

江汉盆地地层埋藏史研究

罗晓容 陈荷立

王家华 王凤琴

(西北大学)

(西安石油学院)

本文建立了适合江汉盆地的压实模型, 针对不同类型的岩石, 选用了不同的压实校正公式, 并建立起泥质岩声波时差与孔隙度的转换关系, 恢复了晚第三纪末期的地层剥蚀厚度。利用“剥皮法”对每口井逐层进行压实恢复, 编绘出了各个地层在不同时期的平面展布、厚度变化、埋深变化的地层埋藏史图。整个工作中的大量计算与绘图都是利用计算机完成的。

当前, 石油地质理论与勘探实践的发展要求石油地质学家有意识地从地层埋藏变化发展的角度, 历史地再现油气自分散有机质热演变至聚集成油气藏的全过程。地层埋藏史恢复正是这一历史条件下的产物。

对地层埋藏史的研究实际上可以追溯到本世纪初。但直到七十年代, 人们所作的地层埋藏史图还很少涉及压实厚度校正, 剥蚀厚度的估算也相当粗略。因而这些埋藏史图(主要是“构造发展图”)只能大致反映一地区构造变动的历史, 而无法直接应用于油气生成、运移、聚集过程的具体分析。

泥质岩的压实研究不仅为泥质岩及其它岩石的压实厚度计算提供了有效的工具, 而且也恢复了不整合面的剥蚀厚度提供了较为准确的方法。本文是在江汉盆地泥岩压实研究的基础上, 进一步通过计算机处理, 最终得出的一些成果和认识。

一、对岩层压实过程的一般认识

碎屑岩剖面主要由泥质岩、砂质岩及少量碳酸盐岩、膏盐等组成。这些岩石的成岩作用过程差异很大, 压实作用在全部成岩作用中的地位也有所不同。

泥质岩的成岩作用主要是压实作用, 在压实过程中其体积可以损失一半以上。对地下岩层而言, 体积损失量主要表现为地层厚度的减小, 所以泥质岩层在成岩过程中厚度的变化是相当大的。就目前研究结果来看, 泥质岩的压实过程一般很有规律。在浅部泥质岩的孔隙度通常随深度呈指数形式减少。

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

式中 ϕ 和 ϕ_0 分别为深度 z 处和地表沉积物的孔隙度, c 为常数。这些参数视地区、层位而有所不同。上式表明, 在以深度与孔隙度的对数为轴的坐标系中, 二者的关系呈线性(图1)。

埋藏到一定深度之后, 孔隙度随深度的变化往往偏离上述趋势。这时, 孔隙度或随深度保持不变, 或以远较正常段为低的速率随深度减小(图1)。一般将浅部地层孔隙度

有规律减小的层段称为正常压实段，而下部孔隙度偏离正常趋势的层段称为异常压实段或欠压实段。

砂质岩层在成岩过程中受压实作用的影响较泥质岩小。但据Athy (1980) 的资料，砂岩因压实和压溶作用孔隙度可以降低13%。这个量对厚层砂岩厚度的影响也是较大的。Falvey (1984) 认为砂岩在压实作用下孔隙度随深度的变化也可以与泥质岩类似的关系式来表达：

$$\frac{1}{\phi} = \frac{1}{\phi_0} + KZ \quad (2)$$

Falvey认为(2)式是一个普遍适用的方程。对于泥质岩： $\phi_0 = 0.7$ ， $K = 2.4 (\text{km})^{-1}$ ；对于典型的砂岩： $\phi_0 = 0.4$ ， $K = 1.2 (\text{km})^{-1}$ ；对于典型的粉砂岩： $\phi_0 = 0.53$ ， $K = 2.18 (\text{km})^{-1}$ 。

碳酸盐岩的成岩作用比较复杂。以往人们普遍认为，碳酸盐岩的成岩作用进行得很早，因而基本上不会遭受压实作用。但近年来许多人对此提出了异议，认为碳酸盐岩也可以经受相当程度的压实作用。甚至有人认为只要其中含有2%以上的泥质物质，则碳酸盐岩的压实过程便可与泥质岩的压实过程十分相似。Falvey认为(2)式也可以用来表示碳酸盐岩的压实过程，只是具体参数的选取比较困难。

