

莺歌海盆地海底麻坑的形成与泥底辟发育和流体活动的关系*

邸鹏飞¹, 黄华谷², 黄保家³, 何家雄², 陈多福^{1,2}

1. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301; 2. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 3. 中海石油(中国)湛江分公司, 广东 湛江 524057

摘要: 麻坑作为海底冷泉流体活动的标志, 普遍分布于莺歌海盆地中央坳陷区和莺东斜坡带。莺歌海盆地单个麻坑面积 5×8 — $24 \times 26 \text{m}^2$, 坑深一般在 0.5—6.7m 之间, 形状为圆形或椭圆形, 个别为长条状, 最大的面积达 $300 \times 580 \text{m}^2$, 坑深为 117m。麻坑的形成与泥底辟多期次活动和气藏中天然气等流体的向上运移和喷发有关。麻坑发育区常伴有泥火山形成。地震剖面上有古麻坑(被掩埋的麻坑)的发育, 表明历史时期曾发生过冷泉流体的喷发。在同一渗漏通道内由同一泥底辟形成的 2 次麻坑表明历史时期发生了 2 次间歇性的泥底辟上侵活动。依据莺歌海盆地麻坑深度, 估计向上渗漏导致麻坑形成的深部气藏中的游离气层厚约 16—94m。

关键词: 麻坑; 泥底辟; 莺歌海盆地; 游离气渗漏

中图分类号: P618.13 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2012)05-0026-11

Seabed pockmark formation associated with mud diapir development and fluid activities in the Yinggehai Basin of the South China Sea

DI Peng-fei¹, HUANG Hua-gu², HUANG Bao-jia³, HE Jia-xiong², CHEN Duo-fu^{1,2}

1. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301 China; 2. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, China 510640; 3. China National Offshore Oil Corporation Ltd., Zhanjiang 524057, China

Abstract: Pockmarks, as a sign of gas and fluid seepage on the seafloor, are widely distributed around the center depression and Yingdong Slope area of the Yinggehai Basin. The area of a single pockmark may range from 24×26 to $5 \times 8 \text{m}^2$, its depth may be between 0.5 and 6.7 m, and its shape is approximately circular or elliptical, with a few of them being long strips. The largest one is $300 \times 580 \text{m}^2$, and its depth is 117 m. The pockmark formation correlates with the multiple-stage activity of mud diapirs and the upward migration and eruption of free gases and fluids from the gas reservoir. The pockmarks are usually accompanied with the formation of mud volcano. Paleo-pockmarks (the buried pockmarks) have been discovered along seismic profiles, which indicates that the free gas and the fluid eruption took place in a historical period. The two times of pockmark activity in an identical seepage channel show that the upward intrusion of mud diapir took place intermittently. According to the depth of pockmarks, it is estimated that a 16- to 94-m-thick free gas layer upward venting in the deep gas reservoir is needed to form a 0.5- to 6.7-m-deep pockmark in the Yinggehai Basin.

Key words: pockmark; mud diapir; Yinggehai Basin; free gas seepage

海底麻坑是一种大陆边缘海底常见的, 类似火山口状的海底凹陷, 通常发育在流体易聚集和发生

收稿日期: 2011-08-30; 修订日期: 2012-01-10。林强编辑

基金项目: 中国科学院海洋地质与环境重点实验室开放基金资助项目(MGE2012KG08); 中国科学院知识创新工程青年人才领域前沿项目资助(SQ201110); 国家海洋局海底科学重点实验室开放基金资助(KLSG1204); 国家自然科学基金项目(91228206)

作者简介: 邸鹏飞(1982—), 男, 河北省保定市人, 助理研究员, 海洋地质与石油地质方向, 主要从事海底冷泉及天然气水合物研究。E-mail: pfd@scsio.ac.cn

通信作者: 陈多福(1962—), 男, 江苏省苏州市人, 研究员, 博士生导师, 主要从事冷泉和天然气水合物研究。E-mail: cdf@gig.ac.cn

*向对本文有所帮助的人士表示谢意

喷溢的低渗透细粒沉积区,与海底裂隙、泥底辟和断层及断层化背斜等构造伴生,常以单一、群组或链状形式产出^[1-16]。海底麻坑形状一般为圆形或椭圆形,直径约为10—300m,深度约为5—20m,个别可达80m,甚至达到200m^[6, 17-20],并且麻坑中常发育有生物细菌席和碳酸盐岩结壳^[5]。学者普遍认为麻坑是流体喷发形成,是烃类气体沿着海底裂隙或断层通道向上运移,当裂隙或断层中的气体压力大于静水压力和上覆沉积物重力时,裂隙或断层顶部的表层沉积物剥落而形成^[1,21-22]。从海底喷溢出的流体或气体主要是生物成因或热成因天然气,或沉积压实形成的孔隙水^[23-25]。然而,由于尚未观测到麻坑内流体活动特征,目前未能证实麻坑是快速喷发还是持续渗漏形成^[26]。麻坑不仅是海底流体活动的记录和指示,也是海底地质灾害的标志。因此,麻坑的研究对于海上平台建设以及认识温室气体甲烷气的释放机理均有十分重要的意义^[6, 26-28]。

莺歌海盆地新生代沉积巨厚,最大厚度可达16km,盆地中央坳陷带具有异常高的热流值、高的地温梯度及超压体系,发育有泥底辟构造^[29-31]。金博等^[32]和谢习农等^[33]探讨了中央坳陷带底辟区天然气输导系统的成因类型及运移方式,即多期的底

辟活动引起了底辟区的断裂和裂隙不断开启,沟通了深部天然气向浅部运移的通道,促使深部天然气向浅部运移聚集,或直接沿着通道喷溢出海底。李列等^[34]通过高分辨率地震剖面、3.5kHz浅层剖面和侧扫声呐图分析,识别出中央坳陷区广泛分布的海底麻坑和天然气渗漏。Huang等^[35]浅析莺歌海近岸气体渗漏区的麻坑,认识到麻坑是海底流体喷发的标志,可能是由海底气体喷发形成。然而对于莺歌海盆地麻坑形态特征、分布地区及其海北部大陆架新生代含油气沉积盆地,位于海南岛形成机制尚未进行过系统研究,也尚未探讨过麻坑形成的流体来源及形成麻坑的游离气的可能厚度。因此,本文将描述莺歌海盆地麻坑的形态特征,探讨麻坑与气藏中天然气渗漏和泥底辟活动的关系,以及麻坑形成的流体来源和特征。

