天然气水合物开采相关的安全性研究进展

鲁晓兵^{1,2*}, 张旭辉^{1,2}, 王淑云¹

1. 中国科学院力学研究所, 北京 100190;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

*联系人, E-mail: xblu@imech.ac.cn

收稿日期: 2018-06-06; 接受日期: 2018-08-10; 网络出版日期: 2018-12-11

国家自然科学基金(编号: N51239010, 51639008, 11272314, 11102209)、中国地质调查局项目(编号: DD20160217-1-1-1)、中石油-中科院高端战略联盟研究计划(编号: 2015A-4813)和中国科学院青年创新促进会项目(编号: 2017027)资助

摘要 天然气水合物分解会改变原来海底地层的物性和力学性质并产生超静孔压、进而引起地层和海洋工程结构物基础的不稳定性、甲烷泄露等地质与环境灾害, 对海洋工程与人类赖以生存的环境构成潜在严重威胁. 这个问题引起了国际社会各方的广泛关注. 正因为此, 各国对天然气水合物开采均采取很谨慎的态度. 本文介绍了天然气水合物分解可能导致的地质与环境灾害类型以及影响水合物分解的主要因素; 列举了历史上与水合物分解相关的6个典型滑坡案例并进行了分析; 阐述了水合物分解引起的层裂和喷发灾害现象及发生的机制和临界条件; 分析了水合物分解对井壁、海底管道等结构物及其基础稳定性的影响; 针对水合物分解的土层响应与环境影响监测技术的研究进展进行了评述; 总结了与水合物分解引起的地质灾害密切相关的水合物地层的物理和力学性质研究现状; 最后提出了目前水合物分解相关的安全性研究所存在的问题和需要深入研究的方向.

关键词 水合物开采, 滑坡、泥石流、层裂, 喷发, 监测, 力学性质

PACS: 45.10.Hj, 47.11.-j, 47.35.Pq, 91.50.Hc, 91.50.-r

天然气水合物(以下简称水合物)可胶结沉积物颗粒, 从而显著增强地层的强度. 但是水合物一旦分解, 则胶结作用消失, 同时产生超静孔压, 地层强度大为降低, 进而引起各种灾害. 由于1体积的水合物在标准状况下可产生0.8体积的水和164体积的甲烷气体, 因此释放的水和气体的体积比水合物本身所占据的空间大得多, 如果有一个较厚的水合物的圈闭层存在于分解带之上, 或者上覆渗透性低的盖层, 孔隙压力就得不到释放而升高. 有些情况下, 水合物的形成减缓地层的

的固结和沉积速率, 使地层为欠固结土, 强度增加缓慢, 也为各种灾害的发生提供了条件. Sultan等人^[1]给出了一种不考虑气体扩散和地层体积变化情况下的超静孔隙压力估算方法. 孔隙液体中含有大量溶解气的地层, 在卸载和不排水条件下将是很危险的, 因为卸载时, 气体将从孔隙液体中分离出来, 同时气体将膨胀, 导致地层大变形甚至破坏^[2,3].

水合物分解可引起多种灾害, 如滑坡、层裂、喷发、井口毁坏、海床面结构破坏等. 而且, 这些灾害

引用格式: 鲁晓兵, 张旭辉, 王淑云. 天然气水合物开采相关的安全性研究进展. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2019, 49: 034602

Lu X B, Zhang X H, Wang S Y. Advances on the safety related with natural gas hydrate exploitation (in Chinese). Sci Sin-Phys Mech Astron, 2019, 49: 034602, doi: 10.1360/SSPMA2018-00213

一般不是单独发生, 而常是以灾害链的形式发生, 如滑坡-泥石流/泥流-浊流-结构(海底管道、平台基础等)破坏层裂-滑坡-结构破坏、喷发-井口毁坏-平台基础或水下生产系统破坏等. 因此, 针对水合物引起的灾害研究, 不仅要分析单个灾害的发生机制, 还应该注重灾害链发生的可能性及防范措施.

1 引起海底水合物分解的因素

除了地震和火山喷发, 水合物分解是激发海底滑坡的主要因素^[4,5]. 激发海底水合物分解的主要因素有5种: 地质活动(如地震、火山喷发)、全球气候变化、海平面下降、沉积导致的水合物层深埋、工程建设^[6]. 地质活动: 除了可直接激发海底滑坡、地震和火山喷发等地质活动还可以由其导致的断层作为深部自由气向上运移的通道, 降低水合物层压力, 导致水合物分解. 全球气候变化: 可使海水温度及海底地层温度升高, 于是水合物偏离平衡而大尺度分解. 海平面下降: 将导致静水压力降低, 进而导致水合物分解, 使水合物层厚度变薄. 研究表明: 海平面一旦降低100 m, 水合物稳定区厚度也将降低100 m. 沉积导致的水合物层深埋: 当埋深超过一定值时, 地热和地层压力的增加使水合物分解. 工程建设: 油气开采、海底采矿等工程建设活动可能因为钻井、打桩、压裂等而破坏水合物的平衡条件, 引起水合物分解.

在这些因素中, 前4种自然因素发生的频率相比于第5种要低. 由于人类在向深海进军, 向深海要油气、向深海要矿产的过程中, 将不可避免地扰动水合物层, 引起地层中水合物分解的可能性将大为增加. 因此, 人们在海洋开发过程时, 必须事先探测水合物分布、预测扰动对水合物层的影响及发生相关地质和环境灾害的可能性, 及时做好防范措施.

2 水合物分解引起的海底滑坡

水合物分解引起的海底滑坡通常可以发生在坡度 $<5^\circ$ 的海底斜坡上, 滑坡体积大, 且在滑坡体下方的沉积物层中几乎没有水合物^[7]. 这是因为坡度小, 单位长度重力沿坡面的分量即下滑力或滑坡驱动力较小. 阻力包含滑坡面底面和侧面的摩擦阻力. 要使下滑力大于滑动阻力, 需要较底面更长的滑坡体长度.

2.1 水合物分解相关的海底滑坡案例

海底滑坡由于发生频率低, 观测困难, 到目前为止, 没有实时观测到的海底滑坡案例, 而是通过测量和勘察古滑坡来进行推测反演, 探索发生机制、影响范围等数据. 世界上已发现多处与水合物分解有关的海底滑坡, 只有对发生在挪威的Storegga滑坡有较详细的勘察和分析. 下面对这四处滑坡做简要介绍.

(1) Storegga滑坡

Storegga滑坡是到目前为止发现的最大的海底滑坡, 影响面积达 $9.5 \times 10^4 \text{ km}^2$, 运移了 $2400\text{--}3200 \text{ km}^3$ 的沉积物, 位于挪威Vøring高原南部的被动大陆边缘. 第一次滑动发生在距今30000–50000年之间, 滑坡体陡壁长达290 km, 堆积厚度最大达到450 m, 平均坡度 $10^\circ\text{--}20^\circ$, 总的滑动距离大约800 km, 总的滑动体原始底面积约 $3.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[8]. 第二次发生在6000–8000年前, 将大量第三纪和第四纪的沉积物输运到了离陡壁800 km远的西北方向的挪威海盆. 第三次滑动主要分布在第一次滑动面的中间和上部, 规模远小于第二次滑动^[9].

虽然有人否认Storegga滑坡是水合物分解产生的^[10], 但是多数科学家则认为水合物是Storegga滑坡的主要原因, 即由于海平面下降和海水温度增加引起大面积水合物的分解而形成的^[11,12]. Bugge等人^[13]和Bouriak等人^[14]认为, 至少Storegga发生的第二次滑坡是距今8000年前的一次天然气水合物分解引起的.

(2) 开普菲尔滑坡

开普菲尔滑坡(The Cape Fear Slide)位于美国大西洋大陆边缘. 滑动发生在北卡罗来州的开普菲尔地区的大陆坡, 并向东南方向发展. 滑坡陡壁(120 m厚, 50 km长的圆弧形)中心位于坡下部2600 m水深处. Cashman等人^[15]对该滑坡体进行放射性碳同位素研究, 发现大部分的岩芯缺少14–25 ka的沉积序列, 认为这与最后一次冰期期间因水合物分解和盐分的入侵而引发的多次坍塌事件相关^[15].

(3) Hamboldt滑坡区

该滑坡区位于美国加州尤里卡附近的大陆边缘, 其坡度 4° , 水深250–500 m^[16]. 这个滑坡区由以倒退的方式破坏的多个后旋的块体组成. 这个地区地震活动非常活跃, 存在大量的自由气和水合物. 在这个地区分布有数百个直径达25 m的麻坑. 对浅层样品(离表面2 m以内)的测量显示甲烷气的体积浓度大于

10000 mL/L. 在床面下1 m内采集到了水合物样品. 正是大量浅层气和水合物的存在, 导致该地区的滑坡产生. 这是由于在同一个大陆架上, 不存在或仅有少量气体或水合物时在同样的地震条件下没有滑坡发生.

(4) 波弗特海边缘(Beaufort Sea Margin)

这个滑坡体从离岸边水深200–400 m的地方延伸到水深2000 m以上的地方, 搬运沉积体的厚度从100–400 m. 滑坡体正好位于水合物层之上. 水合物层位于海床下400–2000 m的深度. 大陆坡上部的500 m深度范围内由黏土、粉土和砂土组成. Kayen和Lee^[17]的研究表明, 波弗特海陆坡的滑动是由海平面下降时水合物分解产生的超静孔压的缓慢消散引起的.

(5) 布莱克海岭崩塌

布莱克海岭(The Blake Ridge)位于美国大西洋海岸, 这里是美国东部大陆坡边缘水合物分布量最大的地区. 该区内存在一个不规则的面积38 km×18 km的区域, 其中大量分布着断层和崩塌. 断层使地层变得不连续. 这些断层终止于海床下40–500 m处, 水合物稳定区的基线以下. 该区域内广泛分布正断层、逆断层和褶皱, 褶皱通常侵入断层中, 导致该区域内的地层非常破碎而复杂. 可以观测到沿底劈裂发出来并沉积到海床的沉积物. 研究表明, 该区域的崩塌是由于水合物层分解及下方含气泥中气体析出产生的超压引起的, 但是由于坡度太小的缘故, 这里只有垮塌而没有滑动^[18].

(6) 墨西哥湾区滑坡

墨西哥湾的水合物位于湾区大陆坡西北至离路易斯安那和德克萨斯海岸线西南180 km, 水深400 m至大于2400 m的区域. Milkov等人^[19]认为水合物分解是该区域内钻井、海底安装操作和海底管线的主要威胁. 由于温暖的洋流翻腾和季节性温度变化, 水深320–720 m处的水温不断变化, 使得水合物反复地合成与分解. 目前存在一个面积约 $1.4 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的区域被认为是与含气沉积物的存在相关的潜在水合物分解引起的地质灾害区.

这些案例表明, 水合物分解可以导致海底滑坡. 分布有水合物的海底坡体的安全因子会随着海平面下降、水温上升、水合物含量增加、地层塑性指数下降和孔隙率增加而下降^[20]. 在不同的区域, 由于海底的地质和地貌、水深、水温、水合物层埋深和厚度、水合物饱和度、洋流情况、覆盖层和水合物层的力学性

质等有差别, 导致不同区域水合物引起的海底滑坡的规模、类型、运移距离等有显著的差异. 而今后的研究还应该更关注于个因素的敏感性分析, 确定主控因素, 分析不同滑动类型对应的控制因素等.

滑坡后是否会引发海啸? 从Storegga滑坡的调查结果来看, 在一定条件下是可能发生的, 但是临界条件还不知道. 滑坡是否会引发下覆水合物层的不可控的水合物分解, 进而引发大规模的甲烷向大气层的泄漏和温室效应? 这个问题也没有答案, 需要做进一步的研究.

2.2 水合物引起海底滑坡起动机理研究现状

水合物的少量分解(<总体积的6%)就会从多方面削弱坡体的强度和稳定性. 水合物分解会释放甲烷气体, 如果气体量超过了当地的溶解度, 则会产生气泡, 气泡膨胀使沉积物体积变大, 颗粒接触减弱; 同时水合物分解使水合物胶结性消失, 可导致地层快速固结而产生超静孔压. 这些因素使骨架强度大大降低^[21,22].

由于海底滑坡尺度很大, 室内实验, 即使采用目前最大规模的土工离心机实验, 也不能全尺度模拟实际滑坡体. 况且盖层一般为黏性地层, 其黏性也不能模拟. 因此目前的研究, 室内实验主要是针对水合物分解引起的海底滑坡机理进行探索; 对于大尺度情况, 则只有借助于数值模拟; 理论分析集中在基于极限平衡理论建立理想情况下(平直坡面、均匀地层等)滑动的临界条件. 但是限于目前的研究水平, 研究深度还不够.

在实验模拟方面, 张旭辉等人^[23,24]对水合物分解引起的地层破坏进行了从小尺度常重力加速度的模型实验到高重力加速度的土工离心机模型实验, 在100 m尺度条件下, 模拟了水合物分解引起土体变形和破坏的全过程, 直观地显示了土体的变形状态和破坏过程, 获得了水合物分解引起海底坡体从稳定到不稳定的基本现象、基本数据和主要特征, 并进行了分析和解释. 根据实验现象和测量数据, 认识到水合物分解引起的滑坡过程是: 水合物分解范围逐渐扩大, 在分解范围较小时, 土层发生一定的沉降, 沿坡面方向发生较小的位移, 土层整体比较稳定; 当水合物分解范围扩展到一定程度, 在上覆土层的重力作用下发生沉降和整体滑塌; 坡体的破坏形式主要为拉伸-剪切破坏, 包含一次整体滑动和渐进后退式滑塌等形式. 上覆土层厚

度越大, 越有利于坡体的稳定, 发生滑动所需的临界分解长度越长; 在不透水或特低渗条件下, 海水产生的静水压力对斜坡的失稳具有一定的抑制作用, 斜坡发生滑动所需的临界分解长度随水深的增加呈线性变化; 水合物分解区域内土层强度越低, 所需的临界分解长度越小; 在存在地震作用的情况下, 水合物分解以后坡体更容易发生滑塌.

该问题的影响因素较多, 有必要通过量纲分析确定主要的无量纲控制参数. 进而可以确定该问题模型律, 以及数值模拟需要考虑的因素和工况组合.

考虑较理想的情况, 坡体设为具有平直的斜面, 覆盖层和水合物层厚度均一, 各层的材料常数均匀分布. 则该问题的重要因素如下:

几何参数: 水合物层深度 H , 斜坡长度 D 和宽度 W , 分解范围 D_1 , 斜坡倾角 α ;

物理参数:

上覆层: 密度 ρ_0 , 泊松比 ν_0 , 弹性模量 E_0 , 黏聚力 C_0 , 内摩擦角 ϕ_0 , 渗透系数 k_0 , 覆盖层厚度 H_0 ;

水合物层: 分解前: 弹性模量 E , 泊松比 ν , 密度 ρ , 黏聚力 C , 内摩擦角 ϕ , 渗透系数 k ; 分解后: 弹性模量 E' , 泊松比 ν' , 密度 ρ' , 黏聚力 C' , 内摩擦角 ϕ' , 渗透系数 k' ;

地层中结构(井筒、管道等)的参数: 密度 ρ_1 , 泊松比 ν_1 , 抗弯刚度 $E_s I_1$, 结构与土体间摩擦系数 μ .

其他参数: 重力加速度 g , 海水深度 H_1 ;

因变量: 影响范围 A , 土体的位移 U , 地层中的结构变形 W 和剪应力 τ . 它们可以表示为上述影响因素的函数.

忽略热传导过程和分解扩展过程, 且只考虑分解一定范围情况, 各相介质密度设为常数, 凝聚力和内摩擦角与正应力组合成强度值, 则各变量间的无量纲形式可表示为

$$\frac{A}{H}, \frac{U}{H}, \frac{W}{H}, \frac{\tau}{\rho g H} = f \left(\frac{D_f}{H}, \frac{E_s I_1}{\rho g H^3}, \frac{E'}{\rho g H}, \frac{C' + \rho g H \tan \phi'}{\rho g H}, \frac{k_0}{\sqrt{g H}}, \frac{k}{k_0}, \frac{k'}{k_0}, \frac{E_0}{E'}, \frac{C_0 + \rho g H \tan \phi_0}{C' + \rho g H \tan \phi'}, \frac{C + \rho g H \tan \phi}{C' + \rho g H \tan \phi'}, \frac{E}{E'}, \frac{H_0}{H}, \alpha, \mu \right), \quad (1)$$

式中, $\frac{D_f}{H}$ 表示相对分解区的大小, $\frac{E_s I_1}{\rho g H^3}$ 是结构刚度与

重力引起的弯矩之比; $\frac{E'}{\rho g H}$ 是水合物分解后的模量与

土层重量之比, 表示重力引起的地层变形能力;

$\frac{C' + \rho g H \tan \phi'}{\rho g H}$ 是土层抗剪强度与重力之比; $\frac{E_0}{E'}$ 是上覆

层与水合物层相对刚度; $\frac{C_0 + \rho g H \tan \phi_0}{C' + \rho g H \tan \phi'}$ 是水合物分解

前后地层的抗剪强度之比; $\frac{C + \rho g H \tan \phi}{C' + \rho g H \tan \phi'}$ 是水合物层

与上覆层的相对抗剪强度; $\frac{E}{E'}$ 是水合物层与上覆层的

相对刚度; $\frac{H_0}{H}$ 是水合物层与上覆层的相对厚度; $\frac{k}{k_0}$ 是

水合物层与上覆层的相对渗透率以及水合物分解前后水合物层的相对渗透率. 通过上述无量纲参数可以确定实验的模型参数.