对于膏盐的成岩作用，一般研究较少。当石膏脱水转化为硬石膏时，因脱出结构水，其质量和体积都可能发生变化。另外，膏盐的塑性较大，密度较小，随埋深增加，在较大的上覆负荷及较高温度作用下往往容易发生柔流作用，使地层厚度发生不均匀变化。

二、地层压实校正的基本公式

很早人们就提出了一个计算岩石体积因压实作用而变化的公式：

$$v_0 (1 - \phi_0) = v (1 - \phi) \quad (3)$$

式中 v_0 和 v 分别为压实前后的岩石体积。(3)式两边为压实前后岩石的骨架体积。假设岩石在压实过程中其骨架体积不发生变化，则压实前后骨架体积应该相等。这个公式曾被广泛应用，但岩石孔隙度是深度的一个连续函数，而利用(3)式却只能取一段地层的平均值计算，误差较大。

近年来，随着对岩石压实规律的深入研究，人们开始用积分的方法来计算地层的压实厚度。其中以Falvey等人(1984)提出的方法较为实用。Falvey等也认为岩层在压实过程中其骨架颗粒没有损失，也未被压缩，因而压实前后地层厚度的变化仅仅是孔隙空间的变化。换句话说，同一地层在任何埋深其全部骨架的体积是不会变化的(地层厚度随深度是变化的)。这个体积可以利用下式求出：

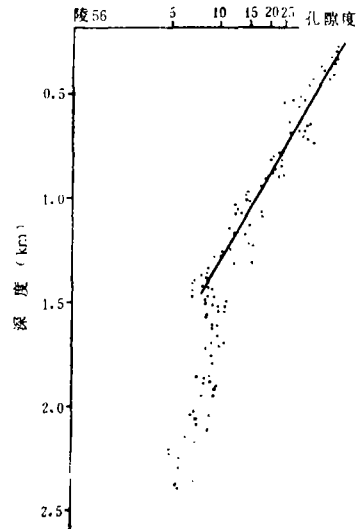


图1 泥质岩的压实曲线图

$$Z_s = \int_0^{Z_0} (1 - \phi(Z)) dz \quad (4)$$

式中 Z_s 是单位面积地层的全部骨架集中到一起后的厚度，也称为地层纯厚度； Z_0 为该地层沉积末底界的埋深。对于地下某一深度的地层，则：

$$Z_s = \int_{Z_1}^{Z_2} (1 - \phi(Z)) dz \quad (5)$$

Z_1 和 Z_2 分别为该地层顶底界的埋藏深度。上两式中的 $\phi(Z)$ 为地层孔隙度随深度变化的函数关系。一般来讲，不同岩性的地层，这种变化关系也不相同。对泥质岩而言，可以将(1)式代入(4)式或(5)式，经变换得：

$$Z_s = Z_0 + \frac{\phi_0}{c} (e^{-cZ_0} - 1) \quad (6)$$

和

$$Z_s = Z_2 - Z_1 + \frac{\phi_0}{c} [e^{-cZ_2} - e^{-cZ_1}] \quad (7)$$

因 c 为正值，得出的 Z_s 总是小于 $Z_2 - Z_1$ 或 Z_0 。

对于砂岩，可将(2)式代入(4)式和(5)式，则得：

$$Z_s = Z_0 - \frac{1}{K} \ln \frac{\frac{1}{\phi_0} + KZ_0}{\frac{1}{\phi_c}} \quad (8)$$

和

$$Z_s = Z_2 - Z_1 - \frac{1}{K} \ln \frac{\frac{1}{\phi_0} + KZ_2}{\frac{1}{\phi_0} + KZ_1} \quad (9)$$

