

油 气 运 移

李 明 诚 编 著

武 汉 地 质 学 院 北京研究生部

SY14/P

(SY14/30)

前



00267403

随着石油地质科学的进展,人们越来越清楚地认识到油气的生成、运移和聚集是一个不可分割的整体。近年来虽在石油生成方面的研究上有很大的突破,提出了较完整的干酪根热降解的晚期生成假说。但在运移和聚集方面的研究,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,若从石油生成、运移和聚集三位一体的理论观点来看,那么石油的成因问题仍然存在着很多不清楚的地方,其中运移是最薄弱的环节。造成这种情况的原因,一方面是运移课题本身非常复杂,不仅涉及的问题广泛而且不能直接地观察和测试;另一方面是过去人们大都把注意力集中在油气的生成方面,再加上受早期生油假说的影响,认为只要油气能生成运移就不成问题从而未得到应有的重视。所以当晚期生油理论提出后,就形成了今天这种理论上比较脱节的状况。反过来说,正是由于运移问题没有解决使得对生油层的评价、油气的分布以及最后的储量计算都不能成为定论。因此它不仅理论上而且在油气勘探的实践上都是一个急待解决的重大课题。

反映在教学上,过去对油气运移这一章也未给予充分的重视,在有关石油地质的教科书中讲述不多。然而目前在油田实际勘探工作中又急需研究和解决这方面的问题,同学们在这方面的基础知识又很不够,也有一个脱节的问题。为此武汉地质学院北京研究生部决定在研究生中开设油气运移的专题讲座,目的是使研究生建立一个油气运移的现代化概念,给今后的科研工作和生产工作打下一个基础。两年来通过对短训班和研究生讲课,普遍认为开设这一课程很有必要,在此基础上编写了这本教材。

为此目的,本教材主要讲述初次运移和二次运移这两个问题,共分八章:第一章油气运移的基础知识;第二章初次运移的相态;第三章初次运移的动力;第四章初次运移的几个模式;第五章初次运移的几个问题;第六章二次运移的状态、动力和阻力;第七章二次运移的一般模式以及第八章二次运移的几个问题。本教材可供石油地质教学科研人员、油气勘探工作人员以及水文、煤田专业人员参考。

由于编者水平有限又苦于时间短促,未能把国内的实际资料适当地加以整理编入教材,实属不足。另外根据概念和推理,作者对某些问题大胆地提出一些看法,有错误和不妥之处希望大家批评指正,目的是活跃学术气氛起到抛砖引玉的作用。

本书在编写过程中得到陈发景教授、甘克文高级工程师、张万选付教授等同志多方指导和帮助,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。这里仅向他们和有关单位表示衷心的感谢。

本书在编印过程中得到武汉地质学院北京研究生部教务处、绘图室和印刷厂的大力支持和协助,周春蓉同志为本书清绘了图件,孙家振同志为本书图件办理了制版工作,在此也一并表示衷心的感谢。

编著者 1983. 10

目 录

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	(1)
二、地温及地温梯度	(2)
三、压力及压力梯度	(3)
四、泥质沉积物的压实作用	(6)
五、泥质岩石的孔隙与比表面	(14)
六、岩石的润湿性与相对渗透率	(16)
七、毛细管压力	(18)

第二章 初次运移的相态

一、水相运移	(22)
(一)水溶液状态运移	(22)
(二)胶束溶液状态运移	(27)
二、烃相运移	(29)
(一)呈油珠、气泡状态随水运移	(29)
(二)连续油相运移	(29)
(三)气相运移	(31)
1.以扩散方式运移	(31)
2.以连续或断续气流方式运移	(32)
(四)间歇性的混相运移(微裂隙运移)	(32)

第三章 初次运移的动力

一、沉积物的压实作用	(34)
(一)正常压实	(34)
1.正常压实带中流体的排出及排出方向	(34)
2.正常压实带中流体排出的体积	(39)
(二)欠压实	(48)
1.欠压实带中流体异常压力的计算	(48)
2.欠压实带中流体排出体积的计算	(50)
3.欠压实带中流体排出方向	(53)
4.欠压实和异常高压在油气生成、运移和聚集过程中的作用	(54)
二、水热作用	(56)
三、渗透作用	(63)
四、粘土矿物脱水作用	(68)

五、甲烷及二氧化碳等气体的作用·····	(71)
六、扩散作用·····	(72)
第四章 初次运移的几个模式	
一、深盆地热水垂直运移模式·····	(73)
二、甲烷、二氧化碳气体增溶运移模式·····	(77)
三、连续油相运移模式·····	(80)
四、孔隙中心网络运移模式·····	(82)
五、干酪根网络运移模式·····	(85)
六、气相扩散运移模式·····	(87)
七、气相溶液运移模式·····	(91)
八、甲烷微裂隙运移模式·····	(93)
九、初次运移各种模式的小结·····	(95)
第五章 初次运移的几个问题	
一、初次运移的时期·····	(98)
二、初次运移的距离·····	(105)
三、初次运移的排烃量·····	(107)
第六章 二次运移的状态、动力和阻力	
一、二次运移的相态·····	(111)
二、二次运移的动力·····	(113)
三、二次运移的阻力·····	(116)
四、水动力对二次运移的影响·····	(117)
第七章 二次运移的一般模式	
一、圈闭前的二次运移·····	(120)
二、圈闭后的二次运移·····	(126)
三、二次运移和差异聚集规律·····	(131)
第八章 二次运移的几个问题	
一、二次运移的时期和主要方向·····	(134)
二、二次运移的通道和距离·····	(138)
三、二次运移聚集量的计算·····	(140)
主要参考文献·····	(144)

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，而大部分储集在孔渗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。人们为了研究这一过程，最早伊林（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）。

