

文章编号: 1009-3850(2000)02-0092-21

沉积盆地中超压力的形成机理

黄志英 编译

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

摘要: 下列作用可引起超压力: ①挤压应力的增大; ②孔隙流体或岩石基质体积的改变; ③流体的运移或浮力。由于压实作用不均衡, 埋藏期间特别是低渗性沉积物迅速沉降期间的负荷能产生相当大的超压力。在构造活动地区, 水平应力的改变能迅速产生和耗散大量超压力。与体积变化有关的超压力的形成机理要求必须具备良好的有效的封闭系统。与热液膨胀和粘土脱水有关的流体体积的增加太少, 不能产生大的超压, 除非有理想的密封体系存在。烃类的形成和裂解为天然气可以产生超压, 这主要取决于干酪根的类型、有机质的丰度、温度和岩石的渗透率。然而, 由于压力的形成阻碍有机质的进一步变质, 所以在封闭系统中这些作用可能受限。由烃类的形成和裂解产生超压的可能性在目前还未被证实。水压头造成的流体运动在浅埋藏的“铅垂”盆地内可能会形成超压。经计算表明, 烃的浮力和渗透性所产生的局部超压力很小。在不可压缩的流体中, 气体的向上运移也能产生一定的超压力, 但需要进一步研究。在许多沉积盆地中与应力相关的机理是产生超压力的最主要原因。

中图分类号: TE121.1

文献标识码: A

1 引言

超压力, 又称“地质压力”, 在地下岩石中普遍存在。在一特定的深度, 如果孔隙流体压力超过流体静压力梯度时则产生超压力。流体静压力梯度由连续静态流体柱产生(图 1), 并随着孔隙流体密度的变化而略有变化。假如流体压力在钻探前能预测, 这对了解超压力是如何产生的则十分重要。另外, 在岩石中观测到的超压力的分布因其形成机理的不同和在超压力产生期间或之后孔隙流体的再分布状况而异。沉积盆地的流体动力学是由于动力产生的流体的压力差而不是流体静力差来控制的。

本文提出了沉积盆地中超压力的多种形成机理。这些机理可划分为三类: ①不均衡的压实和构造挤压作用所引起压应力的增大(即孔隙体积的减少); ②温度升高(热液压力)、成岩作用、烃类的生成和裂解为气体所引起流体体积的变化; ③流体运动和与由水压头(势能)、渗透作用及浮力所产生的液体与气体之间的密度差有关的作用。另外, 在同一岩层中超压力能从某一位置重新分布到其它的位置。

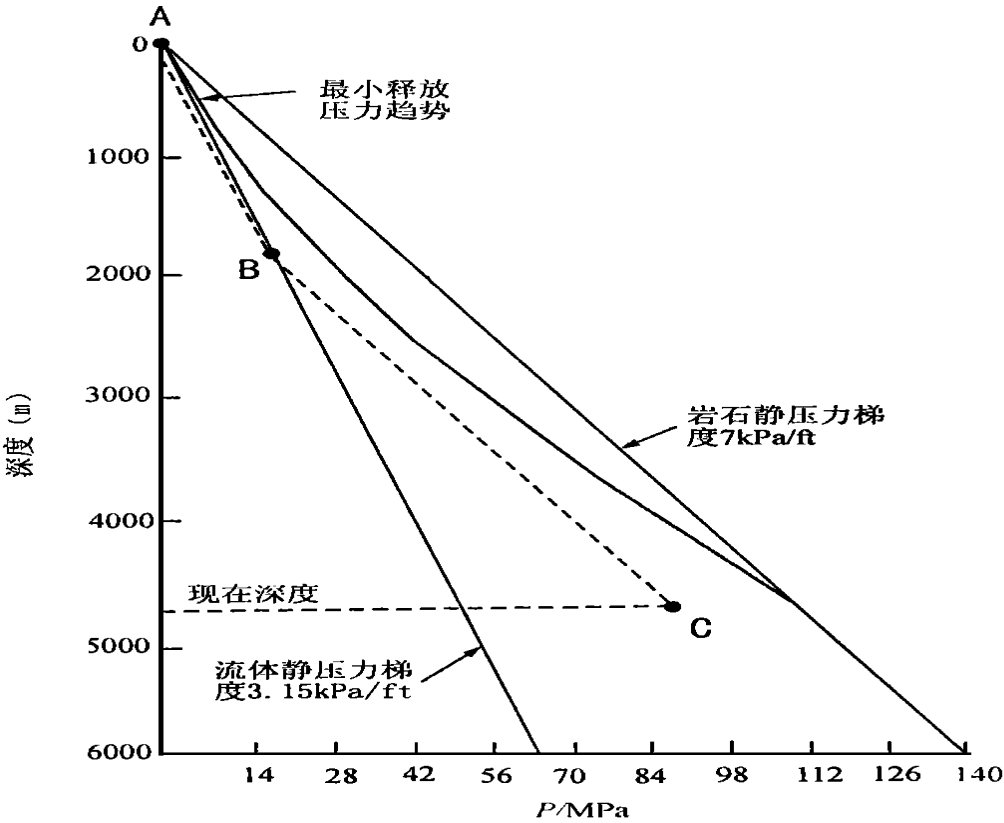


图 1 沉积物埋藏期间, 孔隙压力随着流体静压力梯度的增加而增加(从 A 到 B)

因为压实作用期间流体能逸出到地表。当深度继续下降时, 沉积物的渗透率下降, 当到达某点(B 点) 时, 流体开始保留下来(流体保留深度)。然后孔隙压力沿着与岩石静压力梯度近于平行的压力深度线而上升(从 B 到 C)。图中也显示出了北海中部岩石与断裂梯度近似的最小释放压力(LOP) 趋势(Gaarenstroom 等, 1993)。只有在大约 1220m 处流体开始隔离时, 不均衡压实作用的压力梯度线与断裂梯度线才会相交(进一步讨论见正文)

上述有关超压力形成机理的论述主要集中在理论和数学方面(Hall, 1993; Neuzil, 1995), 尤其是集中在超压力的预测和检测上(Mouchet 和 Mitchell, 1989)。其目的是对每种形成机理都做出最新的、中肯的评价, 并且推论在地下实际地质条件下哪种机理是超压力形成的合理的原因。

2 压应力的增加

由于构造力的作用, 垂向(埋藏) 和水平方向的挤压能使岩石的应力状态发生变化。

2.1 不均衡压实作用

在沉积盆地内的一定深度下, 由上覆沉积物引起的垂向负荷为上覆应力, 用 S 表示, 可得:

$$S = Z \times pb g \tag{1}$$

式中 Z 是上覆沉积物的垂直厚度, pb 是平均体积密度, g 是重力, 上覆盖层的部分重量

由孔隙内的流体承受, 剩余的重量由基质承受 (有效应力)。

有效应力和盖层之间的关系用 Terzaghi 的方程式表示:

$$\sigma = S - P \quad (2)$$

式中 σ 是有效应力, P 是流体压力。因为岩石和土壤能被挤压, 其孔隙度则依赖于有效应力。假如有效应力很小 (孔隙压力高), 则孔隙度值就高; 假如有效应力增加, 孔隙度将降低, 岩石变得致密, 上覆应力沿岩石静压梯度随深度的增加而增加, 在沉积厚度大于 4km 的沉积盆地中, 典型的岩石静压梯度设定为 1.0psi/ft。在任何一点的岩石静压力或上覆应力均通过上覆沉积物的密度来测定:

$$\sigma V' = S = \Sigma Z^0 [\rho_s (1 - \phi) + \rho_f (\phi)] \quad (3)$$

式中 $\sigma V'$ 是垂直应力, ρ_s 为岩石的密度, ρ_f 是流体的密度, ϕ 是孔隙度。

在埋藏期间, 当沉积物垂直负荷增加时, 岩石通常被压实, 从而降低孔隙体积, 压出地层流体。在 2 ~ 3km 深处, 由于砂粒重新组合和一些颗粒接触处产生化学溶解 (Sclater 和 Christie, 1980), 砂岩的孔隙度由沉积时的大约 39% ~ 49%, 压实至大约 15% ~ 25% (Lundegard, 1992)。当深度增加时, 由于机械压实, 岩层厚度和有效孔隙度都不可能大大减少。然而, 由于成岩胶结作用, 有效孔隙度将进一步减少。相比之下, 典型粘土在沉积时的孔隙度范围为 65% ~ 80% (Sclater 和 Christie, 1980), 当深度加大使颗粒重新组合和变得韧性时粘土将继续变得致密 (典型深度为 4 ~ 6km), 这里的孔隙度将减少到仅岩石体积的 5% ~ 10% (Sclater 和 Christie, 1980)。在缓慢埋藏条件下, 正常的沉积压实, 即盖层与孔隙流体体积减少之间的平衡将被维持下来。但是, 快速埋藏时则要求流体迅速被排出, 以适应迅速增加的盖层应力。当流体的排出不够快时, 孔隙流体的压力将超过流体静压力值, 这就叫做不平衡压实。

由于不平衡压实作用引起的超压力示于图 1。当页岩的地层序列下降时, 流体从原始沉积物中被排出, 并经地表流失。因此, 孔隙压力随流体静压力梯度的增加而增加。继续下降时, 沉积物的渗透率递减。当到达某些点时, 流体开始被保留, 该深度谓流体隔离深度 (图 1, B 点)。假如在流体隔离深度之下没有流体被排出, 则孔隙压力将沿平行于岩石静力梯度的压力-深度线而上升 (图 1, C 点)。事实上, 有些岩石还是具有渗透力, 一些流体将继续被排出。因此, 该剖面的孔隙压力近似平行于岩石静力梯度。在世界几个沉积盆地的叠置储集层中, 类似的压力梯度已经被多次孔隙压力测量所确定 (Mann 和 Mackenzie, 1990)。并且利用一维数学模型再现这些剖面的压实作用, 这个模型可以同时满足达西 (Darcy) 水流定律和 Terzaghi 的孔隙度-有效应力关系曲线 (例如 Mann 和 Mackenzie 的模型, 1990) (图 2)。利用不平衡压实作用有助于解释若干盆地中超压力的形成, 如墨西哥湾海岸 (Dickinson, 1953), 里海 (Bredehoeft 等 1988) 和北海 (Mann 和 Mackenzie, 1990; Audet McConnell, 1992)。

