所列,把目的层段的各类岩性的测井响应特征值采集起来,建立了不同岩性相的测井参数数据库,这样通过计算机判别、聚类分析就可以系统处理出来本井段的岩性序列。

表 5-1 东河 1 井石炭系不同岩性电性相参数

序号	岩 性	取值井段 m	GR API	AC μs/ft	DEN g/cm³	CN %	Th mg/l	U mg/l	K %	R_{ILD} Ω.m	R_{ILM} Ω.m
1	页岩	5567.0~5700.0	148.33	68.17	2.533	29.95				2.17	2.40
2	泥岩		108.76	76.20	2.356	44.98				24.37	2.47
3	粉砂—泥岩		92.52	67.72	1.971	39.75				59.77	8.20
4	粉砂岩		74.20	61.03	2.494	15.34				5.56	2.37
5	细砂岩	5780.0~5781.0	41.72	73.09	2.464	0.47				2.81	2.79
6	中砂岩	5560.0~5561.0	49.29	53.49	2.677	19.03				4.45	5.49
7	角砾岩	5651.5~5652.5	76.09	55.40	2.645	12.51	3.249	2.329	61.072	40.25	10.11
8	角砾状砂岩	5655.0~5656.0	38.43	56.29	2.6402	13.32	0.614	1.372	26.13	956.50	69.10
9	泥灰岩	5665.0~5666.0	36.34	59.99	2.542	6.34	0.875	0.703	26.70	51.31	23.35
10	粉晶灰岩	5654.2~5655.0	38.45	55.98	2.665	15.02	0.180	1.575	22.15	5649.9	35.15
11	白云质灰岩	5567.5~5677.0	50.40	60.46	2.248	1.14	4.116	0.666	52.07	22.93	13.50
12	白云岩	5582.5~5583.5	40.37	55.90	2.327	4.15	1.206	0.972	27.80	40.31	31.85

2)测井相图的编制

为了使测井相直观地表达出来,通常用蛛网图或梯形图表示测井相。就是用能够反映相特征的各种测井参数值为辐射轴或横轴,以不同相之间的差别为依据,以图形区分测井相。轮南地区三叠系的测井相图如图 5-6,可以把主要沉积亚相、微相的岩性电性相区别开来:前缘席状砂的粉砂岩、河口坝的细砂岩、分流河道的细砂岩和河道间或浅湖泥岩。

3)岩石组合测井解释模型在实际处理中的选择

岩石组合在不同研究区的不同目的层段有较大的差异性,表现出的电性数值也不同,因而针对不同的地区要选择不同的测井解释模型,采集岩心样本用于系统处理。

轮南地区三叠系,有砾状砂岩、含砾不等粒砂岩、粗砂岩、中细砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩及泥岩。如图 5 一 7 为以取心段岩心样本的测井曲线,经过样本学习处理得到的测井岩性解释结果。通过其它取心段和未取心段岩屑录井对比检验符合率可达 85%以上。

在东河塘、塔中地区石炭系岩性处理中通过其它取心和未取心岩屑录井结果对比,神经

网络(ANN)处理符合率都可达 80%以上,而关键井本井检验符合率都在 90%以上。说明岩性组合通过取心段岩心样本的标定,计算机处理结果是可以直接用来作沉积亚相、微相的横向对比的,这对油田开发过程很重要。

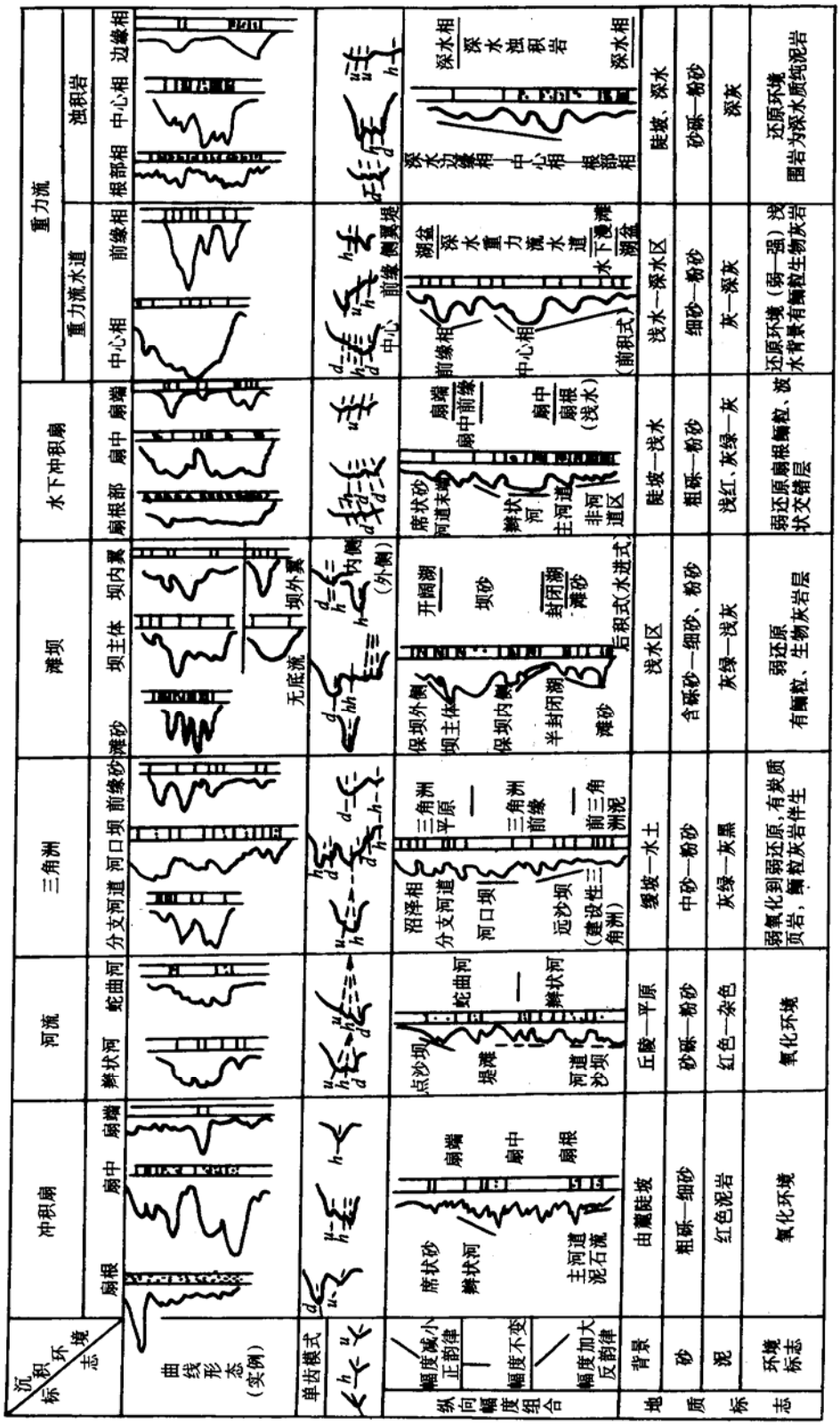


图 5-5 各种沉积环境的自然电位测井曲线形态组合图

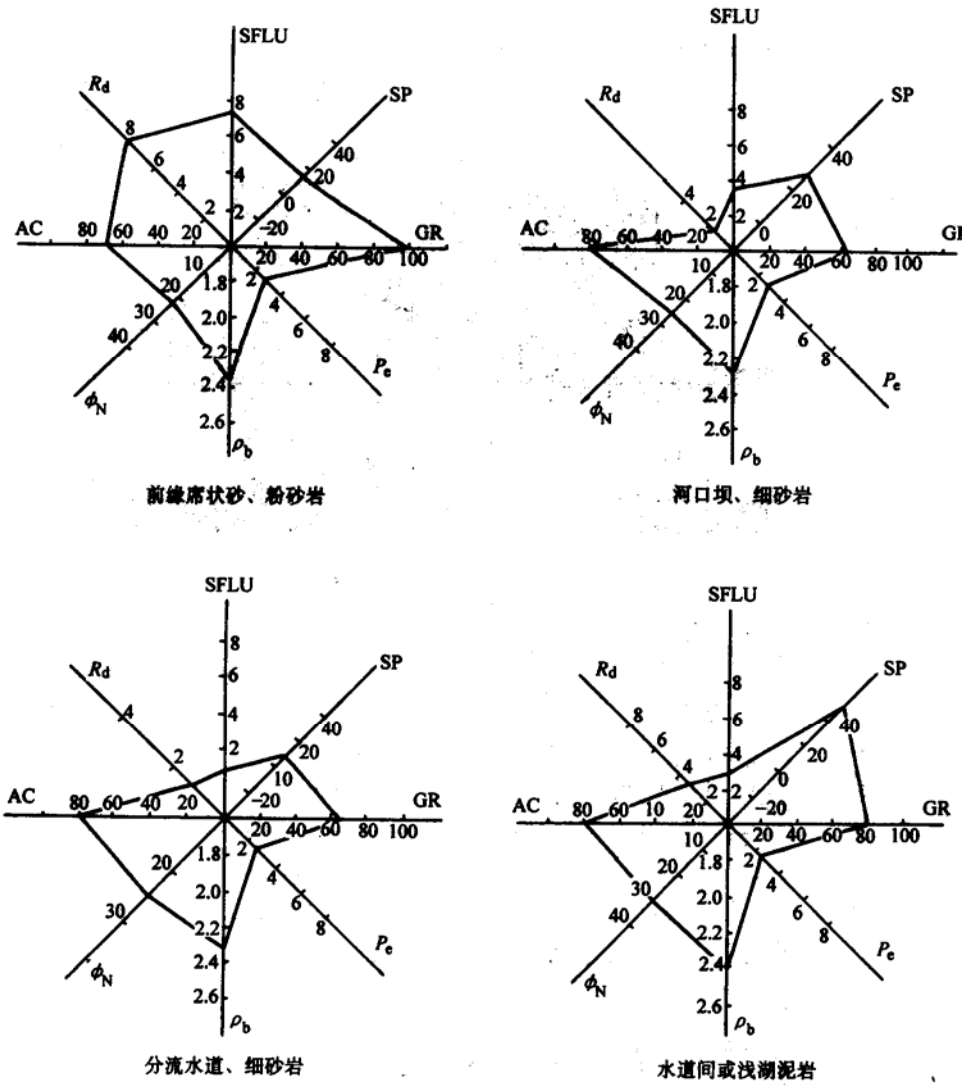


图 5-6 LN 油田三种沉积微相测井相蛛网图

三、沉积构造、沉积体结构的测井解释模型

高分辨率地层倾角测井包含有大量的沉积结构和构造方面的信息,在油田构造和沉积学研究中发挥着重要的作用。油气勘探中使用斯伦贝谢公司的阻 HDT 和阿特拉斯公司的 CLS3700 系列四臂倾角仪,通过计算机处理(TREEDIP 模式识别交互处理)可以得到反映岩石内部界面的倾角和倾向；也可以得到微电阻率环井眼成像,为沉积学研究进一步提供沉积结构、构造、古水流等方面的信息。

通常地层倾角测井经过长相关对比处理得到小比例尺(1:200)的倾角成果图用于地层构造学解释,包括产状、褶皱、断层压实后的砂体形态、裂缝识别等。而应用于沉积学中必须作特殊的处理,即短相关对比或精细模式识别的交互处理,甚至使用最先进的成像手段,并始终贯彻“岩心刻度测井”的指导思想,在工作中通过岩心观察和沉积构造描述,总结测

井相和沉积相之间的对应关系,并在塔中、轮南、东河塘、英买力等主要油气田区沉积学研究中得到重视和应用。

1.倾角模式及其地质含义

地层倾角测井研究构造和沉积时,在矢量图上可以把地层倾角的矢量与深度关系大致分为四类(图 5-8)。

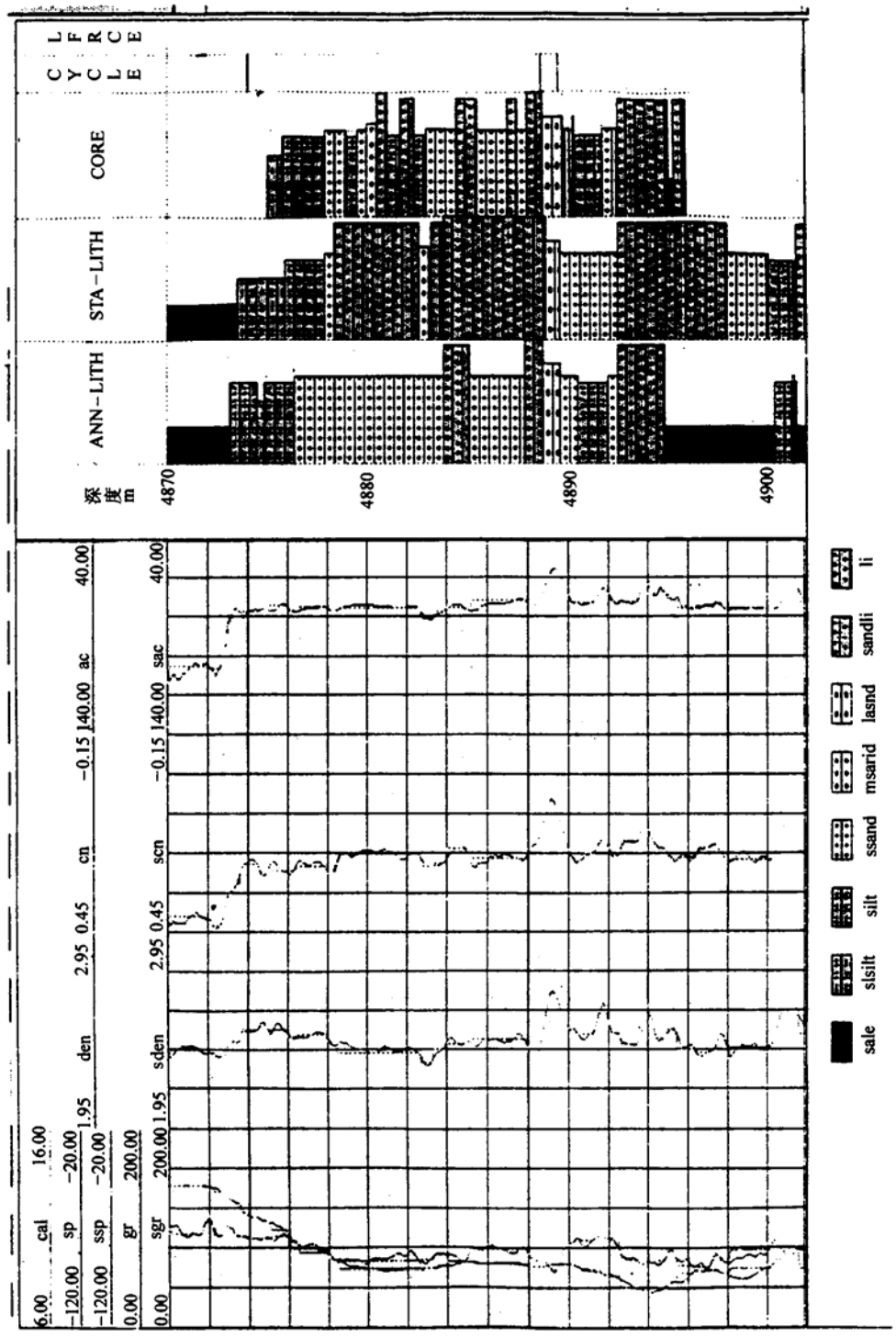


图 5-7 LN5 井测井相分析成果图

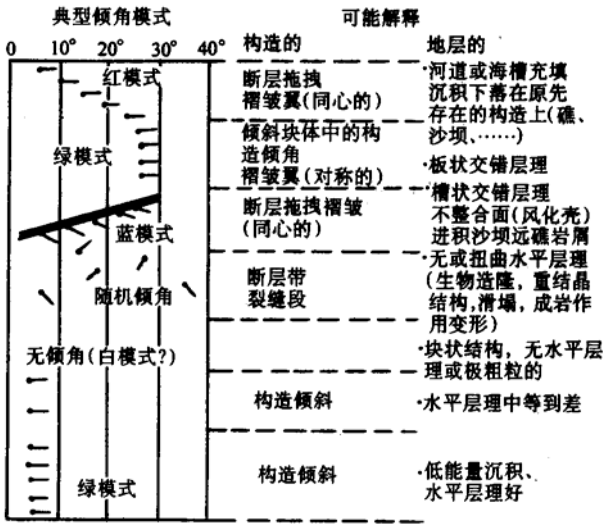


图 5-8 地层倾角模型和与其相关的地质异常

红模式:倾向大体一致,倾角随深度增加而增大的一组矢量,它可以指示断层、沙坝及河道等。

蓝模式:倾向大体一致,倾角随深度增加逐渐变小的一组矢量,它一般反映地层水流层理、不整合等。

绿模式:倾向大体一致,倾角随深度不变的一组矢量,一般反映构造倾斜和水平层理等。

白(杂乱)模式:倾角变化幅度大,或者矢量很少,可信度差,它指示断层面、风化面或者块状地层等。

每一种模式的代表性仍然是相对简单和存在多解性,尤其是在沉积学研究中,目标是岩石内部的微细层面,那么沉积岩中哪一级层面才能计算出来并组成模式是至关重要的。很显然只有那些可以切过井筒的中一大型层理沉积构造的变化面才有可能被地层倾角测井四臂电极探测到,并计算出其产状,而在井筒中不成平面或在井筒中弯曲变化剧烈的小型层理是不可能被计算出来的。在建立沉积构造解释模型时是值得注意的。

而多种模式的组合关系是判断各级层面相互转换、变化的表征,模式间断往往是特殊地质事件(冲刷面)等,因此在解释过程中要充分重视模式本身和它之间的关系。

2.微电导率插值环井眼成像

微电导率环井眼成像是将电导率曲线按相对大小内插,表示环井眼电导率大小分布的值以一系列不同级别颜色表示,从图 5-9 中可以清楚地看出以下几项特征:

(1)不同电导率大小的电性层和不同的岩性界面很清楚。

(2)电导率逐渐递变,颜色级别逐渐变化,是岩石内部韵律的表现;

(3)电导率异常特征变化段,颜色级别突变是微细层面的反映,以此可参考矢量图模式判断沉积构造中层理的微细层变化及其组合关系;

(4)成像图中明显的颜色变化是检验倾角计算对比的准确性的标志之一。一般成像图中明显的层,应在对比计算中准确无误地计算出来相应的矢量点,否则对比就有问题。

(5)成像图中颜色变化旋回,应与电导率划分的旋回一致,并受到常规曲线层序模型的约束,可以在层序内部或其间有清楚的成像图颜色级别递变或界面。

(6)成像图中颜色变化成有规律的密集层状及正弦波状是层理的发育段,可以结合倾角矢量模式进一步解释层理类型。

3.沉积构造的地层倾角测井解释模型

岩性单元内部和岩性单元之间的层理几何形态和空间关系,是组成盆地充填物的成因地层层序中沉积成因单元的基本特征。在区域和局部这两种规模上描绘“层理形式”和“沉积构造“能为沉积过程及判断沉积相(沉积环境)提供大量的资料。

层理按其形成的单元可以从单一细层到层序,大致划分为纹层或细层(指一次水流形成的)、层系(一组纹层)、层系组(几组层系)及层序。地层倾角测井长相关对比的成果矢量图一般反映地层层序之间的层面,精细的地层倾角处理矢量图和电导率成像一般可以反映层系或层系组以下的各种层理面。

人一机交互式地层倾角沉积学处理程序为研究者提供了方便的工作界面,其中的地层倾角矢量和微电导率环井眼插值成像是用于判断沉积构造及其组成的主要依据,一般认为其矢量的红、绿、蓝、白模式及其组合形式是分析微细层理形态、类型的基本方法,同时可以用来分析古水流或沉积物搬运方向、沉积体延伸及加厚方向,这都源于矢量图代表的界面及矢量的趋势模式,是碎屑物质沉积时的水动力能量逐渐变化的真实反映。于是在工作中,首先要对交互处理的成果用岩心资料反复刻度,建立正确的地层倾角矢量模式图,然后由已知到未知,从解释模型到未知层段,逐层解释沉积构造及其组合关系。

1)岩心刻度

如图5-9,把取心段的岩心素描图(沉积构造)的原始产状缩小成1:10的比例用于人机交互处理中,刻度地层倾角处理结果,以特征标志层(钙质夹层、泥质夹层)归位,二者对比说明地层倾角计算结果和电导率成像与岩心匹配关系较好,而且地层倾角矢量清楚地显示出各种层理的模式关系,这是各种沉积构造(层理、冲刷面等)解释模型建立的关键。对照岩心刻度图版可以得出如下结论:

(1)以岩心中特征标志层如钙质夹层、泥质夹层,将岩心归到地层倾角处理成果图上准

确无误,无论从成像中,还是从微电导率曲线及矢量图模式转换,或其间断都很清楚。

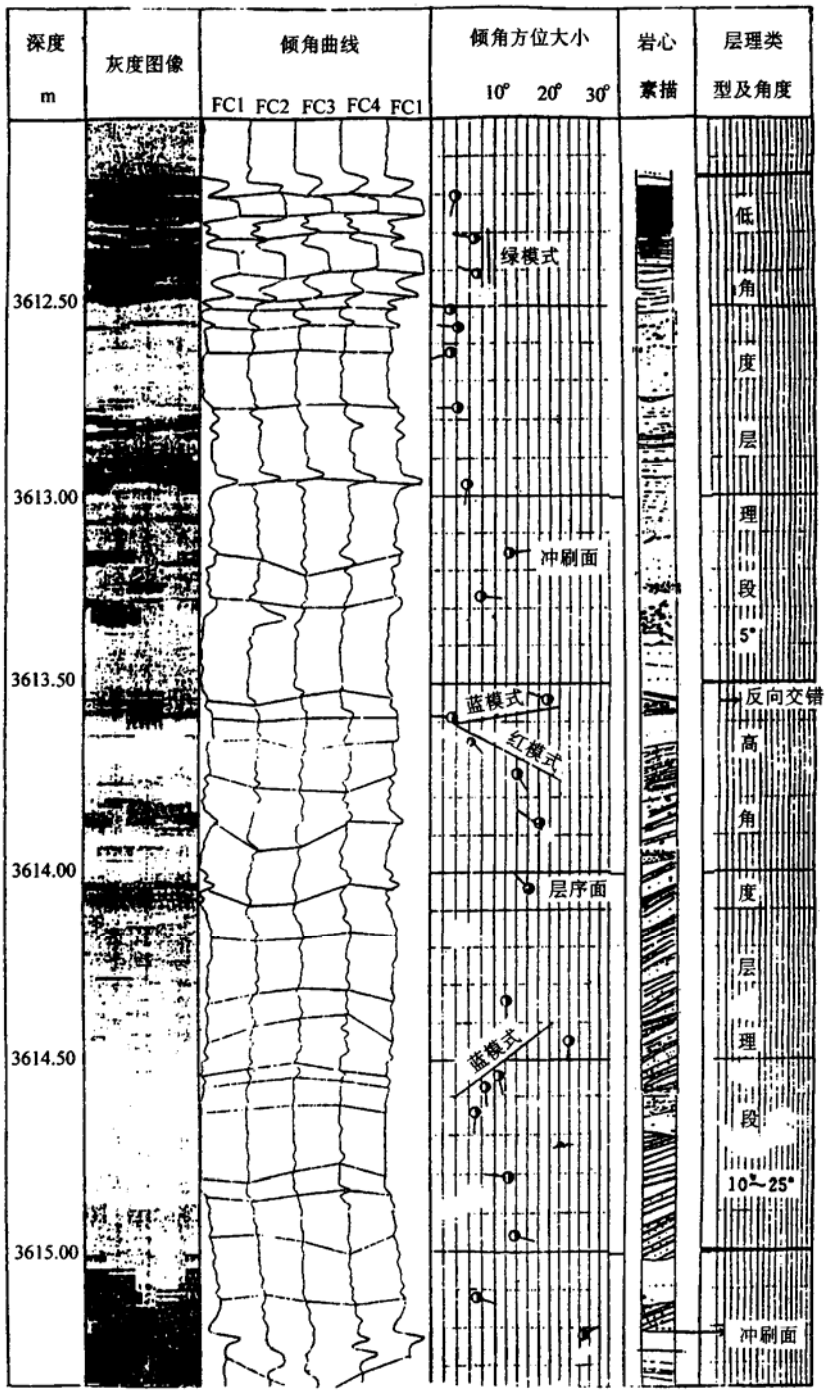


图 5-9 TZ4 井人机交互处理中岩心刻度倾角成果图

(2)倾角矢量结果与岩心素描的各级层理、层面的视倾角相比,基本相符或略大,这是因为岩心素描的视倾角略比真倾角要小,而计算结果是正确的。

(3)电导率成像的颜色界线和地层倾角模式转换间断处往往是岩心中岩性界面或者不同沉积构造(层理、冲刷面)的转换位置。

(4)从岩心上每一种层理类型、层系、纹层组系产状的变化可以在矢量图中找到对应的矢量点,这就为层理类型解释图版提供了依据。

2)沉积构造的测井解释图版

根据轮南地区三叠系辫状河三角洲一湖泊沉权体系、塔中一东河塘地区“东河砂岩”碎屑滨岸沉积体系、塔中地区Ⅰ油组海陆过渡相三角洲沉积体系及英买力下第三系三角洲沉积体系中出现的主要沉积构造即层理和冲刷面等,用实际处理的矢量图建立了相应的解释图版。

(1)冲刷面(再作用面)测井解释图版(图 5-10)。表现为上、下两种不同倾角矢量模式的间断处。

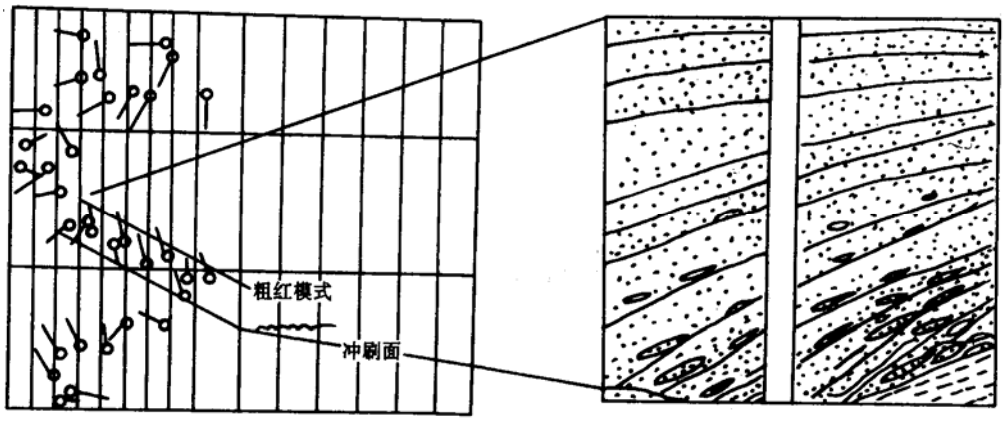


图 5-10 冲刷面和斜层理的测井解释模型

(2)槽状交错层理的测井解释图版(图 5 一 11)。表现为一组短模式线连接的小红、蓝模式组合,底部往往为模式群间断处显示的冲刷面。

(3)板状交错层理测井解释图版(图 5-11)。表现为一组模式线被彼此平行的红、蓝模式组合。

(4)模状交错层理测井解释图版(图 5-11)。表现为一组模式线被彼此交叉的红、蓝模式组合。

(5)水平层理波状层理的测井解释图版。 这种层理一般表示为小角度绿模式或杂乱模式。在倾角对比处理中难以检测这种小型层理。

(6)小型砂纹交错层理。表现为小红蓝或杂乱模式。

(7)浪成冲洗双向低角度斜层理测井解释图版(图 5-12)。表现为低角度的红蓝模式组合间互,模式的矢量模式方向相反。

解释图版是大量岩心资料刻度倾角处理成果图的结果,具有在塔里木相应层位的统计适应关系,在有大量的测井沉积学研究中证明是可行的,在交互处理中大量应用于解释沉积构

造序列。

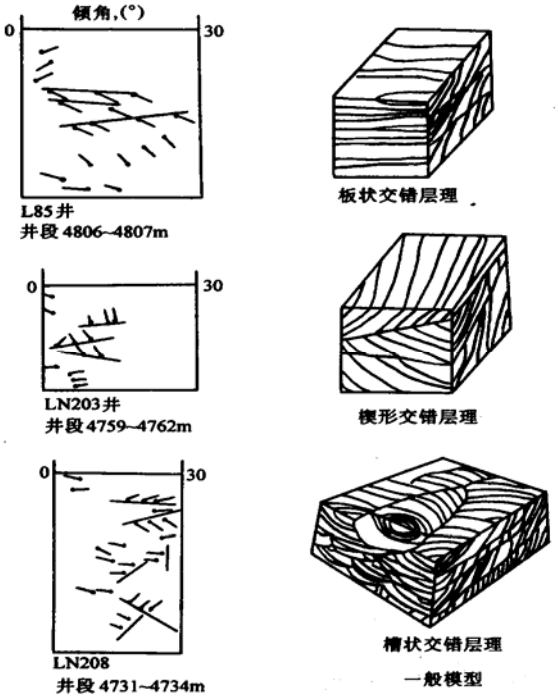


图 5-11　典型倾角矢量模式解释沉积构造示意图

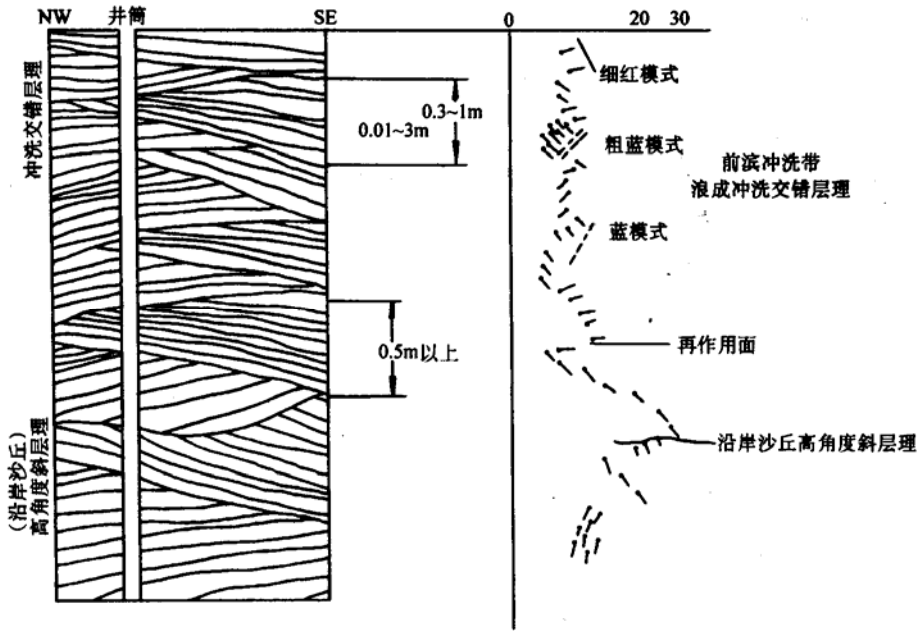


图 5-12　浪成低角度双向交错层理及高角度斜层理的典型倾角模式

3)层理角度与沉积相

倾角测井资料能够连续地给出某段地层的层理倾角和倾向。层理角度是水动力能量强弱的反映,一般来说,同一环境下水动力能量强有利于形成高角度斜层理或平行层理,水动力弱时便形成低角度斜层理或水平层理。不同的环境,层理角度总体特征也不同,如一般海相地层层理角度为 5° ～ 14°,而河流成因,层理角度经常超过 25° 。同一沉积环境下层理角度纵向上变化是水动力能量纵向变化的反映,这种变化趋势常常为一种沉积微相与其它沉积微相相区别的特征标志。图 5 一 13 为一河口沙坝沉积,其形成时顶部水动力条件较底部水动力条件强,层理倾角顶部较大,达 10° ～ 20°,底部较小,只有 5° 左右,清晰地反映了这种水动力纵向上的变化规律。

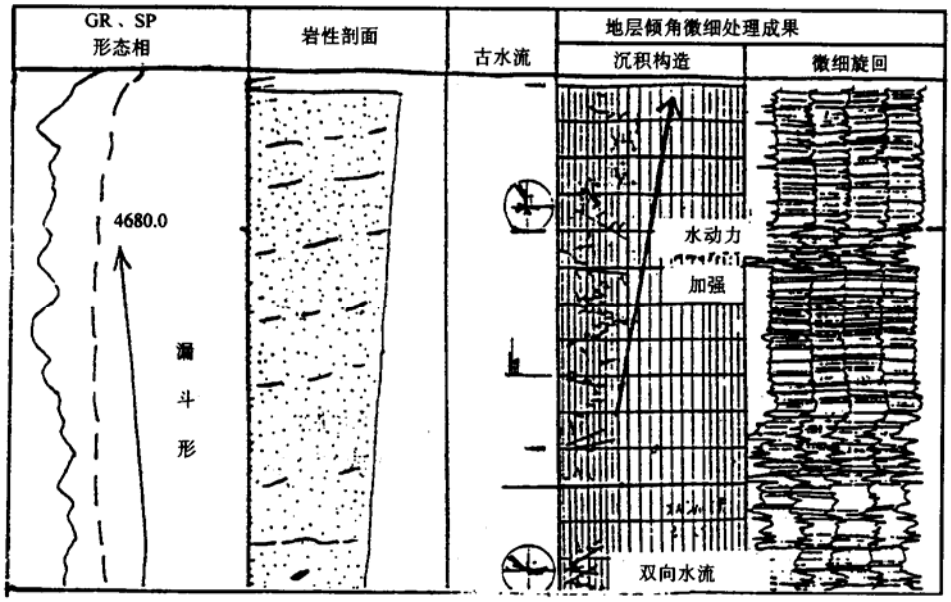


图 5-13 层理角度与河口沙坝沉积的关系

4.沉积体内部充填结构测井解释模型

一个沉积体内部可能由若干个砂层组成,这些砂层之间的相互关系如何?是加积形成,还是前积形成,亦或是侧积作用形成,这些同样具有环境的意义。上面所讲的是利用地层倾角微细处理成果进行沉积构造判别。地层倾角资料长相关处理成果可以用来确定沉积体内部结构和外部形态。在长相关矢量图上可以识别以下几种充填结构(图 5-14)。

1)平行结构

倾角矢量呈绿模式。砂岩层序面或者薄砂层、泥岩层相互平行。常见于席状沉积及海相沉积之中。

2)前积构造

倾角矢量呈蓝模式。水流向前(盆地)推进过程中,有前积作用形成的结构。常见于三角洲前缘和水道中心部位。

3)发散结构

倾角矢量呈红模式。同一时间单元地层向上倾方向减薄,沿下倾方向加厚,反映不均匀的沉积作用。常见于充填河道边缘。

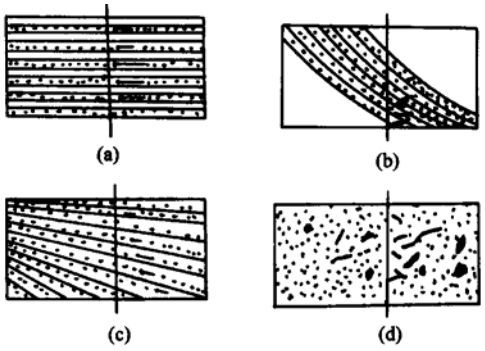


图 5-14 长对比倾角成果识别沉积体结构的概念模式

（a）平行结构;（b）前积结构;（c）发散结构;（d）杂乱结构

4)杂乱结构

倾角矢量杂乱,反映块状砂或者测井质量、井眼条件不好。

图5一15反映的一种三角洲沉积前积和侧向加积作用,形成的长对比反映沉积内部的前积结构和侧积体结构。

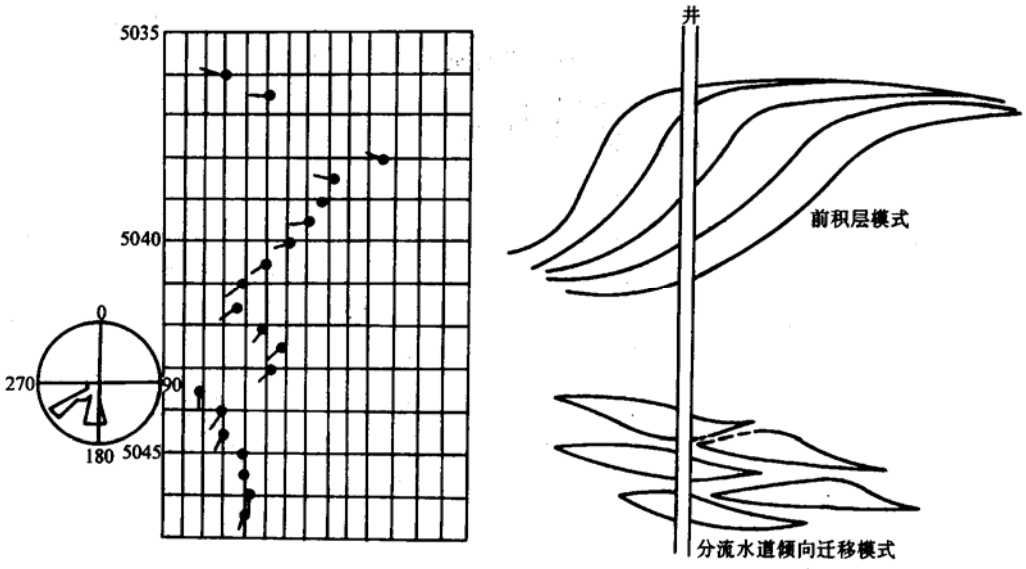


图 5-15　长对比倾角矢量图识别沉积体概念模式

5.古水流研究

地质上研究古水流的方法很多,野外测量沉积构造前积纹层的倾角是最直观、最准确的方法。倾角测井能够反映沉积构造信息、准确计算层理倾向、倾角。因此,对于地下地质研究,利用倾角资料分析古水流是最重要的方法。有两种方式确定古水流:一是利用倾角测井微细处理成果图,统计目的段内所有纹层倾向,取其主要方向代表古水流(全方位频率统计法);或者统计目的层段内所有蓝模式矢量的方向,取其主要方向代表古水流。前一种方法使用大范围内古水流砂体内部前积结构,取其主要方向代表古水流。后一种方法适用大范围内古水流系统研究。

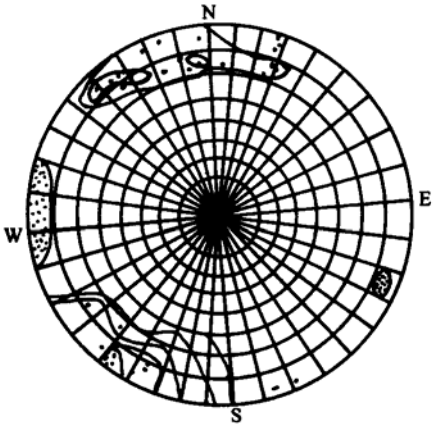


图 5-16 改进的施密特图

以塔里木盆地的研究为例说明利用地层倾角测井资料判断古水流方向的方法。

1)塔中地区

利用塔中 4 井、塔中 5 井、塔中 3 井大量地层倾角测井资料在改进的施密特图上投点(图 5 一 16),并综合编绘塔中地区倾向玫魂图,具以下特征:

(1)塔中 4 井沉积层主要倾向是 SW30° ～ 50°,NE50° 反映水体运动方向为 NW-SE 向,砂体延伸方向 NW-SE 向,极少量的 NW-SE 向。3200～3550.。m 间一般倾角为 6° ～ 14°,最大倾角 155°,砂岩中具有 12 个反韵律;泥岩中大部分倾角为 2°,部分达到 4°,因此,地层构造倾角为 2° ～ 3° 了。

(2)塔中 3 井和塔中 5 井层理倾角绝大部分为 NW 向,极少量为 NE 向和 SW 向,上部地层中,层理倾角低,一般 20° 左右,中部较大,主要是 15° ～24°,反映主要为单向水流,但也有相反方向作用形成的层理。

总之,塔中地区塔中 1 井一塔中 3 井区水流方向由 SE 偏 S,向 NW 偏 N 流动,同时也是物源搬运方向:塔中 4 井海洋水流来自两个方向,即主要为 NE 和 NW 方向,推测古代潮沙主要是 NW 向,而波浪传播方向为 NW 方向,因为沉积物主要垂直波浪方向,而中上石炭统砂体为 NW 一 SE 向垂直海岸展开。

2)东河塘地区

根据石碳系下部滨海岩倾角测井资料(5750～5960m)(图 5-17),其层理主要倾向是 NW 方向和向西方向,反映海侵初期沙雅东确实存在一个次级凹陷,物源区位于 NW 方向,海侵时层层上超,不断越岸,因此向岸方向倾角增大,倾向表现比较清晰,其他则相对杂

乱。

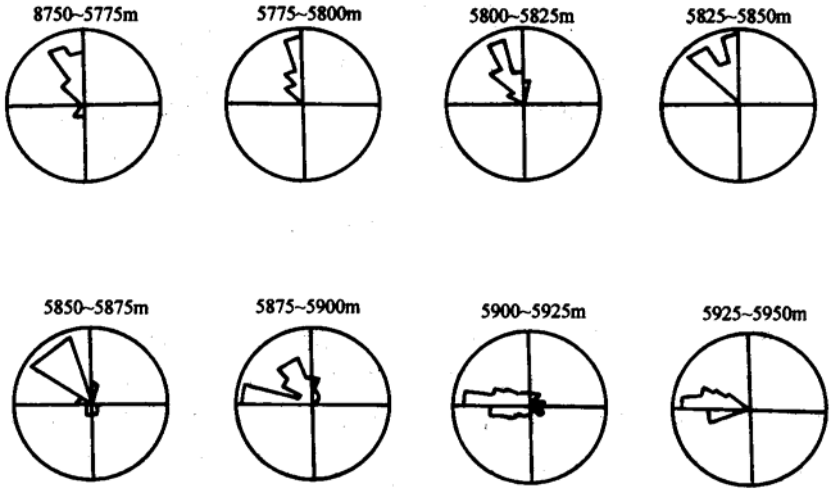


图 5-17 东河 1 井石炭系下部倾向频率玫瑰图

6.沉积构造的成像测井解释

无论是碎屑岩还是碳酸盐岩地层都广泛发育反映其水动力条件、岩石成因的各种沉积构造,而从成像测井图像的解释来考察,FMI、CBIL 都有不同程度的响应,这要考虑沉积构造的规模及其组成成分的变化。一般而言在垂向上有一定规模变化的沉积构造(如冲刷面、大型层理等),成像测井响应清晰;而规模较小或垂向上没有明显变化幅度的小型层理构造则很难识别。一般解释沉积构造都用 13、1:10 的比例,在成像测井图像交互解释平台上作解释。

1)冲刷面(图 5-18,图 5-19)

(1)冲刷面的地质特征:一般冲刷面为凹凸不平的界面,往往其下是低能的泥岩和泥质粉砂岩,其上为将下部地层冲刷起来形成的含泥砾砂段。

(2)FMI 图像特征:图 5 一 18 是 TAI2 井 5086～5089m 井段在 5088.15m 处形成一个凹凸不平起伏的界面,上部暗色泥砾呈扁平状略显定向排列,其下为含膏泥岩的高阻异常岩性反映。

(3)CBIL 图像特征:图 5-19 是赵 61 井在 1851.5m 井深处存在一个明显的近平直冲刷面,其上为含小砾石的块状致密钙质砂岩,CBIL 图像为较亮的条带:其下为粉砂质泥岩,CBIL 图上为回波幅度稍低的相对深色条带。

(4)总结:经过对 FMI 图像上 126 个冲刷面的对比研究,符合率可达 90%。而 CBIL 图像上对比了 4 个冲刷面的对比研究,符合率达 75%。可以说对冲刷面的变异类型再作用面(砂冲刷砂形成的冲刷面)只有 FMI 可以识别,而 CBIL 无响应,另外 CBIL 图像对冲刷面附近的泥砾难以鉴别。

2)斜层理(图 5-20)

(1)一般地质特征:斜层理为纹层、层系交切关系不清的交错层理或单向斜层理,岩心上往往表现为一组单一倾向的纹层垂向叠合,每个纹层有成分、粒度、颜色显示,纹层规模可大可小。

(2)FMI 图像特征:斜层理往往对应于一组有明暗条纹显示的正弦波曲线,并且可以准确计算出每个层系纹层的界面产状。

(3)总结:斜层理从地质角度讲有低角度(<12°)、中角度(12° ～ 20°)。高角度>20°,对应在FMI图像上往往呈一组不同倾角大小的正弦曲线;也有断续状斜层理(图5-21),在FMI图像上往往没有完整的正弦波曲线而是粗略显示的。

3)槽状交错层理(图 5-20)

(1)一般地质特征:槽状交错层理为层系界面呈弧形交切。

(2)FMI 图像特征:是一套不同角度的正弦显示的层系界面,而两层系界面间上弧形的截切纹层,由明暗相间的条纹组成,其厚度规模随岩心上的规模而变.

(3)总结:共对比解释了岩心上槽状交错层理39段,FMI可识别27段,解释符合率约70%。

4)板状交错层理(图 5-21)

(1)一般地质特征:板状交错层理为层系界面平行纹层组向底部收敛的水流层理,是最直接反映古水流方向的层理类型。岩心上往往表现为几组纹层向底部收敛的层系垂向叠覆。

(2)FMI 图像特征:在 FMI 井周展开图像往往识别出几个平直的层系界面,每个层系内纹层显示底部收敛顶部截切的明暗条纹。

(3)总结:共对比解释了岩心上41段板状交错层理,FMI可识别其中36段,解释符合率达90%。而CBIL测量井段很难解释出这种层理类型。

5)小型砂纹交错层理(图 5-20)

(1)一般地质特征:为在井筒范围内就明显显示小规模的纹层截切线及小规模的交错层理。

(2)FMI 图像特征:在 FMI 井周成像测井图上局部发育一些小的、短的纹层截切现象,基本没有延伸出井周范围。

(3)总结:从对比解释上看小型砂纹交错层理只在部分典型的层段上有显示。

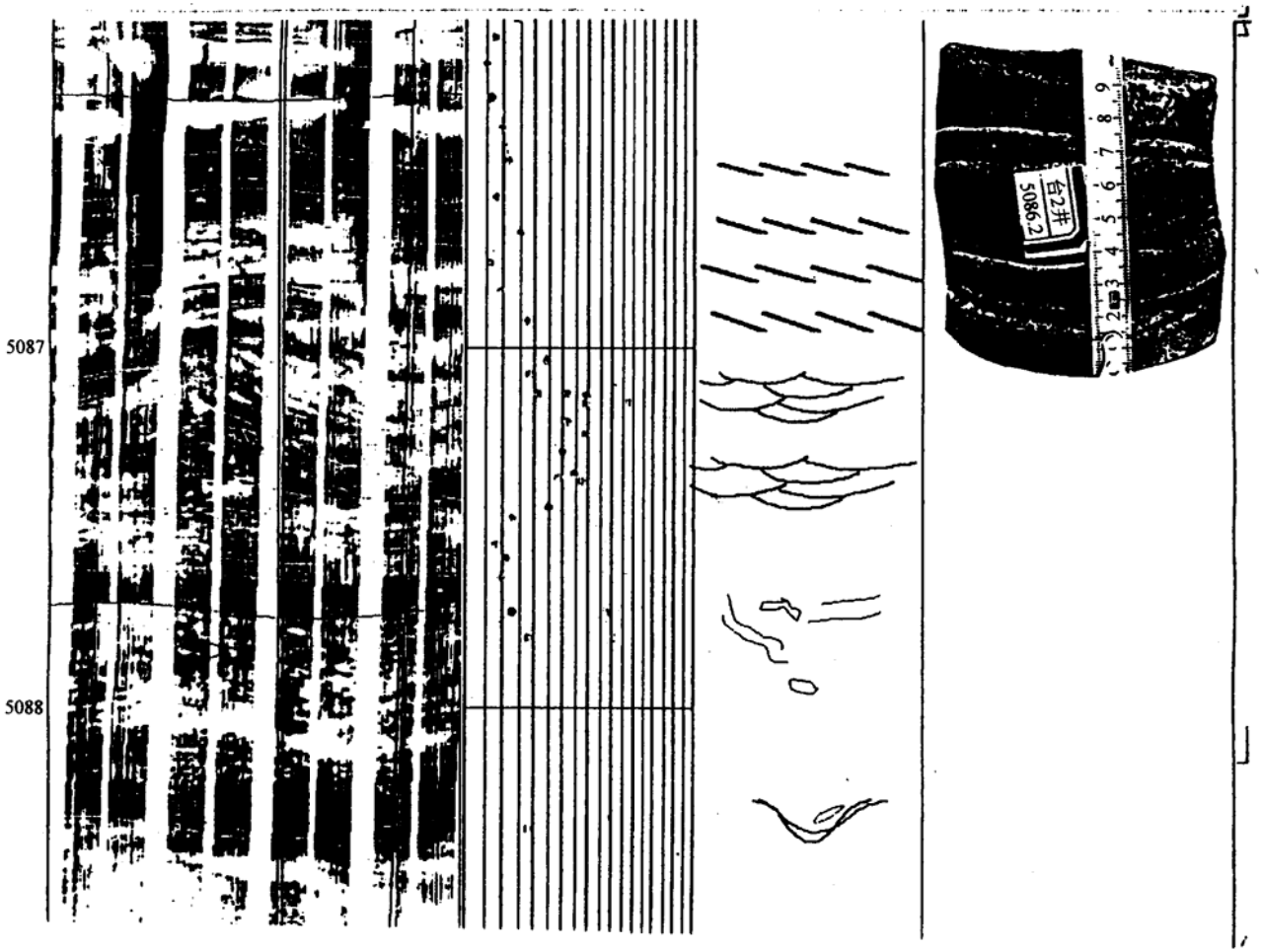


图 5-18 FMI 图像解释实例

冲刷面、泥砾、槽状交错层理、低角度斜层理（4 层饼砂岩段

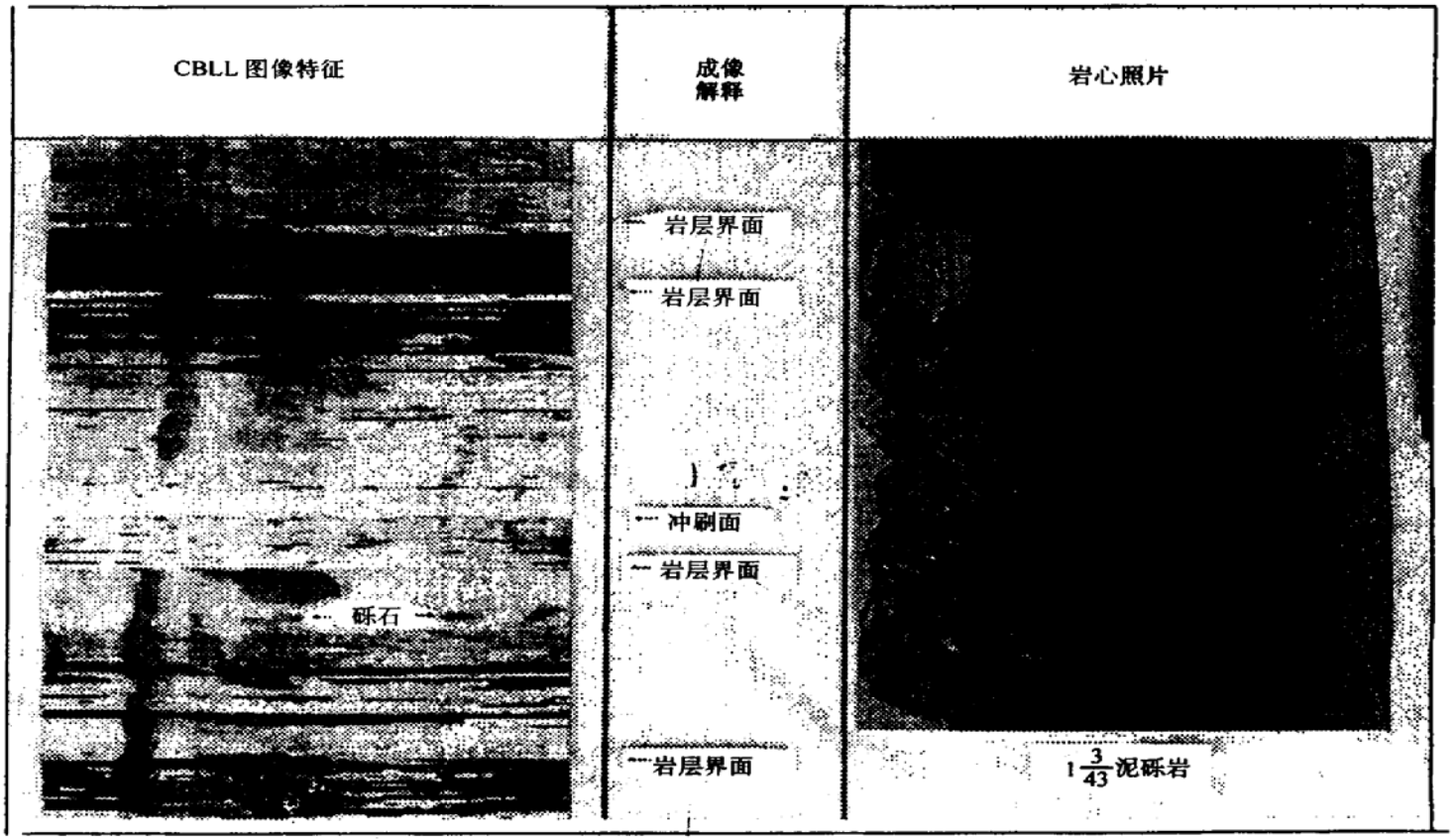


图 5-19 赵 61 井碎屑岩地层中冲刷面泥砾的 CBIL 响应

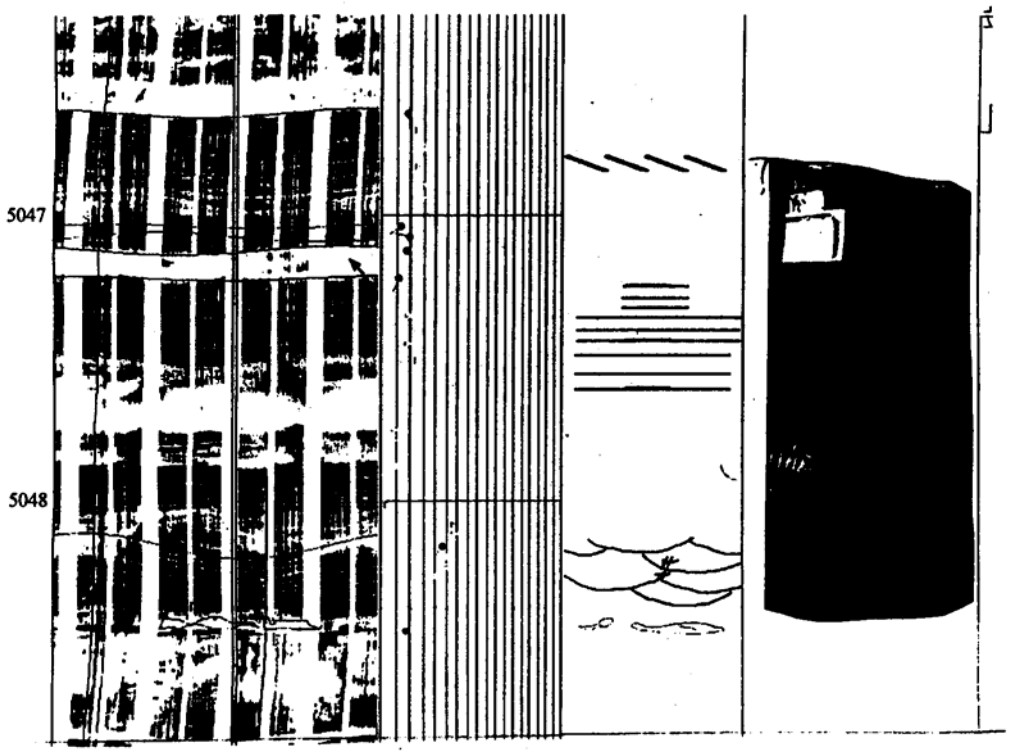


图 5-20　FMI 图像解释实例（TA12）

冲刷面、石膏层及斑状石膏、槽状交错层理及其微错段、平行层理、斜层理、纹层倾向主要为 SW、SSW

6)结核

钙质斑块、条块在 FMI 图像上呈不规则的亮块及条带,显示高阻特征。

7)生物钻孔构造

生物钻孔构造在 FMI 图像上呈不规则的亮色线状条纹或斑块状。

8)羽状交错层理

羽状交错层理与相邻斜层系的纹层倾斜方向相反，呈羽毛状。因此,在 FMI 图像上羽状交错层理表现为上下纹层倾向相反的正弦曲线。

9)透镜状层理

透镜状层理以泥质沉积为主,砂质沉积被包围在其中。在 FMI 图像上透镜状层理表现为暗色条纹夹透镜状亮色斑块。

10)递变层理

递变层理自下而上表现为由粗至细的正韵律,粗岩性(如砾岩)在 FMI 图像上表现为亮色。细岩性(如泥岩)表现为暗色。总体呈现由亮色至暗色的颜色递变。

11)韵律层理

有砂泥岩间互形成的韵律层在 FMI 图像上表现为平行的明暗条纹。

12)沉积构造垂向序列解释

(1)水道沉积序列解释。

①一般地质特征:沉积构造垂向序列在各种沉积相中的表现明显不同,以 TAI2 井为例说明典型的水道沉积构造序列,具体如下:

图 5-20 自下而上发育冲刷面一含砾冲刷段-斜层理-不同规格的槽状交错层理。

②FMI 图像特征:从图 5-20 上看各种沉积构造基本可辨,而且模板清晰,总体符合率较高。

(2)一个典型的曲流河垂向序列。

图 5-22 为 T2 井 FMI 成象图上一典型的曲流河垂向序列地质解释。该序列的下部为块状泥岩,成像图为均质块段模式,泥岩之上为冲刷面,对应成像图上波状暗线。自冲刷面之上发育槽状交错层理一平行层理一再作用面-板状交错层理一小型交错层理-水平层理一块状层理。

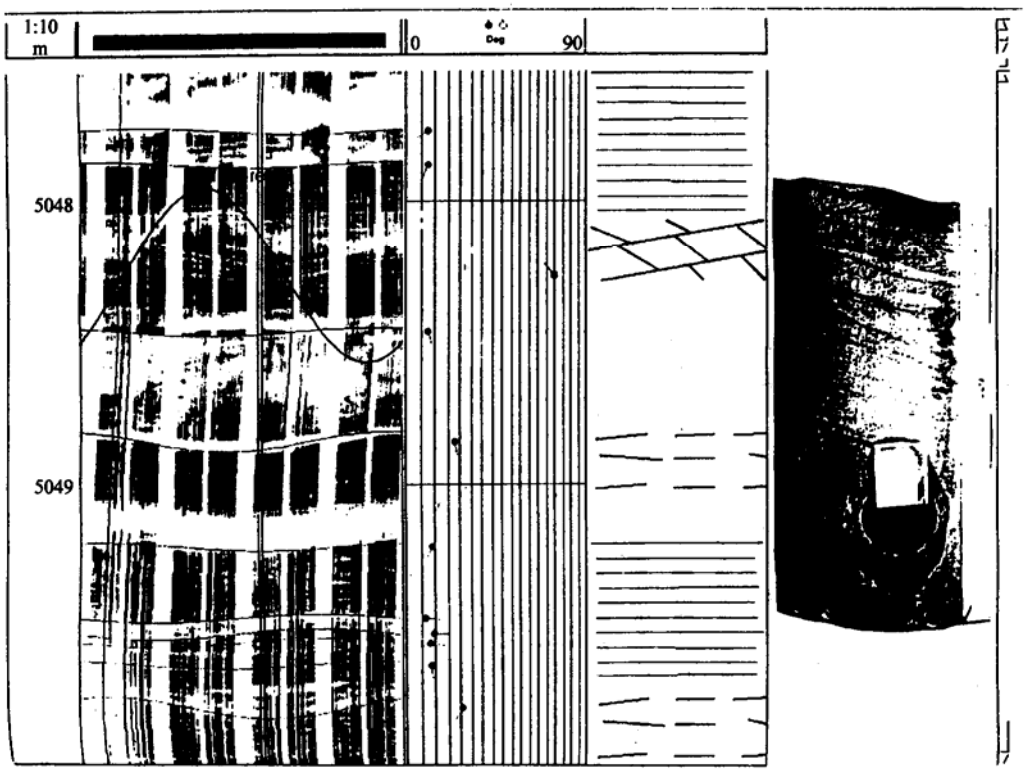


图 5-21 FMI 图像解释实例（TA12）

硬石膏薄层及斑块、板状交错层理、水平层理、断续斜层理、再作用面、微错段

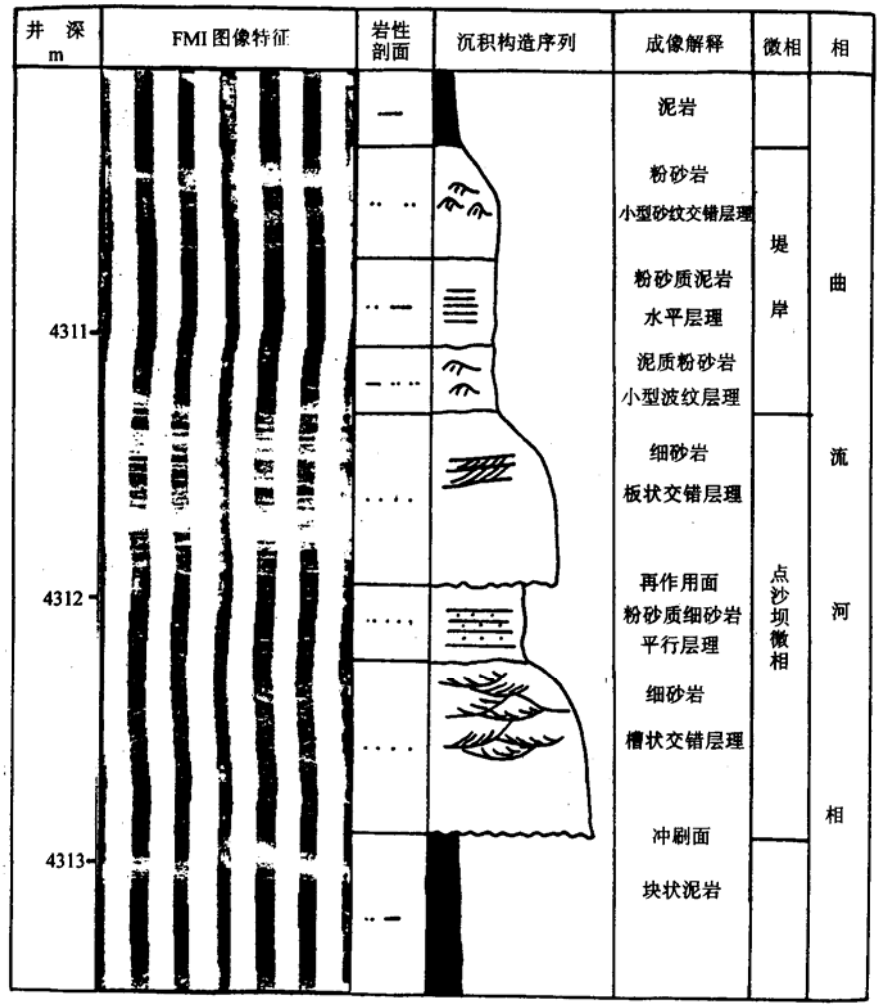


图 5-22 T2 井 FMI 成像图上一个典型的曲流河垂向序列地质解释

第二节碎屑岩测井沉积微相建模与划分并

一、关键井测井沉积亚、微相模型的建立

以常规测井处理解释的岩性剖面、倾角测井沉积学处理成果和 FMI 成像成果解释沉积构造序列为主,结合地质岩心描述和分析化验资料,综合建立关键井目的层段的测井沉积亚、微相模型,如图 5-23,轮南地区 E 油组辫状河三角洲沉积的垂向亚、微相划分和图 5-24 塔中凹油田曲流河三角洲沉积和垂向亚、微相划分。

二、测井沉积相剖面对比

1.测井对比标志层

为了实现测井沉积相的等时对比,在轮南地区选择了 I 油组砂岩顶部异常高伽马特征标志层为等时界面,该层全区分布稳定,以异常高伽马值为特征,火山喷发放射性物质含量高,分布厚度基本一致,区域上为等时界线。因此在全区对比中以这个测井标志层对齐,上下地层

依次等时对比(图 5-24)。

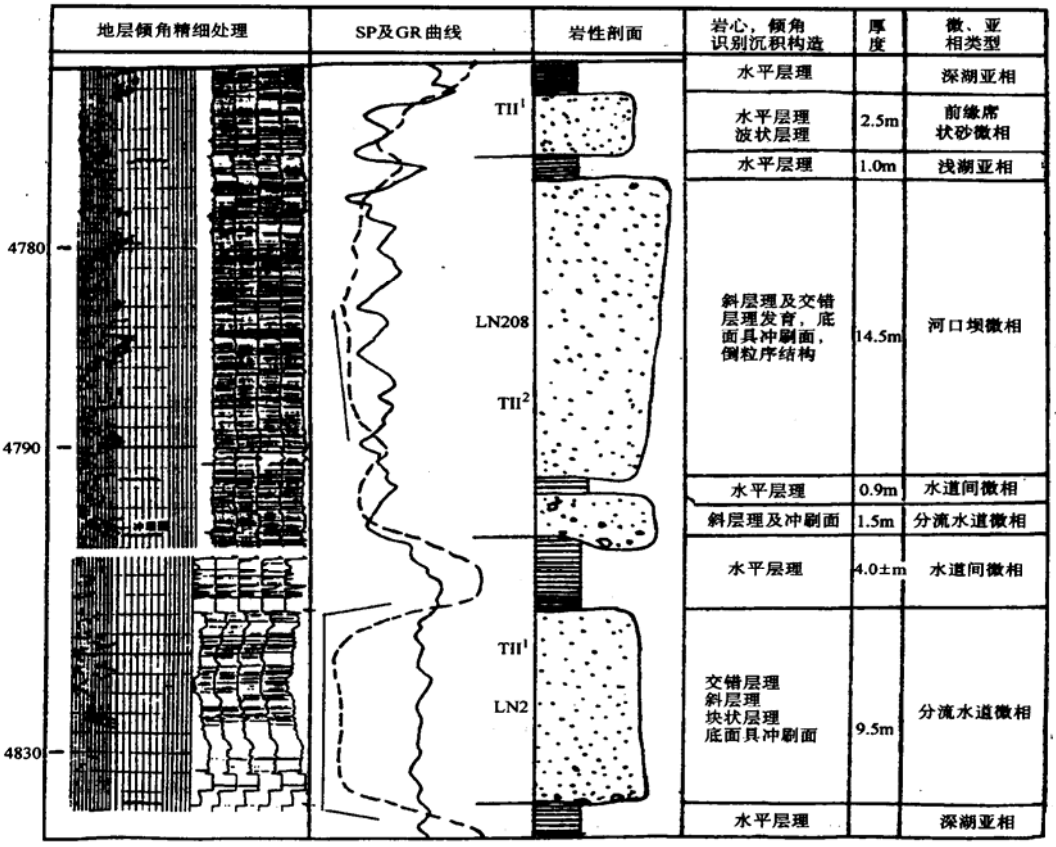


图 5-23 轮南美洲 08 井、轮南美洲井三叠系第二油组垂向层序综合图

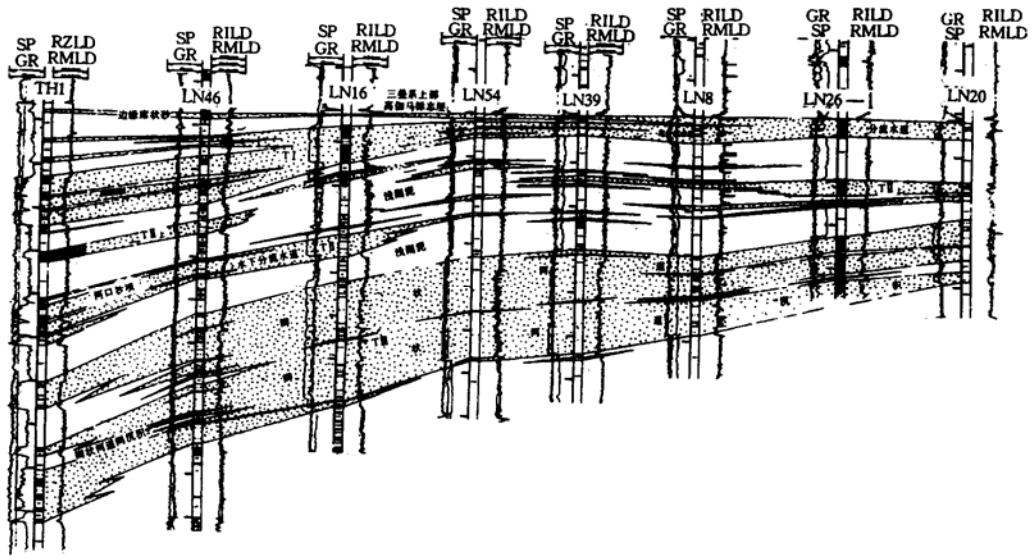


图 5-24 轮南地区轮西 4 井-波斯 1 井三叠系砂岩对比图

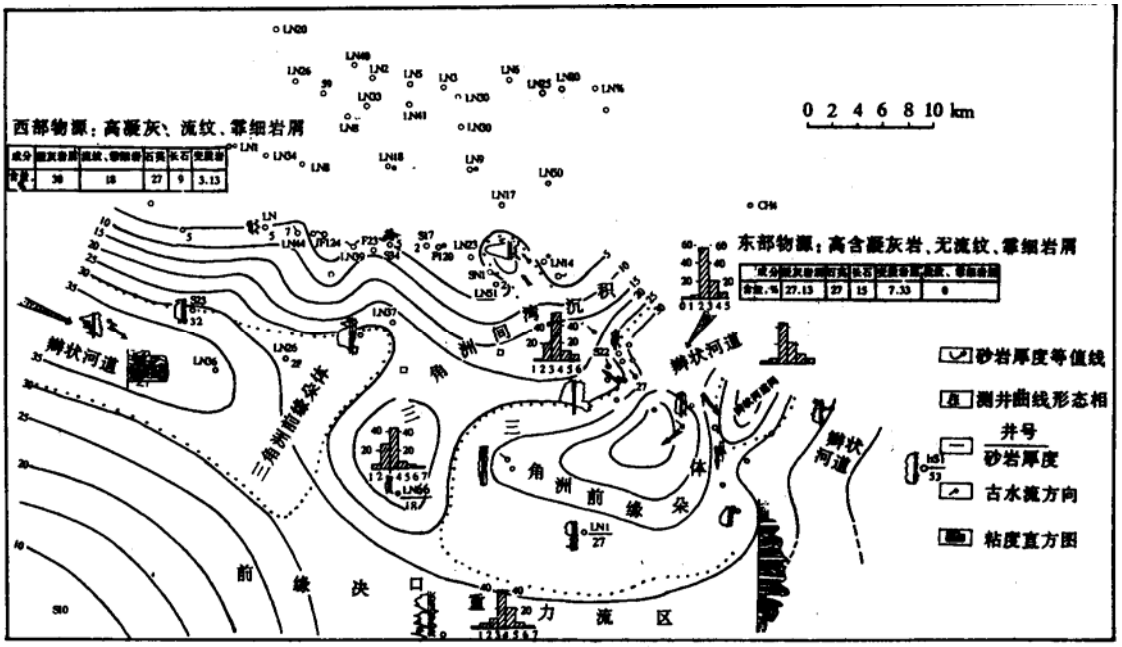


图 5-25 轮南地区三叠系 TⅡ下砂岩沉积相分布图

2.骨架砂体顶底界的确定

考虑到测井曲线形态的变化,岩性组合特征及地层倾角识别的沉积构造垂向序列,以砂岩层底冲刷面或再作用面为底界,以砂岩之上与泥岩接触面、砂岩层间明显间断或侵蚀面为顶界,横向连接砂体形态变化。

3.成因地层单元划分

根据区内不同测井曲线垂向变化规律和横向等时对比性,依据成因地层学 (W.E.Gall。way,1983)的对比原则,将剖面上地层按沉积成因单元不同的电性特征可以在轮南地区划分为五个成因地层单位:

(1)泥岩段,即 TE 油组以下泥岩段。

(2)TE 泊组砂岩段,为中上统中下部。

(3)泥岩夹砂岩段,为中统上部至上统下部,是泥岩背景下夹砂岩段。

(4)TI 油组砂岩段,为上统中下部。

(5)泥岩夹薄层砂岩段,为上统中下部。

按照砂岩骨架体垂向叠置特征,可以分出 TⅢ、TⅢ下、TⅢ上、TⅠ四个全沉积骨架体沉积单元。由于该剖面切过不同沉积砂体并与古水流方向不一致,横向连续性及形态具有明显的差别。但每一种测井沉积相与相邻相之间的连续性很清楚。

三、平面展布及古水流系统

在关键井主要测井沉积相类型及特征分析、垂向序列分析、基于栅状剖面对比的基础上,将各类反映沉积相体的特征总结出来,标注在目的层平面位置图上,可以清楚地表明沉积成因地层单位的测井沉积相平面分布特征及古水流系统。

当然,测井沉积相的平面分布主要是针对沉积骨架体一砂岩体的测井相而作的,每个成因地层单位骨架体测井沉积相平面变化规律搞清楚了,整个地层的沉积面貌也就一目了然。在轮南地区测井沉积学研究重点选取了 TIII、TIII下、TIII上、TⅠ砂岩骨架相层段,综合选取了以下六大类反映相特征的平面相标志:

(1)纯砂岩厚度。将目的层段每一口井的纯砂岩厚度读数标注在平面图上,并连接砂岩厚度等值线,可以明显地区分各测井沉积相带的厚度变化规律。在轮南共用了 67 口井的厚度资料。

(2)电测曲线形态相。将研究层段反映垂向变化规律的自然伽马和自然电位曲线组合起来,左为自然电位(SP)、右为自然伽马(GR)构成测井曲线形态相顶底界线为各目的层段砂岩骨架所在的上、下深度界线,把全区的形态相参数按均匀分布选取井位,可以从图中看出它可以划分不同相带,而且不同相带间形态相变化有序。

(3)沉积构造。从地层倾角测井解释的沉积构造序列中选取目的层段的典型沉积构造序列,标注在不同形态区带上,可以直观地反映不同相带的成因特征。

(4)粒度分析。从区内关键井和周边选取不同形态相带的粒度众数分布图,用于全区粒度平面变化分析。

(5)岩石组分分析资料。按不同形态相区统计区内各井目的层段的岩石薄片资料,用于反映各相带物源成分。

(6)古水流方向。将区内由地层倾角测井资料(经过沉积学特殊处理)判断的古水流方向(主次)标注在平面位置上。选井应全区均匀分布,可以控制各个相带的古水流系统方向。每口井在选取方向时,一定要是目的层段砂体的精细处理矢量图的蓝模式方向,或者用沉积施密特图的主峰方向控制每口井的局部古水流方向。在轮南地区三叠系沉积学编图中,均匀分布选取了 32 口井的局部古水流方向,这样基本上可以把轮南地区 TIII、TIII下、TIII上、TⅠ砂岩骨架体古水流系统恢复出来。

将上述六大类相标志综合配套研究,就可以把每个砂岩层的平面相带划分出来,以 TⅡ下、TIII上砂体为例:

TⅡ下砂岩(图 5-25): TⅡ下砂岩测井沉积相分布在桑塔木以南,以由北东向南西推进和由北西向南东推进的两个完整的辫状河三角洲沉积朵体为特征,两朵体间夹中区的三角洲间

湾沉积,两朵体向南侧显示出浅、深湖的前缘决口重力流沉积。东部朵体顺古水流方向自北东向南依次发育辫状河道三角洲前缘中的分流河道、河口沙坝、前缘席状砂等沉积,相态完整有序变化。西部由北西向东南也是这样的变化特征,沉积厚度以前缘为中心,最厚达 40m 以上。测井曲线形态沿古水流方向有序变化,由箱型到钟型、漏斗型、卵型、齿型逐渐变化的特征。图中所示的局部水流方向,符合总体的古水流系统,说明地层倾角微细层理处理的蓝模式方向是判断古水流方向的重要依据。

第三节碳酸盐岩测井沉积微相研究

以海相沉积为主的碳酸盐岩沉积环境及沉积结构,与陆相砂泥岩地层有很大的区别,陆相沉积的砂泥岩剖面岩类较为单一,但粒度与层理变化较为复杂,它们反映了沉积环境及沉积相的变化；而海相碳酸盐岩沉积,沉积矿物、岩类及岩石结构则是反映沉积环境的主要因素,水流变化、沉积层理则不如砂岩那样重要,因而使沉积环境的物理性质也存在较大差别,势必影响到测井响应的差异,如地层倾角对砂泥岩沉积环境是一种重要的指相工具,而对碳酸盐岩则意义有限,而可以反映矿物成分变化的自然伽马能谱测井则是进行碳酸盐岩沉积微相分析的重要手段。因而在碳酸盐岩中测井沉积微相应建立不同于砂泥岩地层的专门模型。

一、碳酸盐岩测井沉积微相研究方法与流程

在碳酸盐岩中用测井进行沉积微相研究内容包括以下几个方面:具体流程见图 5-26。

(1)选择与确定油气田的关键井；

(2)建立碳酸盐岩地质沉积微相模型；

(3)地质沉积与测井响应特征确定；

(4)测井信息环境校正与归一化；

(5)测井信息与地质微相相关分析；

(6)采用各种数理统计方法建立测井沉积微相模型；

(7)进行测井沉积微相划分反馈验证与模型修改。

二、碳酸盐岩沉积微相模式建立

我国碳酸岩盐油气藏沉积环境多以海相为主,四川碳酸盐岩具有代表性,属于碳酸盐岩海相潮沙沉积模式:

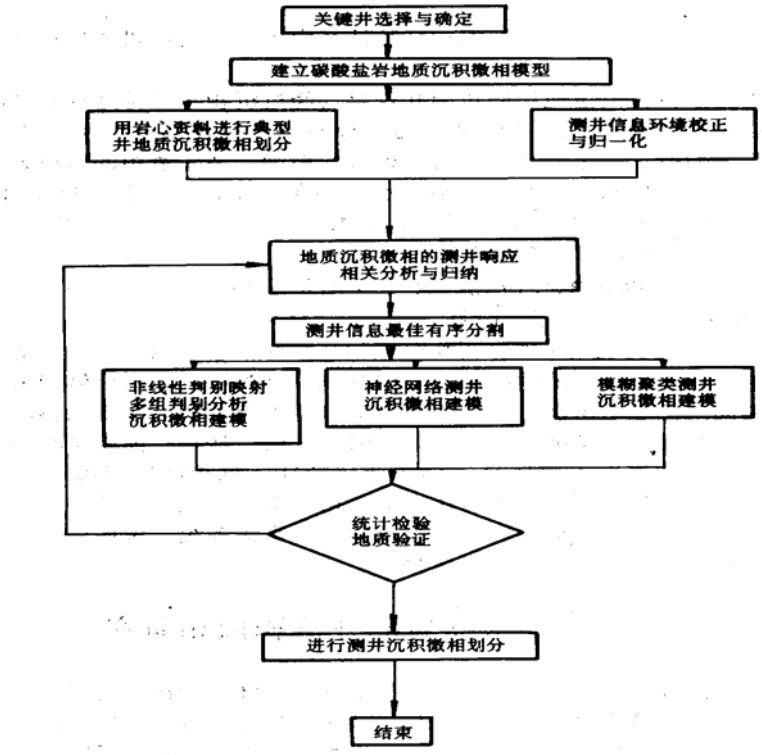


图 5-26 碳酸盐岩测井沉积微相划分流程

- (1) 潮上带
  - 蒸发盆地亚相
    - 膏岩微相
    - 膏云岩微相
  - 潮上坪亚带
    - 云岩夹石膏微相
    - 粉晶白云岩微相
- (2) 潮间带
  - 潮间坪亚相
    - 砂泥岩微相
    - 泥灰岩泥质灰岩微相
    - 泥质云岩微相
  - 潮间浅滩亚相
    - 颗屑及鲕粒灰岩微相
    - 砂屑及藻屑云岩微相
- (3) 潮下带
  - 潮下浅滩亚相：鲕粒及砂屑、生物灰屑
  - 局限海潮下亚相：灰石岩、泥灰岩、泥页岩
  - 蒸发海盆亚相：盐岩、石膏、石灰岩

三、测井碳酸盐岩沉积微相建模

1.碳酸盐岩沉积相的测井响应特征

1)自然伽马能谱

由于不同沉积环境、岩类、物源及地球化学性质上的差别,使地层中的放射性元素铀、钍、钾的富集程度及相对含量的比例发生变化。浅海碳酸盐岩生成于清水环境,直接生物堆识和间接生化作用影响自然伽马能谱的响应,放射性铀在一定程度上反映了生物富集及演化恃征,而泥质则影响了钍、钾的分布,成岩后生变化及地下水溶蚀的裂缝都可形成放射性铀的富集,自然伽马能谱对沉积环境响应的规律是:

(1)在氧化环境钍矿物含量稳定,不易风化,在高能环境钍含量高于低能环境;

(2)钾极易被带负电荷的胶体吸附,因而在粘土矿物中钾含量增高;

(3)粘土矿物含量与水动力条件及沉积低能环境有关,而钍钾比及钍、钾含量增加可确定泥质及粘土矿物含量的增高;

(4)铀含量与有机质还原作用关系密切,特别与岩石中有机碳含量有好的正相关关系,有机碳及干酪根反映生油母质的丰度,因而铀含量可作生油母质的指示器,而钍、钾比低则反映还原环境,相反则说明处于氧化环境。

2)总自然伽马测井

总自然伽马值主要反映泥质与粘土的含量,在生油层则反映生油母质的增加。它的规律是有机质含量很高的生油岩自然伽马为异常高值,泥、页岩为正常的高值,泥质石灰岩与白云岩为中值,白云岩为中低值,纯石灰岩为低值,生物礁岩及石膏为最低值,钾岩为高值。

3)电阻率测井

在碳酸盐岩中,硬石膏及岩盐为最高电阻率,可达数万欧姆米,致密石灰岩为高值,孔隙发育的石灰岩及白云岩为中低值,泥、页岩为最低值。

4)岩性密度测井

岩性密度测井包括两种物理量,一种为有效光电吸收截面指数 Pe 及岩石的体积密度。有效光电光电吸收截面指数与岩石化学元素光电吸收截面关系密切,因而它可以正确区分岩石矿物成分及岩性,如石灰岩 Pe 为 5.084,而白云岩为 3.142,硬石膏为 5.055,砂岩为 1.086,从而反映了岩石沉积与成岩环境。而岩石体积密度的差别不但反映不同岩类,而且反映了沉积环境,体积密度由高而低的岩类为:硬石膏、白云岩、石灰岩、孔隙云岩、孔隙灰岩、生物灰岩、岩盐、泥质岩、页岩及泥岩。

5)声波测井

在碳酸盐岩剖面中,致密白云岩纵波速度最大,致密石灰岩也较高,它们在变密度测井曲线上表现黑白分明,石灰岩与白云岩孔隙度增加使纵波声速有所降低,变密度的灰度曲线表现为黑白反差减弱。对石膏层声速虽然减小,但变密度曲线则黑白分明。岩石泥质增加与孔隙度增加特征相似,泥、页岩类纵波声速最小,由于能量衰减,变密度曲线黑白反差很小。

6)中子测井

在中子测井石灰岩视孔隙度曲线上,硬石膏与致密石灰岩都近于零值。盐岩次之,白云岩有 0 ～ 3%视孔隙度读数。随地层孔隙度增大,中子读数增高,泥质含量增高中子读数也相应增大。泥、页岩中子读数增高,可达 25%视孔隙度读数。

2.碳酸盐岩测井电相与沉积微相的关系

根据以上测井信息对沉积环境响应特征看出,测井对沉积微相变化而造成岩石物理性质变化是敏感的。因而根据各种测井信息集总,可以形成随井身沉积环境变化而引起岩石物理变化的连续剖面,虽然还不能说它直接反映某些明确的地质概念,但它能反映井眼内随井深而变化的岩石各种物理性质的差异,我们称之电相剖面。而实际地质各种沉积微相差别必然造成物理性质的差异,因而这种电相剖面可以转化为地质信息,具体说就是沉积微相变化的信息。这种转化是通过取心井段根据地质信息所划分出的随深度变化的沉积微相段与电相剖面相关分析得到的,通过各种统计数学的聚类方法,如非线性映射、多组判别、模糊聚类、神经网络等方法,建立起各种沉积微相的数学模型,并经过置信度检验,才能将电相剖面转化为测井沉积微相剖面。

3.碳酸盐岩电相确定和划分

1)用最佳有序分割进行剖面电相分层

采用多种测井信息作为多变量进行有序样品的最佳分割是主要的电相自动分层方法。这是一种按多变量离差值进行最优分割的统计方法,它要求各分层内部样品之间差异最小,各层段间差异达到最大。

2)采用非线性映射对电相进一步聚类

非线性映射是通过对多变量由多维空间降维映射到低维空间,用低维空间直观显示聚类点群分布的数理统计技术,它不考虑数据沿剖面的连贯性,因此在测井多变量最佳有序分割形成电相分层的基础上,根据样品的亲疏关系,进行以电相特征为基础的进一步电相特征聚类。

4.测井沉积微相模式建立与微相划分方法

1)用多组判别建立测井沉积微相模式

在测井多变量数据进行电相聚类后,以已知关键井地质沉积微相作参照,建立测井多变量沉积微相判别函数,达到建立测井沉积微相模式的目的。根据总自然伽马、无铀自然伽马、铀、钍、钾测量值、中子、密度、声波、双侧向电阻率及微球形聚焦测井信息作为变量,以地质划分的各种沉积微相作为判别标准,这样就可构成碳酸盐岩各种沉积微相的判别函数,它们就是建立起来的碳酸盐岩测井沉积微相的模式及数学模型。

2)用模糊聚类法建立碳酸盐岩沉积微相模式

利用测井信息进行碳酸盐岩沉积微相划分的实质是,由于沉积环境变化造成岩石与地层物理特征的变化,而多种测井信息可由不同的角度来对这些变化进行响应,因而测井信息可用于沉积微相变化的区分。采用多种测井信息作为变量进行聚类分析,将相似程度高的点群聚类也是测井沉积微相划分的重要手段。由于自然现象的复杂出现模糊现象,因而采用 Fuzzy Clusterring 统计方法建立模糊聚类统计模型来进行碳酸盐岩沉积微相测井划分模型建立。

根据 Fuzzy 集理论发展的模糊数学方法可以进行测井多变量沉积微相聚类与划分,从而建立起碳酸盐岩测井沉积微相模式。

3)神经网络技术进行测井沉积微相划分

测井信息是地质沉积差别造成物理性质差异的反映,它属于非结构性信息,难以用数学方程精确地描述,但存在大量实际资料可供学习,因而采用人工神经网络技术监督学习的方法,通过它的自组织、自适应的学习能力及对模糊与随机信息的联想、推理与类比能力,可通过神经网络方法来建立测井碳酸盐岩沉积微相模式。具体采用的是多层感知机层状结构前馈神经网络。它由输入层、输出层及多个隐含层组成。多层感知机用 S 函数作为激活函数。

对于第 K 层的第 j 个神经元 来说,其输出为:

$$X_j^k = \mathrm{F}\left(\sum_i (W_{ij} X_i^{k-1}) - \theta_j\right)$$

具体算法采用误差反向传播,用梯度搜索技术使代价函数最小化。

采用这种方法将各种测井信息变量作为网络输入层,以地质确定的各种沉积微相作为期望输入值赋给网络输入层,采用误差反向传播法对网络进行训练,通过计算期望值与实际输入值之间的误差来调节网络神经元的连接权,通过网络学习与训练,可对未知井的测井沉积微相预测。

四、碳酸盐岩测井沉积微相划分实例

四川盆地东部五百梯构造石炭系是一套非均质的以泻湖相沉积为主的碳酸盐岩剖面,由

地质资料建立的沉积微相包括:泻湖内浅滩、暴露浅滩、、石英砂浅滩、泻湖、暴露蒸发六种微相。测井采用中子、密度、总自然伽马、铀、钍、钾曲线、声波及双侧向电阻率等 10 种测井信息,采用上述数理统计方法建立了测井沉积微相的模式及数理模型,并得到了地质验证。图 5-27 给出了测井沉积微相模式,图中中间为岩性剖面,其右为测井电相划出岩

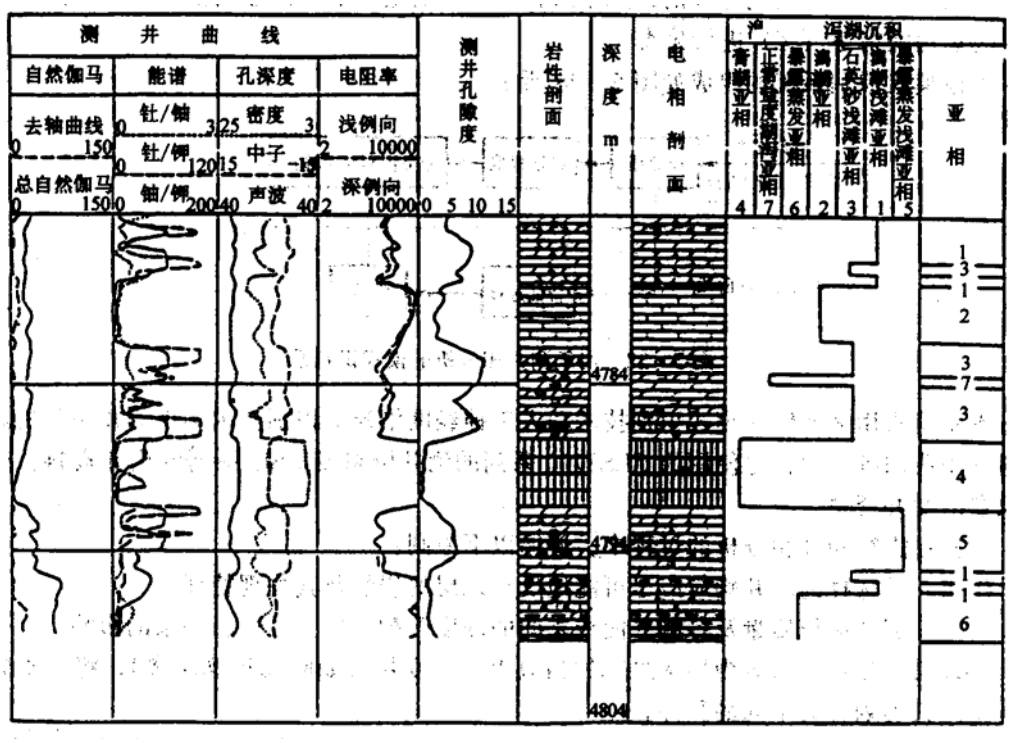


图 5-27 五百梯构造石炭系测井沉积微相模式及地质验证

类,右边方形曲线为测井划分出沉积微相,最右边为地质沉积亚相划分结果,由图看出两者是很一致的。

第四节 测井沉积学解释计算机辅助系统

当前用计算机进行测井沉积学解释的程序不少,应用效果主要决定于使用者的地质知识水平。至于计算方法、程序设计则大同小异,本书以石油大学(北京)研究的 CALISS 系统为例说明测井沉积学计算机解释方法。

一、系统逻辑结构

1.原理.

从模式识别的角度来说,测井相实际上是一个模式识别过程。该过程将测井模式由多维测井变量(模式)空间正确地映射到较低维的地质类别空间,即有映射:

$$F: Rn \rightarrow Rm, \quad y = F(X)$$

对于样本集合 X 和输出 Y,可以为存在某一映射关系 G 使

$$y_i = G(x_i) \qquad x_i \in X \quad , \quad y_i \in Y$$

(1)由计算机利用样本数据求取一映射 F,使得在某种意义下最佳地逼近 G,以实现区分不同的模式,而将同一类别的不同模式样本归为一类。

通常的分类规则为,如果模式 X 与类别 A 的模式最相近,则模式 X 属于 A,在此过程中涉及的问题是:

①完成模式特征的抽取,即决定如何以一组参数的形式描述模式 X 。

②利用一组已知类别标号的训练模式样本学习由输入空间到输出空间的映射关系 F 。

③运用映射 $F(X)$ 进行分类。

上述模式识别系统的组成如图 5-28 所示:

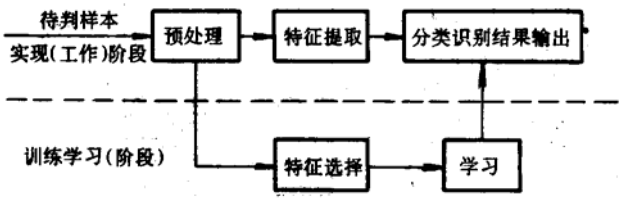


图 5-28 用于测井相分析的模式识别系统

本系统采用多元统计模式识别技术和人工神经网络模式识别技术实现测井相分析。测井资料利用我国各油田普遍使用的 CLS3700 系列的测井资料或 CSU 系列的测井资料,或者国产仪器的测井资料。

(2)在进行测井相分析的过程中,遵循以下原则:

①每一被选择的测井响应应尽可能地反映地层的岩性及其物理特征。

②保证测井曲线质量及各测井曲线之间的深度匹配,校正环境和井眼的影响。

③以某种相似性参数为样本之间的相似程度的度量(如欧几里德距离),将样本数据将样本空间归类划分为不同的测井相。

④以某种归类判别准则建立测井相空间到地质相空间的映射规则,实现对未知测井层段的归类识别。

2. 系统的总体逻辑框图如图 5-29 所示

测井曲线的编辑。完成测井曲线数据野外带记录格式到测井相分析所用的向量格式的转换,以及测井曲线的选择。

预处理模块。完成测井曲线的环境校正、深度校正以及曲线的滤波、分层处理、数据标准化处理等功能。

多元统计岩相分析器。采用主成分分析、聚类分析、判别分析等完成测井曲线的岩相识别。

ANN 测井相分析器。采用 ANN 技术完成测井曲线的岩相识别和和沉积环境识别。

测井层段的划分。根据岩相分析所得的岩相垂向序列,划分用于识别沉积环境的测井层段。

曲线形态特征的提取。提取各测井层段内倾角测井的沉积学特征。

单井测井沉积环境识别。根据所提取的测井层段的特征,应用 ANN 技术,在取心地质资料刻度下建立单井沉积环境的垂向序列。

成果显示。 SUN 工作站上。PEN WINDOW 环境下,用 C、Xview、Xlib 编程,在屏幕上将测井曲线、测井曲线的校正、分层等预处理结果以及测井相分析结果进行显示观察,并可在屏幕上交互修改测井相分析的结果。测井相分析的最终结果可用打印机、绘图仪输出。

该系统运行于 SUN4 工作站的 OPEN LOOK 环境。软件支持系统配置如图 5-30 所示。硬件配置如图 5-31 所示。

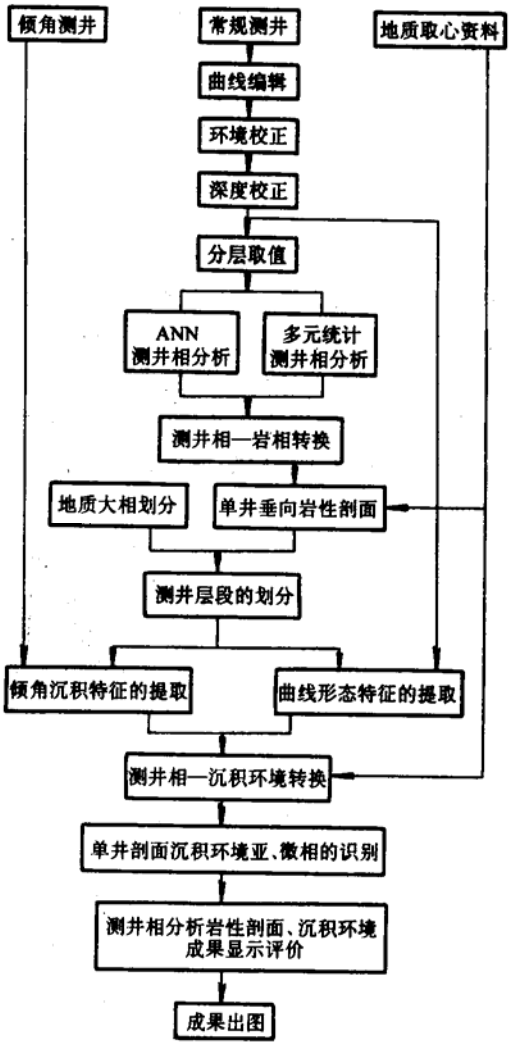


图 5-29 测井相分析系统总体逻辑框图

二、测井相分析的数据预处理

1.测井曲线的环境校正及深度匹配

测井曲线的环境校正、主要是校正井眼环境如钻井液因素、井壁不规则以及一起偏心等非地质因素的影响。由于目前普遍使用的测井曲线是用 CLS3700 测井仪或 CSU 测井仪测得的,因此为简单起见,我们采用现有的 3700 测井校正图版和拟合公式来实现对测井曲线的环境校正。

在测井过程中,由于井眼的不规则以及钻井液对仪器的粘附作用,电缆会产生拉伸。另一方面,测井曲线是仪器分次组合下井测得的。这样就会造成各曲线间的深度的错动和不匹配,我们选用一条特征明显的曲线如 GR 为基准,确定其他曲线相对该曲线的深度移动,用 NEWMOV 程序完成曲线的深度校正,使各曲线所反映的地层边界位置一致。

2.测井曲线的分层取值处理

测井曲线的分层直方化就是将测井曲线恢复成原始的矩形曲线以代替通常所见的光滑曲线。在 SPE 第六十届地质会议上提出了用测井曲线划分地层界面的原则,即给定参数在层

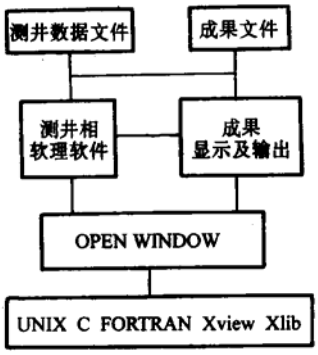


图 5-30 软件配置图

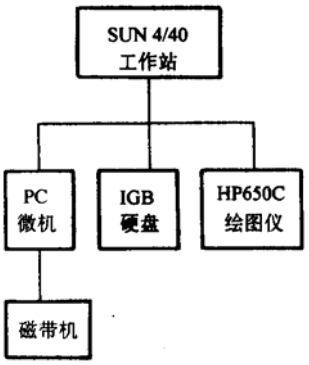


图 5-30 硬件配置图

内变化为最小,层与层之间的变化为最大。据此,可以用各种方法实现测井曲线的分层处理,如活度函数分析法、方差分析法、有序样品聚类最优分割法以及 Walsh 变换等方法。本系统采用层内差异分析与聚类分析相结合的方法来完成测井曲线的自动分层直方化处理。

1)主要分层曲线的层内差异法分层处理

层内差异法分层的依据就是在同一层内的测井响应是相对稳定的,其变化不超过某个允许误差。

在用测井曲线的层内差异进行分层时,我们选择具有较高纵向分辨率的测井曲线,如 GR、Rxo 或 RFOC、RSFL 等作为主动分层曲线,对起进行初始分层处理。

设属于第 i 层的 n 个相邻的主动分层曲线采样值为{ X_{ij} },该层的允许误差为 E(X_i),则该层的测井值可记为:

$$\overline{X}_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} X_{ij}$$

其方差为

$$S = \frac{1}{n-1}\sum (X_{ij} - \overline{X}_i)^2$$

均方根误差为 E

$$\sigma_{ij} = \sqrt{(\tfrac{1}{n-1})\sum (Xij - \overline{X}_i)^2}$$

对第 n +1 个采样值,与该层测井值 的差异为| $X_{n+1} - \overline{X}_i$ |,则有:

$$P = \{| \quad X - \overline{X}_i \ | \geqslant E(\overline{X}_i)\} \leqslant \sigma_i / E(\overline{X}_i)$$

当 $| X_{n+1} - \overline{X}_i |$ $\leqslant E(\overline{X})$ 时，X_{n+1} 属于第 i 层，此时应重新计算该层第 n +1 个采样点的均值、方差及允许误差。

当 $| X_{n+1} - \overline{X}_i |$ $> E(\overline{X})$ 时，X_{n+1} 不属于第 i 层，第 i 层划分结束，从此第 n+1 个点开始划分下一层。这样进行下去，直到处理完整个井段为止。

在上述分层处理过程中，分层的关键是确定允许误差函数 $E(X_i)$。从数理概率统计角度来看，可以认为测井值是具有有限方差的随机变量，同一层内各采样点的差异反应了非地层因素引起的随机误差，且概率满足：

$$P = \{| \quad X - \overline{X}_i \ | \geqslant E(\overline{X}_i)\} \leqslant \sigma_i / E(\overline{X}_i)$$

据此我们建立如下的误差函数：

$$E(\overline{X}_i) = B\ \sigma_i$$

式中，参数 B 为层内差异分层系数。

2)分层曲线的初始分层的聚类并层处理

在对主动分层曲线用层内差异分层处理时，对整个井段我们采用了相同的较小的 B 值，而各个层的均方根误差 σ_i 是各不相同的，这样在实际处理中，可能会出现某些层段划分得过细，把同一层段划分成了若干个小层。因此，在对主动曲线作层内差异分层后，我们将其分层结果施加到所选作分层曲线的其他一至四条有较好纵向分辨能力的测井曲线上，作为这些分层曲线的初始分层。然后以这些分层曲线为变量，用这些变量间的广义马哈诺比斯距离来衡量各初始分层小层间的相似或接近的程序，对分层曲线的初始分层结果进行最优聚类分割，将相似或接近程序较高的相邻的小层合并为一层。

设第 k 层与第 k +1 层的“马氏距离”为

$$d(k \ , \ k+1) = \sqrt{\sum_j \left(Y_{ik+1} - Y_{ik}\right)^2} \qquad i = 1，2，3，4，5，\cdots, L$$

式中 L ——所选定的分层曲线的条数(1≤L≤5)；

Y_{ik} ——第 k 层的第 i 条分层曲线的测井值。

若 $d(k \ , \ k+1) \leqslant d_{\min}$，则认为第 k 层与第 k +1 层同属于一层，将它们合并为一层。

若$d(k, k+1) > d_{min}$曲,则认为第k层与第$k+1$层各为一层,不作并层处理。

其中d_{min}为各小层并层处理时的最小临界距离。

通过调整分层参数B、d_{min}的大小,就可得到不同粗细程度的分层结果。B、d_{min}的选择一般由试验确定。B值越小,允许的误差就越小,所得的分层结果也就越细。反之,分层结果就越粗。同时,d_{min}的选取也是这样。

3)对其它测井曲线的分层延拓

在完成选择的一组分层曲线的分层直方化以后,将分层结果延拓到其它测井曲线上,从而在所有测井分析所使用的测井曲线上得到统一的分层边界。这样分层处理后,所有的测井曲线都被直方化了,看起来犹如由不同的常数段组成的阶梯状线段。每一层的各曲线的测井值就是该曲线在该层的平均值。

4)测井曲线的归一化处理

在对同一油田、同一区块或同一构造上的各井进行测井相分析时,必须对所使用的测井曲线进行标准化处理,以消除由于所使用的仪器不同、刻度不同所产生的影响。同时对测井曲线进行归一化处理,还可以消除由于各测井曲线变量之间的量纲以及数量级的不同而在数理统计分析上产生的误差。本文采用极差正规化对分层处理后的测井曲线进行归一化处理。

$$\omega_{ki} = \omega_{ki} + \eta_k (x_i - x_{ki})$$

$$d_{ki} = \min\{d_{ji}\} \quad , \ k \in (1, 2, 3, \cdots, L)$$

$$X_{ij} = (X_{ij} - X_{j\min}) / (X_{j\max} - X_{j\min})$$

式中:$_i$=1,2,3,4,5,…,N。为分层处理后得到的层数。j=1,2…,n。n为测井变量的个数。

经这样的处理后的各测井曲线的数值分布在0～1之间,这样用于衡量样本间相似性的统计变量,如相关系数、欧氏距离等的变化范围就均匀地分布在0～1之间。

经过上述预处理后,我们用矩形测井曲线代替了通常测井解释中所用的原始的光滑的测井曲线。这样做的原因是:其一,在划分的各个层段内,测井曲线值保持恒定不变,我们只需存储该层的起始和终止深度以及各条曲线的平均值,而不必存储各曲线的全部采样值,从而节省了处理中测井数据的存储空间。其二,经过分层直方化后的测井曲线代表了真实的(或者更确切的)测井响应值,保留了地层性质的变化,消除了非地层因素的影响,分层后层内各采样点间的数值差异最少,而层间的差异最大,此时,可以认为层内具有相同的岩性。这样每一个

测井层段就可以当作是 n 维测井变量空间中的一个点来处理。测井相分析就成了一个由 n 维测井变量空间到 m 维地质空间的映射识别。

三、ANN 相分析

测井相分析实际上是一个模式识别的过程。利用人工神经网络算法可以比较好的实现相分析过程。

1.用于测井相分析的 ANN 模型

本系统用一个基于距离的自组织竞争网络 D-kohonen NN 完成测井相参考向量模式特征的提取;用一个基于距离的多层前向网络 D-BP NN 作为测井相到地质相的映射分类识别器。

1）D-kohonen NN 测井相参考向量模式特征提取器

这是一个以 kohonen 算法为基础的自组织特征映射网络。网络由输入层和输出层神经元构成。以欧氏距离评价输入测井向量模式间的相似程度,将测井向量空间的节点聚集成不同的区域一一测井相。在网络的学习训练过程中,输出层的节点的个数是变化的,每个节点代表一类测井相。学习训练结束后,网络输出层节点的总个数即为最后得到的测井相的总类数,各节点的输出即为相应测井的参考模式向量。

评价输入测井向量 X 与测井相 j 的接近程度的欧氏距离为

$$d_{ji}=\sum_{i=1}^{N}(w_{ji}-x_i)^2$$

$$d_{ki}=\min\{d_{ji}\} \quad ，\ k\in（1，2，3，4，\cdots，L）$$

式中 x_i 一一测井向量 X 的第 i 个元素。 i=1,2,…,N 。

N 一- X 的维数。 j =1,2,…,L ；

L 一输出节点的个数。

网络的权值修正规则为:

(1) $d_{ki}\leqslant\rho$ 时,将 X 归入与其最接近的输出节点 k 所代表的测井相类中。

$$\omega_{ki}=\omega_{ki}+\eta_k(x_i-x_{ki})$$

式中, η_k 为在 0 ～1 间取值的随着学习过程而变化的学习因子。此处取:

$$\eta_k=n_k(t)/(n+1)$$

式中 n_k 一-t 时刻测井相 k 中的样本模式个数;

n ——学习样本集中的样本模式个数。

(2) $d_{ki} > \rho$ 时,则认为模式 X 不属于已存在的测井相类, X 属于一个新的测井相类网络的输出层生成一个新的代表该测井相的节点 l, 且有

$$\omega_{li} = x_i$$

ρ 为网络学习过程中的距离阀值。 ρ 越大,网络学习后得到的测井相类数 L 越少; 反之,L 越大。

网络 D-kohonen NN 的输出为下面的 D-BP NN 网络提供样本集的测井相的类数 L ,以及各测井相的参考模式向量。L 作为 D-BP NN 的隐层神经元的个数,各测井相的参考模式向量用作 D 一 BP NN 的输入层与中间隐层间的初始权值。

2)地质相识别分类器 D-BP NN

在 ANN 理论研究中,Hecht-NieLson 已经证明,当隐层节点数可以根据需要自由设置时,对于任意的 ε >0,可以用三层具有 Sigmoid 形状的 I/O 特性的网络,以 ε 均方根误差的精度逼近任何非线形函数,并可形成复杂的分类决策区域。本文以 Rumelhart 的 BP 算法为基础,构造了一个由输入层、隐层、输出层组成的三层网络 D 一 BP NN 作为由测井相到地质相的识别分类器。

网络输入层的节点个数为测井向量的维数 N,隐层个数 L ,输出层节点个数为所要识别的地质相的类数 M_0 输入层与隐层间的连接权 w_{ij} 的初始权值置为隐层节点 hj 所代表的测井相的参考模式向量 Rj,而隐层与输出层间的连接权:

$$E = \frac{1}{2p}\sum_{m=1}^{p}\left(T_k^{(m)} - O_k^{(m)}\right)^2$$

$$E_m = \sum_{k=1}^{m}\left|T_k^{(m)} - O_k^{(m)}\right|$$

网络学习递归指数 m 为模式指数。

(1)网络输入信息的正向传播过程。

设输入节点的输出为 O_i ,隐含节点的输出为 O_j ,输出节点的输出为 O_k ,隐层节点与输出节点的输入分别为 net_j , net_k 。

取 O_i 等于输入测井模式向量的第 i 个分量 x_j ,则有

$$net_j = \sum_{i=1}^{N} \frac{(\omega_{ji} - O_i)^2}{1 + (\omega_{ji} - O_i)^2} = \sum_{i=1}^{N} \frac{(\omega_{ji} - X_i)^2}{1 + (\omega_{ji} - X_i)^2}$$

上式中分子部分为反映输入模式与隐节点 h_j 所代表的测井相参考向量 k_i 的相似程度的欧氏距离,分母部分为标准化因子。

对隐节点,采用如下的非线形 I/O 转换函数:

$$f(x) = 1/\exp(\beta \cdot x)$$

则有

$$O_j = f(net_j) = 1/\exp(\beta \cdot net_j)$$

这是一个单调减少的可微函数,其形状是以测井相参考向量为中心,随着距 Rj 的距离的增大而单调减少。 O_j 反映了输入模式与各个类参考向量间的距离,即输入测井向量与测井相参考向量的接近程度。

对网络输出层节点本文采用的 I/O 特性函数有:

$$net_k = \sum_{j=1}^{L} \omega_{kj} \times O_j$$

$$Q_k = 1/(1 + \exp(-net_k))$$

此时,对所有输出节点,如果 E_p 及 E 均不小于给定的误差阀值,则网络的学习转入下一步的误差校正信号的反向传播过程。

(2)D-BP NN 的误差校正信号反向传播过程。

在这个过程中,网络学习的误差信号沿原路径向回传播,以修正网络的权值。

2.ANN 测井相分析的过程

1)由取心井选择建立学习训练样本集

ANN 的分类判别性能直接取决于学习训练过程中所采用的样本集。样本集所提供的信息是网络学习输入测井模式到输出地质相的映射关系的唯一来源。因此样本集应全面、有代 表性。尽量避免样本的模糊与缺乏,以及样本间的冲突。实验表明,样本的模糊与冲突会极 大地影响网络的学习速度与性能。同时,为保证网络识别的总体性能,各个地质相的样本数目应大体均衡。

2)网络模型的建立及学习训练

我们用 C、Xview、Xlib 编程建立网络模型。在网络学习阶段,从样本文件抽取样本模式,采用模式迭代的方式,来训练网络。学习结束,可以显示网络的学习过程和学习结果。影响网络学习过程的学习参数主要有 ρ 、 η 、 $a_1 \cdot a_2$ 以及学习迭代次数 cnt。通过详细研究网 络对样本的学习效果与网络学习参数间的关系(样本数据取自 DH1 井),可得出如下结论:

(1)随着网络隐层节点规模 nhnode 和学习迭代次数 cnt 的增加。网络对岩性的识别符合率并不总是随着增加。 nhnode 越小,网络的容量也就越小,实现要求的识别精度,需要更多的学习迭代次数 cnt 时,有时甚至达不到所要求的识别精度。而 nhnode 过大时,网络的容量会出现冗余,网络的学习可能会陷入局部最小,而且网络的泛化能力也可能会变差。对 d1 井 ,nhnode 取 26 时,可能取得较好的网络性能。

(2) η 和 a_1 对网络的学习收敛过程有很大的影响。 η 大,网络学习收敛速度会加快,大的 a_1 则可增加网络学习过程的稳定性。

3.网络的工作过程

在这个过程中,程序从网络结构参数文件中读取网络的拓扑结构参数以及各节点的连接权值,判别未知测井向量模式的地质相类别(如岩相类别)。

四、根据测井曲线的形状特征识别沉积环境

1.测井层段的划分

单井剖面中,各种沉积岩体所属沉积环境亚、微相的划分主要在于对井剖面垂向岩性剖面及其各种组合序列的详细划分。因此,在利用测井资料识别沉积环境时,应首先划分井剖面的测井层段,确定各个解释窗长,然后对各个解释窗口,提取测井曲线的形态特征。

本系统主要依据井剖面垂向岩性序列的各种组合来划分测井层段。一般应满足如下几个约束条件:

(1)地质大相或亚相的控制。从测井曲线识别井剖面的沉积亚相或微相是在地质上大的沉积时期和沉积环境已知的前提下进行的。只此由井眼剖面的岩性组合序列划分测井层段必须由井底向井顶进行,符合大的沉积环境的要求。

(2)每一个测井层段的岩性剖面上都应是一个旋回层。井剖面垂向岩性粒度旋回一般可分为:正旋回(粒度上细下粗)、反旋回(粒度上粗下细)以及复合旋回等。

(3)最小厚度阀值的约束。对两个相邻砂体间的夹层,如果认为两个砂体属于不同的沉积环境,就应选择这个夹层的厚度作为测井层段的阑值,把这两个砂体划归不同的层段,分别提取曲线特征。

(4)屏幕直观观察约束。测井层段的划分结果可以在屏幕上显示,根据实际情况在屏幕上修改所划分的测井层段使划分结果尽可能与实际相符。

在上述约束条件下,我们就可以将测井曲线划分成厚度不同的解释层段,分别提取曲线的形态特征,识别其沉积环境。

2.测井层段内曲线形态特征的描述与提取

对每个测井层段,我们用一个参数向量来描述测井曲线的形态特征,包括常规曲线的幅度特征、形态特征、顶、底界面接触关系、曲线的光滑特性,以及测井层段内的岩性特征、旋回特征、倾角测井的沉积特征等。

1)常规测井曲线的形态描述及提取

设测井层段内的曲线的采样点数为n,对一条测井曲线,其序列为 $x(1)$, $x(2)$, …, x(n)。曲线的采样点间距为 r_{lev} ,测井层段的厚度为△h 。

(1)曲线的幅度特征。

同前面介绍的测井相分析方法一样,测井层段内的曲线幅度特征,即为该测井层段内测井曲线的平均值。

(2)曲线的形状特征

当: $\overline{x_h} > \overline{x_1}$ 时,可以认为曲线是漏斗形的,其相对重心偏上。

当 $\overline{x_h} < \overline{x_1}$ 时,可以认为曲线是钟形的,其相对重心偏下。

当 $\overline{x_h} = \overline{x_1}$ 时,可以认为曲线是箱形的,其相对重心居中。

程序中用如下两个参数反映曲线的形态特征:

$$P = (\overline{x_{hn}} - \overline{x}_1/(2\overline{x_n})) + \overline{x}$$

$$W = \sum_{i=1} x(i)/(n\sum_{j=1} x(i))$$

这里P值的大小既反映了曲线的形状特征,也包含了曲线的幅度特征。W反应了测井层段内曲线形状的相对重心。

(3)测井曲线的波动起伏特征

在测井层段内,用曲线的方差分析:

$$D = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x(i) - \overline{x})^2$$

反映曲线的起伏波动特征,表达曲线上峰谷数据大小的变化。用能量函数

$$E=\frac{rlev\cdot\sum(x(i)-smean)^2}{\Delta h}=\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x(i)-smean)^2$$

作为测井层段内的平均动态能量， E 值大体代表了该测井层段内测井曲线的总的斜率，反映在总的沉积背景下，该测井层段内偏离背景基值的程度。式中用整个井剖面的曲线均值 smean 作为总的沉积背景。