从式(1)可以看到, 如果采用室内常重力加速度实验, 由于重力效应不能满足, 所以多数无量纲参数都不能满足模型律. 如果采用土工离心机实验, 在材料不变的情况下, 对于无黏性的地层, 抗剪强度可以自动满足模型律, 否则, 则与抗剪强度相关的项均不能满足模型律; 同时材料的模量和渗透率也不能满足模型律. 因此, 在实验中需要考虑适当地改变材料以满足模型律, 但是又要尽可能地与原型地层性质接近.

目前关于水合物分解引起地层变形和破坏的数学模型一般考虑热传导、孔隙渗流、地层的变形以及骨架与流体之间的相互作用力^[25,26].

Sultan等人^[27]在考虑水合物分解潜热、温度、压力、孔隙水化学及平均粒径分布对水合物平衡影响的基础上, 提出了海洋沉积物中气体水合物的热力学化学平衡理论模型, 给出了与水合物分解相关地质灾害的评估方法. 研究表明, 地层中自由气体的存在对水合物稳定区厚度、水合物分解后超静孔压的形成有非常大的影响. 通过对Storegga滑坡的反分析, 认识到水合物的分解正是该滑坡形成的主因, 而且滑坡面正好在水合物稳定带顶部而不是底部.

Kwon等人^[28]考虑到全球变暖导致水合物沉积层水温升高使得水合物发生分解而导致海底斜坡的不稳定性, 提出了一个针对该问题的一维的热-液-力学耦合的有限差分分析方法, 用以获取地层水温升高而引发的潜在物理过程: 热传导、热分解、超孔隙压力的产生、压力扩散等. 通过参数研究表明: 热传导系

数、水合物饱和度的增加, 压力系数、水深的减小均会使得斜坡的不稳定性增加.

Nixon 等人^[29,30]提出了水合物分解后孔隙压力变化的理论模型. 该模型假设地层是低渗透或者是不可渗透, 不考虑其他载荷的影响, 地层中有效应力的变化近似等于孔隙压力相反的变化. 因此该模型对于渗透性较好的地层不能采用.

刘锋^[31]采用极限平衡模型对南海北部神狐海域水合物样品钻获区的稳定性进行了研究. 考察了水合物分解量、海底斜坡水深、沉积物层厚度、斜坡坡角 4 个因素对海底斜坡不稳定的影响. 结果表明: 随着斜坡坡角增加, 引起海底斜坡失稳所需要的沉积物层中水合物分解程度逐渐降低. 计算中没有考虑水合物分解过程中地层的强度及弹性模量的变化及影响. 对海底地形及地质情况也做了很大的简化处理.

上述模型多是考虑土层渗透性较好从而流体压力可以迅速消散的情况, 对于低渗透情况下可能发生的破坏模式研究较少. 目前建立的模型都还较理想化, 考虑实际场地地形地貌、地质非均匀性特征的较少, 主要原因还在于对实际场地的资料掌握有限, 尤其是对水合物层的物性和分布等信息知道得很有限. 水合物层的本构是数值模拟的关键之一, 但是目前还缺乏成熟的水合物地层本构模型(应力应变关系和强度), 尤其是水合物分解过程中的本构.

目前关于水合物分解相关的地质灾害较多地关注于海底滑坡, 对“滑坡是否会转化为泥石流或重力流, 如何转化?”“运动过程怎样发展?”“这些地质灾害对海洋工程结构有怎样的影响?”等问题的研究还很少.

在理论分析方面, 人们主要是从极限平衡理论出发, 从安全系数的角度来分析水合物分解后坡体的稳定性. 陈旭东等人^[32]、鲁力等人^[33]利用数值模拟和极限平衡方法针对南海水合物区的坡体进行了稳定性分析. 结果表明, 随着水合物分解范围的扩大, 地层的变形由逐渐增加到陡然增加, 即地层的变形具有突变性(图1). 即当水合物分解范围增加到某临界值时, 地层会发生突然的失效. 他们通过分析, 还获得了水合物分解后坡体失稳的临界条件, 其分析模型如图2所示. 土体受到的作用力有如下: 在分解区下部覆盖层前部的作用力等于被动土压力 E_p , 自重 G , 分解区与上覆层接触面上的抗滑力 τ_f , 土体表面受到的静水压力 F .

与该问题相关的物理及几何参数如下.

图 1 沿坡面位移随水合物分解区长度的变化

Figure 1 The displacement along the slope varies with the length of the hydrate dissociation zone.

图 2 (网络版彩图)滑动区受力示意图

Figure 2 (Color online) Force diagram of sliding zone.

覆盖层参数: 密度 ρ , 内摩擦角 φ , 黏聚力 C , 覆盖层厚度 h . 水合物分解区: 分解范围 D , 黏聚力 C_1 , 内摩擦角 φ_1 , 水合物层厚度 H ; 坡体倾角 θ . 重力加速度 g .

取单位土层宽度对滑动区整体进行受力分析; 滑动区土体自重: $G = \rho ghD = \gamma hD$.

可推出临界长度 L :

$$L = \frac{E_p}{T - f} = \frac{0.5\gamma h^2 k_p + 2Ch\sqrt{k_p}}{\gamma h \sin\theta - [C_1 + (\gamma_w h_w + \gamma h \cos\theta) \tan\varphi]}, \quad (2)$$

式中, $k_p = \tan^2(45^\circ + 0.5\varphi)$. 该模型还是太理想化. 在自然界, 海床面一般是高低起伏, 坡度不均匀的; 同时地层沿水平方向和垂直方向也是非均匀的, 因此在进行实际工程问题分析时, 应该根据实际的地质和地貌条件确定参数, 然后进行分析, 以获得符合实际情况的结论.

3 水合物分解相关的海底泥石流

水合物分解后导致的海底滑坡, 海底含水合物地层及上覆层土颗粒较细, 一般为粉土和黏土等, 滑动后与海水作用, 由于“掺混”效应和“滑水”效应^[34-36], 极易转化为泥石流/泥流. 在适宜的条件下, 如水合物层和上覆层初始就比较松软, 水合物分解也可以直接转化为泥石流. 泥石流可以在更小的坡度下, 运动到比滑坡更远的距离. 运动的泥石流带来的冲击力可能给海底设施造成破坏, 甚至引起地层进一步的滑塌.

诱发海底泥石流/泥流的因素很多, 如地震、波浪、潮汐、沉积、气体等. 水合物分解也是导致海底泥石流的一个重要因素^[37-39]. Sultan等人^[40]的研究表明, Sroregga第二次滑坡可能是由水合物分解导致并在滑动过程中转化为泥石流运动. 当然, 该滑坡由于规模大, 在不同时期发生了多次滑塌事件, 对于滑塌的原因还很有争议, 比如有人认为地震、冰期-间冰期变化引起沉积速率改变等原因引起.

由于客观条件的限制, 海底环境复杂, 并且现有的技术条件还不能满足我们对海底滑坡及滑坡转化为泥石流运动过程进行直接观测. 目前针对海底泥石流运动的研究主要是室内模型实验和数值模拟.

室内模型实验一般是水槽实验, 即在一个预先充满水的水槽中, 将混合高岭土、石英砂和水的泥浆从水槽上端注入使其在重力作用下向下运动, 以模拟水下的泥石流运动, 但是缺乏从水合物分解开采时的滑坡/泥石流起动和运动过程的模拟. 在1982年, Schwarz^[41]通过水槽实验, 研究了海底泥石流的沉积过程和最终的沉积状态. 在实验中忽略了孔隙压力, 模拟的坡面坡度倾角为 10° – 30° . 1997年, Mohrig等人^[42]设计了一个长10 m, 高3 m, 宽0.2 m的两段式斜坡水槽, 并进行一系列实验来研究海底泥石流运动. 发现在黏土含量较高时, 泥石流运动的前部更容易形成滑水层. 由于滑水层的存在, 泥石流能够运动得更远, 同时泥石流运动的前端可能会和主体脱离. 而黏土含量较少时, 泥石流运动的前端易被水冲散, 形成浊流. 泥流在运动过程中会逐渐沉积下来, 在坡面上形成沉积层. 沉积层的下部较密实, 上部与水接触处较疏松. Ilstad等人^[43,44]设计了一个长9 m, 宽0.2 m的水槽, 研究了水下泥石流在流动过程中的孔隙压力变化. 结果表明, 泥流运动时, 前部会形成滑水层, 并且

孔压和总压基本保持不变. 滑水效应使泥石流前部的阻力降低, 速度增大. 泥石流的最终堆积形态与实际情况一致, 并从理论上分析了泥流头部与床面脱离现象的力学机理. Marr等人^[45]在水槽实验时发现了黏土含量与泥石流运动特征的关系. 一般来说, 当黏土含量较低时, 泥流运动的前端容易被水流冲散破坏, 而黏土含量很高时, 流动呈现特性良好的层状流, 不容易被水流破坏, 与Mohrig^[42]研究结果相同. Zakeri^[46]利用水槽实验研究了海底泥石流运动对两种海底管线的作用力, 一是悬跨管线, 二是铺设在海床的管线, 并提出了作用力的经验计算公式.

随着计算机技术的高速发展, 数值模拟技术被越来越多地用来模拟海底泥石流/泥流的运动. 研究表明, 应用多相流理论的海底泥石流数值模拟效果显著, 能模拟多种海底泥石流运动特性, 比如“滑水”效应、速度分布、孔压分布等. Gauer等人^[47]采用多相流理论模拟了海底泥石流运动, 与实验结果对比良好. Imran等人^[48,49]将泥石流看作宾汉流体或双线性流变体, 提出了泥石流运动的一维计算模型, 模型中未考虑泥石流运动过程中海水的阻力作用, 与实际实验存在差别. Locat^[50]使用Imran提出的模型计算了海底泥石流分别假设为牛顿流体与Bingham流体时流动过程的剪应力与剪切应变率的变化情况, 进而分析泥石流运动对于引发崩塌和地震的影响. Zakeri等人^[51]采用流体计算软件CFX模拟了泥石流运动对管线的作用力, 并据此给出了阻力系数与雷诺数的经验关系式, 与实验结果基本吻合.

虽然前人对海底泥石流/泥流运动开展了研究, 但是还存在如下问题: 一是研究尺度较小, 室内模型实验只能针对最大十几米的小尺度运动进行研究. 而我国南海水合物区的泥石流/泥流长度一般都在几千米以上, 厚度也在百米量级. 在数值模拟方面针对大尺度的泥石流/泥流运动研究也很少见. 二是对泥石流/泥流运动过程及对海水运动的影响及对海洋中结构物的破坏研究很少. 根据地质调查, 历史上发生的多次海啸都与水合物分解导致的海底滑坡泥石流运动有关.

4 水合物分解引起的地层喷发和层裂破坏

4.1 现象

岩土体中的层裂(有时又称为水膜、水层)和喷发

可能发生在多种情况下, 比如液化后的砂土层中^[52-54], 煤矿开采中的地层和水合物分解后的地层中. 岩土体中的层裂是地层在高压孔隙气体或水作用下产生断裂, 断裂处的空间被水和气填充形成. 当孔隙压力足够大时就产生喷发. 喷发是水、气和岩土颗粒混合物从地层中像火山类似的强烈喷出^[55,56].

层裂可激发滑坡, 喷发则可能产生更剧烈的局部破坏. 这两种破坏都可能导致水合物大面积暴露于海水, 进而产生大面积的水合物分解. 释放的甲烷气部分溶解于海水, 剩余的将上升到海面进而释放到大气中, 气体量大时, 甚至引起水中气体喷发^[57]. 由于水合物分解后地层孔隙中存在气、水和水合物, 所以水合物分解导致的层裂和喷发较其他情况如地震液化引起的水膜、瓦斯引起的层裂和瓦斯突出更为复杂. 目前关于这个问题的产生机制和运动过程还不清楚.

人们在西伯利亚发现了多处直径20–100 m、深度约50 m的巨大天坑^[58-60]. 初步探测和分析表明, 这些现象都与水合物分解引起的气体喷出有关. 在百慕大地区也发现了数量巨大的海底坑, 呈椭圆形、水平尺度300–1000 m、深度达30 m、坑侧坡度达50°. 人们认为这是由于从下部的油气藏通过断层和裂隙迁移到浅层来的天然气在上一次冰期形成水合物; 在冰退期, 水合物分解产生大量气体, 进而引起气体伴随沉积物的突然喷发而形成的^[61-63]. 目前关于这种现象的形成机制、过程也还不清楚.

不论层裂还是喷发, 一旦发生, 极易引起分解的水合物气体挟裹着大量泥浆和水等喷出海底甚至溢出到海面, 从而甲烷气体进入大气. 人们经常可观察到海床上泥浆的喷出, 多数就是这两种破坏引起的. 在这个过程中, 泥浆主要是由浮力驱动的^[64,65]. 在高压下气体溶解于流体, 压力降低就会析出. 一旦气体过饱和, 则气泡就会形成并发展. 气泡的膨胀一方面驱动泡状流体向上沿着既存裂缝或高压泡状流本身形成的裂缝(泥火山)穿过固体介质, 一方面可导致海水中或湖水中气泡羽流受浮力而上升. 气体驱动的喷发动力学依赖于气体-流体系统及初边值条件^[66-68].

一旦溢出到海床面上, 甲烷水合物或气泡就可能溶解于水中或上升到海面, 甚至产生类似湖沼型的喷发. 甲烷水合物密度小于海水, 水合物是否上浮取决于与其混合的沉积物的量. 如果混合的沉积物的量微不足道, 那么水合物将单独地或与其他水合物聚集而

因浮力上升^[69].

释放的甲烷气泡能与海水反应形成水合物壳, 在上升过程中, 溶解成壳型气泡. 水合物壳的形成导致甲烷在水中的稳定性及溶解率降低. 水合物晶体和壳状气泡聚合体可在任何条件下上升并溶解. Zhang和Xu^[70]的研究表明, 直径10 mm的水合物晶体可在水中上升约2000 m而不分解. 但是一旦达到临界条件水合物晶体, 包括包裹气泡的水合物壳就会快速分解, 比如同样一个直径10 mm的水合物晶体可在水中上升47 m的过程中完全分解. 如果大量的水合物释放到海水中, 则可在约500 m水深处形成大而集中的泡状羽流, 进而导致海面上的喷发. 即使初始的气相分数只有0.1 wt%, 最后的沿喷出区中心线的速度可达到62 m/s. 因此, 集中的大量的甲烷气泡可形成猛烈的海洋喷发.

Ginsburg等人^[71]最早认识到水合物是与海底泥火山相关联的. 随后, 更多的人也观察到这种现象, 比如在里海^[72,73]、黑海^[74-77]、地中海^[78,79]、挪威海^[80,81]、巴巴多斯近海^[82]、尼日尼亚近海^[83,84]和墨西哥湾^[85]. 与水合物相关的泥火山中, 水合物经常呈白色或灰白色、以板状或随机方向存在于地层中. 在泥火山中心区, 水和甲烷气在渗流通过该区域时形成水合物; 在外围区域则是甲烷扩散并与局部的衍生水通过交代作用过程形成的. 据估计, 全球与泥火山相关的水合物总量为 10^{10} – 10^{12} m³.

4.2 研究进展

实验结果表明, 当水合物快速分解而盖层渗透性较低时, 盖层限制孔隙水和气体通过, 从而形成高孔隙压力, 导致水合物分解区域的地层液化甚至“气化”. 一旦分解区的压力超过盖层的重力、抗拉强度和破坏区侧面摩擦力时, 盖层就会被推高而隆起, 甚至被推开而毁坏. 这时在分解区和盖层界面处产生突然的压降, 于是卸载波向下传播, 在某些位置引起水平延伸的裂缝时就称为层裂. 层裂破坏的演化过程如下: (1) 随着温度或压力变化, 水合物分解且分解区域逐渐扩展; (2) 水合物分解产生的水和气体在分解区域内形成超静孔隙压力; (3) 水合物分解区域扩展到某一值, 分解产生的孔隙压力使得水合物分解区域的沉积层土体之间或水合物层与覆盖层之间出现开裂, 即分层破坏^[86,87](图3). 可以看到, 温度在开裂前后变化不大, 但

图 3 (网络版彩图)层裂实验中温度压力随时间的变化

Figure 3 (Color online) The temperature and pressure change with time in the layer crack experiment.

是压力发生了显著的降低。

当孔隙压力足够大时, 层裂间距变得非常小而成为连续的破坏, 于是液化甚至“气化”后的颗粒-水-气混合介质挤开盖层喷出, 即称为喷发(图4)。这种情况下, 一般上覆层压力和水合物层强度较层裂破坏时的高, 使得孔隙压力能累积到足够大。在破坏过程中, 压力有升降往复的变化。

虽然前人得到了层裂和喷发的现象并提出了初步的基于多相介质的数学模型, 并进行了分析^[88,89], 但是层裂和喷发起动后的发展演化过程, 还并没有阐述清楚。所需要的模型必须能描述多相介质(骨架、水、气、水合物)、动边界、从高速到低速的运动过程等特征。由于目前关于这些现象的现场和室内实验的实测数据有限, 研究还有待于深入。

4.3 临界条件

对应层裂和喷发, 分别存在相应的临界压力。临界压力与地层的强度、侧壁摩擦和抗拉强度密切相关。鲁晓兵等人^[90]经过分析, 获得了层裂的临界压力, 可根据下式计算:

$$p = \varepsilon_g p_g + \varepsilon_w p_w > \sigma_t + \varepsilon_m \rho_m g L + \varepsilon_w \rho_w g L + \varepsilon_g \rho_g g L + \frac{\tau l}{A} L + p_a, \quad (3)$$

其中, σ_t 是地层的抗拉强度, p_a 是大气压强, $p = \varepsilon_w p_w + \varepsilon_g p_g$ 是孔隙压力, ε_w 是含水体积百分比, ε_g 是含气体积百分比, p_g 是孔隙气压, p_w 是孔隙水压。 ε_m 是地层骨架, ρ_m 是骨架密度, g 是重力加速度, $\tau l/A$ 是单位长度上的侧面摩

图 4 (网络版彩图)喷发实验中温度和压力随时间的变化。(a) 温度演化图; (b) 压力演化图

Figure 4 (Color online) The temperature and pressure changes with time in the eruption experiment. (a) Development of temperature; (b) development of pressure.

