

文章编号: 1007-4627(2008)03-0271-06

放射性惰性气体 ^{37}Ar 向地表输运的数值模拟*

余若谷, 李 华, 刘成安, 伍 钧

(北京应用物理与计算数学研究所, 北京 100088)

摘 要: 放射性惰性气体 ^{37}Ar 的监测是全面禁止核试验条约核查体系中现场视察(OSI)的一项重要技术手段。为在理论上考察地下核爆炸后 ^{37}Ar 泄漏到地表的时间及泄漏量, 将核试验场区抽象为多孔介质, 在不考虑 ^{37}Ar 在基岩中吸附、解吸的情况下, 利用多孔介质渗流模型, 对理想场区地下核爆炸产生的 ^{37}Ar 在地层中的输运进行数值模拟, 给出了 ^{37}Ar 泄漏到地表时间及变化量。计算结果可为 OSI 惰性气体监测技术的发展及其在地下核爆炸监测中应用的有效性评价提供参考。

关键词: 地下核试验; 全面禁止核试验条约; 多孔介质; 气体渗流

中图分类号: TL91

文献标识码: A

1 引言

在全面禁止核试验条约(CTBT)核查系统中所监测的放射性惰性气体主要有同位素 Xe, Kr 和 ^{37}Ar 等。 ^{37}Ar 属于地下核爆炸特征活化产物, 是由核爆时围岩介质中 $^{40}\text{Ca}(n, \alpha)^{37}\text{Ar}$ 反应产生的, 与 Xe, Kr 的同位素相比, 具有天然本底低及寿命适中的优点, 因而适用于 OSI。

对一次封闭地下核爆炸产生的 ^{37}Ar 泄漏到地表的时间及泄漏量的理论估计有助于发展和应用惰性气体的现场监测技术。但是由于整个泄漏物理过程非常复杂和地质结构难以清晰地了解等因素, 目前对于 ^{37}Ar 泄漏模型的建立还处在经验公式阶段^[1, 2]。

本文将成熟的多孔介质渗流模型加以推广, 把地下核爆炸后的地层抽象为多孔介质, 不考虑 ^{37}Ar 气体在基岩介质中的吸附与解吸, 建立了 ^{37}Ar 向地表输运的模型。并利用这一模型对不同介质中一定当量的地下核爆炸所产生的 ^{37}Ar 输运过程进行了计算, 描述了 ^{37}Ar 在核爆炸后产生的空腔内、高温高压气体驱动下的渗流运动和空腔气体温度压力降低后扩散运动的图像, 得到了 ^{37}Ar 泄漏到地表的时间及泄漏量分布。

2 ^{37}Ar 泄漏过程的物理建模

2.1 ^{37}Ar 的产生及向地表输运的物理图像

^{37}Ar 天然本底较低, 泄漏出地表的 ^{37}Ar 主要是核爆炸产生的能量大于 1 MeV 量级的中子和岩石中的 ^{40}Ca 发生 $^{40}\text{Ca}(n, \alpha)^{37}\text{Ar}$ 活化反应的产物。在核反应开始后即会有中子泄漏出弹体, 中子与爆室壁的反应, 10 μs 完成 50%, 其余在 100 μs 内完成^[3]。由于核反应是在极短时间内完成, 即可以认为在核装置解体以前, ^{37}Ar 已经完全生成, 且球对称地分布在爆室周围的围岩中。

在强冲击波的作用下爆室周围近区的围岩被汽化, 远区的围岩被液化, 形成空腔。中子与岩石作用生成的 ^{37}Ar 气体和岩石蒸汽, 伴随核爆产生的其它气体, 相互混合均匀地分布在空腔里。

在力学过程结束和空腔稳定成形后, 核爆产生的多数放射性气体在扩散过程中, 或吸附于多孔介质表面, 或存储滞留于孔隙中。在封闭完善的条件下, 能够输运到地表的主要是不易被吸附和滞留的惰性气体。放射性惰性气体开始在空腔高压推动下在多孔介质中作渗流运动, 当驱动压力消失后, 再扩散到地表。