求出地层纯厚度后，便可利用同一公式反求该层在不同埋深时的厚度。由(7)式：

$$Z_4 = Z_3 + Z_s - \frac{\phi_0}{c} [e^{-cZ_4} - e^{-cZ_3}] \quad (10)$$

由(9)式，可得：

$$Z_4 = Z_3 + Z_s + \frac{1}{K} \ln \frac{\frac{1}{\phi_0} + KZ_4}{\frac{1}{\phi_0} + KZ_3} \quad (11)$$

上两式中 Z_3 和 Z_4 分别为地层顶底界的埋藏深度。计算前要先确定出在某一地质时间的地层顶界的埋深 Z_3 ，然后计算出 Z_4 。上两式中两边均有不能以显函数表示出来的 Z_4 ，故只能用迭代法来解，这种方法虽较繁琐，但利用计算机还是很迅速、方便的。

三、 Δt 与 ϕ 变换及其参数的确定

目前最常见的泥岩压实曲线是以测井声波时差与深度关系表示的，所以在实际应用上述各式进行泥质岩压实厚度校正时必须首先将声波时差随深度的关系转变为孔隙度与

深度的关系。

Wyllie (1956) 曾提出过一个声波时差与孔隙度之间的关系式:

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (12)$$

式中 ϕ 为孔隙度, Δt 、 Δt_{ma} 、 Δt_f 分别为测点岩石、岩石骨架和孔隙水的声波时差。这个公式在测井解释中应用十分广泛。但实际上它只是部分地适合地质实际, 特别只是适合压实了的砂岩。对于未压实的砂岩、泥质岩都必须加以修正。真柄钦次(1978)指出, 在孔隙度大于62%的泥质沉积物中, 无论孔隙度如何变化, 其声波时差值基本上均等于孔隙水或泥浆的声波时差。其原因可能在于当沉积物未被压实时, 颗粒之间接触不紧密, 也不连续, 因而声波穿过岩层时要通过相当数量的界面(固-固界面、固-液界面), 使声波的速度和能量都有所降低, 随孔隙度的加大, 颗粒之间的接触面积越来越小, 甚至有相当部分颗粒是悬浮在流体之中的, 声波的能量和速度进一步受到扼制。当孔隙度大于62%左右时, 通过颗粒传播的声波速度已小于通过流体介质传播的速度, 实际测得的是通过流体介质传播的声波。真柄对加拿大西部盆地的实际资料分析后得出了孔隙度与声波时差的关系:

$$\phi = 0.466\Delta T - 31.7 \quad (13)$$

式中 ΔT 的单位为 $\mu s/ft$ 。上式实际上相当于:

$$\phi = 0.62 \times \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (14)$$

对江汉的实际资料研究表明, (12)式和(14)式均不能直接用来换算孔隙度。根据油田测井解释人员的意见, 在地下深处, 泥质岩达到一定的压实程度之后, 是应该符合Wyllie公式(12)的, 但在地表附近, 则应该满足(14)式, 但在两者之间的 Δt 与 ϕ 关系不一定是直线关系。以往测井解释中对未压实的、含大量泥质的砂岩进行 Δt 向 ϕ 的变换时曾采用分段加校正系数的办法。考虑到对于连续的地层(甚至大部分有间断的地层)其压实过程也是连续的, 在江汉盆地实际工作中我们利用下式进行声波时差向孔隙度的变换:

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \cdot c_p \quad (15)$$

式中的 c_p 为泥质岩压实校正系数。由于压实程度越高, ϕ 与 Δt 关系越接近(12)式, 故可取:

$$c_p = \phi_0 e^{bz} \quad (16)$$

在地表($Z=0$), $c_p = \phi_0$, 随深度 Z 增加, c_p 也逐渐增加, 直到 $c_p = 1$, (16)式变为(12)式。 b 为常数, 如果已知或假定一个泥质岩完全压实(Δt 与 ϕ 关系符合(12)式)时的埋深 Z , 则可以(16)式求 $c_p = 1$ 时的 b 值。再将 b 代入(16)式, 求出不同深度 Z 时的校正系数 c_p 。

为了直接以声波时差值进行压实厚度校正, 可将(15)式代入(1)式, 得:

$$\frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} c_p = \phi_0 e^{-cz} \quad (17)$$