在图 1 中任何深度的孔隙压力永远不会超过岩石静压力。然而, 当裂隙梯度小于岩石静压力梯度时, 孔隙压力能超过破裂压力。在超过岩石的抗张强度和水力压裂出现前, 破裂压力能被一些孔隙压力阻挡。在任何特定的深度, 岩石的破裂压力通常低于 (盖层) 岩石静压力。一般为盖层的 70% ~ 90% (du Rouchet, 1981), 深度更大时 (例如 5km 以下), 可能更高 (Engelder 和 Fischer, 1994)。一个井的任何深度内测量的岩石破裂压力都将取决于原地

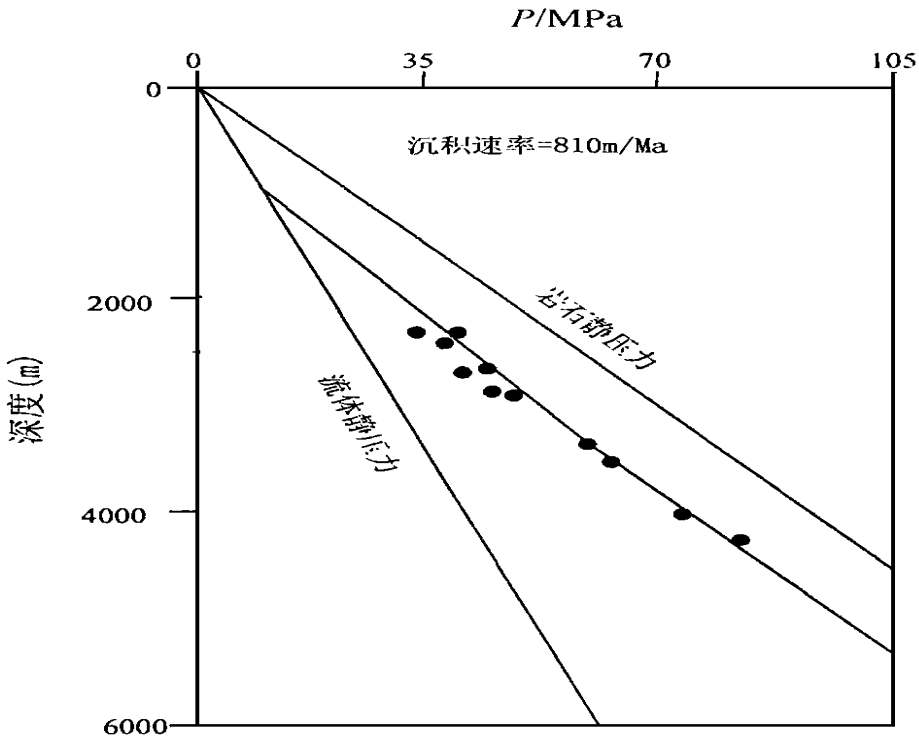


图2 模拟尼罗河三角洲不平衡压实作用的一维数学模式(据 Mann 和 Mackenzie, 1990)

流体隔离发生在近似 800m 的深度, 然后压力深度线与岩石静力梯度近似平行。可渗透的夹层里的实测压力用点表示。这种模拟结果和实际数据很吻合

应力、钻孔条件和泥浆特征。图 1 显示的是北海中部岩石最小释放压力曲线的包络线, 其代表了破裂梯度的粗略近似值(Gaarenstroom 等, 1993)。假如这些岩石的流体大致在 1220m 深度开始滞留, 可见到图 1 中的不平衡压实作用仅产生了水力压裂。假如流体滞留深度大于 1220m 时, 水力压裂是不大可能的。除非沉积物的沉积速度很快($> 600\text{m/Ma}$), 流体保持在如此浅的深度其沉积的渗透率才不会变低(Mann 和 Mackenzie, 1990)。

有利于不平衡压实的条件是迅速埋藏和低渗透率。因此, 不平衡压实可能常见于持续快速埋藏期间形成的粘土、泥岩、泥灰岩、页岩层序中。在邻近的高渗透率储集岩层中可形成超压力, 或是通过细粒低渗透率剖面内储集层的地层隔离产生超压力, 或是由于断层作用使侧向渗透率降低而引起超压力。在砂岩的侧向连通性好的地区, 超压力可能由于流体通过砂岩排出后而散失。在北海第三系泥岩剖面中, 虽然没有直接测量泥岩的孔隙度, 但已通过模拟和测井曲线特征推断出这些泥岩具低压实和超压力(Ward 等, 1994)。相比之下, 侧向连通性好的可渗透的储集层具典型的流体静压力, 这意味着流体可通过砂岩与地表条件保持平衡(Cayley, 1987)。

除了 Terzaghi 的实验室研究外, 不平衡压实的间接证据还包括低渗透率岩层异常高的孔隙度估计值, 如利用声波和密度测井曲线记录的那样。超压力对压实作用起着抑制作用, 因此, 假如胶结作用对孔隙度的影响可以忽略不计, 那么在某一埋深的异常压力在理论上保

存的沉积物的孔隙度则比预计的要高。需要对孔隙度(或声波传播时间)“正常”趋势线的有效性和较高的声波值与较高的孔隙度是相等的这一推论进行进一步解释。对岩石的客观评价需要核实与正常趋势线的偏离是否与岩石学和矿物学的变化有关,或是超压力和欠压实的实际表现形式(Japsen, 1993, 1994)。

在北海中部,第三系泥岩层的声波传送时间通常很长,这意味着压实作用已经受到抑制,流体已经被保留下来(图3)。具超压和静水压力的北海第三系岩石的有效应力和声波速

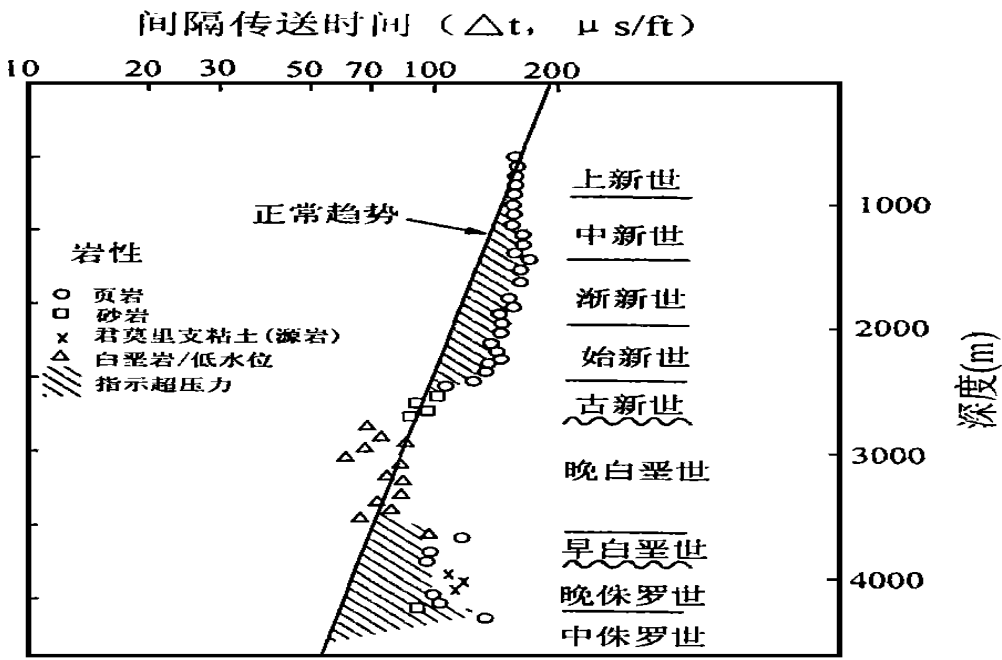


图3 北海中部英国 21/ 20a-1 井的间隔传送时间与深度变化图

由于与“正常趋势线”比较, 声波传送时间较长, 从顶部的中新世页岩到底部的始新世页岩的值系超压力值。页岩值曲线在邻近古新世砂岩的正常压力曲线时接近正常趋势线。第三纪剖面中的超压力的形成是不均衡压实的结果

度呈线性关系(图4)。当岩石沉降并遭受正常的压实作用时, 岩石孔隙度持续地降低, 层速度增加。因此, 在正常的沉积压实作用条件下, 假如岩石仍处于静压力状态, 那么当继续沉降时有效应力和速度都应增加。有效应力与速度的关系曲线为初始曲线(Bowers, 1994), 并且所有正在遭受正常压实作用的岩石, 在沉降期间都应沿着这条初始曲线移动。然而, 假如压实作用不均衡, 则孔隙度的损失在减少而速度在缓慢增加。假如所有的流体都被保留下来, 那么孔隙度和速度都将保持不变。假如压实作用停止, 有效应力将随着深度的增加而保持不变。因此岩石将会被“冻结”于初始曲线的某一点, 形成超压孔隙流体。在北海中部的第三系泥岩中流体静压力和超压力都位于相同的自然曲线上(图4), 这与第三系泥岩中不均衡压实作用引起超压力这一假设是一致的。

从几个不同研究者的数字模拟中明显看出, 控制流动的主要因素是沉积物的渗透率, 因为直接测量泥岩和其它低渗透率岩石的流动是很困难的, 所以在这方面我们通常了解得很少(Ungerer 等, 1990; Audet 和 McConnell, 1992; Luo 和 Vasseur, 1992)。孔隙度很容易根据