阻力, L 是移动块体的长度。在多数情况下, 由于盖层对水合物分解区产生的土压力与孔隙压力相比较很小, 上述临界压力可简化为

$$P \geq P_a + \frac{\tau l}{A} L + \sigma_t. \quad (4)$$

当第一个裂缝形成并扩展, 裂缝中的压力降低。当裂隙中的孔压与深部的孔隙压力差足够大时, 会产生第二条裂缝, 如此类推。

对应喷发, 存在产生稳定喷发的最小气体压力 p_{cr} 为^[90]

$$p_{cr} = p_a + \sigma_t + [(1 - \varepsilon_0) \rho_m w_{cr} + \rho_a c] u_{cr} - \frac{\tau l}{A} \zeta_{Tcr} + \frac{u_T}{w_{cr}} p_T, \quad (5)$$

式中, $\varepsilon_0 = \varepsilon_g + \varepsilon_w$, p_T 是喷发起动时的压力与初始孔隙压

力之比, w_{cr} 是对应 p_{cr} 的喷发扩展速度, u_{cr} 是对应 p_{cr} 的骨架速度, ξ_{Tcr} 是 p_T 对应点的长度, u_T 是 p_T 对应点的骨架速度. 其他参数同前.

对于二维情况, 开裂喷发破坏发生的临界条件:

$$\begin{aligned} & \frac{h \cdot R^2}{(h-R)^3} \cdot \frac{w}{h} + 2 \cdot \frac{\tau_f}{\rho \cdot g \cdot h} \cdot \frac{h \cdot R^2}{(h-R)^3} \\ & - \frac{p_g - p_a}{\rho \cdot g \cdot h} \cdot \frac{R^2 \cdot h^2}{(h-R)^4} \cdot \frac{w}{h} \\ & - \frac{\sigma_t}{\rho \cdot g \cdot h} \cdot \frac{w}{h} \cdot \frac{h^2}{(h-R)^2} = 0, \end{aligned} \quad (6)$$

式中, p_g 为孔隙气体压力, p_a 为上方大气压力, ρ 是水合物沉积物的平均密度, g 是重力加速度, τ_f 为壁面摩擦强度, σ_t 为水合物沉积物的拉裂强度, R 为水合物相变阵面的位置距离热源, h 为水合物沉积层的高度, w 为水合物沉积层的宽度.

圆孔喷发的临界条件:

$$\frac{2 \cdot h}{\alpha \cdot R} \cdot \frac{\tau_f}{\rho \cdot g \cdot h} - \frac{p_g - p_a}{\rho \cdot g \cdot h} \cdot \frac{h}{h-R} = 1, \quad (7)$$

其中, α 为圆孔半径与 R 的比例系数.

喷发发生后, 喷出物在海水中如何运动? 是否会引起海浪、大的漩涡、海水密度明显降低? 有多少会进入大气层? 这些问题也需要做进一步的研究, 才能获得答案.

5 水合物分解引起的井壁失稳

水合物钻井开采的过程不可避免地会改变井壁周围的温度和压力条件. 这些温压条件的变化可能会导致井口周围地层中的水合物发生分解, 使沉积层软化, 强度降低; 在低渗条件下, 水合物分解产生的气和水会使得孔压急剧增大, 土颗粒间的胶结程度减弱, 并产生局部应力集中, 从而导致钻井作业时岩心取样困难, 出砂量增加, 甚至引起井壁失稳、垮塌、钻井平台基础失稳等一系列破坏. 例如2010年4月20日, 在美国墨西哥湾深水作业的BP公司“深水地平线”钻井平台发生爆炸, 造成重大人员伤亡和漏油事故, 酿成了一场经济和环境惨剧. 事故调查结果表明, 导致这一事故的直接原因是钻井过程中的甲烷气泡剧烈喷发, 这也是水合物分解导致钻井井壁失稳的典型案例^[91].

影响井壁稳定的关键因素有含水合物地层的岩石

物理和力学性质及其随水合物分解的变化、水合物在沉积地层中的分解规律特性、孔隙中流体的流动, 钻井泥浆和井壁之间的热交换, 钻井液的性能及其与水合物地层间的相互作用^[92,93]. 一般地, 随着水合物分解范围的扩大, 地层软化, 地层与管道/井筒间接触面摩擦力减弱, 管道/井筒和地层的变形显著扩大, 管道由小变形逐渐变化为整体倾倒变形, 即失稳^[94-96].

如果在浅层没有隔水导管钻井时, 水合物分解产生的气体能进入开放环空, 上升并在钻杆周围重新形成水合物, 或者在海床面装置上形成一层冰盖. 如果钻井时采用隔水导管, 水合物分解产生的气体可进入返回环空, 气体随着循环钻井流体上升到表面且不能跟钻台隔离. 在以上情况下, 气体就成为潜在的爆炸和火灾的来源. 更有甚者, 钻井液由于高度含气而降低泥浆的密度及钻井流体的压力, 导致水合物的进一步分解及液体对井壁的支撑, 引起井眼扩大甚至塌井^[97,98].

一般地, 随着水合物分解, 垂直井筒和土层沿深度方向的最大水平位移发生在水合物分解区顶面, 且随着分解区的扩大而增加^[99](图5). 由于水合物分解区两侧的约束及重力的影响(海床有一定坡度), 海床面沿坡面的沉陷在分解区内并不对称. 近坡脚处隆起, 另一侧沉降. 即使在坡脚很小时, 水合物分解后坡脚也会降得更小.

上覆盖层表面的变形影响范围与水合物分解范围的差值随分解范围的增加而趋于一个稳定值(图6). 分解后地层的土性参数对整个地层的稳定性有重要的影响, 分解后地层的模量越低, 摩擦角越小, 地层及井筒的变形将会大幅度增加, 而相对于内摩擦角, 黏聚力的影响较小; 这是由于水合物分解后地层黏聚力很小, 相对变化很小. 当存在多井筒时, 当相邻两个井筒间水合物分解范围连通时, 两井筒的变形将分别受到对方周围水合物分解的影响; 分解范围小于这一范围时, 各自之间互不影响.

沉陷及海底管道(沿海床铺设的管道)破坏: 在水合物分解时, 海底管道在穿过水合物区的部分产生不均匀沉降. 在分解区域相同时, 管道变形随着水合物残余强度的降低而增加; 在水合物残余强度相同时, 管道变形随着水合物分解区域的增大而增加. 随着水合物分解程度和分解范围的增加, 海底管道变形越来越大, 最后可能产生破坏如断裂^[100,101](图7). 水平铺设

图 5 (网络版彩图)井筒水平变形沿深度的分布

Figure 5 (Color online) The distribution of horizontal deformation of wellbore along the depth.

图 6 水合物分解影响区随覆盖层厚度的变化

Figure 6 The influence area of hydrate decomposition is changed with the thickness of overburden layer.

的海底管道因为水合物分解而引发的不安全性主要有两个方面: (1) 水合物分解降低了海底管线持力层的有效应力, 持力层抗剪强度降低, 海底管线随地层表面沉降而变形; (2) 水合物分解后地层软化甚至开裂, 在海流作用下冲刷更严重而破坏, 或者水合物分解引发海底滑坡和碎屑流, 对海底管线具有冲击作用, 造成海底管线破坏, 即因为灾害链的发生而破坏. 目前对于第2方面的研究还很少, 其中不仅涉及地层和海底管道变形, 还涉及流体与海底管道及地层的相互作用, 即必须考虑流固耦合作用, 较第1方面的问题更为复杂.

水合物分解后, 海床面上的最大沉降位于水合物分解区沿坡面长度的中间, 最大应力位于水合物分解区域未分解区的交界面上(图8). 因此保留一些区域使

水合物不分解对控制地层变形是很重要的, 即类似于煤矿开采中保留一些煤柱以控制巷道的稳定性^[102]. 这些区域的尺度和间隔设置要根据上覆地层厚度和力学

图 7 (网络版彩图)各种工况下水平钢管的纵向变形(分解半径100 m, Case I-III代表水合物分解后强度值逐渐减小的3种情况)

Figure 7 (Color online) The longitudinal deformation of Horizontal steel pipe under various working conditions is obtained (dissociation radius is 100 m. Cases I-III indicate the conditions of three decreasing strength after gas hydrate dissociation).

图 8 (网络版彩图)水合物分解后地层沉降随分解区间隔大小的变化. (a) 开采区宽度与保留区宽度比为3:1; (b) 开采区宽度与保留区宽度比为9:1

Figure 8 (Color online) The formation subsidence is changed with the spacing of the decomposition area. (a) The width ratio of the mining area to the reservation area is 3:1; (b) the width ratio of the mining area to the reservation area is 9:1.

性质、水合物饱和度和水合物分解前后水合物层的力学性质、当地的温压条件等数据确定。

6 海工结构基础破坏

在进行水合物开采时,有多种海工结构物置于海床上或海床中,如防沉板、锚基础等。在海床面上的防沉板基础用于放置水下生产系统,地层中水合物分解时,地层有可能发生沉降并超出基础变形的允许范围。在一定的范围内,有上覆层时基础沉降较无上覆层时沉降要大;但当上覆层厚度超过一定值时,海床面的变形会随厚度增加而减小。对于同样的分解层厚度,若水合物分解层越深,则造成的地层沉降越大,对工程安全的影响也越大^[103]。

伴随水合物逐渐分解,地层强度随之降低,吸力锚沿荷载方向的位移均逐渐增加,地层的应力也相应逐渐扩展,基础底部周围土体逐渐出现塑性流动区域,且范围不断扩大。在竖向拉拔载荷作用下,吸力锚桶内的土塞在不排水条件下随锚一起拔出,由于摩擦效应和土塞自重的作用,桶内土塞的应力也逐渐向桶顶扩展;在水平载荷的作用下,吸力锚桶内的土塞两侧应力不同,受载荷作用的背侧应力较前侧应力更大,出现一定程度的应力集中,对基础挤压也更为严重,在吸力锚基础设计中,需对水平荷载背侧的桶壁做加固处理;在45°倾斜荷载作用下,吸力锚以竖向破坏为主并伴随小范围的水平移动。

7 环境影响

据预测,如果全球水合物中的甲烷全部释放出来,可使地球温度升高4°C–8°C。一旦升温,将造成如下后果:一是减缓全球变冷的趋势,二是可能加剧全球变暖的趋势。这是因为储存在水合物中的甲烷总量大致是大气中甲烷数量的3000倍,在导致全球气候变暖方面,甲烷所起的作用比二氧化碳要大10–20倍。

大规模的水合物分解,可导致大量海底单细胞生物灭亡,对海底生物多样性造成巨大灾难。Dickens等人^[104–107]认为从水合物中突然释放出大量甲烷是古新世与始新世分界面上(5500万年前)1/2–2/3底栖海洋动物灭绝的直接原因,同时,很多深海的浮游有孔虫和其他生物灭绝。根据分析,这次事件很可能是由于海底

水合物分解导致大量甲烷气体泄露而引起。分解产生的大量甲烷气,首先溶解在海水中,当溶解的甲烷饱和时,甲烷就会从海水逸出到大气中,进而可能引起温室效应。这次突然增温事件中大气中甲烷浓度的突然升高与气候变化的一致性在地质记录中找到了相应的证据,即深海沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 的含量出现了负偏移,同时地震地层学的研究表明,在晚古新世的沉积物中有大量甲烷气释放的痕迹。

通过对大西洋等海域沉积物样品的分析表明,在第四纪末期也发生了增温事件,浮游和底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 也出现了明显的负向偏移,研究表明这次的事件也是海底水合物分解引起的^[108]。

甲烷气进入海水中会对海洋生态平衡产生破坏。游离甲烷气可与海水中的溶解氧发生化学反应,即 CH_4 和海水中的 O_2 反应生成 CO_2 ,而 CO_2 又会与礁石中的 CaCO_3 反应生成 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 。于是导致海水中的氧气含量降低,引起喜氧生物群的萎缩,甚至物种灭绝,同时生成 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的反应也会造成生物礁退化,破坏海洋生态平衡^[109–111]。

研究还表明,在二叠纪/三叠纪界线、三叠纪/侏罗纪界线附近以及晚侏罗纪发生的古环境和古生物灾变事件也与水合物的分解密切相关^[112–114]。

在陆域冻土带的水合物区,地表与大气直接联通,与水合物地层也通过孔隙裂隙相通。一旦水合物分解,甲烷则会通过覆盖层直接进入大气。由于没有海底甲烷泄露时在海水中的溶解和氧化过程,从冻土中水合物进入大气圈的甲烷的量几乎和水合物分解释放的甲烷量相等。所以,陆域冻土区水合物大面积分解时,对气候的影响也不可小觑。另一方面,在冻土区,地表一般被高寒草甸、草场等覆盖,这些植被对环境条件的变化极为敏感。水合物开发时,当地原有的多年冻土状况不可避免地要被直接改变,使多年冻土区面积和厚度逐渐退化,环境遭到破坏,比如沙漠化、植物种类减少、群落盖度下降,以及小型啮齿类动物的潜入进一步加速草场的退化等^[115]。

从地史方面看,目前对全球气候变化与水合物释放甲烷相关联的较为一致的认识是:海平面升降、地震和海啸可能引起水合物分解;而水合物分解产生的塌陷、滑坡和浊流则可能进一步引发新的地震和海啸。同时,水合物分解引发的海底滑坡、塌陷,甚至海啸等自然灾害。对海底电缆、通讯光缆、钻井平台、

采油设备等工程设施可能造成威胁或破坏, 甚至波及沿岸的建筑物. 危害航行安全和人民的生命财产安全^[116,117]. 针对这些连锁反应式的灾害链非常需要开展深入的研究.

8 安全监测及数据处理

8.1 安全监测

针对水合物试采和开采过程中相关物理参数和应力变形变化的监测, 能够获得开采方案、灾害防治措施和配套设施制定和规划所需要的基础数据.

由于水合物开采一方面可降低地层强度而引起滑塌和海洋结构物破坏等灾害, 另一方面可能引起甲烷泄露到大气, 产生温室效应和环境效应. 因此在水合物开采过程中及之后进行监测就非常必要. 目前在已经开展的陆上冻土带和海洋陆坡区水合物试采过程中, 对水合物层及上覆层的温度、变形等参数进行了短期的监测, 采用的方法一般是在生产井和观测井中布设温度、电阻率、声波等探测仪器, 通过获得的多种信号, 分析出水合物分解前沿、水合物分解引起的温度变化、产气量随时间的变化等. 由于这些系统主要是针对试采设计, 监测的范围是局部的, 测量时间是短时间的. 如果要在正式商业开采中进行监测, 还必须考虑监测范围和时间长度^[118].

安全监测系统应该从传感器布置到数据采集与处理等整套流程进行整体设计, 即应该包含监测数据库建设、数据预处理、数据分析与反演方法、结果输出(图像、数据、公式)等功能模块. 不仅要重视测量部分, 对于测量数据的分析处理和管理也非常重要, 否则测量数据就无法为我们在工程优化、实时控制和灾害防范中所利用.

数据库模块是专门存贮水合物区背景及测量值历史的模块. 数据库可设为两个子库: 一个库用于存贮水合物背景如地理位置、名称、历史情况、监测仪器埋设情况等; 另一个库用于存贮测量值数据, 包括各种监测仪器如温度传感器、孔压计等的历史测量值记录. 两个子库均可对其中的信息随时进行补充、修改、删除等, 达到对监测数据进行管理的目的.

预处理模块的功能是对测量值数据进行预处理, 首先将所需数据从测量值数据库中调出, 然后通过有关的计算分析, 删除或修改由于偶然误差或系统误差

引起的反常数据, 使数据能真实地反映实际情况. 其处理方法有: 平滑分析、最大最小值分析、包络分析、级差分析等.

数据分析与反演模块的功能主要是对监测数据进行反演分析, 获得水合物开采过程及之后地层和海底结构的应力和变形、水合物分解前沿、产气量、地层温度压力等数据, 进而判断地层和结构的安全性以确定是否需要采取控制措施、分析产气的趋势已确定后续的增产或减产措施等. 这部分的分析方法可以分为确定性方法如有限元方法、解析方法、有限差分方法等, 以及非确定性方法如时序方法、灰色预测方法、神经网络方法、大数据方法等.

结果输出模块的功能主要是将反演分析结果以直观、清晰的形式如图表、图像、关键参数等形式输出, 为工程实时决策及今后设计和研究所采用.

目前已开展的水合物试采过程中得到应用的监测设备有中子密度仪、核磁共振仪、温度传感器、压力传感器、超声波仪、电阻仪、色谱仪、DTS(分布式温度传感器)、APS (Accelerator Porosity Sonde)、RST (Schlumberger's Reservoir Saturation Tool)、ECS (Elemental Capture Spectroscopy Sonde)、FMI (Fullbore Formation Microimager)、CMR (Combinable Magnetic Resonance Tool)等. 通过这些传感器可以直接或者间接地获得水合物地层的温度、压力、含气量、产气量、天然气成分、水合物分解范围、弹性常数、孔隙度、渗透率等物理力学参数^[119,120], 从而为后续的研究及现场的开采和安全提供依据. 已开展的水合物试采时间都较短, 这些仪器在使用过程中的可靠性及损坏情况可能不严重, 在水合物商业开采时, 这些传感器必须能适应多年长期监测的要求.