2.1.1 地下核爆后空腔的形成及半径的大小

* 收稿日期: 2007-11-13; 修改日期: 2008-01-25

* 基金项目: 中国工程物理研究院基金资助项目(2007B09011)

作者简介: 余若谷(1983-), 男(汉族), 四川阆中人, 硕士研究生, 从事核军控方向研究工作; E-mail: aaasheaaa@163.com

核爆炸可在爆室内形成温度几百万度, 压力 20—30 GPa 的高温高压气体, 在高温高压气体作用下, 爆室壁急剧向外运动, 岩石质点被加速到 10 km/s。强冲击波在岩石中以 10—20 km/s 的速度向外传播, 使岩石汽化、液化^[4]。随着时间的推移, 空腔内的压力和击波压力不断降低, 对岩石介质的压缩作用越来越小, 在空腔压力降低至几十 MPa 后, 周围的岩石介质停止运动, 产生永久性位移, 形成一个有较大体积的地下空腔。

地下核爆炸产生的空腔大小与爆炸当量、埋深和试验场区地质特性等多种因素相关。在确定的某种岩石介质中给定当量和埋深的核爆炸, 空腔的发展过程可以用流体弹塑性模型进行数值计算。一般情况下可使用下列公式进行估算^[5]:

$$R_c = \frac{CW^{1/3}}{(\rho H)^{1/4}}, \quad (1)$$

其中, R_c 为空腔半径, 单位 m; C 为常数, 主要由场区岩石介质确定(根据美国多次试验数据统计, 冲积地质可取 67, 花岗岩地质可取 60); W 为爆炸当量, 单位 kt; ρ 为含水岩石密度, 单位 g/cm^3 ; H 为爆炸埋深, 单位 m。

2.1.2 空腔内初始热力学状态

空腔停止膨胀时温度主要由实验场区岩石性质、爆炸埋深确定。一般可通过空腔内气体组成成分结合各自气体状态方程进行估算。而在实际现场试验后, 采用测定核爆炸熔岩中包裹体形成温度的方法可以推出熔岩体温度。这两种方法推断的空腔初始温度相近^[6]。表 1 给出了几种岩石介质不同埋深时空腔温度值^[7]。

表 1 不同岩石介质中地下核爆后空腔温度值^[6]

| 岩石种类 | 埋深/m | 空腔温度/K |
|------|------|--------|
| 石灰岩 | 250 | 1 680 |
| 石灰岩 | 525 | 1 740 |
| 花岗岩 | 200 | 2 910 |
| 花岗岩 | 254 | 2 900 |

空腔停止膨胀时, 空腔趋于稳定, 压力近似正比于山岩静压, 美国根据其地下核试验给出经验公式^[5-7]:

$$P_c = 10^{-3} K_c \rho g H, \quad (2)$$

其中, P_c 为空腔停止膨胀时的压力(MPa); K_c 为经验比例常数, 对冲积土 $K_c = 1.7$, 对凝灰岩 $K_c = 1.4$, 对花岗岩 $K_c = 2$; ρ 为岩体平均密度(g/cm^3); H 为爆炸埋深(m)。

至此, 对核爆后空腔大小和空腔内温度、压力作出估算, 作为放射性气体输运计算的初始条件。

2.1.3 核爆后围岩的破坏分区效应

核爆后, 场区的基岩物性将发生显著变化, 与地下气体输运关系密切的岩石密度、孔隙度和渗透系数都将发生改变, 为在计算模型中描述围岩物性变化对地下气体输运的影响, 考察围岩破坏情况也非常必要。

地下核爆炸产生的强冲击波在围岩中传播, 依次使岩石汽化、液化、粉碎压实、破碎、破裂和发生弹性变形, 最后到达地表, 产生稀疏反射波, 造成近地表的剥离。根据围岩破坏特征划分不同的破坏区。各区的大小, 主要取决于爆炸当量、场区岩石的物理力学特征。