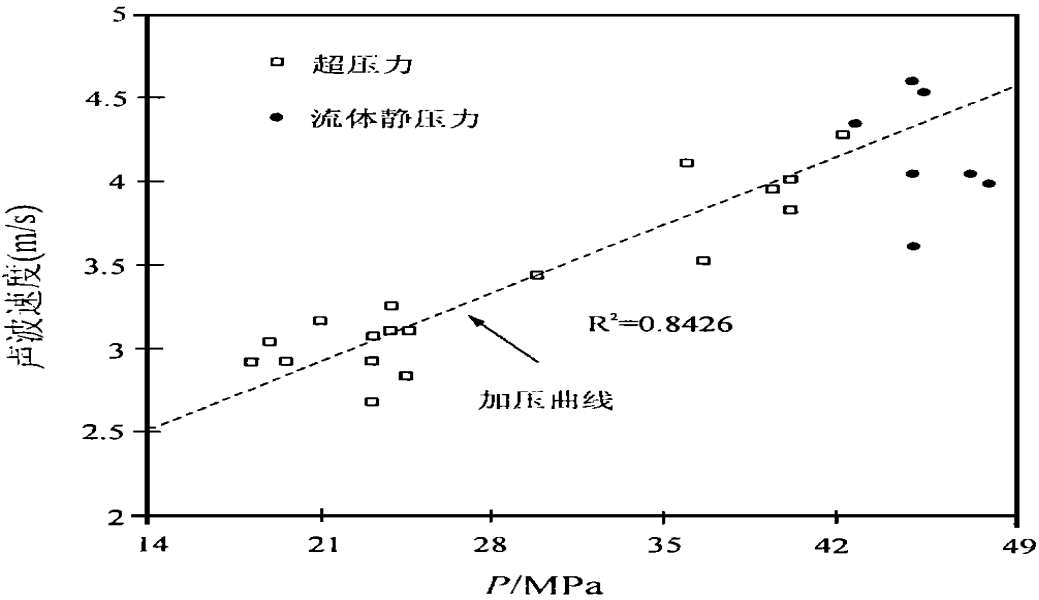


图4 北海中部第四系和第三系具超压力及流体静压力的泥岩的速度和有效应力值曲线图
表明岩石中的非正常压力通过不均衡的压实作用所产生(数据来自 Bowers(1994) 的未刊资料)

测井曲线进行估算,也可推断出孔隙度与渗透率之间的关系。渗透率可能随矿物学和岩石组构的变化而变化。另外,泥岩的压实系数很难控制。压实系数控制着孔隙度和渗透率随着有效应力的变化减小的速度。胶结作用对泥岩孔隙度和渗透率的影响还鲜为人知。当然,盆地模拟能显示出地下超压力形成的可能性。但实际值却很难限定(例如, Luo 和 Vasseur, 1992)。我们确实想知道的是埋藏速度快(高的沉积速率)将引起低渗透率沉积物中超压力的形成。快速的沉积速率将意味着更多的流体必须在很短的时间间隔内排出,以防止流体压力的形成。埋藏速率缓慢(低沉积速率)时,因为流体有更多的时间被排出,所以可能与正常孔隙流体压力相等(Mann 和 Mackenzie, 1990)。

Deming(1994)认为,一个大于 1Ma 的地质单元作为压力密封盖层时,所需的最小渗透率值为 $10^{-21} \sim 10^{-23} \text{m}^2 (10^{-6} \sim 10^{-8} \text{md})$ 。这个范围比所测的多数页岩渗透率值范围小。因为没有任何一种自然界的页岩能作为完全封闭,所以不均衡的压实作用必定只是一个短暂的现象。这种现象随着时间的流逝而逐渐消失。压力释放的速率与垂直渗透率成正比,与页岩的厚度成反比。在这个原理的支持下,我们注意到在第三系地层层序中的超压力比古生界的层序更为普遍,表明超压力的数值随着时间的流逝而减少。另外,大部分压力转换带都不是突变的而是渐变的(Swarbrick 和 Osborne, 1996),这意味着孔隙流体在整个封盖层内呈垂向流动,最后,这样的流体流动使储集层的压力转换为流体静态压力。

总之,在快速埋藏的厚度较大的低渗透率地层序列中,不均衡的压实作用可能是超压力的形成机理。在页岩内的砂体夹层和透镜体中,由于流体从邻近的泥岩中排出也可能存在超压力(Magara, 1978),从而保持了泥岩和页岩之间的压力平衡。由于流体通过封盖层进行缓慢的垂向流动,或者由于流体通过与页岩成互层的含水层中进行侧向迁移,不均衡的压实

作用产生的压力将会随时间的演化而逐渐消失。

2.2 构造挤压

在没有侧向挤压作用发生的盆地中,水平应力等于或小于垂直应力。侧向挤压能增加孔隙压力,同样,垂直应力通过不均衡的压实作用能引起超压力。位于加利福利尼亚州与圣安德鲁斯断裂有关的超压力带长度为 650 ~ 800km,宽度为 40 ~ 130km (Sleep 和 Blanpied, 1992)。超压力沉积物也见于消减板块边缘的增生棱柱体之下 (Davis 等, 1983; Fisher 和 Zwart, 1996)。构造挤压期间形成的超压力使卤水长距离迁移,横穿北美克拉通 (Ge 和 Garven, 1989; Bethke 和 Marshak, 1990)。

构造作用可使超压力快速聚集。假如大量的流体被地震活动或泵吸沿断层面上排出,那么压力也会很快降低 (Sibson, 1990)。如圣安德鲁斯等断裂带,由于断裂带的韧性活动导致产生压实作用,使得流体压力升高,以致使得断层活动趋弱 (Sleep 和 Blanpied, 1992)。由于裂隙的渗透率和流体在裂隙中的流动速率都很高,所以尽管岩层上覆沉积物的隆起可能产生张性裂隙使超压力降低,但盐的底辟作用仍能产生超压力 (Giles, 1987)。因此,除非构造挤压应力很小,以致岩石既不能产生褶皱构造也不能产生断裂构造,否则构造作用就能诱发短暂的、快速变化的超压力。

虽然板块内部应力随时间的变化尚无记录,但是从钻井中测量的原地应力和爆破数据可以提供当今地应力机制的信息。Price (1974) 提出,在大型盆地中沉积物浅埋藏期地球的曲率半径能使沉积物产生水平挤压。Graul 和 Baleix (1994) 描述了亚洲东南部的一个第三系盆地,其上部沉积物中以垂直应力为主,而活动转换挤压构造作用则发育在 2500m 深度以下。在这个盆地中,流体在侧向构造应力衰减阶段从深部的超压剖面沿断裂向上运移。板内应力的变化能从裂隙构造和缝合线构造的定向来进行推断。(Mouchet 和 Mitchell, 1989)。

总之,构造因素可引起超压力,但由于发生侧向挤压的盆地中地质作用的复杂性,对其却知之甚少。构造作用对现代的构造活动盆地的影响是非常重要的。当我们预测这种盆地的超压力时,对盆地的构造历史和构造格架应了如指掌。区域构造作用不仅能导致超压力的迅速形成,而且在断层活动和张裂期间压力也会迅速被释放。

3 体积的变化

在一个沉积剖面内,几种机理都能导致流体体积增加或固液比率的变化。这些作用包括:①热液膨胀;②矿物成岩作用(包括脱水作用);③烃类从干酪根中释放。

3.1 热液膨胀

任何一个热的水体,在 4℃ 以上都将有弱膨胀;假如水体是被保存在一个封闭的容器中,内部压力将迅速上升 (图 5)。当温度升高时,如果岩石系统处于一个近似完全地封闭或维持在一个固定的体积时就会产生热液压力 (即在一个固定压力下孔隙体积的膨胀一定比水的热膨胀要小)。影响体积大小的变化依赖于孔隙流体的特征 (PVT = 压力-体积-温度之间的关系);海水和大多数烃类比淡水更可能压缩,因而产生少量的超压力。在孔隙中液化甲烷的存在对压力的形成影响不大 (Daines, 1982)。由于释放作用,热液的压力条件很少遇见。

在水热压力中涉及体积膨胀是非常小的。例如,淡水从 54.4℃加热到 93.3℃时,水的体积仅增加 1.65%。体积的这种少量的增加会通过流体运移迅速被耗散,即使是渗透率非常低的封闭岩石也是如此(Daines, 1982)。

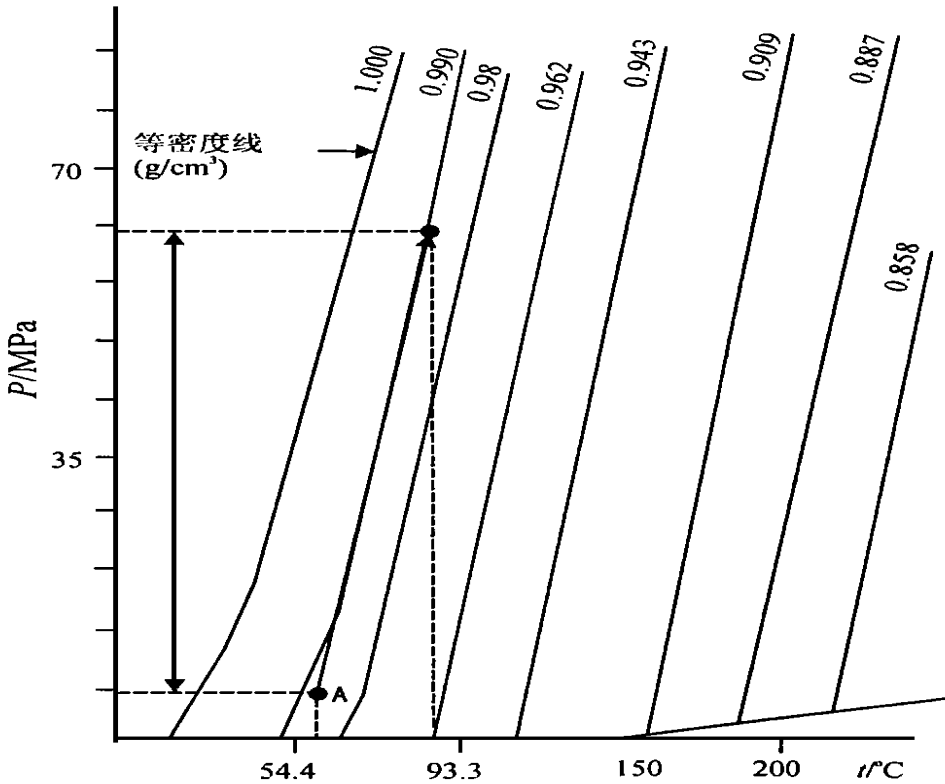


图 5 通过热液压力产生的超压力-温度曲线图

假如一种密度为 0.990g/cm³ 的流体从 54.4℃加热到 93.3℃, 流体的压力将沿着等体积或等容积线上升, 而且压力上升非常大(55M Pa)(据 Barker, 1972 修改)