8.1.1 温度监测

在“Mallik 2002”项目水合物试采过程中采用的是 Schlumberger 公司的 MDT 测井仪. 用于温度监测的分布式温度传感器(DTS 系统), 从井口到井深 938.6 m 范围内布置, 直接捆绑于生产井套管之外, 对不同深度与轴向距离的温度进行持续不断地测量, 测量时间长达 17 d, 包括水合物注热法试生产的整个过程. DTS 系统测量温度的误差主要受到数据平均所取时间段影响, 数据平均所取时间段为 2.5 min 时, 温度测量误差为 $\pm 0.30^{\circ}\text{C}$. 经过后期处理, 该误差可减少到 $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$. 温

度测量峰值取决于循环液体注入口液体温度、地层结构和热学性能、循环液体在地层中的扩散速率等. DTS系统测量温度数据的变化主要受以下几个因素的影响: 循环液体的循环速率和温度、由井口到水合物地层的热传导情况、水合物地层的热力学性质、潜热效应等. 总体上, DTS系统测试到的温度分布与地层中水合物饱和度没有必然的联系. 井口处温度较低, 这可能是由于该处导热系数较大的缘故, 以及该区域有着较高流动性地层. 生产井周围天然气水合物分解后, 水合物和气体饱和度的变化会引起生产井周围地层导热系数的变化^[121].

通过APS可测量地层的孔隙, 且不受岩性和地层盐度影响. Sigma(矿物吸收热中子的能力)作为页岩的标识, 可用于计算黏土含量. ECS是通过地层中的9个元素(H, Cl, Si, Ca, Fe, S, Ti, Gd, K)分析来评估岩性、基质密度和绝对渗透率等参数. 这是一种基于地层中 γ 射线辐射谱分析的中子源工具. 声波扫描仪可测量压缩波、剪切波和斯通利波, 从而评估地层的弹性力学性质. Rt扫描仪用于测量地层的水平和垂直电阻率. MR扫描仪是一种磁共振工具, 能测量地层流体的剖面分布^[122].

8.1.2 孔压、位移测量及反演

孔压是分析水合物相平衡状态和地层中流体流动特征的重要参数, 因此是水合物开采中需要监测的重要参数之一. 由孔压数据可以分析地层中水合物的分解情况、分解范围和渗流情况. 孔压测量一般用孔隙压力传感器(PPT)测量. 通过测量得到孔压的空间分布随时间变化的数据, 结合渗流方程和水合物相平衡方程, 可以通过分析获得地层渗透率和水合物饱和度分布及随时间的变化.

实际上, 地层的位移与水合物分解引起的孔压、温度变化及地层的材料参数密切相关. 但多数情况下, 水合物分解引起的地层温度变化很小(一般只有几摄氏度), 对变形的影响可以忽略. 在实际工程中, 位移计的布置受到限制, 一般位移计尺寸较大, 且很难布置在地层中.

根据上述测量得到的孔压、温度、位移数据, 通过回归方法等时序分析等方法拟合经验关系式, 用于预测.

根据产气量的变化, 结合温度和压力的变化数据,

可以通过有限元等方法反演得到水合物分解前沿及分解程度(当地水合物分解量占初始水合物含量的百分比).

8.1.3 电阻率

地层的电阻率由孔隙水的盐度、孔隙水饱和度、气体饱和度、水合物饱和度及分布决定^[123]. 由于“排盐”效应, 含水合物地层的电阻率比不含水合物的大^[124,125]. 对于非均匀地层, 三维电阻率应该都被测量. 一般地, 电阻率随水合物分解而降低, 故由不同深度的电阻率剖面可以分析出水合物分解前沿^[126].

阿奇(Archie)半经验公式常用于地层电阻率的分析^[127]:

$$(1 - S_h - S_g) = \left(\alpha \frac{\rho_f}{\rho_b} \phi^\beta \right)^{\frac{1}{\chi}}, \quad (8)$$

式中, α , β 和 χ 是经验常数. 因为阿奇公式不能准确反映表面传导效应, 在用于水合物生产监测时需要仔细评估^[128,129]. 图9中的电阻率阵列能让我们追踪地层电阻率分布的变化, 从而评估水合物饱和度分布的变化^[130].

8.1.4 电势测量

流体渗透性可利用地层中电势改变和带电流体的

图 9 (网络版彩图) 一个用于水合物分解监测的ERA系统示意

Figure 9 (Color online) A ERA system for hydrate decomposition monitoring.

运动(流动电位)来分析. 流动电位的测量对捕捉地层中流体的流动具有独特的能力, 因而被广泛用于工程中, 比如水力压裂的监测、油气工业的试井等^[131,132]. 在应用时一般是先将已知的压力脉冲施加到地层, 然后记录地层中电势的瞬态变化. 根据这些数据就可以分析出压力脉冲在地层中的扩散^[133,134], 进而分析出地层的电阻率及渗透率.

电势测量还可用于评估地层中水合物饱和度, 即利用阿奇公式根据测得的地层电阻率来估算水合物饱和度^[135]. 水饱和地层的电阻率用变量 $R_a = aR_w$ 来计算, 其中 a 是阿奇参数, R_w 是原生水的电阻率. R_0 由下式确定:

$$R_0 = \frac{aR_w}{\phi^m} = \frac{R_a}{\phi^{1.6}} = \frac{0.4 - 0.17d/400}{\phi^{1.6}}, \quad (9)$$

其中, d 是基底的深度(m), ϕ 是孔隙度. 根据上述公式, 视电阻率随深度线性下降. R_0 可作为电阻率数据的基线值. 在估算水合物饱和度时, 高数值基线的电阻率部分可认为是水合物引起的^[136].

8.1.5 声学监测

地层中是否含有水合物, 井间断层声学参数如地层波速和衰减特性是不一样的. 一般地, 含水合物地层有更高的波速和衰减率^[137,138]. 利用初至波行时断层成像技术, 通过水合物分解前后压缩波的变化可以判断水合物分解前沿的发展^[139].

井间声波监测常用来测量水合物分解前沿的发展及地层性质随水合物分解的变化. 水合物分解会导致地层组成及力学特性的显著变化. 这些变化又会导致声波参数的明显变化^[140]. 井间声波测量系统一般由长期布置在生产井的源阵列和在观测井布置的接收阵列组成(如图10所示). 通过测量的声波数据间的时间差可快速分析得到水合物地层的力学性质及物质组成的变化^[141].

水合物分解从井筒处开始, 然后沿径向扩展. 其扩展速度和前锋的形状由地层渗透性、供热状况等因素控制. 含水合物地层的物理模型可用于预测分解区的波速, 或者根据波速预测地层的物理和力学参数.

对声波监测存在的挑战主要有: 水合物地层的声波衰减特性、采集数据的重复性、井位的不确定性.

根据声波测量得到的波速, 可以由以下公式反演得到地层的弹性模量、剪切模量和泊松比等参数. 同

图 10 (网络版彩图)Mallik地区水合物试采中声学监测系统示意图

Figure 10 (Color online) The schematic diagram of acoustic monitoring system in Mallik hydrate test.

时可以根据声波波速随时间的变化, 反演获得水合物分解前沿的位置.

常用的岩石物理模型有: Pearson等人^[142]提出的加权平均模型:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi(1-S)}{V_w} + \frac{\phi S 1 - (1-S)}{V_h} + \frac{1-S}{V_m}, \quad (10)$$

式中, V_p 是水合物地层的压缩波速, V_w 是孔隙流体的压缩波速, V_h 是纯水合物的压缩波速, V_m 是骨架的压缩波速, ϕ 是孔隙度, S 是水合物占孔隙的百分含量. 这个模型适合非固结的地层.

Lee等人^[143]提出了与波速相关的弹性常数计算模型:

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}}, \\ V_s &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \\ \rho &= (1-\phi)\rho_s + \phi\rho_w, \end{aligned} \quad (11)$$

式中, k , μ 分别为地层的体积模量和剪切模量, ρ_s , ρ_w 分别为地层骨架和孔隙流体的密度, 其他参数意义同前.

8.2 监测数据处理方法

8.2.1 非确定性分析方法

(1) 统计回归方法

该方法是建立水合物层响应的原因量与结果量之

间的关系. 其中有一元回归、多元回归、非线性回归等多种模型. 统计回归方法是一种很有用的数学方法, 尤其当确定性模型无法确定量之间的相互关系时, 统计回归模型就显得尤为重要. 缺点是必须有一定数量的历史数据以确立统计回归模型, 而且一次只能确定一个或多个原因量与一个结果量之间的关系^[144]. 下面列举几种统计回归模型来说明.

线性模型(一元及多元回归)有:

$$Y = a_0 + a_1 X, \quad (12)$$

式中, X 是自变量, Y 是因变量, a_0, a_1 是拟合系数.

多重线性回归可表示为

$$Y = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n. \quad (13)$$

非线性回归模型有多种, 比如:

$$f(x, \beta) = \frac{\beta_1 x}{\beta_2 + x}, \quad (14)$$

其中, β_1, β_2 是拟合系数, x 是自变量.

非线性回归模型可以单独用于确定其原因量与结果量之间的关系, 也可以用于多元复合回归中确定某原因量对总结果量的贡献.

(2) 时间序列分析方法

时间序列方法可为对测量数据进行时间相关的分析, 包括时序分析^[145]、灰色预测^[146]、傅里叶分析、突变开采等. 这些模型可以预测开采过程中水合物在地层中分解范围的发展趋势, 以确定水合物分解量、分解前沿、地层变形的发展趋势等.

时序分析方法可分为简单序时平均法、加权序时平均法、简单移动平均法、加权简单移动平均法、趋势预测法、指数平滑法等. 简单序时平均法又称为算术平均法, 即基于观察数据的平均值来预测将来的值. 这个方法仅对变化小的情况作趋势预测合适.

(3) 灰色预测方法

在灰色系统理论中, $GM(\gamma, m)$ 表示一个灰色模型, 其中 γ 是微分方程阶数, m 是变量的数目. 因为计算效率高, $GM(1,1)$ 模型是采用最多的模型. $GM(1,1)$ 模型的微分方程具有随时间变化的系数. 也就是说, 模型要根据新获得的数据随时更新^[127].

在 $GM(1,1)$ 中一个非负的序列 $X(0)$ 代表时间分布序列, 对这个序列做累加生成, 得到如下单调增加的序列 $x^{(1)}$:

$$x^{(1)} = (x^{(1)}(1), x^{(1)}(2), \dots, x^{(1)}(m)), \quad m \geq 4, \quad (15)$$

其中,

$$x^{(1)}(k) = \sum_{i=1}^k x^{(0)}(i), \quad k = 1, 2, \dots, m. \quad (16)$$

$x^{(1)}$ 的累加均值序列 $z^{(1)}$ 定义如下:

$$z^{(1)} = (z^{(1)}(2), z^{(1)}(3), \dots, z^{(1)}(m)), \quad (17)$$

其中, $z^{(1)}(k)$ 是相邻两个数据的平均值, 即:

$$z^{(1)}(k) = 0.5(x^{(1)}(k) + x^{(1)}(k-1)), \quad k = 2, 3, \dots, m. \quad (18)$$

灰色差分方程的最小二乘法评估序^[20]:

$$x^{(0)}(k) + ax^{(1)}(k) = b, \quad (19)$$

式中, a 是发展系数, 它的符号和数值反映 $x^{(0)}$ 和 $x^{(1)}$ 发展趋势, b 是灰作用量, 它的物理含义是系统的作用量, $x^{(0)}(k)$ 是灰色导出量, $z^{(1)}(k)$ 是白化的背景值. 因此白化方程如下:

$$\frac{dx^{(1)}}{dt} + ax^{(1)} = b, \quad (20)$$

式中, $[a, b]^T$ 是一个如下的参数序列:

$$[a, b]^T = (B^T B)^{-1} B^T Y, \quad (21)$$

其中,

$$Y = [x^{(0)}(2), x^{(0)}(3), \dots, x^{(0)}(m)]^T,$$

$$B = \begin{bmatrix} -z^{(1)}(2) & 1 \\ -z^{(1)}(3) & 1 \\ \dots & \dots \\ -z^{(1)}(m) & 1 \end{bmatrix}.$$

由方程(17), $x^{(1)}(t)$ 的解可以得到如下:

$$x^{(1)}(k+1) = \left(x^{(0)}(1) - \frac{b}{a}\right)e^{-ak} + \frac{b}{a}. \quad (22)$$

为了得到原始数据在 $k+1$ 时刻的预测值, 需要用到逆累加生成建立如下的灰色模型:

$$x_p^{(0)}(k+1) = \left(x^{(0)}(1) - \frac{b}{a}\right)e^{-ak(1-e^a)}, \quad (23)$$

其中, $x_p^{(0)}(k+1)$ 是预测值, 计算值不是整数, 但是在处理过程中又必须使其为整数, 因此要对计算值做取整处理:

$$x_p^{(0)}(k+1) = \text{Round}(x_p^{(0)}(k+1)) - c, \quad (24)$$

其中, c 是一个常数^[147].

(4) 神经网络模型

神经网络是由大量而简单的处理单元(称为神经元)广泛地互连而形成的复杂网络系统, 它是模仿人脑功能的一些特征而建立的, 是一个高度复杂的非线性动力学习系统, 适合处理需要同时考虑许多因素和条件的、不精确和模糊的信息问题^[148].

目前应用较多的是BP(反向传播)网络模型, 尤其是近几年深度学习算法的提出, 更是让神经网络模型的应用如虎添翼.

BP网络模型的基本原理是: 输入信号, 通过中间节点(隐层点)作用于输出节点, 经过非线性变换, 产生输出信号. 网络训练的每个样本包括输入向量和期望输出量. 网络输出值与期望输出值之间的偏差, 通过调整输入节点与隐层节点的联接权值、隐层节点与输出节点之间的联接权值及阈值, 使误差沿梯度方向下降, 经过反复学习训练, 确定与最小误差相对应的网络参数(权值和阈值), 训练即告停止. 此时经过训练的神经网络即能对类似样本的输入信息, 自行处理输出误差最小的经过非线性转换的信息. 目前人们在实践中采用的BP网络有不同的形式, 以三层网络模型为主, 非线性变换方程则有多种形式^[149-151].

下面以三层模型为例来做简要说明(图11).

问题的每个影响参数对应输入层的每个神经元, 输出结果的每个量对应输出层的每个神经元. 中间层和输出层中的每个神经元由上一层的所有神经元的值决定. 每两个相连的神经元之间有一个可调节的权值, 代表他们之间的连接强度. 每个神经元的值由上一层的值经过传递函数作用后进行求和而得到, 通常该值要减去一个阈值.

任一神经元的净值由下式决定:

$$\text{net}_j^n = \sum_i W_{ij}^n x_i^{n-1} - t_j^n. \quad (25)$$

输出值 x_j^n 由下式求得:

$$x_j^n = f(\text{net}_j^n) = \frac{\theta_j^n}{1 + e^{-\beta_j^n \text{net}_j^n}}, \quad (26)$$

式中, $f(\cdot)$ 是传递函数, 其形式有多种, 如双曲正切函数、阶梯函数、S形函数等. 其中S形函数是在实际应

图 11 (网络版彩图)BP模型示意

Figure 11 (Color online) The schematic diagram of BP model.

用中使用最广泛的.

在将误差信号反向传播前, 需要将输出层的值与期望值进行对比以确定误差大小. 误差函数定义如下:

$$E = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p (d_j - x_j^q)^2, \quad (27)$$

式中, q 是总的网络层数, p 是输出层总的神经元数目. 学习的过程就是不断调节学习参数 W , t , β 和 θ , 使误差不断减小. 梯度下降算法被用来计算每个学习参数的误差梯度, 进而通过使误差沿最陡的下降方向来调整学习参数, 这样就使得输出值最快地接近期望值. 例如, 权值调节可用下式:

$$\Delta W_{ij}^n(T+1) = -\eta \frac{\Delta E}{\Delta W_{ij}^n}, \quad (28)$$

式中, η 是学习速率, T 是迭代次数.

同样地, 调节 t , β 和 θ 的训练公式如下:

$$\Delta t_j^n(T+1) = -\eta \delta_j^n + \gamma^* \Delta \delta_j^n(T), \quad (29)$$

$$\begin{aligned} \Delta \beta_j^n(T+1) = & -\eta \xi_j^n [x_j^n (1 - x_j^n) \text{net}_j^n] \\ & + \gamma^* \Delta \beta_j^n(T), \end{aligned} \quad (30)$$

$$\Delta \theta_j^n(T+1) = -\eta \xi_j^n (x_j^n / \theta_j^n) + \gamma^* \Delta \theta_j^n(T). \quad (31)$$

(5) 大数据分析模型

大数据技术是指从各种各样类型的数据中, 快速获得有价值信息的能力. 适用于大数据的技术, 包括大规模并行处理数据库、分布式文件系统、分布式数据库、云计算平台、互联网等^[152].

水合物安全监测周期长、测点数量和类型较多、产生的数据量大, 包括孔压、温度、变形、产气量等

多个测量系统构成的数字、图像等多种数据类型, 大数据挖掘计算非常适合于这类数据的分析及处理. 分析方法包括机器学习、特征抽取等多种方法, 从而可以实现仿真、预测等功能^[153].

8.2.2 确定性模块

该模块是用数值方法(有限元法、有限差分方法、解析公式计算方法等)直接计算因果量之间的关系. 该模型的功能有两方面: (1) 根据现有的工况及参数, 计算并预测水合物开采区的地层稳定性和变形、产气量等情况; (2) 根据监测得到的数据, 反演得到水合物开采过程中地层参数的变化, 进而用反演得到的参数及工况预测将来一段时间内水合物开采区地层的稳定状态及变形趋势. 由于这类方法有坚实的理论基础, 结果可行且应用成熟, 同时可分析多因素间的关系. 因而也是一种非常实用的方法^[154,155].

