

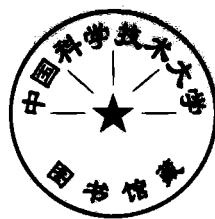
石油与天然气运移

李明诚 编著

石油工业出版社

石油与天然气运移

李明诚 编著



石油工业出版社

内 容 提 要

本书对目前国内外有关石油与天然气运移方面研究的最新进展和成果进行了系统的介绍,并对异常压力在油气运移中的作用,利用压实曲线研究初次运移的方法,利用初次运移模式计算初次排量及当前综合研究油气运移的方法等问题提出了作者的创见。这有助于读者了解运移问题的研究现状、研究途径及方法,从而建立一个有关油气运移的现代概念。书中所谈到的二次运移的时间及非构造油气藏的形成,都有一定的实用价值。本书可供石油地质专业的科技人员及大专院校师生学习参考,对水文地质、煤田地质工作者也有一定的参考价值。

石油与天然气运移

李明诚 编著

石油工业出版社出版

(北京安定门外外馆东后街甲36号)

北京昊海印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

787×1092 毫米 16 开本 $10\frac{3}{4}$ 印张 257 千字 印 1—2,000

1987 年 4 月北京第 1 版 1987 年 4 月北京第 1 次印刷

书号: 15037·2770 定价: 2.20 元

前 言

石油和天然气都是流体矿产，而流体矿产的最大特征就是具有运移性。石油和天然气自生成以后就开始了运移的过程，运移贯穿了整个油气生成、聚集直到最后散失破坏的各个环节，是油气生命的纽带。因此，油气的运移在整个油气的演变过程中起着极为重要的作用。

近年来在石油生成方面的研究上虽然有了突破，提出了较完整的干酪根热降解的晚期生成假说，但在运移方面的研究还远远没有取得令人信服的结果，尤其是在初次运移方面还处在众说纷云的状态。因此若从石油的生成、运移和聚集三者不可分割的观点来看，整个石油和天然气的问题还根本没有解决，其中运移是最薄弱的环节。造成这种情况的原因，一方面是运移问题本身非常复杂又涉及面广，它不仅受生油岩的性质、有机质的类型、埋藏深度以及石油演化程度的控制，而且还要考虑运移的动力，运移的通道以及运移的方式；另一个更重要的方面是人们对这种发生在地质历史过程中的事件既不能直接观察和测试，又很难在实验室中进行模拟，结果使运移的研究目前仍处于推理阶段。由于运移问题没有解决，使得当今对生油层的评价、油气的分布规律以及最后的储量计算都不能成为定论，因此它不仅在理论上而且在油气勘探的实际工作中都是一个急待解决的重大课题。

为了适应和改变这种情况，武汉地质学院北京研究生部于1983年初决定在研究生中开设油气运移专题课，以弥补教科书上之不足。本书也就是在研究生讲课教材的基础上经过补充修改而成。其目的是希望通过对当前国内外研究的最新进展和成果加以系统整理和评论，能给读者建立一个有关运移问题的现代概念，使读者了解它的问题所在，当前研究的状况以及研究的途径和方法。另一个目的是希望读者对作者提出的某些观点和看法提出争论和批评，以起到抛砖引玉、提高科研水平的作用。也正是考虑到这两个目的，作者才鼓起勇气大胆地编写了这本书。遗憾的是作者水平有限又苦于时间短促，未能把国内的某些实际资料编入本书，实属不足。但随着石油地质科学的进展，书中的某些内容和观点也会很快过时的，因此作者相信日后一定还有机会加以补充和修订。

本书在编写过程中得到武汉地质学院研究生部、石油研究室的大力支持，得到陈发景教授、甘克文高级工程师、张万选副教授等同志的多方帮助，并参考了各院校的有关教科书以及各油区情报室的有关编译资料，这里谨向他们和有关单位表示衷心的感谢。

编著者 1985.12.

目 录

第一章 油气运移的基础知识	(1)
一、初次运移和二次运移的概念.....	(1)
二、地温及地温梯度.....	(2)
三、压力及压力梯度.....	(4)
四、沉积物的压实作用.....	(8)
五、泥质岩石的孔隙与比表面.....	(16)
六、岩石的润湿性与相对渗透率.....	(18)
七、毛细管压力.....	(20)
八、石油和天然气的物性比较.....	(23)
第二章 初次运移的相态	(26)
一、水相运移.....	(26)
(一) 水溶液状态运移.....	(26)
(二) 胶束溶液状态运移.....	(32)
二、烃相运移.....	(34)
(一) 呈油珠、气泡状态随水运移.....	(34)
(二) 连续油相运移.....	(34)
(三) 气相运移.....	(36)
(四) 混相运移(微裂隙运移).....	(37)
第三章 初次运移的动力	(40)
一、沉积物的压实作用.....	(40)
(一) 正常压实.....	(40)
1. 正常压实带中流体的排出和排出的方向.....	(40)
2. 正常压实带中流体排出的体积.....	(44)
(二) 欠压实.....	(51)
1. 欠压实带中流体异常压力的计算.....	(51)
2. 欠压实带中流体排出体积的计算.....	(53)
3. 欠压实带中流体排出方向.....	(55)
二、水热作用.....	(56)
(一) 正常压实状态下的水热作用.....	(56)
(二) 欠压实状态下的水热作用.....	(57)
(三) 水热增压作用产生的地质条件.....	(59)
三、渗透作用.....	(62)
(一) 地层孔隙水的含盐度变化.....	(62)
(二) 渗透流体在油气运移中的作用.....	(64)