(4)曲线的顶、底界面接触特征。

以层中心为界，用测井层段内曲线的二阶微商表示曲线的凹凸性，反映曲线在测井层段顶、底界面附近的接触关系。

测井曲线的二阶微商可以表示为

$$x''(d)=\left[x'(d_1)-x'(d_2)\right]/(d_2-d_1)$$

$x(d)$ 是测井曲线在深度 d 处的响应， $x'(d)$ 是其一阶微商。

把测井曲线作为深度 d 的函数时，可以用多项式来拟合离散的测井响应值，得到 $x'(d)$ 、 $x''(d)$ 的数学表达。

(5)曲线的光滑特征。

测井曲线的光滑程度是一个相对的概念，可以用变差分析来反映曲线的齿化程度。

程序中用 $xt(i)=x(i+1)-x(i)$ 构成一个差分序列，每当 $xt(i)$ 改变一次符号，就表示在曲线上有一个齿，以 n_c 来记数， n_c 就表示测井层段内曲线上齿的多少，参数

$$n_c=n_c/(n-2)$$

反映测井层段内曲线的光滑程度， n_c 越小，曲线越光滑。

2)测井层段岩性及其旋回特征

用前面测井相分析得到的岩性剖面在测井层段的顶、底界面附近一段地层内的岩性作为该测井层段地层的岩性特征。将测井层段内岩性剖面自下而上的粒序变化作为测井层段的旋回特征，分为正旋回、反旋回和复合旋回三种，分别用 1、一 1 和 0 代表。

3)测井层段内倾角测井沉积学特征的描述与提取

地层倾角测井用于沉积学解释，其提供的信息主要包括四条微电阻率曲线、倾角矢量图、方位频率统计图等。在进行测井相分析研究沉积环境时要引人倾角信息，就要将上述倾角信息定量化。本文采用如下参数描述测井层段内倾角测井的沉积学特征。

(1)从微电阻(导)率曲线提取反映地层沉积韵律的特征。

与常规测井曲线相比,倾角测井的采样密度很大,如 SEBT、HDT 倾角测井的采样间距仅为 5 mm 左右。因此可以用倾角测井的微电阻(导)率曲线的形状研究测井层段内地层的微细旋回一一-沉积韵律。

我们用微电阻(导)率曲线的一阶微商 $x'(d)$ 来划分地层的沉积韵律。

当 $x'(d)$ >0 时,定义为红模式,代表地层沉积颗粒向上变粗的反韵律。

当 $x'(d)$ <0 时,定义为蓝模式,代表地层沉积颗粒向上变细的正韵律。

当 $x'(d)$ =0 时,定义为绿模式,代表地层均匀沉积。

统计测井层内微电阻(导)率曲线红、蓝、绿模式的个数 dip -red,dip-blue,dip -green 作为测井层段内沉积韵律特征的一种反映。

(2)地层沉积均一性特征的描述与提取。

均匀沉积的砂体,一般无明显的沉积层理,而具有细纹层、大型层理的砂体往往是非均匀沉积的。反映在倾角电阻(导)率曲线上,前者的相关性较差,对比线数量少;后者的电阻(导)率曲线相关性较好,对比线数目多。我们用测井层段内电阻〈导)率曲线的方差 Var 及对比事件密度 den 来反映地层沉积的均一性。

den 表示由倾角处理程序识别出来的测井层段内电阻(导)率曲线的对比事件的密度。

var、den 低时,表示地层是均一的; var、den 高时,表示地层是非均一的。

(3)地层沉积的倾角、方位角等特征的描述与提取。

倾角测井的倾角矢量图,方位频率统计图可以用于描述、分析沉积物的古水流方向(搬运方向)、沉积体的空间几何形状等沉积特征。

为便于地质应用经常采用数理统计的方法对目的层段内所有对比事件的倾角、倾向作频数统计分析,确定代表目的层段的地层倾角、方位角的“优选倾角 dip”和“优选倾角方位角 rbz ”

第六章　测井构造地质精细分析

第一节测井构造研究的一般方法

利用测井资料研究地质构造面对的主要是井筒内可见的小型规模的地质构造，主要是断层、褶皱和不整合三类。由于现代地层倾角测井技术和井壁成像测井技术能准确确定地层产状和构造要素。因此，研究构造的主要测井资料也是依靠对地层倾角测井和井壁成像测井资料的解释。

一、地层倾角测井构造解释原理

岩层最初形成时，大都是水平的或近于水平的。如果发生构造运动，如褶皱运动，水平成层的岩层形成褶曲形态，各岩层的褶曲是按同一轴面（还有脊面、转折面）套叠的，以后再沉积，新的沉积岩层在新的褶曲运动下又形成了新的褶曲，又按新的轴面套叠。

倾角测井每个矢量代表该深度点的地层在井眼面积范围内测到的产状。井内不同深度点的矢量，从套叠关系分析，相当于构造不同部位的矢量。将各部位的矢量通过套叠关系都集中到一个岩层构造面上，就能该将岩层的构造形态恢复出来。

为了能够正确的恢复构造形态，首要的问题是怎样利用矢量图来进行构造解释问题。当一口井钻遇一个构造时，随着深度的变化对于每一个构造来说，它在井眼面积范围内地层产状的变化规律是不同的。相应的各种地下构造形态反映在矢量图上的变化规律是不同的。为了描述各地下构造在矢量图上响应的规律，用“绿”、“红”、“蓝”、“乱”、“断”等基本模式的组合来描述正演模型。在组合矢量模式中。对于每一种构造的不同形态都唯一地对应了一种组合矢量模式，但是反过来则不成立，即同一个矢量模式具有多解性，但是我们可以结合其它资料排除那些不正确的解。在井中经常钻遇多个构造，它们的组合模式将是各单个构造组合矢量模式的再组合。

二、井壁成像测井构造解释原理

井壁成像测井资料主要是井壁的数字成像图，用色彩及辉度来表现构造现象。由于裂缝和层面处岩性的突变，造成了岩石的电导性或岩石的密度有突然的变化，在成像测井的图像上就会表现为一条明显的暗色条带，追踪这个条带的变化趋势，可以计算出断层的产状及褶皱的要素。

目前，国内外都相继开发出了一批地层倾角和成像测井构造解释的计算机辅助解释系统，推广较好的有江汉石油学院的地层倾角构造解释系统等产品。

第二节褶皱构造倾角解释方法

一、褶皱要素及形态分类

褶皱是指岩石受力作用后产生的弯曲地质构造。可归纳为两种基本的形态：背斜（向上弯曲)和向斜(向下弯曲)。

对褶曲形态的描述有以下几个要素组成(图 6-1)：

1.褶皱要素

为了更好地用地层倾角测井资料研究褶曲及其特征,首先要弄清楚褶皱的各个组成部分及其相互关系,即要认识褶皱要素。褶皱要素主要是:

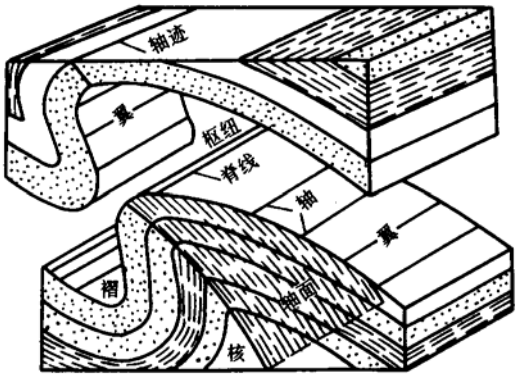


图 6-1 褶皱要素示意图

(1)核:又称核部,系指褶皱的中心部位的岩层。

(2)翼:又称翼部,系指褶皱核部两侧的岩层,在横剖面上,构成两翼的同一褶皱面的拐点的切线的夹角称为"翼间角"。

(3)转折端:系指一翼向另一翼过渡的弯曲部分。

(4)褶轴:又称为轴线或轴。对圆柱状褶皱而言是指褶皱面上一条直线平行其自身移动能描绘出褶皱面的弯曲形态,这条直线叫褶轴。

(5)枢纽:在褶皱的各个横剖面上,同一褶皱面的最大弯曲点的连线叫做枢纽。枢纽可以是直线,也可以是弯曲线或者折线；可以是水平线,也可以是倾斜线。

(6)轴面:是指由许多相邻褶皱面上的枢纽连成的面,也可称为枢纽面。如果褶皱各层的厚度在两翼基本不变时,可以把轴面看成翼间角的平分面,或者大致平分褶皱两翼的对称面。轴面可以是平面,也可以是曲面。轴面产状和任何构造面产状一样,是用其走向、倾向和倾角来确定的。

(7)轴迹:轴面与地面或任一平面的交线。

(8)脊、脊线:背斜和背斜的同一褶皱面的各横剖面上的最高点为“脊”,它们的连线称为脊线。

2.褶皱分类

背斜和向斜按轴面产状和两翼地层倾斜情况可分为:

(1)对称褶曲:轴面近于铅直,两翼倾角相等,倾向相反。

(2)不对称褶曲:轴面倾斜,两翼倾角不等,倾向相反。

(3)倒转褶曲:轴面倾斜很大,使一翼倒转过来,两翼都向同一个方向倾斜。

(4)平卧褶曲:轴面水平,一翼地层正常,新地层覆盖在老地层上；一翼倒转,老地层覆盖在新地层上面。两翼向不同方向倾斜。

二、地层倾角测井的褶皱解释方法

1.对称背斜

当井没有穿过轴面,矢量图为绿色模式显示(图 6-2),与单斜构造显示相同。但是在轴面两侧钻井,两口井的矢量图在同一岩层出现倾向相反的倾角。

如果井钻在背斜的顶部,这时测得的地层倾角就很小,倾斜方位角也就很乱(图 6-3),只有钻在两翼上,才会显示出倾角较大、方位角一致的绿色模式。

2.不对称背斜

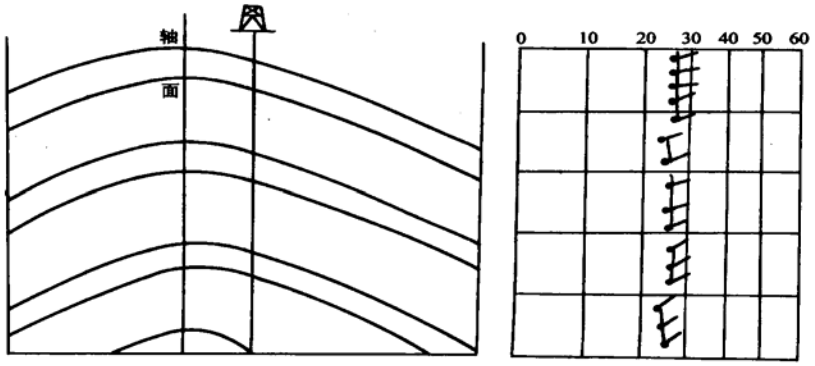


图 6-2 对称背斜的绿模式

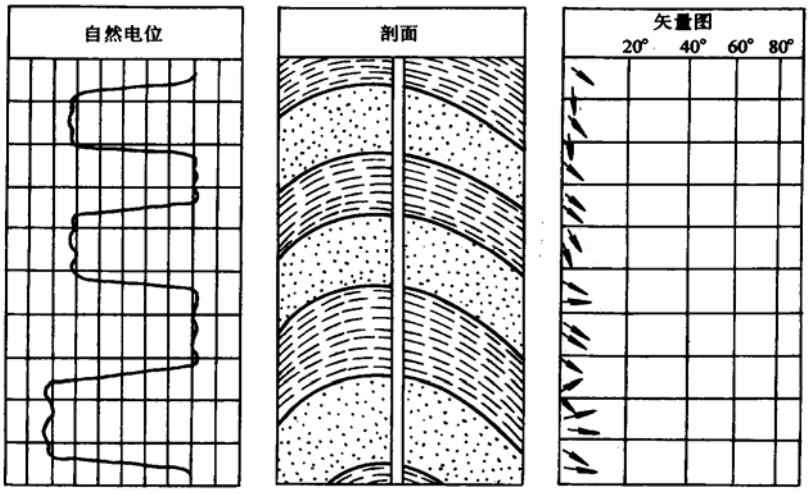


图 6-3 对称背斜的乱模式

当不对称背斜和轴面重合,井钻遇的不对称背斜次序是缓翼一脊面一陡翼时,矢量图有下列特征(图 6-4):

(1) 在缓翼地层中,构造倾角与倾斜方位角基本一致,矢量图呈绿色模式。

(2)由缓翼地层逐渐接近构造脊面,倾角随深度增加而减小,矢量图呈蓝色模式。在背斜脊面处倾角接近零度。

(3)有背斜脊面向陡翼地层过渡时,倾角随深度增加而增大,倾向与上翼地层相反,矢量图成红色模式。

(4)在陡翼地层中,倾角稳定,倾角比缓翼地层大,倾向与缓翼地层相反,矢量图呈绿模式。

其颜色模式可写为绿一蓝一红(反)一绿(反、大)0

3.倒转背斜

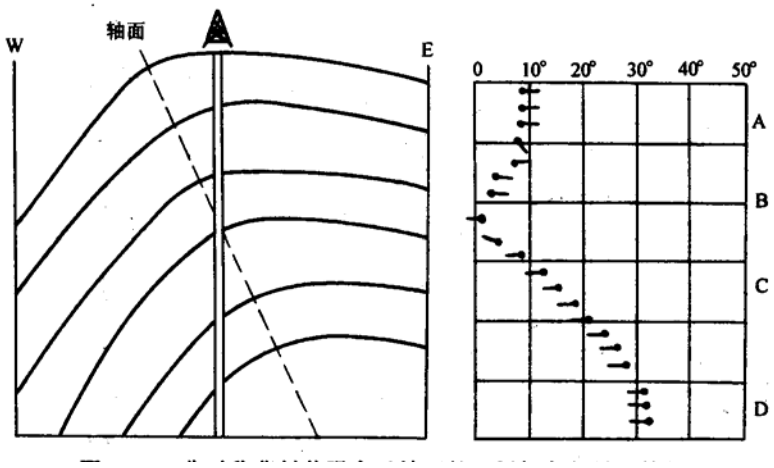


图 6-4 非对称背斜井眼穿过轴面的地层倾角矢量图特征

倒转背斜的特点是下翼倾角比上翼大,两翼倾向相同。当井穿过倒转背斜轴面时,矢量图有下列特征显示(图 6-5):

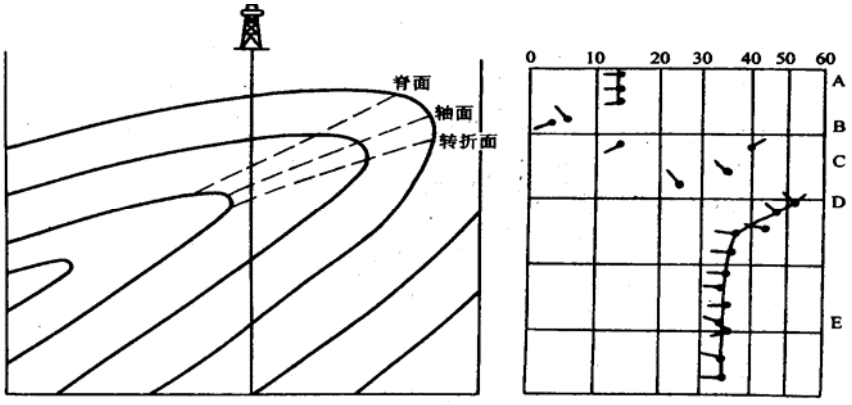


图 6-5 倒转背斜的矢量模式

(1)在上翼地层中,矢量图呈绿色模式倾角和倾向基本不变。

(2)由上翼地层至背斜脊面,矢量图呈蓝色模式倾角随深度增加而减小。

(3)由背斜脊面至背斜轴面,矢量图呈红色模式,倾向相反。至倒转背斜转折面,倾角随深度继续增大,一直增加到90°直立为止。有的倒转背斜在此部位,由于弯曲太大造成断裂,矢量图不为红色模式而以散乱模式显示。

(4)由转折面进入下翼地层,矢量图呈蓝色模式,倾角由最大值随深度增加而减小,倾向与上翼地层相同。

(5)在下翼地层中,矢量图呈绿色模式,但倾角比上翼地层大,倾斜方位与上翼地层基本一致。

此种倒转背斜的颜色模式为绿一蓝一红(反)一蓝一绿(大)或绿一蓝一乱一蓝一绿(大)。

对于其它类型的褶皱构造,可以采用同样方式确定其倾角矢量模式组合。

第三节断裂构造倾角测井解释方法

一、断层要素及形态分类

当作用在地层岩石上的应力达到岩石的强度极限时,沿破裂面两侧地层发生显著位移,这种构造现象称为断层。断层的基本组成部分包括断层面、断层线、断盘和断距。

1.断层要素

(1)断层面:断层面是一个将岩块或岩层断开成两部分,被断开的岩块或岩层顺着它滑动的破裂面。断层面的空间位置由其走向、倾向和倾角确定。

(2)断层线:断层线是断层面与地面的交线。

(3)断盘:断盘是断层面两侧沿断层面发生位移的岩块。如果断层面是倾斜的,位于断层面上侧的一盘为上盘,位于断层面下侧的一盘为下盘,如果断层面直立,则按断盘相对于断层的方位描述,如东盘、西盘或南盘、北盘。根据两盘的相对滑动,相对上升的一盘叫上升盘,相对下降的一盘叫下降盘。

(4)断距:断距是指被错断岩层在两盘上的对应层之间的相对距离。在不同方位的剖面上,断距值是不同的。

2.断层分类

根据断层两盘的相对运动可将断层分为以下几类(图6-6):

(1)正断层:正断层是断层上盘相对下盘向下滑动的断层。井下的标志为地层缺失。

(2)逆断层:逆断层是断层上盘相对于下盘向上滑动的断层,井下标志为地层重复。习

惯上将断层面倾角小于 45° 左右的逆断层称为逆掩断层,大于 45° 的逆断层称为冲断层。

(3)平移断层:断层两盘沿断层面的走向相对移动的断层。

此外还有一些过渡类型。

断裂组合有三种类型:地堑型、地垒型和阶梯状。

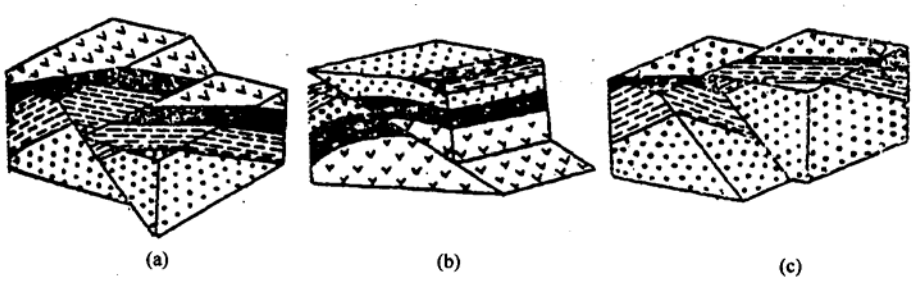


图 6-6 断层形态分类立体图

（a） 正断层;（b）逆断层;（c）平移断层

二、地层倾角测井的断层解释方法

1.断层面没有变形的断层

图6-7为正断层,在井眼中E层缺失,由于断层面没有变形,矢量图显示与单斜构造一样,不能用倾角资料判断、确定这类断裂。同样倾角测井也不能确定断层面没有变形的逆断层。

2.有破碎带的断层

当地层很硬时,岩层沿断层面形成破碎带。由于破碎带中地层倾向没有固定方向,故矢

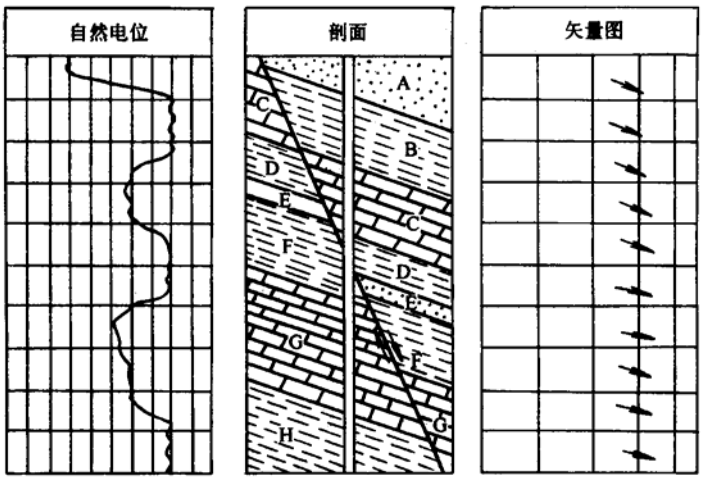


图 6-7 断层面没有变形的正断层在矢量图上显示

量图为绿-乱-绿模式(图 6-8)。

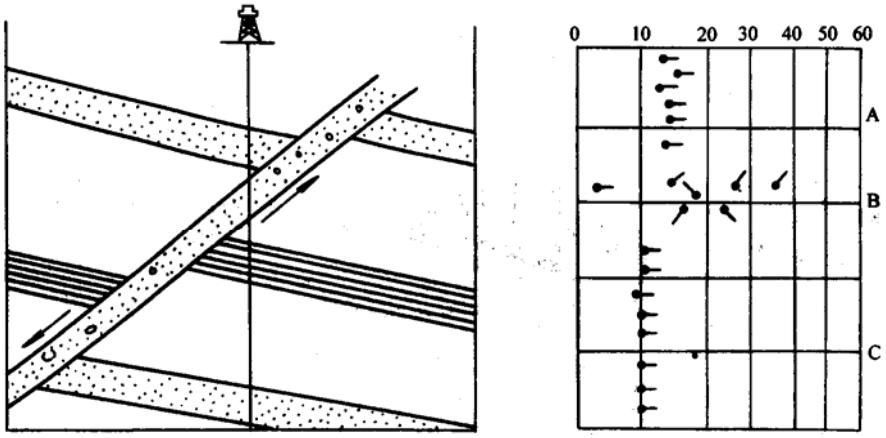


图 6-8 断层破碎带断层

3.有拖曳现象的断层

塑性岩层上下盘沿断层面作相对运动时,由于摩擦力的作用,地层层面在断层面处发生形变,就有可能从矢量图上辨认断层。

1)断面与层面倾向相同的正断层

图 6-9 为带有拖曳现象的正断层,断层面与地层面向同一方向倾斜,由于上盘顺断层面下滑,下盘沿断层面上推,使上下盘在拖曳区倾角变大,矢量图上有下列特征:

(1)在上盘岩层中,层面为未受拖曳影响,矢量图呈绿模式。此时的倾角和方位角为上盘岩层的倾角与方位角。

(2)进入上盘拖曳区,倾角增大,至断层面,倾角最大。矢量图为红色模式显示。此时最大倾角的深度为断点深度,其倾角及方位角为断面的倾角及方位角。

(3)进入下盘拖曳区,倾角减小,矢量图为蓝色模式。

(4)进入下盘,未受拖曳影响的岩层倾角稳定,矢量图为绿色模式显示。

整个矢量图显示为绿一红一蓝一绿模式,方位始终一致。

2)断面与层面倾向相反的正断层

图 6-10 为带拖曳现象的正断层,断层面与地层面倾向相反。由于上盘下滑,在拖曳区出现小向斜;下盘上推,在拖曳区出现小背斜。整个矢量图显示为绿一蓝一红(反)一蓝(反)一红一绿模式。红(反)模式最大倾角处的深度为断点深度,其矢量点倾角和方位角接近断层面的倾角和方位角。

3)断面与地层面倾向相同的逆断层

带有拖曳现象的逆断层,断层面与地层面倾向相同时,上盘在拖曳区出现小背斜,下盘

在拖曳区出现小向斜。整个矢量模式组合为绿一蓝一红(反)一蓝(反)一绿模式组合(图6-11)。断点处倾角矢量模式组合为红(反)一蓝(反)模式组合。红模式倾角最大处对应断点埋深,断层面倾向与红(反)模式矢量方向相反。这种情况下不能确定断层面倾角。

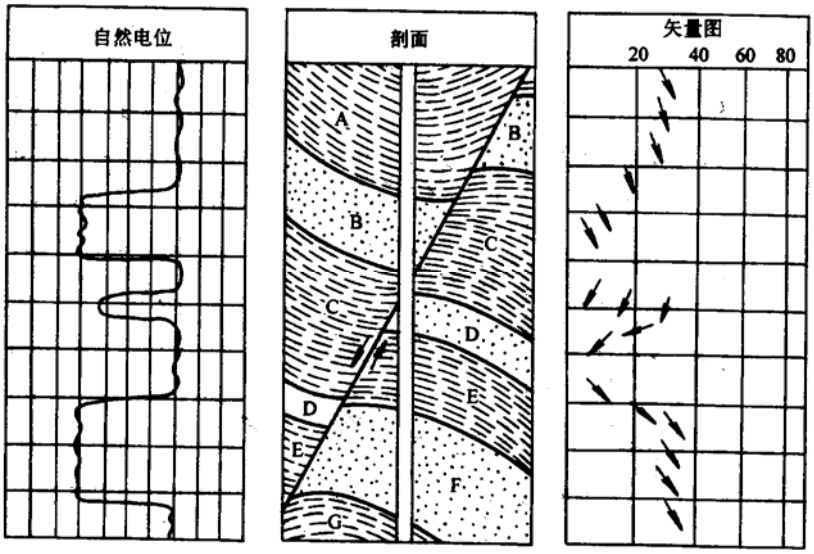


图 6-9 反向牵引正断层

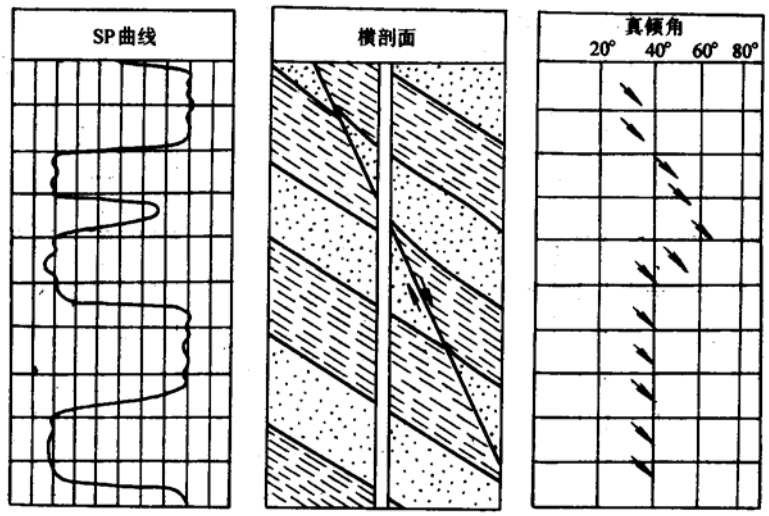


图 6-10 同向牵引正断层

4)断面与层面倾向相反的逆断层

图 6-12 为带有拖曳现象的逆断层,断层面与地层面倾向相反,由于上盘顺断层面上推,下盘沿断层面下滑,使上下盘在拖曳区倾角变大。矢量图显示为绿一红一蓝一绿模式,倾角最大深度为断点深度。

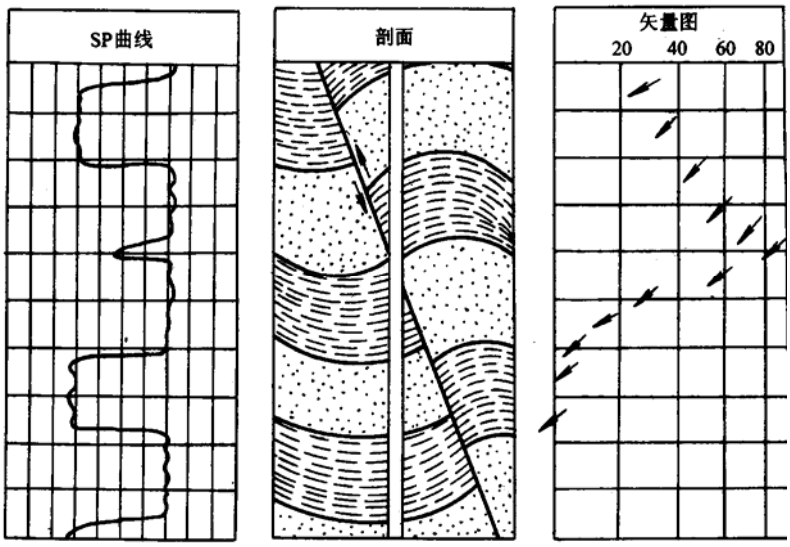


图 6-11 同向牵引逆断层

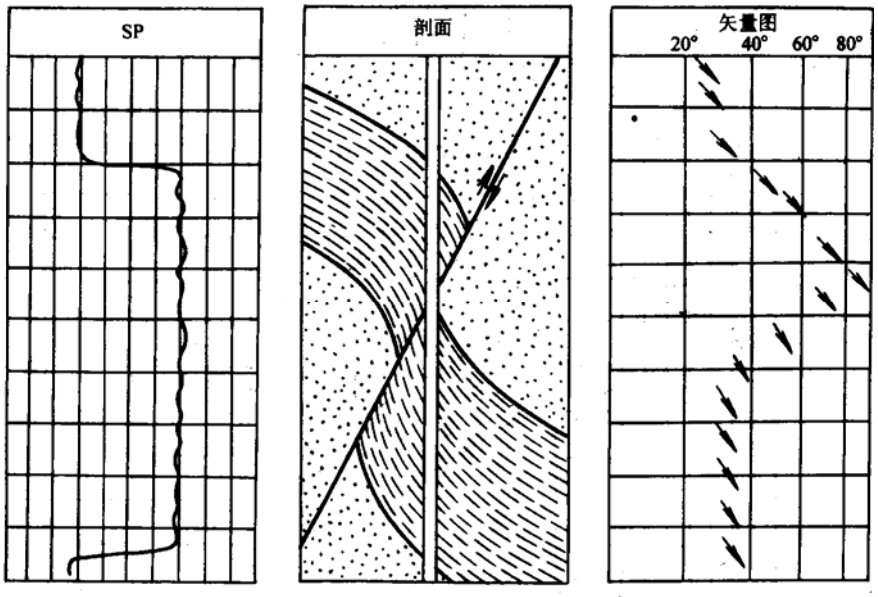


图 6-12 反向牵引逆断层

综合上述分析,拖曳断层显示有两种模式,及绿一红一蓝一绿和绿一蓝一红(反)一蓝(反)一红一绿。但是怎样判断绿一红一蓝一绿是断面与层面相同的正断层,还是断面与层面相反的逆断层?同理怎样判断绿一蓝一红(反)一蓝(反)一红一绿是断面与层面倾向相反的正断层还是层面与断面倾向相同的逆断层?

这就需要用地质资料、测井资料综合判断。如测井资料在断点附近有地层缺失可判断为正断层,在断点附近有地层重复或变厚则判断为逆断层。

第四节　不整合面的地层倾角测井解释

由于地壳运动,使沉积地区上升到较高位置,沉积作用中断了一个时期,然后沉积地区再次下降接受沉积。这样沉积的一套地层,在地层剖面中就缺失了某一时期的部分地层,时代上不连续,上下地层产状有时会有明显的不同,这样的一套岩层的接触关系叫做不整合接触。

一、不整合面分类

根据不整合面上、下地层产状和所反映的构造运动特征,不整合面分为两种主要类型,即:平行不整合和角度不整合。

1.平行不整合

平行不整合也叫假整合,其形成过程可简单地表示为:下降沉积→上升遭受剥蚀→再次下降接受沉积。不整合面上、下两套岩层的产状基本相同,上、下两套岩层的界线在广大地区内彼此平行但其间缺失部分地层或化石带。

2.角度不整合

角度不整合的形成过程可简单地表示为:下降沉积→上升、褶皱、断裂并遭受剥蚀→再次下降接受新的沉积。角度不整合明显地表现在不整合上、下两套岩层的产状不同,并有地层缺失,在不整合面上有明显的剥蚀痕迹。

二、地层倾角测井的不整合解释方法

1.平行不整合(假整合)

当侵蚀面的倾角与方位角没有变化时,假整合在倾角图上就无显示。当侵蚀面有风化带时,倾角图显示为乱倾角,假整合就有可能识别,如果侵蚀面侵蚀后产生局部的高点和低点,再沉积时在低洼处形成充填式沉积,倾角图为红色模式(图 6-13)或蓝色模式显示,假整合也有可能识别。

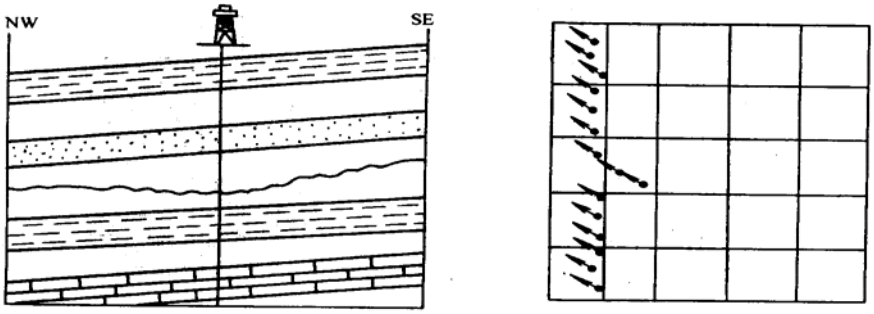


图 6-13 假整合（有倾斜层再沉积）

2.角度不整合

角度不整合在倾角矢量图上表现为倾角或倾向突变,一般情况下不整合上部地层倾角较小,下部地层倾角较大(图 6-14)。这种突变在区域上可以对比,不同于断层仅引起局部地层产状突变。

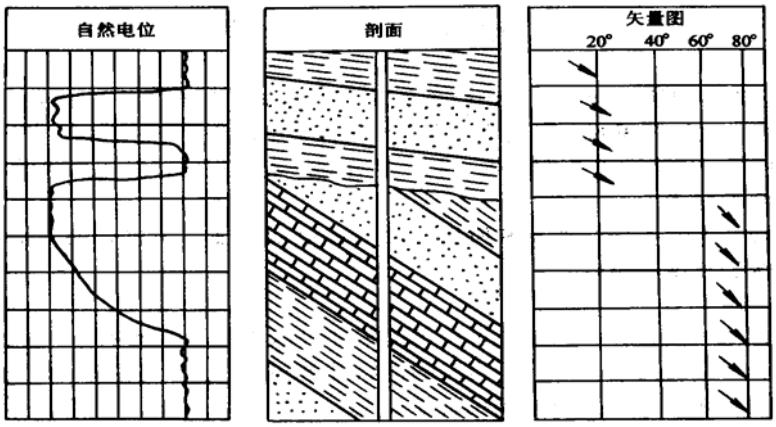


图 6-14 角度不整合

三、实例

塔中 10 井 3724m 处发育石炭系东河砂岩与下伏志留系之间的角度不整合面(图 6-15)。不整合面上覆地层倾角 4°、地层倾向南西,而不整合面下伏地层倾角 24°,倾向南西,为明显的角度不整合。该不整合面有岩心资料证实,不整合面上有 10cm 厚的风化壳。石炭系东河砂岩为该区最显著的不整合面。

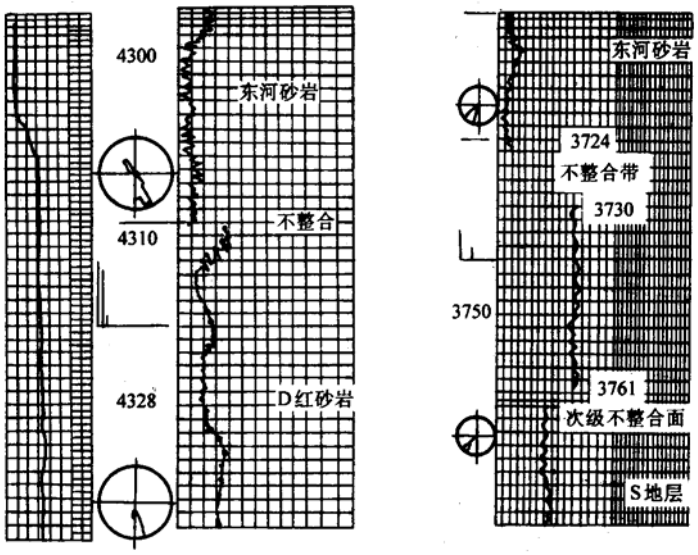


图 6-15 塔中 10 井角度不整合解释成果

第五节利用井壁成像研究地质构造

由于井筒所揭露的体积规模有限,因此,井筒所识别出的构造为小的断层和褶曲。断层的图像特征表现为正弦暗线条,与层面斜交,倾角较大,当充填高阻物质时,也可表现为亮线。断层两侧的地层有明显的错动。依断面产状、断面特征及断距大小和充填特征,在 FMI 成像图上可识别出正断层、充填张性断层和逆断层。下面以 TC1 井、TAI2 井、YH701 井为例说明各类断层的图像特征。

(1)正断层 TC1 井在 4029m 处发育一组正断层,似同沉积断层。下部断距大(1～4m),上部断距小(<1m),上盘为纹层状灰岩,下盘为块状灰岩。断面产状倾向南,倾角为 46° ～11° (图 6-16)。

(2)逆断层。TC1 井在 4140m 处发育着高角度小型逆断层,断距 0.4m,上下盘兼为 O_{2+3}的石灰岩和泥质石灰岩层,断层面较陡,70° 左右。

(3)充填张性断层。TAI2 井在 5053m 处含膏泥质粉砂岩地层中发育有一条与上覆岩层呈 60° 相交的硬石膏带,垂直厚度为 24cm,视厚度为 67cm,上下界面清晰,解释为张性正断层小错断,同时被硬石膏在塑性状态下挤入断层面,由于硬石膏异常高阻的特征,FMI 图像呈现浅色调,非常易于鉴别。

(4)断层引起的拖曳褶曲

YH701 井在 5850.3～5857.9m,该段岩性为均匀互层的白云质灰岩,在 5851.1m 处,地层的向倾向与倾角发生突变,呈断层接触,断层面显示为断续的暗线,断面倾向 NW332° ,倾角 82° 。而由断层拖曳形成褶曲形态非常明显,地层倾向 SE179° ,倾角 63° 。

第七章裂缝储层的测井评价

第一节概述

随着世界油气勘探的发展,在碳酸盐岩地层、火山岩地层、泥岩地层等致密地层中发现了相当一批高产的油气藏,主要原因是这些地层存在着大量的裂缝,这些储层大致上可分为三类:

1.裂缝型储层

指在致密碳酸盐岩中因发青了较多的裂缝而形成的储层。其基岩孔隙度很低,通常在1%以下,孔隙直径大部分在0.01㎜以下,基本无储、渗价值。储集空间和渗滤通道主要由裂缝贡献,因此只有当储层厚度较大,裂缝发育切延伸较远时,才能成为有工业价值的储层,对于纯裂缝型储层其成因是构造应力的作用,因而它的裂缝通常具有明显的组系方向性,可以进一步分为:

(1)高角度裂缝型储层,主要发育于厚层块状致密灰岩中,其裂缝可能只在一个方向上对地层进行垂直(或高角度)条带切割(常称为单组系高角度裂缝层),也可能在几个方向上进行垂直切割(称为多组系高角度裂缝层)。

(2)低角度裂缝型储层,主要发育于薄层且岩性在纵向上变化较大的层段,其裂缝产状基本平行于层面或 0～50° 。近年来大量勘探资料及岩心和地面露头观察表明,低角度裂缝不但存在,而且也未被完全“压死”,在很多低角度裂缝发育获得了工业性油气流。