再将(16)式代入并整理,得:

$$\Delta t - \Delta t_{m_a} = (\Delta t_i - \Delta t_{m_a}) e^{-(b+c)z} \quad (18)$$

这个式子与泥质岩声波时差随深度的变化十分相似:

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{-c_1 z} \quad (19)$$

式中 Δt_0 为地表泥质沉积物的声波时差值,按照真柄钦次意见,这个值与孔隙水的声波时差基本相等。

将研究井的测井声波时差值代入(18)式,便可求出常数 $(b+c)$,由(16)式可求出 b ,则 c 值也可求出,代入公式(17)和公式(10)即可进行压实厚度校正了。

在上式变换中,正确选取参数 Δt_i 、 Δt_{m_a} 、 Z 和 ϕ_0 是准确进行压实校正计算的基础。经过对江汉盆地实际地质情况的研究,并与测井解释人员讨论,在实际计算中我们取 Δt_i 为 $635\mu s/m$, Δt_{m_a} 为 $200\mu s/m$, ϕ_0 为 0.65 , Z 代表了岩层已经压实,孔隙度与声波时差值之间的关系完全符合Wgllie公式的深度,这个深度可视具体地质情况选择,我们选取异常项界的深度,主要考虑在此深度下岩石的压实作用已相当微弱。

四、剥蚀厚度恢复

一个盆地的发育不仅仅是不断下沉接受沉积,有时也会发生抬升和剥蚀。地层埋藏史图应该能够比较清楚地反映这些地质事件。虽然目前由于方法手段的限制,人们尚无法将各种不整合面所代表的剥蚀厚度都恢复出来,但泥质岩压实研究的结果已经能够比较准确地恢复那些再沉积厚度小于剥蚀厚度的不整合,而且还能半定量地推算出一些其它情形下的剥蚀量。

依照真柄钦次(1978)的意见,泥质岩的压实过程不受时间因素的影响,而且压实作用是不可逆的。据此,他提出,对于未经剥蚀的地层,其泥岩正常压实趋势线向上推至地表,孔隙度值(或声波时值)应该等于 ϕ_0 (或 Δt_0)。如果发生剥蚀,且剥蚀后有新的沉积,并且再沉积的厚度小于剥蚀厚度,推至现在地表的孔隙度 ϕ_0' (声波时差 $\Delta t_0'$)均要小于 ϕ_0 (或 Δt_0) (图2)。这时将趋势线继续上延到 ϕ_0 (或 Δt_0)处,则这个上延的垂直距离就是曾被剥蚀掉的地层厚度。如果剥蚀后又沉积了新的沉积物,且新的沉积物的厚度小于剥蚀厚度,因为新沉积物的负荷量比被剥蚀掉的地层的负荷量要小,下伏地层未被进一步压实,因而由不整合之下的泥质正常压实趋势线上延,仍可求出不整合面下伏地层曾被剥蚀掉的地层厚度(图2)。

真柄钦次提出的方法对于再沉积厚度大于剥蚀厚度的情况却不适用,因为此时下伏沉积物承受了比剥蚀前更大的负荷压力,从而继续压实,不能再反映以前的压实状况。

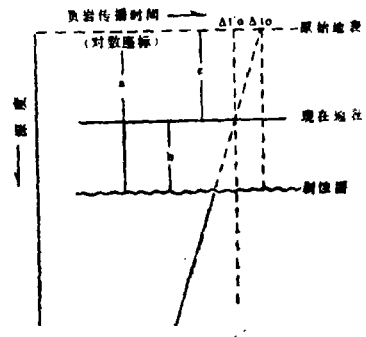


图2 以泥质岩压实曲线求剥蚀厚度示意图

a. 剥蚀厚度 b. 再沉积厚度 c. 补偿厚度

作者在工作中发现,即使在这种再沉积厚度大于剥蚀厚度的情况下,压实曲线仍能提供许多有关剥蚀厚度的信息。大量事实表明,压实作用的进行受层段岩性及其组合关系的制约,特别是异常压实段的表现尤为明显。如一地区异常压实段现存起始深度,若经剥蚀和断失厚度恢复后,往往很接近;异常段内压实曲线的起伏在同一地区也常常有很大的相似性。