四、粘土矿物脱水作用.....	(66)
(一)蒙脱石脱水的阶段及条件.....	(66)
(二)蒙脱石脱水与异常高压的关系.....	(69)
(三)蒙脱石脱水在初次运移中的作用.....	(71)
五、烃类及非烃气体的生成作用.....	(71)
六、扩散作用.....	(72)
七、异常压力在初次运移中的作用.....	(73)
第四章 初次运移的几个模式	(75)
一、深盆地热水垂直运移模式.....	(75)
二、压实盆地中烃类的溶解-出溶运移模式.....	(78)
三、甲烷、二氧化碳气体容载运移模式.....	(83)
四、连续油相运移模式.....	(86)
五、孔隙中心网络运移模式.....	(88)
六、干酪根网络运移模式.....	(91)
七、气相扩散运移模式.....	(93)
八、气相溶液运移模式.....	(96)
九、甲烷-微裂隙运移模式.....	(98)
十、初次运移模式的小结.....	(100)
第五章 初次运移的几个问题	(103)
一、初次运移的时期.....	(103)
(一)确定运移期的一般原则.....	(103)
(二)有关确定运移期的一些问题.....	(104)
(三)利用压实曲线研究运移期的问题.....	(106)
(四)利用地球化学资料研究运移期的问题.....	(111)
二、初次运移的距离.....	(114)
三、初次运移的排烃量.....	(116)
(一)利用生油量减去残留量的方法求得排烃量.....	(116)
(二)利用初次运移模式计算排烃量.....	(120)
第六章 二次运移的相态、动力和阻力	(123)
一、二次运移的相态.....	(123)
二、二次运移的动力.....	(125)
三、二次运移的阻力.....	(127)
四、水动力对二次运移的影响.....	(129)
第七章 二次运移的一般模式	(131)
一、圈闭以前的二次运移.....	(131)
(一)静水条件下的二次运移.....	(131)
(二)动水条件下的二次运移.....	(133)
(三)二次运移过程中油气最初聚集的可能模式.....	(135)
二、圈闭后的二次运移.....	(138)

(一) 盖层封闭能力的变化·····	(138)
(二) 水动力的变化·····	(139)
(三) 油源补给丰度的变化·····	(141)
三、二次运移的差异聚集原理·····	(142)
第八章 二次运移的几个问题 ·····	(145)
一、二次运移的时期和主要方向·····	(145)
(一) 二次运移的时期·····	(145)
(二) 二次运移的主要方向·····	(146)
1. 根据水动力的研究确定二次运移的方向·····	(146)
2. 根据地球化学指标追索二次运移的方向·····	(149)
3. 根据原油孢粉组合判断运移方向·····	(152)
二、二次运移的通道、距离和速率·····	(154)
(一) 二次运移的通道·····	(154)
(二) 二次运移的距离和速率·····	(156)
三、二次运移聚集量的计算·····	(168)
四、关于油气运移研究的途径和方法问题·····	(161)
主要参考文献 ·····	(163)
附 有关计量单位换算表 ·····	(165)

第一章 油气运移的基础知识

一、初次运移和二次运移的概念

石油和天然气都是流体矿产，当它们受到某种动力的驱使在地壳内发生流动时，称之为油气运移。人们在长期勘探和开发油气的过程中逐渐认识到，油气主要生成于富含有机质的细屑岩石中，而大部分储集在孔隙度渗透率条件比较好的粗粒岩石中。这样油气从生油岩的分散状态到储集岩圈闭中的聚集状态，其间必有一个运移的过程。为了研究这一过程，Illing（1933）曾把油气运移划分为初次运移、二次运移和三次运移，并把初次运移定义为油气自生油岩向储集岩中的运移，把二次运移定义为油气在邻近生油层的储集层中的运移以及形成第一次油气聚集，而把聚集后由于外界条件的变化、油气再次发生的运移叫做三次运移。后来人们发现这种划分很容易引起混乱，因为实际上很难把二次和三次运移区别开。所以，现在只划分出初次运移和二次运移。

初次运移的定义是：油气自生油层向储集层或运载层中的运移。

二次运移的定义是：油气进入储集层或运载层以后的一切运移。它包括油气在储集层或运载层内部的运移，油气沿断层、裂隙、不整合面等通道的运移以及聚集起来的油气由于外界条件的变化而引起的再次运移（图 1-1）。

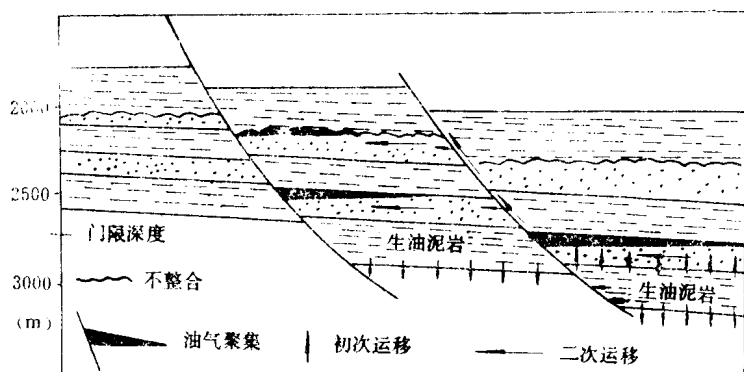


图 1-1 油气的初次运移和二次运移

这种人为的划分常造成一种错觉，好象初次运移和二次运移在时间上有先后之分。当然对某一个油气质点来说可以这么理解，若对整个油气运移而言，则是一个几乎同时存在的连续过程。从油气的生成、聚集到散失这一自然发展过程来看，运移是贯穿全过程的纽带。运移作用对油气的散失和破坏是绝对的，而保存和聚集则是相对和暂时的即有条件的。