(3)网状裂缝型储层,当高角度裂缝和低角度裂缝同时并存时,裂缝对岩石产生近似立方体的切割,则形成网状型储层,常常是裂缝型储层中最好的一种。

2.裂缝一孔隙型储层

指在岩石具有相当有效孔隙的背景下,又被各种裂缝切割所成,因而其主要储集空间是基岩的孔隙,其主要渗滤通道则是裂缝。这种储集作用的分工,使得该种储层表现出空隙空间上明显的双重介质特征。如川东的石炭系储层,是四川气田的主力产层之一。

3.裂缝一洞穴型储层

指在裂缝型储层的背景下,由于地下水的溶蚀作用,又产生了多穴,从而形成裂缝一洞穴型储层。一般认为,其基岩孔隙度低且孔径小,其渗滤作用主要靠裂缝和洞穴,且洞穴是 主要储集空间,裂缝是主要渗滤通道。往往裂缝和洞穴是串连在一起的,难以将其分开。值得注

意的是经过溶蚀作用改造后的裂缝型储层是持续高产储层的基础,所以如何用测井资料来鉴别裂缝一洞穴型储层就十分重要。如鄂尔多斯中部气田奥陶系乌^{5} 地层。

由此可见识别裂缝是评价这类地层的关键。所谓识别裂缝,主要包含四个含义,即裂缝的真实性、裂缝的有效性、裂缝填充物的性质(即含油气性)、裂缝产状的计算。

第二节裂缝的测井响应

一、常规测井曲线对裂缝的响应

1.微侧向测井

微侧向测井采用贴井壁测量。由于其电极系尺寸小,测量范围小,所以,其测量结果反映了井壁附近的地层情况,对裂缝的发育情况十分敏感。

在轮南地区,石灰岩致密段的电阻率一般为 2000Ω·m 左右,而钻井液滤液电阻率低(即使在地表温度下,也只有 0.30Ω·m 以下),与石灰岩基岩的电性差异极大。当地层被钻开后,钻井液就会沿着裂缝侵入。在裂缝发育段,电阻率出现低阻异常,往往表现为以深侧向为背景的针刺状低阻突跳。在图 7-1 中,凡是有裂缝的地方,都有十分明显的微侧向低阻异常(图中 FMS 为微电阻率扫描成果)。

2.双侧向测井

双侧向的探测深度、探测范围都比微侧向大得多,使得较大体积范围内地层的电性特征平均化。从宏观上看,深、浅侧向,尤其是深侧向能反映出井眼周围较大范围内地层总的电性变化,表现为:电阻率高(可达 2000Q·m 以上)、低(可低到几十欧姆米)起伏(图 7-1);致密段比裂缝发育电阻率高;油气层段大体上比水层电阻率高。

由于深、浅侧向探测深度有较大差别,往往出现深、浅侧向值的大小不同,表现为电阻率的“差异”。差异又分为正差异(深侧向电阻率大于浅侧向)和负差异(深侧向电阻率小于浅侧向)。影响双侧向差异性质及大小的因素较多,但主要是裂缝发育程度,裂缝角度、流体性质因素的影响。

1)裂缝发育程度的影响

经验表明,裂缝越发育的地方,双侧向的正差异一般也越大。

2)裂缝角度的影响

高角度缝、垂直缝的双侧向为正差异。斜交缝的双侧向不明显。低角度缝、水平缝的双侧向为低阻尖峰,如图 7-2 为 LN10 井的低角度裂缝井段。

3)流体性质的影响

在淡水钻井液作用下,当地层中的流体为油气时,侵人带的电阻率低于原状地层的电阻率,双侧向出现正差异。如果地层中裂缝发育,钻井液滤液沿着较大的裂缝侵人较深,但微缝中的油气却少被驱替；离开井筒越远,地层中的油气被驱替越少,从而一般仍出现双侧向的正差异。当地层中的流体为水时双侧向差异减小。

4)地应力集中的影响

在现代地应力集中段,岩石变致密,地层电阻率急剧上升,高达上万欧姆米,大大超过一般致密层的电阻率。在钻井过程中,地应力通过井眼释放,造成该井段井壁沿最小主应力方向定向胡塌,使浅侧向值显著降低,从而出现深、浅侧向的正差异(图 7 一 3)。

3.地层倾角测井

地层倾角测井仪器在四个相互垂直的极板上,都装有微电极。极板紧贴井壁。

1)电导率异常检测

地层倾角测井仪微电极的探测 深度和探测范围与微侧向相差不大。每个极板测得的电导

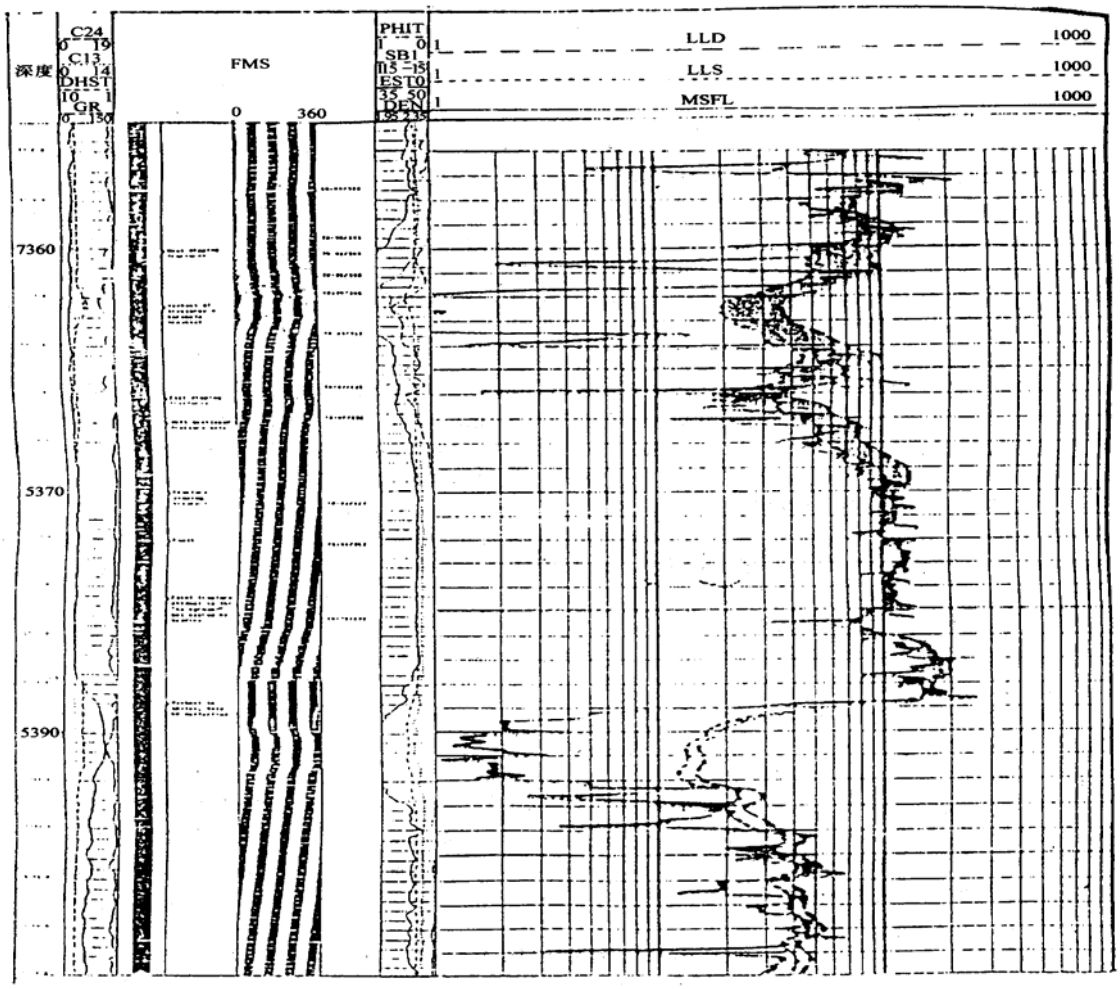


图 7-1 LN4 井侧向测井曲线的裂缝响应

曲线都可以反映缝的发育情况。裂缝的电导异常主要有两个形式:

(1)针刺状:低角度缝、水平缝、斜交缝和网状缝的测井响应。

(2)对称的极板(1,3 或 2,4)出现较长井段的低电阻异常:高角度缝、垂直缝的测井。

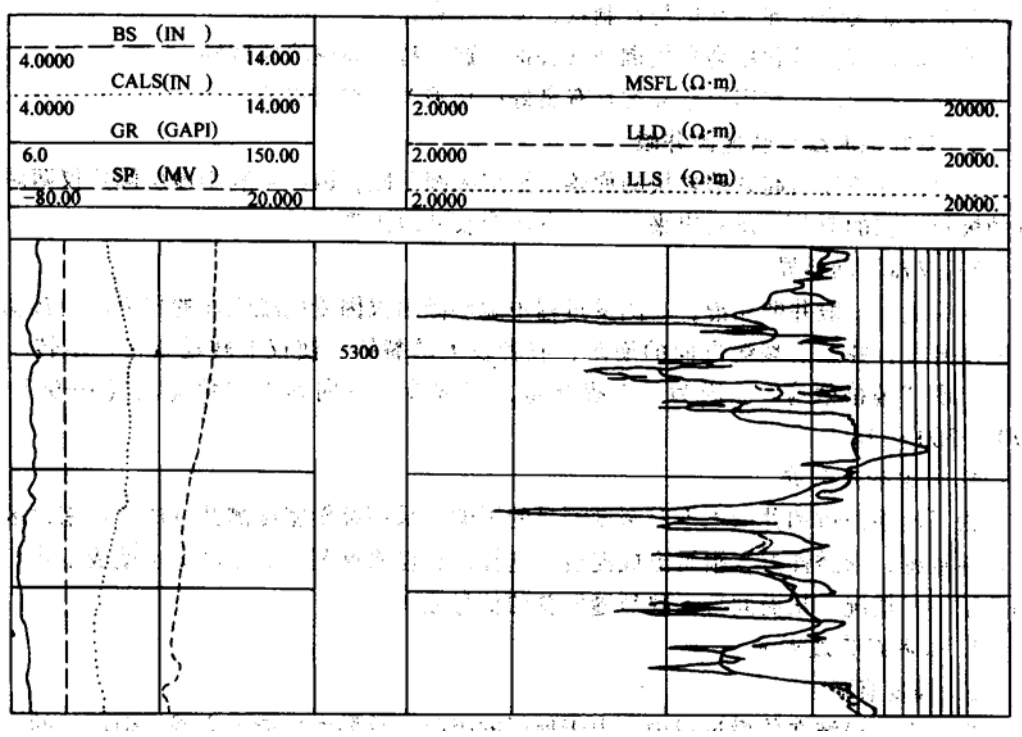


图 7-2 LN10 井低角度裂缝的侧向测井响应

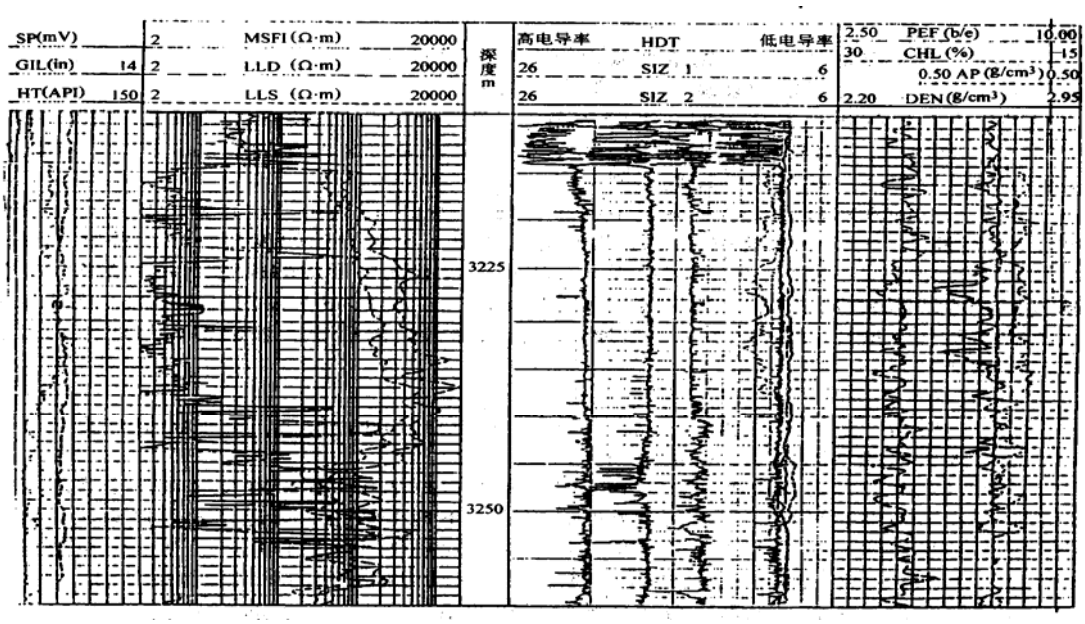


图 7-3 轮南油田 A4 井地应力集中段（3215-3245m）测井响应特征

在两种非裂缝电导异常也是针刺状,值得注意:

①角砾岩带。可利用高自然伽马(去铀)这一特点裂缝段相区别。

②地层层面。可利用这些异常具有良好的相关关系加以排除。

2)双井径曲线反映椭圆井眼

裂缝发育往往引起井壁岩块的崩落,形成椭圆井眼,因此可利用地层倾角仪两对相互垂直的极板所测的双井径反映出来。一般它不会长井段出现。

3)仪器转动差异

无裂缝段一般井壁光滑,在测量过程中地层倾角仪因受电缆钢丝的扭力均匀转动。但在裂缝发育段,井壁沿裂缝方向的崩落,或者较大的裂缝,使仪器转动减慢、不转、甚至反转,出现“键槽效应”。因为是上提测量,正常转动方向是方位角递减(0-90°-180°-270°-360° …)。

4.补偿密度测井

为了消除泥饼和井壁不平对密度测量的影响,采用补偿密度测井方法。轮南地区石灰岩块岩性致密,渗透性差,很难形成泥饼,这样,补偿密度测井的密度值也就成了我们借以识别井壁不平情况,从而间接反映裂缝发育的信息之一。

5.长源距声波测井

1)幅度衰减

事实上,声波在传播过程中,由于地层的吸收,总要发生能量衰减。但此处的“幅度衰减”,是与致密相比较而言的。与致密无裂缝段相比,裂缝发育段声波能量的衰减要严重得多。

纵波、横波都是体波,其能量衰减程度是对地层吸收声波能力大小的反映。实验表明,纵、横波相对于致密层段的衰减与裂缝倾角有关系。

塔里木盆地的测井资料表明,裂缝倾角为 35°～85°时,纵波幅度衰减较明显;在 0°～35°及 75°～90°时,横波衰减十分明显。纵、横幅度衰减的这种互补关系,有助于我们综合分析裂缝发育程度,并可识别裂缝类型。

斯通莱波的衰减机理与纵、横波不同。它是一种在井眼内沿井壁传播的界面波(或称管波)。在传播过程中,与裂缝中的流体发生能量交换,从而导致幅度的衰减。井壁上形成泥饼时,斯通莱波并不衰减,与致密层无异。因此在没有泥饼形成的前提下,斯通莱波幅度衰减可很好地指示裂缝段的存在及其发育程度(图 7-4 的 5048～5053m 井段)。图中 AS 表示横波幅度(能量)。 PERM 表示由斯通莱波衰减算得的渗透率。渗透率大的地方斯通莱波

幅衰减也严重。

2)波形扰动

这里的所谓“波形”,实际上是变密度图上的黑白相间的条纺,它是将全波波形的正半周依幅度大小涂成不同的灰度,负半周为白色,故名。

在致密无缝段,各深度的全波列在相位上具有很好的相关性,在变密度图上表现为笔直的黑白条纹。但在裂缝段,裂缝切割井眼,形成上下两个棱角。无论是发射探头还是接收探头,只要经过裂缝,都会因棱角的绕射作用、裂缝对声能的吸收作用等,使全波波形发生扰动(图7-4 的 5048～5066m)。这样,波形扰动就成为很有用的识别裂缝的信息。

在溶洞洞顶和洞底,也都具备形成波形扰动的条件(图 13-5 的 5240m 附近),应参考井径曲线作综合判断。

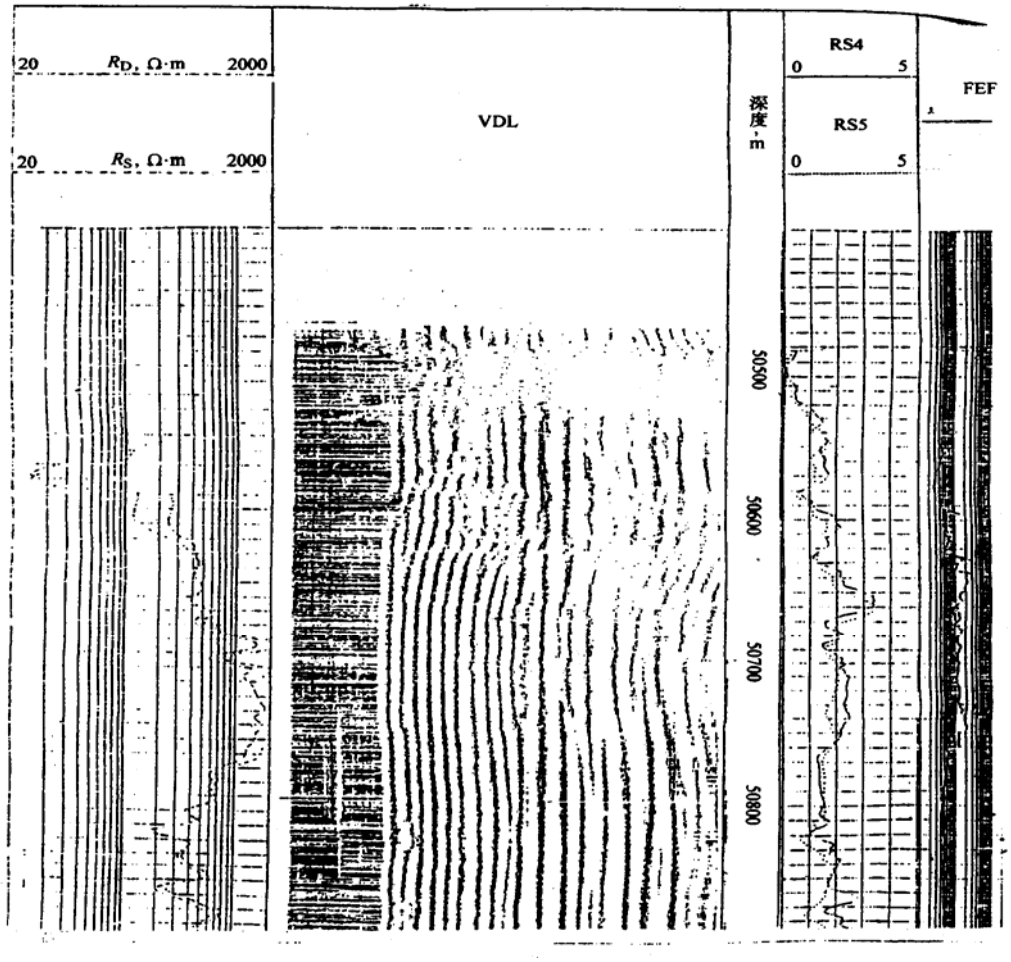


图 7-4 LN_1 奥陶系顶部的测井响应

值得注意的是,地层界面、被泥质充填的砾岩段和泥质薄层等也会引起波形扰动,应结合(去铀)自然伽马加以识别。

二、成像测井对裂缝的响应

1.裂缝的基本图像特征

裂缝是岩石受力发生破裂、沿破裂面两侧的岩石没有发生明显位移的一种断裂构造现象。因此,当井筒穿过(斜交),裂缝与井壁的交线为一椭圆(图 7-5)。将井壁 FMI(CBIL)图像沿着正北方向展开,裂缝在 FMI(CBIL)图像上表现为一个正弦波。最低点的方位指示裂缝的倾斜方位,倾角等于正弦波振幅出以井孔直径(d)的反正弦,即 θ=arctg(l/d), l 代表振幅。因此,裂缝在成像图上的为线状或线装组合。当裂缝中充填高导物质(低密度)时,如泥质等,图像特征为暗色的正弦线;当充填高阻物质(高密度)时, 如方解石、石英等,图像特征往往表现为暗色的正弦线。由于地质条件的复杂性,加上钻井施工过程中产生的诱导缝的干扰的成像测井仪器本身造成的异常,使成像图上出现形形色色的图像,真伪共存,给正确的解释造成很大的不便和困难。因此在进行裂缝解释时必须遵循以下的解释思路:

(1)首先在岩心资料上确定各种主要裂缝特征及其区别于其他的特征,然后在响应的成像测井图上区分出真正的裂缝;

(2)在裂缝中鉴别出天然裂缝和人工诱导缝。

在上述的解释思路指导下,兼顾岩心和成像解释的特点,将裂缝综合分类如下:

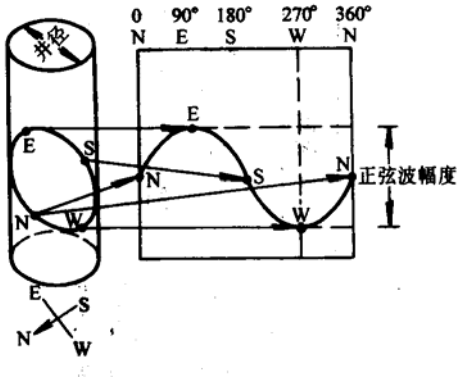


图 7-5 井眼图像特征展开示意图 FMI

- 裂缝
  - 天然裂缝
    - 高阻（高密度）缝
    - 低阻（低密度）缝
      - 高角度缝（α>75°）
      - 斜交缝（30°<α<75°）
      - 低角度缝(5°<α<30°)
      - 水平缝(α<30°)
      - 网状缝
  - 诱导缝
    - 钻具诱导缝
    - 钻井液与地应力压裂缝
    - 应力释放缝

2.真、假裂缝的识别

(1)层界面和裂缝的鉴别。层界面常常是一组互相平行的或接近平行的高电导异常,且

异常宽度窄而均匀；但裂缝总是与构造运动和溶蚀相伴生,因而高电导异常一般既不平行,又不规则(图 7 一 6(a))。

(2)缝合线与裂缝的鉴别。由于缝合线是压溶作用的结果,因而一般平行于层界面,单两侧有近垂直的细微高电导异常,通常它们都不具有渗透性；天然裂缝则不具这些特征(图 7-6(b))

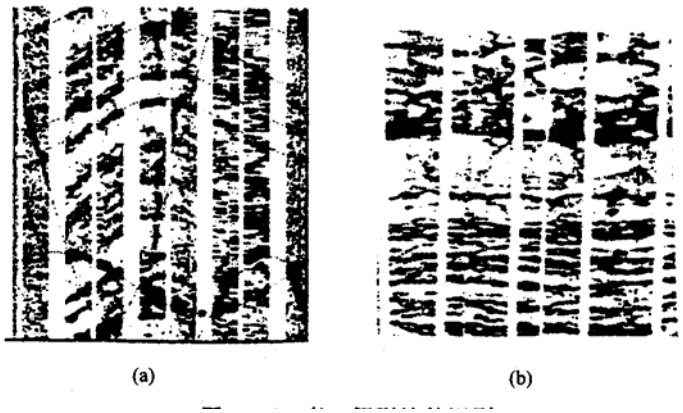


图 7-6 真、假裂缝的识别

（a） 层界面与裂缝的区别；（b） 缝合线灰岩

(3)断层条带与裂缝的鉴别。断层面处总是有地层的错动,与裂缝很容易鉴别(图 7-7(a))。

(4)泥质条带与裂缝的鉴别。泥质条带的高电导异常一般平行于层面且较规则,仅当构造运动强烈而发生褶皱变形才出现剧烈弯曲,且宽窄变化仍不会很大；而裂缝则不然,其中常有溶蚀孔、洞在一起,使电导率异常宽窄变化很大(图 7 一 7(b))。

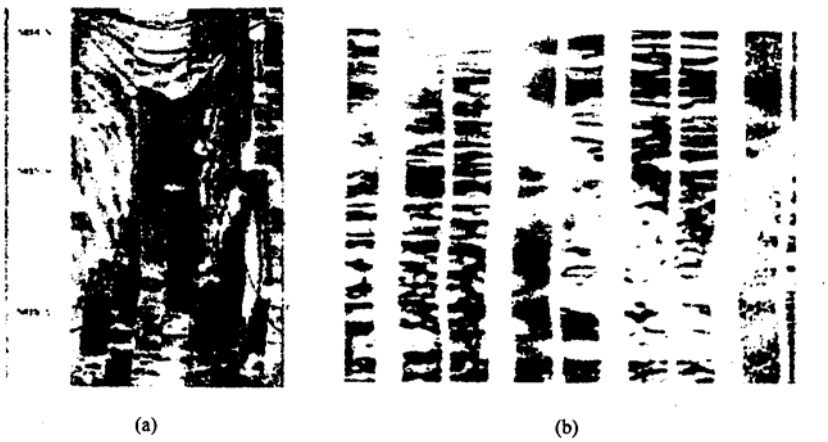


图 7-7 高角度断层和泥质条带灰岩

3．天然裂缝与人工诱导裂缝的鉴别

要鉴别天然裂缝与人工诱导裂缝,必须搞清楚人工诱导裂缝的机里和响应特征。在井下

常遇到三种人工诱导裂缝：

(1)钻井过程中由于钻具的震动形成的裂缝,它们十分微小且径向延伸很短,虽然在 FMI 图像上有高电导的异常,但在 ARI 图像上却没有异常,因而很容易识别它们(图 7 一 8)。

(2)重钻井液与地应力的不平衡性造成的压裂缝,它们虽然径向延伸不远,但张开度和纵向延伸可能都较大,因而在 FMI 和 ARI 图像上都有异常,可以运用下面的特征予以识别:

(1)它们总是以 180° 或接近 180° 之差成对地出现在井壁上;

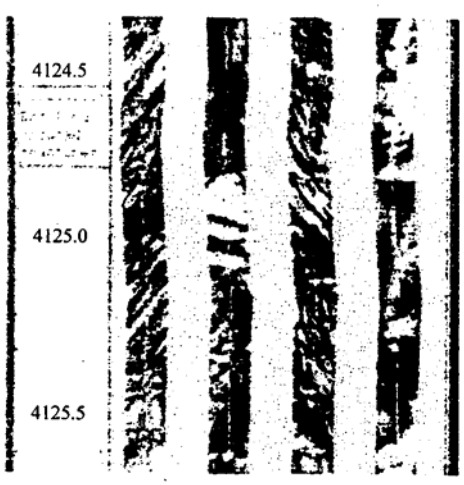


图 7-8 钻井诱导缝

(2)以一条高角度裂缝为主,在两侧有羽毛状的；微裂缝(图 7-9)；

(3)在双侧向曲线上出现特有的“双轨”现象，即深浅双侧向曲线表现为大段平直的正差异异常,其电阻率数值较高。

此外,应注意应力压裂缝与井壁椭圆形崩落图像的差别,它们都具有垂直裂缝的特征,但后者两侧无羽毛状微细裂缝,且总是在最小水平主应力方向上,因而与压裂缝近似呈 90° 夹角关系。

这类在脆性致密地层中经常可见,不仅在重钻井液井段中出现,有时在钻井液密度虽然不大,但在水平主应力差别较大时也能看到诱导压裂缝。

5)应力释放裂缝。在裂缝发育段,古构造应力多被释放,保存的应力很小,而且现代构造应力在在充满流体的裂缝段处也将剧烈衰减,因此在裂缝段处的应力是很小的,其应力的非平衡性也必然微弱；但在致密碳酸盐岩层段的古构造应力却未得到释放,加之现代构造应力在致密岩石中不易衰减,因而其间存在着巨大的地应力,一旦这种地层被钻开,为其间地应力的释放提供了条件将产生一种与之相关的裂缝,这些裂缝既可在岩心上出现,也可在井壁上出现。这种应力释放裂缝在井壁上的特征可清楚地反映在 FMI 图像上,它们是一组接近平行的高角度缝,且裂缝面十分规则(图 7-10)。在常规测井解释中,容易被误认为是低孔高角度裂缝型储层,实际上是无效裂缝。这种应力释放裂缝出现在岩心上时,很容易给岩心描述带来错觉,必须容易识别,其方法是看裂缝中有无泥浆侵入的痕迹,无侵入者为时放裂缝。



图 7-9 压裂缝

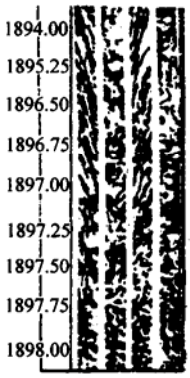


图 7-10 应力释放缝

总之,诱导裂缝与天然裂缝在形态上有以下三点主要区别:

(1)诱导裂缝是地应力作用下及时产生的裂缝,因此只与地应力有密切关系,故排列整齐,规律性强;而天然裂缝常为多期构造运动形成,有遭地下水的溶蚀与沉淀作用的改造, 因而分布极不规则。

(2)天然裂缝因常遭受溶蚀和褶皱的作用,故裂缝面总不太规则,且裂缝有较大的变化; 而诱导裂缝的缝面形状较规则且缝宽变化很小。

(3)诱导裂缝的径向延伸都不大,故深侧向测井电阻率下降不很明显。

根据这三点,较容易从成像测井图上将它们识别出来。

第三节裂缝有效性的测井评价及参数计算

一、裂缝有效性的评价

井下裂缝有效与否,决定于它的张开程度、径向延伸和连通情况,因此裂缝有效性的评价就是对这三个因素的描述与评价。

1. 从裂缝的张开度来评价裂缝的有效性

对裂缝张开程度的描述,常规测井主要用双侧向曲线的差异和电阻率值,再根据图版或公式来求取张开度。但是该法受到的影响因素太多,如裂缝的产状,裂缝的组合,储层的含流体性质,钻井液的侵入特征等都将影响计算的结果,因而误差较大,用来评价其有效性的效果就很差。如用 FMI 和 ARI 等成像图,从裂缝在井壁上的形态特征来评价裂缝的张开度就要准确得多。

1)充填缝和张开缝的判别

张开缝以黑色的高电导异常出现；被方解石、石英等矿物充填的裂缝则以高电阻率异常出现,图像特征为亮白色(图 7-11),很容易与有效张开缝区分。如被泥质等低阻物质充填,其图像特征亦为暗色高导异常,与有效裂缝不易区分,但在 ARI、DSI 成像图上,低阻充填无效缝却无反映。

2)有效张开缝的判别

完全被充填死的裂缝自然是无效裂缝,但张开缝也不全是有效缝,这里有两种无效的裂缝需要鉴别:

(1)非渗透性的细微裂缝。这种裂缝被束缚水充填,不具有渗滤性能。

如石灰岩中的薄层构造,眼球状构造,其间就具有很多这种微细裂缝,它们主要被束缚水充填,故电阻率很低,且有一定的孔隙度响应,自然伽马值又不高,因而常被常规测井资料误判为渗透层；但在 FMI 图像上则可清楚地看出这两种非均匀岩石构造的形态特征,从而予以排除。

(2)无效和有效人工诱导裂缝的判别。

钻具形成的微细裂缝均为无效缝。出现在致密岩层中的重泥浆压裂缝是无效缝。但出现在渗透层中则可能与天然缝连通,则成为有效裂缝。

应力释放裂缝是井被钻开后才形成的裂缝,它们在地层被钻开前是闭合的,岩心中的这种裂缝内无钻井液或钻井液滤液痕迹就是证明,因而它们是无效裂缝。而且由于应力释放裂缝基本上都发生在致密层段,所以也不可能对天然裂缝有任何好的连通作用。

2.从裂缝的径向延伸特征来判断裂缝的有效性

高角度裂缝的径向延伸状况对其有效性的评价至关重要,但仅从 FMI 图像上是无法看出径向延伸的,这就得靠径向探测深度较大的双侧向及 ARI 测井来予以判别。但正如前面已经指出的,双侧向测井的影响因素较多,所以在应用双侧向测井资料之前必须首先 FMI 图像搞清楚裂缝的产状及组合特征,消除其对双侧向测井的影响,然后才可用深、浅双侧向和高分辨率 ARI 曲线组合来判断裂缝的径向延伸特征。判别原理如下:

由于浅双侧向测井的径向探测深度为 30～50cm,而深双侧向和 ARI 的径向探测深度在 2～3m。因此对于径向延伸小于 0.5m 的无效高角度裂缝,ARI 图像和深、浅双侧向都因主要反映基岩的高电阻率,故而是高电阻率特征,且电阻率差异也不大,其深浅双侧向比值小 5,当裂缝径向延伸在 0.5～2m 时,浅侧向就基本只受侵入带影响,而深侧向还将受到基岩电阻率较大的影响,故浅侧向电阻率明显降低,而深侧向电阻率仅略有降低,所以出现大幅度的正差异,其比值可达 5～11。对于径向延伸大于 2～3m 的有效高角度裂缝,以上三种参数都要受到裂缝的影响,故 ARI 图像有明显的高电阻率异常,深浅电阻率也将降低,深浅双侧向正差异

幅度减小,比值小于 5(赵良孝,1995)。

为了便于应用,现将裂缝径向延伸情况与深、浅双侧向电阻率及其比值范围的关系列于表 7-1。

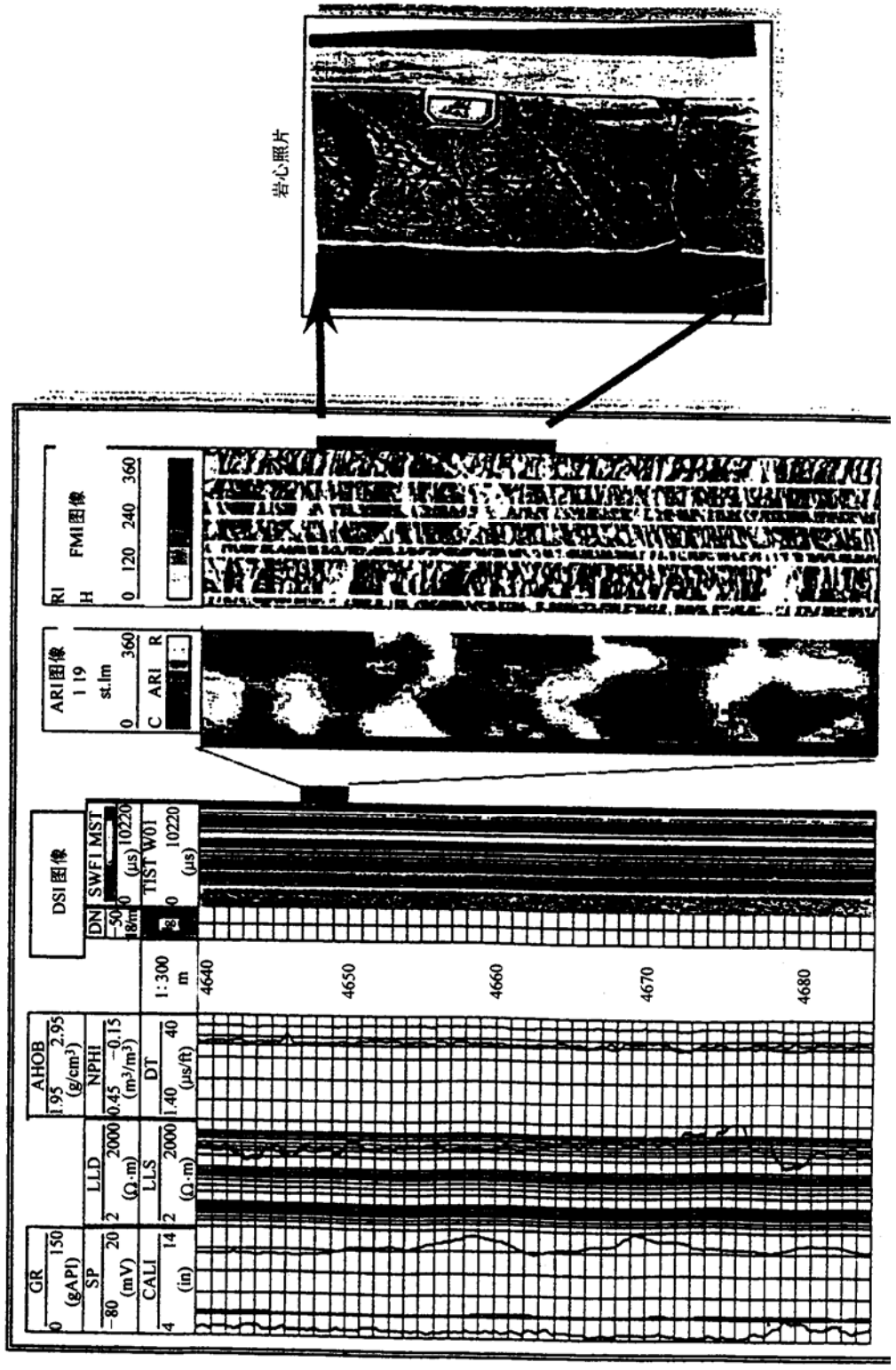


图 7-11 无效裂缝储层测井响应

表 7-1 裂缝径向延伸深度与电阻率的关系

裂缝的径向延伸情况	储渗意义	地层性质	电阻率 Ω·m		比值
			深侧向 R_d	浅侧向 R_s	R_d/R_s
径向延伸小于0.5 m的人工裂缝	无储渗意义	低孔石灰岩	大于8000	大于3000	小于5
		具有效孔石灰岩	大于8000	大于1000	
径向延伸为0.5~2.5的浅裂缝	无储渗意义	低孔石灰岩	8000~2000	小于3000	5~11
		具有效孔石灰岩	大于1000	小于1000	
径向延伸大于2.5 m的深裂缝	有一定的储渗意义	低孔石灰岩	小于2000	小于1000	小于5
		具有效孔石灰岩	小于1000	小于500	

3.从裂缝的连通性和渗滤性来判断裂缝的有效性

裂缝连通性评价的主要问题是区分天然裂缝和诱导裂缝。前已分析了诱导裂缝的三种主要类型及天然裂缝与诱导裂缝的区分。天然裂缝的有效性明显优于诱导缝,诱导缝通常较浅,位于井眼周围的塑性形变层或进入弹性层内,仅能在 FMI 图像上见到,而有效的天然裂缝则可以同时在FMI、ARI 和DSI 图像上识别(图 7-12)。

裂缝的渗透性能综合地反映裂缝的张开度、径向延伸程度和彼此的连通程度,因而是评价裂缝有效性最好的标志。可以用斯通莱波能量衰减状况来判断裂缝渗滤性的好坏。由于斯通莱波是一种管波,它在井筒中的传播类似于一个活塞的运动,造成井壁在径向上的膨胀和收缩,当有效裂缝与井壁连通时,将使井液沿着裂缝流进或流出,造成能量衰减,使其幅度降低; 反之,在无效裂缝处,则不会发生能量的衰减。但应注意泥饼的影响,因泥饼要阻止流体在裂缝和井筒之间流动。四川盆地资 3 井在震旦系储层(图 7 一 13〉发育有很好的裂缝和溶洞,井壁又无泥饼形成,故斯通莱波能量衰减明显,测试产纯气:资 2 井的相应层段虽然也有裂缝,又无泥饼,但斯通莱波元衰减,测试基本为干层。