根据几次地下核试验爆炸前后岩石样品的实验室研究及现场勘查, 可给出岩石破坏分区特征(如表 2 所列)^[8]。

2.2 ³⁷Ar 向地表输运的物理模型

影响气体在地下输运的主要因素是初始条件和地质条件。初始条件可以根据理论计算或实际测量得出, 而地质条件的过于复杂和对地下情况了解的过少是造成无法精确计算地下气体渗流的主要原因。作为研究工作的第一步, 首先构建一个较为理想的能够定量描述核爆炸后地下放射性气体输运的模型。为此做出以下假定: (1) 地下核试验的场址较为理想, 即选在基岩上进行, 试验场区不存在地质断裂带, 没有大规模的预存裂隙, 且爆心选在地下水位以下进行, 即不考虑地下水层对气体渗流的影响; (2) 核试验实现了较好的封闭, 即认为没有生成贯通至地面的裂隙; (3) 空腔内气体为非冷凝气体, 满足理想气体状态方程, 在输运中忽略其在岩石中的吸附与解析; (4) 气体在围岩介质中渗流满足 Darcy 渗透定律; (5) 由于气体比热受温度 T 影响较小, 在整个过程中设气体比热为常数; (6) 由于在渗流过程中, 气体渗流缓慢, 于是可以认为气体与围岩始终处在热平衡状态, 即不分别考虑气体温度、岩石温度及相互传热。

表 2 破坏区岩石特征(与爆前相比)*

| 特征量 | 压实区 | 破碎区 | 破裂区 | 弹性区 |
|-------|---------------------|---------------------|--------------------------|-----------------------|
| 密度 | 明显下降 | 有所下降 | 基本一致 | 完全相同 |
| 孔隙度 | 明显增加 | 有所增加 | 基本一致 | 完全相同 |
| 外边界/m | $12.8Y^{1/3}$ | $34.1Y^{1/3}$ | $63.1Y^{1/3}$ | 至地表 |
| 声速 | 明显下降 | 有所下降 | 基本一致 | 完全相同 |
| 现场勘查 | 岩芯采取率极低， 岩体声速值极低 | 岩芯采取率较高， 岩体声速值很低 | 岩芯采取率可达 70%， 岩体声速有所降低 | 岩芯采取率较高， 岩体声速值基本一致 |

* Y 为爆炸当量(kt)。

3 ^{37}Ar 向地表运输的数学描述

3.1 运输过程的控制方程

根据物理模型的讨论，可以建立 ^{37}Ar 向地表运输的方程^[9, 10]：

(1) 质量守恒方程(连续性方程)

$$\phi \frac{\partial}{\partial t} \rho + \nabla \cdot (\mathbf{u} \rho) = 0, \quad (3)$$

其中， ϕ 为围岩孔隙度， ρ 为渗流气体密度 (kg/m^3)， \mathbf{u} 为渗流气体渗流速度 (m/s)。

(2) 气体能量守恒方程

$$\phi \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) + \nabla \cdot (\mathbf{u} \rho c T) = \nabla \cdot (D \nabla T), \quad (4)$$

其中， c 为渗流气体的定容比热 ($\text{kJ}/\text{kg} \cdot \text{K}$)， T 为渗流气体温度 (K)， D 为导热系数 ($\text{W}/\text{m} \cdot \text{K}$)。

(3) Darcy 渗流定律

$$\mathbf{u} = -K \nabla \frac{P}{\rho g}, \quad (5)$$

其中， P 为渗流气体压力 (Pa)， K 为围岩气体渗透系数 (m/s)。

(4) 理想气体状态方程

$$P = \rho RT, \quad (6)$$

(5) ^{37}Ar 放射性核素迁移方程

$$\phi \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u} C) = \nabla \cdot (D_{\text{Ar}} \nabla C) - \phi \lambda C, \quad (7)$$