随着石油勘探工作的发展，对石油地质工作者提出的问题也越来越多，过去的一些理论和定义已经不能解释和概括所面临的新问题。关于初次运移和二次运移的定义与划分现在也

存在很多异议。例如,在大套生油岩系中油气沿断层垂向运移,这种情况根据定义就很难判断是初次运移还是二次运移。

随着对油气运移认识的加深,运移阶段的划分目前又有三分甚至四分的趋势。作者认为,在初次运移和二次运移之前可以划分出原始运移(initial migration)阶段,它是指油气从生油母质中析出和脱离母质表面的过程。这种原始运移具有与初次运移和二次运移不同的物理化学过程,显然这种三分法将使油气运移的研究进一步深化。

二、地温及地温梯度

地温随埋深的增加而增加,它的热源主要来自上地幔和地壳花岗岩。热的传导主要有三种方式:(1)通过矿物颗粒和基质的传导;(2)通过孔隙流体的对流和平流;(3)热辐射。一般在浅层部位以热传导和热对流为主,深层则以热辐射为主。地温的高低主要受热流值、热导率及地层流体控制。热流值,即在一定时间内流经单位面积的热量,通常以卡/厘米²·秒表示。热导率,即当温度差为1°C时,在每秒钟内能透过厚1厘米、面积为1平方厘米单位体积的热力,以卡为单位。

不难看出,在莫霍面比较浅或有较多地热源的地区,热流值高地温也高。在同一地热源下,岩石热导率小的地方地温高。岩石热导率的变化相当大,并有以下几点规律:(1)结晶岩石的热导率比沉积岩高;(2)在常见的几种沉积岩中页岩的热导率最低;(3)蒸发岩的热导率高于其他所有沉积岩;(4)孔隙流体和孔隙填充物都是热的不良导体,因此孔隙性将大大降低岩石的热导率。几种常见岩石的热导率按下列顺序递增:疏松干岩石,煤岩,粘土岩,砂岩,碳酸盐岩,盐岩,变质岩及岩浆岩。低热导率的岩石成为地下热流的遮挡层,结果导致其下地温升高。尤其是地下深处具高热导率岩石而浅处又有低热导率岩层覆盖的地区地温显著增高。例如盐丘附近地区就是这种情况。

通常岩石颗粒的热导率是孔隙水的4~5倍(据P.H.Jones, 1979),因此当地层富含孔隙水时必然造成地温增高。泥页岩的热导率与孔隙度成相反的变化,孔隙度越大含水越多热导率越低地温也就越高。这是由于孔隙水在泥页岩中运动很困难的原故。砂质岩石则不然,其热导率与孔隙度成正比变化,即孔隙度越大热导率越大地温也就越低。这是由于孔隙水能够在较大孔隙中发生热对流的结果。所以,地温的变化可视为不同地下热源与具不同热导率岩石的组合结果。

地温梯度即指每增加一定深度所增加的温度,一般用每增加百米或公里深度所升高的温度°C/百米或°C/公里表示,地温梯度也叫地热增温率。可见,地温高的地区地温梯度也高。在准确获得地下温度后便可按下式求得现地温梯度

$$a = \frac{T_H - a_0}{H} \quad (1-1)$$

式中 a ——地温梯度,°C/m(通常换算成°C/hm或°C/km);

T_H ——在 H 深处的地下温度,°C;

a_0 ——测量地区的年平均地表温度,°C。

用这种方法求出的是平均现地温梯度值，然而地温梯度不会是一个常数，因为它反映沉积剖面不同岩性的不同热导率，在岩性有显著变化的大套沉积岩系中，用这种方法求出的平均现地温梯度是不可靠的。实际上是由于地层条件不同而造成剖面上不同深度有不同的地温梯度，因此在具体研究时应当分段求出地温梯度才比较准确（图 1-2）。例如，对松辽盆地白垩纪地层分段进行地温梯度测量后，发现白垩系的地温梯度有相间的两高两低（表1—1），对油气的生成、运移和聚集的研究提供了较准确的依据。

