

文章编号: 1000-0550(2012)03-0443-08

基于滨线轨迹的古水深定量计算新方法^① ——以古近系沙三中段东营三角洲为例

康波¹ 解习农¹ 杜学斌¹ 宋国奇² 田姗姗³ 简晓玲¹

(1. 中国地质大学 构造与油气资源教育部重点实验室 武汉 430074;

2. 中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司 山东东营 257015; 3. 中国石油冀东油田公司 河北唐山 063007)

摘要 古水深确定是沉积学分析中难点问题,目前主要依据“标志物—水深”的定性—半定量方法确定,但存在原始样品获取难、预测精度低等诸多问题。该方法依据滨线轨迹迁移规律获取在点物源背景条件下一个三级层序内可容纳空间与沉积物供给速率之间变化关系或定量函数,进而采用回剥法和正演法相结合获取不同点原始沉积物厚度和相应的可容空间,其中回剥法获取每个单元原始沉积厚度,正演法获取每个单元随沉积物覆盖后顶层可容空间增量。三角洲平原区为补偿区,其原始沉积物厚度等于可容纳空间增量,三角洲前缘区为欠补偿区,其水深等于可容空间增量与原始沉积物厚度之差。这一新方法不仅考虑到不同点构造沉降差异,而且还考虑了三级层序内沉积物供给速率的变化趋势,因而较为准确地预测三角洲区的古水深变化。该方法成功地应用于东营地区三角洲沉积区水深变化,该区沙三中(E_{s3-2})共发育9期进积体,最大水深为180 m,出现于 t_3 时刻。该方法揭示了9期三角洲朵体发育时期水深变化,为该区沉积体空间展布预测提供了有效的定量预测方法。

关键词 古水深 滨线轨迹 可容纳空间 东营三角洲

第一作者简介 康波 男 1986年出生 硕士研究生 层序地层学、盆地模拟 E-mail: baokang@163.com

通讯作者 解习农 E-mail: xnjie@cug.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

0 引言

古水深作为表征古地貌和构造沉降史的重要参数,一直以来都受到沉积学家的重视。以往的研究中古水深主要依据生物学和沉积学指示物确定,包括遗迹化石法、沉积学方法、浮游生物比例法、岩盐分带法、氧同位素法以及生物直径法等^[1-5]。这些方法在应用时,必须首先建立起指示物与古地貌环境之间的对应关系^[6-7]。由于古地貌环境对应的水深通常为一个区间值,预测所得通常为古水深的范围,实际上为一种定性—半定量的方法。目前在古水深研究中应用最多的是以遗迹化石为代表的古生物方法^[8-10]。单就方法本身而言,它主要依赖于遗迹化石与水深的对应关系,而这一点却存在着很大不确定性的^[11]。对于某些生物而言,其生存的水深空间也可以变化很大^[11]。因此,这些方法在实践中存在原始样品获取、预测精度低等诸多限制与不足。

滨线轨迹(shoreline trajectory)作为研究层序充填过程中可容纳空间与沉积物供给关系的重要参数,

已被广泛应用于层序演化模拟与分析中^[12-15]。其中滨线轨迹的垂向分量精确记录了层序形成过程中可容纳空间的变化,是研究三角洲发育区可容纳空间变化的关键指示参数^[16-18]。同时滨线是比较精确的水平面标志,这也就为精确反映基准面变化提供了参照系。

本文以东营凹陷东营三角洲为例,试图运用层序地层学原理根据滨线轨迹迁移规律揭示可容纳空间与沉积物供给速率之间变化关系,并以三维地震解释数据为原始数据体,通过剔除压实作用和差异沉降影响,定量地计算了东营三角洲沙三中段各四级层序时期的古水深平面变化。

1 东营三角洲地质背景

东营三角洲位于济阳拗陷南部,主要沉积在民丰洼陷、牛庄洼陷以及部分利津洼陷。东营三角洲主要发育于沙河街组三段,其中沙三中段为东营三角洲主要进积时期,共发育9期进积体(Z_1-Z_9),记录了典型的“S型”三角洲进积形态(图1a),水深变化较大。