其中， C 为 ^{37}Ar 放射性活度 (Bq/m^3)， D_{Ar} 为 ^{37}Ar 在围岩中的扩散系数 (m^2/s)， λ 为 ^{37}Ar 衰变常数 ($1/\text{s}$)。

3.2 边界条件的确立

在静止的空气中，在常温常压下，气体扩散系数约为 $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ 量级^[11]。在有空气流动时的大气中，气体的等效扩散系数则大得多。根据 Turner 给出的数据，在空气流动比较稳定的情况下(例如风速为 2—3 m/s 的夜间)，气体扩散系数相当于 $10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ 量级^[12]。在有和没有空气流动的情况下，气体扩散系数可相差 12 个量级以上，地面上空气中的气体扩散是非常快的。所以可以作出假设：一旦放射性气体通过裂缝扩散到地面，很快就会在大气中弥散掉，也就是说，裂缝靠近地面的一端放射性气体浓度几乎总是接近于零。

同时可以认为地表处压力值、温度值分别恒等于大气环境压力值和温度值，即有：

$$P|_{x=x_0} = P_g, \quad T|_{x=x_0} = T_g, \quad C_{^{37}\text{Ar}}|_{x=x_0} = 0,$$

其中， x_0 为地表距离爆心的距离， P_g 为地表环境大气压力值， T_g 为地表环境温度值。

联立方程(3)—(7)，这是一组耦合的非线性偏微分方程，结合边界条件，采用二阶精度的有限体积法(FVM)进行迭代计算，即可求得数值解^[13, 14]。

4 算例及结果

4.1 算例情景设置

选取两种试验场区对比计算，一类为凝灰岩、冲积土性质的软岩地质结构(岩石密度 $1.7 \text{ g}/\text{cm}^3$)；另一类选择花岗岩等硬岩介质(岩石密度 $2.9 \text{ g}/\text{cm}^3$)。核装置类型为纯裂变装置，试验当量 $Y=1 \text{ kt}$ ，空腔内 ^{37}Ar 放射性活度 $C=1.0 \times 10^{13} \text{ Bq}/\text{kt}$ ，埋深选取大于安全埋深， $H=200 \text{ m}$ 。

5 参数的确定

在考虑渗流的计算中，场区孔隙度和渗透系数是最为重要也是估算最困难的参数。它们受场区岩石类型、地质构造、爆炸当量和爆炸竖井施工方式等各种因素的影响较大。即使一种岩石的渗透系数变化范围也较大。

参照前面讨论的爆后岩石破坏分区情况(见表 2)，距离空腔较近的破碎区破坏较为严重，岩石孔隙度和渗透系数比正常值增大，距离空腔较远的弹性区破坏程度较弱，岩石物性接近正常值。中间的破裂区，其值介于二者之间。

考虑到冲积土一类的软岩和花岗岩一类的硬岩渗透机理的差异，渗透系数大小也应有所不同。花岗岩等硬岩介质中，由于压缩波速度大，压缩和剪切作用强度大，在受冲击作用后会形成较多裂隙。因此，试验后花岗岩场区的渗透系数较大，较利于放射性气体的迁移。而冲积土、凝灰岩一类的软岩介质，冲击压缩和剪切作用强度比硬岩介质小很多，软岩介质更容易形成封闭的球壳，渗透系数较小，能减缓放射性向地表的运输。在计算中渗透系数 K 可以取随距离阶梯形变化。为保证数值解的光滑性，利用磨光算子对跃阶点进行光滑化。花岗岩介质渗透系数变化范围取 $5 \times 10^{-8} \sim 5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ，而将冲击土中渗透系数变化范围取为 $5 \times 10^{-9} \sim 5 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ (见图 1)。