9 水合物沉积物力学性质研究进展

9.1 水合物物理和力学性质主要影响因素

9.1.1 水合物结构

水合物分为3类: I-型、II-型、H-型. I-型水合物是立方体心晶体结构, II-型水合物是是棱形立方晶体结构, H-型是六方晶体结构. I-型和II-型水合物的理论结构分别是 $S_2L_6 \cdot 46H_2O$ 和 $S_{16}L'_8 \cdot 136H_2O$, 其中S代表20结点的多重的笼子(20-cage), L代表28结点的多重的笼子(28-cage), L'代表24结点的多重的笼子(24-cage), 如图12. 这3种结构的体积比是20-cage:24-cage:28-cage=1.91:1.43:1, 相应的等效球直径比为4.18, 3.79, 3.37 Å. 在100 K时, 平均晶体体积分别是158.8, 227.8和303.85 Å. 甲烷分子的直径为0.4–0.5 nm^[5].

9.1.2 水合物形成方式及岩土骨架特性的影响

水合物在地层孔隙或裂隙中的存在形式对水合物沉积物的力学性质有很大的影响. 水合物在孔隙或裂隙中有3种存在方式: (1) 填充型, 即水合物在颗粒表面首先形成并向孔隙中间自由地发展, 没有在颗粒之间发生桥接. 这种情况下, 水合物主要影响孔隙流体体积刚度和渗透性^[156]. (2) 承载型, 即水合物将相邻的颗粒桥接并成为骨架的一部分, 从而参与骨架的承载. (3) 胶结型, 即水合物将相邻的颗粒胶结. 这种情

图 12 水合物结构^[5]

Figure 12 The cage types and hydrate structures [5].

况下, 即使很少量的水合物也可大幅增加沉积物的刚度和强度^[157].

沉积物刚度和强度在水合物低饱和度(<40%)时是应力依赖的, 在高饱和度(>50%)时是无关的. 这是因为在高饱和度时, 水合物控制了沉积物的强度和刚度, 而且由于粒间配位数、胶结性、孔隙填充程度增加, 沉积物的剪胀性增加. 水合物饱和度对沉积物强度的影响随着颗粒比表面积的增加而降低. 水合物的形成方式对沉积物强度的影响随围压的增加而增强. 这是因为围压增加时, 粒间配位数、粒间接触面积和摩擦阻力增加, 从而导致沉积物刚度的增加. 高饱和度时, 围压的影响可忽略.

9.2 水合物沉积物物理性质

9.2.1 热力学性质

在局部尺度范围, 甲烷水合物的热扩散系数和比热不仅对于分析水合物开采至关重要, 而且对于减轻在常规油气开采时生产设备下的水合物分解引起的灾害也非常关键^[158–160]. 在区域尺度下, 可用水合物热传导来测量热流^[161]. 在全球尺度下, 水合物分解与气候变化的关系也需要了解水合物的热力学性质^[162].

热传导系数: 热传导是水合物沉积物的关键物理性质之一. 与局部热梯度结合, 热传导系数可以用于热流的估算. 与水合物分布和含量的预测模型结合, 热传导系数是分析水合物分解前锋发展的关键参数之一^[163]. 水合物沉积物的体积热传导系数是颗粒尺度、有效应力、孔隙率、孔隙流体和填充型水合物占据的

空间等因素间的复合作用的结果. 研究表明, 虽然THF溶液和THF水合物的热传导系数几乎相等, 但是THF水合物沉积物的热传导系数随着水合物的形成而增加. 原因主要有以下几方面: (1) 水合物形成时的低温抽吸及随之产生的周围土骨架的孔隙减小; (2) 水合物形成时在侧限条件下的平均有效应力增加; (3) 颗粒-孔隙流体界面转变为颗粒-水合物界面时界面热阻抗降低等^[164]. 颗粒与孔隙流体的热传导系数相差几个数量级: 矿物颗粒($\sim 10 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), 水($\sim 1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), 空气($\sim 0.01 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). 这么大的差别使得颗粒间的传热优先进行, 即优先在颗粒之间通过接触传热, 然后是颗粒-流体-颗粒间通过接触处附近的流体传热、以及孔隙内流体的传热. 水合物沉积物的热传导系数随着温度的增高和甲烷气压降低而降低. 尽管石英的热传导系数比甲烷水合物的高, 但是热传导系数最大的情况是含33%的水合物沉积物而不是纯石英砂. 这也说明了水合物的形成增加了颗粒间的接触从而强化了颗粒-颗粒间的传热^[165]. 颗粒间的热传导与颗粒半径成正比、与接触距离成反比. 密度越大、颗粒间配位数越多, 则沉积物的热传导系数越大. 孔隙水也在颗粒间起着高热传导桥梁的作用. 因此地层热传导系数随含水饱和度的增加而增加, 有效应力的增加也导致热传导系数的增加^[166]. 甲烷水合物和水的热传导系数在水合物沉积物的温度条件下差别小于10%^[167,168]. 因此, 作为一阶近似, 可以将沉积物中的水合物作为孔隙水来估算热传导系数^[169].

比热: 比热是表征系统储热的量度, 是水合物分解过程的一个控制参数. 水合物分解是一个吸热过程. 如果供热不足, 分解速率将受到制约. 甲烷水合物的比热低于水比热的一半, 即水合物的形成将显著降低水合物沉积物的比热^[168].

与热传导系数不同, 比热仅仅依赖岩土骨架、水合物、水和气的质量分数, 而与它们在地层和孔隙内的分布和界面效应无关. 一般地, 沉积物的比热可用各相比热与其百分含量的加权平均来表示. 因为水合物的比热比水的一半还小, 所以水合物的存在可显著降低水合物沉积物的比热^[168].

热扩散: 热扩散对于分析热前锋的发展非常重要. 例如, 高温油气从井中被抽取到地面的过程中, 地层温度将升高, 且温度升高到给定值需要的时间与有效热扩散系数 k_{eff} 成反比^[158].

因为水合物的热扩散系数是水的2倍多, 所以水合物沉积物比无水合物的沉积物的温度改变得更快^[168]. 当不考虑水合物的混合效应时, 热扩散系数可用下式计算: $k = \lambda / \rho / c_p$, 其中 λ 是热传导系数, ρ 是密度, c_p 是比热.

潜热: 有组织结构的水合物较可自由运动的无序结合的甲烷和水分子具有更小的内能, 因此水合物形成时需要释放能量即热量, 水合物分解时则需要吸收热量^[170]. 这个热量的变化称为潜热(ΔH). 根据Sloan^[5]的研究, 水合物分解潜热近似是下列因素的函数: 构成笼子框架的氢键、空穴占据和客体分子尺寸. 大约总分解潜热的80%是由水分子间的氢键强度决定的. 水合物分解潜热是分解水合物时的热焓的变化. 一般存在两种类型的水合物分解: 水合物分解成冰和气、水合物分解成气和水. 这两种情况下的热焓差别等于冰融化的热焓. 虽然通过热量测定可以获得 ΔH , 但是目前这方面的研究还较少. 热焓也可以通过相平衡和热动力学数据由Clausius-Clapeyron方程来计算, 即:

$$\frac{d \ln P}{d(1/T)} = \frac{-\Delta H}{ZR}, \quad (32)$$

式中, P 是压力, T 是温度, Z 是压缩系数, R 是理想气体常数. 这个方法的有效性取压缩性的变化是否可以忽略. ΔH 与客体分子有关, 但是主要还是由水分子间的氢键控制. 一般地, I型水合物中, 一个客体分子被6个水分子包围, II型水合物中, 则1个客体分子周围有17个水分子^[5,171].

因为需要定量分析水合过程中由液体到固体转变时产生的传热, 才能获得水合物热力学性质, 因此这是一个很复杂的问题^[172,173]. 到目前为止, 关于水合物沉积物热力学性质的数据还很有限.

9.2.2 渗透性

水合物沉积物的渗透性对水合物的分解和形成过程有重要影响, 并且随着孔隙中水合物的形成而降低. 一般地, 水合物的形成、聚集和渗透降低在孔隙介质中较裂隙介质中发展得更快. 渗透性的降低将减慢水合物的形成或分解过程^[174-176]. 孔隙充填型的水合物较颗粒裹覆型的水合物对渗透性的降低更显著^[177]. 基于有限的不含气的水合物沉积物的数据, 孔隙充填型水合物沉积物的渗透性模型可很好地估算渗透系

数^[178,179].

如果沉积物中孔隙尺度分布范围大, 将有较大量的小孔隙所占的体积, 这部分体积不会对渗透性有贡献. 原因是水合物的形成堵塞了这部分孔隙使其成死孔并导致渗透性的非均匀性. 一般地, 当水合物饱和度超过40%, 沉积物的有效渗透率才会显著降低, 且随着水合物饱和度的增加而降低, 在水合物完全填满孔隙前渗透系数已降为0^[180].

目前, Darcy定律广泛地用于水合物开采中的渗流分析. 但是在孔隙尺度过小时, 该定律是不符合实际的. 实际上, 水合物沉积物的渗透系数随着水合物的形成和分解而变化. 一个简化的模型是将渗透系数假设为孔隙率和比面积的函数^[181], 比如:

$$k = \frac{\phi^3}{2A_s^2}, \quad (33)$$

其中, k 是沉积物的绝对渗透率, ϕ 是孔隙率, A_s 是比表面积.

水合物沉积物的渗透系数受到裂隙、孔隙、喉道、纹理和层理等因素的影响^[182]. 因此, 微观测量技术常被用于分析水合物沉积物的渗透性. 例如利用核磁共振成像技术(NMR), 岩土CT测量技术获得沉积物的微观结构参数, 进而分析其渗透性^[176,183].

与一般沉积物类似, 水合物沉积物中的孔隙流体通过孔隙和裂隙构成的非均匀渗透网络进行流动. 因此, 从微观尺度上看, 水合物沉积物的渗透性由孔隙的连通性、孔隙尺度分布裂隙长度和宽度等控制. 如果裂隙连通性不好, 同时基质渗透性也很差, 那么流体就会被堵塞在网络中. 相反, 如果基质渗透性高, 同时裂隙网络规则且高度互连, 则裂隙和基质孔隙可以分别视为连续均匀地分布于整个区域. 逾渗理论^[184-187]和孔隙网络模型^[188-191]常用于这种孔隙裂隙网络多孔介质的连通性和渗透性的分析.

9.3 水合物沉积物物理和力学参数的获取方法

9.3.1 地球物理勘探方法

因为水合物增加地层的刚度从而使波速增加, 所以遥感技术可用于水合物存在的探测和力学性质的分析. 压缩波和剪切波已被广泛地用于捕捉地层中的水合物位置及饱和度估算. 利用波速测量的地球物理地震法主要包括单波束法、多波速法、多频法、多分量

法等. 通过测量获得的水合物沉积物的波速和衰减数据, 经过反演分析, 可以得到水合物沉积物的弹性模量、阻尼以及水合物的含量等参数^[192]. 一些研究者^[193,194]应用多属性分析方法获得了布莱克海台(Blake Ridge)地区的波速、孔隙率、密度等参数. 采用基于多相流的波扩散和颗粒流理论的多种模型来预测水合物的含量, 与离散的水合物原位试样的测量结果相一致. 实践表明这是一种可以获得水合物地层二维情况的很好方法. Wittebolle和Sego^[195]测量了用氟利昂-12合成的含水合物的石英砂沉积物的压缩波速. 测量得到在-1.7°C时P波速度为3600 m/s, 在+1.9°C时下降到2500 m/s, 而不含水合物时P波速度为1900 m/s.

到现在为止, 还没有比较统一的关于力学性质和波速间的关系, 而获得的力学性质参数的准确与否和采用的分析模型密切相关; 同时由于地震波反演具有多解特性, 而人们对水合物地层力学特性了解甚少, 因此对水合物地层的地震波精确反演技术仍然是水合物勘探的难题^[196,197]. 一般来说, 通过地球物理勘探获得的力学性质参数是较大尺度上的平均值, 是较粗糙的.

9.3.2 测井法

地球物理测井法是将测量仪器放置在井筒中或固定于钻头, 从而在钻进过程中测量水合物地层的物理和力学特性. 这种方法在油气勘探方面有成熟的应用. 地球物理测井方法包括井径、伽玛射线、自然电位、电阻率、声波和中子孔隙度测井等方法^[198,199]. 水合物沉积物的声波速率、电阻率、孔径值较其他地层的大. 电阻测井和声波测井特征曲线对水合物层最为有用, 但这两种测井方法对水合物含量不大的粉砂及黏土质的水合物沉积物效果不明显. 测井方法的探测范围由波长、发生能量所决定, 较常规地球物理勘探的范围小. 测井法需要现场打井, 成本较高, 因此一般只有在正式开采前或试开采时采用.

9.3.3 室内试验研究

室内实验具有可控性, 人工合成样品的成本较原位取芯和现场调查低很多. 室内试验主要通过声波测量、电阻测量、三轴压缩、扭剪或共振柱试验等手段获得水合物沉积物的模量、阻尼和强度等参数.

对于包含黏粒和粉粒的沉积物, 黏粒(主要是伊利

石)控制其特性. 近海床的沉积物的强度、刚度和孔隙不仅由上覆垂向有效应力有关, 而且更与含离子的孔隙水和高比表面积的岩土颗粒间的作用有关. 孔隙流体的导电率有时可达到海水的2倍. 高导电孔隙流体导致粒间电场作用力超过垂直有效应力对力学性质的影响. 水合物分解时沉积物强度的剧烈损失是由以下因素引起的: (1) 承载型水合物分解导致的孔隙压力升高; (2) 由于水合物分解和气体膨胀使孔隙水淡化, 粒间电斥力增加, 黏土结构遭到破坏^[200].

有关水合物沉积物力学性质的实验和文献还很有限, Winters等人^[201-203]开展了系列的水合物沉积物原状样和人工样品的力学性质实验, 包括: 加拿大马更歇三角洲Malik21-38钻井所取的水合物沉积物原状岩心, 含甲烷水合物的渥太华砂沉积物的人工样品的实验. 结果表明, 与不含水合物的样品相比, 原状和重塑水合物沉积物样品的剪切强度和压缩波速都增大. 增大的比例取决于水合物的含量和分布、沉积物的性质和试验条件. 部分现场水合物沉积物未与岩土颗粒胶结, 而实验室合成的含水合物渥太华砂样品中的水合物却岩土颗粒胶结. 因此, 当使用人工样品进行实验来预测实际情况时, 必须注意这一点. 在不同孔隙空间充填条件下, 水合物沉积物的纵波速度范围很宽, 从充满气体时的低于1000 m/s到全部充满水时的1770-1940 m/s, 充满不同水合物含量时, 波速为2910-4000 m/s, 充满冰时为3880-4330 m/s.

Hyodo等人^[204]的三轴实验结果表明: 甲烷水合物合成过程中的温度和压力对沉积物的强度没有影响; 力学性质由实验中的温度、反压、有效围压和甲烷水合物的饱和度决定. 在水合物分解过程中, 不施加剪应力时, 不论有效应力是否减少, 沉积物都有剪胀性; 当施加剪应力时, 剪切变形的发展和体变则由是否达到临界孔隙比决定.

Clayton等人^[205]通过共振柱试验, 研究了0.25-2 MPa范围内甲烷水合物含量对砂沉积物的剪切模量、体积模量以及阻尼比的影响. 结果表明, 水合物胶结对砂样的剪切模量具有很大的影响, 而对体积模量的影响很小. 当水合物含量为3%-5%时, 水合物胶接砂样的阻尼达到峰值.

Masui等人^[206,207]在对日本Nankai Trohgh地区钻取的原状样和人工Toyoura砂样进行了三轴实验. 结果

表明, 原状样与人工合成样的强度基本相同, 但在主应力差、体变和轴变图上, 两者的应力-应变和体变-应变关系明显不同; 前者的切线弹性模量E50平均值明显低于后者约200 MPa; 原状样的泊松比一般在0.1-0.2之间, 而人工合成样的在0.05-0.22之间, 两者的泊松比均与水合物饱和度关系不大^[208-210].

张旭辉等人^[211-213]通过三轴实验研究表明, 4种材料(冰、THF水合物、CO₂水合物沉积物、甲烷水合物沉积物)的应力应变和强度均显示出塑性失效的特性. 相等饱和度条件下, 孔隙中存在不同类型的水合物或冰时其强度是明显不相同的. 水合物分解后, 沉积物的强度显著下降, 例如, 粉细砂为骨架的水合物沉积物在初始饱和度为86%时, 如果完全分解后, 强度仅为初始值的1/10; 初始饱和度30%, 分解后强度降低1/2. 水冰的凝聚力较纯THF水合物的小, 而内摩擦角较纯THF水合物的大. 但是THF水合物沉积物的凝聚力和内摩擦角均较含等体积百分含量冰的沉积物的大. 随着冰和甲烷水合物总含量的增加, 水合物沉积物的内摩擦角稍有下降而凝聚力显著增加. 含冰和甲烷水合物的沉积物的凝聚力较含等体积百分含量的沉积物低2倍, 而内摩擦角只是稍小一点. 初始甲烷水合物饱和度30%的沉积物的强度在水合物分解后降低50%, 初始饱和度86%时, 强度降低90%. 在同样的动载幅值条件下, 水合物分解后的饱和THF沉积物较含饱和水的细砂需要更长的时间才能液化^[212,213]. 如果水合物在固结且已经胶结的土骨架中形成, 则水合物分解主要影响凝聚力, 而如果在非固结土中形成, 则水合物分解主要影响内摩擦角. 水合物沉积物的力学参数随水合物饱和度、骨架的性质而变化^[214-218]. 因此, 水合物沉积物的力学参数是水合物饱和度、分布、每一相(水合物、土骨架、气体、水)的性质的函数.