Luo 和 Vasseur(1992)对 5.9km 厚的泥岩层序进行了一维数字模拟。结果发现,与不均衡压实作用产生超压力的机理比较起来,水热压力的重要性可以忽略不计,即使是对渗透性非常差($3\times 10^{-27}\text{m}^2$, $3\times 10^{-12}\text{md}$ 之下)的岩石也是这样(图 6)。他们模拟的几个不同级别的渗透率都比实际页岩中测量的渗透率($10^{-16}\sim 10^{-23}\text{m}^2$, $0.1\sim 10^{-8}\text{md}$)低(Deming, 1994)。Luo 和 Vasseur(1992)认为只有在沉降期间没有压实作用,并且没有产生达西水流的地方,热液压力才是很重要的。看来泥岩没有出现足以导致流体全部保留的那样低的渗透率值,因此,我们一定可推断在页岩层序中不会产生很大的水热压力。

除非岩石中有效渗透率低于页岩,否则热液压力不可能产生。我们假设在盆地中成岩作用圈闭位于超压力区的顶部,那么或许会产生比页岩更低的渗透率(Hunt, 1990; Tigert 和 Alshaieb, 1990);然而在自然界,横向展布的具有极低渗透率的成岩作用圈闭并没有被证实。气体的出溶作用也有助于通过气体毛细管圈闭的形成而发育不渗透层。假如孔隙流体在甲烷中变得饱和,那么就能在沉积物孔隙中形成游离气。当孔隙被两种或更多的相位(例如

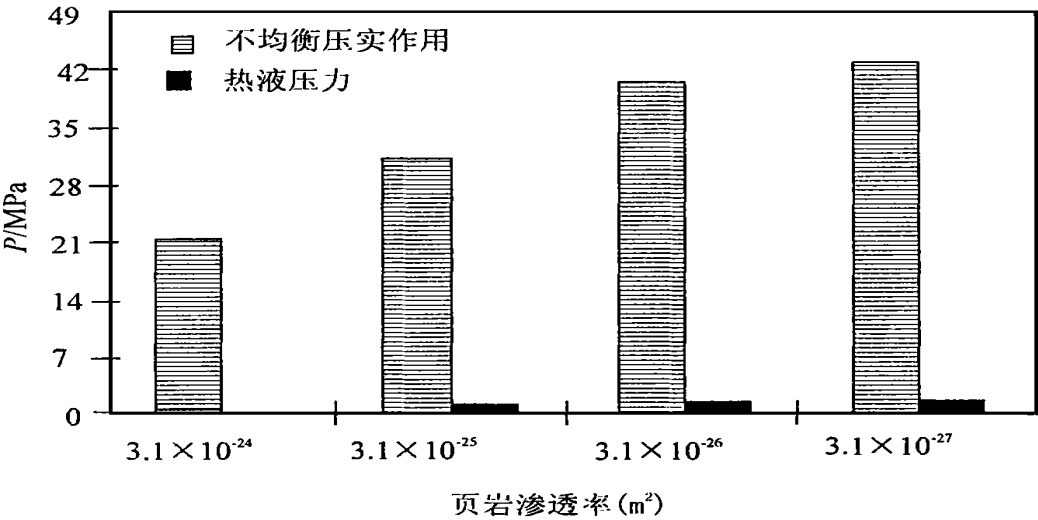


图 6 页岩下沉 5km 时由热液压力和不均衡压实作用形成的超压力相对值直方图

即使是在渗透率非常小时,热液压力的重要性也可以忽略不计(数据据 Luo 和 Vasseur, 1992; $1md=1 \times 10^{-15}m^2$)

油、气和水)充填时,不同相位岩石的有效渗透率将会比单独一种相位的要低。砂岩的渗透率可减少 90 % 以上,页岩的有效渗透率也会以同样的方式受到影响(Chapman, 1983)。然而,渗透率的降低仍然不足以形成区域压力圈闭。

将热液膨胀作为引起超压力的主要原因的另一不合理之处是,在许多超压力岩石中都有着过渡带,压力由此逐渐增加过渡为超压力最高的层段。过渡带也指渗透率逐渐过渡,因此该层段并未完全地封闭,并且不能满足热液压力的需要(Chapman, 1980; Daines, 1982)。在突变带内,热液膨胀是引起超压力的原因之一,因为在封闭系统中孔隙流体在加热期间压力的上升可能非常快(图 7),而且产生的压力梯度比岩石静压力梯度大。所以,在非渗透性圈闭存在的地方,较高的地热梯度将使热液压力的影响增强。在完全封闭的岩石加热期间,压力的上升也是非常迅速的,并且将使封闭迅速破坏(图 7)。然而,假如这个封闭具有一定的渗透率,那么较高的温度实际上是降低了超压力,因为高温使流体的粘度降低,并且使流体更迅速地排出(Luo 和 Vasseur, 1992)。在这种情况下,不均衡的压实作用将占优势,压力的上升将迅速减缓,圈闭也不会发生破裂(图 7)。

总之,由于缺乏非渗透性圈闭,在大多数的地质条件下,热液膨胀都不可能是超压力主要的形成机理。虽然这种机理理论上是可行的,但在大多数情况下并不具备水热压力形成的条件。流体体积的膨胀非常小,并且很容易在流体流动时被耗散。在富含蒸发岩的沉积层序(那里可能接近完全封闭)中,或在超致密页岩深埋期间这种机理可能起有效作用。在烃类物质普遍呈液相的地方,在泥岩孔隙中烃的存在能改善密封层效率,并且可能增加热液压力的影响,然而,毛细管圈闭对形成不透水的封盖层的能力还有待进一步研究。

3.2 成岩作用

蒙脱石到伊利石的转换 在页岩中蒙脱石是非常普通的碎屑矿物,在它的晶体结构中

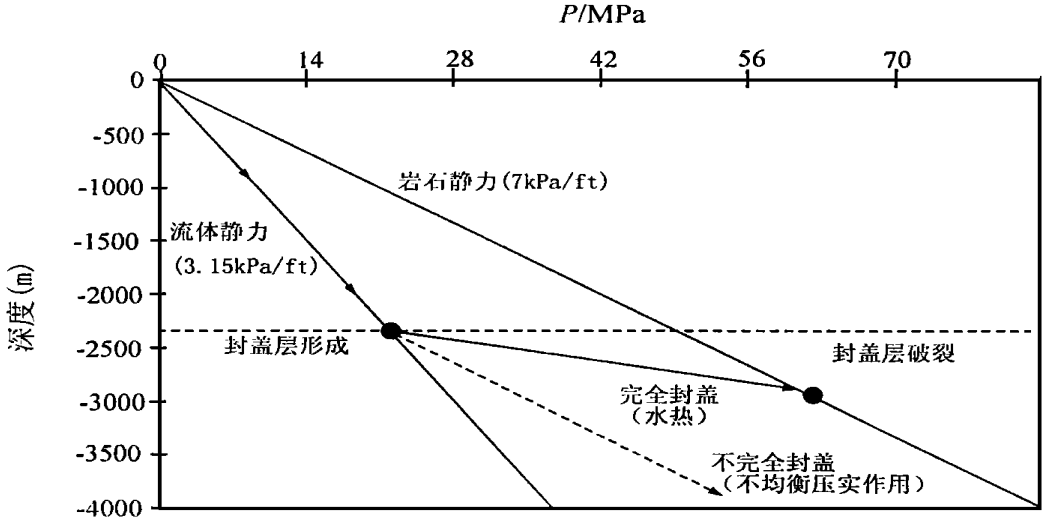


图 7 热液压力和不均衡压实作用形成的不同的压力-深度剖面曲线图

沉积物下沉期间, 流体开始保留在一定的深度; 然后流体的滞留深度与岩石一起构成一个封盖层。假如这个封盖层的渗透率很小且很有限, 少量的流体就将泄漏并产生不均衡压实作用, 压力-深度曲线与岩石静力梯度近于平行。假如这个封盖层完全不透水, 就将产生热液压力, 并且压力将迅速地上升, 压力梯度将超出流体静力。

含有大量的层间水。在简单的脱水作用期间水被释放出来导致形成超压力, 因为有些层间水分子是按比普通水更致密的排列方式排列的。因此, 当层间水被排出而变成孔隙水时便造成体积的膨胀, 并且, 密度的变化将导致形成异常压力。有些研究者提出, 脱水作用包括两个 (Powers, 1967) 或三个 (Burst, 1969) 脉动阶段。他们认为被释放的水的这些脉动有助于驱使烃类物质从源岩运移至圈闭 (Powers, 1967)。

从热力学方面考虑, Colton-Bradley (1987) 计算了超压岩石 (有效应力接近零) 在温度低于 200 °C 时蒙脱石为由两层或三层水组成的稳定化合物。然而, 在有效应力 (流体静压力) 较高的条件下, 蒙脱石则为由两层或三层水组成的不稳定化合物 (Colton-Bradley, 1987)。在有效应力较高条件下, 当温度小于 60 °C 时会排出一个水层, 在 67 ~ 81 °C 期间排出第二个水层, 最后一个水层的排出需要的温度更高, 为 172 ~ 192 °C 之间 (Colton-Bradley, 1987)。因此, 在典型沉积盆地的温度下, 蒙脱石的脱水作用可能仅发育在有效应力较高的条件下。在低渗透性页岩中, 超压力的发育实际上是抑制了蒙脱石的脱水作用, 作为超压力形成的一种机理, 其有效性是值得怀疑的。除非在脱水作用过程中伴随着体积的膨胀, 否则水的释放就不能引起孔隙压力的增加。因为层间水的排出过程是一个体积膨胀过程, 所以蒙脱石的脱水作用可能导致超压力的产生; 层间水的密度比整个孔隙水大 (Colton-Bradley, 1987)。Bruce 的 (1984) 计算表明脱水作用产生的大量孔隙水在理论上使现在的重量增加 6.6%。