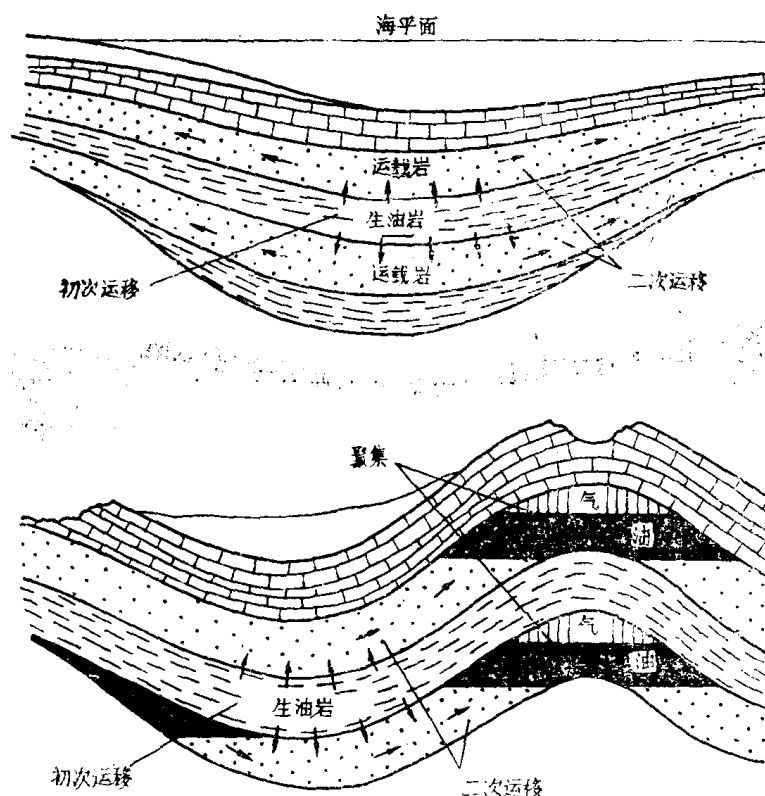


图 1—1 在盆地发育的早期和晚期阶段的初次运移和二次运移(据蒂索、威尔特,1978)

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。初次运移和二次运移的定义和划分现在也存在很多异议和问题。例如，油气从生油层中直接进入圈闭而聚集，这种情况根据定义就很难判断是初次运移还是二次运移。

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。热的传输主要有三种方式：（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、导热率及地层流体控制。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。导热率，即当温度差为1℃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，岩石导热率小的地方地温高。岩石导热率的变化相当大，有以下几点规律：（1）结晶岩石的导热率比沉积岩高；（2）在常见的几种沉积岩中以页岩的导热率最低；（3）蒸发岩的导热率高于其他所有沉积岩；（4）孔隙流体和孔隙填充物都是不良导体，因此孔隙性将大大降低岩石的导热率。几种常见岩石导热率按下列顺序递增：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复盖的地区地温显著增高。例如盐丘附近地区就是这种情况。

通常岩石颗粒的导热率是孔隙水的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。泥页岩的导热率与孔隙度成相反的变化，孔隙度越大含水越多导热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，其导热率与孔隙度成正比变化，即孔隙度越大导热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导热率岩石的组合结果。

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℃/百米或℃/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地温梯度，

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

式中， a ——地温梯度，℃/米（通常换算成℃/百米或℃/公里）；

T_H ——在深 H 米处的地下温度（℃）；

a_0 ——年平均地表温度（℃）。

由于地层条件不同,造成地质剖面上不同的深度段有不同的地温梯度,因此在具体研究时应当分段求出地温梯度才比较准确。例如,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。

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—嫩口组	泉头组	登娄库组
井 数	17	59	26	5
平均梯度值℃/百米	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。因此我们最好是获得古地温的资料。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。

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°/公里(据Lee and Uyeda, 1965)。目前观察到地温梯度最低可到5℃/公里,如美国巴哈马地区某井(据Levorsen, 1954);最高可达90℃/公里,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℃~50℃/公里。我国东部含油气盆地的地温梯度一般在30℃~48℃/公里之间;西部含油气盆地地温梯度一般在18℃~25℃/公里之间。

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℃~150℃温度范围内生成的,若按地温梯度30℃/公里计算,发生石油运移的深度,大约在1500米~4500米的深范围内。天然气则可以在更大的范围内生成和运移。

三、压力及压力梯度

(一) 静地压力及静地压力梯度

由上覆沉积物重量所造成的压力称为静地压力。静地压力随上覆沉积物的增厚而加大,它的作用主要是使下伏沉积物压实和固结。通常用下式来计算:

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

式中, P_r ——静地压力(公斤/厘米²或大气压);

H ——上覆沉积的厚度(米);

ρ_r ——上覆沉积物的平均密度(克/厘米³)。

静地压力梯度是指当上覆沉积每增加一定厚度时所增加的压力。通常指每增加1米或1英尺沉积物时所增加的压力,用公斤/厘米²/米或磅/英寸²/英寸表示。如果我们取上覆沉积

物的平均密度为2.3克/厘米³则静地压力为0.23公斤/厘米²/米或1磅/英寸²/英尺。

(二)静水压力及静水压力梯度

由静水柱重量所造成的压力称为静水压力。静水压力随上覆水柱的增高而加大，在正常压实状态下地层流体压力基本上等于静水压力值。通常用下式来计算：

$$P_w = \frac{H\rho_w}{10}$$

式中， P_w ——静水压力（公斤/厘米²或大气压），

H ——上覆水柱的高度(米)；

ρ_w ——水的密度（克/厘米³）。

静水压力梯度是指当上覆水柱增加一定高度时所增加的压力。通常指每增加1米或1英尺水柱高时所增加的压力，用公斤/厘米²/米或磅/英寸²/英尺表示。如果我们取水的密度为1克/厘米³，则静水压力梯度为0.1公斤/厘米²/米或0.435磅/英寸²/英尺。（图1—2）。