^①国家大型油气田及煤层气开发科技重大专项(编号:2008ZX05051)和湖北省自然科学基金重点项目(编号:2008CDA095)资助。
收稿日期:2011-06-20;收修改稿日期:2011-07-20

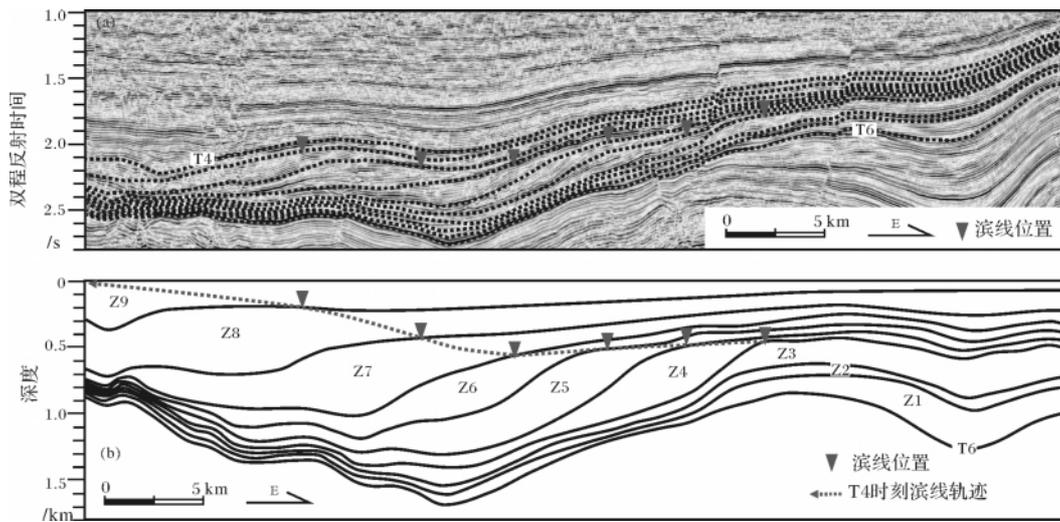


图1 A—A'剖面沙三中现今及T4时刻三角洲进积体展布形态

(a) 现今地层中三角洲进积体的分布情况 (b) 回剥至T4时刻(沙三中末期)时三角洲进积体展布形态。字体标注为9期进积体,带框字体标注为沙三中的顶底关键界面

Fig.1 Distribution of Es₃₋₂ progradation in profile A - A' at present and T4

a. the distribution of progradation units at present , and b. the distribution of progradation units at T4. Characters mark the nine sets of progradation units , and characters with rectangle show the top and bottom boundaries of Es₃₋₂

利用地震资料精细解释结合钻井资料可以圈定各进积体中三角洲平原、三角洲前缘及前三三角洲相平面展布。三角洲平原与前缘分界,即湖岸线或滨线位置。根据东营三角洲在沙三段沉积相空间展布特征,沿三角洲朵体进积方向我们选定一条典型剖面A—A'剖面,该剖面上滨线迁移规律记录了不同三角洲朵体进积过程,同时也记录了该区构造沉降及其沉积物供给速率之间的相互关系(图1)。

2 滨线轨迹法求取古水深的基本原理

2.1 滨线轨迹确定及其与可容纳空间的关系

滨线是指陆地与水的分界区,因此滨线可以作为零水深线的标志。滨线随时间沿沉积倾角方向表现出来的变化形态称为“滨线轨迹”,在地层记录中常表现为一条曲线^[14,19](图1b)。滨线在空间上的垂

向变化便直接反映了该区湖平面的相对变化(图1b)。层序中的滨线轨迹是可容纳空间变化与沉积物供给速率综合作用的结果,其垂向增量便是可容纳空间在垂向上的变化,而水平增量则指示沉积物供给量与垂向可容纳空间相互作用的结果,当沉积物供给量较大时,相应地滨线轨迹的水平增量也较大,当沉积物供给量较小时,相应地滨线轨迹的水平增量也较小。因此,在点物源供给条件下,沉积充填样式与形态严格受可容纳空间和沉积物供给速率的控制,记录在一个沉积层序中的滨线轨迹可以很好地指示该区可容纳空间变化和沉积物供给量之间相互作用的结果。