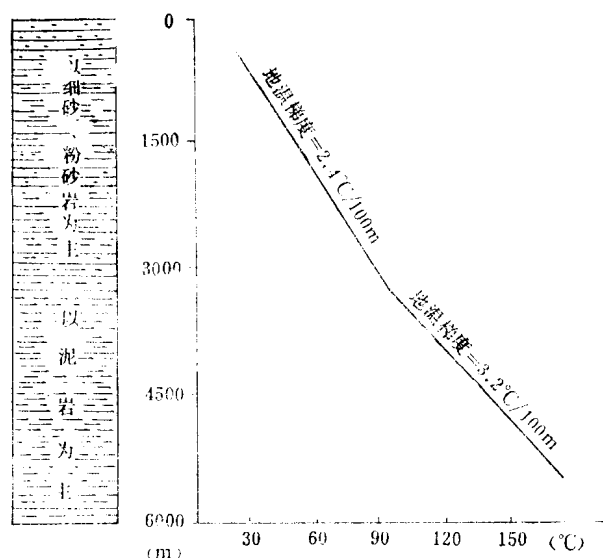


图 1-2 不同的岩性段具有不同的地温梯度

表 1—1 松辽盆地白垩纪地层地温梯度的变化

层 段	明水—四方台组	青山口—嫩江组	泉头组	登娄库组
井 数	17	59	26	5
平均梯度值, °C/hm	2.7	4.4	3.1	3.7

据大庆油田科学研究设计院, 1980。

在漫长的地质时期中，由于地壳升降、岩浆活动、地下流体状态等因素的变化，现地温梯度并不能代表地史上某一时期的古地温梯度。例如，在地壳活动强烈的地区，用现地温梯度来估算生油岩中原始有机物质的成熟度是很不可靠的，因此最好的办法是获得古地温资料。目前古地温一般用镜质体反射率、孢子的颜色，干酪根的电子顺磁共振，氧同位素以及沉积岩自生矿物中的包体等方法近似地求得。例如，最近青柳宏一和浅川忠确定了日本上第三系泥质岩中各种矿物转化的温度条件。对粘土矿物来说，从蒙脱石转换到蒙脱石-伊利石混合层需要 104°C 的温度，从混合层到伊利石则需要 137°C 的温度。对沸石矿物来说，从火山玻璃到斜发沸石需要 56°C 的温度，从斜发沸石到片沸石或方沸石的转换温度是 116°C，从片沸石或方沸石再到浊沸石或钠长石则需要 138°C。而硅氧矿物只需要 45°C 就

可使非晶质硅转换到低温方石英, 69°C 就能从低温方石英转变成低温石英。他们在假定了矿物的转变主要受温度控制、且这种转变又是不可逆过程以及平均古地表温度为 15°C 之后, 就可以利用某种矿物在井中首次出现的深度求出最大古地温梯度, 利用现今地表和古沉积表面之间的差距还可以求得地层剥失的厚度(图 1-3)。

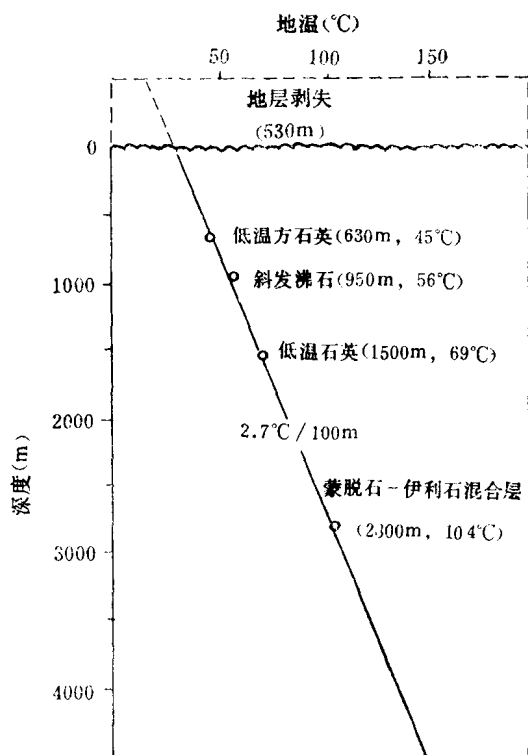


图 1-3 日本Hokkaido北部地区利用自生矿物确定古地温梯度和剥失厚度(据青柳宏一, 浅川忠, 1984)

湖油田)来看, 估计液态烃完全消失的最大深度为 8km, 地层温度可高于 200°C 。世界上已知最深的气藏为 8083m (美国西内部盆地的米尔斯-兰奇气田), 由此推测气态烃消失的最大深度为 10~12km, 地层温度可达 $300\sim 350^{\circ}\text{C}$ 。显然我们不能完全为上述 $60\sim 150^{\circ}\text{C}$ 的温度范围所限制, 事实证明深层勘探油气的潜力很大。

三、压力及压力梯度

(一) 静岩压力及静岩压力梯度

静岩压力 (Lithostatic pressure) 是指由上覆沉积物的基质和孔隙空间流体的总重量所引起的压力, 又可译为上覆岩层压力。在土力学上又称为积土压力 (Overburden pressure)。静岩压力随上覆沉积物的增厚而加大。在静岩压力作用下, 下伏沉积物被不断压

一般地壳稳定地区的地温梯度比活动的造山带、边缘带为低。世界平均地温梯度为 $25^{\circ}/\text{km}$ (据 Lee and Uyeda, 1965)。目前观察到的地温梯度最低可到 $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 如美国巴哈马地区某井 (据 Levorsen, 1954), 最高可达 $90^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 如印度尼西亚西伊里安地区某井 (Redmond and Koesoemadinta, 1976)。沉积盆地中的地温梯度一般变化在 $15\sim 50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。我国东部含油气盆地的地温梯度一般在 $30\sim 48^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 之间; 西部含油气盆地的地温梯度一般在 $18\sim 25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 之间。