1 地质背景

莺歌海盆地是南海的西南海域(16°50'—20°00'N, 107°—111°50'E),呈西北走向的长菱形(图1),是发育在古生代和中生代花岗岩、变质岩及混合岩的基底之上的新生代沉积盆地,盆地沉积地层的最大厚度达16—17km,具有明显的双层结构,下部为古近

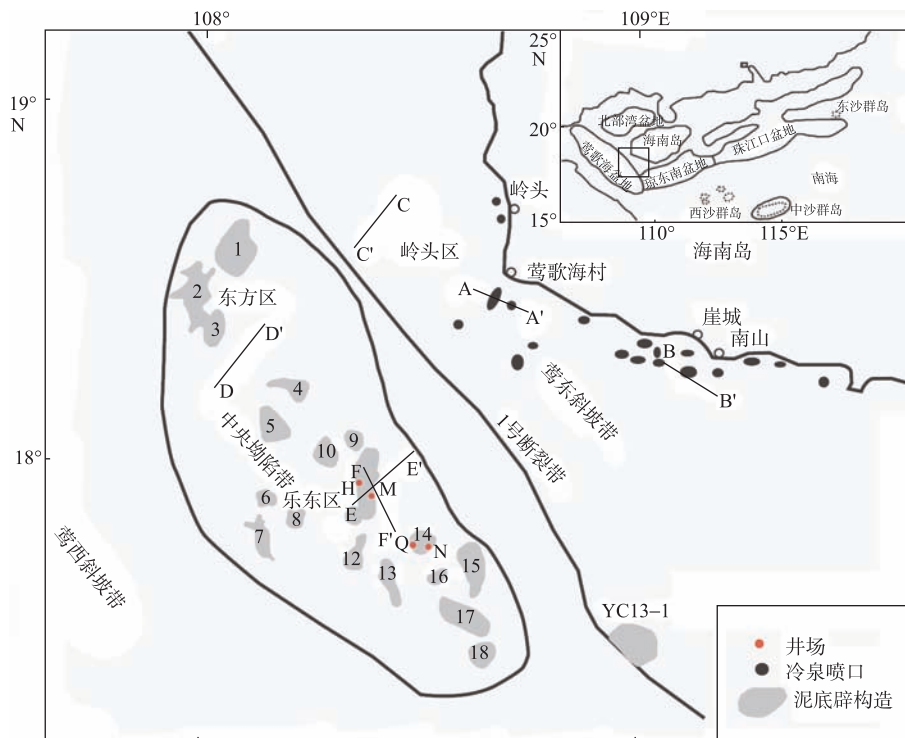


图1 莺歌海泥底辟和浅海气体渗漏的分布图

数字标示的灰色区为泥底辟发育区。东方区发育有DF1-1(1号), DF1-1s(2号), DF29-1(3号), DF30-1(4号), DF6-1(5号)泥底辟;乐东区发育有LD12-2(6号), LD18-1(7号), LD12-1(8号), LD8-1A(9号), LD8-1B(10号), LD8-1(11号), LD13-1(12号), LD20-1(13号), LD15-1(14号), LD22-1(15号), LD21-1(16号), LD21-2(17号), LD28-1(18号)泥底辟。红色实心点H为LD8-1-2井场调查区, M为LD8-1-1井场调查区, Q为LD15-1-3井场调查区, N为LD15-1-2井场调查区。图中的实线A-A'和B-B'(图4)、C'-C'(图3)、D-D'(图5)、E-E'(图11)、F-F'(图12)为地震测线

Fig. 1 The distribution of the Yinggehai mud diapir and nearshore gas seeps

系末的断陷沉积,上部为新近系的塌陷沉积,接触界面为地震反射界面 T60 的区域性角度不整合面。

盆地上部充填层系新近系的中新统梅山组和三亚组地层(浅海—深海钙质泥砂岩)是最主要的烃源岩,中新统的黄流组、莺歌海组地层和第四系地层主要是由浅海大陆架砂岩、深海浊积岩和泥岩组成,是莺歌海含油气盆地中良好的储盖层系。

莺歌海盆地的最大沉积速率达 $1.4\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,平均地温梯度为 $3.5\text{—}4.25\text{ }^\circ\text{C}\cdot(100\text{m})^{-1}$,中央拗陷带发育的异常高的超压体系,最大压力系数达 2.0—2.3,是一个具有快速沉降、高地温和超压体系的沉积盆地^[29-31]。在平面上,盆地由西向东划分为莺西斜坡带、中央拗陷带和莺东斜坡带 3 个一级构造单元,其中盆地内发育的 1 号断裂带把中央拗陷带和莺东斜坡带隔开。泥底辟构造、海底麻坑和泥火山主要发育于盆地中部的拗陷带,分为东方区和乐东区(图 1),东方区发育有 5 个底辟区(图 1 中的 1—5 号),乐东区发育有 13 底辟区(图 1 中的 6—18 号)。泥底辟(灰色区)呈近 SN 向雁行排列,底辟刺穿层位和幅度不一,在地震剖面上表现为气烟囱状的模糊带,底辟顶部地层易形成上拱背斜、断裂或地层下陷。而在一号断裂带以东的莺东斜坡带的岭头岬、莺歌海海口、崖州湾、南山岬和天涯海角等地区主要发育有海底麻坑和气体的喷溢活动(黑色点)(图 1)^[34-35]。

2 麻坑地形特征及分布

2.1 莺东斜坡带

莺东斜坡带位于海南岛西南部边缘,莺歌海盆地的东北部,水深约 10—50m,以 1 号断裂带为界

与中央拗陷带分隔。傍扫声呐扫描发现沿着岭头岬、莺歌海海口、崖州湾、南山岬和天涯海角等地区大约分布有 100 多个正在渗漏气体的喷口和麻坑,在近海岸地区形成一条气泡带。声呐记录莺歌海海口渗漏气泡在水柱中形成气泡羽状体(图 2),单个气泡直径约 1—2cm^[35]。莺歌海海口和崖州湾等地区发育大量海底麻坑(图 3)。此外,在岭头附近的地震剖面 C—C' 上也有冷泉喷口和海底麻坑发育(图 4)。海南岛西南部边缘莺东斜坡带的麻坑大多为圆形或椭圆形,直径约 0.5—2m,深约 0.5—1m,且普遍发育在松软沉积地层的薄弱带上,表明麻坑发育的地区喷发的流体流量较小(图 3)。Huang 等^[35]通过对浅海区喷出的烃类气体组分及其碳同位素比值的分析,认为形成麻坑的流体来源于中央拗陷带深部的油气和浅层气。