假如水层的体积和密度都是已知的, 那么蒙脱石的脱水作用所伴随的体积膨胀是能够计算的。我们假定一、二、三层层间水的体积分别为 10.4×10^{-10} , 16.1×10^{-10} 和 $20.6 \times 10^{-10} \text{ m}^3$ 。层间水的密度为 1.15 mg/cm^3 (Colton-Bradley, 1987), 则地热梯度为 40 °C/km, 地面温度为 25 °C, 孔隙压力维持在静水压状态。假定岩石的固体部分最初为 100% 的蒙

脱石, 沉积物沿孔隙度-深度曲线的压实如图 8 所示, 就可能计算出在每一个脱水阶段都约有 10 % 的水作为岩石总体积的一部分被排出。然而, 假设蒙脱石的晶体结构通过等量压实, 而体积总体上不膨胀的话, 那么虽然在每个阶段排了近 10 % 的水也不会导致产生超压力。计算表明, 随着三个脉动期大约 1.3 % 体积的水被排出, 单一的脱水时总的体积增长的最大值仅为 4 % (图 8), 在脱水作用发生时, 深度的增加使地热梯度降低, 但对排出的流体体积的影响却不大。除非岩石是完全封闭的, 不然如此小的体积膨胀要形成有效的超压力是不可能的。因此蒙脱石的脱水作用引起的体积膨胀不会产生超压力。然而, 固体转变成液体会

改变泥岩的流变性质, 而不均衡的压实作用可以形成超压力。

通过 Al 离子和 K 离子的加入, 释放 Na、Ca、Mg、Fe、Si 离子和水, 蒙脱石转换为伊利石时也能释放出构造束缚水。美国墨西哥海岸地区超压力开始形成与蒙脱石伊利石的转换密切相关 (Bruce, 1984), 但并不证明这种转换能产生异常压力。又如在里海的一个地热梯度低、超压力很大的环境中, 在地下 6.0 km (96 °C) 范围内, 蒙脱石与伊利石的比值没有发生变化 (Bredhoeft 等, 1988)。因此, 从蒙脱石到伊利石的转换并不是产生超压力的必要条件。

要确定蒙脱石-伊利石转换时水的排放量是很困难的, 因为其中许多反应的特点还鲜为人知 (Ahn 和 Peacor, 1986)。通过这种反应而出现的总体积的变化和释放的水量变化较大, 需依靠假设的反应和假设离子是否从系统中排出来进行计算。假如所有的反应都发生在封闭系统中 (没有离子被排出或

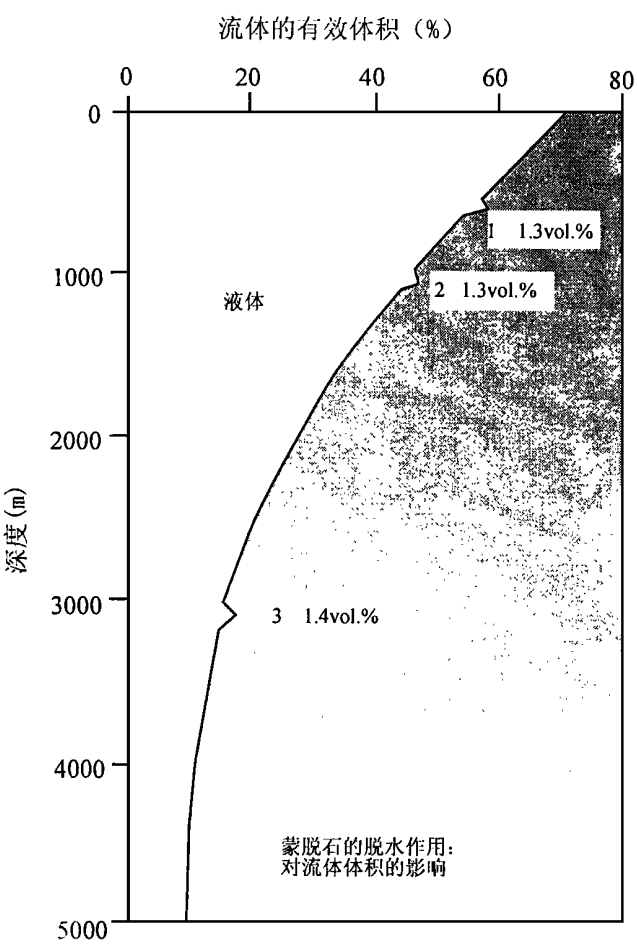


图 8 压实作用期间通过蒙脱石的简单脱水作用产生的水的体积增长曲线图

体积的增加非常小(4%), 并且出现三次波动

进入), 那么在 Hower 等 (1976) 的反应中总体积减少近 25 %, 或在 Boles 和 Franks (1979) 的反应中, 体积增加近 14 %。因此, 由于生成物体积的增加超过反应物, 所以仅 Boles 和 Franks 的反应能产生超压力。使用地球化学家工作台完成了 10 种可能的蒙脱石到伊利石的反应。利用这些反应所做的计算结果表明, 在转换期间体积不是增加 0.1 % ~ 4.1 %, 就是减少 0.7 % ~ 8.4 %。由于无法确定精确的反应体积, 以及对地下泥岩的渗透率缺乏了解,

因此对可引起富含蒙脱石的岩石中超压力的蒙脱石到伊利石的反应完全不重视是不可能的。然而, Audet(1995)认为,即使在很有利的条件下,从粘土的成岩作用形成的超压力的量相对于不均衡的压实作用来说还是要小。

假如蒙脱石转变为伊利石确实能使流体体积增加,那么在模拟超压力的发育时,发生反应的速率一定很快。这个反应是通过动力学来控制的(Perry 和 Hower, 1972),并且形成的速率已经 Eberl 和 Hower(1976)的实验所确定。令人遗憾的是因为实际的孔隙流体成分比实验室的更复杂,所以当模拟上述矿物的转换作用时,实验室使用的流体得出的活化能的价值是有限的。众所周知,这个反应因 Na、Ca、Mg 在溶液中的存在而受到抑制,并且化学的转换需要 Al 和 K 的存在。因此,定量地模拟沉降期间的这一反应是很困难的。然而,在墨西哥湾海岸的泥岩中, K-Ar 年龄随深度增加而逐渐增加表明,在化学条件有利于伊利石生长的环境中,沉降期间发生的转换是稳定的(Aronson 和 Hower, 1976)。为了证实这一点,已观察到在温度为 70 ~ 150 °C 时,泥岩为主的剖面内,从上到下蒙脱石到伊利石的逐渐的系统的变化(Bruce, 1984)。

从蒙脱石到伊利石的矿物转换的另一可能的结果是通过 Si、Ca、Fe 和 Mg 离子的释放产生一种封闭作用。Boles 和 Franks(1979)认为,从页岩中释放出来的离子可进入邻近的砂岩中,并沉淀出石英、绿泥石、铁白云石和方解石胶结物。在页岩和砂岩的接触点可能引起胶结作用,并且有助于将孔隙水保留在页岩内。然而 Freed 和 Peacor(1989)认为,在接近蒙脱石与伊利石转换的深度处同时发生超压力是页岩中渗透率降低的结果,那不是由于通过反应产生的胶结作用而是由于通过蒙脱石中伊利石组合的形成所产生的胶结作用造成的,这使得可供水和离子运移的断裂数目减少,并可形成有效的液体封闭。

蒙脱石到伊利石粘土的转换也可能伴有沉积物物理特征的变化。首先,蒙脱石粘土骨架的破坏和结合水的释放影响沉积物的压缩率。假如岩石暂时压缩,那么过载的负荷将诱导压实作用,并且促使水从岩石中重新排出。如果其渗透率使流体得以保留,那么就会导致形成超压力。也就是说矿物的脱水作用可诱发不均衡压实作用。

总之,在沉积盆地中因为释放的流体体积很小,并且脱水作用受到压力的抑制,所以蒙脱石的脱水作用未必可能是引起有效超压力的主要因素。在蒙脱石到伊利石的转换过程中,精确的反应过程目前还不完全了解。因此无法测定其体积。该反应可能很缓慢并且受动力学控制(假如孔隙流体的化学性质是促进反应的),因此,水会在很长的时间内逐渐释放出。然而,蒙脱石到伊利石的转换可能仍然与超压力的发育有关,因为在反应中释放出的离子有可能作为胶结物而沉淀。成岩矿物的沉淀会使页岩和邻近的储集层的渗透率降低,可能在地压带的顶部形成液体圈闭。因此,蒙脱石到伊利石的转换在超压力发育期间是次要的。

石膏至硬石膏的转换 受温度控制的石膏转换为硬石膏的反应导致结合水体积损失 39%,这一反应是蒸发岩层序中超压力形成的重要机理。反应主要的控制因素是孔隙流体的活动性和压力。反应发生的温度为 40 ~ 60 °C,在 1km 深处有超载压力的条件下,有可能形成有意义的流体压力(Jowett 等, 1993)。由于反应发生在浅埋藏期,不可能产生深处才出现的超压力。

无脱水作用发生的矿物成岩作用 在埋藏期间,胶结作用和压实作用可使岩石孔隙度遭到破坏。在封闭系统中,岩石孔隙中胶结物的生长使孔隙体积减小,孔隙流体的压力可能上升。相反,岩石中矿物的溶解使孔隙体积增加,导致流体压力下降。为此,在发生胶结和溶解时流体不必从岩石中排出。矿物的沉淀也会使岩石的渗透率降低,并且通过其它机理(例如不平衡的压实作用)形成的超压力流体会缓慢地排出。在某些情况下,胶结作用可能导致产生成岩圈闭(Tigert 和 Alshaieb, 1990)