根据干酪根热降解晚期成油的理论, 现在多数人相信石油是在 $60\sim 150^{\circ}\text{C}$ 温度范围内生成的, 这个范围在沉积层系中的位置取决于地温梯度。在地温梯度高的地区液态窗的位置浅而窄, 在地温梯度低的地区则深而宽。若按地温梯度为 $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 计算, 石油生成运移的深度大约在 1500~4500m 的深度范围内。天然气则可以在更大的范围内生成和运移。若从目前世界上发现的最深油藏为 6540m (美国墨西哥湾盆地的华盛顿

实而变得致密。静岩压力常用下式计算,

$$P_r = \frac{H\rho_r}{10} \quad (1-2)$$

式中 P_r ——静岩压力, kg/cm^2 或 atm ;

H ——上覆沉积的厚度, m ;

ρ_r ——上覆沉积物的平均密度, g/cm^3 。

当静岩压力用国际单位制单位 N/m^2 或 Pa 表示时, 方程 (1-2) 应变为

$$P_r = H\rho_r g$$

式中 P_r ——静岩压力, N/m^2 或 Pa ;

H ——上覆沉积的厚度, m ;

ρ_r ——上覆沉积物的平均密度, kg/m^3 ;

g ——重力加速度, $9.8\text{m}/\text{s}^2$ 。

静岩压力梯度是指当上覆沉积每增加单位厚度时所增加的压力。通常指每增加 1m 沉积物所增加的压力, 用 $\text{kg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{m})$ 或 atm/m 表示。当用国际单位制单位表示时则为 Pa/m 。如果我们取上覆沉积物的平均密度为 $2.3\text{g}/\text{cm}^3$, 则静岩压力梯度为 $0.23\text{kg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{m})$ 或 $2.3 \times 10^4 \text{Pa}/\text{m}$ 。

(二) 静水压力及静水压力梯度

静水压力(hydrostatic pressure)是指由静水柱重量所造成的压力。静水压力随上覆水柱的增高而加大。静水压力常用下式计算

$$P_w = \frac{H\rho_w}{10} \quad (1-3)$$

式中 P_w ——静水压力, kg/cm^2 或 atm ;

H ——上覆水柱的高度, m ;

ρ_w ——水的密度, g/cm^3 。

当静水压力用国际单位制单位 N/m^2 或 Pa 表示时, 方程 (1-3) 应变为

$$P_w = H\rho_w g$$

式中 P_w ——静水压力, N/m^2 或 Pa ;

H ——上覆水柱的高度, m ;

ρ_w ——水的密度, kg/m^3 ;

g ——重力加速度, $9.8\text{m}/\text{s}^2$ 。

静水压力梯度是指当上覆水柱增加单位高度时所增加的压力。通常指每增加 1m 水柱高时所增加的压力, 用 $\text{kg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{m})$ 或 atm/m 表示。当用国际单位制单位表示时则为 Pa/m 。如果我们取水的密度为 $1\text{g}/\text{cm}^3$, 则静水压力梯度为 $0.1\text{kg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{m})$ 或 $10^4 \text{Pa}/\text{m}$ (图 1-4)。

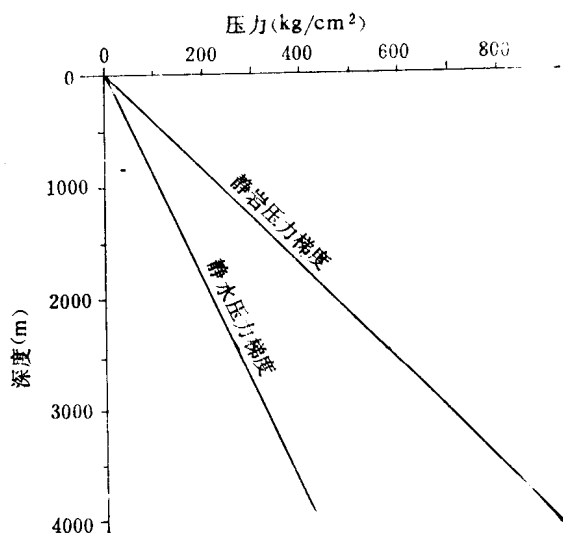


图 1-4 静水和静岩压力梯度图

如果说发生石油初次运移的主要深度范围是 1500~4500m, 则其所处静岩压力范围是 $345 \sim 1035 \text{ kg/cm}^2$ ($3.4 \times 10^7 \sim 1.01 \times 10^8 \text{ Pa}$); 静水压力范围是 $150 \sim 450 \text{ kg/cm}^2$ ($1.5 \times 10^7 \sim 4.4 \times 10^7 \text{ Pa}$)。两者对应的压差是 $195 \sim 585 \text{ kg/cm}^2$ ($1.9 \times 10^7 \sim 5.7 \times 10^7 \text{ Pa}$)。

(三) 地层压力

地层压力 (formation pressure) 是指作用于孔隙空间里的流体上的压力, 又称为孔隙流体压力 (pore fluid pressure) 或孔隙压力 (pore pressure)。正常的地层压力等于静水压力值, 如果地层压力高于或低于静水压力则称之为异常地层压力 (Abnormal pressure)。高于静水压力值的地层压力叫

异常高压 (surpressure), 但这个词在国外用得乱, 如: abnormal high pressure、overpressure、geopressure 等, 也有时直接用 abnormal pressure 表示异常高压。低于静水压力值的地层压力叫异常低压 (subpressure)。