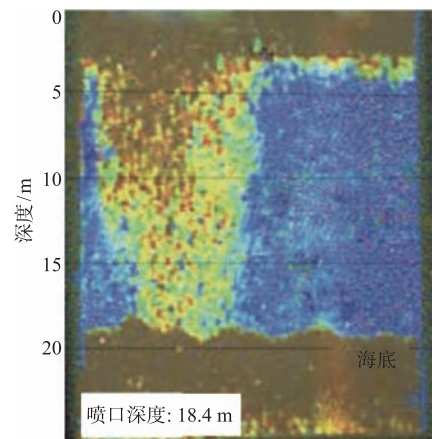


图 2 莺歌海海口水柱中气泡羽状体^[35]
Fig. 2 Seep bubbles in water column are shown as bubbling plumes at the Yinggehai Rivulet Mouth^[35]

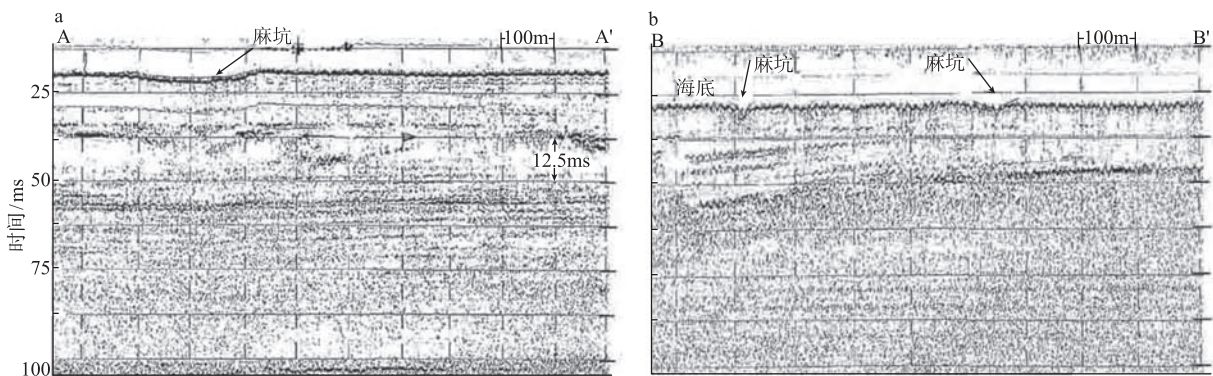


图 3 莺歌海海口 A—A' 和崖州湾地区 B—B' 电火花剖面上显示了圆形或椭圆形麻坑,坑深约为 0.5—1m。其位置见图 1^[35]
Fig. 3 Sparker seismic profiles at the Yinggehai Rivulet Mouth (A—A') and the Yazhou Bay (B—B'). They show the circular or elliptical pockmarks. The pockmark depth ranges from 0.5 to 1 m. The location of the seismic profile is shown in Fig. 1^[35]

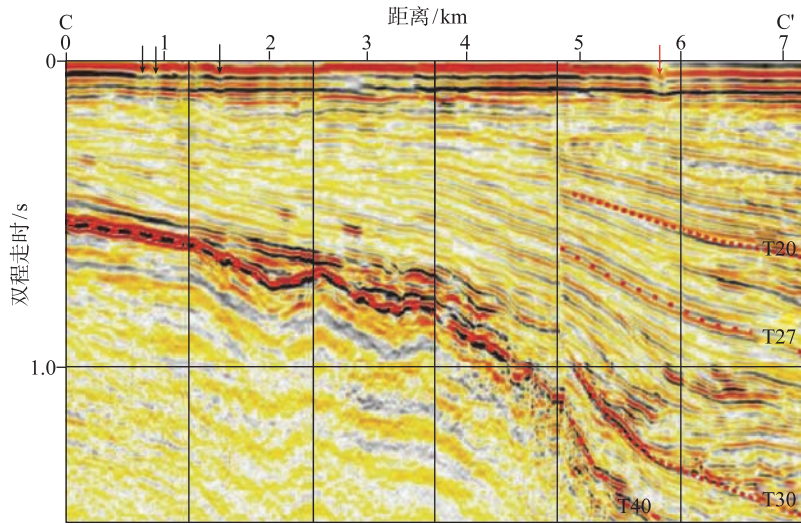


图 4 岭头区地震剖面上显示的麻坑(黑色箭头)和气体喷口(红色箭头)

测线位置见图 1。红色箭头指示气体喷口, 地震剖面上有亮点显示; 黑色箭头指示麻坑, 地震剖面上显示呈下凹状

Fig. 4 Sparker profiler records pockmarks (marked by black arrows) and gas seepage (red arrow) in the Lingtou area (The location of the seismic line is shown in Fig. 1. The red arrow indicates gas seepage, and the sparker profiler records a bright spot. The black arrows indicate pockmarks, and the sparker profiler shows concave-shape pits).

2.2 中央坳陷带

2.2.1 东方区

东方区(DF)位于中央坳陷带的北部, 区内有 1—5 号 5 个泥底辟发育区(图 1), 且海底麻坑发育在泥底辟或断层的顶部(图 5)。在东方区中部地区的地震剖面 D-D' 的底部有泥底辟发育, 剖面上部断层和

裂隙普遍发育, 并且从地震剖面上显示仍有可能正在活动的冷泉渗漏, 同时在流体渗漏通道内发现了被掩埋的麻坑(图 5 中红色方框区)。这种地层中被掩埋的麻坑在黑海 Turkish 陆架区、卡迪兹湾斜坡带和亚得里亚海等均有发育, 可能指示了历史时期曾发生过冷泉流体的喷发^[17,36-37]。