成岩作用对沉积岩的孔隙度和渗透率有很重要的控制作用。例如,在北海深埋藏储集层的体积的30%以上是由成岩矿物组成(例如Giles等,1992)。由于胶结作用使孔隙空间缩小,成岩作用与超压力间似乎是有联系的。但有待于进一步研究。在反应发生的时间内,假如没有流体的排出或进入,那么矿物的沉淀或溶解反应(例如在封闭系统内)仅会产生异常压力。假如在反应中由于胶结物会填满孔隙,流体从岩石中排出,那么,孔隙压力就不会上升。同样地,假如矿物在开放系统中溶解,流体就会充填次生孔隙,流体压力也不会降低。因此,成岩作用产生超压力的能力部份取决于胶结作用和溶解作用是否发生于一个封闭或开放背景,这是关于成岩作用单元深入划分的一个研究课题(Björlykke, 1984; Gluyas 和 Coleman, 1992)。Birchwood 和 Turcotte(1994)的超压力上升的理论模型是在低渗透率圈闭之下通过岩石的化学压实作用产生的。由于各种岩石的压实粘度迥异,他们高度理想化的模拟不可能适合于实际的岩石。只有在我们更详细地了解和能够对砂岩和碳酸盐岩化学压实作用进行定量解释之后,这样的模拟才会精确。Bjorkum 和 Nadeau(1996)认为,在封闭系统的储集层中,矿物的溶解和同期胶结可能产生超压力,但迄今为止仍无确凿证据。

超压力可能会抑制石英的胶结作用, SiO_2 主要来源于压力溶解作用,因为当孔隙压力增加,有效应力降低时,颗粒接触点应力也降低。北海油田石英胶结物的流体包裹体的研究(Swarbrick, 1994)证实石英的沉淀作用发生于接近流体静力的环境。石英的胶结作用可能与温度相关,也可能随着埋藏深度的增加而增加,而与超压力无关(Walderhaug, 1994);然而成岩作用可能是由于沉积物孔隙度的降低而产生的超压的次要控制因素。

胶结作用可能在超压力带的顶部形成压力圈闭(Hunt, 1990; Powley, 1990),虽然其成因仍是推测性的,因为从岩心和岩屑中没有证据证实压力圈闭的存在。Weedman等(1991)运用岩石学的证据阐明了成岩圈闭的观点。该圈闭为一强压实砂岩(厚达60m),发育于相当深的深度(约5600m),显示出碎屑颗粒普遍遭受压溶和断裂。Weedman等(1991)认为集中的高腐蚀性流体能产生次生孔隙带,之后经压实在超压力发育带之下形成圈闭。圈闭之下的砂岩现今处于超压带,它比圈闭之上的砂岩压实更轻微。

孔隙流体通过孔隙网络或裂缝垂直运移,在压力和温度降低的条件下有利于胶结作用。例如,碳酸盐和二氧化硅胶结物可能从流体中沉淀下来并堵塞裂隙。在活动断裂带内还可见到与不稳定孔隙压力有关的幕式胶结作用这一典型现象(Byrne, 1993)。Tigert 和 Alshaieb(1990)对被认为是在压力区顶部形成圈闭的带状碳酸盐和二氧化硅胶结物进行了描述。Harrison 和 Tempel(1993)用数字地球化学模拟推断,当流体穿越过渡带时仅有少量(1.0%~3.5%)的碳酸盐、石英和粘土胶结物沉淀下来。当然,少量的胶结物可能全部都被用来重新密封低孔隙沉积物。超压力的发育在地下可产生压力梯度,流体冷却和压力降低

时, 流体穿过压力过渡带时能导致矿物沉淀。这个过渡带本身可能是成岩圈闭的产物, 但胶结作用和超压力谁先发生, 这就成了一个谜。

关于成岩作用是否是引起超压力或欠压力的直接原因尚没有强有力的证据。胶结作用对沉积物的渗透率有重要影响, 并且能减缓通过其它机理, 如不平衡的压实作用形成的超压流体的排出。在压力过渡带内, 成岩圈闭和胶结物沉淀的可能性是值得进一步研究的课题。

3. 3 烃的形成

干酪根成熟度 根据 Meissner(1978) 的观点, 从固体干酪根到液态烃、气体残余物和副产物的变化都伴随有体积的膨胀(高达 25 %)。在一个封闭系统中, 体积膨胀就可能导致超压力的产生。

通过烃从低渗透度的源岩中的初次运移证实, 在有机质成熟期间孔隙压力增加在源岩内的初次运移意味着内部孔隙压力较大, 从而导致油通过微孔隙或微裂隙排出(England 等, 1987) 。仅靠浮力压力不足以引起初次运移(England 等, 1987) 。另外, 超压力区顶段通常与烃形成的地带吻合(Spencer, 1987) 。

干酪根转换为液态烃伴随体积增长的情况并没有得到证实。与 Meissner 的体积增长之说相比, Ungerer 等(1983) 认为, 在法国巴黎盆地托阿尔阶 II 型黑色页岩的成油期, 体积减少

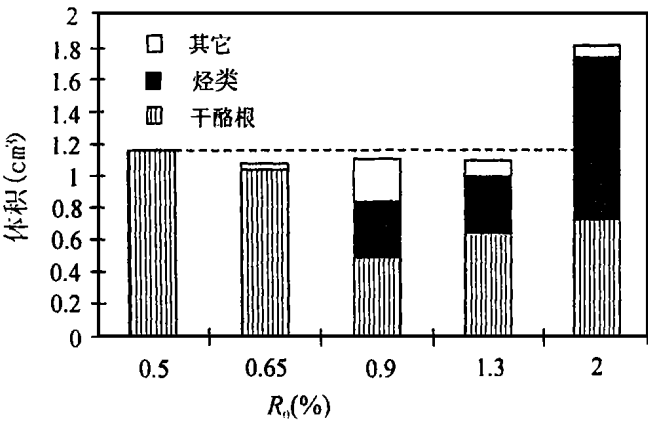


图 9 在不同的 Ro(镜煤反射率) 值时与 II 型干酪根的成熟度有关的体积变化直方图(据 Ungerer 等, 1983)

3% ~ 6%(图 9) 。根据所生成的气体及残余干酪根和焦炭的密度所做的假定, 在干酪根成熟期体积变化范围较宽。作为地质直立式海洋平台项目的一部分, 有关解决这些误差的研究正在进行。

干酪根的成熟度要在盆地范围内导致超压力, 很明显必须存在厚度大、区域分布面广、有机碳含量高的成熟的源岩。要不然, 源岩内仅能形成局部的超压力(正如在 Bakken 页岩中的情况那样。Burrus 等, 1996) 。因此, 这种机理的

可行性取决于不同的地质环境。在初次运移困难的低渗透率岩石中, 短时间内形成大量的液态烃时, 有机质成熟度对流体压力的影响是非常明显的。

然而, 在超压力的形成方面更重要的是固-液体积比的变化。在成熟作用开始达到峰值的深度处, 有机质非常丰富的源岩的孔隙度为 13%, 干酪根为 20%(约合岩石重量的 8%)。假如干酪根的四分之一转化为液态烃, 在初始运移中假设没有烃的损失, 那么总的有效孔隙体积就从 13 % 增加到 18 %。而固体部分则从 87% 减少到 82%。在页岩埋藏深度达 2. 4km 时, 岩石的孔隙度是相同的, 但上覆负荷应力却大得多(图 10) 。假如负荷并不是完全由残余矿物骨架颗粒所支撑, 那么, 固体部份的减少将使固体岩石与孔隙流体之间的负荷应力进行

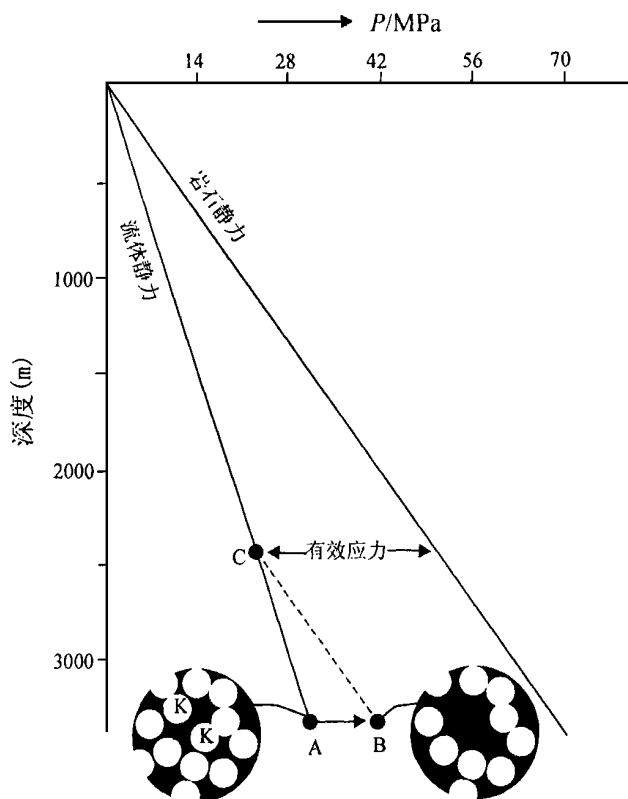


图 10 成熟的源岩通过不均衡压实作用产生超压力的估计值
假如初始干酪根(K) 转换为液体产物(A 到 B), 那么岩石的孔隙度就会增加, 与现在被埋藏在 C 点的岩石的孔隙度相当。假如有效应力保持不变, 岩石就会产生超压力

将生成烃。然而, 在反应期间假如体积增加, 那么, 压力的形成将抑制这种吸热反应, 从而延迟有机质的成熟。Price 和 Wenger(1992) 发现, 压力的增加会抑制所有有机质的变质作用。一般认为, 干酪根是经过仅与时间和温度有关的不可逆的一级反应变得成熟的。但 Seewald (1994) 证明, 当实验条件改变时, 烃、水和矿物都处于可逆的氧化还原平衡之中, 氧和氢之间能互相交换。这些实验表明, 有机质成熟作用的经典模型可能过于简单化了。

地质证据的不断积累支持了上述实验室发现。观其温度情况, 中国的超压力盆地中的源岩是异常不成熟的(Fang 等, 1995)。这种限制使得油气在比正常压力系统更大的深度(更高的温度)处才能形成。假如压力的形成直接地或间接地抑制了干酪根的成熟度, 那么干酪根的转换作为超压力机理的有效性就值得怀疑。在干酪根转换期间, 有些研究者认为体积增长, 有些认为体积减小。更需要研究在干酪根的成熟度受到流体压力抑制之前所产生的超压力的量。

天然气的形成 生物成因的甲烷气是沉积物在浅埋藏期间形成的(温度小于 80°C) (Barker, 1987)。另外, 气体水化物形成于低温高压的相对浅埋藏的储集层中。当沉积物继