二、裂缝参数计算

裂缝参数主要指裂缝张开度和裂缝孔隙度。它们可采用井壁微电阻率成像测井(FMI)计算或利用深浅双侧向电阻率进行估算。

1.用 FMI 信息计算裂缝参数

FMI 井壁电阻率成像仪 8 个极板上装有共 192 个微电极,每个电极直径为 0.2in,电极间距 0.1in,它能反映井壁四周的微电阻率变化,对采集到的微电阻率数据经过一系列校正处理之后形成 FMI 电阻率图像。通过 FMI 图像进行裂缝分析后,再利用下述公式可求出裂

缝参数。

1)裂缝张开度

$$W = a \cdot A \cdot R_{XO}^{b} \cdot R_{m}^{(1-b)} \tag{7-1}$$

式中W一一裂缝宽度；

A一一由裂缝造成的电导异常的面积；

R_{XO}一一地层电阻率(一般情况下是侵入带电阻率)：

R_m一一钻井液电阻率；

a,b——与仪器有关的常数，其中b接近为零。

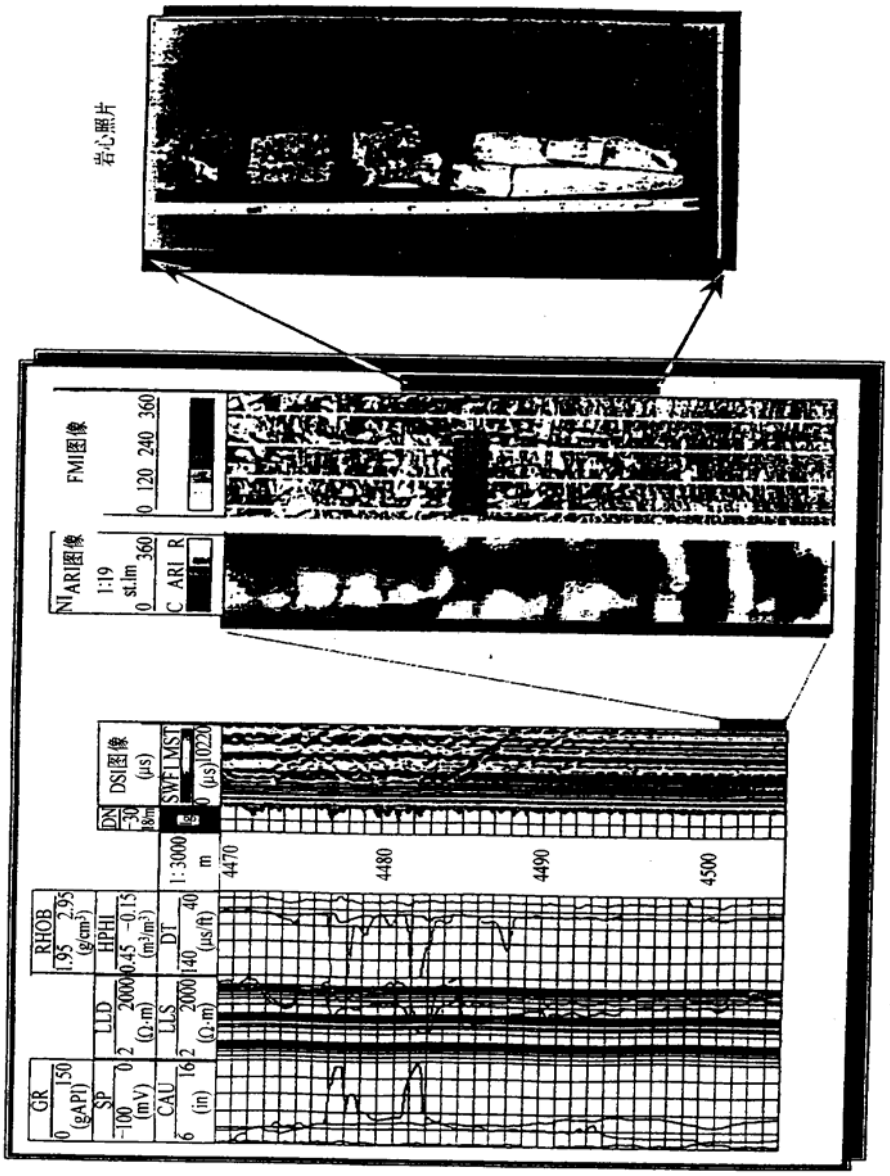


图 7-12 有效裂缝型储层测井响应

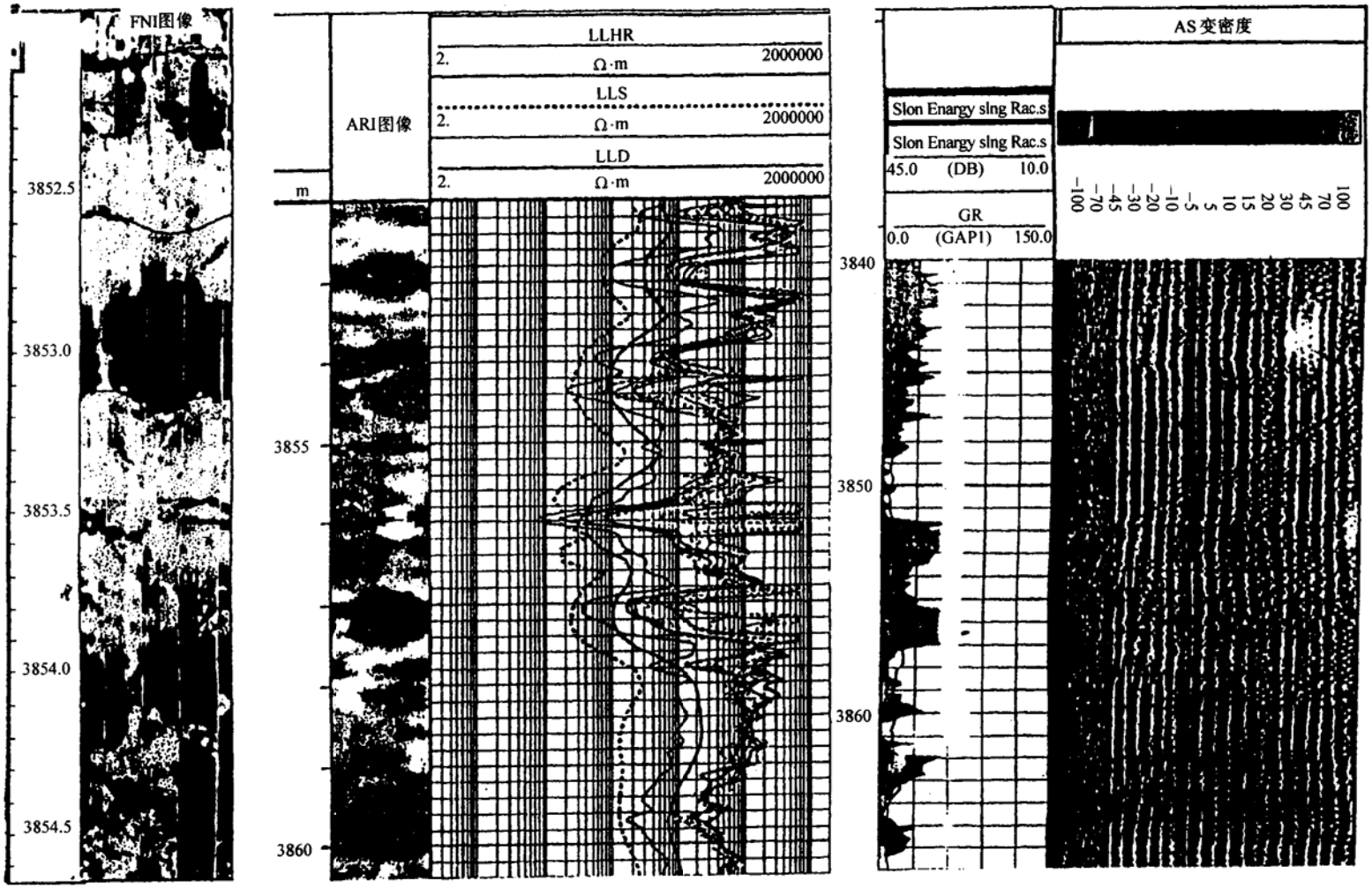


图 7-13 资 3 井裂缝有效性的判别（据赵良孝，1995）

2)裂缝孔隙度

$$\phi_{\mathrm{f}}=\sum W_i \cdot L_i / L \cdot \pi \cdot D \qquad (7\text{-}2)$$

式中 ϕ_{f} 一一裂缝孔隙度;

W_i 一一第 i 条裂缝的平均宽度;

L_i 一第 i 条裂缝在单位井段 L 内(一般选为 1m)的长度;

D 一一井径。

2.用双侧向测井信息估算裂缝参数

在没有 FMI 测井信息时,可用双侧向测井信息(主要根据深浅双侧向的差异)估算裂缝张开度和裂缝孔隙度。由于双侧向信息受影响因素较多,其估算结果不如前一种方法准确。估算公式如下:

1)裂缝张开度

(1)高角度裂缝:

$$W = R_m(C_{lls} - C_{lld})/4\times10^7 \qquad (7\text{-}3)$$

式中 W 一一裂缝张开度,四川

R_m 一一钻井液电阻率;

C_{lls} --浅侧向电导率;

C_{lld} 一一深侧向电导率。

(2)低角度裂缝:

$$W = R_m(C_{lld} - C_b)/1.2\times10^6 \qquad (7\text{-}4)$$

式中 W 一裂缝张开度, μm;

R_m 一一一钻井液电阻率;

C_b 一基岩电导率;

C_{lld} 一一深侧向电导率。

2)裂缝孔隙度

根据双重介质结构模型(基岩孔隙与裂缝孔隙),可以导出估算裂缝孔隙度内的数学模

型。

气层: $$\phi_f = \left[(C_{lls} - C_{lld})/C_{mf}\right]^{(1/m)} \quad (7\text{-}5)$$

油层: $$\phi_f = \left[(C_{lls} - C_{lld})/(C_{mf} - C_W)\right]^{(1/m)} \quad (7\text{-}6)$$

式中 ϕ_f ——裂缝孔隙度;

C_{mf} 、 C_W —-钻井液滤液和地层水的电导率;

m ——裂缝地层的孔隙度指数,取值为 1.1～1.8;

C_{lld} 、 C_{lls} ——深浅双侧向电导率。

第四节碳酸盐岩裂缝储层的综合评价

一、一般流程

1.鉴别岩性,去掉非储集层段

1)致密层

电阻率高于 2000Ω·m ,各种测井视孔隙度均小于 1%,裂缝识别测井或电磁波传播测井无裂缝显示,声波变密度测井条纹清晰,黑白反差强,纵横波声幅元衰减(在井径不扩大时)。天然放射性低值(一般小于 10API)。

2)泥质层

高自然放射性,尤其以钍、钾量高为主要特征,低电阻率,时差增高,中子孔隙度明显增大,电磁波传播时间和幅度衰减率曲线同时出现高值异常。体积密度略有降低,但经常因含有黄铁矿而使密度值不但不降,反而大于石灰岩的密度值。

3)炭质层

自然放射性不高,中子孔隙度高,密度小,时差高,与储层特征十分类似,所不同者主要在于电阻率偏高。

在除去上述三种非储集层段后,剩下的就是可疑储层或储层了。

2.寻找相对低电阻率段

在碳酸盐岩剖面中,储层总是以相对低电阻率的特征出现,因此,首先应在剩下的可疑层段中划出相对低电阻率,然后再分析造成电阻率低的原因。除上述的泥质层外,有些碳酸盐岩中含有较多的黄铁矿,尤其是条带状的黄铁矿,将造成电阻率明显降低,故必须将其排。

3.寻找具有一定孔陈度的地层

在上述非泥质、非含黄铁矿的低电阻率层段中寻找具有一定孔隙度的地层,主要是找声波时差增高,体积密度降低的地层,中子孔隙度仅作参考,因为气层的中子孔隙度不会明显增高。至于选取孔隙度的下限值,应根据不同的地区,不同的层段所确定的有效孔隙度下限值为准,然后再分别折合成各种测井信息的视孔隙度下限值。

4.寻找有效裂缝段

首先根据第二节所描述的各种裂缝的测井响应特征,识别出裂缝段,进一步分析裂缝的产状和组合情况。然后再对这些层段的裂缝进行有效分析(参看本章第二、三节)。

二、储层参数计算

(1)岩石骨架参数;

(2)泥质参数及泥质含量的计算;

(3)地层流体参数;

(4)孔隙度计算,包括基岩块孔隙度九和裂缝孔隙度内;

(5)裂缝张开度的计算,水平裂缝张开度和垂直裂缝张开度;

(6)渗透率参数的计算;

(7)有效厚度的计算。

三、裂缝型储层综合评价主要指标

(1)岩性结构;

(2)裂缝类型;

(3)裂缝孔隙度;

(4)裂缝发育方向;

(5)裂缝发育程度。

裂缝发育过程是一个与裂缝孔隙度、裂缝张开度、裂缝发育累计厚度及裂缝的连通性等多个因素有关的综合指标。储层的油气产能除了与有效储层厚度、储层平均孔隙度有关外在很大程度上取决于裂缝发育程度,特别是压裂酸化改造前的产能与裂缝发育程度关系更切。

四、利用综合概率法对裂缝型碳酸盐岩储层评价和预测

综合概率法的基本思路是:根据钻井取心和经过试油的关键层的测井响应,统计各种测井信息反映裂缝的能力,确定权系数;然后,对各层段,按照反映裂缝发育程度的测井异常的大小,对各种测井信息进行四级打分;最后进行加权统计,计算出裂缝综合概率,从而达到评价裂缝型储层的目的。

1. 确定各种测井信息反映裂缝的能力

各种测井方法的原理不同,探测范围不同,其反映裂缝的能力也就不同,因此,在储层的综合评价中,对反映裂缝能力强的井信息应给予较大的重视,这种重视程度可用数学上的权系数来表达。

确定权系数方法是:利用关键段(经系统取心和测试,而对其储渗性能已经掌握的井段)进行统计分析,从而确定权系数,具体步骤如下:

(1)根据测井信息的异常,确定各种测井信息反映裂缝的有效厚度 h_i =1, 2, …, m （m 为测井信息数);

(2)计算裂缝层段中各种测井信息裂缝厚度的百分比

$$P_i = h_i / H \quad （H 为关键层段的厚度）$$

(3)对上一步结果进行归一化处理,计算出各种测井信息反映裂缝的权系数(能力)

$$a_i = p_i / \left(\sum_{i=1}^{m} P_t \right) \qquad (7\text{-}7)$$

对轮南油田关键层段的统计分析,得到的 12 项测井信息反映裂缝的权系数表(7-2)。

表 7-2 轮南油田各种测井反映裂缝的权系数

测井信息	选用不同测井组合时各种信息的权系数			
	用所有测井信息	缺全波	缺微侧向及 $\Delta\rho$	缺地层倾角
微侧向测井	0.066	0.016		0.101
双侧向测井	0.115	0.200	0.128	0.176
地层倾角电导率异常	0.100	0.176	0.112	
双井径	0.105	0.184	0.117	
地层倾角仪转动	0.143	0.251	0.160	
体积密度补偿值	0.042	0.073		0.064
纵波幅度衰减	0.085		0.095	0.130
纵波波形扰动	0.075		0.085	0.115
横波幅度衰减	0.058		0.065	0.089
横波波形扰动	0.085		0.096	0.131
斯通利波幅度衰减	0.043		0.019	0.066
斯通利波波形扰动	0.083		0.093	0.127

2. 裂缝综合概率的计算

各种测井信息既可指示裂缝的存在,也可反映裂缝的发育程度。因此,通过对关键层段的综合分析(裂缝发育程度、试油结果和测井信息等),建立各项测井信息裂缝响应的评价标准,运用该评分标准对各项测井信息进行打分后,对各项信息的得分进行加权综合,就可求得反映裂缝发育程度的综合概率。具体步骤如下:

(1)主要根据双侧向测井、将解释井段划分为若干裂缝层段,每个裂缝层段又可分成 L 个单元层。

(2)根据评分标准对每一个单元层的各项测井信息进行打分,并通过下式计算出每一裂缝层段中各项测井信息反映裂缝发育程度的得分(轮南油田评分标准见表 7-3)。

表 7-3 轮南油田各种测井信息反映裂缝发育程度评分标准

信息 \ 分数	100	75	50	25	10	0
微侧向,Ω·m	<10	10~50	50~100	100~200		>200
双侧向,Ω·m	$(R_d-R_s)/R_d>0.5$	分数$=(R_d-R_s)/R_d\times200$				$R_d\geqslant1\,000$
地层倾角电导异常	满副异常的 100%	75%	50%	25%		<25%
双井径(in)	$D_1-D_2\geqslant2$	2~1.5	1.5~1	1.0~0.5		<0.5
地层倾角仪转动			反转	不转	变慢	≤0.02
体积密度补偿值	>0.029					
纵波幅度衰减	100%	75%	50%	25%		无衰减
纵波波形扰动	波形消失	强扰动	扰动一般	略有扰动		无扰动
横波幅度衰减	100%	75%	50%	25%		无衰减
横波波形扰动	波形消失	强扰动	扰动一般	略有扰动		无扰动
斯通利波幅度衰减	100%	75%	50%	25%		无衰减
斯通利波波形扰动	波形消失	强扰动	扰动一般	略有扰动		无扰动

$$B_{ij}=\left(\sum_{K=1}^{L}b_{ikj}\times h_{kj}\right)\Big/H_j \qquad i=1,\ 2,\ 3,\ 4,\ \cdots,\ m \qquad (7\text{-}8)$$

式中 B_{ij} 一第 j 个裂缝层段中第 i 个测井信息的得分;

B_{ikj} 均-一第 j 个裂缝层段中第 k 个单元层的第 i 项测井信息的得分;

h_{kj} 一一第 j 个裂缝层段中第 k 个单元层的厚度;

H_j 一一第 j 个裂缝层段的厚度。

(3) 对各种测井信息的得分进行加权综合,计算出每一裂缝层段的裂缝综合概率

（ P_j ）。

$$P_j = \sum_{i=1}^{m} a_i \times B_{ij}$$

式中， a_i 为第 i 个测井信息反映裂缝的权系数。

3. 裂缝型储层的评价

根据试油结果等建立石灰岩裂缝型储层评价图版(图 7-14)及评价标准(表 7-15)。根据该标准,利用裂缝综合概率(P_j),参考双侧向得分(B_{DLL}),就可以对储层进行评价。

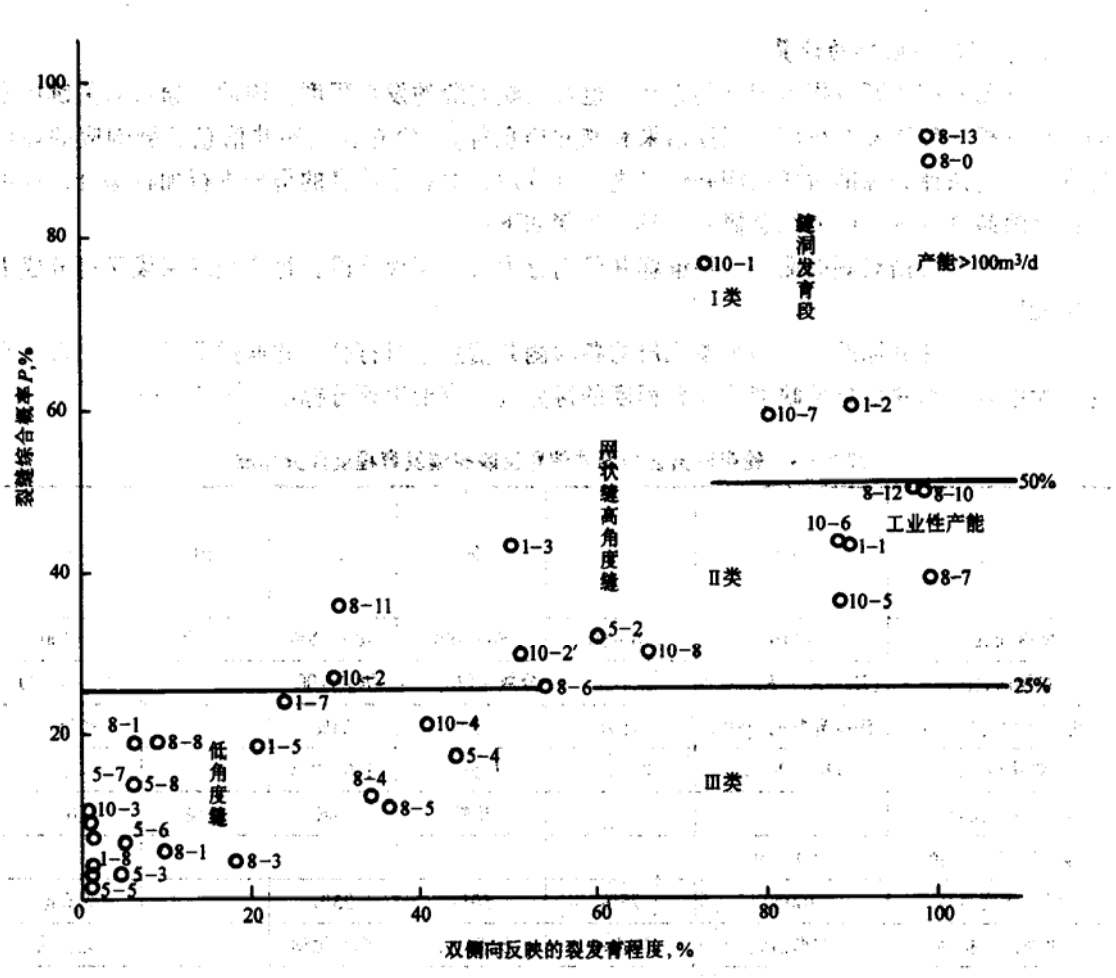


图 7-14 轮南油田奥陶系裂缝型储层测井评价图

表 7-4 轮南油田裂缝型储层分级标准

P_j,%	B_{DLL},%	储层级别	产　能
>50	>35	Ⅰ类	可获产能
25～50	20～35	Ⅱ类	具有中等产能
10～25	10～20	Ⅲ类	酸化后可能具有产能
<10	<10	非储层	

4.应用效果分析

根据上述方法,对轮南油田的裂缝型储层进行了评价,经过 11 口井 26 层的试油验证,成功率为 92%。

第五节裂缝发育规律及现代地应力场研究

一、裂缝的发育程度及规律

裂缝综合概率法是一种在取心、试油等基础上综合多种测井信息半定量评价裂缝发育程度的方法。利用这种方法,对轮南油田中区的裂缝型储层进行了裂缝综合概率法的计算和储层评价。结合地质剖面和构造图,我们对油田中区的裂缝发育程度及其规律获得了以下几点认识:

纵向上, Ⅰ类和 Ⅱ类裂缝型储层(P_j>25%)基本上都分布在奥陶系的顶部(距奥陶系风化面 0～150m 以内,最深达 250m)。

平面上,构造曲率愈大(由于资料所限,仅利用构造长短轴比值和构造等值线的疏密程度对构造曲率进行了定性判定。构造长短轴比值大、构造等值线愈密,则构造曲率越大),裂缝发育。图 7-15 中的 A2、A5、A6、A7 井的构造曲率与裂缝发育程度的关系见表 7-5 此外,在断裂交汇地区(如图 7-15 中的 A3 井),裂缝发育程度明显提高,并容易形成岩溶体系。

表 7-5 轮南油田中区局部构造曲率与裂缝发育程度的关系

构造部位	LN-1	LN-4	LN-2	LN-1
构造曲率	小	较小	较大	大
平均裂缝概率	19.29	17.96	20.05	31.55
Ⅰ类与Ⅱ类裂缝层厚度 h, m	29.0	35.50	19.50	80.00
Ⅰ类与Ⅱ类裂缝层占统计厚度的比例 h/H, m	27.00	30.39	18.53	7.39
局部构造曲率与裂缝发育程度的关系	局部构造曲率增大 → 裂缝发育程度增大			

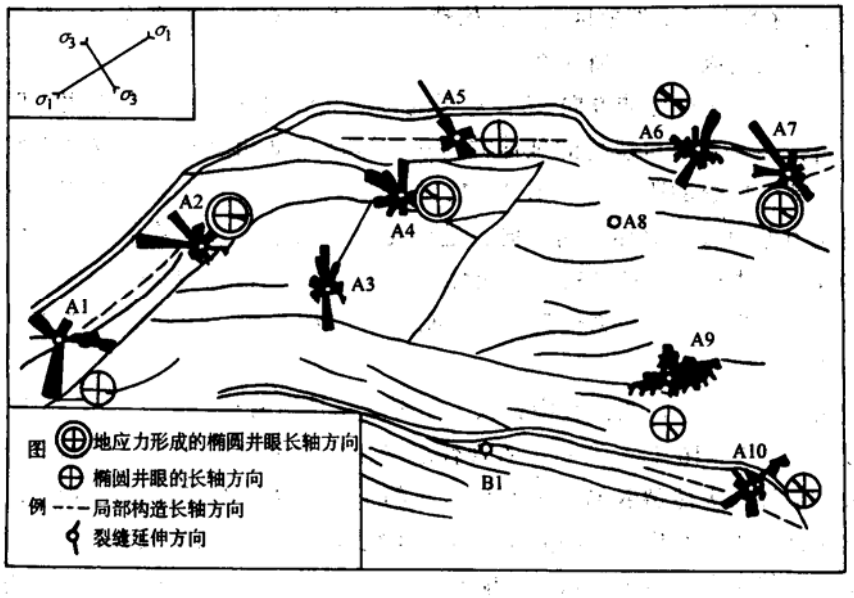


图 7-15 轮南油田中区倾角测井计算的裂缝方向和椭圆井眼长轴方向图

二、裂缝发育方向及其规律

对目的井段中每一裂缝层段的地层倾角测井进行处理,均得到相应的电导率异常频率图和椭圆井眼长轴方向频率图。张开缝形成的电导异常方向就是裂缝的延伸方向。据此我们对轮南油田中各井的裂缝发育方向进行了解释,结果发现:

(1)每一口井奥陶系顶部的裂缝均有好几组,但主要裂缝方向一般出现局部构造长轴斜交或正交,电导异常检测图显示主要为单组裂缝,而非共轭裂缝,分析为海西期形成。

(2)A3、A4 井的裂缝组系较多,但主裂缝方向为近南北向 o 这与该地区多组断裂交汇和近东西向的逆断层(主层)形成时古地应力的作用有关。

三、现代构造应力方向分析

国内外研究结果表明,椭圆井眼形成的原因很多,包括溶蚀崩落、冲刷崩落、键槽变形、弹塑性变形、应力崩落、裂缝崩落等。如果椭圆井眼是由于应力崩落所形成的,那么,椭圆井眼的长轴方向就是现代构造最小水平主应力(张应力 σ_3)的方向,而短轴方向就是最大水平主应力(压应力 σ_1)的方向。

根据上述分析可以看出,通过对典型地应力集中段椭圆井眼(排除非现代构造应力形成的椭圆井眼)长轴方向的分析,就可确定现代构造最小水平主应力的方向。地应力集中段测井曲线的特点为:纯石灰岩致密层井眼的定向坍塌,双侧向电阻率异常高,高达上万欧姆米,其值与井径扩大成正相关。

通过对轮南油田 A2、A4、A7 井典型地应段的分析,该地区奥陶系现代构造最小水平主应

的方向为近北西一南东向,最大水平主应方向为近北东一南西向,两者在局部地区有微小的变化。

四、裂缝发育规律和现代构造应力方向分析在勘探与开发中的应用

前已述及,构造曲率较大的地区和断裂交汇地区是裂缝发育的在利地带,因此,如图 7-15 中的 A1-A2 井区、A6-A7 井区、B1-A10 井区及 A9 井的西区,构造曲率较大,A3 区 及 A8 井区的北区为断裂交汇地区的鼻状构造带,它们均有利于裂缝发育,在这地区布井有可能获得工业性油气流和高产油气流。

现代构造应力与裂缝延伸方向结合对裂缝型油气藏的开发有指导作用。四川赵良孝的研究表明:当张应力方向与裂缝的延伸方向正交或高角度相交时,将改善天然裂缝的张开度,否则,将减少裂缝的张开度。图 7-15 中的 A9、A10,其主裂缝的方向(近北东一南西向)与张应力方向(近北西一南西向)近似正交,构造应力改善了裂缝的储渗性能。所以,在这些井中,中途测试就获得了工业性油气流,而在 A2、A7 井中,主裂缝方向与压应力方向类似正交,现代构造应力使其储渗性能变差,所以,在这些中经几次酸化后才获得了工业性油气流。

在改造裂缝裂储层的压裂过程中,人工压裂缝总是沿着构造最大水平主应力(压应力)的方向形成,如图 7-16(a)所示,若现代水平压应力方向与天然裂缝的方向正交,则压裂产生的人工裂缝与天然裂缝易形成网格,有利于改善储层的连通性;如图 7-16(b)所示,若天然裂缝的方向与压应力的方向一致,压裂时,不仅不易形成人工压裂缝,而且,压裂液将会把油气推离井眼更远,从而影响开发。如图 7-15 中的 AL A2、A7 井,其主裂缝的方向与压应力的方向近似正交或高角度相交,所以经几次酸化已获得了工业性油气,若实施压裂,效果可能更佳。而 A9、A10 井,其主要裂缝与压应力方向近似平行,在这些井中则不宜进行压裂。

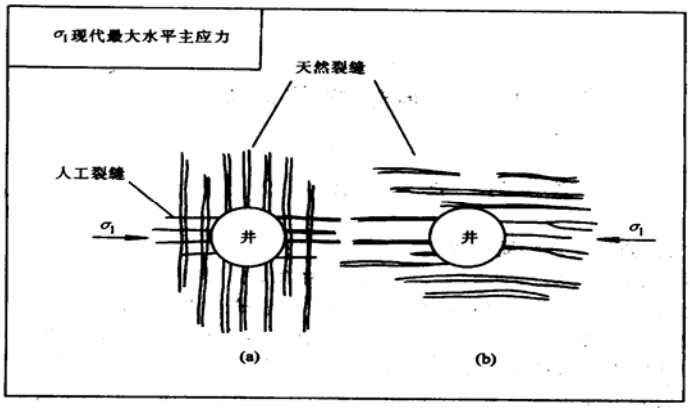


图 7-16 现代构造应力方向与人工压裂缝形成方向关系图

第八章 烃源岩与盖层的测井研究

第一节 烃源岩的定义及地质分类

一、烃源岩的定义及地质分类

能够生成石油和天然气的岩石，称为生油气岩，也叫生油气母岩或烃源岩。Tissot(1978)将烃源岩定义为：“已经产生或可能产生石油的岩石” 。Hunt (1979)则将烃源岩定义为："在天然条件下曾经产生和排出过烃类并已形成工业性油气聚集的细粒沉积。"另外，|对只能提供天然气工业价值聚集的富含腐植型有机质的岩石则称气源岩。

烃源岩主要是低能带富含有机质的沉积岩。包括暗色泥质岩类和碳酸盐岩类沉积，气源岩除这两类外，还包括煤系源岩。

1.泥质岩类烃源岩

主要包括泥岩、页岩、粘土等，是在一定深度的稳定水体中形成的。环境安静乏氧，浮游生物和陆源有机胶体能够伴随粘土矿物的大量堆积、保存并向油气转化。因这些粒细的泥质岩类富含有机质及低铁化合物，颜色多呈暗色。泥质岩类烃源岩是我国最主要的烃源岩类型，已探明油气的大部分储量来自这类源岩。其分布层位从中、上元古界至第四系，几乎遍布我国内陆和沿海海域的沉积盆地。

2. 碳酸盐岩类烃源岩

以低能环境下形成的富含有机质的石灰岩、生物灰岩和泥灰岩为主，如沥青质灰岩、隐晶灰岩、豹斑灰岩、生物灰岩、泥质灰岩等。常含泥质成分，色暗。其分布范围从中、上元古界至三叠系，第三系也有小范围分布。海相碳酸盐岩主要分布于我国南方、华北以及塔里木等。

3.煤系气源岩

煤系有机质主要为Ⅲ型干酪根(腐植型干酪根)，来自各种门类的植物遗体，以陆生高等植物为主，低等植物占次要地位。形成于还原一弱还原的沼泽或海陆交互相沉积环境。在热力条件下，煤化作用过程中生成以烃类气为主的天然气。煤系气源岩是大、中型气田形成的重要源岩，我国煤系源岩的层位分布主要是石炭－二叠系、上三叠统－保罗系和第三系。 近几年来，吐哈盆地的勘探研究结果表明，煤系有机质不仅能成气，而且可以构成液态烃的工业储集，这方面还有待于进一步的研究。

作为烃源岩，一方面它应在地质历史中生成和排出烃类流体，另一方面它所形成的烃类流体在数量上应能运聚成藏。依据这一点，又可将烃源岩划分为以下两类：

(1)有效烃源岩(effective source rock)。是指已生成和排出大量烃类流体的岩石，它对油气成藏有贡献。

①活性有效生油岩(active effective source rock)。目前仍在生排烃的有效生油岩。

②惰性有效生油岩(inactive effective source rock)。由于抬升剥蚀或地温降低，目前已不再生烃。

(2)潜在烃源岩(potential source rock)：由于未成熟而尚未生成和排出烃类的岩石，但

如果经历进一步埋藏或在试验室加温，则能大量生烃。

二、烃源岩的识别方法

1. 烃源岩的岩相分析

烃源岩中的有机质向油气转化需要适宜的地质环境,这种环境受到岩相古地理条件的严格控制。

在海相环境中，一般认为浅海相及三角洲相是最有利油气生成的区域。浅海水深一般不超过 200m，水体较宁静，温度适宜，生物繁盛。三角洲部位除原地的海相生物外，还有大量的陆源有机质被河流搬运而来，使沉积物中有机质含量很高，利于生油。海湾及泻湖相因其闭塞缺氧，也有利于有机质的保存。

大陆深水一半深水湖泊是陆相生油岩发育的区域。一方面湖泊能够聚集周围河流带来的大量陆源有机质，增加了湖泊营养和有机质数量；另一方面湖泊有一定深度的稳定水体，提供水生生物的繁殖发育条件。尤其在近海地带的深水湖盆更是最有利的生油坳陷，因为近海区域地势低洼、沉降较快，是陆表水的汇集地带，容易长期积水而形成深水湖泊，保持安静的还原环境。这种地区气候温暖湿润，浮游生物及藻类繁盛，而且往往又是河流三角洲的发育地带，河水带来大量陆源有机质注入近海湖盆，有机质异常丰富，以Ⅰ型和Ⅲ型干酪根为主。而在浅水湖泊和沼泽区，水体动荡，大气中的氧易于进入水体，不利于有机质的保存；这里的生物以高等植物为主，有机质多属Ⅲ型干酪根，生油潜能差，一般成为生气的来源。

2.烃源岩的地化分析

烃源岩中的有机质是油气生成的物质基础。对烃源岩的地化分析一般从有机质的丰度、有机质的类型和有机质的成熟度三方面进行，并做出定性和定量评价。

1)有机质的丰度

有机质的丰度是评价烃源岩优劣的一个重要方面，其主要指标为有机碳、氯仿沥青“A”和总烃的百分含量。这些指标反映的是烃源岩排烃后残留的有机质丰度。残留有机质丰度基

本能反映原始有机质的丰度。但对于成熟度和排烃效率都比较高的生油岩最好能进行原始有机质丰度的恢复。

有机碳的含量(TOC)是反映有机质丰度的最主要的丰度指标。暗色泥岩的有机碳含量一般不超过 15%，但作为烃源岩，确定其下限尤为重要，胡见义和黄第藩(1991)提出了中国陆相泥质生油岩的评价标准，并把有机碳的下限值定为 0.4%(见下表)。但对于咸湖环境形成的泥质生油岩，其有机碳含量下限应适当降低至更低。氯仿沥青“A”的含量也能反映岩石中有机质的丰度，其评价标准也列于表 8-1。

表 8—1 有机质丰度评价标准

生油岩类别 项目	好生油岩	中等生油岩	超生油岩	非生油岩
岩相	**深湖－半深湖相**	**半深湖－浅湖相**	**浅湖－滨湖相**	河流相
干酪根类型	**腐泥型**	**中间型**	**腐植型**	腐植型
H/C	**1.7～1.3**	**1.3～1.0**	**1.0～0.5**	1.0～0.5
有机碳含量，%	**3.5～1.0**	**1.0～0.6**	**0.6～0.4**	＜ 0.4
氯仿沥青“A”含量，%	**＞ 0.12**	**0.12～0.06**	**0.06～0.01**	＜ 0.01
总烃含量，10^{-6}	**＞ 500**	**500～250**	**250～100**	＜ 100
总烃/有机碳,%	＞ 6	6～3	3～1	＜ 1

2)有机质类型

所有沉积有机质大致可分为腐泥型和腐植型两大类。前者是指脂肪族有机质在乏氧条件下分解和聚合作用的产物，来自海洋或湖泊环境水下淤泥中的孢子及浮游类生物，它们可以形成石油、油页岩等；后者指泥炭形成的产物，来自有氧条件下沼泽环境的陆生植物，主要形成天然气，也可生成少量液态石油。

干酪根是沉积有机质的主体，因而干酪根的类型基本上反映出沉积有机质的类型，不同沉积环境中，不同有机质来源的干酪根，其生油气潜能差别很大，根据 C、H、O 元素的分析，可将干酪根划分为三种主要类型。

I 型干酪根：具原始氢高含量和氧低含量，生油潜力大。

Ⅱ型干酪根：原始氢含量较高，但指低于Ⅰ型干酪根，生油潜力中等。

Ⅲ型干酪根：具原始氢低含量和氧高含量，对生油不利。但埋藏到足够深度时，可成为有利的生气来源。

3)有机质的成熟度

有机质的成熟度反映有机质在深埋过程中的热演化程度，即何时大量生油，何时生油期结束等。其指标众多，有镜质体反射率(Ro)、TTI、热变指数等。其中镜质体反射率较为常用。这些指数所反映的成熟度特征与油气生成阶段的对应关系列于表 8-2。

表 8－2 油气生成阶段及其成熟度特征

油气生成阶段	深度 km	温度,℃	成熟度	热变指数	镜质体反射率 R_o%	TTI
生物化学生气阶段	<1.5	10~60	未成熟	1 没有（黄色） 2 轻微（桔色） 2.5	0.5	1 树脂体凝析油 3
热催化生油气阶段	1.5~4.0	60~180	成熟	3 中等	1.0	石油 180
热裂解生凝析气阶段	4.0~7.0	180~250	成熟后期	3.5	1.5	湿气 900
深度高温生气阶段	7.0~10.0	250~375	成熟后期	3.7 4 强烈	2.0 2.5	

第二节 烃源岩的测井分析方法

一、烃源岩的测井响应

1.地层的组成

地层可分为非源岩层和源岩层两大类，其中源岩层又可分为成熟源岩层和非成熟源岩层。假设富含有机碳的岩石由三部分组成：岩石骨架，固体有机质和孔隙流体。非生油岩仅由两部分组成：岩石骨架和孔隙流体(图 8-1a)。在未成熟的生油岩中固体部分包括固体有机质和岩石骨架，地层水充填孔隙空间($\phi_t = \phi_{w_w}$)，(图 8-1b)。当生油岩成熟时，一部分有机质转化为液态烃，并且运移进孔隙中(ϕ_{og})替代了地层水。此时，总孔隙度$\phi_t = \phi_w + \phi_{og}$ (图 8-1c)。这种组成的差异是利用测井曲线求取 TOC 的基础。

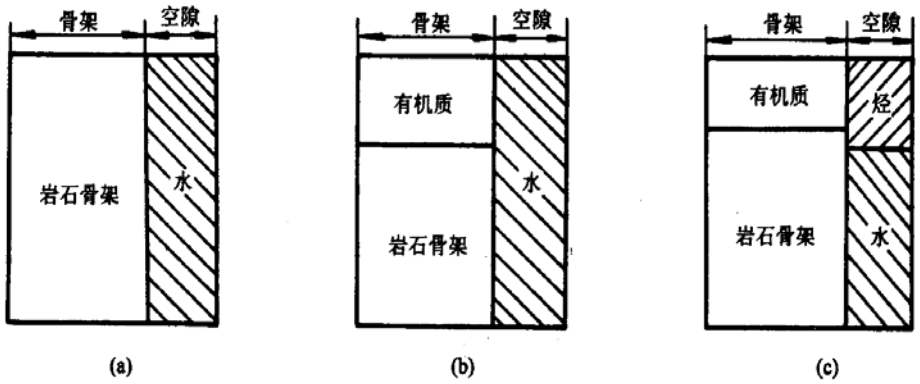


图 8－1 地层体积模型

（a）非源岩；（b）未成熟原岩（c）成熟原岩

在上述生油岩体积模型中，同常规模型相比，增加了固体有机质(干酪根)部分，并将其作为岩石骨架的一部分设置。固体有机质具有低速度、低体积密度和高含氢含量的物理化学性质(ρ=1.0g/cm^3， Δt=60－170us 之间，通常最高值与任意压实状态下的富含有机质的页岩有关)。因此，固体有机质有高声波时差，低体积密度和高中子孔隙度的测井响应。这些测井响应使由中子，密度，声速测井计算的孔隙度产生增值，同时，不因孔隙度的增值降低电阻率值，即不因孔隙度的增值降低电阻率测井值。不仅如此，伴随有机质成熟度生烃，使生油岩中的含油饱和度上升，引起生油岩的电阻率增加。

2.基本原理

由于源岩层含有固体有机质，这些有机质富含有机碳，而有机质具有密度低和吸附性强等特征。因此，源岩层在许多测井曲线上具有异常反应。在正常情况下，含碳越高的源岩层，其测井曲线上的异常反应就越大。通过测定异常值的高低，就能反算出含碳量的大小。

对源岩有异常反应的测井曲线主要有：

(1)自然伽马曲线。在该曲线上表现为高异常。这是因为富含碳的源岩层往往吸附有较多的放射性元素铀。

(2)密度和声波时差曲线。富含碳的源岩层，其密度低于其它岩层，因而在密度曲线上表现为低异常，在声波时差曲线上表现为低(高时差)异常。

(3)电阻率曲线。成熟的岩层由于含有不易导电的液态烃类，因而在该曲线上表现为高异常。利用这一特征可识别源岩层成熟与否。

二、烃源岩的测井识别

1.烃源岩的单一测井方法分析

1)自然伽马测井

根据地球各圈层放射性物质丰度，沉积层基底和沉积层中不同岩性的放射性元素平均含量以及含油盆地中铀与生油物质(有机质)的关系，可认为油田放射性异常的主要物质来源是生油岩。众多研究表明，富含有机质的生油岩，常伴随着高的放射性元素。因此，生油岩常有高的自然伽马值。所以，可用异常高的 GR 值来确定生油岩(Beer，1945，Swanson，1960)。Schmoker(1981)提出了阿帕契亚盆地页岩的自然伽马值与有机质丰度之间的关系如式(8-1)。

$$\phi_o = (r_B - r)/1.378A \tag{8-1}$$

式中 ϕ_o—页岩的有机质含量(相对体积)；

r_B —不含有机质的岩石的自然伽马强度(API)；

r —页岩的自然伽马强度，API；

A —自然伽马强度(API)与地层密度(g/cm^3)的关系曲线的斜率， A和r_B大小随地区而定.