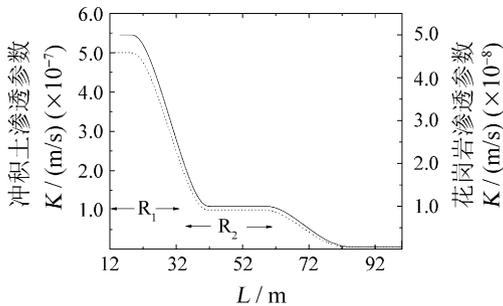


图 1 两类岩石的渗透系数随地下深度的变化趋势
 R_1 为破碎区, R_2 为破裂区; —表示核爆炸后渗透系数在花岗岩一类硬岩中的变化, ---表示核爆炸后渗透系数在冲积土一类软岩中的变化。

岩层孔隙度爆后受冲击波影响较大，同样也具有随距离分层变化的趋势(见表 1)。计算时考虑孔隙度和渗透系数具有同样的变化趋势(见图 2)。

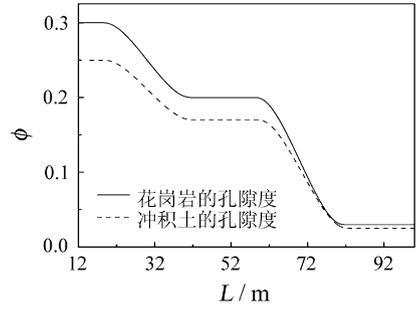


图 2 两类岩石爆后孔隙度的变化趋势

4.2 计算结果

(1) 空腔内压力和温度随时间衰减的情况

由于核爆炸形成的冲击波在冲积土介质中衰减快，能够形成较好封闭，可以减慢气体在地层中的运输。而硬岩介质在核爆后形成较多的裂隙，使空腔内气体、热能能够较快地向周围介质运输，从而空腔内气体的压力、温度都相对软岩介质有较快的降低。图 3 给出了空腔内气体压力和温度随时间的变化。

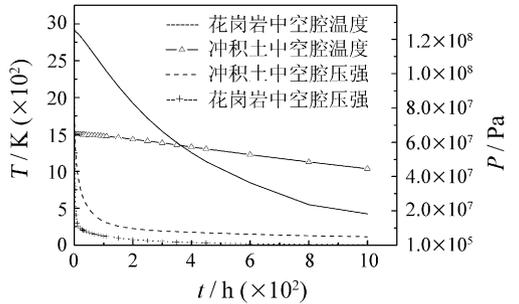


图 3 两种爆炸介质中形成的空腔内温度、压强随时间的变化

(2) 爆炸后 ^{37}Ar 放射性随时间在两种地质介质围岩内的分布

在花岗岩介质场区进行核试验，放射性气体的运输应当明显快于冲积土一类的软岩介质。图 4 给出不同时间 ^{37}Ar 放射性活度随深度的变化。

(3) 爆心地表投影点 ^{37}Ar 放射性随时间的变化

由图 5 可以看出，在花岗岩地质场区的地表投影点可以较早监测到 ^{37}Ar 的泄漏，在经过快速上升达到极大值后，地表 ^{37}Ar 的含量开始缓慢下降。而冲积土介质场区 ^{37}Ar 泄漏的整个过程明显落后于花岗岩地质场区，而且在地表可以较长时间维持稳定的含量。这个结果经过实际标定后可以现场视