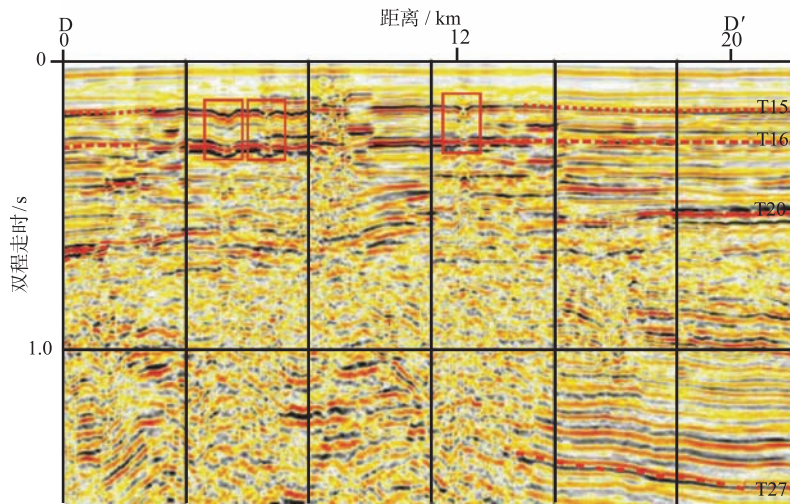


图 5 东方区地震剖面显示泥底辟顶部的麻坑(红框)、气体喷口及 T15 和 T16 层面被掩埋的麻坑(测线位置见图 1)

Fig. 5 Seismic reflection profile records, showing pockmarks and gas seepage on top of the mud diapir and buried pockmarks between T15 and T16 in the Dongfang area. The location of the seismic line is shown in Fig. 1

2.2.2 乐东区

2.2.2.1 乐东 11 号泥底辟区

乐东区位于中央坳陷带的南部, 泥底辟非常发

育, 区内有 13 个泥底辟发育区(图 1), 对中部的 2 个底辟(LD-8-1 和 LD-15)各进行了 2 个井场的海底调查(图 1 中 11 号底辟中 H 和 M 点, 14 号底辟中的 Q

状的模糊带(图 11), 表明有大量的烃类气体聚集, 是地层深部的塑性沉积物(如泥、盐)垂向流动上拱刺穿上部沉积物层形成。而同样位于乐东 11 号(LD8-1)底辟的高分辨率地震剖面F-F'显示了地层中同一渗漏通道中连续发育形成了 2 次被掩埋的麻坑(古麻坑), 形成时间在 T20 后, 表明在历史时期发生了 2 次间歇性的泥底辟上侵活动(图 12)。

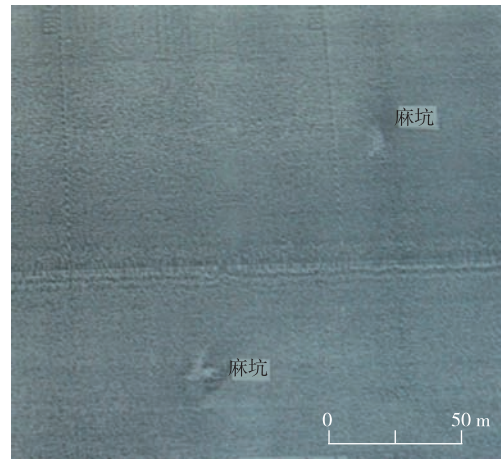


图 10 乐东 11 号底辟区 LD8-1-2 井场调查区中部麻坑声呐探测影像图麻坑形状近似为椭圆形, 傍扫区见图 8

Fig. 10 Sonar map showing pockmarks at the central portion of LD 8-1-2 well site survey area on No.11 Ledong diapir zone. The shape of pockmarks is approximately elliptical. The location of the sonar area is shown in Fig. 8

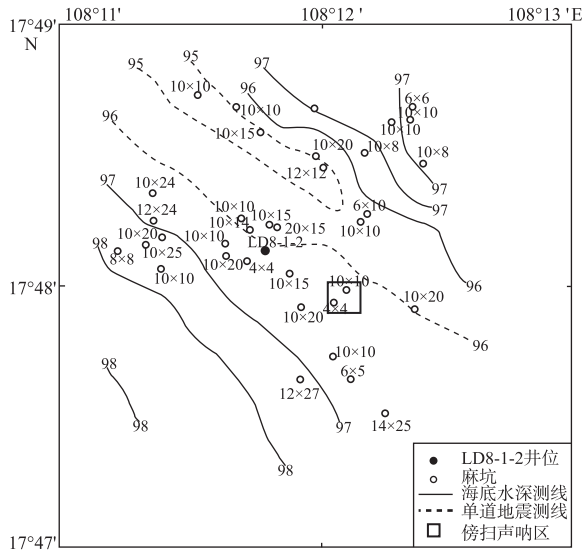


图 9 乐东 11 号底辟区 LD8-1-2 井场(图 1 中的 M 点)麻坑分布图

此图依 1993 年 3 月中海石油地球物理勘探南方公司旁侧声纳资料绘制, 数字“10 × 15”表示麻坑面积(单位: m²)

Fig. 9 Distribution of pockmarks at LD 8-1-2 well field in No.11 Ledong diapir zone

2.2.2.2 乐东 14 号泥底辟区

乐东 15-1-2 和 15-1-3 井场位于莺歌海盆地中央坳陷带南部的乐东 15-1 构造上(图 1 中 14 号泥底辟区), 发育在泥拱形成的披复背斜构造上, 调查区面积为 11.2km²(图 13)。调查区海底地形呈东北低、西南高的特点, 坡度为 3%, 调查区内麻坑较发育, 单个最大面积为 24 × 26m², 最小为 8 × 10m², 坑深大约在 2—6m, 位于两井场中部的傍扫声呐图表现为明显

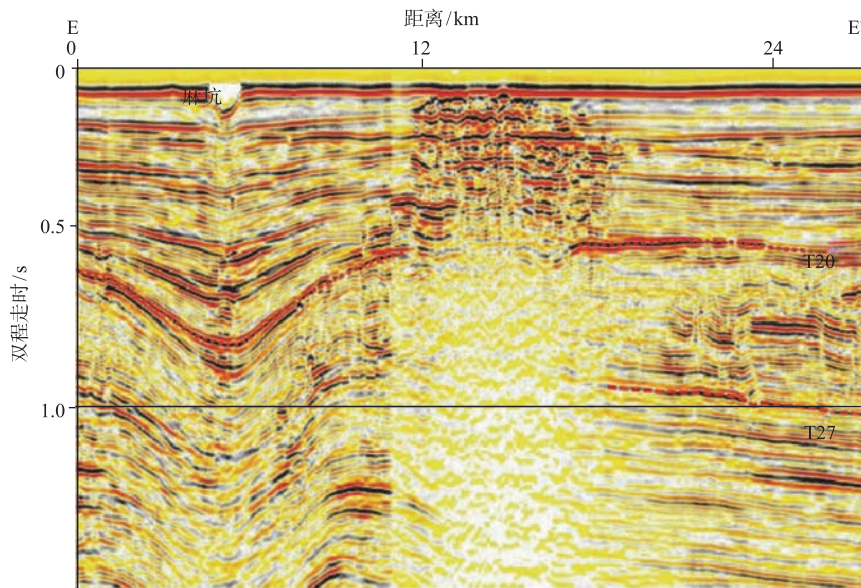


图 11 乐东区地震剖面 E-E' 记录的海底麻坑测线位置见图 1

Fig. 11 Sparker profile records showing pockmarks in the Ledong area. The location of the seismic line is shown in Fig.