从现有的研究结果来看, 在室内实验方面, 采用的样品还是以人工制备的样品为主, 很少采用现场的原状样, 获得的力学特性与现场的应该是有较大差别的. 现场条件下, 水合物在地层中的分布多种多样, 且多数情况下在空间分布上是不均匀的, 现有的三轴实验样品在实验尺度上还几乎没有考虑采用能消除这种不均匀性的尺度的样品. 今后的关于水合物力学性质的研究应该更重视在现场原位的测试, 包括地层中未扰动状态下, 通过非三轴仪的测量, 以及船载三轴仪或其

他设备进行保温保压条件下的样品测试.

9.4 水合物沉积物本构的理论模型

在获得了系列的水合物沉积物应力应变曲线和强度数据的基础上, 人们提出了几类描述水合物沉积物力学行为的本构模型. 一类是基于岩土传统弹塑性本构模型的修正模型. 比如Miyazaki等人^[219]基于Duncan-Zhang本构模型的修正模型; Sultan和Garziglia^[220]提出的修正的剑桥模型; 张旭辉等人^[221]提出的修正的亚塑性模型等; Uchida等人^[222]提出的基于临界状态理论的模型; 蒋明镜等人^[223]基于颗粒流数值模拟方法的弹塑性模型等. 这类模型通常是修改土力学屈服面的办法, 或者通过混合物模型律将水合物饱和度等因素考虑到材料常数中, 来反映水合物沉积物特性. 这类模型可以描述水合物沉积物的剪胀和弹塑性特性等, 同时也试图在模型参数中反映水合物赋存状态、分布等因素的影响. 但是不同的修正模型考虑的只是水合物沉积物的某一方面的特性, 对应力应变关系的整体描述还欠准确. 同时对于水合物在颗粒间的胶结作用难以描述.

一类是在传统的岩土本构模型基础上, 将统计损伤、概率等概念考虑进去, 使其能反映水合物存在及受力时对微结构和应力应变的影响^[224-227]. 这类模型能够反映应变发展过程中水合物与岩土颗粒间胶结作用减弱, 从而能降低沉积物强度的特性, 应变软化和硬化等特性. 这类模型参数较多, 实际应用时较复杂. 同时应该注意到, 水合物在沉积物中有3种赋存方式, 即孔隙填充性、承载型和胶结型. 如何能在本构模型中反映这3种情况, 仍然是很困难的.

10 结论与展望

美国、日本、加拿大、中国等国家在水合物试验性开采中存在的问题, 使得水合物开采的安全性问题得到了国际社会各界的关注. 通过水合物开采安全性问题研究进展的分析, 得到如下认识.

(1) 水合物分解引起海底滑坡的研究, 除了对历史上滑坡的地质调查, 一般还是针对理想情况的, 如地层分布均匀、坡度均匀的坡体进行研究, 而实际上, 地形地貌复杂多样, 地层地质分布不均匀, 水合物饱和度的

空间分布也很不均匀, 目前的水合物分解引起滑坡的判断准则一般是将滑坡体作为无限长, 几何尺寸和材料常数均匀分布, 不考虑坡体在覆盖层内上下两端面上摩擦力和抗拉强度的影响. 如何使研究更接近实际情况, 将是以后需要重点开展的工作.

(2) 目前的研究还很少将水合物开采过程以及由此引起的海水入渗、海水所含的热量向地层的传导、地层的变形等综合到一起考虑. 这些多种因素作用下的系统是否存在一个不稳定(水合物分解失控及地层失稳)的临界条件, 是需要在商业开采前作为重点考虑的. 因为商业开采时, 同时存在多口开采井的井场占地面积大. 当大范围长时间的水合物分解后, 系统的稳定性与小尺度的室内试验及计算是不一样的. 水合物分解被抽走后将形成负压, 同时由于分解吸热而使地层降温, 于是引起周围地层中孔隙水及海床上海水向含水合物地层中渗流, 以及周围向该地层传热. 这样就产生通过热传导和对流传热促使含水合物地层温度升高. 如果某种条件下, 周围传递到水合物地层中的热量足够维持水合物不停地分解, 甚至分解速度越来越快, 形成正反馈循环, 于是整个系统就会失去了稳定.

(3) 关于层裂和喷发的研究, 目前还是针对一维和二维条件开展的, 在实际的三维情况下, 临界条件是什么? 喷发后的运动过程怎样演化的? 层裂直至滑坡/泥石流的过程是怎样演化的? 这些都是与实际工程密切相关的, 但还缺乏深入的研究.

(4) 目前关于水合物分解引起的灾害研究, 多数是针对分解这一单因素进行的, 对于水合物分解及与其他条件如地震、台风、内波等外部环境载荷共同作用时灾害发生的条件、规模和可能发生的灾害链及防范也需要做深入的研究.

(5) 随着水合物分解, 地层刚度和强度减弱, 地层会发生大变形的沉陷和滑移, 这反过来又影响地层的力学性质和物理性质. 目前关于地层的力学和物理性质及随水合物分解而演化很少考虑. 对于水合物分解引起的滑坡而言, 这是非常重要的, 同时在原状水合物岩心的力学测试等方面, 还需要开展深入研究.

(6) 目前对于水合物开采安全监测主要是针对试采的短周期局部尺度的土层响应监测, 数据量及分析非常缺乏. 水合物开采过程土层响应是由多种因素共同引起的, 需要深入研究其中的控制因素和物理机制,

建立系统综合的监测数据分析方法, 有效地进行监测仪器的布置, 并进行长期的监测, 建立相应的土层响应数据库, 服务于水合物工程相关的地质灾害和环境效应评价.

(7) 人们对水合物沉积物力学性质进行了较多的

研究, 但到目前为止, 主要积累的大量的关于水合物沉积物的物性和应力应变和强度数据. 关于水合物沉积物的本构模型研究还很不够, 缺乏实用的适合于水合物开采和安全分析的本构模型. 另外对于原状岩心的力学和物理参数的实验数据很缺乏.

参考文献

- Sultan N, Cochonat P, Foucher J P, et al. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Mar Geol*, 2004, 213: 379–401
- Sobkowicz J C, Morgenstern N R. The undrained equilibrium behaviour of gassy sediments. *Can Geotech J*, 2011, 21: 439–448
- Vanoudheusden E, Sultan N, Cochonat P. Mechanical behaviour of unsaturated marine sediments: Experimental and theoretical approaches. *Mar Geol*, 2004, 213: 323–342
- McIver R D. Hydrate of natural gas-important agent in geo-logical processes. *Geol Soc Amer Abstract Programs*, 1977, 9: 1089–1090
- Sloan E D. *Clathrate Hydrates of Natural Gas*. 2nd ed. New York: Marcel Dekker, 1998
- Max M D. Natural Gas Hydrate: In Oceanic and Permafrost Environments. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. 61–67
- McIver R D. Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport. *Amer Assoc Petrol Geol Bull*, 1982, 66
- Hafliðason H, Sejrup H P, Nygård A, et al. The Storegga Slide: Architecture, geometry and slide development. *Mar Geol*, 2004, 213: 201–234
- Brown H E, Holbrook S, Hornbach M, et al. Slide structure and role of gas hydrate at the northern boundary of the Storegga Slide, offshore Norway. *Mar Geol*, 2006, 229: 179–186
- Kvalstad T J, Gauer P, Kaynia A M, et al. Slope stability at Ormen Lange. In: *Proceeding of Offshore Site Investigation and Geotechnics: Diversity and Sustainability*. London: Society of Underwater Technology, 2002. 233–250
- Sultan N, Cochonat P, Foucher J P, et al. Effect of gas hydrates dissociation on seafloor slope stability. In: Locat J, Mienert J, Boisvert L, eds. *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, vol 19. Dordrecht: Springer, 2003. 103–111
- Elverhøi A, Norem H, Andersen E S, et al. On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian-Barents Sea continental margin. *Geo-Mar Lett*, 1997, 17: 119–125
- Bugge T, Befring S, Belderson R H, et al. A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Mar Lett*, 1987, 7: 191–198
- Bouriaik S, Vanneste M, Saoutkine A. Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway. *Mar Geol*, 2000, 163: 125–148
- Cashman K V, Popenoe P. Slumping and shallow faulting related to the presence of salt on the Continental Slope and Rise off North Carolina. *Mar Petrol*, 1985, 2: 260–271
- Field M E. Submarine landslides associated with shallow seafloor gas and gas hydrates off northern California: ABSTRACT. *AAPG Bull*, 1990, 74: 6
- Kayen R E, Lee H J. Slope stability in regions of seafloor gas hydrate: Beaufort Sea continental slope. In: *Submarine Landslides: Selected Studies in the US Exclusive Economic Zone*. 2001. 97–103
- Dillon W P, Danforth W W, Hutchinson D R, et al. Evidence for faulting related to dissociation of gas hydrate and release of methane off the southeastern United States. *Geol Soc London Spec Publ*, 1998, 137: 293–302
- Milkov A V, Sassen R, Novikova I, et al. Gas hydrates at minimum stability water depths in the gulf of Mexico: Significance to geohazard assessment. *GCAGS Trans*, 2000, L: 217–224
- Nixon M F. Influence of gas hydrates on submarine slope stability. Dissertation for Master Degree. Calgary: University of Calgary, 2005
- Talling P, Clare M, Urlaub M, et al. Large submarine landslides on continental slopes: Geohazards, methane release, and climate change. *Oceanography*, 2014, 27: 32–45
- Song H B. Researches on dynamic evolution of gas hydrate system (II): Submarine slides (in Chinese). *Prog Geophys*, 2003, 18: 503–511 [宋海斌. 天然气水合物体系动态演化研究(II): 海底滑坡. 地球物理学进展, 2003, 18: 503–511]
- Zhang X H, Lu X B, Shi Y H, et al. Centrifuge experimental study on instability of seabed stratum caused by gas hydrate dissociation. *Ocean*

- Eng, 2015, 105: 1–9
- 24 Zhang X H, Hu G H, Lu X B. Centrifuge experimental simulation of the effect of gas hydrate dissociation on the seabed stability (in Chinese). *J Exp Mech*, 2012, 27: 301–310 [张旭辉, 胡光海, 鲁晓兵. 天然气水合物分解对地层稳定性影响的离心机实验模拟. *实验力学*, 2012, 27: 301–310]
- 25 Lu X B, Zhang X H, Wang S Y. Formation of layered fracture and outburst by percolation. In: Borja R, ed. *Multiscale and Multiphysics Processes in Geomechanics: Results of the Workshop on Multiscale and Multiphysics Processes in Geomechanics*. Stanford, 2010. 97–100
- 26 Kimoto S, Oka F, Fushita T, et al. A chemo-thermo-mechanically coupled numerical simulation of the subsurface ground deformations due to methane hydrate dissociation. *Comput Geotech*, 2007, 34: 216–228
- 27 Sultan N. Comment on “Excess pore pressure resulting from methane hydrate dissociation in marine sediments: A theoretical approach” by Wenyue Xu and Leonid N. Germanovich. *J Geophys Res*, 2007, 112: B02103
- 28 Kwon T H, Cho G C, Santamarina J C. Gas hydrate dissociation in sediments: Pressure-temperature evolution. *Geochem Geophys Geosyst*, 2008, 9: Q03019
- 29 Nixon M F, Grozic J L. Submarine slope failure due to gas hydrate dissociation: A preliminary quantification. *Can Geotech J*, 2007, 44: 314–325
- 30 Grozic J L H, Kvalstad T J. Effect of gas on deep water marine sediments. In: *Proceedings of XVth International Conference on Soil Mechanic and Geotechnical Engineering*. 2001. 27–31
- 31 Liu F. A safety evaluation for submarine slope instability of the northern South China Sea due to gas hydrate dissociation (in Chinese). Dissertation for Doctoral Degree. Beijing: Chinese Academy of Sciences, 2010 [刘锋. 南海北部陆坡天然气水合物分解引起的海底滑坡与环境风险评价. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2010]
- 32 Chen X, Zhang X, Lu X, et al. Numerical study on the deformation of soil stratum and vertical wells with gas hydrate dissociation. *Acta Mech Sin*, 2016, 32: 905–914
- 33 Lu L, Zhang X H, Lu X B. Numerical study on the stratum’s responses due to natural gas hydrate dissociation. *Ships Offshore Struct*, 2017, 12: 775–780
- 34 Mohrig D, Ellis C, Parker G, et al. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geol Soc Am Bull*, 1998, 110: 387–394
- 35 Hance J J. Submarine slope stability. Dissertation for Doctoral Degree. Austin: The University of Texas, 2003
- 36 Vanneste M, Sultan N, Garziglia S, et al. Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. *Mar Geol*, 2014, 352: 183–214
- 37 Mosher D C, Moscardelli L, Shipp R C, et al. *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Berlin: Springer, 2010. 1–8
- 38 Chen H J, Huang L, Peng X C, et al. Discussion of characteristics and formation of landslide zones in the gas hydrate survey area of northwest continental slope, the South China Sea (in Chinese). *J Trop Oceanogr*, 2012, 31: 18–25 [陈泓君, 黄磊, 彭学超, 等. 南海西北陆坡天然气水合物调查区滑坡带特征及成因探讨. *海洋地质学*, 2012, 31: 18–25]
- 39 Fang C, Zhang W D. Mechanism and analysis of landslide on the seabed due to the decomposition of gas hydrate (in Chinese). *Stud Mar Sin*, 2010, 50: 149–156 [房臣, 张卫东. 天然气水合物的分解导致海底沉积滑坡的力学机理及相关分析. *海洋科学集刊*, 2010, 50: 149–156]
- 40 Sultan N, Cochonat P, Canals M, et al. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: A geotechnical approach. *Mar Geol*, 2004, 213: 291–321
- 41 Schwarz H U. *Subaqueous Slope Failures: Experiments and Modern Occurrences*. Stuttgart: Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, 1982
- 42 Mohrig D, Elverhøi A, Parker G. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Mar Geol*, 1999, 154: 117–129
- 43 Ilstad T, Marr J G, Elverhøi A, et al. Laboratory studies of subaqueous debris flows by measurements of pore-fluid pressure and total stress. *Mar Geol*, 2004, 213: 403–414
- 44 Ilstad T, de Blasio F V, Elverhøi A, et al. On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows. *Mar Geol*, 2004, 213: 481–497
- 45 Marr J G, Harff P A, Shanmugam G, et al. Experiments on subaqueous sandy gravity flows: The role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geol Soc Am Bull*, 2001, 113: 1377–1386
- 46 Zakeri A. Submarine debris flow impact on suspended (free-span) pipelines: Normal and longitudinal drag forces. *Ocean Eng*, 2009, 36: 489–499
- 47 Gauer P, Elverhøi A, Issler D, et al. On numerical simulations of subaqueous slides: Back-calculations of laboratory experiments. *Norwegian J*

- Geol, 2006, 86: 295–300
- 48 Imran J, Parker G, Locat J, et al. 1D numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows. *J Hydraulic Eng*, 2001, 127: 959–968
- 49 Imran J, Harff P, Parker G. A numerical model of submarine debris flow with graphical user interface. *Comput Geosci*, 2001, 27: 717–729
- 50 Locat J, Lee H J, Locat P, et al. Numerical analysis of the mobility of the Palos Verdes debris avalanche, California, and its implication for the generation of tsunamis. *Mar Geol*, 2004, 203: 269–280
- 51 Zakeri A, Høeg K, Nadim F. Submarine debris flow impact on pipelines—Part II: Numerical analysis. *Coast Eng*, 2009, 56: 1–10
- 52 Huang Y, Jiang X. Field-observed phenomena of seismic liquefaction and subsidence during the 2008 Wenchuan earthquake in China. *Nat Hazards*, 2010, 54: 839–850
- 53 Huang Y, Yu M. Review of soil liquefaction characteristics during major earthquakes of the twenty-first century. *Nat Hazards*, 2013, 65: 2375–2384
- 54 Lu X B, Zhang J L, Wang Y H, et al. Liquefaction and displacement of saturated sand under water pressure oscillation (in Chinese). *Chin J Rock Mech Eng*, 2004, 19: 3324–3329 [鲁晓兵, 张金来, 王义华, 等. 受水压振荡时饱和砂床的液化与变形特性. *岩石力学与工程学报*, 2004, 19: 3324–3329]
- 55 Lu X, Zheng Z, Wu Y. Formation mechanism of cracks in saturated sand. *Acta Mech Mech Sin*, 2006, 22: 377–383
- 56 Brennan A J, Madabhushi S P. Liquefaction and drainage in stratified soil. *J Geotech Geoenviron Eng*, 2005, 131: 876–885
- 57 Kling G W, Clark M A, Compton H R, et al. The 1986 lake nyos gas disaster in cameroon, west Africa. *Science*, 1987, 236: 169–175
- 58 Yakushev V S, Chuvilin E M. Natural gas and gas hydrate accumulations within permafrost in Russia. *Cold Regions Sci Tech*, 2000, 31: 189–197
- 59 Leibman M, Kizyakov A, Plekhanov A, et al. New permafrost feature—Deep crater in central Yamal (West Siberia, Russia) as a response to local climate fluctuations. *Geogr Environ Sust*, 2014, 7: 68–80
- 60 Bogoyavlensky V. Gas blowouts on the Yamal and Gydan Peninsulas. *Geo Ex Pro*, 2015, 12: 75–78
- 61 Solheim A, Elverhøi A. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Mar Lett*, 1993, 13: 235–243
- 62 Andreassen K, Hart P E, Grantz A. Seismic studies of a bottom simulating reflection related to gas hydrate beneath the continental margin of the Beaufort Sea. *J Geophys Res*, 1995, 100: 12659–12673
- 63 Andreassen K, Hubbard A, Winsborrow M, et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor. *Science*, 2017, 356: 948–953
- 64 Zhang Y, Kling G W. Dynamics of lake eruptions and possible ocean eruptions. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2006, 34: 293–324
- 65 Sabroux J C, Halbwachs M. Removing CO₂ from Lake Nyos in Cameroon. *Science*, 2001, 292: 438a
- 66 Zhang Y. Dynamics of CO₂-driven lake eruptions. *Nature*, 1996, 379: 57–59
- 67 Zhang Y, Sturtevant B, Stolper E M. Dynamics of gas-driven eruptions: Experimental simulations using CO₂-H₂O-polymer system. *J Geophys Res*, 1997, 102: 3077–3096
- 68 Self S, Wilson L, Nairn I A. Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*, 1979, 277: 440–443
- 69 Zhang Y. Methane escape from gas hydrate systems in marine environment, and methane-driven oceanic eruptions. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1398
- 70 Zhang Y, Xu Z. Kinetics of convective crystal dissolution and melting, with applications to methane hydrate dissolution and dissociation in seawater. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 213: 133–148
- 71 Ginsburg G D, Ivanov V L, Soloviev V A. Natural gas hydrates of the World's Oceans (in Russian). In: *Oil and Gas Content of the World's Oceans*. PGO Sevmorgeologia, 1984. 141–158
- 72 Bagirov E, Lerche I. Impact of Natural Hazards on Oil and Gas Extraction: The South Caspian Basin. New York: Kluwer Academic Publishing, 1999
- 73 Ginsburg G D, Soloviev V A. Mud volcano gas hydrates in the Caspian Sea. *Bull Geol Soc Denmark*, 1994, 41: 95–100
- 74 Konyukhov A I, Ivanov M K, Kul'nitsky L M. On mud volcanoes and gas hydrates in deep water regions of the Black Sea (in Russian). *Litol Polezn Iskop*, 1990, 3: 12–23
- 75 Limonov A F, van Weering T C E, Kenyon N H, et al. Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK-I deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Mar Geol*, 1997, 137: 121–136
- 76 Ginsburg G D, Kremlev A N, Grigor'ev M N, et al. Filtrogenic gas hydrates in the Black Sea (twenty-first voyage of the research vessel