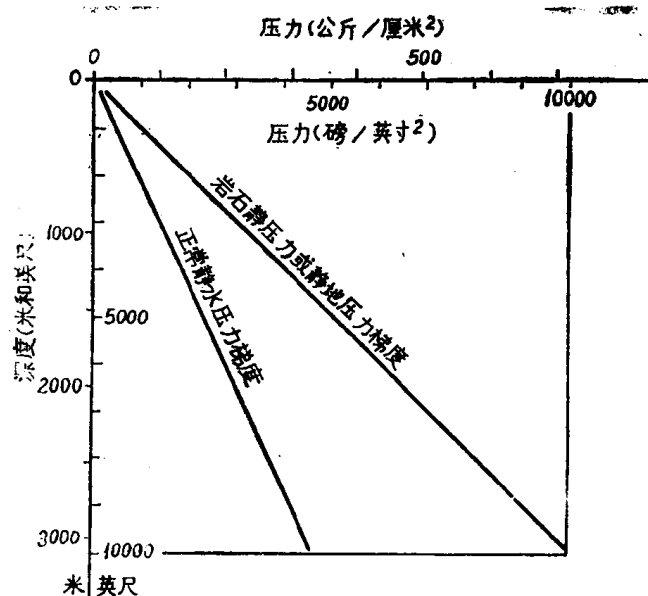


图1—2 静水和静岩压力梯度图

当含水层的供水区和泄水区处于同一水平高程时，位能面保持水平，此时层内流体为静水压力。同一含水层中的流体在静水压力作用下不会发生运移如图1—3所示。图中I层

井₁和井₂的地层压力分别为 $\frac{h_1^1}{10}$ 和 $\frac{h_2^1}{10}$ （水密度为1时）， $h_1^1 > h_2^1$ 其压力差为

$\frac{h_1^1 - h_2^1}{10}$ ，流体理应由井₁流向井₂方向，但地下两井间存在着液柱高差所 $h_1^2 - h_2^2$ 产生的

压差正好也等于 $\frac{h_1^1 - h_2^1}{10}$ ，从而抵销了上述压差，所以流体静止不发生流动(图1—3)。

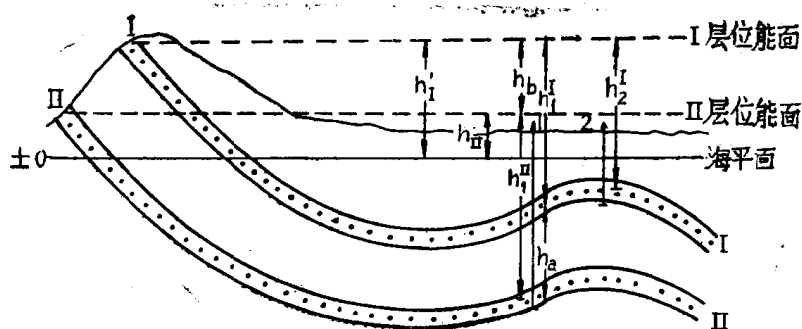


图 1—3 静水压力对流体作用的图解

(引自张万选, 张厚福, 石油地质学, 1981)

在具有不同位能面高程的两个含水层之间, 也不能简单地认为流体由埋藏深、压力高的地层流向埋藏浅、压力低的地层, 而主要看位能面的高低如图 1—3 所示。欲使流体从 II 层流向 I 层, II 层的水位高程必需大于 I 层的水位高程与 I、II 层水柱高差 h_a 之和才有可能。然而从图中不难看出, 正好是 I 层的水位高程比 II 层的水位高程大 h_b 数值, 也就是两者位能面的高程差。因此, 流体是由位能面高的层流向位能面低的层。

这里必须明确, 流体不是由高压区流向低压区, 而是由高位能区流向低位能区, 通俗地说也就是由高水位区流向低水位区。我们所测得的地层压力并不能反映地下流体具有的位能。如果要用压力来叙述则要用折算压力表示, 即把地层压力折算到选定的某一标高面上通常取海平面或油水接触面。这时折算压力的大小才能反映流体位能的高低, 因此它才能指示流动方向。在图 1—3 的井 1 中, I 层对海平面的折算压力为 h'_I , II 层对海平面的折算压力为 h'_II , 其折算压力差为 $h'_I - h'_II$ 正好是两者位能面高程之差 h_b , 当 I 层与 II 层连通时流体由 I 层流向 II 层。

(三) 动水压力及动水压力梯度

由于地壳变动或岩层遭受风化侵蚀等原因, 使含水层的供水区、泄水区处于不同水位高程, 位能面表现为倾斜此时层内流体由水位高处流向水位低处, 推动流体运动的水位差换算成压力时叫作动水压力。动水压力的大小决定于水位高程差 H 的大小 (图 1—4)。

动水压力梯度是指沿位能面斜倾方向, 每增加单位水平距离时动水压力的增加值, 一般用 $\frac{dh}{dx}$ 表示实际上也就是位能面倾斜角的正切值。

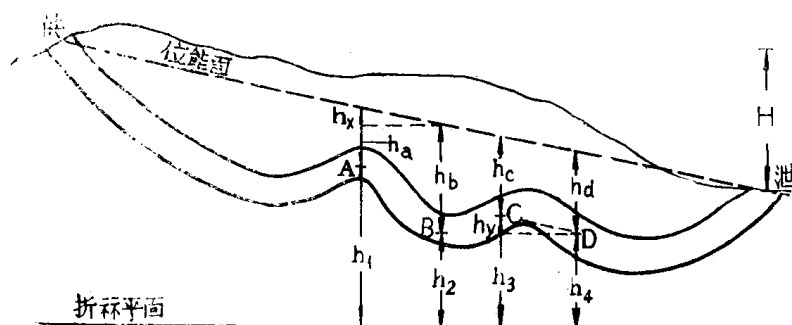


图 1—4 动水压力对流体作用的图解 (引自张万选, 张厚福, 石油地质学, 1981)

在动水压力作用下流体由高位能区流向低位能区,而不是由高压区流向低压区。否则如图

1—4所示, A处的地层压力 $P_A = \frac{h_a}{10}$, B处的地层压力 $P_B = \frac{h_b}{10}$, 因为 $h_b > h_a$, 所以 $P_B > P_A$, 流体应由B处流向A处, 显然与实际流动方向不相符合。因此同样必须用折算压力的概念来认识, 即A处和B处的位能可以用从某基准面到A处和B处位能面的水位高程换算成压力来表示。当水密度为 1 克/厘米³时, A处的折算压力 $P'_A = \frac{h_a + h_1}{10}$, B处的折算压力 $P'_B = \frac{h_b + h_2}{10}$ 因为 $h_a + h_1 > h_b + h_2$, 所以 $P'_A > P'_B$, 流体由A处流向B处。