最初人们是从防止钻井事故的角度出发来研究异常高压的 (因为它常给钻井带来麻烦), 并把它看成是一种偶然的和特殊的地质现象。后来发现含油气层与异常高压层在剖面上常有一定的关系, 从而引起人们极大的注意。通过大量的事实和研究现已得知, 异常高压不仅可以存在于页岩-砂岩层系, 也可以存在于块状蒸发岩-碳酸盐岩剖面中; 产生的深度可以从浅处几百米到深处 6000 多米; 地层时代的范围可以从新生代的更新世到古生代的寒武纪, 但在中生代地层中比较普遍, 而且异常高压比异常低压更为常见, 其与石油地质学和构造地质学的关系也更为密切, 已成为现代地质学中的重大发现并对地质科学的发展产生了巨大的影响。

在生产实际中常以压力系数来说明异常高压值的大小。例如, 某层的压力系数为 1.3, 即说明该层的流体压力是该处静水压力值的 1.3 倍。

(四) 动水压力及动水压力梯度

动水压力 (hydrodynamic pressure) 的字面含意是指在含水层中推动流体水流动的压力。这一含意往往给人们造成一种错觉, 好象水是从高压区流向低压区的, 这显然是错误的。实际上推动水沿地层流动的根本原因是由于存在着势能差而不是压力差。对流体来说, 当其密度 (ρ_f) 不变时, 某一点的势能主要决定于相对某一基准面 (如海平面等) 的总水头 (total head) 的高低。总水头等于承压水头 (pressure head) 与高程水头 (Elevation head) 的代数和。水势 (总水头) 越高其机械位能就越大, 当其向水势低处流动时由位能转换成的动能也就越大, 也就是动水压力越大 (图 1-5)。

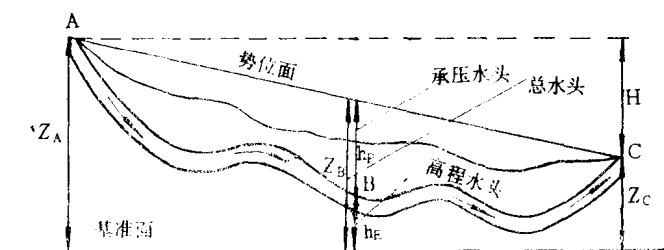


图 1-5 流体从高势能区流向低势能区

我们在井中所测得的地层压力并不代表地下流体所具有的势能，只反映由承压水头换算得来的压力。在图 1-5 中我们实测得知流体是由 A 处经 B 向 C 处流动，而含水层 A、B、C 三处所测得的压力为： $P_A=0$ （承压水头为零）；

$$P_B = h_F \rho_f g \text{ (承压水头为 } h_F \text{)};$$

$$P_C = 0 \text{ (承压水头为零)};$$

$$P_B > P_A = P_C = 0.$$

如果说流体由高压区流向低压区则应从 B 处向 A 和 C 处流动，这显然与事实不符合。

而这三处的势能为： $P_A = Z_A \rho_f g$ （总水头为 Z_A ）；

$$P_B = Z_B \rho_f g \text{ (总水头为 } Z_B \text{)};$$

$$P_C = Z_C \rho_f g \text{ (总水头为 } Z_C \text{)};$$

$$\therefore Z_A > Z_B > Z_C;$$

$$\therefore P_A > P_B > P_C.$$

从而得知流体是由高势能区流向低势能区，而不是由高压区流向低压区。

由于地壳变动或岩层遭受风化侵蚀等原因使含水层两端总水头具不同高程，此时势位面表现为倾斜，含水层中的流体产生流动。把推动流体运动的势能差换算成压力就是动水压力。当流体密度（ ρ_f ）不变时动水压力的大小决定于总水头差（ H ），在图 1-5 中等于 Z_A 与 Z_C 的差值 H 。

动水压力梯度是指沿势位面斜倾方向每增加单位水平距离时动水压力的增加值，一般用

$\frac{dh}{dx}$ 表示，实际上也就是势位面倾斜角的正切值。

通过上述分析可以得知，如果含水层两端对某一基准面具相同总水头高程，势位面保持水平，则含水层中无流体流动。若有两个含水层它们各自的势位保持水平，层内无流体流动，但由于两层的势位面处于不同高度，当两含水层连通时，流体由高势位面含水层流向低势位面含水层，见图 1-6。图中钻井在 A 深处遇含水层 I，总水头高度为 Z_I ，势位面保持水平，流体具相等的势能 $P_I = Z_I \rho_f g$ ，层内无流动；在 B 深处遇含水层 II，总水头高度为 Z_{II} ，势位面保持水平，流体具相等的势能 $P_{II} = Z_{II} \rho_f g$ ，层内无流动。但当钻井将两含水层连通时，由于 $Z_I > Z_{II}$ 、 $P_I > P_{II}$ ，所以流体由 I 层的 A 处流向 II 层的 B 处。