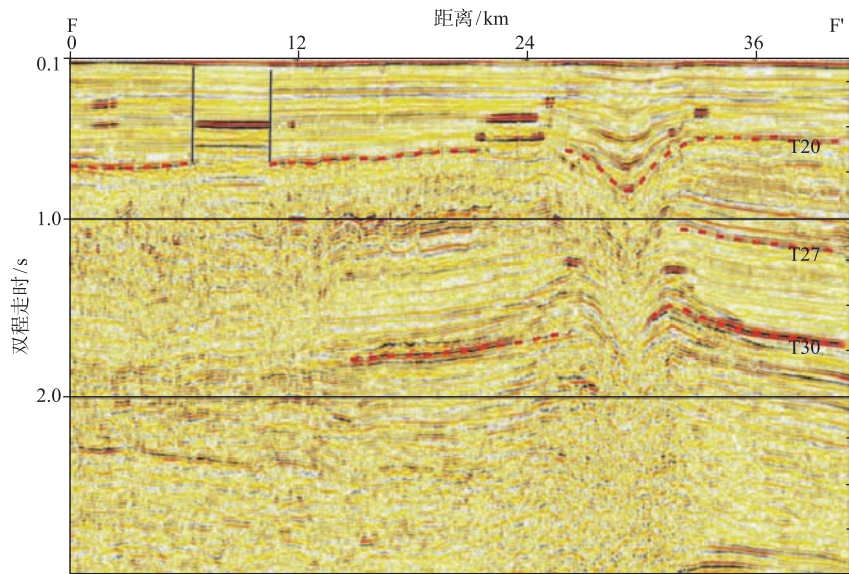


图 12 乐东区地震剖面 F-F' 显示的泥底辟构造
测线 4508 位置见图 1

Fig. 12 Seismic profile records showing mud diapir structure in Ledong area. The location of the seismic line is shown in Fig. 1

有阴影的凹坑, 形状近似为椭圆形(图 14)。

乐东 14 号底辟区 15-1-2 井场调查区位于乐东 15-1 构造的东南部(图 1 中 N 点), 水深为 107.6m, 调查区中发育有多个巨型泥火山和海底麻坑。位于井位西北 800m 处发育有高出海底 4.5m 的小山包(图 13 中 B 点), 可能是气体喷发形成的泥火山。位于井位东南 600m 处的测线 B(图 13), 距海底 23m 处有浅层气发育, 并且在测线 B 的北部发育有两个小山包(图 13 中 C 点)分别高出海底 3.5m 和 3m, 可能是正在发生喷溢的泥火山。

LD15-1-3 井场位于乐东 15-1 构造的西南部(图 1 中 Q 点), 水深为 106.8m, 在距 15-1-3 井位西南 700m 处, 有一个小山包和一个大凹坑, 其中小山包宽 180m, 高出海底 11m, 坡度 10% 大凹坑面积为 $300 \times 580m^2$, 凹坑最深为 117m, 坡度为 7%(图 13 中 D 点), 可能是由多个麻坑形成或由泥底辟刺穿地层直接形成。位于乐东 15-1-3 井场西南处测线 A(图 13), 在 3.5 kHz 的浅层剖面上(图 15)有连续发育的 2 个麻坑和泥火山, 麻坑近似为圆形, 直径分别约为 7m 和 2m, 坑深约为 6m 和 2m, 其中较大的麻坑两侧明显不对称, 左侧坡度约为 70° , 右侧坡度约为 45° , 而较小的麻坑两侧则相互对称, 且麻坑明显与断层相连通, 可能是浅层气藏中烃类气体沿着断层

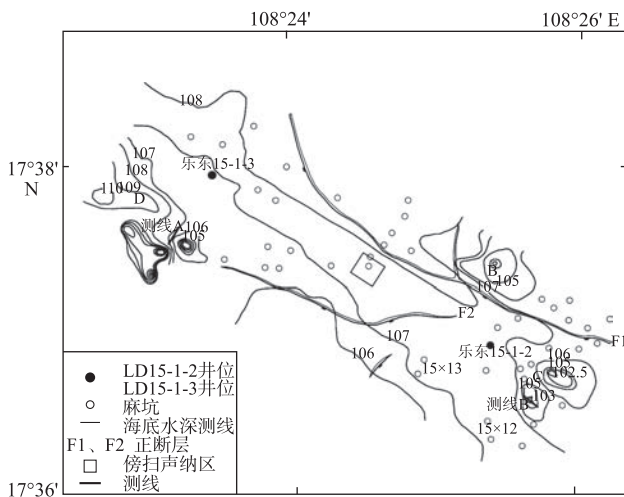


图 13 乐东 14 号底辟区 15-1-2(图 1 中的 N 点)和 15-1-3(图 1 中的 Q 点)井场调查区麻坑分布图

此图依 1994 年 1 月中海石油地球物理勘探南方公司旁侧声纳资料绘制, 数字“15×12”表示麻坑面积。

Fig. 13 Distribution of pockmark at LD 15-1-1 and 15-1-3 well site survey area in No. 14 Ledong diapir zone

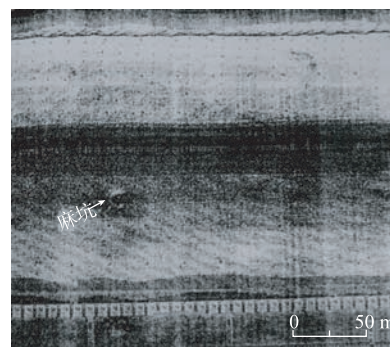


图 14 LD15-1 底辟区中部麻坑声呐影像图麻坑近似为圆形, 傍扫区见图 11

Fig. 14 Sonar map showing pockmarks at the center portion of LD 15-1 mud diapir belt. The shape of pockmarks is approximately circular. The location of the sonar area is shown in Fig. 11