- Evpatoria). *Sov Geol Geophys*, 1990, 31: 8–16
- 77 Krastel S, Spiess V, Ivanov M, et al. Acoustic investigation of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea. *Geo-Mar Lett*, 2003, 23: 230–238
- 78 Woodside J M, Ivanov M K, Limonov A F. Shallow gas and gas hydrates in the Anaximander Mountains region, eastern Mediterranean Sea. *Geol Soc London Spec Publ*, 1998, 137: 177–193
- 79 Pape T, Kasten S, Zabel M, et al. Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander Mountains, Northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Mar Lett*, 2010, 30: 187–206
- 80 Milkov A V, Vogt P R, Crane K, et al. Geological, geochemical, and microbial processes at the hydrate-bearing Håkon Mosby mud volcano: A review. *Chem Geol*, 2004, 205: 347–366
- 81 Ginsburg G D, Milkov A V, Soloviev V A, et al. Gas hydrate accumulation at the Håkon Mosby Mud Volcano. *Geo-Mar Lett*, 1999, 19: 57–67
- 82 Martin J B, Kastner M, Henry P, et al. Chemical and isotopic evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge. *J Geophys Res*, 1996, 101: 20325–20345
- 83 Heggland R, Nygaard E. Shale intrusions and associated surface expressions—Examples from Nigerian and Norwegian deepwater areas. In: *Proceeding of Offshore Technology Conference*. Houston, 1998. 111–124
- 84 Bouma A H, Roberts H H. Northern Gulf of Mexico continental slope. *Geo-Mar Lett*, 1990, 10: 177–181
- 85 Neurauder T, Bryant W. Gas hydrates and their association with mud diapirs/mud volcanoes on the Louisiana continental slope. In: *Proceeding of Offshore Technology Conference*. Houston, 1989. 599–607
- 86 Zhang X H, Lu X B. Initiation and expansion of layered fracture in sediments due to thermal-induced hydrate dissociation. *J Pet Sci Eng*, 2015, 133: 881–888
- 87 Zhang X H. Research on the softening and damage of hydrate deposit due to the thermal decomposition of hydrates (in Chinese). Dissertation for Doctoral Degree. Beijing: Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, 2010 [张旭辉. 水合物沉积层因水合物热分解引起的软化和破坏研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院力学研究所, 2010]
- 88 Zhang X, Lu X, Xiao M. Gas outburst with sediments because of tetrahydrofuran hydrate dissociation. *Int J Numer Anal Meth Geomech*, 2015, 39: 1884–1897
- 89 Zhang X H, Lu X B, Li Q P. Formation of layered fracture and outburst during gas hydrate dissociation. *J Pet Sci Eng*, 2011, 76: 212–216
- 90 Lu X B, Zhang X H, Lu L. Formation of layered fracture and outburst in stratum. *Environ Earth Sci*, 2015, 73: 5593–5600
- 91 Qin Z L, Wu S G, Wang Z J, et al. Geohazards and risk of deepwater engineering induced by gas hydrate—A case study from oil leakage of deepwater drilling well in GOM (in Chinese). *Prog Geophys*, 2011, 26: 1279–1287 [秦志亮, 吴时国, 王志君, 等. 天然气水合物诱因的深水油气开发工程灾害风险——以墨西哥湾深水钻井油气泄漏事故为例. 地球物理学进展, 2011, 26: 1279–1287]
- 92 Li L D, Cheng Y F, Mei W, et al. Finite element simulation of temperature impact on wellbore stability of gas hydrate-bearing sediments (in Chinese). *Nat Gas Ind*, 2012, 32: 74–78 [李令东, 程远方, 梅伟, 等. 温度影响天然气水合物地层井壁稳定的有限元模拟. 天然气工业, 2012, 32: 74–78]
- 93 Ning F L. Study on borehole stability of NGH formation (in Chinese). Dissertation for Doctoral Degree. Wuhan: China University of Geosciences, 2005 [宁伏龙. 天然气水合物地层井壁稳定性研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学, 2005]
- 94 Wang S Y, Zheng W, Lu X B, et al. The effects of gas hydrate dissociation on the stability of pipeline in seabed. In: *Proceeding of the 19th International Offshore and Polar Engineering Conference*. Osaka, 2009. 49–53
- 95 Lu X B, Wang L, Zhang X H, et al. Instability of seabed and pipes induced by NGH dissociation. In: *The Twentieth International Offshore and Polar Engineering Conference*. Beijing, 2010. 110–114
- 96 Wang S Y, Wang L, Lu X B, et al. Numerical analysis of the effects of gas hydrate dissociation on the stability of deposits and pipes (in Chinese). *China Offshore Oil Gas*, 2008, 20: 127–131 [王淑云, 王丽, 鲁晓兵, 等. 天然气水合物分解对地层和管道稳定性影响的数值模拟. 中国海上油气, 2008, 20: 127–131]
- 97 Zhang H, Cheng Y, Li Q, et al. Numerical analysis of wellbore instability in gas hydrate formation during deep-water drilling. *J Ocean Univ China*, 2018, 17: 8–16
- 98 Freij-Ayoub R, Tan C, Clennell B, et al. A wellbore stability model for hydrate bearing sediments. *J Pet Sci Eng*, 2007, 57: 209–220
- 99 Chen X D. Study on the safety of stratum and structures with gas hydrate dissociation (in Chinese). Dissertation for Master Degree. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2015 [陈旭东. 天然气水合物分解对地层及地层中结构安全性影响研究. 硕士学位论文. 北京:

中国科学院大学, 2015]

- 100 Wang S Y, Wang L, Lu X B. Effects of natural gas hydrate dissociation on the marine pipeline in layered soil (in Chinese). In: Proc. Symposium on Rock Mechanics and Engineering in China. Sanya, 2007. 219–223 [王淑云, 王丽, 鲁晓兵. 天然气水合物分解对分层土中海底管道稳定性的影响. 见: 中国岩石力学与工程实例学术会议文集. 三亚, 2007. 219–223]
- 101 Li Q P, Lu X B. Numerical simulation of the responses of the seabed on the dissociation of gas hydrate. In: Proceeding of the 9th ISOPE Ocean Mining Symposium. Beijing, 2011. 34–38
- 102 Jiao B T, Lu X B, Wang Y H, et al. Several mechanical problems of the stratum stability during the exploitation of marine gas hydrate (in Chinese). In: Symposium of the 10th National Maritime Technology. Zhangjiajie, 2005. 248–251 [矫滨田, 鲁晓兵, 王义华, 等. 海底水合物开采中地层稳定性的几个力学问题. 见: 第十届全国海事技术研讨会文集. 张家界, 2005. 248–251]
- 103 Zhang W. Analysis of the effects on the foundation of marine structure due to gas hydrate in shallow strata (in Chinese). Postdoctoral Research Report. Beijing: CNOOC Research Institute, 2012 [张伟. 浅地层水合物对海洋结构物基础稳定性影响分析. 博士后研究报告. 北京: 中海油研究总院, 2012]
- 104 Dickens G R, Castillo M M, Walker J C G. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 1997, 25: 259–262
- 105 Dickens G R, O'Neil J R, Rea D K, et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 1995, 10: 965–971
- 106 Hesselbo S P, Gröcke D R, Jenkyns H C, et al. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, 2000, 406: 392–395
- 107 Peng X T, Zhou H Y, Chen G Q, et al. Environmental disaster of gas hydrate: Its relationship with submarine geology hazard, climate hazard and biology hazard (in Chinese). *J Nat Disaster*, 2002, 11: 18–22 [彭晓彤, 周怀阳, 陈光谦, 等. 论天然气水合物与海底地质灾害、气象灾害和生物灾害的关系. *自然灾害学报*, 2002, 11: 18–22]
- 108 Kennett J P, Cannariato K G, Hendy I L, et al. Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis. Washington: American Geophysical Union, 2003. 45–60
- 109 Raynaud D, Chappellaz J. The Record of Atmospheric Methane. *Atmospheric Methane: Sources, Sinks, and Role in Global Change*. Berlin, Heidelberg: Springer, 1993. 9–24
- 110 Wang S H, Song H B, Yan W. Environmental effects of natural gas hydrate (in Chinese). *Bull Miner Petrol Geochem*, 2004, 23: 160–165 [王淑红, 宋海斌, 颜文. 天然气水合物的环境效应. *矿物岩石地球化学通报*, 2004, 23: 160–165]
- 111 Xu W S, Yu X H, Liu N N, et al. The development perspective and environmental problems of natural gas hydrates (in Chinese). *Nat Gas Geosci*, 2005, 16: 680–683 [徐文世, 于兴河, 刘妮娜, 等. 天然气水合物开发前景和环境问题. *天然气地球科学*, 2005, 16: 680–683]
- 112 Wei H L, Sun Z L, Wang L B, et al. Perspective of the environmental effect of natural gas hydrate system (in Chinese). *Mar Geol Quat Geol*, 2016, 1: 1–13 [魏合龙, 孙治雷, 王利波, 等. 天然气水合物系统的环境效应. *海洋地质与第四纪地质*, 2016, 1: 1–13]
- 113 Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in south China. *Science*, 2000, 289: 432–436
- 114 Pálffy J, Demény A, Haas J, et al. Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, 2001, 29: 1047
- 115 Padden M, Weissert H, de Rafelis M. Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate. *Geology*, 2001, 29: 223
- 116 Chang H J, Cao G C, Chen K L. Comparison of preservation conditions and environmental impacts between ocean floor and permafrost gas hydrates (in Chinese). *J Qinghai Normal Univ (Nat Sci)*, 2012, 28: 6–11 [常华进, 曹广超, 陈克龙. 海洋和陆域天然气水合物开发的环境影响比较. *青海师范大学学报(自然科学版)*, 2012, 28: 6–11]
- 117 Gan H Y, Wang J S. Potential geo-hazard and environment effects caused by utility of natural gas hydrate (in Chinese). *J Geol Hazards Environ Preserv*, 2004, 15: 5–8 [甘华阳, 王家生. 天然气水合物潜在的灾害和环境效应. *地质灾害与环境保护*, 2004, 15: 5–8]
- 118 He T, Lu H L, Lin J Q, et al. Geophysical techniques of reservoir monitoring for marine gas hydrate exploitation (in Chinese). *Earth Sci Front*, 2017, 24: 368–382 [何涛, 卢海龙, 林进清, 等. 海域天然气水合物开发的地球物理监测. *地学前缘*, 2017, 24: 368–382]
- 119 Milkov A V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Mar Geol*, 2000, 167: 29–42
- 120 Primiero P, Dreullault V, Sugiyama H, et al. Acoustic monitoring of methane hydrate production: System development, deployment and modeling/measurement evaluation. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008

- 121 Ikegami T, Morikami Y, Fujii K, et al. Streaming potential asurement for hydratedissociation monitoring. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 122 Numasawa M, Yamamoto K, Yasuda M, et al. Objectives and operation overview of the 2007 JOGME/NRCAN/AURORA Mallik 2L-38 gas hydrate production test. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 123 Fujii T, Takayama T, Nakamizu M, et al. Wire-line logginganalysis of the 2007 JOGMEC/NRCAN/AURORA Mallik gas hydrate production test well. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 124 Collett T S, Ehlig-Economides C A. Detection and evaluation of the *in-situ* natural gas hydrates in the North Slope region. In: SPE California Regional Meeting. Ventura, 1983. SPE11673
- 125 Ning F, Liu L, Li S, et al. Well logging assessment of natural gas hydrate reservoirs and relevant influential factors. Acta Petrol Sin, 2013, 34: 591–606
- 126 Ren J Y, Lu X B, Zhang X H. Preliminary study on electric resistance of hydrate-bearing sediments (in Chinese). Chin J Geotech Eng, 2013, 35: 161–165 [任静雅, 鲁晓兵, 张旭辉. 水合物沉积物电阻特性研究初探. 岩土工程学报, 2013, 35: 161–165]
- 127 Archie G E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans AIME, 1942, 146: 54–62
- 128 Lee M W. Models for gas hydrate-bearing sediments in-ferred from hydraulic permeability and elastic velocities. Scientific Investigations Report. U.S. Geological Survey, 2008. 2008-5219
- 129 Santamarina J C, Ruppel C. The impact of hydrate saturation on the mechanical, electrical, and thermal properties of hydrate-bearing sand, silts, and clay. In: the Proceeding of 6th International Conference on Gas Hydrates. Chevron, 2008
- 130 Morikami Y, Ikegami T, Schlumberger K K. Electrical resistivity array measurement system development for gas hydrate dissociation monitoring. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 131 Chen M Y, Raghuraman B, Bryant I, et al. Streaming potential applications in oil fields. In: Annual Technical Conference and Exhibition. San Antonio, 2006. 997
- 132 Ikegami T, Morikami Y, Fujii K, et al. Streaming potential measurement for hydrate dissociation monitoring. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 133 Kennedy W D, Herrick D C. Conductivity anisotropy in shale-free sandstone. Petrophysics, 2003, 45: 38–58
- 134 Sun Y F, Goldberg D. Dielectric method of high-resolution gas hydrate estimation. Geophys Res Lett, 2005, 32: L04313
- 135 Lee M W, Collett T S. Pore- and fracture-filling gas hydrate reservoirs in the Gulf of Mexico Gas Hydrate Joint Industry Project Leg II Green Canyon 955 H well. Mar Petgeol, 2012, 34: 62–71
- 136 Kliner J R, Grozic J L. Determination of synthetic hydrate content in sand specimens using dielectrics. Can Geotech J, 2006, 43: 551–562
- 137 Lu S, McMechan G A. Elastic impedance inversion of multichannel seismic data from unconsolidated sediments containing gas hydrate and free gas. Geophysics, 2004, 69: 164–179
- 138 Andreassen K, Hart P E, MacKay M. Amplitude versus offset modeling of the bottom simulating reflection associated with submarine gas hydrates. MarGeol, 1997, 137: 25–40
- 139 Fujii K, Yasuda M. Development of a monitoring system for the OGMEC/NRCAN/AURORA Mallik gas hydrate production test program. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 140 Primiero P, Dreullault V, Sugiyama H, et al. Acoustic monitoring of methane hydrate production: System development, deployment and modeling/measurement evaluation. In: Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, 2008
- 141 Ajo-Franklin J B, Minsley B J, Daley T M. Applying compactness constraints to differential travelttime tomography. Geophysics, 2007, 72: R67–R75
- 142 Pearson C F, Halleck P M, McGuire P L, et al. Natural gas hydrate deposits: A review of in situ properties. J Phys Chem, 1983, 87: 4180–4185
- 143 Lee M W, Hutchinson D R, Collett T S, et al. Seismic velocities for hydrate-bearing sediments using weighted equation. J Geophys Res, 1996, 101: 20347–20358
- 144 He X Q, Liu W Q. Applied Regression Analysis (in Chinese). 4th ed. Beijing: China Renmin University Press, 2011 [何晓群, 刘文卿. 应用回归分析. 第4版. 北京: 中国人民大学出版社, 2011]
- 145 Mayaud C, Wagner T, Benischke R, et al. Single event time series analysis in a binary karst catchment evaluated using a groundwater model (Lurbach system, Austria). J Hydrol, 2014, 511: 628–639
- 146 Deng J L. Control problems of grey systems. Syst Control Lett, 1982, 1: 288–294