将公式计算的有机质含量与实验室直接分析的有机质含量进行对比(这些样本的有机质含量从 0 到 20%)，除部分页岩外，岩心分析与自然伽马测井计算的有机质的百分含量之差平均为 0.44%，标准误差为 1.98%。这表明岩心分析与自然伽马测井确定有机质含量的精度是足够的。用自然伽马值确定总有机碳含量的模型比较复杂，建立一个通用的模型较困难。但事实上，91%的铀变化都可用 TOC 和 P_2O_5的浓度来解释。

用自然伽马测井的优点是受井眼的影响较小，以及在垂向上对非均质页岩可进行连续采样。但是，Schmoler 注意到他研究地区的总自然伽马法明显的降低了某些层段的有机质含量。因此，在大范围内用它来定量解释有机质是必须小心的，它不是生油岩的有机质含量的良好的定量指示器。

在一般沉积岩中，主要是固体骨架中的粘土中的钾使页岩具有放射性，少量的钍也可以影响页岩骨架的放射性。具有一定含水孔隙度的不含有机质的页岩是一种特定的骨架组成，并且，其单位重量的放射性是不变的。例如：如果含水孔隙度随深度的增加而下降，则放射性随岩石密度的增加而增加，那么最终记录的放射性数值是不变的。因此，沿着不同的不含有机质的泥岩层可以确定一条放射性基线。这就是为什么自然伽马测井曲线可作为泥质砂岩中泥质含量的指示曲线的原因。

在加里福尼亚页岩中，有机质产生的放射性是靠铀来产生的。的确，这样的有机质不是置换了固体颗粒，就是置换了部分原生水，或者置换了两者。重量相同的钾比铀的自然伽马放射性要高 3600 倍，富含有机质的页岩段总比相同层段中不含有机质页岩的放射性要高。如果产生的所有碳氢流体都圈闭在原来的生油岩中，其原始放射性含量不变。但是，铀往往包含在油中，一些流体可以从页岩中逸出。因此，成熟页岩的放射性略低于未成熟的富含有机质的页岩的放射性。

在含铀的地层水中，铀的吸附是受 Ph、Eh、U^{4+}、U^{6+}温度、其他阳离子和阴离子的活度以及吸附物质的类型控制的。有机质对铀的吸附主要取决于有机质的类型、数量和成熟度及 Ph/Eh 的状态。在碳质矿物成层状或分散状的情况下，特别处于还原环境中时，铀很容易吸附，这一过程包括：对高价离子具有交换能力的吸附物质使地层水中的 U^{6+}还原成 U^{4+}及有机胶体或它们的化合物的形成过程。因此，地层中有机质的存在是铀聚集的重要因素。

海相富含有机质的页岩和石灰岩，浮游生物吸附铀离子，呈高放射性：而湖相烃源岩，淡水缺铀离子，不显示伽马测井异常。所以此法划分海相烃源岩有效，湖相效果差。

2)自然伽马能谱测井

近几年来，自然伽马能谱测井的应用显著增加。由于铀和有机质之间又很好的经验关系(Swanson，1960).Fertl(1980)，建议用自然伽马能谱测井来有效的确定有机质丰度，并且认为，比值法(钍/铀，钾/牡钍)由于其考察了岩性(即泥质含量的变化)，并且对这种变化自动补偿，所以更可靠。但遗憾的是，它们之间也没有通用性，靠经验统计随地区变化较大。

3)密度测井

因为固体有机质的密度(ρ_o=1.0g/Cm^3)比周围岩石骨架密度(ρ_m=2.3～2.7g/cm^3)要低，所以，Schmoker(1979)建议用密度测井来估计有机碳含量。

有机质体积百分数=(ρ_0一ρ_s)/(ρ_{sh} -ρ_0)，并且指出 FDC(补偿密度)探测器的垂向分辨率为 2ft(60cm)。泥岩密度在 2.25g/Cm^3以上时，密度测井曲线反映有机质的最低限度为 1%.但在有重矿物(黄铁矿)存在和井眼不规则时，密度测井就不可能是有机质的可靠的指示器(FDC 为贴井壁仪器，受井眼影响较大)。

据推导：$TOC = A/(1-\rho_k(\rho_m\rho_b / \rho_m V_w - V_v - \rho_m)/(\rho_b + \rho_m V_w - V_w - \rho_m)$ (8-2)

式中 A-TOC 与干酪根(重量百分数)之间的一个常数，通常取为 0.7；0.9；

ρ_b,ρ_m,ρ_k一分别为系统整体，骨架，和干酪根的密度值

V_w一孔隙体百分数(即孔隙度)。

方程反映TOC与密度值双曲线关系，体积密度对于TOC是很敏感的。TOC增加10%(据重量)，密度值将减少0.5g/cm^3。

斯伦贝谢测井公司也开发了这种解释技术。

粘土质烃源岩由岩石基质(m)，孔隙空间(i)、黄铁矿(ρ)及有机质(o)四部分组成，地层密度(ρ)可表述如下：

$$\rho = V_0\rho_0 + V_p\rho + V_i\rho_i + (1 - V_0 - V_p - V_i)\rho_m \tag{8-3}$$

由于页岩孔隙度低，孔隙与其中所含流体之密度差可以略去不计，将孔隙度视为岩石基质的不变特性(常数)，因而可将ρ_m重新定义为颗粒和孔隙一流体密度的体积重量平均值(ρ_{mi})上式简化为：

$$\rho = V_0\rho_0 + V_p\rho + (1 - V_0 - V_p)\rho_{mi} \tag{8-4}$$

根据美国能源部和Stahl(1955)，Brown (1956)的研究，Schmoker(1979)提出黄铁矿与有机质呈线性增长关系：

$$V_P = 0.135V_P + 0.0078 \tag{8-5}$$

黄铁矿密度大，为5.0g/cm^3，计算有机碳含量时应予以考虑，上式可简化为：

$$V_P = (\rho - 0.9922\rho_{mi} - 0.039)/(\rho_p - 1.135\rho_{mi} + 0.675) \tag{8-6}$$

有机碳的生量百分含量(TOC)常用以标定有机质丰度，并与有机质体积(V_P)有关：

$$TOC = V_O(100\rho_o)/(R_P) \tag{8-7}$$

式中R_P— 有机质重量百分数与有机碳重量百分数的比值，且

$$TOC = [(100\rho_O)(\rho - 0.9922\rho_{mi}0.039)]/[(R_p)(\rho_o - 1.135\rho_{mi} = 0.675)] \tag{8-8}$$

上式即为用密度测井计算有机碳含量的一般公式，式中ρ_o, ρ_{mi}, R_p均可由可得到资料估计。

4)中子测井

通常，岩石中的大量氢并不属于孔隙水，页岩骨架和干酪根(或油气)两者的氢含量都很高，并且相互替换，在中子测井中不会有明显的差异。故不是油气良好的指示器。同时井壁

对中子测井的影响也很大。但当孔隙中含气时，中子测井会由于挖掘效应，易于识别。

据体积模型，再假设骨架中不含氢，我们可以用含有氢成分的孔隙水和干酪根来计算出一个平均体积。将其作为中子视孔隙度的函数求解，得：

$$TOC = A/(1-\rho_m-(1-1/\rho_m-1/V_m)\rho_m V_m HI_k/(\Phi_N-V_m)$$

(8-9)

式中 HI_K -干醋根的含氢指数；

ρ_m 以转换为加权百分数的方式进入方程的。

5)脉冲中子能谱测井

连续的中子测井在评价生油岩中有机碳含量时有局限性(Herro，1986，1988)。但这一方法的优点是对低含量的有机碳反映敏感，且不需要做岩石校正，但需要做无机碳校正。

6)电阻率测井

电阻率测井在理论上可以用来评价烃源层。因为烃源层多呈页状，电性上呈各向异性。用球状电源测井时，会增加电阻率值。不含有机质页岩的电阻率取决于：(1)它们的骨架类型和特征；(2)充满孔隙的原生水的电阻率；(3)孔隙度的大小。即使前面两种因素不变，页岩的电阻率变化并不遵循阿尔奇公式。因为岩石骨架是导电的。认为唯一的电阻率效应是含水孔隙度增加时，岩石电阻率降低。富含有机质岩段的电阻率比周围的不含有机质的页岩的电阻率高(有时为 10 倍以上)。这是因为不导电的干酪根和油气置换了部分导电的泥质骨架或部分原生水，甚至是置换了两者。Meissner 认为电阻率测井是成熟度的指示，而不是TOC的指示。尽管他没有提出一个定量的方法确定有机质丰度，但是利用电阻率曲线确定成熟生油岩的位置，是值得借鉴的。

注：测定的电阻率还取决于温度。现代钻井技术条件下，地层温度界于 21～110℃(70～230^{0}F)时，应将各层位电阻率校正到标准温度下(24℃或 75^{0}F)的电阻率值。

$R_T=R_{75}\times 82/(T+7)$或 $R_{75}=R_T\times(T+7)/82$

式中 T 一研究深度的地层温度(^{0}F)，根据测井测出的井底温度计算梯度求得。

由于井效应、地层各向异性、工具(方法)性质(如研究深度、垂向分辨率)等的影响，也会产生矛盾。

7)声波测井

声波测井可以弥补密度测井不可靠时的不足。由于有机物的低密度性，使声波时差相对升高对应着有机质含量较高的层。当密度曲线受井壁不规则或黄铁矿存在影响时，声波

时差曲线可能比密度曲线更可靠。当声波速度相对减小，电阻率增加，表明为非渗透沉积岩中的富含有机质层。有机质的声速比任何一种沉积物的声速都低得多。声波在页岩中的传播速度大于 4km/s，碳酸盐岩中约为 6km/s，石油中约为 1.2～1.25km/s，在干酪根中则不超过 1.5Km/s。因此，沉积岩的△t 在 150～200us/m 之间，有机质的△t 约为 600us/m。骨架岩石与其中所含有机质的速度差(约为 4)比密度(约为 2.5)要大。因而声波测井与岩石有机质含量的相关性比密度测井大得多。实际上通常是将两种测井结合起来用。

由于层速度受水/有机质比率、矿物成分、碳酸盐岩/粘土含量比值、粒间压力等因素影响，不能单独用声波测井来估算烃源层的有机质含量，但若与密度测井、岩心并用，声波测井仍然有效 o

若孔隙度为ϕ的不含有机质的页岩段的时差值为：

$$\triangle t_2 = \triangle t_{sh}(1-\phi_w)+\phi_w$$

同样的地层中，富含有机质岩段的声波时差：

$$\triangle t_2 = \triangle t_{sh}(1-\phi_w-\phi_k-\phi_o-\phi_g)+\triangle t_w\phi_w+\triangle t_k\phi_k+\triangle t_o\phi_o+\triangle t_g\phi_g$$

式中 ϕ——每一种流体成分的体积百分比：水，干酪根，油，气；

$\triangle t_w \triangle t_k \triangle t_o$——分别为水，有机质，油的声波时差，160～200us/ft 之间，彼此接近；

△tg——气的声波时差，300～900us/ft 之间，取决于气体压力。

因此，不含有机质和富含有机质的页岩段的时差之间的差异与干酪根含量的体积成比例。当有油气存在时，时差的差异会对页岩中的全部有机质的实际体积估计过高。同时，时差还会受地层压力的影响。所以，不能单独用时差曲线来估计生油岩的有机质含量。如果用密度曲线或用岩心标定过，则可以使用它们。对于TOC的计算如下式：

$$TOC = A(1/(1-P_m-(P_m-V_w-V_w-P_M)/(\Delta t-\Delta t_m+V_w+\Delta t_w V_w-\Delta t_w)(\Delta t_k-\Delta t_m))$$

式中 下标 m 和 w——分别表示骨架和孔隙流体。

误差的来源，主要来源于干酪根项时差(Δt_k)。如果有机质是薄板型的，则它对声波速度的影响要比公式中的简单混合定律给出的影响要大得多。

2.用交会图识别烃源岩

1)自然伽马一声波测井交会图 Dellenbach(1983)提出，利用声波时差和自然伽马曲线

提出了一个参数 I_x，它与有机质丰度呈线性相关。生油岩的声波时差相对较长而自然伽马强度相对较高(如图 8-2)。这里，不含有机质的页岩具有放射性，但其放射性与孔隙度和骨架密度无关，其放射性接近于一个常数值，形成泥岩基线(GR_l)。在 GR-Δt 图上每一富含有机质层段可由两个差异表示：

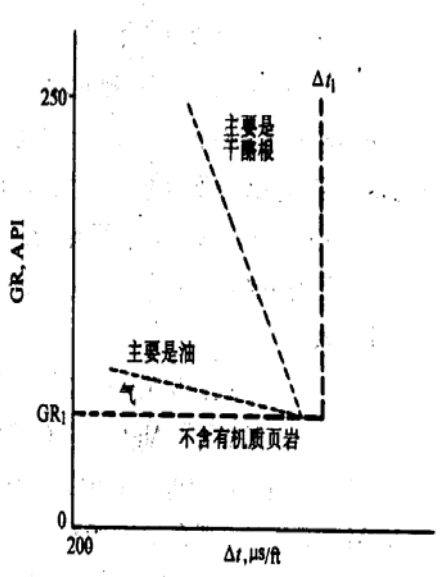


图 8-2 GR-Δt 交会图识别烃源岩

(1)放射性 d(GR)= GR_{log} - GR_l

(2)时差 d(Δt)=$\Delta t_{log} - \Delta t_1$

由于它的两个值中的每一个值都与页岩段的总有机质含量成比例。它们的乘积为：

I_x=(GR_{log} - GR_l)×($\Delta t_{log} - \Delta t_1$)

在整个岩层中，I_x应被认为是总有机质含量的相对量度，由相同深度的岩屑或岩心得到的干酪根，油气的测量数据相加得到有机质的总含量。利用有机质的重量来刻度I_x是有可能的。伽马放射性对固体有机质相当敏感，而时差对油气十分敏感。所以，低 d(GR)高 d(Δt)的层段应有一些气；而高 d(GR)低 d(Δt)应含有较多的固体有机质；中间则是两者的混合段。

2)电阻率一自然伽马交会图

纯地层或略含泥质的地层落在图的下面。在某一自然伽马值(GR)之上的层段都是页岩层：富含有机质或不含有机质的页岩。当它们的放射性增高并偏离高电阻率常数时，可推断骨架中含有有机质；自然伽马值随着电阻率增加而增加，则这些孔隙中肯定含有油气及干酪根(图 8-3)。

3)电阻率一声波时差交会图

删去纯地层，保留下来的泥质或泥岩的自然伽马值都高，可以确定三种类型的层段：

(1)当孔隙度增加时，不含有机质的泥岩和页岩层段电阻率减小；

(2)含干酪根页岩段，电阻率随孔隙度略有变化；

(3)含干酪根、油气的页岩段，电阻率随孔隙度增加(图 8-4)。

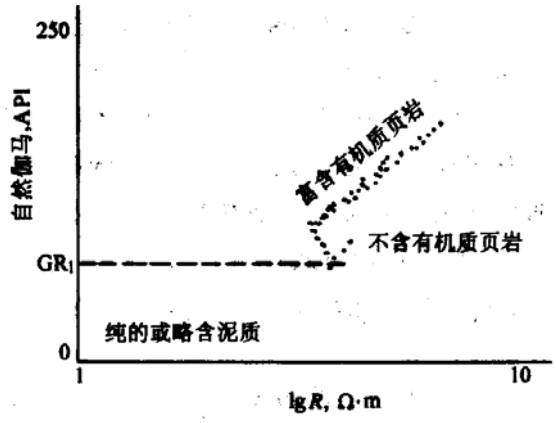


图 8-3 电阻率-自然伽马交会图识别烃源岩

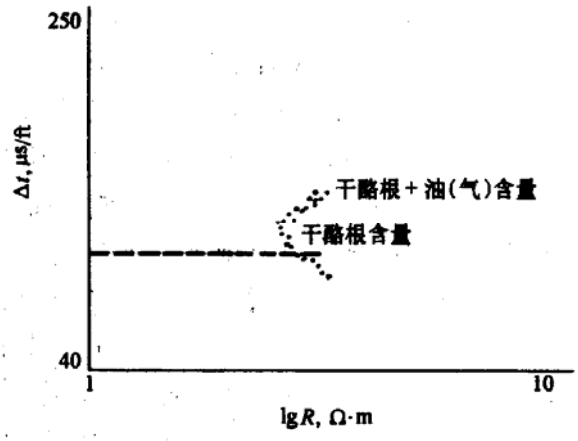


图 8-4 电阻率-声波时差交会图

3.声波一电阻率曲线重叠法

Passey(1989)研究了一种可以适用于碳酸盐岩和碎屑岩生油岩的技术。据介绍能够精确预测不同成熟条件下的 TOC。这一方法便是将声波和电阻率曲线重叠。在应用时，时差曲线和电阻率曲线刻度为每两个对数电阻率刻度对应的声波时差为-100us/ft，把非生油岩曲线叠在一起作为基线，当两条曲线在一定深度范围内一致或完全重叠时为基线。确定基线以后，用两条曲线的距离来识别富含有机质的层。两条曲线的距离为 $\Delta \lg R$，每一个深度增量测一次。

Δ lgR 与 TOC 线性相关，并且是成熟度的函数。如果可以确定成熟度(单位为 LOM; Hood，1975)，那么利用Δ lgR-TOC 关系图可以把Δ lgR 直接换算成 TOC。成熟度 LOM 可以从大量的样品分析中得到(如热变指数 R。)，或从埋藏史和热史的评价中得到。如果成熟度 LOM 估算不对，那么 TOC 绝对值将有误差，但仍正确反映 TOC 的垂向变化。根据声波一电阻率叠加计算的Δ lgR 代数方程是：

$$\Delta \lg R = \lg(R/R_{基线}) + 0.02(\Delta t - \Delta t_{基线})$$

式中Δ lgR——实测曲线间距在对数电阻率坐标上的读数；

R——测井仪实测的电阻率，$\Omega \cdot m$；

Δ t——是实测的传播时间，us/ft；

$R_{基线}$——非生油的粘土岩中基线对应于基线值的电阻率；

0.02——依赖于每一个电阻率刻度的- 50us/ft 比值。

通常， Δ t 基线值在整个井中都一样，仅 $R_{基线}$ 值变化，来使曲线叠合。对 TOC 剖面图

（Passey 等)所示的井段，用Δt 基线=100μS/ft 和 R=1.0$\Omega \cdot m$相应的来画图。从Δlg R 计算 TOC 的经验方程为：

$$TOC = \triangle \log R \times 10^{(2.279-0.1688LOM)}$$

式中 TOC ——计算的总有机碳质量含量%；

LOM ——成熟度。

LOM=7 对应于生油干酪根成熟作用的开始；LOM=12 对应与生油干酪根过成熟作用的开始。

TOC 与△lgR 的关系图 8-5。

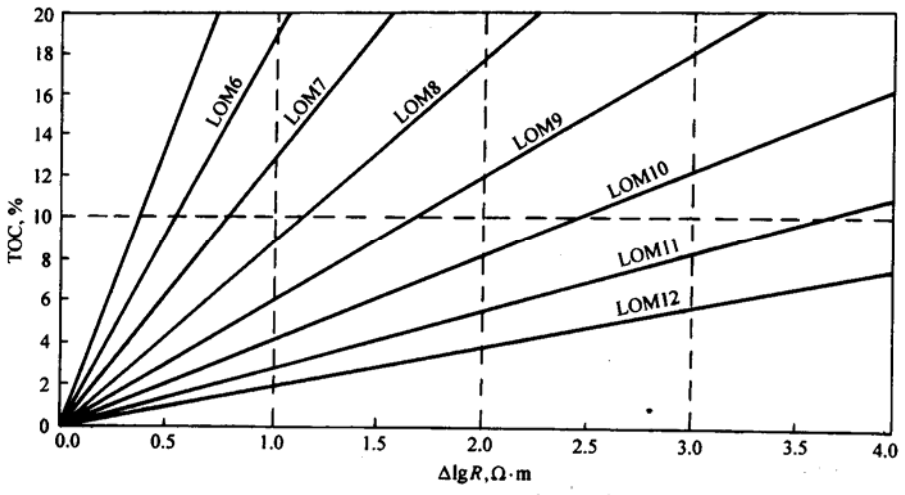


图 8-5 TOC 与△lgR 关系图

实际上，所有页岩都含有一定量的有机碳。世界上页岩平均 TOC 是 0.2%～1.65%；一般页岩 TOC 超过 0.8%(Tissot，welte，1984)。把非生油岩的粘土岩段的传播时间和电阻率曲线叠合在一起当作 TOC 零线，实际上这一段的 TOC 大约是 0.8%，正因为这一 TOC 背景值，所以不管△lgR 间距有多大，实际上对所有△lgR 大于零的层段，用公式计算的 TOC 还得加上 0.8%。

生油岩和含油层段中都存在△lgR，在计算 TOC 剖面时，用自然伽马和自然电位就可以排除非储层段。

△lgR 方法的具体步骤为：

(1)△lgR 的定义。应用这一技术需要用到三种测井曲线，即自然伽马、电阻率、声波时差(或密度、中子)曲线。

定义分别为： △lgR =lg(R/$R_{b基线}$)+0.02($\Delta t - \Delta t_{b基线}$)

$\triangle \lg R = \lg(R/R_{b基线}) + 4.0(\phi_N - \phi_{N基线})$

$\triangle \lg R = \lg(R/R_{b基线}) - 2.50(\rho_b - \rho_{b基线})$

(2)坐标对应。这一技术要求声波时差要与电阻率坐标一致，即每 50μS/ft(164μS/m)相当于电阻率 R 的一个对数坐标单位。如图 8-6 所示，200 个 Δt (200-150-100-50-0μS/m)对应 R 的 4 个对数坐标单位(0.01-0.1－10－10－100$\Omega \cdot m$)。只有作好坐标对应工作，才能正确地求出△lgR

(3)识别非源岩层。声波时差和电阻率曲线正常的位置就是基线位置。也就是说，非源岩的位置就是基线所在位置。非源岩层在自然伽马曲线上为正常值，而源岩层则为高异常。

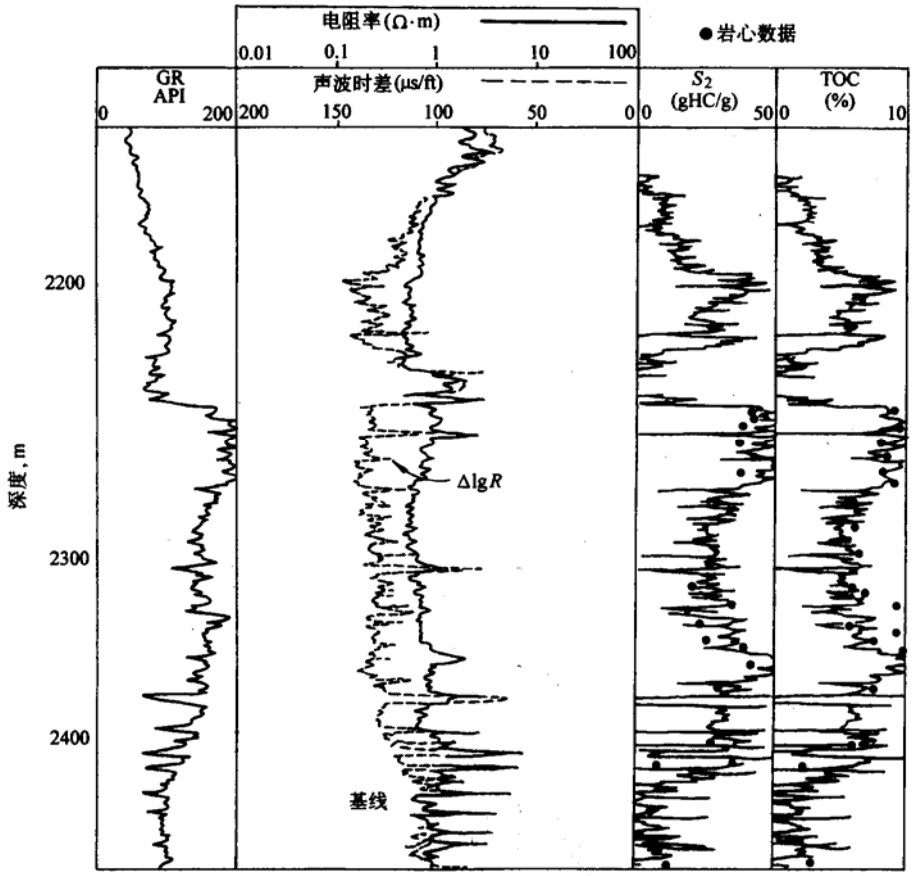


图 8-6 TOC 剖面图

另外，源岩层在声波曲线上为高 Δt 异常。据此可区别非源岩层与源岩层。

(4)确定基线。在正常情况下，非源岩层处的声波时差曲线与电阻率曲线是重叠的，这个重叠段就是基线位置。如果以上两曲线不重叠，则左右平移其中的一条曲线，使两条曲线尽可能重合为止。

(5)计算 TOC Passey 等(1990)经过大量统计分析后，制出了计算 TOC 的图版，并

提出了一个相应的经验公式，即：

$$TOC=(\triangle \lg R)\cdot 10^{a}$$

$$a=2.297-0.1688LOM$$

LOM 是有机质成熟度(热变指数)，与 R。的关系见表 8-3：

表 8-3 LOM 与 R。的关系

表 8-3 LOM 与 R_o 的关系

LOM	T_{max} (TypeⅡ)℃	R_o	LOM	T_{max} (TypeⅡ)℃	R_o
1	421	0.24	8	437	0.56
2	423	0.28	9	440	0.67
3	425	0.32	10	445	0.82
4	426	0.36	11	451	1.08
5	427	0.38	12	457	1.50
6	429	0.42	13	462	1.80
7	432	0.48	14		>2.2

以上方法的优点是：声波曲线和电阻率曲线对孔隙度的变化都很敏感，一旦确定了给定岩性的基线，那么孔隙度的变化影响两条曲线的响应，一条曲线的移动相应于另一条曲线的移动，移动的幅度可对比。例如，孔隙度增加导致 Δt 增加，但同时导电水的体积也增加，结果电阻率降低。这些变化成比例，只要孔隙度和电阻率曲线刻度的正确，那么孔隙度的增加量导致孔隙度和电阻率曲线都发生类似幅度的偏移，因而，不存在对孔隙度的依赖性。这使得上述方法适用于所有没有直接测量 TOC 的井。

3.生油岩的多元地质统计

如果存在两个或更多个与应变量密切相关而它们本身又并不相关的自变量，那么多元回归结果都可能都优于单变量的结果。多元回归方程是根据每个数据组的相关矩阵来计算的。经验方程有许多：

$$TOC=0.099\Delta t+0.318\phi_N-6.244\rho_b+0.059GR+10.71$$

$$TOC=0.044\Delta t-0.070\phi_N-1.080\rho_b+0.093GR-1.349$$

$$TOC=-0.044\Delta t+0.221\phi_N-2.9636\rho_b+0.035GR-10.708$$

$$TOC=0.084\Delta t+0.314\phi_N-1.424\rho_b+0.040GR-5.765$$

$$TOC=0.095\Delta t-0.480\phi_N-5.499\rho_b+0.041GR+18.134$$

当比较不同的回归方程时，标准化后的回归方程更加有意义。标准化后的方程能消除外界的影响，例如某井可以分段建模，方程为：-

$$TOC=0.327\Delta t+0.931\phi_N-0.180\rho_b-0.645GR$$

$$TOC=0.494\Delta t-0.344\phi_N-0.077\rho_b-0.850GR$$

$$TOC=-0.363\Delta t-0.452\phi_N+0.172\rho_b+0.904GR$$

$$TOC=0.497\Delta t+0.295\phi_N-0.072\rho_b+0.281GR$$

$$TOC=0.249\Delta t-0.299\phi_N-0.247\rho_b+0.665GR$$

当多元相关系数在最佳的二元相关范围相对增加时，就可以看到多元线性回归的另一种成功的量度。根据研究结果，北海五口井最佳二元相关系数和多元相关系数分别为：0.764，0.852；0.810，0.853；0.738，0.860；0.797，0.959；0.650，0.927。可以看到相关度明显改善。

任何多元回归方程之间并不存在明显的相似性，因此，它们在预测新数据上的成功可能是偶然的。用测井资料做非线性反演可能会更好。

4.测井层序中有机质变化模式

用测井曲线求有机质含量，已有很多研究成果。但与层序地层结合起来，得到成因解释，并对作出整体预测有广泛的意义。图 8 一 7 是有机质在层序地层中的变化模式，说明有机质最富集的部位是最大水位面附近高水位体系域的底与水进体系域的顶。平面上在盆地边角。在水进体系域的底初次水泛面也会发育次一级丰度的有机质。这样，在评价盆地生油能力、生油量及运移时，就要在纵向上牢牢抓住有机质最富集的期(年代单位，地层单位则为段)及平面上有机质最富集的区域(即油源区)。

三、生油岩的测井评价参数

1.生油岩含油气饱和度

关于饱和度的计算，已经有许多经典的阐述，这里也不再赘述。研究表明，好的已经成熟的油气源岩中，不但含有丰富的残余有机物(干酪根)，而且含大量的尚未运移出去的油气。这些残余的油气，是测井评价生油岩的重要标志，它不仅反映生油气岩的有机质丰度，而且反映了生油气岩的成熟度。因此，它是有机质丰度和成熟度的综合指标。

油气从生成开始，便在各种地质应力的作用下，以不同的相态从油气源岩向外运移。但是，无论是早期运移，还是晚期运移，无论是以水溶相态运移，还是以游离相态运移，油、气、水从源岩中被部分挤出后，残留在源岩中的饱和度不变。排短作用并不降低源岩的含油饱和度。不仅如此，随着埋藏深度的增加压实排短作用的进程，源岩的孔隙度和含水量进一

步减少。因此，源岩孔隙中的含油饱和度随埋深的增加而增加。

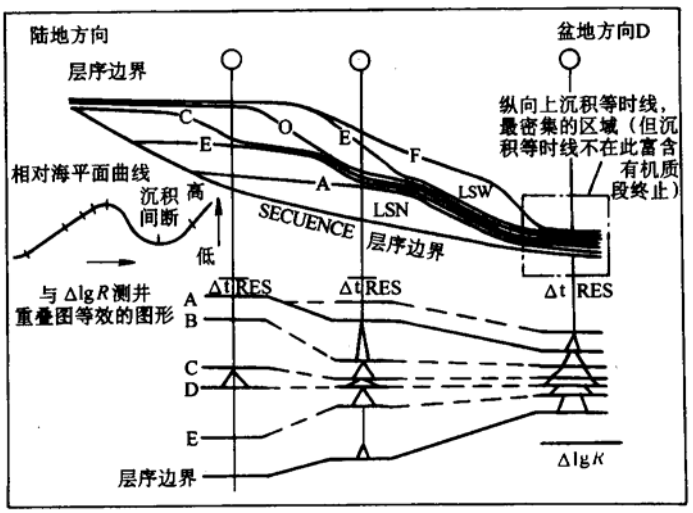


图 8-7 有机质在层序地层中的变化模式

源岩中的含油气饱和度不但随埋深的增加而增加，而且与有机物质的丰度成正比，并与有机质类型和成熟度有直接的关系。因此，油气源岩的含油饱和度，直接反映了油气源岩的生油潜力。关于含油气饱和度的计算，可以采用阿尔奇经验公式去求解：.

$$S_{wt}=\sqrt[n]{ab\,R_{wc}/\phi_t^m R_t}$$

式中 S_{wt} 一--生油气岩含水饱和度；

R_{wc} 一—生油气岩中水电阻率；

ϕ_t 一一生油气岩总孔隙度；

R_t 一一生油气岩电阻率。

系数 a 、 b ，指数 m 、 n 可以通过岩电实验取得。对新区来说，可以采用经验值 a = 0.62， b =1， m =2.15， n =20。

当取得生油气岩含水饱和度后，可以采用下式计算生油气岩含油气饱和度。

$$S_{og}=1-S_{wt}$$

2.生油气岩总孔隙度和有效孔隙度

生油气岩的总孔隙度反映了生油气岩的压实排烃状况。高孔隙度的生油气岩标志着压实.程度低，排烃不充分，对油气聚集贡献小称之为无效的生油气岩；低孔隙度的生油气岩标志着源岩生成的油气已经随埋深压实产生了油气的初次运移，已对油气初次运移作出了贡献。

称之为有效的生油气岩。

当已知短源岩的生油气门限深度时，根据各层生油气岩的总孔隙度和门限处的总孔隙度的差值，结合含油气饱和度计算各层生油气岩的排烃量。这次排烃量是研究油气富聚规律的关键参数。生油气岩的有效孔隙度，反映了生油气岩的次生孔隙和裂缝的发育状况，它反映了生油气岩自身排烃的物理条件，对研究油气的初次运移有参考价值。

3.生油气岩剩余先圣含量 VHC

生油气岩的剩余烃含量，指的是残留于油气源岩孔隙中的油气含量，VHC 的大小，与生油气岩有机质的类型、丰度、成熟度和产烃率有关。

有机质丰度高，成熟度高，则 VHC 值大；反之或是有机质丰度低，或是成熟度低，VHC 都表现为低值。因此，VHC 是反映生油气岩是否已经生成油气和生油气量大小的一个参量。VHC 是区别有效生油气岩和无效生油气岩的指标。

另外，当生油气岩尚未成熟时，VHC 的大小只是由有机质对孔隙度测井的响应引起的，与电阻率关系不大。这时 VHC 随有机质的变化仅有较小的变化。当生油气岩成熟后，VHC 的大小由孔隙中的油气和有机质对孔隙度测井和对电阻率测井的响应共同引起。这时 VHC 的值将有明显的变化，成熟度越高，VHC 幅度越大。当处理暗色泥岩剖面中出现明显 VHC 值变化的深度，就是生油气岩成熟的门限深度。

$$VHC = \phi_t \times S_{og}$$

因为 ϕ_t 是单位岩石体积的百分数，所以 VHC 的单位则是生油岩的体积百分数。因此，当已知某个层位的生油岩的厚度和 VHC 后，便可以估算出这个层位的单位面积的生油量。