向上喷发形成的。在泥火山的下部表现为声混浊带, 该声混浊带指示浅层气的聚集。泥火山上的声混浊带是水体中的气泡羽状体在浅层剖面上的成像, 表明泥火山正发生喷溢活动。

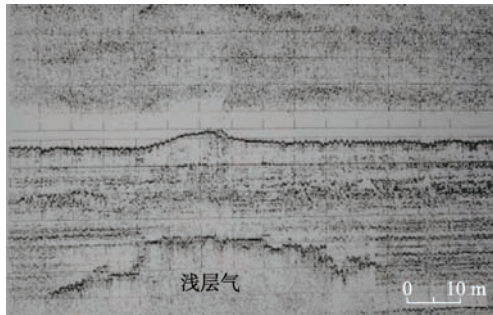


图 15 测线 B 位于 LD15-1-2 调查区东南, 其浅层剖面图显示距海底 23m 处发育有浅层气测线位置见图 13

Fig. 15 The sub-bottom profile records showing shallow gas reservoir from the seafloor at 20 m. The location of the seismic line shown in Fig.13 is situated at the southeast of LD 15-1-2

3 讨论

3.1 麻坑成因

麻坑形成通常需要 5 个条件: 欠压实或非压实的沉积物、充足的渗漏流体、流体通道、气体超压体系、良好的沉积物盖层等。许多学者已普遍接受麻坑是沿着裂隙或断层通道向上运移的流体喷发形成的^[1,21-22]。然而, 由于麻坑处于不同的地质环境下, 其形成原因也不尽相同。图 3、4 和图 16 的地震剖面上显示麻坑均与断层相连接, 且个体比较小, 坑较浅, 可能是沿断层通道向上运移的流体剥落断层顶部的上覆沉积物形成。图 16 中泥火山下部有代表游离气的声波混浊带发育, 表明有麻坑可能是由天然气喷发形成。而在乐东 11 号底辟的 LD8-1-2

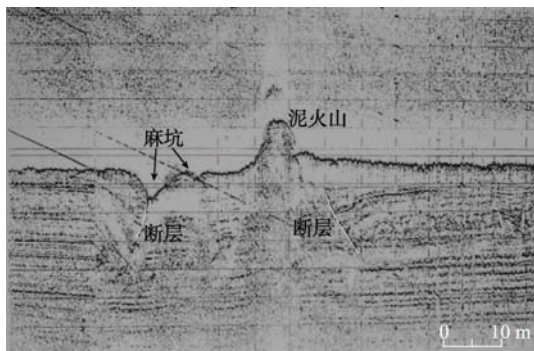


图 16 测线 A 位于乐东 15-1-3 调查区西南的浅层剖面显示有泥火山和海底麻坑发育, 测线位置见图 13

Fig. 16 The sub-bottom profile records showing pockmarks and mud volcano. The location of the seismic line A shown in Fig.13 is situated at the southwest of LD 15-1-3

井场地区深部地层中未发现有气藏发育, 麻坑的形成可能与沉积层孔隙水的喷发有关。同时, 在莺歌海东方区的地震剖面中发现了被掩埋的麻坑, 表明在历史时期曾发生过冷泉流体喷发活动。

此外, 图 11、12 地震剖面上显示的麻坑与海底发育的泥底辟构造直接相连, 并且该类型麻坑个体大, 坑较深。因此麻坑也可能由泥底辟构造直接形成, 即由低密度低黏度塑性泥质物质(如泥、盐、气体)向上推动并剥离覆盖在其上方的沉积物而形成。泥底辟由初期上涌到刺穿上覆地层不断积蓄能量, 当能量达到或者超过上覆地层破裂强度时, 塑性物质和流体刺穿上覆地层到海底, 积蓄的能量完全被释放出来, 底辟顶部上覆沉积物部分被剥离, 最终形成一个类似半球状的麻坑^[38]。不仅如此, 泥底辟的多期次发育可以造成底辟区上覆地层多次被完全刺穿并多次形成麻坑, 随后多次被沉积掩埋形成古麻坑。因此, 在泥底辟发育强烈的地区, 地层中麻坑形成的次数能够指示此地区泥底辟发育期次。

3.2 麻坑形成的流体来源

莺歌海盆地中央坳陷区发育众多的泥底辟构造带和天然气藏, 其形成原因颇为复杂, 目前发现 DF1-1、LD5-1、LD22-1 和 LD8-1 气田均是发育在泥底辟带异常高压系统之中或之上^[38]。泥底辟作用(泥、盐等塑性泥质物质)和天然气气藏是形成麻坑的主要流体来源。中央坳陷区形成麻坑的流体主要为来自深部气藏中的烃类气体, 其气体组分主要为 CH₄ 和少量的 CO₂ 和 N₂, 且 CH₄ 的 δ¹³C₁ 值变化范围在 -63‰—27‰, 其中中—高热成熟气占绝大部分, 其 δ¹³C₁ 值变化范围在 -40.62‰—26.92‰, 而生物气少量^[39-40]。

此外, 莺歌海盆地莺东斜坡带分布着众多的海底麻坑, 也是由烃类气体喷发形成, 并且烃类气体的组分主要为 CH₄ 和少量的 N₂ 和 CO₂, 气体的 δ¹³C₁ 在 -38.24‰—33.91‰ 和轻 δD_{C1} 值(-131‰—162‰), 与盆地中部坳陷带热成因气的特征一致, 表明浅海区形成麻坑的流体可能来源于盆地中部坳陷带, 可能是沿断裂不整合面向侧向运移至莺东斜坡带^[35]。

3.3 麻坑形成所需游离气柱厚度

麻坑是沿断层等通道向上运移的游离气形成的气体超压大于沉积层本身重力和流体流阻抗而使沉积层被剥离形成^[21-22,41]。在水合物发育区, 麻坑的形成可能与水合物层之下的游离气层向上突破水合物层的封闭有关, 当下伏游离气的压力超过上覆水合物封闭层的毛细管力时, 超压气体刺穿水合物层,