- 147 Xiong P. Data Mining Algorithms and Clementine Practice (in Chinese). Beijing: Tsinghua University Press, 2011 [熊平. 数据挖掘算法与 Clementine 实践. 北京: 清华大学出版社, 2011]
- 148 Lü L. Neural network identification method and software development for natural gas hydrate (Physical Geographical Property) (in Chinese). Dissertation for Doctoral Degree. Changchun: Jilin University, 2011 [吕琳. 天然气水合物(地球物理属性)的神经网络识别方法及软件开发. 博士学位论文. 长春: 吉林大学, 2011]
- 149 Fuh K H, Wang S B. Force modeling and forecasting in creep feed grinding using improved bp neural network. *Int J Machine Tools Manufacture*, 1997, 37: 1167–1178
- 150 Anderson J A. An Introduction to Neural Networks. Cambridge: MIT Press, 1995
- 151 Lu X B, Li D J. Debris flow forecast based on neutral net (in Chinese). *J Nat Disasters*, 1996, 5: 47–50 [鲁晓兵, 李德基. 基于神经网络的泥石流预测. *自然灾害学报*, 1996, 5: 47–50]
- 152 Gaber M M. Scientific Data Mining and Knowledge Discovery Principles and Foundations. New York: Springer, 2010
- 153 Hinton G E, Osindero S, Teh Y W. A fast learning algorithm for deep belief nets. *Neural Comput*, 2006, 18: 1527–1554
- 154 Xie X. Back analysis on mechanical parameters of geotechnical engineering based on slope anchor load monitoring data (in Chinese). Dissertation for Master Degree. Chongqing: Chongqing Jiaotong University, 2009 [谢鑫. 基于边坡锚固荷载监测数据的反分析方法研究. 硕士学位论文. 重庆: 重庆交通大学, 2009]
- 155 Wang J, Zhang X H, Lu X B, et al. Deformation of soil around the wellbore caused by gas hydrate dissociation (in Chinese). *J Water Resour Architect Eng*, 2017, 6: 48–51 [王晶, 张旭辉, 鲁晓兵, 等. 天然气水合物分解对井筒周围土层变形的影响. *水利与建筑工程学报*, 2017, 6: 48–51]
- 156 Helgerud M B, Dvorkin J, Nur A, et al. Elastic-wave velocity in marine sediments with gas hydrates: Effective medium modeling. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 2021–2024
- 157 Dvorkin J, Berryman J, Nur A. Elastic moduli of cemented sphere packs. *Mech Mater*, 1999, 31: 461–469
- 158 Briaud J L, Chaouch A. Hydrate melting in soil around hot conductor. *J Geotech Geoenviron Eng*, 1997, 123: 645–653
- 159 Ji C, Ahmadi G, Smith D H. Constant rate natural gas production from a well in a hydrate reservoir. *Energy Convers Manage*, 2003, 44: 2403–2423
- 160 Huang D, Fan S. Measuring and modeling thermal conductivity of gas hydrate-bearing sand. *J Geophys Res*, 2005, 110: B01311
- 161 Grevenmeyer I, Villinger H. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Geophys J Int*, 2001, 145: 647–660
- 162 Bhatnagar G, Chapman W G, Dickens G R, et al. Generalization of gas hydrate distribution and saturation in marine sediment by scaling of thermodynamic and transport processes. *Amer J Sci*, 2007, 307: 861–900
- 163 Xu W, Ruppel C. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments. *J Geophys Res*, 1999, 104: 5081–5095
- 164 Kumar P, Turner D, Sloan E D. Thermal diffusivity measurements of porous methane hydrate and hydrate-sediment mixtures. *J Geophys Res*, 2004, 109: B01207
- 165 Waite W F, deMartin B J, Kirby S H, et al. Thermal conductivity measurements in porous mixtures of methane hydrate and quartz sand. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 82-1–82-4
- 166 Cortes D D, Martin A I, Yun T S, et al. Thermal conductivity of hydrate-bearing sediments. *J Geophys Res*, 2009, 114: B11103
- 167 Huang D, Fan S. Thermal conductivity of methane hydrate formed from sodium dodecyl sulfate solution. *J Chem Eng Data*, 2004, 49: 1479–1482
- 168 Waite W F, Stern L A, Kirby S H, et al. Simultaneous determination of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat in sl methane hydrate. *Geophys J Int*, 2007, 169: 767–774
- 169 Ruppel C, Kinoshita M. Fluid, methane, and energy flux in an active margin gas hydrate province, offshore Costa Rica. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 179: 153–165
- 170 Rydzy M B, Schicks J M, Naumann R, et al. Dissociation enthalpies of synthesized multicomponent gas hydrates with respect to the guest composition and cage occupancy. *J Phys Chem B*, 2007, 111: 9539–9545
- 171 Circone S, Kirby S H, Stern L A. Direct measurement of methane hydrate composition along the hydrate equilibrium boundary. *J Phys Chem B*, 2005, 109: 9468–9475

- 172 Turner D J, Kumar P, Sloan E D. A new technique for hydrate thermal diffusivity measurements. *Int J Thermophys*, 2005, 26: 1681–1691
- 173 Waite W F, Santamarina J C, Cortes D D, et al. Physical properties of hydrate-bearing sediments. *Rev Geophys*, 2009, 47: RG4003
- 174 Nimblett J, Ruppel C. Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments. *J Geophys Res*, 2003, 108: B001650
- 175 Sakamoto Y, Komai T, Kawamura T, et al. Field scale simulation for the effect of relative permeability on dissociation and gas production behavior during depressurization process of methane hydrate in marine sediments. In: *Seventh ISOPE Ocean Mining Symposium*. Lisbon, 2007. 102–107
- 176 Minagawa H, Nishikawa Y, Ikeda L, et al. Measurement of methane hydrate sediment permeability using several chemical solutions as inhibitors. In: *Seventh ISOPE Ocean Mining Symposium*. Lisbon, 2007. 87–92
- 177 Liu X, Flemings P B. Dynamic multiphase flow model of hydrate formation in marine sediments. *J Geophys Res*, 2007, 112: B03101
- 178 Kleinberg R L, Flaum C, Griffin D D, et al. Deep sea NMR: Methane hydrate growth habit in porous media and its relationship to hydraulic permeability, deposit accumulation, and submarine slope stability. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2508
- 179 Lee M W, Waite W F. Estimating pore-space gas hydrate saturations from well log acoustic data. *Geochem Geophys Geosyst*, 2008, 9: Q07008
- 180 Seol Y, Kneafsey T J. Methane hydrate induced permeability modification for multiphase flow in unsaturated porous media. *J Geophys Res*, 2011, 116: B08102
- 181 Amyx H C, Bass D M, Whiting R L. *Petroleum Reservoir Engineering Physical Properties*. New York: McGraw-Hill Book Co., 1960
- 182 Cook A E, Goldberg D, Kleinberg R L. Fracture-controlled gas hydrate systems in the northern Gulf of Mexico. *Mar Pet Geol*, 2008, 25: 932–941
- 183 Jin Y, Hayashi J, Nagao J, et al. New method of assessing absolute permeability of natural methane hydrate sediments by microfocus X-ray computed tomography. *Jpn J Appl Phys*, 2007, 46: 3159–3162
- 184 Stauffer D, Aharony A. *Introduction to Percolation Theory*. London: Taylor & Francis, 1992
- 185 Sahimi M. *Application of Percolation Theory*. London: Taylor & Francis, 1993
- 186 Bunde A, Havlin S. *Fractals and Disordered System*. Berlin: Springer-Verlag, 1996
- 187 Zheng W, Lu X B, Liu Q J, et al. Study of connectivity of fractured porous media based on dual-percolation model (in Chinese). *Chin J Rock Mech Eng*, 2011, 30: 1289–1296 [郑伟, 鲁晓兵, 刘庆杰, 等. 基于双重逾渗模型的裂隙多孔介质连通性研究. *岩石力学与工程学报*, 2011, 30: 1289–1296]
- 188 Fatt I. The network model of porous media I. Capillary pressure characteristics. *Trans AIME*, 1956, 207: 144–159
- 189 Fatt I. The network model of porous media II. Dynamic properties of a single size tube network. *Trans AIME*, 1956, 207: 160–163
- 190 Fatt I. The network model of porous media III. Dynamic properties of networks with tube radius distribution. *Trans AIME*, 1956, 207: 164–181
- 191 Zhang X H, Liu Q J, Lu X B. Comparisons of static, quasi-static and dynamic 3D porous media scale network models for two phase immiscible flow in porous media. In: *Proceeding of Fifth International Conference on Fluid Mechanics*. Shanghai, 2007. 530–533
- 192 Carcione J M, Gei D. Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada. *J Appl Geophys*, 2004, 56: 73–78
- 193 Weitemeyer K, Constable S, Key K. Marine EM techniques for gas-hydrate detection and hazard mitigation. *Leading Edge*, 2006, 25: 629–632
- 194 Coren F, Volpi V, Tinivella U. Gas hydrate physical properties imaging by multi-attribute analysis—Blake Ridge BSR case history. *Mar Geol*, 2001, 178: 197–210
- 195 Wittebolle R J, Sego D C. A laboratory facility for testing sediments containing gas hydrates. In: *Proceedings of the Fourth International Offshore Mechanics and Arctic Engineering Symposium*. New York, 1985. 52–58
- 196 Willoughby E C, Latychev K, Edwards R N, et al. Resource evaluation of marine gas hydrate deposits using seafloor compliance methods. *Ann New York Acad Sci*, 2000, 912: 146–158
- 197 Pearson C, Muirphy J, Hermes R. Acoustic and resistivity measurements on rock samples containing tetrahydrofuran hydrates: Laboratory analogues to natural gas hydrate deposits. *J Geophys Res-Solid Earth*, 1986, 91: 14131–14138
- 198 Mathews M. Logging characteristics of methane hydrate. *Log Analyst*, 2014, 1: 26–63
- 199 Murray D R, Kleinberg R L, Sinha B K, et al. Saturation, acoustic properties, growth habit, and state of stress of a gas hydrate reservoir from well logs. *Petrophysics*, 2006, 47: 129–137
- 200 Francisca F, Yun T S, Ruppel C, et al. Geophysical and geotechnical properties of near-seafloor sediments in the northern Gulf of Mexico gas hydrate province. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 924–939

- 201 Winters W J, Dallimore S R, Collett T S, et al. Relation between gas hydrate and physical properties at the Mallik 2L-38 research well in the Mackenzie Delta. *Ann New York Acad Sci*, 2000, 912: 94–100
- 202 Winters W J, Pecher I A, Waite W F, et al. Physical properties and rock physics models of sediment containing natural and laboratory-formed methane gas hydrate. *Am Miner*, 2004, 89: 1221–1227
- 203 Winters W J, Waite W F, Mason D H, et al. Methane gas hydrate effect on sediment acoustic and strength properties. *J Pet Sci Eng*, 2007, 56: 127–135
- 204 Hyodo M, Nakata Y, Yoshimoto N, et al. Shear behavior of methane hydrate-bearing sand. In: *Proc. 17th International Offshore and Polar Engineering Conference*. Lisbon, 2007. 1326–1333
- 205 Clayton C R I, Priest J A, Best A I. The effects of disseminated methane hydrate on the dynamic stiffness and damping of a sand. *Géotechnique*, 2005, 55: 423–434
- 206 Masui A, Haneda H, Ogata Y, et al. Effect of methane hydrate formation on shear strength of synthetic methane hydrate sediment. In: *Proceeding of the 15th International Offshore and Polar Engineering Conference*. Seoul, 2005. 364–369
- 207 Masui A, Haneda H, Ogata Y, et al. Mechanical properties of sandy sediment containing marine gas hydrates in deep sea offshore Japan. In: *Proceeding of 17th International Offshore and Polar Engineering Conference*. Lisbon, 2007. 53–56
- 208 Ogisako E, Nishio S, Denda A. Simulation of triaxial compression tests on soil samples obtained from seabed ground in deep sea by elastoviscoplastic constitutive equation. In: *Proceeding of 7th ISOPE Ocean Mining Symposium*. Lisbon, 2007. 63–68
- 209 Miyazaki K, Masui A, Haneda H, et al. Variable-compliance-type constitutive model for Toyoura sand containing methane hydrate. In: *Proceeding of 7th ISOPE Ocean Mining Symposium*. Lisbon, 2007. 57–62
- 210 Miyazaki K, Yamaguchi T, Sakamoto Y, et al. Effect of confining pressure on mechanical properties of artificial methane hydrate bearing sediments. In: *Proceeding of 20th International Offshore and Polar Engineering Conference*. Beijing, 2010. 132–137
- 211 Zhang X H, Wang S Y, Li Q P, et al. Experimental study of mechanical properties of gas hydrate deposits (in Chinese). *Rock Soil Mech*, 2010, 31: 3069–3074 [张旭辉, 王淑云, 李清平, 等. 天然气水合物力学性质的试验研究. *岩土力学*, 2010, 31: 3069–3074]
- 212 Lu X B, Wang L, Wang S Y, et al. Study on the mechanical properties of tetrahydrofuran hydrate deposit. In: *18th Proceeding of ISOPE*. Vancouver, 2008. 57–60
- 213 Zhang X H, Lu X B, Wang S Y, et al. Experimental study of static and dynamic properties of tetrahydrofuran hydrate-bearing sediments (in Chinese). *Rock Soil Mech*, 2011, 32: 303–308 [张旭辉, 鲁晓兵, 王淑云, 等. 四氢呋喃水合物沉积物静动力学性质试验研究. *岩土力学*, 2011, 32: 303–308]
- 214 Zhang X H, Lu X B, Shi Y H, et al. Study on the mechanical properties of hydrate-bearing silty clay. *Mar Pet Geol*, 2015, 67: 72–80
- 215 Berge L I, Jacobsen K A, Solstad A. Measured acoustic wave velocities of R11 (CCl_3F) hydrate samples with and without sand as a function of hydrate concentration. *J Geophys Res*, 1999, 104: 15415–15424
- 216 Li Y H, Song Y C, Yu F, et al. Experimental study on mechanical properties of gas hydrate-bearing sediments using Kaolin clay. *China Ocean Eng*, 2011, 25: 113–122
- 217 Song Y, Yu F, Li Y, et al. Mechanical property of artificial methane hydrate under triaxial compression. *J Nat Gas Chem*, 2010, 19: 246–250
- 218 Miyazaki K, Masui A, Sakamoto Y, et al. Triaxial compressive properties of artificial methane-hydrate-bearing sediment. *J Geophys Res*, 2011, 116: B06102
- 219 Miyazaki K, Aoki K, Tenma N, et al. A nonlinear elastic constitutive model for artificial methane-hydrate-bearing sediment. In: *Proceeding of 7th International Conference Gas Hydrates (ICGH 2011)*. Edinburgh, 2011
- 220 Sultan N, Garziglia S. Geomechanical constitutive modelling of gas-hydrate-bearing sediment. In: *Proceeding of 7th International Conference Gas Hydrates (ICGH 2011)*. Edinburgh, 2011
- 221 Zhang X, Lin J, Lu X, et al. A hypoplastic model for gas hydrate-bearing sandy sediments. *Int J Numer Anal Methods Geomech*, 2018, 42: 931–942
- 222 Uchida S, Soga K, Yamamoto K. Critical state soil constitutive model for methane hydrate soil. *J Geophys Res*, 2012, 117: B03209
- 223 Jiang M J, Liu J, Zhou W, et al. An elasto-plastic constitutive model for methane hydrate bearing sediments (in Chinese). *Rock Soil Mech*, 2018, 39: 1153–1158 [蒋明镜, 刘俊, 周卫, 等. 一个深海能源土弹塑性本构模型. *岩土力学*, 2018, 39: 1153–1158]
- 224 Yan R T, Li Y, Yang D H, et al. Mechanical properties and constitutive model for hydrate-bearing sand (in Chinese). *Chin J Undergr Space Eng*, 2017, 13: 923–930 [颜荣涛, 李扬, 杨德欢, 等. 含水合物砂土力学特性及本构模型. *地下空间与工程学报*, 2017, 13: 923–930]

- 225 Yang Q J, Zhao C F. A constitutive model coupling elastoplasticity and damage for methane hydrate-bearing sediments (in Chinese). *Rock Soil Mech*, 2014, 35: 991–997 [杨期君, 赵春风. 含气水合物沉积物弹塑性损伤本构模型探讨. *岩土力学*, 2014, 35: 991–997]
- 226 Li Y L, Liu C L, Liu L L. Damage statistic constitutive model of hydrate-bearing sediments and the determination method of parameters. *Acta Petrol Sin*, 2016, 37: 1273–1279 [李彦龙, 刘昌岭, 刘乐乐. 含水合物沉积物损伤统计本构模型及其参数确定方法. *石油学报*, 2016, 37: 1273–1279]
- 227 Liu L L, Zhang X H, Liu C L, et al. Triaxial shear tests and statistical analysis of damage for methane hydrate-bearing sediments (in Chinese). *Chin J Theor Appl Mech*, 2016, 48: 720–729 [刘乐乐, 张旭辉, 刘昌岭, 等. 含水合物沉积物三轴剪切试验与损伤统计分析. *力学学报*, 2016, 48: 720–729]

Advances on the safety related with natural gas hydrate exploitation

LU XiaoBing^{1,2*}, ZHANG XuHui^{1,2} & WANG ShuYun¹

¹ *Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China;*

² *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

Gas hydrate dissociation can cause the instability of marine stratum. The geological hazards and environmental effects relative to gas hydrate exploitation have attracted great concerns. In this paper, the studies on the hazards (Marine landslide, debris flow, damage of structures etc.) and environmental effects are summarized. The main factors of hydrate dissociation are discussed. Six typical large marine slides are introduced at beginning and, then the studies on the mechanism and failure criterion are reviewed. The layered fracture and gas outburst and the instability of marine structures due to gas hydrate dissociation are illustrated and the critical conditions are discussed. The monitoring technologies and the data processing methods during gas hydrate dissociation are introduced. The studies on the mechanical and physical properties of gas-hydrate-bearing sediment closely related hazards are summarized also. Finally, the problems and future study topics on the safety relative to gas hydrate exploitation are presented.

gas hydrate exploitation, marine slide, debris flow, layered fracture, gas outburst, monitoring, mechanical properties

PACS: 45.10.Hj, 47.11.-j, 47.35.Pq, 91.50.Hc, 91.50.-r

doi: 10.1360/SSPMA2018-00213