如果说初次运移发生的深度范围是1500~4500米, 则其所处静地压力范围是345公斤/厘米²~1035公斤/厘米²; 静水压力范围是150公斤/厘米²~450公斤/厘米²。两者对应的压差是195公斤/厘米²~585公斤/厘米²。

四、泥质沉积物的压实作用

(一) 压实作用、压实曲线和特扎希 (Terzaghi) 模型

在上覆沉积负荷的作用下, 下伏泥质沉积物逐渐被压实、固结直至成岩。压实作用从沉积物埋藏起一直延续到地壳深处是最基本的地质现象之一。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。可见在压实过程中, 沉积物的体积密度不断增加, 孔隙度不断减小, 孔隙中的流体不断排出。如果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。

厄赛(Athy, 1930), 赫德伯格(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—5)。

我国松辽盆地泥岩孔隙度和密度随深度的变化曲线(图1—6)。迪基(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(图1—7)。由于泥岩抗压性较弱, 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份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。

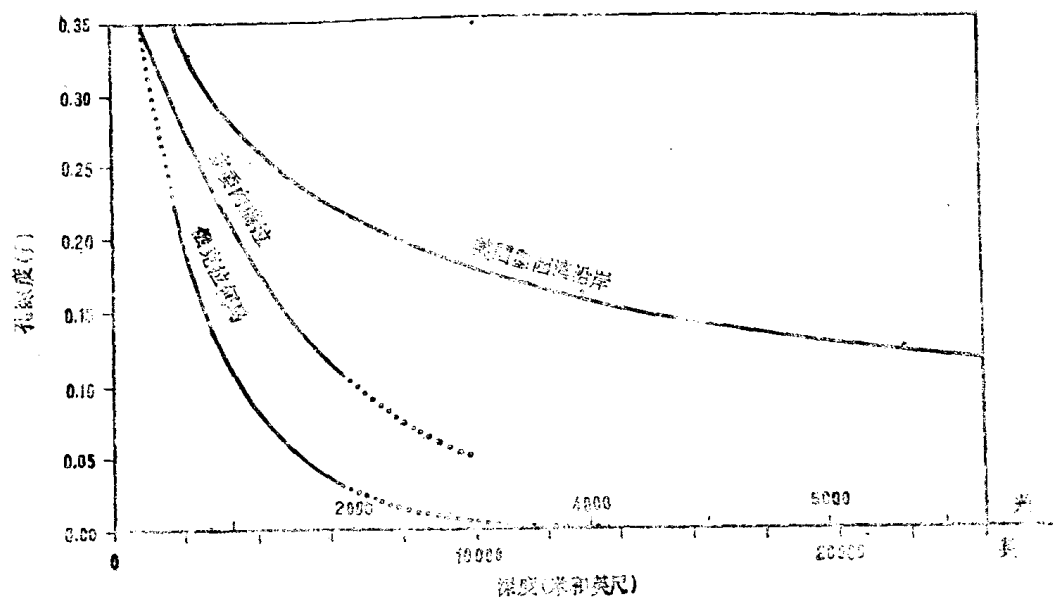
根据威利等人(Wyllie et al, 1956, 1958)大量试验的结果, 推断在具有均匀分布的小孔隙固结地层中, 孔隙度与声波时差之间具有线性关系。可用下列公式表示:

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

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

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(微秒/米);

$\Delta t_{\text{水}}$ ——地层水的声波时差(微秒/米);



$$\bar{\gamma} = \frac{\text{孔隙体积}}{\text{岩石总体积}}$$

图 1—5 三个不同盆地的深度-孔隙度关系

(据, 莱复生改绘, 1945)

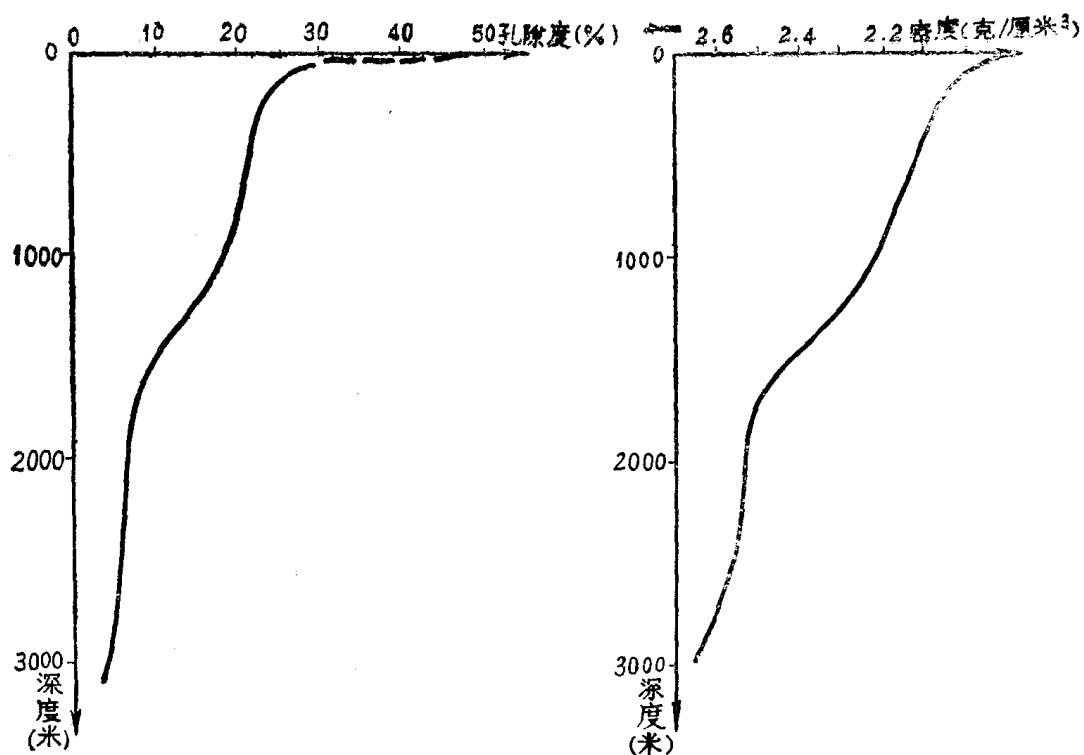


图 1—6 松辽盆地泥岩孔隙度、密度与深度关系图

(据, 大庆油田科学研究设计院)