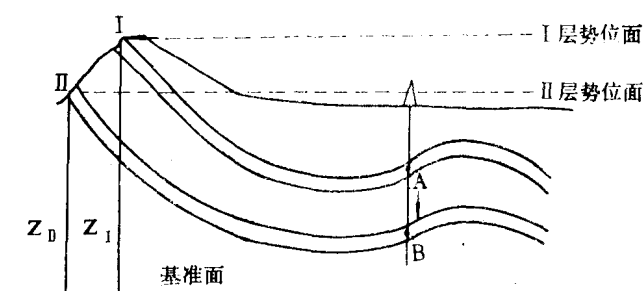


图 1-6 流体由高势位面含水层流向低势位面含水层

四、沉积物的压实作用

(一) 泥质沉积物的压实作用、压实曲线和Terzaghai模型

压实作用 (compaction) 是指在垂直的、单一的上覆沉积负荷作用下沉积物被压实现象。压实作用是一种成岩作用, 它从沉积物埋藏开始一直可以继续到埋深达 9000 米以上, 是最基本的地质现象之一。在压实作用下沉积物的体积密度不断增加, 孔隙度不断减少, 孔隙流体不断排出。例如, 新沉积的软泥含水量可达 80% 以上, 在压实作用下逐渐从悬浮状态、流动稀释状态变至可塑状态最后固结成岩。可见, 压实作用只能随孔隙流体的排出而进行。在压实过程中, 如果流体不断排出, 孔隙度随上覆沉积物的增加而相应减小, 孔隙流体基本上保持静水压力, 此时称之为正常压实或压实平衡。如果由于某种原因孔隙流体的排出受到阻碍, 孔隙度不能随上覆沉积物的增加而相应减少, 孔隙流体则具有高于静水压力的异常值, 此时称之为欠压实或压实不平衡。

泥质沉积物在压实过程中孔隙度和渗透率损失很大, 其变形主要是塑性的、永久的和不可复原的, 因此是一个不可逆过程。而砂质沉积物在压实过程中孔隙度和渗透率损失比较小, 其变形主要是弹性的, 负荷去掉以后还可以复原, 因此具有一定的可逆性。

Athy (1930), Hedberg (1926, 1936) 首先做了泥质沉积物的孔隙度随深度变化的压实曲线。他们得出在正常压实情况下孔隙度与深度之间多少显示出指数关系的结论。在相对较浅的深度, 孔隙度开始损失非常快, 随着埋深的增加, 孔隙度的损失率变小。并发现在不同盆地之间和同一盆地内的不同深度上, 其正常压实趋势的斜率并不一致 (图 1-7)。

图 1-8 为我国松辽盆地泥岩孔隙度和密度随深度的变化曲线。Dickey (1975) 综合了世界各地已发表的泥岩孔隙度和密度随深度变化的压实曲线, 见图 1-9。由于泥岩抗压性较弱是塑性变形, 受胶结等其他作用的影响较小, 因此其孔隙度和密度随深度的变化可直接反映压实作用的程度和历史。但是世界上很少有同一层泥岩, 由盆地浅处一直延伸到深处。因此, 目前的压实曲线都是由不同深度的不同泥岩样品测得。只有在假设各泥岩的岩性成分一致而又具相同沉积史时, 才能真正代表某一地区的压实历史和特征。然而这种假设实际上是不可能的, 因此目前做出的压实曲线最多也只能近似地反映压实历史及其特征。

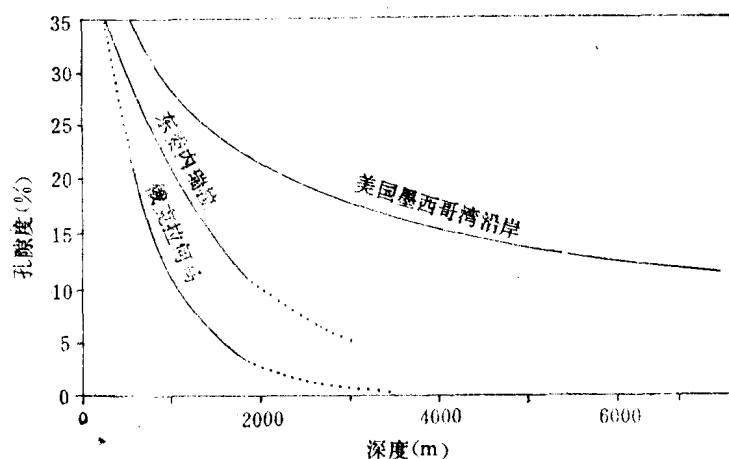


图 1-7 不同盆地的深度—孔隙度关系曲线
(据 Levorsen 改绘, 1945)

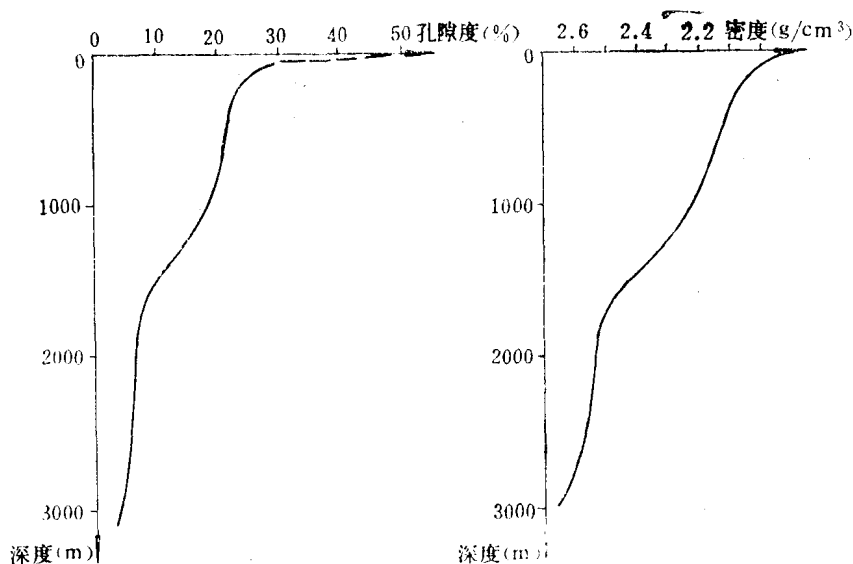


图 1-8 松辽盆地泥岩孔隙度、密度与深度关系曲线
(据大庆油田科学研究设计院, 1982)