4.生油气岩产烧率 HCI

生油气岩剩余烃含量 VHC 是单位生油气岩体积的百分数。因此，生油气岩产烃率可用下式进行计算。

$$HCI=VHC\times DHYC/CMT$$

式中 DHYC--一生油气岩中剩余怪的含量；

DMT 一一生油气岩的岩石。

HCI 的单位是 g/g，即每克生油气岩生成短的重量一产短率，进而可换算生油潜力参数 QHC(kg/t 岩石)。

5.生油气岩的成熟度 matu

因地壳中的油气绝大部分是干酪根在地下热解作用下演化而成的，只有很小一部分是其

它因素产生的。碳是干酪根的主要元素成分，通过对地下干酪根所含碳元素变迁过程的研究，可以获得干酪根向石油短演化程度的信息。

剩碳率α值是一个衡量干酪根向石油烃转化程度的参数。它是指尚未转移到油气和氯仿沥青中的干酪根对全部有潜力碳的比例。

关于剩余碳α值，可根据时、温关系，由阿伦尼斯公式进行计算，公式如下：

$$\alpha = \exp\left\{-\frac{6.42\times10^{7}t}{T_z - T_o}\cdot\left[\frac{T_Z^2}{(15950+3.07T_Z)^{e^{-8029/T_Z}}}-\frac{T_o^2}{(1595+3.07T_o)^{e^{029/T_o}}}\right]\right\}$$

式中T_z一一随深度变化的古地温，K；

T_o一一古地表年平均温度(可以现今地表年平均温度代替)，K；

t一一有机质埋藏时间，Ma。

当取得剩余碳值后，便可根据下式计算其成熟度。

matu=1-α

6.生油岩总有机碳含量

为了同生油研究地化参数单位统一,在计算剩余烃含量的基础上,我们用测井方法计算.了生油气岩总有机碳含量。它既可以和生油地化参数有机碳(C)含量作比较，也可以直接用于生油气岩量的计算。计算公式如下：

TOC＝VHC×DEYC/MT

式中 DEYC --生油气岩干酷根及油气的混合密度，g/CII13；

DMT 一一生油气岩的岩石密度；

TOC 一一总有机碳含量，(每克生油岩含有机碳重量的百分数)，%o

TOC 值可能略高于 C 值。这是因为 TOC 是生油气岩的总有机碳，它包括已经转化为烃的有机碳，而地化分析的有机碳为生烃残余有机碳(干酪根)的有机碳，故二者有一定的差别。

据研究，当 TOC 二超过 3%，一般认为其为好的生油岩，这在测井曲线上有明显的反映。

第三节盖层的测井分析与评价

一、盖层概述

1.定义

盖层是一个相对概念，它的作用是防止油气逸散。实际上，绝对不使油气逸散的盖层是没有的，通常人们把那些逸散速率相对较小的岩层称为盖层。

盖层按岩性划分有泥岩、页岩、碳酸盐岩、盐岩和膏岩。按作用和展布情况，则有区域盖层、局部盖层和隔层之分。按储盖层邻接关系，盖层又分为上覆盖层和直接盖层。

2.泥岩盖层封闭机理

泥质岩作为盖层，其封闭机理有三个：(1)毛细管力封闭。由于具有较高的驱替压力而阻止烃类扩散。(2)压力封闭。由于具有异常高的孔隙压力而阻止烃类逸散。(3)浓度封闭。由于盖层含有较高的烃类，从而阻止储层烃类扩散。

二、泥页岩盖层测井评价参数

测井方法研究泥页岩盖层，是根据测井资料计算的总孔隙度、有效孔隙度、渗透率 K、含砂量、厚度 H、欠压实异常及粘土矿物成分等进行综合分析研究的。

1.厚度(H)

测井关于泥页岩盖层厚度是根据自然电位测井、自然伽马测井、自然伽马能谱测井等泥质测井曲线来确定的。手工解释可根据测井曲线的半幅点分层，再计算厚度。数字处理则根据成果图上的岩性剖面直接计算、统计其泥页岩的厚度。

2.含砂量(V_{sd})

泥页岩盖层含砂量的多少直接影响盖层的质量，泥页岩含砂量的增大，将导致地层可塑性

降低，脆性增大，容易产生裂缝。这一效应对深层泥岩尤为突出，甚至产生储盖倒置的现象。泥页岩的含砂量是根据测井数字处理计算岩性剖面来统计的，因此，要求数字处理计算的岩性剖面的精度要高。

3.总孔隙度(ϕ_t)

测井计算的总孔隙度代表着地层流体可流动部分和被粘土矿物束缚部分占据的孔隙空间之和与岩石体积之比。泥岩盖层总孔隙度的大小反映能够了泥岩的压实程度，总孔隙度越小，压实程度越高，孔隙喉道半径越小，泥岩孔隙毛细管力越大，渗透率越低，封闭性能越好。因此，泥页岩盖层总孔隙度是反映盖层质量的重要参数。

图 8-8 是泥页岩总孔隙度与毛细管压力关系曲线。从图中可以看到，泥页岩总孔隙度由大到小线性降低时，泥岩总孔隙度由大到小线性降低时，突破压力变化速率则由小到大急剧增加。

一般来说，泥岩总孔隙度只要降低到 30%左右，即可封闭油气藏。30%这个孔隙度量值，可以作为泥岩盖层封闭油气的下限临界值，只要泥岩总孔隙度低于这个量值，并且具有区域分布，都可以作为油气藏的封盖层。

泥页岩总孔隙度由中子、密度测井曲线计算获得。当取得泥岩总孔隙度后，再计算泥岩的突破压力。

4.有效孔隙度(ϕ_e)

前述的泥岩总孔隙度同突破压力的关系，是把盖层看作均一化的理想盖层为前提的，实际上。在广阔的范围内，泥岩的岩性、结构和构造并不是单一的，泥岩内部大孔隙大小、孔隙结构经常是不一样的，在各种成岩作用和构造作用下，经常产生次生孔隙和微裂缝，它在某一局部范围内或在某一深度段可能存在着各种形式的微渗漏空间。这些次生孔隙、微裂缝和各种形式的微渗漏空间，在测井参数上表现为有效孔隙度。用中子一密度交会计算的泥页岩盖层有效孔隙度的大小，反映泥页岩的次生孔隙、裂缝的发育程度，因此，它是评价泥页岩盖层质量的重要参数。

图 8-9 是应用 LOGES 系统在吐哈盆地天然气封盖层测井评价研究工作中所做的泥岩样品分析孔隙度与计算孔隙度交会图。从图中可见，二者具有较好的相关性，但是，测井计算的孔隙度ϕlog 比岩心分析的孔隙度ϕ_{ac}高出近 3 个孔隙度，这是由于测井计算的孔隙度是岩石粒间的孔隙体积与岩石体积之比。因泥岩样品分析的有效孔隙度是无法测得的泥岩样品的微细毛孔孔隙度，它测得的有效孔隙度，只能包括泥岩样品中的微细裂缝及被微细裂缝连通的次生孔隙的体积。而中子测井和密度测井的泥岩响应信息，不但包括了泥岩的微细毛孔孔隙信息，同时还包括有粘土颗粒比表面的吸附水和泥岩矿物成分对中子测井和密度测井的响应信息。因此用中子一密度交会计算的泥岩层的有效孔隙度(ϕ_{ec})，比实验室分析的有效孔隙度(ϕ_{ac})偏高，其偏高量相当于泥岩层的微细毛孔孔隙度(ϕ_{mc})。

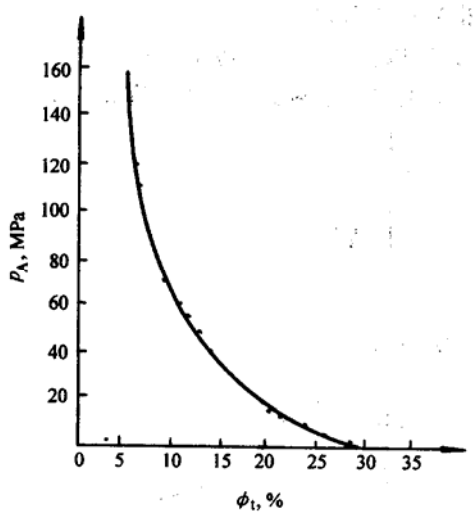


图 8-8 泥页岩总孔隙度ϕ_t与毛细管突破压力关系曲线

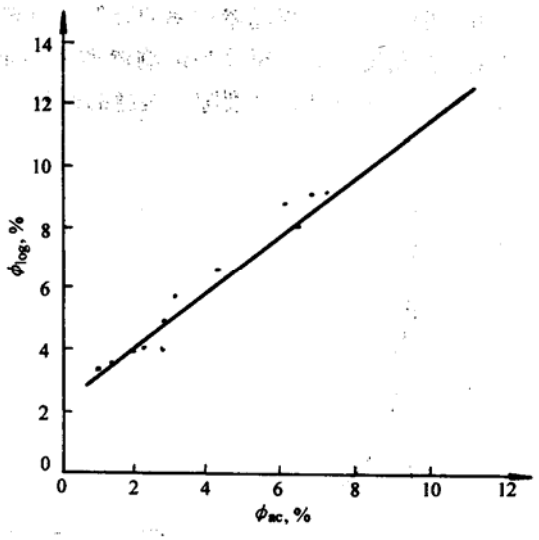


图 8-9 泥岩样品实验室分析孔隙度与计算孔隙度交会图

图 8-10 是吐哈盆地泥岩样品实验室测试的突破压力与样品有效孔隙度的关系图。从图中可以看出，有效孔隙度与突破压力呈指数关系，对比图 8-9 与图 8-10，有效孔隙度与突破压力关系曲线同总孔隙度与突破压力关系曲线，两者有相似的变化规律，但是，其变化曲率变化很大，有效孔隙度与突破压力关系曲线比总孔隙度与突破压力关系曲线变化曲率大得多，说明有效孔隙度比总孔隙度对突破压力的制约作用强，也即有效孔隙度比总孔隙度对盖层的封闭性能的影响大。

一般来说，对时代新的盆地，泥岩盖层的封盖性能主要取决于总孔隙度的大小。泥岩突破压力一般情况下随埋深增加或随地层层系变老而增大；对时代老的盆地来说，泥岩封盖性能主要取决于有效孔隙度的大小。泥岩突破压力随埋深增加而增大的规律不明显，随层系变老而增加的趋势也不明显。

5.泥岩裂缝测井判识方法

在正常压实情况下，泥岩的孔隙度、密度和电性将随埋深增加呈规律性变化。但当压实至一定程度后，这些性质的变化将逐渐降低和趋于停止。这时的泥岩将出现剖面中的最低孔隙度、最大密度和最高电阻率值，即进入“不可压缩”阶段。但当时泥岩因自身变化(失水、干缩、有机质生烃、地层压力增大等)产生成岩裂缝，或因地层褶皱和断裂产生构造裂缝之后，将出现声波、密度、中子、电阻率和井径的异常变化，依此可判断裂缝的存在和发育程度。

6.渗透率

泥页岩的渗透率是孔隙度、束缚水饱和度和含砂量的函数，孔隙度、含砂量越高，渗透率越大；束缚水饱和度越大，渗透率越小。值得注意的是，当泥页岩存在裂缝时，渗透率将会失去均质地层的孔渗关系，使渗透率急剧增大，使盖层失去封闭油气的能力，即使是少量连通裂缝，也常造成油气田的巨大破坏。因此，在计算泥页岩渗透率时，采用能够反映泥页岩裂隙、裂缝及次生孔隙的有效孔隙度是重要环节。

图 8-11 是吐哈盆地保罗系泥岩样品饱含煤油测得的渗透率与突破压力的关系图。从图中可以明显看出，伴随渗透率的降低，突破压力呈指数规律增大。需要指出的是，泥页岩盖层产生的高角度裂隙、裂缝是影响渗透率的重要因素，所以，在研究渗透率对泥岩封盖性影响时，特别要注重高角度裂隙、裂缝的研究。这对深盆泥页岩盖层封盖性能的研究尤为重要。

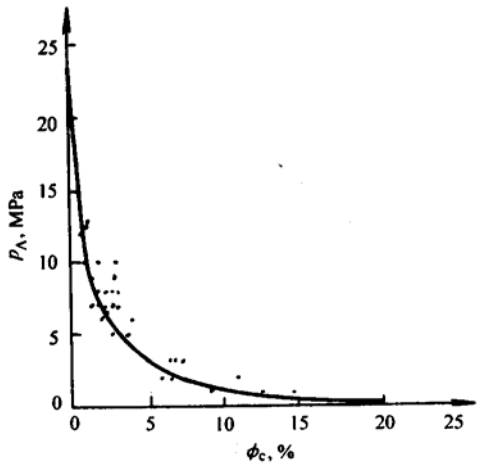


图 8-10 有效孔隙度与突破压力关系图

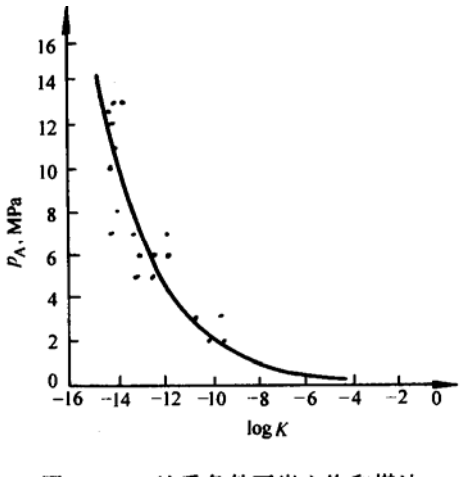


图 8-11 地质条件下岩心饱和煤油测得渗透率与突破压力交会图

7.粘土矿物分析

泥岩的封盖性能取决于它的可塑性和膨胀性。粘土矿物的可塑性和膨胀性以蒙脱石>伊/蒙混层>高岭石>伊利石>绿泥石顺序排列。因此就其泥岩岩性而言，高含蒙脱石的泥岩封盖性能好于高岭石为主的泥岩；高含高岭石的泥岩封盖封性能好于伊利石为的泥岩；而高含伊利石的泥岩封盖性能又好于绿泥石为主的泥岩。

8.泥页岩盖层成果参数显示

图 8-12 是泥页岩盖层测井分析综合解释成果图。图中第一道绘制 VHC(剩余烃含量)、PODG(中子、密度孔隙度差值)、POAG(中子、声波孔隙度差值)，用于分析泥页岩盖层是油

气源岩，还是非油气源岩，两者评价参数略有差异。第二道绘制 PERM (渗透率)。第三道绘制 POR(有效孔隙度)和 CALC(微差井径)，用于反映泥页岩盖层的次生孔隙、裂隙、裂缝发育情况和井深质量的好坏。第四道绘制 PORT (总孔隙度)、p_a(突破压力)、p_r(储集层的排替压力)。第五道绘制岩性剖面，它可直观显示泥页岩盖层的含砂量和厚度。第六道绘制粘土矿物成分。第七道绘制 AC (声波时差曲线)、DEN (密度测井曲线)、CNL(补偿中子测井曲线)。第八道绘制 R_t(深深测电阻率曲线)、R_{xo}(浅探测电阻率曲线)。根据上述泥页岩盖层综合解释成果图，便可对全剖面盖层封盖质量作出系统评价。

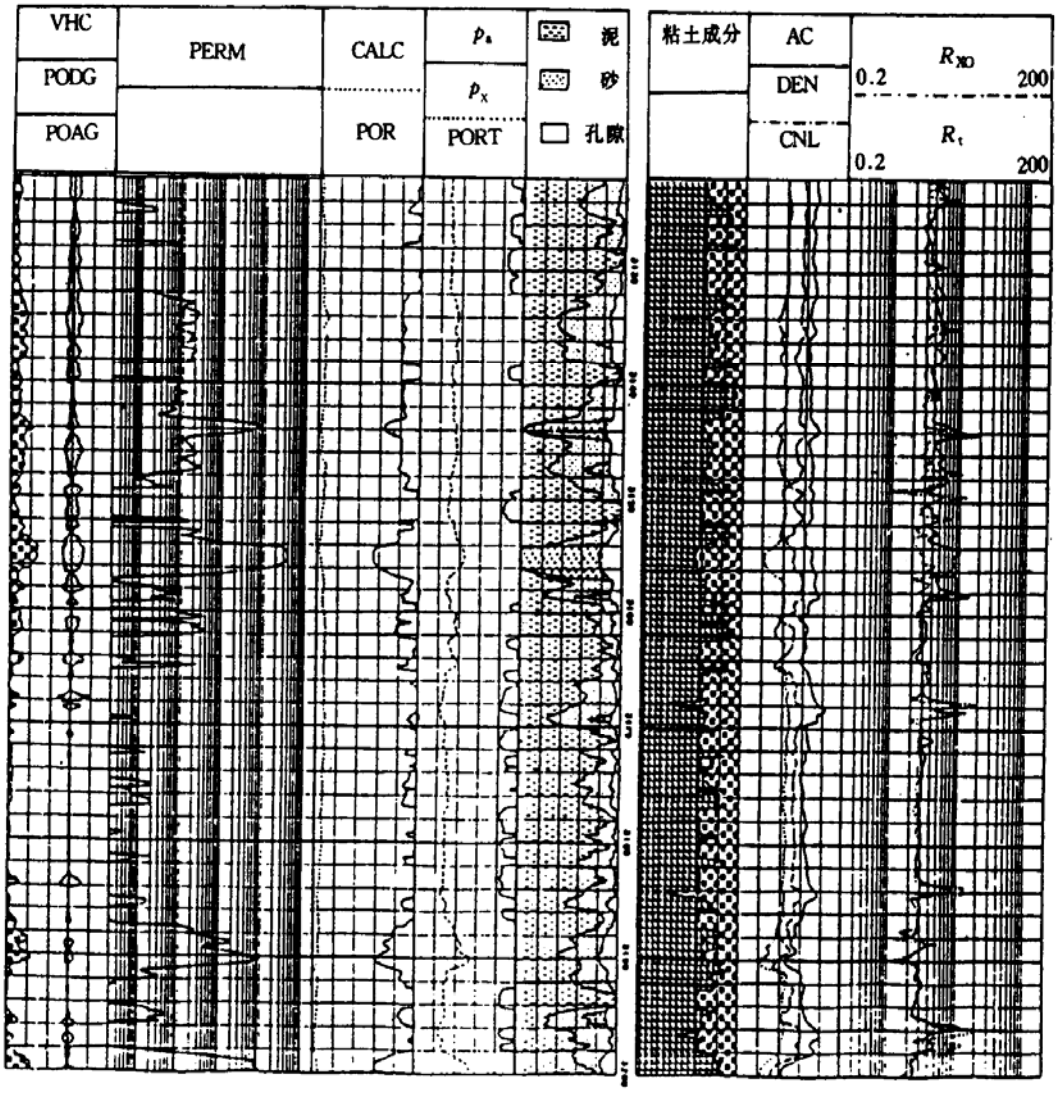


图 8-12 泥页岩盖层测井分析综合解释成果图

三、有效盖层的识别与评价

1.有效盖层识别

有效盖层是指能够封闭油气的直接盖层。它可以是泥岩，也可以是岩性致密的泥质砂岩或砂岩，问题的关键是盖层突破压力的大小。

当岩层突破压力大于促使油气通过它发生渗漏的动力时，该岩层就能对油气起封隔作用，成为盖层，我们把这样的泥岩盖层成为“有效盖层” 。当裂缝比较发育，且连通性比较高的情况下，岩层的突破压力会大大降低，油气就可进入此岩层，并在其中渗漏、散失，这样的泥岩不能封闭油气藏，我们称它为“假盖层” 。

反映泥岩有效盖层和假盖层最灵敏的测井参数是有效孔隙度和渗透率。而现今保存完好的油气藏和由于盖层质量低劣逸散残留油气藏的直接盖层的有效孔隙度和渗透率，是分析地层条件下有效盖层参量的最好依据。图 8-13 是根据中原、大港、冀东、长庆、塔里木等油田已知油气藏盖层有效孔隙度和渗透率，以及有较好油气显示，但是试油证实为含油水层或油干层的盖层的有效孔隙度和渗透率资料(这些资料由测井资料获得)所做的有效孔隙度一渗透率关系图。从图中可以看出，两者的孔隙度临界值大约为 6%，渗透率临界值大约为 0.08 $\times 10^{-3}um^2$，据此，可将 ϕ_e =6%，K=0.08$\times 10^{-3}um^2$ 确定为有效盖层和假盖层的临界值。当盖层的 ϕ_e <6%，K<0.08$\times 10^{-3}um^3$ 时认为盖层为有效盖层，可以起到封闭油气的作用，否则不能封闭油气，为“假盖层” 。

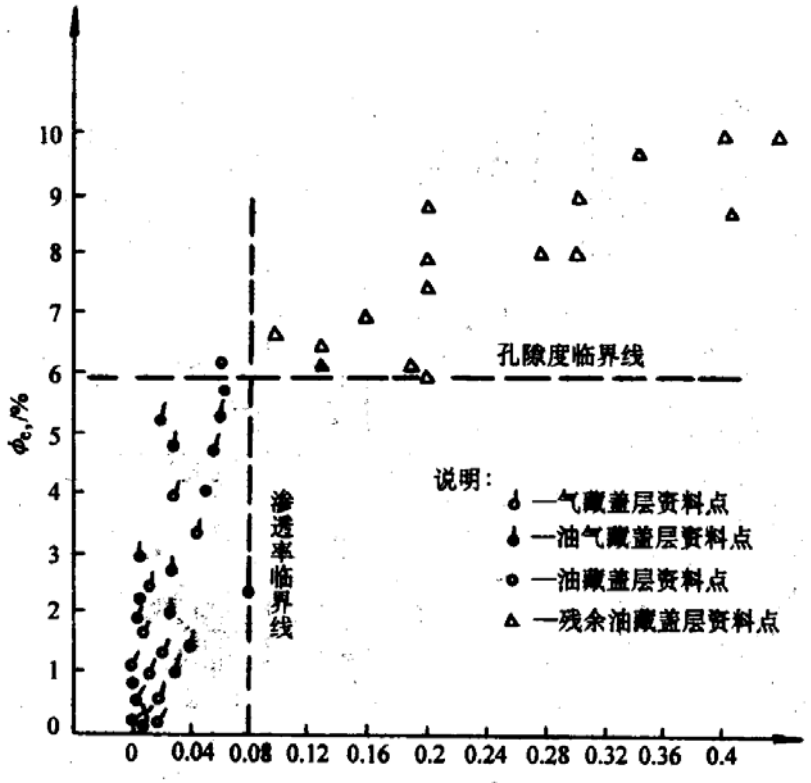


图 8-13 有效盖层孔隙度、渗透率临界值分析

2.泥页岩盖层等级划分

从上述分析可知，有效盖层是一个范围值，在盖层的ϕ_e<6%和 K<0.08×10^{-3} μ m^2 的范围内都称为有效盖层。但是，在这个范围内的有效盖层，其封闭性能是有差别的，有的可以封闭气层，有的可以封闭油层，有的可能处于封闭作用和逸散作用的临界状态或混合状态，对每一层泥页岩盖层，究竟处于那种状态，除了与有效孔隙度有关外，尚与泥页岩盖层的含砂量、厚度和总孔隙度有关。

泥页岩盖层的有效孔隙度、含砂量、厚度及总孔隙度对盖层质量的影响是有差别的，据不同参数对盖层质量影响程度的差别，对这些测井参数赋予不同的权值，根据已知油气藏盖层参数量值反复试验，确定权值，据这些测井参数权值大小，通过排列组合，便可拟定泥页岩盖层的质量等级。

四、其它岩性盖层的测井分析

1.盐岩、膏岩盖层

盐岩、膏岩是在高蒸发环境下的产物，在地下常以晶体结构存在，结构紧密，渗透性极差，是优良的封盖层基质。

盐岩和膏岩由于其特殊的物质结构，使测井值常趋于某一特定值，成为测井资料判别盐岩和膏岩的基本标准。

用测井资料判别膏岩、盐岩层，然后用测井资料来标定地震资料，预测膏岩、盐岩层的空间展布，可有效地分析膏岩、盐岩的封闭作用。

2.碳酸盐岩盖层

深埋于地下的碳酸盐岩，基质孔隙度一般都很低，从基质孔隙度来看，碳酸盐岩做盖层是完全可以的，但是，碳酸盐岩大多存在后生成岩改造，使之产生次生空洞、溶洞、裂缝等。这些次生孔隙的出现，使碳酸盐岩由盖层转变为储层，失去封闭油气的能力。这些成岩后生改造作用经常是不均一的，它将大面积展布的碳酸盐岩分割成鸡窝状。从局部看，可能是优质封盖层，但从整体看，它可能是破碎的封盖层。因此，碳酸盐岩的封盖性能，用一项单一技术判断是困难的，实验室分析、测井分析、精细地质解释三者紧密结合，是判断碳酸盐岩封盖层封闭性能的唯一途径。

3.煤岩盖层

煤岩自身孔隙度很低，又具有可缩性，在构造运动不太活跃的地区，煤岩常可作为油气

的封盖层。在埋藏较浅、构造运动活跃的地区，煤岩也可出现构造裂缝，使煤层失去封闭油气的能力。

煤岩测井响应值很明显(表 8-4)，用测井响应资料很容易判别煤层。用测井资料识别煤层，并综合分析煤层是否存在次生裂缝，达到评价煤层封盖性能的目的。

五、储盖给合测井分析

当用测井方法对每层泥页岩盖层作出质量评价后，便可进行储盖组合测井的三方面分析评价：(1)储层、盖层的搭配关系；(2)有利储集层段分析；(3)油气层和残余气层解释。其中：(1)和(2)主要用于测井地质评价；(3)主要用于油、气、水层的分析解释。

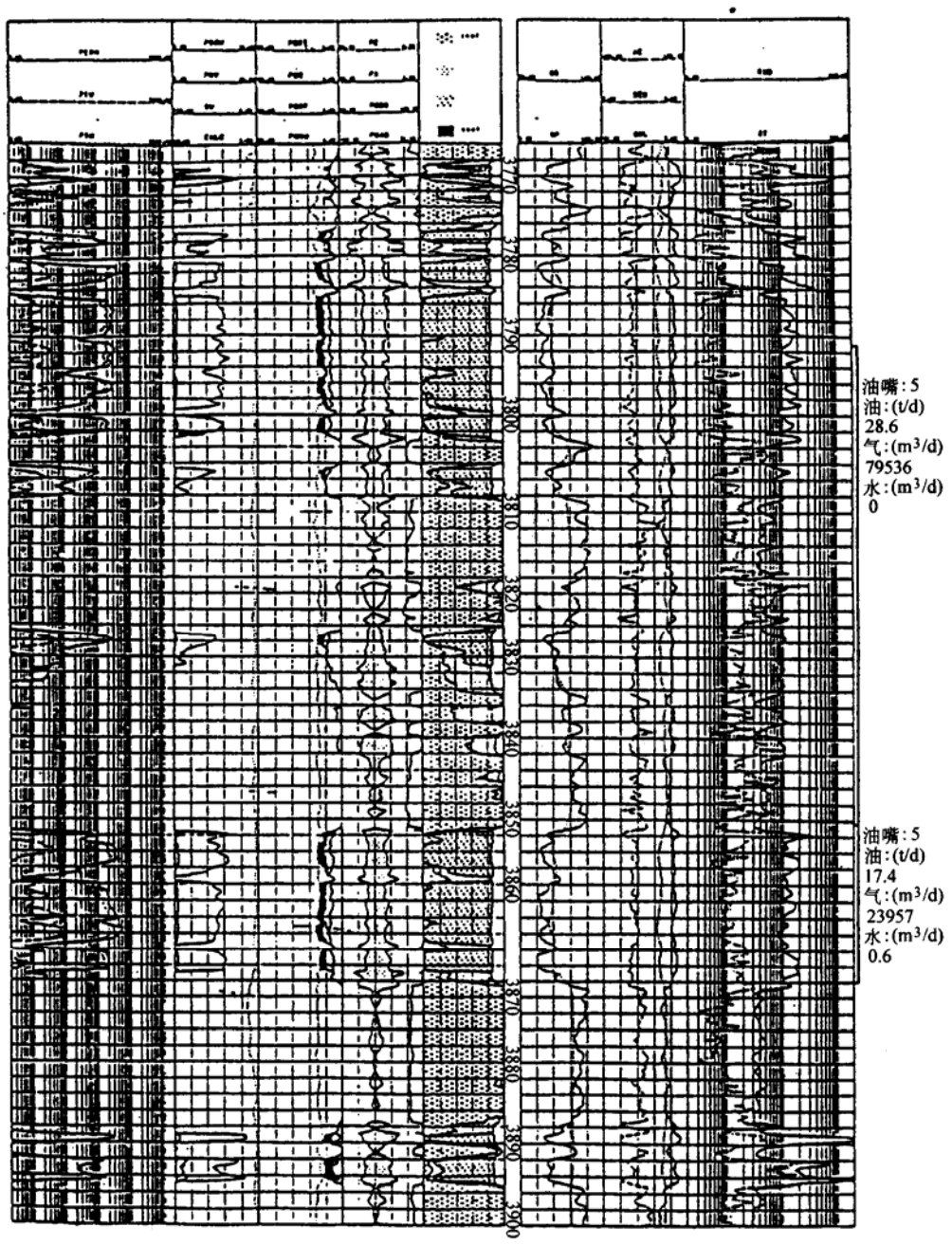
表 8-4 泥岩、膏岩、煤岩的测井响应对比表

岩性	声波时差值 μs/m	体积密度值 g/cm³	中子孔隙度，%	中子伽马 API	自然伽马值 API	自然电位值 mV	微电极 Ω·m	电阻率 Ω·m	井径 cm
盐岩	220	2.1	约为零	高值	最低值	基值	极低值	高值	扩径
硬石膏	164	3	约为零	高值	最低值	基值		高值	接近钻头直径
石膏	171	2.3	50%	低值	最低值	基值		高值	接近钻头直径
煤岩	350~450	1.3~1.5	70%	低值	低值	不明显		高值	接近钻头直径

储盖组合测井解释是指在进行储集层油、气、水层划分时，不但要考虑储集层的孔、渗、饱和含气指示等指标。而且还要考虑储集层上方直接盖层的封闭性能和对储集层的封闭作用。因此，盖层质量参数和储层解释参数必须是同时计算，同出一图。

1.储盖组合解释技术

(1)当储层上覆盖层为优质盖层时，储层的孔、渗、饱和含气指示参数，比较真实地反映了储层物性情况和含油气情况，可根据地区的解释标准划分油、气、水层。图 8-14 为大油田板桥凹陷板深 25 井综合解释成果图。



8-14 优质盖层储盖组合解释例图

(2)当储层上覆直接盖层为差劣盖层时，此时的油气藏属开启性油气藏，储集层中的含油气饱和度为运移散失的残余油气饱和度。由于没有封盖条件，储层流体同上部地层窜通，没有能量积蓄，因此，储层流体常为静水压力，或略高于静水压力。此时，虽有较好的录井油气显示和近于油气层的孔、渗、饱参数，但是，一般得不到工业产能，常为残余油气层。图 8-15 为冀东油田柳赞地区的一口探井的综合解释成果图。

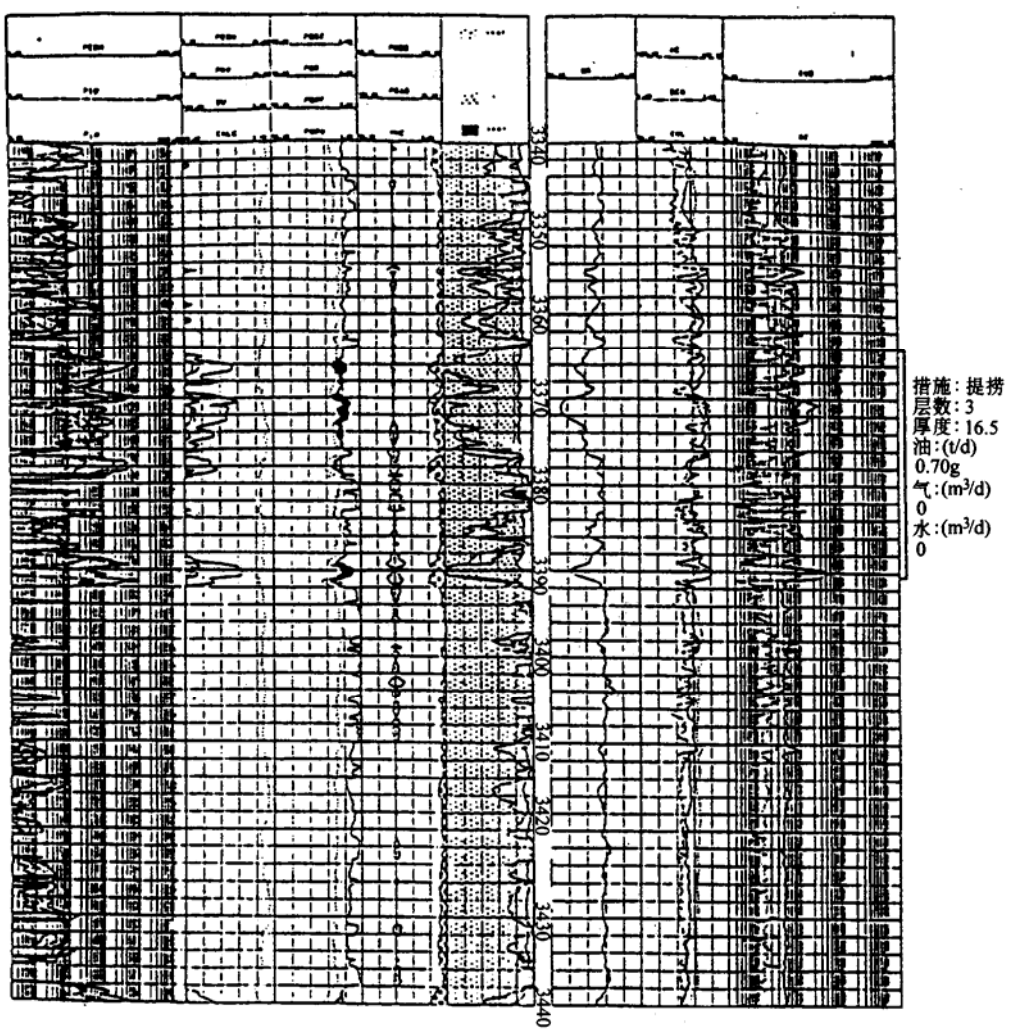


图 8-15 差油盖层储盖组合解释例图

(3)当储层上覆盖层为生油气源岩时，储盖组合要特别注意供、散关系的研究。图 8-16 是大港油田板深 67 井资料，这是一口源岩盖层的例子，从图中可以看出，3690m 以上的泥岩层段，剩余短含量 5%~10%，直接盖层含气指示 14 个孔隙度单位，为典型的油气源岩层，它覆盖于 3690~3724m 砂层组之上，既是砂层组的油气源岩，又是砂层组的封闭盖层。但是，从其盖层的指标来看，盖层质量低劣，有效孔隙度高达 10%~20%，已经远远超出盖层的范围，如单纯从盖层封堵性能分析，它已不能封闭油气，然而，它所覆盖的砂层组含油气饱和度 40%~70%，试油结果表明本砂层含有工业价值的油气，这就告诉我们，对盖层的评价不能一概而论。油气源岩封闭油气，它是油气运移聚集和散失动态平衡的结果，即储集层油气穿越盖层的散失作用和盖层中油气向储集层运移聚集作用两

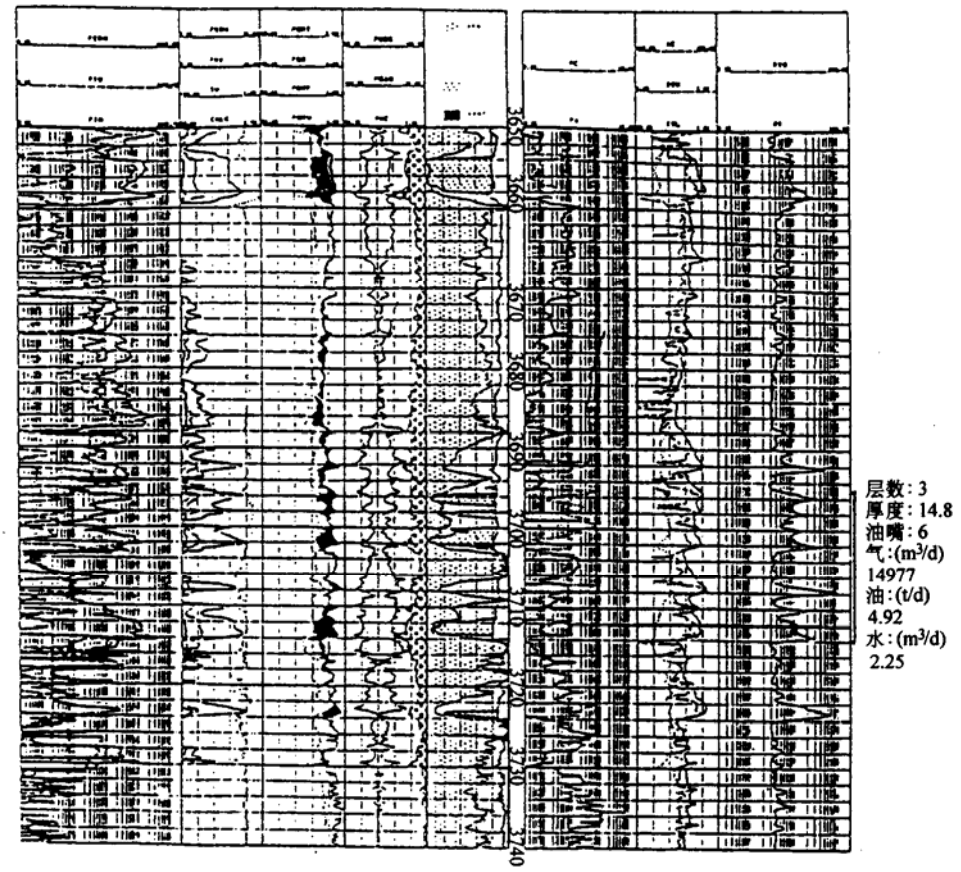


图 8-16 油气源岩盖层分析图

者的平衡，这是同常规盖层封闭油气完全不同的另外一种封闭油气的作用，所以，在进行盖层评价时，要注意分析源岩盖层的特殊封堵性。另外，对本盖层来说，也不应忽视异常高压层的封闭作用，因为临近储层的直接盖层孔隙度大大高于其下部的泥岩层，显然是处于欠压实状态。这也是本砂层组保存油气的有利因素。

对于上述情况，单就储层、盖层孤立地进行解释是困难的。引进储盖组合解释新思路，从油气运移、聚集、保存、散失的成藏模式出发，着眼于油气藏的整体评价，从动态平衡的角度对油气藏进行解释，它更符合油气藏的实际情况，效果显著，很少失误。因此，储盖组合解释是一个十分有效的测井解释新方法。

2.结论

(1)优质、良好的盖层是储集层保存油气的必不可少的条件。

(2)气层比油层对盖层有更高的要求，气层需要优质、良好等级的粘土盖层才能得以保存，而油层有中等以上级别的粘土盖层即可得以保存。

(3)油气源岩盖层更有利于封闭油气储集层。油气源岩的评价标准可以低于非油气源岩的评价标准。

(4)测井资料评价盖层是省钱、省力和行之有效的方法。

(5)测井解释引人储盖组合分析，更有助于正确划分油、气、水层。