察进场取样和测量提供理论依据。

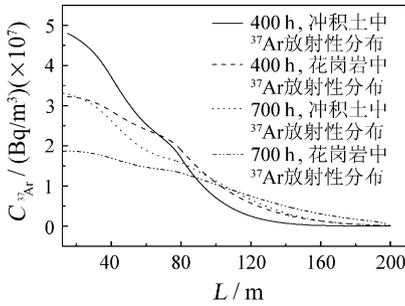


图 4 在 400 和 700 h, ^{37}Ar 放射性在两种岩石介质内的分布

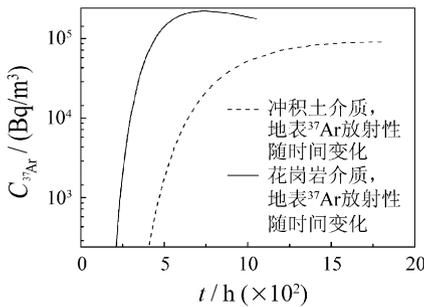


图 5 爆心地表投影点 ^{37}Ar 放射性随时间的变化

表 3 给出了爆后若干时刻在爆心地表投影点的 ^{37}Ar 放射性活度。计算结果表明, 爆后 125 h, 在花岗岩情况下, 爆心地表投影点 ^{37}Ar 的放射性活度可达到 1.45 mBq/m^3 , 160 h 达到 1.36 Bq/m^3 , 大于中国工程物理研究院核物理与化学研究所研制的移动式 ^{37}Ar 快速测量系统(MARDS)的最低测量阈值。

表 3 爆心地表投影点 ^{37}Ar 放射性活度

| 类型时间/h | 花岗岩地表放射性(Bq/m ³) | 冲积土地表放射性(Bq/m ³) |
|--------|------------------------------|------------------------------|
| 100 | 2.0626×10^{-7} | 2.40979×10^{-6} |
| 125 | 0.00145 | 2.92411×10^{-11} |
| 130 | 0.01499 | 1.72505×10^{-10} |
| 145 | 0.12107 | 1.63147×10^{-8} |
| 160 | 1.35507 | 6.25416×10^{-7} |
| 200 | 96.0203 | 6.12461×10^{-4} |
| 205 | 141.119 | 0.00118 |
| 225 | 202.546 | 0.01197 |
| 250 | 529.227 | 0.12268 |
| 280 | 13910.5 | 1.09939 |
| 380 | 50403.5 | 106.416 |

在冲积土情况下, 爆后 200 h 以上, 爆心地表投影点 ^{37}Ar 的放射性活度才可达到 1 mBq/m^3 , 280 h

达到 1 Bq/m^3 。在两种介质情况下, ^{37}Ar 运输到地面的速度可以有成倍数的差别。

6 结论

在本文所建立的物理模型下, 放射性气体在核爆产生的空腔高温高压气体的驱动下向外进行渗流运动, 空腔内的高温高压气体温度和压强随时间降低, 因而渗流气体的驱动压力也逐渐降低。花岗岩介质中, 由于不易封闭, 放射性输运远快于冲积土一类的软岩介质。在核爆后, ^{37}Ar 通过渗流的方式运输到地表的放射性活度达到 CTBT 所规定现场监测仪器的最小值 (1 mBq/m^3)^[2]。在花岗岩介质中, 大概需要 125 h (即 5—6 d), 而在冲积土介质中则需要 200 h (约 9 d) 以上。当应用前述的移动式 ^{37}Ar 快速测量系统进行现场测量时, 在两种地质岩性下, 需要等待时间长一点直至地表放射性达到 ^{37}Ar 监测系统的监测下限 ($0.1\text{—}1 \text{ Bq/m}^3$), 其中花岗岩介质中, 需要大概 145—160 h (6—7 d), 而冲积土中则需要 250—280 h (10—12 d)。本文的结果可以为发展和应用 CTBT 现场视察惰性气体监测技术提供参考。由于问题的复杂性, 今后还需要在核爆炸后地下气体的输运建模和参数选取等方面进行更加深入的研究。

参考文献 (References):