理论上,当再沉积厚度超过剥蚀厚度时,上覆负荷超过下伏地层曾经受的最大负荷,正常压实段的泥岩可较顺利地继续被压实,但在异常段流体的排出往往要受到一定限制,故剥蚀前的压实痕迹常不能被完全掩盖。因此通过对同一地区相邻各井异常段泥岩压实曲线的形态、量值大小、特殊岩性段等的对比,可判断出各井剥蚀厚度的相对大小;若其中有一部分井的剥蚀量可以用其它方法准确定出,则其它各井的剥蚀量也就能半定量地估算出来。

图3为在江汉盆地通过上述方法计算出各个井在荆河镇组沉积期末的地层剥蚀后所作的全区剥蚀厚度等值线图。

五、地层埋藏史的恢复

实际地层剖面的岩性构成往往十分复杂。例如在江汉盆地,尽管新生界地层皆为陆相沉积,但其中除砂、泥岩外,还有碳酸盐岩、石膏及盐岩,个别地区的地层中还有火山岩。各种岩性的地层互相交替,同一岩性的厚层岩层极少见到。因此在实际进行古埋深恢复计算时,必须进行必要的简化。为此,我们将岩性归之于泥质岩、砂岩和碳酸盐岩(包括石膏、盐岩等)三大类,分别进行校正。另外按地层单位的划分和研究油气运移的需要,将全部剖面划分为九个层段。

无论在什么深度,地层组合关系如何,现在地层的压实结果都是全部地层的综合效果。因此,在校正时可以先将全部层段都作为同一种岩性,按照这种岩性的压实过程进行计算,校正后再乘以该岩性在整个层段中所占的含量百分数,这样就得出了该层段中这种岩性压实前的厚度。同样,依次再将整个层段都作为其它岩性校正,并乘以各自的含量百分数,最后所有结果相加,即得出整个层段经压实校正后的厚度。

校正时,各个层无论校正到哪个深度,都应该尽量按照其各自的压实趋势线进行校正,在江汉盆地中,上第三系与下等三系之间明显是两个压实趋势,故应按各自的趋势进行校正,潜江组与荆沙组属同一压实趋势,校正时用同一的压实趋势。各区有关压实校正的参数(如压实趋势,异常顶界等)请参阅《江汉盆地泥岩压实研究及新沟咀组油气运移与聚集条件分析》。进入异常段后,孔隙度随深度的减小变慢,甚至保持不变,使地层深处本来已经大为减小的孔隙度变化率更进一步降低。因此,我们在实际工作中对在异常段内的地层暂不进行压实厚度校正。岩层压实校正的模型基本上如图4所示。

具体进行地层古埋深恢复的步骤如图5所示(剥皮法)。对于最右边的——现今剖面可先将其最上一层(A层)剥去,将第二层(B层)的顶界置于深度为零的位置,然后通过式(7)、(9)、(10)、(11)等计算出在这种情况下其底界埋深,再将第三

层（C层）的顶界置于这个深度，由上述各式求该层的底界埋深，这样依次做下去，直至最下面一层。这样求出的剖面就是在B未时期各地层埋深的变化。在作这种校正时还要注意，如果曾经发生过剥失或断失，还要将失去的地层厚度加上（图5），此后，再以同样的方法进行校正。得出各个时期的地层埋藏剖面（图5）。