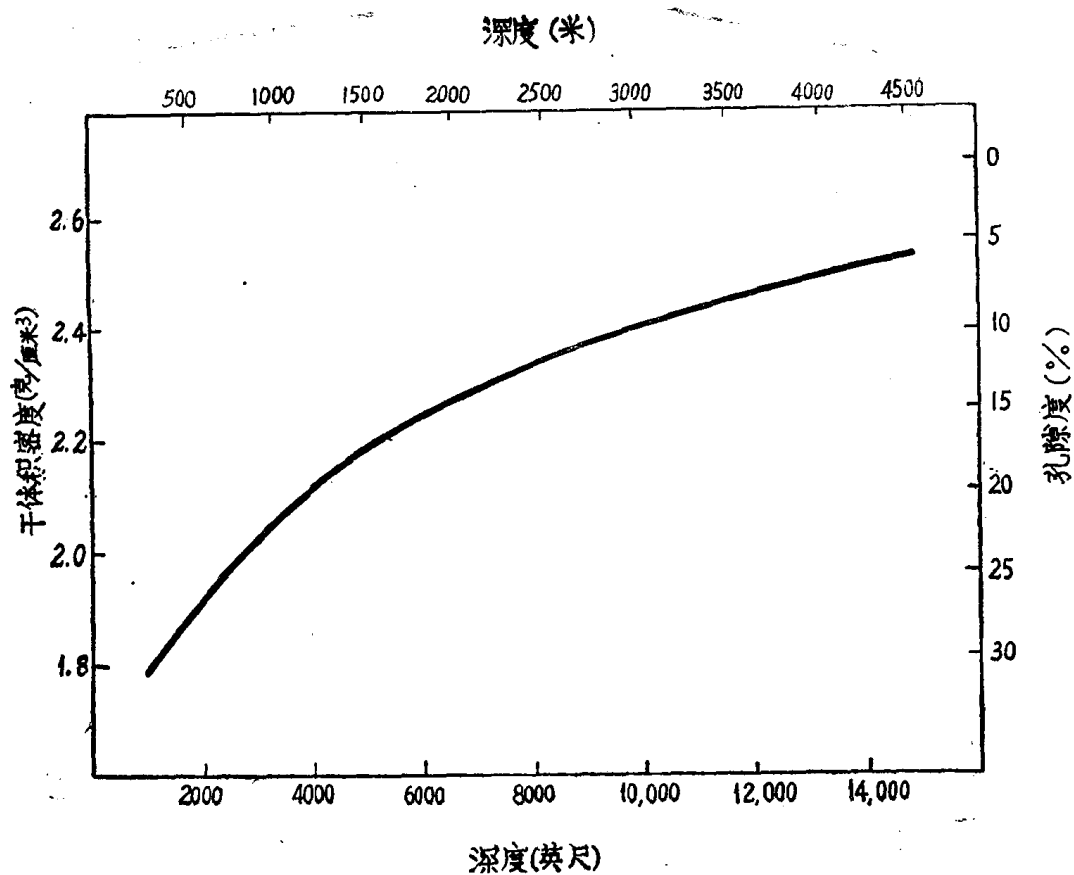


图 1—7 泥质沉积物的密度及孔隙度与深度关系图（据，迪基，1975）

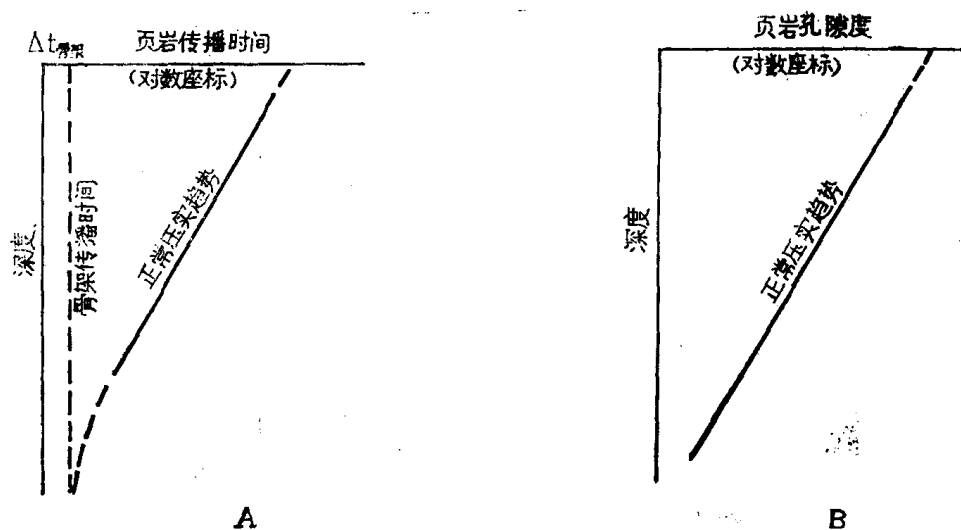


图 1—8 A——正常压实趋势的传播时间-深度关系示意图
B——正常压实趋势的孔隙度-深度关系示意图（据，马格拉，1978）

$\Delta t_{\text{骨架}}$ —— 岩石骨架的声波时差 (微秒/米);

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—8)。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特扎希 (1948) 的模型试验进一步加以阐明 (图 1—9)。

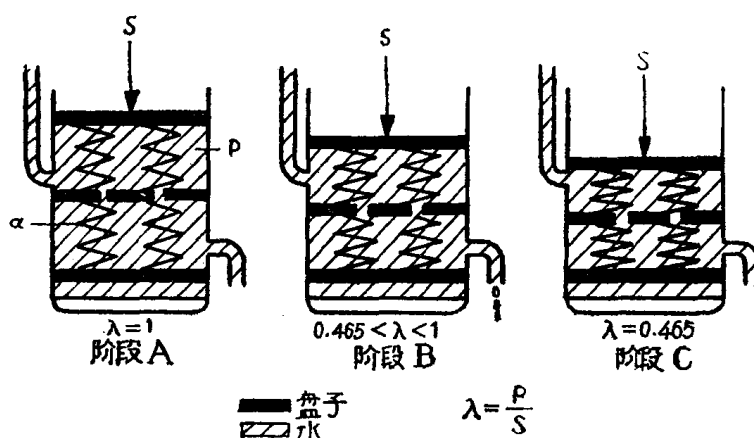


图 1—9 粘土压实作用示意图

(据, 特扎希, 1948)