再分配(图 10)。孔隙压力增长的最大值为 7.6 MPa 。这一计算结果的先决条件是源岩具非常丰富的有机质, 从干酪根到液态烃的转变是瞬时发生的, 但这种假定在大多数地质条件下并不合理。因此, 这一计算结果应该视为通过这种机理产生的最大超压力的估计值, 其也可适用于其它的固体到液体的转换反应, (如粘土的脱水作用)。假如流体没有被排出, 那么在固态干酪根转变为液态烃期间, 泥岩的流变学性质的改变会使源岩产生不均衡压实, 而不均衡压实作用的程度取决于有效渗透率。因此, 源岩的超压力可能是由不均衡压实作用而不是体积膨胀造成的。

最后, 人们还没有考虑到超压力的形成对从干酪根到液态烃变化的速率的影响。干酪根的成熟作用包含一系列较强的吸热反应。

Le Chatelier 的原理预言, 温度增加

续沉降和温度升高时,水化物就变得不稳定,气体作为游离气被释放出来,由于体积增大可能引起超压力(Hunt, 1979)。这种气体的释放温度很可能发生在 21~27℃之间。在更高的温度条件下,石油转变为较轻的烃,最终通过热裂解形成甲烷,这时需要的温度为 120~140℃,石油完全裂变为气态烃(主要为甲烷气)温度则要超过 180℃(Hunt, 1979; Tissot 和 Welte, 1984)。气体的形成伴随有体积膨胀,在封闭系统中这种膨胀能导致产生极高的超压力(图 11)。

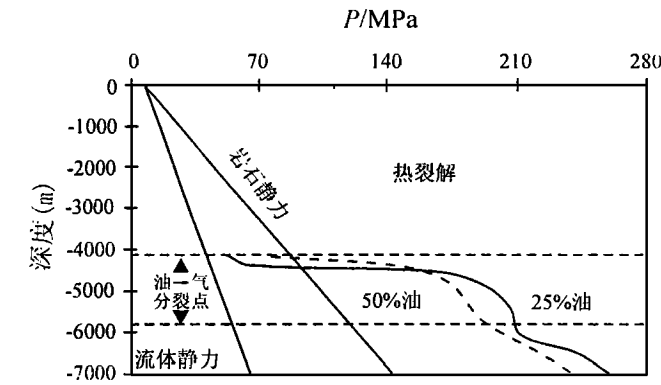


图 11 封闭系统中经油-气的热裂解形成的大大超过岩石静力梯度的超压力
这两个计算值是原油初始含量分别为 25%和 50%时的计算值(据 Barker, 1990)

在标准温压下,加入少量的石墨渣,一个体积的标准原油能裂解为 534.3 个体积的气体。这一观察结果使得 Barker(1990)认为,当系统有效封闭(完全封闭)时,石油裂解为气体时压力会即时的戏剧性的增加。事实上,他的计算结果显示,石油裂解仅需要体积的百分之一,所对应的压力就能达到岩石静压力(图 11)。此后,进一步的裂解将导致裂隙和泄漏。如图 9 显示的那样,在深度和卤水中气体的收缩率和气体在卤水中的溶解度

允许的情况下,镜煤反射率为 2.0 时,观察发现体积有少量增加,但是仍有可能产生超压力。然而,作为油裂解为气的反应速率的控制因素,压力不断增加的结果还不得而知。在一些盆地中,超压力的分布与假设正在发生石油裂解作用的盆地的较深位置一致。研究的实例包括北海北部和中部地区的侏罗系和三叠系储集层,以及美国的密西西比州和亚拉巴马州的侏罗系 Smackover 储集层。

关于天然气形成、石油裂解机理的主要问题在于压力很可能阻碍裂解反应。因此,超压力的发育与天然气的形成可能会不一致。石油裂解过程的定量评价明显地需要与盆地模型结合起来。所有研究者都认为天然气的形成过程中伴随有很大的体积膨胀,因此,很明显,这个机理有可能成为超压形成的主要控制因素。

4 流体流动及浮力

4.1 液压头

假如储集层或含水层被封盖层覆盖,那么在高原地区潜水面升高产生的水压头就在地下施加了一个压力(图 12)(Bachu 和 Underschlutz, 1993)。钻入超压含水层的钻井称为自流井,由于压力过大,水体流向地表。液压头可测量基准面之上潜水面的垂直高度(在水文地质学方面的作法),或者测量压力与流体密度的高度。

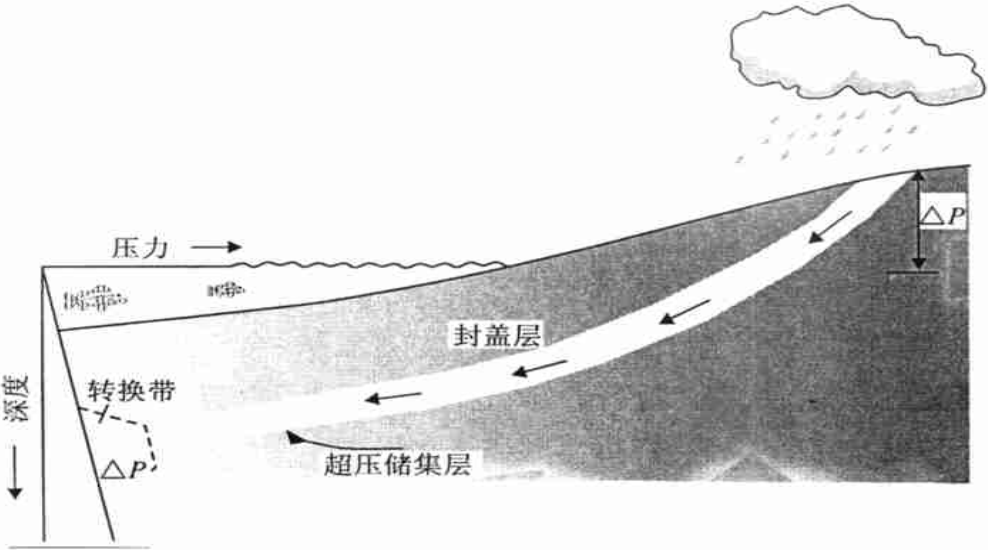


图 12 地下水压头如何形成超压力的剖面略图

这一机理要求在连续的封盖层之下储集层在长距离范围内必须是侧向连续的。在美国中部盆岭区许多内陆盆地中,正是通过这种机理形成了大量的超压力。当然超压值不会超过上升潜水面的高度。在许多沉积盆地中,在地下测量的压力值远远超过了这个值。例如,在北海中部的中央,中生代储集层在深度大于 5km 时的压力是很典型的,它超过流体静压 40MPa,大致与邻近的海拔 4.25km 的高地处的压力相等。北海的侧翼为前寒武纪基底岩石,其在挪威海拔最大高度为 2.5km,在苏格兰为 1.3km。因为北海储集层被分隔成若干个断层围限的压力单元,所以在地下深部的储集层要与地表水连通几乎是不可能的(Buhrig, 1989; Gaarenstroom 等, 1993)。对北海超压的形成需另论。

4.2 烃类的浮力

所有的天然气和大部份石油都比伴生的地层水的密度要低,因而压力梯度也较低。在一定的深度条件下,超压是流体静压之上的多余压力,因此在发育油柱和气柱的任何地方,总有一定的超压力存在。超压力的大小随石油、天然气、水的压力梯度差(密度差)和烃柱高度的变化而变化(图 13)。在北海,通过这种机理产生的最大超压仅约为 4MPa。

由于天然气的浮力产生超压的一种新奇的方法已经由 Sahagian 和 Proussevitch(1992)提出并得到实验证明。假如在不可压缩的流体(纯水)条件下由于浮力使气泡上升到储集层的顶部,那么流体压力就会增加,因为储集层底部的流体静压力将运移到顶部(图 14)。假如占总孔隙空间体积 1% 的气体向储集层顶部上升 1km,那么总的压力上升大约为 80MPa。实际上,这一压力值是较低的,因为实际系统中的气体体积要低得多,并且含盐水体还可压缩。此外,该机理需要一种有效的封闭系统。假如流体从岩石中排出,那么产生的压力值可以忽略不计。在 Sahagian 和 Proussevitch(1992)的简单实验中,不允许气体溶解。他们的计算也假设气体是标准的,但是现实中的标准气体仅发生在高温和低压条件下。

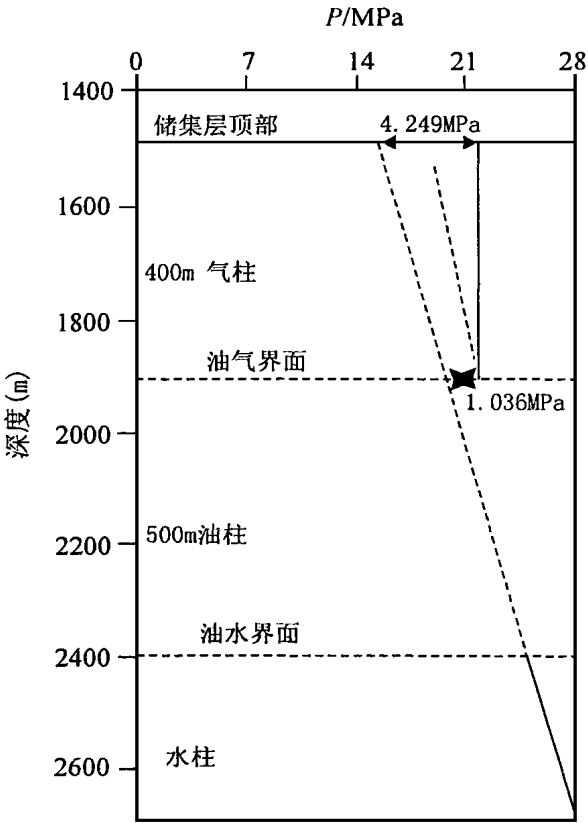


图 13 北海烃类浮力形成的最大压力曲线图

通过天然气的浮力产生超压力仅仅是因为气体密度会随温度降低而降低,因此当气泡上升到储集层的顶部时就企图膨胀,但是由于周围流体的不可压缩性,其体积不可能增加。石油也不会产生类似的效应,因为当温度降低时石油变得更加粘稠并且体积收缩。在沉积环境研究方面,对于通过气体浮力产生超压机理的作用和重要性进行更多的定量化研究是必要的。