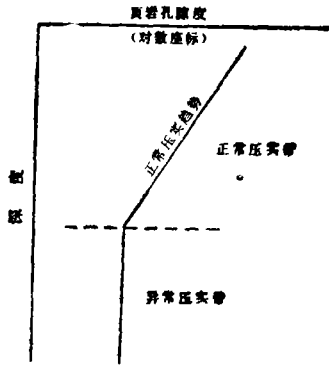


图4 江汉盆地地层压实校正模型图

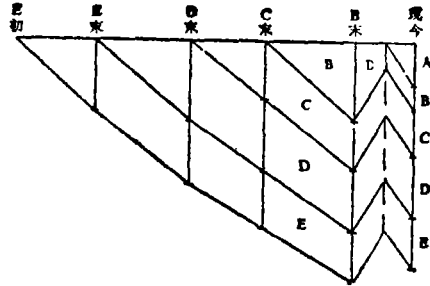


图5 单井古埋深恢复示意图

图5所表示的是按上述方法得出的单井地层埋藏史图。如果各时期剖面间的连线准确，则该图不仅可以反映出各地层在不同时期的埋深，而且还可反映出地层埋深及厚度随时间变化的连续过程。

在单井埋藏史图的基础上可将同一时期各井的地层剖面按层位连接起来，成为该时期的地层横剖面图，然后将它们按时间顺序排列起来，即得出了地层埋藏史横剖面图。它可以反映出各时期地层的厚度及埋深在侧向上的变化情况。

在江汉盆地，笔者将某一时期各井同一层位的地层埋深标于一张平面图上，并用计算机勾画出等值线。从而反映出该地层在该时间的厚度及埋深在平面上的变化。按时间顺序和地层顺序可以作出一系列这样的图，将它们排列起来，就绘成了反映各个地层在各个时间的平面展布、厚度变化、埋深变化的地层埋藏史图。

图6是江汉盆地江陵、潜江凹陷地层埋藏史图的一部分。

一套较为准确、完整的地层埋藏史图确定为生油门限深度、划定有利生油区、探讨油气运移时间、方向、范围以至油气运移量的定量计算等研究奠定了基础。有关这些问题在《江汉盆地泥岩压实研究及新沟咀组油气运移与聚集条件分析》一文中详细的讨论，此处不再赘述。