图中一个盛有水的圆筒, 筒中装有一些带孔的金属盘, 它们彼此之间为金属弹簧所分隔。盘子模拟地下的粘土质点, 弹簧模拟粘土质点间的接触状况。筒内的水压可用筒上装的流体压力计测量。当在盘子上施加 S 负荷时, 如果水不从筒里排出去, 弹簧的高度将保持不变。此时, 所加负荷 S 全部为水的压力 P 所支撑, 即 $S=P$ 如图 1—9 阶段 A。如果从筒里排掉一些水, 盘子就要向下移动, 弹簧也就要支撑负荷 S 的一部分如图 1—9 阶段 B。由弹簧支撑的压力一般叫做有效压应力用 σ 表示。水从筒里排出得越多, 弹簧压缩得越紧, 支撑总负荷 S 也就越大。当水从筒里充分排出时, 筒里的水保持静水压力如图 1—9 阶段 C。

上面讨论的是总负荷 S 不变的情况。如果负荷 S 不断增加, 水不断地排出, 则近似于地下连续沉积的情况。如果负荷 S 不断增加, 水不断地排出, 则近似于地下连续沉积的情况。只要水的排出与负载的增加相协调, 弹簧所受到的有效压应力 σ 不断增加压缩也就越来越紧, 而内部的水压 P 则将保持静水压力。这种情况与泥岩的正常压实相似, 表现为泥岩孔隙度随埋深加大不断减小, 而孔隙流体则接近静水压力。假若水排出的速度不能满足于负载增加的需要, 筒里就会多保留一些水, 弹簧就不能压缩到上述正常的程度, 这时水就要承受一部分有效压应力从而高于静水压力。这种情况与泥岩的欠压实状态相似。

通过试验得知有如下关系: $S=P+\sigma$, 可见在压实过程中, 上覆沉积物的总负荷 S 一部分为孔隙流体所支撑, 一部分为粘土颗粒所支撑。在正常压实情况下孔隙流体所支撑的负荷表现为静水压力 P , 大部分负荷由颗粒来支撑表现为有效压力 σ 。正是这部分压力使下伏沉积物得以压实。可见, 某一深处的有效压应力等于该深处静地压力与流体压力之差。这一差值在正常压实状况下最大, 而随欠压实程度的增加而变小 (图 1—10)。

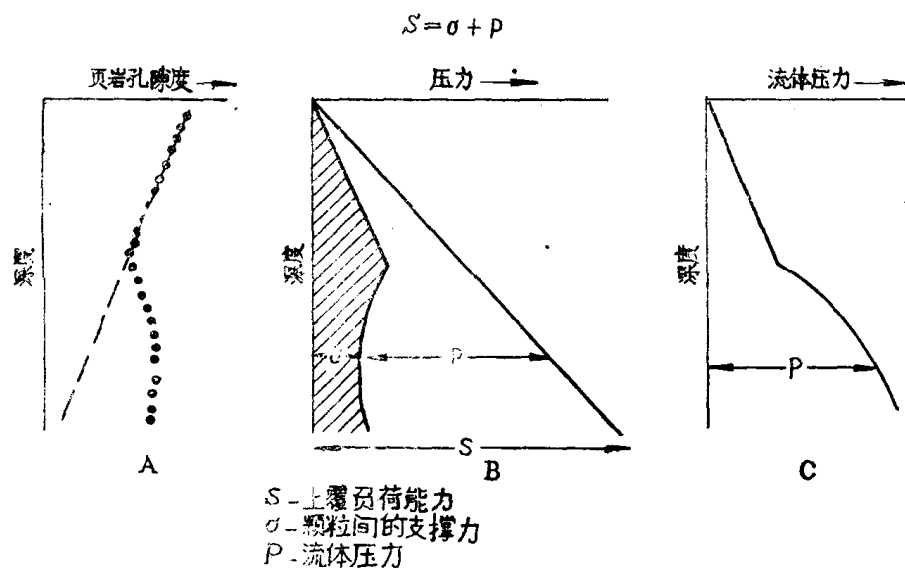


图 1—10 在正常压实带和欠压实带中，上覆沉积负荷压力S、流体压力P和有效压力 σ 间的关系示意图（据马格拉，1978）

虽然特扎希模型与地下泥岩的压实很相似，但仍与地下真实条件有重大差别，主要是（1）特扎希试验的温度保持不变而地下温度随埋深而增加；（2）模型中水的出口固定不变，而地下渗透率随埋深而减少；（3）模型的高度很小，所以静水压力值非常小而地下深处静水压力值很大；（4）试验中水的数量固定，排出后体积就减少了，而地下的流体可以得到补充。所以地下的压实情况比试验条件要复杂的多。

（二）欠压实和异常高压

在压实过程中，如果孔隙流体排出受阻或不能及时排出，孔隙不能相应的减少，孔隙流体则承受部分上复地层的负荷，此时压实进入不平衡状态也就是欠压实。表现为地层具有偏离正常压实趋势的较大孔隙度，而孔隙流体则具有高于静水压力的异常压力。可见在压实过程中，欠压实与异常高压常相伴而生，是一个问题的两个方面。一般说，地层欠压实则孔隙流体必具异常高压。但要注意，具异常高压流体的地层并不一定欠压实。

欠压实和异常高压地层在中新生代含油气盆地中普遍存在。例如美国墨西哥湾沿岸在3050米以下普遍存在欠压实带，我国东部中新生代盆地在2400米以下也常有欠压实和异常高压地层出现。由于异常高压地层与油气的关系密切，在钻井中又很容易发生事故，所以引起人们极大的注意。近年来国内外对它都进行了大量的研究，认为盆地的快速沉积，岩性的低渗透率，地下的水热作用，成岩过程中粘土矿物的脱水，构造变动的压缩力，烃类和非烃类气体的生成，地层变动前的古压力，渗透压力，自生矿物的形成以及胶结作用等等因素，都是形成欠压实和异常高压地层的原因。但是，其中以快速沉积和岩性的低渗透率最为重要起决定性的作用。其他因素只起辅助和加强的作用。例如当压实平衡时，即使有水热作用和蒙脱石脱水等因素存在，也很难使地层产生欠压实和异常高压。