根据 Wyllie 等人 (1956, 1958) 大量试验的结果, 推断在具有均匀分布的小孔隙固结地层中, 孔隙度与声波时差之间具有线性关系。可用下列公式表示:

$$\Delta t_{\text{测井}} = \phi \Delta t_{\text{水}} + (1 - \phi) \Delta t_{\text{骨架}} \quad (1-4)$$

或 $\Delta t_{\text{测井}} = (\Delta t_{\text{水}} - \Delta t_{\text{骨架}}) \phi + \Delta t_{\text{骨架}}$

式中 $\Delta t_{\text{测井}}$ —— 声波时差, 即声波在单位厚度地层中的传播时间 $\mu\text{s}/\text{m}$;

$\Delta t_{\text{水}}$ —— 地层水的声波时差, $\mu\text{s}/\text{m}$;

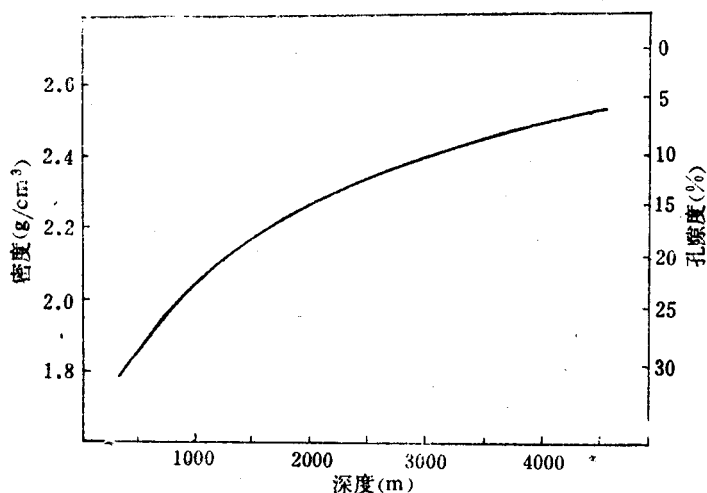


图 1-9 泥质沉积物的密度、孔隙度与深度关系的综合曲线
(据 Dickey, 1975)

$\Delta t_{\text{骨架}}$ ——岩石骨架的声波时差, $\mu\text{s}/\text{m}$;

ϕ ——岩石孔隙度。

上式表明, 当岩性均一时, 岩层的声波时差 ($\Delta t_{\text{测井}}$) 基本上可以反映孔隙度的变化 (图 1-10)。由于声波测井具有经济快速等特点, 因而声波时差与深度关系曲线就成为目前研究压实作用最常用的手段。

压实作用的机理和概念可以用 Terzaghi (1948) 的模型试验进一步加以阐明 (图 1-11)。

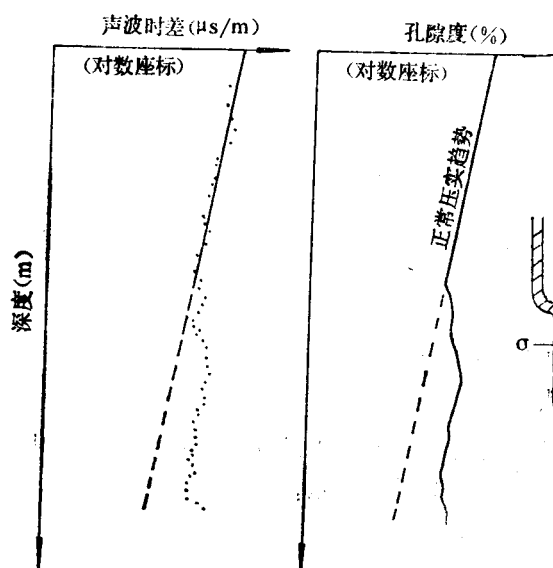


图 1-10 声波时差曲线与压实曲线的对应关系

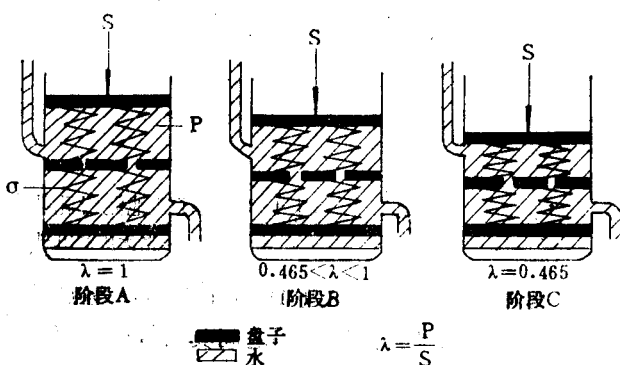


图 1-11 粘土压实作用示意图
(据 Terzaghi, 1948)