当然，地层埋藏史图的应用远不止生油和油气运移研究，它对研究区域构造发展史，沉积史、隐伏圈闭的形成及寻找等都将是十分重要的。

六、结 束 语

综上所述，目前地层埋藏史的研究工作已较过去有所提高，但还存在不少有待进一步改进的问题。

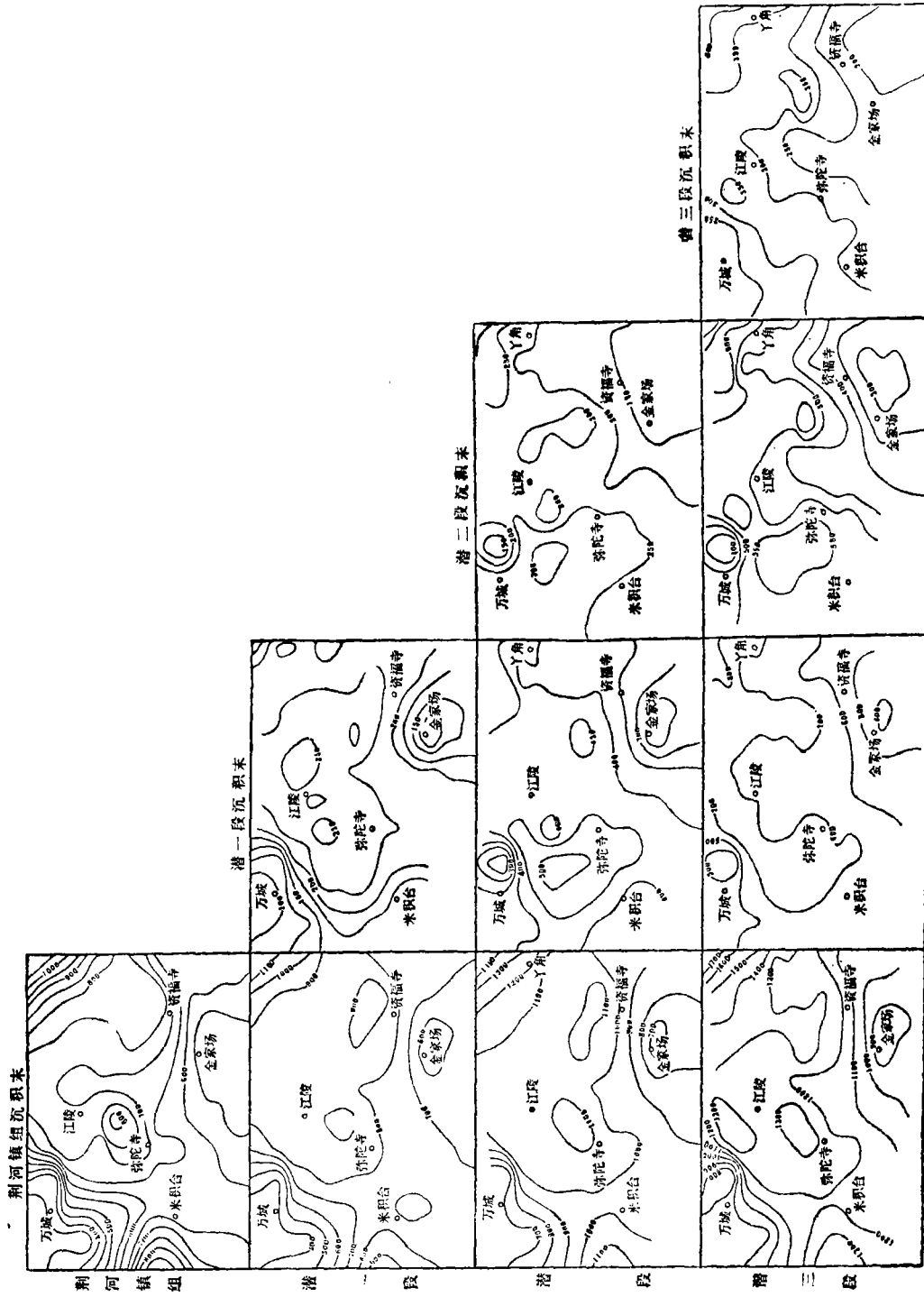


图6 三维的地层埋藏史图（图中的等值线代表该层段在不同时期的底面埋深）

- ①对泥质岩及其它岩石压实规律的认识尚须进一步完善；
- ②在泥岩声波时差向孔隙度转换时所用方法及具体参数仍须继续研究；
- ③如何更好地利用计算机处理基础数据及绘制成图件的工作也应进一步改善。

此外，目前在各地区都进行过较细致的地震勘探工作，地震资料的处理质量也不断提高，随着地震拟声速测井方法的开展及地震地层学研究的深入，如何能借助地震资料进行地层埋藏史研究，将是本课题发展的一个重要方向。

(收稿日期：1987年11月16日)

参 考 文 献

- [1] 真柄钦次原著(1978)，陈荷立等译，1981，压实与流体运移，石油工业出版社。
- [2] Athy.L.F.1930, Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull. Am. Assoc. Pet Geop, Vol.14, p.1—24.
- [3] Falvey, D.A.,1982, Recent advances in burial and thermal geohistory analysis. APEA. Vol. 22, No.1, P.65—81.
- [4] Wyllie, M.R.J., Gregory, L.W., 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, Geophysics, Vol.21, P.41—70.
- [5] 陈荷立等，1988，江汉盆地泥岩压实及新沟咀组油气运移聚集条件，石油与天然气地质，第9卷第三期。

STUDY ON BURIAL HISTORY OF THE STRATA IN JIANGHAN BASIN

Luo Xiaorong

Chen Heli

(Northwest University)

Wang Jiahua

Wang Fengqin

(Xian Petroleum College)

Abstract

The compaction model suitable for Jianghan Basin was established, and different compactive correcting formula were chosen for different types of rocks. Furthermore, the erosional thickness of the strata in the end of late Tertiary was restored with the conversional relation of acoustic time and porosity. Using the method of "backstripping", compactive restoration was progressively made for the strata in each well, and charts respective for plane development, variations in thickness and burial history were also accomplished. The large amount of computation and charting work for the study were done by computer.