使毛细管封闭作用失效, 气体渗漏开始并驱使孔隙水向上排出, 当气烟囱的顶部达到流体通道中水流的深度时(流体产生的阻抗与沉积物形成的静岩压力相等), 气烟囱之上水流会使沉积物快速沙化, 流沙沉积被海流移除后, 便在海底留下凹陷麻坑。Cathles 等^[21]和苏正等^[22]建立了麻坑的深度、水合物层之下的游离气层厚度、水合物稳定带(游离气盖层)厚度三者间的关系:

$$h_{\text{pm}} = \frac{\rho_w - \rho_g}{\rho_s} d - \frac{\mu_g}{\mu_w} h \quad (1)$$

式中 $\frac{\rho_w - \rho_g}{\rho_s} = 0.52$, $h = h_w + h_g$, ρ_w 为孔隙水密度, ρ_g 为气体密度, ρ_s 为沉积物密度, μ_g 为天然气粘度, μ_w 为水的粘度, d 为游离气层厚度, h 为水合物盖层深度。

然而在莺歌海盆地中, 浅海—半深海泥岩作为盖层封闭了下伏的游离气层, 由于浅海—半深海泥岩的有效孔隙度和渗透率均较低^[42], 而泥岩盖层之下含气层的孔隙度和渗透率相对较高^[43], 并且泥岩的有效孔隙半径小于游离气的有效孔隙半径, 符合海底沉积层中 2 类毛细管封闭作用, 即覆盖在游离气层之上的浅海—半深海泥岩相当于水合物封闭层, 因此, 麻坑的深度、沉积盖层之下的游离气层厚度、浅海—半深海泥岩盖层厚度间的关系仍可用式 1 来表示。

在 15℃ 下, 假设气流柱中的气的饱和度和水流柱中水的饱和度为 1, 气和水的相对渗透率为 1, 泥岩中的气、水黏度分别为 $1.91 \times 10^{-5} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 和 $1.136 \times 10^{-3} \text{Pa}\cdot\text{s}$ ^[21], 即 $\mu_w \approx 60 \mu_g$, 泥岩、水和气的密度分别为 2.587、1.1 和 $0.68 \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ^[43-44], 即 $\frac{\rho_w - \rho_g}{\rho_s} \approx 0.162$ 。

依据方程(1)和已知麻坑深度及泥质盖层的厚度, 可以计算出麻坑形成所需游离气层的厚度。莺歌海盆地麻坑普遍深度和泥质盖层的厚度分别约为 0.5—6.7m 和 126—500m^[38,45], 则麻坑形成所需的游离气层的厚度约为 16.25—93.9m。

4 结论

麻坑作为莺歌海盆地典型的海底地形, 是海底冷泉流体喷发的重要标志。莺歌海盆地麻坑形状近似为圆形或椭圆形, 个别为长条状, 通常发育在泥底辟构造带或海底断层和裂隙的顶部, 单个麻坑面积 5×8 — $24 \times 26 \text{m}^2$, 坑深一般在 0.5—6.7m 之间, 其中最大的一个麻坑面积达 $300 \times 580 \text{m}^2$ 、坑深为 117m。麻坑分布区域广, 主要集中在盆地中央拗陷带的泥底辟区及莺东斜坡带的岭头岬、莺歌海海角、崖州湾、南山岬和天涯岬等浅海天然气渗漏区。

莺歌海盆地麻坑的形成与泥底辟活动和气藏中天然气的运移和喷发密不可分。深部气藏中中—高成熟的烃类气体是麻坑形成的流体来源, 泥底辟活动形成的裂隙或断层为流体提供运移通道, 是麻坑形成的最主要原因。麻坑发育的地区会伴有泥火山的形成。地层中古麻坑(被掩埋的麻坑)的出现, 表明在地质历史时期曾发生过冷泉流体喷发, 而由同一泥底辟在同一渗漏通道内形成的多个被掩埋的麻坑表明历史时期发生了多次间歇性的泥底辟上侵活动。依据麻坑深度和游离气的泥质盖层的厚度, 可以计算出麻坑形成所需游离气层的厚度。莺歌海盆地麻坑深度约为 0.5—6.7m, 则所需向上渗漏的深部气藏中游离气层的厚度约为 16.25—93.9m。

参考文献

- [1] KING L H, MACLEAN B. Pockmarks on the Scotian Shelf [J]. Geological Society of America Bulletin, 1970, 81: 3141—3148.
- [2] HOVLAND M. Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench [J]. Marine Geology, 1981, 39: 103—117.
- [3] HOVLAND M, JUDD A G, KING L H. Characteristic features of pockmarks on the North-Sea floor and Scotian Shelf [J]. Sedimentology, 1984, 31: 471—480.
- [4] HOVLAND M, GALLAGHER J, CLENNELL M B, et al. Gas hydrate and free gas volumes in marine sediments: Example from the Niger Delta front [J]. Mar Pet Geol, 1997, 14 (3): 245—255.
- [5] HOVLAND M, SVENSEN H, FORSBERG C F, et al. Complex pockmarks with carbonate-ridges off mid-Norway: Products of sediment degassing [J]. Mar Geol, 2005, 218: 191—206.
- [6] HOVLAND M, JUDD A G. In Seabed pockmarks and see-pages [M]. London: Graham and Trotman, 1988: 293.
- [7] GAY A, LOPEZ M, COCHONAT P, et al. Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin [M] // VAN RENSBURGEN P, HILLIS, R R, MALTMAN A J, et al. Subsurface sediment mobilization. London: Geological Society of London, 2003: 173—189.
- [8] FOSSUM B A, MAISEY G H, TORSSEN H O. Marine geophysical research in the Weddell Sea during the