对于现存地层而言,随着上覆沉积物的堆积均发生了压实作用,导致现今滨线位置并非初始滨线位置,因此现今剖面上所揭示的滨线轨迹并不能真实反

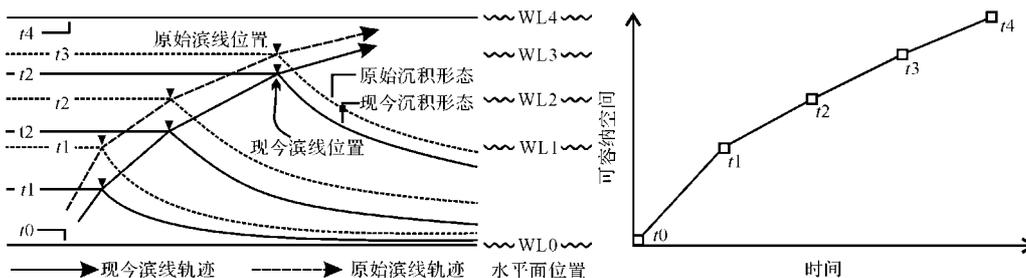


图2 沉积层序中滨线轨迹对可容纳空间变化的关系示意图

Fig.2 Relationship between shoreline trajectory and accommodation variation

映可容纳空间的变化情况。通过回剥处理, 可以将滨线恢复至原始沉积位置, 得到原始滨线轨迹。如果地层为正常压实情形, 通过 Athy 孔隙度—深度关系采用回剥法即可进行沉积物原始厚度的恢复。这样, 通过滨线轨迹便可以揭示一个三角洲发育区的可容纳空间变化规律。图 2 给出了一个在基底水平的情况下, 滨线轨迹与可容纳空间变化的关系示意图, 其中假设每期进积体为等时形成。原始滨线轨迹的垂向分量的变化代表了 t_0-t_4 不同时刻的水平面位置 W_0-W_4 的变化, 即可容纳空间的变化。

A—A' 剖面中记录了沙三中 9 套进积体展布情况。除 Z1 与 Z2 外, S 型进积特征都很明显。图 1 中显示了该时刻滨线轨迹的空间特征。通过对不同地质时刻的沉积物进行依次回剥, 可以得到沉积物原始厚度和沉积形态, 将每一时刻的滨线位置相连就可以得到原始滨线轨迹的空间形态, 从而提供出可容纳空间的变化趋势。通过对多条贯穿东营凹陷的东西向剖面进行综合分析, 并识别滨线轨迹位置, 得到了东营三角洲滨线所记录的可容纳空间变化特征如图 3。

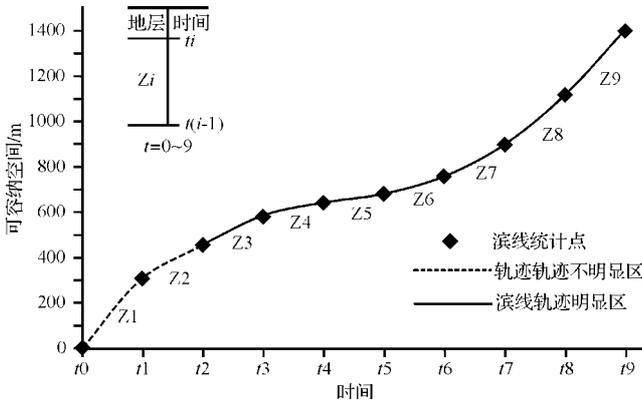


图 3 东营三角洲沙三中滨线轨迹所记录可容纳空间的变化
Fig. 3 Variation in accommodation of Es₃₋₂ Dongying delta recorded by shoreline trajectory with time