- [1] Duan Rongliang, Liu Suping, Yang Xiaobo, *et al.* Atomic Energy Science and Technology, 2000, **34**(3): 270 (in Chinese). (段荣良, 刘素萍, 杨晓波等. 原子能科学技术, 2000, **34**(3): 270.)
- [2] Carrigan C R, Heinle R A, Hudson G B, *et al.* Nature, 1996, **382**: 528.
- [3] Qiao Dengjiang. The Summary of Underground Nuclear Explosion Phenomenon (The Second Volume). Beijing: National Defense Industry Press, 2002, 94 (in Chinese). (乔登江. 地下核爆炸现象学概论(下册). 北京: 国防工业出版社, 2002, 94.)
- [4] Qiao Dengjiang. The Summary of Underground Nuclear Explosion Phenomenon (The First Volume). Beijing: National Defense Industry Press, 2003, 44 (in Chinese). (乔登江. 地下核爆炸现象学概论(上册). 北京: 国防工业出版社, 2003, 44.)
- [5] Hao Baotian. The Application of Underground Nuclear Explosion. Beijing: National Defense Industry Press, 2002, 73—79

- (in Chinese).
(郝保田. 地下核爆炸及其应用. 北京: 国防工业出版社, 2002, 73—79.)
- [6] Qiao Dengjiang. The Summary of Underground Nuclear Explosion Phenomenon (The First Volume). Beijing: National Defense Industry Press, 2003, 278—279(in Chinese).
(乔登江. 地下核爆炸现象学概论(上册). 北京: 国防工业出版社, 2003, 278—279.)
- [7] Hao Baotian. The Application of Underground Nuclear Explosion. Beijing: National Defense Industry Press, 2002, 195 (in Chinese).
(郝保田. 地下核爆炸及其应用. 北京: 国防工业出版社, 2002, 195.)
- [9] Zhang Zhe. The Separation Out and Ventilation of Radon. Beijing: Atom Energy Press, 1982, 29—34(in Chinese).
(张 哲. 氡的析出与排氡通风. 北京: 原子能出版社, 1982, 29—34.)
- [10] Zhao Zicheng. The Ventilation of Radon in Non-Uranium Mine. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1984, 65—70(in Chinese).
(赵子成. 非铀矿山排氡通风. 北京: 冶金工业出版社, 1984, 65—70.)
- [11] Weast R C. CRC Handbook of Chemistry and Physics(70th Edition). Florida: CRC Press, 1990, 50.
- [12] Translated by Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates. Beijing: Scientific and Technical Documents Publishing House, 1977, 7—9(in Chinese).
(中国科学院大气物理研究所译. 大气扩散计算手册. 北京: 科技文献出版社, 1977, 7—9.)
- [13] Thomas J M. Numerical Partial Differential Equations: Finite Difference Methods. New York: Springer-Verlag, 1995, 147—193.
- [14] Tao Wenquan. Numerical Heat Transfer (Second Edition). Xi'an: Xi'an Jiaotong University Press, 2001, 136—176 (in Chinese).
(陶文铨. 数值传热学(第二版). 西安: 西安交通大学出版社, 2001, 136—176.)

Numerical Simulation of Underground ^{37}Ar Transportation to the Ground*

SHE Ruo-gu¹⁾, LI hua, LIU Cheng-an, WU Jun

(*Institute of Applied Physics and Computational Mathematics, Beijing 100088, China*)

Abstract: Monitoring radioactive gas ^{37}Ar is an important technique for the On-Site Inspection(OSI) of the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty (CTBT) verification regime. In order to establish a theoretical model that can be used to calculate the appearing time and radioactivity of ^{37}Ar which transports to the ground after a nuclear explosion, the rock media in the test area is assumed to be a homogeneous porous media, without consideration of gas absorption by and release from the rock media. The seepage model in the porous media is used to calculate ^{37}Ar transportation. Computational results give the time ^{37}Ar leaks to the ground and the variation of its radioactivity with time. And we can analyze and consider the computational results when we have developed OSI noble gas monitoring systems and evaluated their effectiveness.

Key words: nuclear underground test; CTBT; porous media; gas seepage

* Received date: 13 Nov. 2007; Revised date: 25 Jan. 2008

* Foundation item: Foundation of China Academy of Engineering Physics(2007B09011)

1) E-mail: aaasheaaa@163.com