马格拉（Magara, 1971）根据迪金森（Dickison, 1953）所做墨西哥沿岸地区第三系的压实曲线，并按鲁贝与赫伯特（Rubey and Hubbert, 1959）年得出的在正常压实条件下

页岩孔隙度与深度的指数关系:

$$\phi = \phi_0 e^{-cz} \quad (1-5)$$

式中, ϕ ——深Z处的泥岩孔隙度;

ϕ_0 ——沉积物 ($Z=0$) 时的原始孔隙度;

e ——自然对数的底;

c ——因次常数 (长度⁻¹) 代表正常压实趋势的斜率。推导出要保持正常压实必须减少的孔隙度也就是排出的水量, 从而计算出所需最小的渗透率。当沉积速度一定时, 这种关系可以绘制成图。马格拉计算的海湾地区平均沉积速度约为 5.4×10^{-10} 厘米/秒, 并得出当泥岩层系总厚度 (Z) 为 5000 英尺、10000 英尺……直到无穷大时, 压实平衡所需最小渗透率 K 与深度 (或泥岩孔隙度) 间的关系 (图 1-11)。图中表明当沉积速度一定时, 维持压实平

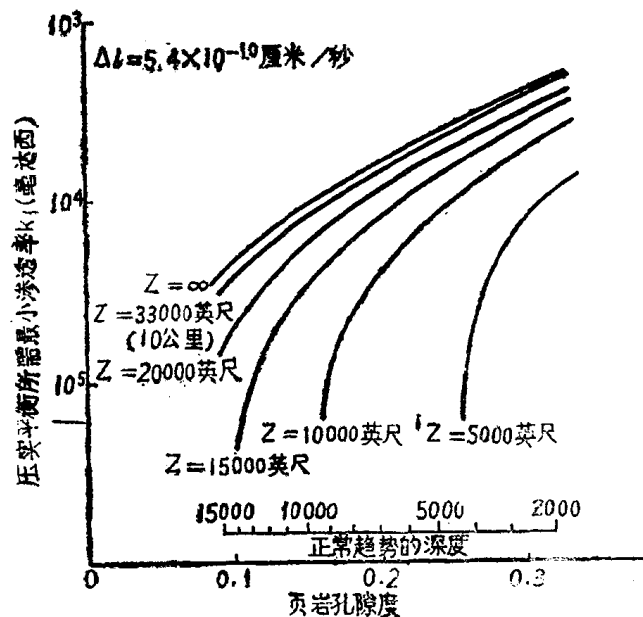


图 1-11 美国湾岸地区泥岩层系压实平衡时所需最小渗透率与深度 (或泥岩孔隙度) 间的关系 (据马格拉, 1971)

衡所需最小渗透率值, 随泥岩层系总厚度 (Z) 的增加而变大, 如果地下岩层的实际渗透率达不到最小渗透率, 流体就不能充分排出, 则产生欠压实和异常高压现象。泥岩厚度越大, 要求的最小渗透率也就越大, 地下的实际渗透率也就难以达到, 因此厚层泥岩最容易产生欠压实和异常高压现象。不难理解, 当沉积速度变大时, 所要求最小渗透率也相应变大。因此, 在快速沉积盆地中也最容易产生欠压实和异常高压地层。

实际上地层剖面大多由砂泥岩组成, 易受压实的泥岩在压实过程中, 首先在顶底两面向砂层排水, 以致孔隙减少渗透率降低逐渐在边部形成封闭, 使泥岩中部的水排不出来而形成欠压实和异常高压。当然, 进入邻近砂层中的水连同砂层本身的压实水, 如果在侧向上有遮挡或本身是泥岩中的砂岩透镜体同样也产生欠压实和异常高压。现在看来, 欠压实和异常高压的形成不是偶然的现象, 似乎是泥质地层在持续压实过程中的一种必然结果。

但是, 欠压实和异常高压层不会永久存在, 经过一段时期后就会逐渐消失。因为任何地层都不可能是绝对封闭的系统, 虽然渗透率很低在异常高压作用下总还是有少量流体排出,

加上断裂作用对地层封闭性的破坏就更快地使其消亡。琼斯 (Jones, 1978) 把异常高压的形成与消失叫做流体压力循环 (fluid pressure cycle), 并用盆地构造的演化来解释这一循环, 得出这一周期可以保持在1000—2000万年或更长的时间里。可见, 欠压实和异常高压层在压实过程中产生, 又在进一步的压实中消失。这也就是为什么在古老地层中欠压实和异常高压层比较少见的原因。

前面讲过, 地层欠压实其流体必具异常高压, 但具异常高压地层并不一定欠压实这种情况多半是后期构造作用形成的。例如块断作用使深埋的地层整体抬升, 当地层压力尚未调整仍保持原来古压力时。对于较浅的深度来说即为异常高压层, 但地层并不欠压实。相反, 若地层整体下降也可能变成异常低压层。又例如晚期的剥蚀作用使地层的埋深相对变浅, 如果地层封闭性好, 仍保持原来的流体压力, 那么对在较浅的深度来说就是异常高压了。如果在剥蚀过程中, 由于地温降低, 孔隙流体明显收缩, 压力下降的速度超过上覆负荷压力降低的速度, 此时则产生异常低压而不形成异常高压, 同时地层也不欠压实。

(三) 泥质沉积压实阶段的划分

在压实过程中, 虽然有许多其他因素诸如沉积速率、地质时间、地下温度、构造应力、地下水活动以及次生矿物和胶结等等也影响孔隙度的变化, 但大多数学者仍然认为孔隙度的变化是衡量压实程度的主要尺度。因此到目前为止仍把孔隙度作为划分压实阶段的主要依据。现将不同学者提出的划分阶段简述如下。