2.2 利用滨线轨迹计算古水深定量方法

在三角洲体系中, 三角洲平原区为补偿区, 其原始沉积物厚度就等于可容纳空间增量, 三角洲前缘区为欠补偿区, 其水深就等于总可容纳空间与原始沉积物厚度之差。确定欠补偿区古水深的的关键变量包括该区可容纳空间和原始沉积物厚度。每个单元原始沉积物厚度可以通过对现今地层进行反演回剥得到。每个单元可容纳空间增量可以通过原始滨线轨迹的垂向分量得到, 在欠补偿情况下, 即三角洲前缘区沉积物未完全充满可容纳空间, 此时古水深就等于可容

纳空间增量与原始沉积物厚度差值。

图 4 给出了利用滨线轨迹计算古水深的基本原理。对于某沉积时刻 t_n 的三角洲沉积地层, 可通过回剥法恢复得到该时刻的滨线轨迹和沉积物总厚度 S_n , 则该时刻的古水深 D_n 可表示为:

$$D_n = A_n - S_n \tag{1}$$

式中 A_n 为总可容纳空间, 为此时刻滨线轨迹的总垂向分量, 即:

$$A_n = \sum_{i=1}^n \Delta A_i \tag{2}$$

其中 ΔA_i 为该时刻第 i 期朵体单元中滨线轨迹记录的垂向分量。

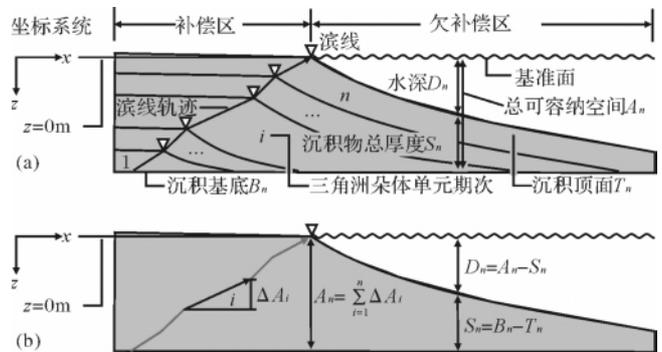


图 4 利用滨线轨迹计算古水深的基本原理

(a) 定量计算古水深的主要参数; (b) 定量计算古水深的主要公式

Fig. 4 Basic principle for paleobathymetry using shoreline trajectory

a. basic parameters used in quantitative paleobathymetry;

b. main equations used in quantitative paleobathymetry

2.3 差异构造沉降以及初始基底形态对古水深的影 响

对于整个东营三角洲来讲, 沙三中段沉积结束时研究区大部地区为三角洲平原沉积区, 即处于补偿沉积区。因此, 对 Z9 顶界面进行回剥恢复, 所得到的 Z1 底界面形态即为沙三中段的最终层序基底形态。从图 4 可以看出, 层序基底的最终形态并非水平, 这是差异构造沉降作用的结果。我们以回剥后的 Z1 底界面滨线所在水平面为基准面, 该界面相对于此基准面的垂向距离即为总差异沉降量 (ΔT)。

前面原理的阐述中, 对可容纳变化规律的研究是建立在盆地不同位置构造活动均一的情况下进行的, 即认为滨线轨迹所记录的可容纳空间变化大小在全盆地内是一致的。而实际情况是差异构造作用导致了盆地不同地区的沉降差异性, 使得可容纳空间的变化量在盆地内也存在着差异性。在东营地区沙三中

段层序中,三角洲沉积末期东营凹陷东南部的大部分地区均为三角洲平原沉积区,这就意味着这些地区沉积物厚度代表其可容纳空间增量,显然在东营凹陷南斜坡,不同斜坡位置原始沉积厚度不同,同时也意味着不同斜坡位置构造沉降量也不相同。因此,必须考虑不同斜坡位置沉降的差异。该方法中,假定三级层序内不同斜坡位置构造差异沉降为匀速变化,那么每个四级层序内可容纳空间的大小还需要考虑由于构造差异沉降的影响,即盆地内某一时刻每一点的可容纳空间需要加上由于构造沉降差异引起的垂向增加分量。