4.3 渗透性

穿过半渗透膜的地层流体中卤水的浓度差能使穿过这个膜的流体从淡水(稀释液)转变到咸水(浓缩液)。由于电性的限制,水体能够穿过这种膜,阴离子和阳离子被折出。Marine 和 Fritz(1981)认为,可根据渗透压力解释某些超压力的实例。对这种机理的主要争议是认为需要补给更咸的水体

和排出原先不太咸的水体以维持压力。另外,超压带的卤水往往比邻近的正常压力带的卤水的盐度更低,超压力带的压力从而降低。只有在假设页岩为一种近似标准膜的条件下,渗透作用才能产生很大的超压力。通过膜的流体的温度和盐度差越大,渗透压力就会越大(Fritz, 1986)。然而,因为页岩的孔隙度太高,所以所有的页岩都不是标准膜。显微裂缝的存在,也使页岩不能作为膜。页岩的粘土含量越高,离子的交换能力越强,其渗透效率越高。理论计算表明,穿过典型的北海页岩形成的最大渗透压力仅为 3MPa(图 15)。从取心页岩中直接测量的渗透压力则更小(10~30kPa)(Bradley, 1975)。因此,地下页岩不可能充当有效膜。另外,因为页岩不是理想的膜,但一些离子确实能穿过这种膜,尽管流体运移的方向相反。由于离子和水都穿过膜,离子的这种运移意味着盐度差缓慢地达到平衡。最终,渗透力将随时间的变化而消失。

4.4 压力的传输

虽然很好地理解超压力形成的机理能提高我们预测地下异常压力的能力,但认识到超压力能通过流体在岩石中的三维运动进行传输也是很重要的。因此,当我们重温压力演化的历史时,必须对盆地的流体动力学进行全面的了解。在页岩层序的砂岩透镜体中,流体的流动主要呈垂向(Mann 和 Mackenzie, 1990)。然而,假如砂岩在区域上分布广,而且互相连

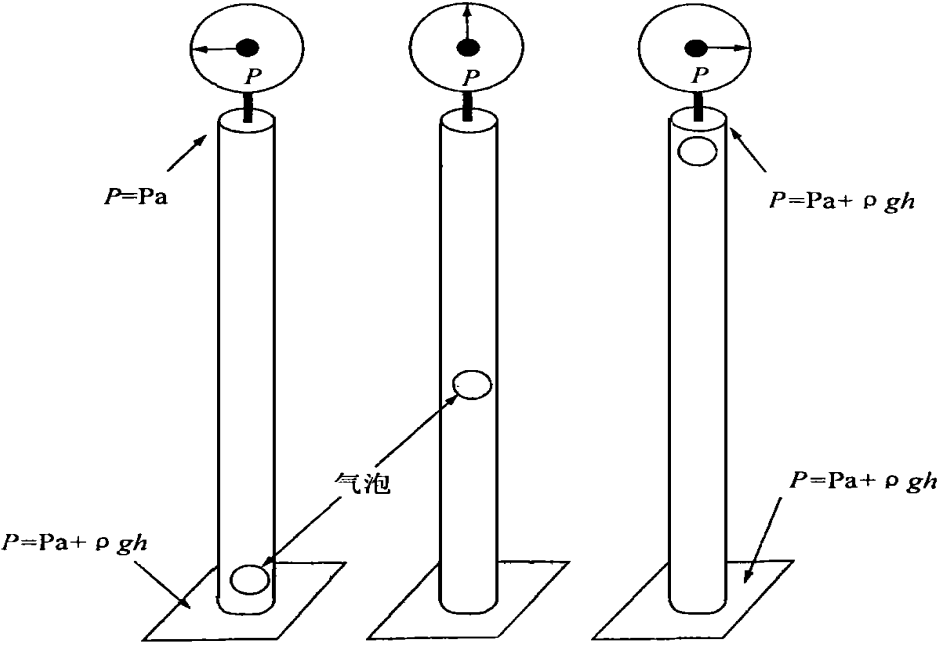


图 14 因为储集层底部的流体静压力已达到其顶部, 气泡在不可压缩的流体中上升可产生超压力 (据 Sahagcan 和 Proussevitch, 1992 修改)。P. 压力; h. 高度; Pa 大气压; ρ . 密度; g. 重力加速度。

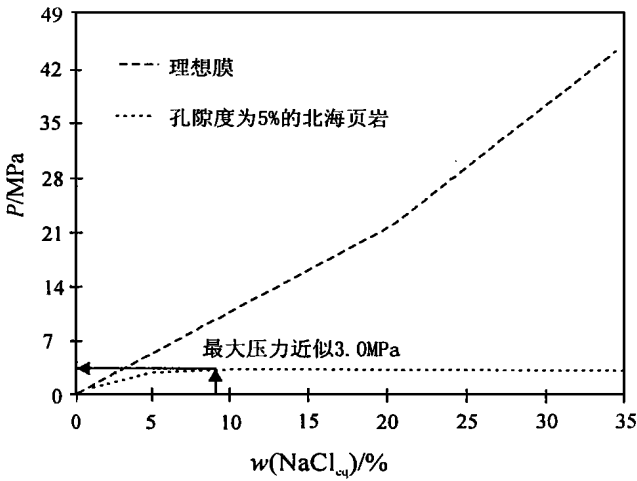


图 15 不同盐度条件下形成的渗透压力与典型的北海页岩形成的压力比较图解
页岩的孔隙度为 5%, 粘土含量为 55%。与理想的理论值 (10MPa) 相比, 实际页岩内形成的最大压力较小 (3.0MPa)。图中曲线是利用 Fritz (1986) 的渗透率有效方程计算的

通, 那么流体 (和压力) 就可能呈横向传输 (Mann 和 Mackenzie, 1990)。因为在流体流动期间溶液中的离子有输出或输入时, 胶结和溶解作用可能更为广泛。所以, 流体的运移对成岩作用来说是很有意义的 (Swarbrick, 1994)。断裂作用可能使流体从深部超压带渗出。因而, 在较浅部的岩石中产生超压 (Grauls 和 Baleix, 1994)。在不渗透的阻挡层之下, 压力也可能逐渐再分配, 以致在封盖层之下的流体压力迅速增加。但在压力区的底部, 流体压力将降低 (Swarbrick 和 Osborne, 1996)。

6 结论

(1) 直接测量的压力数据和已出版的一维数学模式都表明, 在快速埋藏的厚层泥岩序列中, 不均衡压实作用可作为超压力形成的一种机理。许多盆地模式都模拟出不均衡压实作用的存在, 但需要对泥岩的流变性和渗透性进行进一步研究, 以便改进这些模式。对广泛分布的沉积岩的孔隙度和有效应力之间的关系应进行综合研究, 并且通过岩石力学实验加以证实。

(2) 构造作用可引起超压力, 但目前还鲜为人知。构造作用可以迅速地形成和耗散压力。在当今构造活动的盆地内, 这种影响尤其普遍。必须对各种不同类型的盆地中最大水平应力和构造应力有更好的了解。

(3) 在大多数地质条件下, 由于缺乏非渗透性封盖层, 热液膨胀不可能是超压形成的主要机理。流体体积的膨胀非常小, 并且很容易因流体的流动而耗散。

(4) 在沉积盆地中, 因为释放的流体体积很小, 并且压力的发育使脱水作用受到抑制, 所以蒙脱石的脱水作用不可能是超压形成的主要原因。另外, 与蒙脱石到伊利石的转变有关的精确反应在目前还知之甚少。因此, 在蒙脱石-伊利石转变期间, 不一定会造成实际体积的增加。应对反应的体积测定、速率和其他控制因素进行进一步的实验研究。

(5) 石膏至无水石膏的转化发生于 $40 \sim 60^{\circ}\text{C}$, 并可能产生大大超过负荷压力的流体压力。这样的反应和体积测定值可能相当好理解, 应与现有的盆地模式研究结合起来。

(6) 成岩作用不可能直接引起超压或欠压, 因为大范围的胶结和溶解需要一个开放体系。在开放体系中, 流体可以自由运移, 从而释放出异常的压力。然而, 胶结作用对沉积物的渗透性可能有重要的影响, 它能降低由其它机理形成的超压流体逸出的速率。应该研究成岩作用对泥岩的孔隙度、渗透率和压缩率的影响。盆地范围内成岩圈闭的存在仍然缺乏直接证据。

(7) 假如压力的形成直接地或间接地阻碍了干酪根的成熟, 那么将干酪根的转化作为超压力形成的机理, 其有效性就值得怀疑。不同的研究者认为, 在干酪根转化期间, 体积不是增加就是减少, 需要对转化过程中体积的变化进行研究。在压力的影响方面, 应该着重于更多的实验室研究。导致不均衡压实的富含有机质的泥岩在成熟期间的压缩指数的变化可能是源岩遭受超压的一种方式。

(8) 天然气的形成伴随着体积膨胀, 有可能形成异常压力。然而压力的形成可延缓石油裂解过程, 令人对这种机理的有效性产生怀疑。由于气体的毛细管作用, 地下游离气对于压力的产生是很重要的因素, 尤其是在岩石界面处。应对气体的毛细管作用进行进一步研究, 方法为两相模拟与实际岩石的实验室实验相结合。

(9) 在浅埋藏的“铅垂”盆地内, 水压(势能)头能产生一定的超压。需要对连续的封盖层之下储层的构造高程和横向连续性进行研究。

(10) 在油气储集层附近, 由于原油的浮力, 发育有少量的超压力。在不可压缩的流体

内, 气体的向上运移也能产生一定的超压力。对于这种“上升气泡”机理对流体的压缩性、岩石渗透率和气体的压力、体积、温度(PVT)特性变化的敏感性应进行测试研究。

(11) 理论计算结果表明, 页岩并不是有效的渗透膜。在地下由渗透作用产生的超压可能非常小。

译自“Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation”, AAPG Bulletin, 1997, 81 (6): 1023—1041.

朱同兴 王承书校