1. 赫德伯格 (1936) 提出三个不同的压实阶段。

第一阶段, 上覆负荷压力从 $0 \rightarrow 800$ 磅/英寸² ($0 \rightarrow 56$ 公斤/厘米²), 孔隙度从 90% $\rightarrow$ 35%。沉积物脱水和机械重新排列并由粘土变成页岩。

第二阶段, 上覆负荷压力从 $800 \rightarrow 6000$ 磅/英寸² (56 公斤/厘米² $\rightarrow$ 420 公斤/厘米²) 孔隙度从 35% $\rightarrow$ 10%。粘土颗粒发生机械变形排出层间水。

第三阶段, 上覆负荷压力超过 6000 磅/英寸², 孔隙度 $< 10\%$ 。矿物发生重结晶作用, 页岩逐步转变为板岩, 千枚岩。

2. 韦勒 (Weller 1959年) 与上述赫德伯格的概念相似也提出了三个阶段。

第一阶段, 压实中的软泥, 孔隙度从 85% $\rightarrow$ 45%。

第二阶段, 随着粘土矿物重新排列, 排出孔隙流体并固结成岩, 孔隙度从 45% $\rightarrow$ 10%。

第三阶段, 粘土被挤入非粘土矿物之间的孔隙空间, 颗粒发生变形和压碎, 孔隙度从 10% $\rightarrow$ 0%。

3. 鲍沃斯 (Powers, 1967) 根据蒙脱石向伊利石成岩时转化作用, 提出两个阶段。

第一阶段, 由 1500 — 3000 英尺到 6000 英尺, 沉积物中的自由水和蒙脱石的层间水达到平衡, 蒙脱石层间至少结合有四个单分子的水层。

第二阶段, 由 6000 英尺到 9000 英尺, 蒙脱石转化成伊利石, 部分层间水变成自由孔隙水有效孔隙度及渗透率同时增大, 9000 英尺以下无蒙脱石地层进一步压实, 有效孔隙度和渗透率两者大幅度下降。

4. 伯斯特 (Burst 1969) 将上述鲍沃斯提出的两个阶段修改为三个阶段。

第一阶段, 软泥的压实, 孔隙度由 80% $\rightarrow$ 30%, 密度由 1.32 克/厘米³ $\rightarrow$ 1.96 克/厘米³, 在初期排水之后由于埋深和地温的增加引起蒙脱石脱去层间水, 脱水量约等于压实总体积的 10~15%, 并形成孔隙度约为 16%、密度约为 2.28 克/厘米³ 的混合层粘土。

第二阶段，孔隙度由16%→5%，在热力作用下释放出大量层间水，在密闭系统内可能引起异常高压，水的运动引起烃类的重新分布。

第三阶段，在地下深处高温高压条件下，层间水消失，孔隙度在5%以下。

5. 青柳宏一和浅川忠（1977）提出三个压实阶段。

早期压实阶段，在上覆负荷作用下颗粒进行机械上重新排列，沉积物由粘性变为塑性，孔隙度范围80%→30%。

晚期压实阶段，由机械变形而构成沉积颗粒的稳定格架，沉积物由塑性变为弹性，有少量层间水和粒间自由水排出，孔隙度范围30%→10%。

重结晶阶段，产生各种自生矿物并形成牢固的岩石格架，压实效果很低，地温的增加和化学成分的迁移起重要作用，层间水和粒间自由水不易排出，孔隙度小于10%。

上面所列举的压实阶段，有时也被引用为泥质沉积物成岩阶段的划分，两者在概念上虽有不同但实际上很难分开。成岩作用是指沉积作用后，在沉积物中所进行的物理、化学变化的过程，最后使沉积物固结成岩。其中压力、温度和反应时间是控制成岩作用的物理因素，而沉积流体的Ph值、Eh值和化学成分是控制成岩作用的化学因素。压实作用是指沉积物单纯在上覆垂直负荷压力作用下的压实，因此它只是控制成岩作用的物理因素之一。但是压实作用在成岩作用中占有绝对的重要意义，尤其是在成岩作用的前期阶段，因此压实阶段的划分也往往代表了成岩作用的阶段。在天然条件下，也不可能在压实作用进行的同时而无其他作用存在，实际上压实作用也是各种物理、化学作用的最终结果。因此，我们从概念上可以把两者区别开来，但实际上不可能把压实作用从成岩作用中单独区分出来，这可能就是往往互相混用的原因。

在石油地质中，人们常从流体压力与深度的关系来描述压实剖面，把它分为正常压实带、混合压实带和异常压实带。在正常压实带中，任一深度上的地层流体压力基本上符合静水压力。在异常压实带中，任一深度的地层流体压力具有超过静水压力的异常压力。在混合压实带中，砂质地层往往是正常压实其流体压力符合静水压力，泥质地层往往是欠压实其流体压力不符合静水压力而表现为异常压力。

（四）碳酸盐岩沉积的压实作用

在讲述了泥质沉积的压实作用以后，这里顺便提一下碳酸盐岩沉积的压实作用。总的说来，目前对这一课题的研究还很不够，了解的也不多。但是有两点还是为大家所一致同意的。第一点，若碳酸盐岩沉积物中含泥质成分越多，其压实情况也越近似于泥质沉积，特别是在埋藏较浅（100~300米）的早期阶段。第二点，碳酸盐岩沉积的成岩作用主要不是靠压实作用，而是受孔隙流体的化学性质如Ph值、Eh值以及离子浓度条件的控制。碳酸盐从水溶液中能很快产生结晶，并随之胶结固化。这种化学反映比机械压实作用快得多，因此碳酸盐岩的成岩作用比泥质岩也快得多。正如金斯伯格（Ginsburg, 1957）所指出：“在碳酸盐软泥中，大部分水在埋深一米之内就丧失了”。霍尔曼（Hollmann, 1962）指出：“深埋的碳酸盐岩经常并不显示重力压实作用的标志，常具有完整的大化石和微体化石，有时并具相对高的孔隙度”。

由于碳酸盐岩沉积主要是化学作用成岩而不是靠压实作用成岩，因此碳酸盐岩孔隙度和渗透率的减小也主要是受化学过程控制。如交代作用、重结晶作用以及自生矿物的形成等等，都可以改变孔隙空间的大小。因而孔隙度的变化既不能反映压实作用的程度，也不能反