初始基底的形态是古地貌研究的内容,通过对沉积相的分析,可以粗略恢复出层序形成之初基底的地貌形态,但是要求有充分的岩性组合、同位素以及古生物等相关资料进行分析。对于较大规模的地区,由于相关数据收集的限制,使得实施比较困难。尽管当前东营三角洲沙三中段初始基底尚很难确切地描述,但已经证明初始基底并非水平。由于9期差异构造作用共同导致了最终总差异沉降的形成,可以认为沙三中段沉积结束时基底地形的1/9可以作为初始基底(B_{init})形态,即

$$B_{\text{init}} = \frac{1}{9} \Delta T = \frac{1}{9} (D_{T_6} - D_{\text{sh}}) \quad (3)$$

其中 D_{T_6} 为沙三中段沉积结束时 T_6 界面(即 Z_1 底界面)的深度, D_{sh} 为 T_6 界面滨线所在的深度。 B_{init} 正值代表负地形,负值代表正地形。应用该方法,可对沙三中段的初始基底的形态进行恢复。

3 东营三角洲沙三中古水深结果与讨论

此次研究中,首先采用高精度层序地层分析方法,对三角洲沉积区三维地震数据体进行三级和四级层序界面追踪和闭合,进而读取各四级三角洲进积体的深度、厚度以及滨线轨迹位置等信息。通过这些数据信息,选择典型剖面得到了沙三中段滨线轨迹所记录的可容纳空间变化情况(图1,图3)。在点物源供给条件下,滨线轨迹所记录的可容纳空间变化是可容纳空间与沉积物供给相互作用的结果,因此由典型剖面得到的可容纳空间变化特征可以反映东营三角洲发育区在整个沙三中时期可容纳空间与沉积物供给之间的变化特征。利用 Athy 孔隙度—深度关系采用回剥法得到了沙三中各个时期沉积物的原始厚度。沙三中段初始基底形态由公式(3)计算得到。单个

三角洲进积体(四级单元)的每个点的实际可容纳空间等于由滨线轨迹所计算的 A_i (公式2)和差异构造沉降量(ΔT_i)之和,再利用公式(1)计算得到古水深。

实际计算中,共采集了193条剖面,累计238286个CDP点数据。同时利用已知钻井资料,收集了不同岩性密度、初始孔隙度以及压实系数等参数。以上述原理为基础,得到沙三中9期进积体形成时刻古水深特征如下(图5):

从结果中可以看出, t_1 时刻全区基本处于欠补偿状态,仅青坨子凸起存在范围很小的补偿区,整体水深较大,中部在100 m以上,最深处位于数据体的西北部,为160 m; t_2 时刻水深布局与 t_1 相似,但水深总体增大,最大水深达170 m;到 t_3 时,东部开始出现补偿区沉积,反映了三角洲平原在东部开始形成,此时除东部外,其它地区水深布局较 t_2 没有太大变化,但水深进一步增大,最大水深达180 m,出现在中西部; t_4 时,东部进积体继续增加,西北部开始出现具有一定规模的补偿区,水深分布范围较以前明显减小,最大水深为170 m; t_5 时,东部过补偿区范围进一步扩大,同时南部也开始出现过补偿区,研究区四周的水深整体变浅,水深范围进一步缩小,北部最大水深中心消失,此时的最大水深约为160 m; t_6 时,研究区东部和南部的补偿区明显增大,北部的补偿区范围也开始扩大,水深范围缩小到西部和北部,水深进一步减小,最大水深约为100 m; t_7 时水深范围明显变小,而且明显变浅,整体水深为20 m左右,最大水深仅为50 m; t_8 时西部水深10 m左右,且最大水深仅为20 m;到 t_9 时研究区均为补偿区,即三角洲平原覆盖了研究区。

水深演化结果整体反映了三角洲进积的演化过程。可以发现,三角洲主要为自东向西进积,且前三期进积缓慢,水深变化不明显;从第四期开始,进积明显加快,覆水范围明显缩小,水深明显变浅。

为了验证结果的可信度,我们选用实际钻井资料进行了比照,实际计算水深与钻井沉积相是完全一致的。比如东营三角洲 A—A' 剖面上的牛105井,如图6所示, Z_1 — Z_7 期以三角洲前缘泥岩沉积为主,即处于欠补偿状态;而 Z_8 — Z_9 期岩性以砂岩沉积为主,表现为三角洲平原相,即补偿沉积区,因此水深应该为零,计算的水深结果与沉积相结果是相符的。李守军等通过微古生物化石对沙三中整个时期的古水深进行过研究,其结果认为东营凹陷北部与中部是古水深最大处,分别为160 m和140 m,这与本文的结