- Norwegian Antarctic Research Expedition 1976–1977[M] // CRADDOCK C. Antarctic geoscience. Madison: University of Wisconsin Press, 1982: 397–404.
- [9] PILCHER R, ARGENT J. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin [J]. *Mar Geol*, 2007, 244:15–32.
- [10] SAHLING, H, G. BOHRMANN, GERHARD, S V, et al. Pockmarks in the Northern Congo Fan area, SW Africa: Complex seafloor features shaped by fluid flow[J]. *Marine Geology*, 2008, 249(3-4): 206–225.
- [11] PAULL C K, USSLER III W, MAHER N, et al. Pockmarks off Big Sur, California [J]. *Mar Geol*, 2002, 181: 323–335.
- [12] NELSON H, THOR D R, SANDSTROM M W, et al. Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor pockmarks) on the Bering Shelf, Alaska [J]. *Geol Soc Am Bull*, 1979, 90: 1144–1152.
- [13] SCHMUCK E A, PAULL C K. Evidence for gas accumulation associated with diapirism and gas hydrates at the head of the Cape Fear Slide [J]. *Geo-Marine Letters*, 1993, 13:145–152.
- [14] TAYLOR M H, DILLON W P, PECHER I A, Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data [J]. *Marine Geology*, 2000, 164: 79–89.
- [15] EICHEHUBL P, GREENE H G, NAEHR T, et al. Structural control of fluid flow: offshore fluid seepage in the Santa Barbara Basin, California[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2000, 69/70: 545–549.
- [16] DIMITROV L I, WOODSIDE J. Deep sea pockmarks environments in the eastern Dimitrov L I. Mud volcanoes—the most important pathway for degassing deeply buried sediments [J]. *Earth-Science Reviews*, 2002, 59: 49–76.
- [17] ÇIFCI G, DERMAN D, MUSTAFA E. Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, Eastern Black Sea [J]. *Geo-Mar Lett*, 2003, 23(3) : 311–322.
- [18] GAY A, M LOPEZ, COCHONAT P, et al. Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene-Miocene turbiditic paleochannels in the Lower Congo Basin [J]. *Marine Geology*, 2006, 226(1-2): 25–40.
- [19] SOLHEIM A, ELVERHOI A. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea [J]. *Geo-Mar Lett*, 1993,13:235–243.
- [20] COLE D, STEWART S A, CARTWRIGHT J A. Giant irregular pockmark craters in the Palaeogene of the Outer Moray Firth Basin, UK North Sea [J]. *Mar Petrol Geol*, 2000, 17: 563–577.
- [21] CATHLES L M, SU ZHENG, CHEN DUOFU, et al. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, 27(1): 82–91.
- [22] 苏正, 曹运诚, 吴能友, 等. 水合物层下伏游离气渗漏过程的数值模拟及实例分析[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(12) : 3124–3131.
- [23] SCANLON K M, KNEBEL H J. Pockmarks in the floor of Penobscot Bay [J]. *Maine Geo-Mar Lett*, 1989, 9: 53–58.
- [24] KHANDRICHE A, WERNER F. Freshwater induced pockmarks in Bay of Eckernfoerde, Western Baltic[C] // MOJSKI J E. Proc 3rd Marine Geological Conf, The Baltic. Warszawa: Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 1995: 155–164.
- [25] HARRINGTON P K. Formation of pockmarks by pore-water escape [J]. *Geo-Mar Lett*, 1985, 5: 193–197.
- [26] HOVLAND M, J V GARDNER, JUDDA. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards [J]. *Geofluids*, 2002, 2(2): 127–136.
- [27] HOVLAND M, TALBOT M R, QUALE H, et al. Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1987, 57: 881–92.
- [28] JUDD A G, HOVLAND M, DIMITROV L I, et al. The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change [J]. *Geofluids*, 2002, 2:109–126.
- [29] 张启明, 刘福宁, 杨计海. 莺歌海盆地超压体系与油气聚集[J]. *中国海上油气: 地质*, 1996, 10(2): 65–75.
- [30] HUANG, B J, XIAO, X M, LI, X X. Geochemistry and origins of natural gases in the Yinggehai and Qiongdongnan Basins, Offshore South China Sea [J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34: 1009–1025.
- [31] HUANG BJ, XIAO X M, LI, X X. Geochemistry, origin, and accumulation of CO₂ in natural gases of the Yinggehai Basin, offshore South China Sea [J]. *AAPG Bulletin*, 2004, 88 (9): 1277–1293.
- [32] 金博, 刘震, 李绪深. 莺歌海盆地泥-流体底辟树型输导系统及运移模式[J]. *地质科学*, 2008, 43 (4): 810–823.
- [33] 谢习农, 李思田, 胡祥云, 等. 莺歌海盆地底辟带热流体输导系统及其成因机制[J]. *中国科学*, 1999, 29(3) : 247–256.
- [34] 李列, 宋海斌, 杨计海. 莺歌海盆地中央坳陷带海底天然气渗漏系统初探[J]. *地球物理学进展*, 2006, 21(4): 1244–1247.
- [35] HUANG B J, XIAO X M, Li X S, et al. Spatial distribution and geochemistry of the nearshore gas seepages and their implications to natural gas migration in the Yinggehai Basin, offshore South China Sea [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2009, 26(6): 928–935.
- [36] CURZI P V, VEGGIANI A. I pockmarks nel mare Adriatico centrale [J]. *Acta Naturalia de “L’ Ateneo Parmense”*, 1985, 21: 9–90.
- [37] BARAZA J, ERCILLA G. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain)[J]. *Mar Petrol Geol*, 1996, 13: 253–261.
- [38] 何家雄, 刘海龄, 姚永坚, 等. 南海北部边缘盆地油气地质及资源前景[M]. 北京: 石油工业出版社, 2008: 70–83.
- [39] HUANG B J, XIAO X M, HU Z L, et al. Geochemistry and episodic accumulation of natural gases from the Ledong gas field in the Yinggehai Basin, offshore South China Sea [J]. *Organic Geochemistry*, 2005, 36(12): 1689–1702.

- [40] WANG ZHENFENG, HUANG BAOJIA. Dongfang 1-1 gas field in the mud diapir belt of the Yinggehai Basin, South China Sea [J]. *Mar Petrol Geol*, 2008, 25(4-5): 445-455.
- [41] JUDD A, HOVLAND M. *Seabed Fluid Flow*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 475.
- [42] 邓继新, 史衡, 刘瑞殉, 等. 泥岩、页岩声速各向异性及其影响因素分[J]. *地球物理学报*, 2004, 47(5): 862-868.
- [43] CATHLES, L M. Changes in sub-water table fluid flow at the end of the Proterozoic and its implications for gas pulsars and MVT lead-zinc deposits [J]. *Geofluids*, 2007, 7 (2): 209-226.
- [44] 王欢, 王琪, 张功成, 等. 琼东南盆地梅山组泥岩盖层封闭性综合评价[J]. *地球科学与环境科学*, 2011, 33(2): 152-158.
- [45] 杨计海, 易平, 黄保家. 莺歌海盆地生物气成藏特征[J]. *天然气工业*, 2005, 25(10): 14.