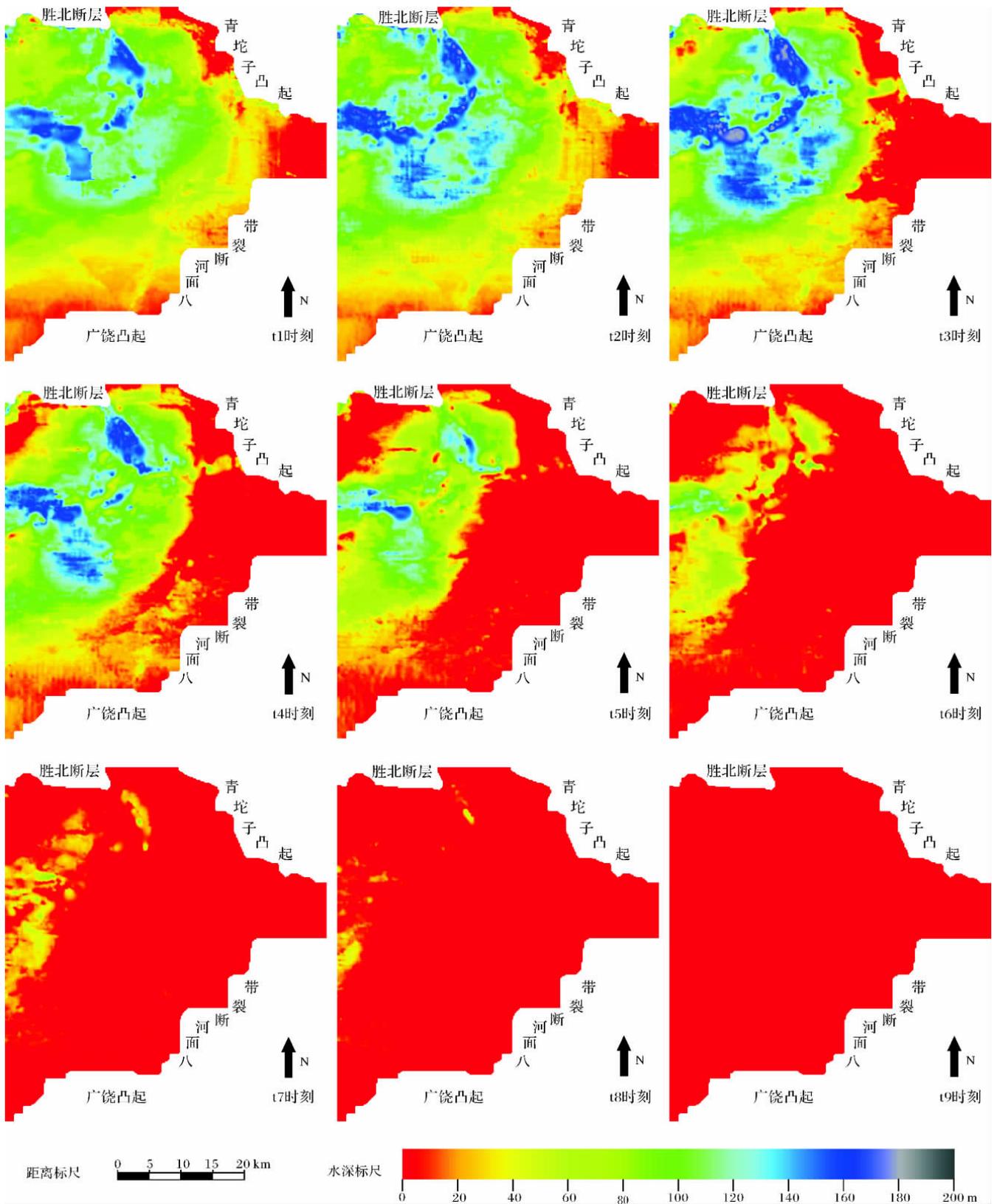


图5 东营三角洲沙三中古水深图

Fig. 5 Paleowater depth distribution at each stage in Es₃₋₂ Dongying delta

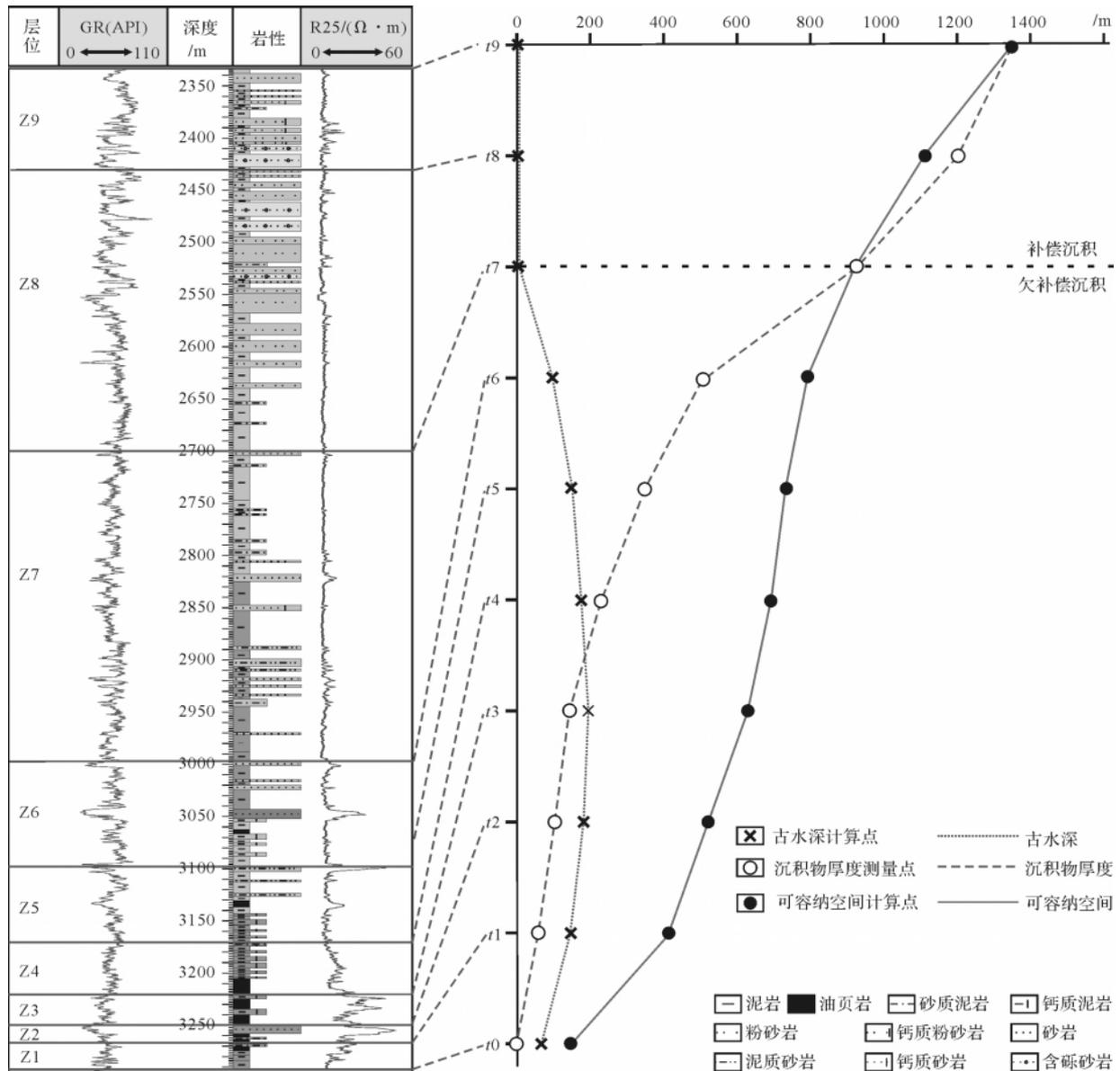


图6 东营三角洲牛105井沙三中段古水深与钻井录井资料对照图

Fig. 6 Relationship of paleowater depth and well data with logging and lithology in Well Niu-105 of Es₃₋₂ Dongying delta

果比较相近^[20]。

对于构造作用均衡的盆地, 滨线轨迹的变化可以完全精确地指示可容纳空间的变化。结合沉积物填充情况, 依据地震解释数据体就可以准确地计算出欠补偿区的水深大小。然而对于大多数盆地而言, 盆地不同地区所处构造活动不尽相同, 使得盆地内同一时刻不同地区的构造沉降幅度亦有所不同, 从而造成了可容纳空间变化的空间差异性。尽管滨线轨迹可以很好地指示该区可容纳空间变化和沉积物供给量之间定量函数, 但由于每个四级层序滨线点仍存在差异构造沉降, 显然, 这一代表可容纳空间和沉积物供给

量之间函数可能会受到差异构造沉降的影响。因此, 如何准确地查明局部构造沉降差异无疑是至关重要的, 这也是该方法下一步需要努力解决的方向。

4 结论

三角洲地区滨线轨迹是点物源背景条件下一个三级层序内可容纳空间与沉积物供给量之间相互作用的结果, 其垂向增量变化指示了可容纳空间的变化趋势, 而水平增量则是代表了可容纳空间与沉积物供给量相互作用的效率。采用回剥法和正演法相结合获取不同点原始沉积物厚度和相应的可容空间。通

通过对现今地层的压实与均衡校正,即可定量恢复出欠补偿区的古水深。该方法克服了传统“标志物—水深”模式间接求古水深和传统层序地层学方法的不足。

将该方法应用于东营三角洲地区,较好地揭示了该区各四级层序阶段古水深或古地貌的变化。研究结果显示该地区沙三中三角洲主要为自东向西进积,前三期进积缓慢,水深逐渐加深,但变化不明显;从第四期开始,进积明显加快,水深范围缩小明显,水深变浅,其中最大水深为180 m,出现于 t_3 时刻。该结果与由微古生物化石法所得结果是一致的。

参考文献(References)

- Azmy K, Veizer J, Jin J, *et al.* Paleobathymetry of a Silurian shelf based on brachiopod assemblages: An oxygen isotope test[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2006, 43(3): 281-293
- Clifton H E. Sedimentologic approaches to paleobathymetry, with applications to the Merced Formation of Central California[J]. *Palaios*, 1988, 3(5): 507-522
- Plint A G, Tyagi A, Hay M J, *et al.* Clinofolds, paleobathymetry, and mud dispersal across the Western Canada Cretaceous foreland basin: Evidence from the Cenomanian Dunvegan Formation and contiguous strata[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2009, 79(3): 144-161
- Taylor P D, Kuklinski P, Gordon D P. Branch diameter and depositional depth in cyclostome bryozoans: Testing a potential paleobathymetric tool[J]. *Palaios*, 2007, 22(2): 220-224
- van Hinsbergen D J J, Kouwenhoven T J, van der Zwaan G J. Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 221(3-4): 245-265
- 邹欣庆, 葛晨东. 海岸水体中砾石在古水深定量研究中的应用——以黄海辐射沙洲海区为例[J]. *现代地质*, 2000, 14: 263-266 [Zou Xinqing, Ge Chendong. Cocolith method for the quantitative study of former water depth-submarine sand ridges of the Yellow Sea as an example[J]. *Geoscience*, 2000, 14(3): 263-266]
- Glaub I. Paleobathymetric reconstructions and fossil microborings[J]. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 1999, 45: 143-146
- Rossi V, Horton B P. The application of a subtidal foraminifera-based transfer function to reconstruct Holocene paleobathymetry of the Po Delta, Northern Adriatic Sea[J]. *Journal of Foraminiferal Research*, 2009, 39(3): 180-190
- Soulie-Marsche I, Benkaddour A, El Khiati N, *et al.* Charophytes, indicators of paleobathymetry of lake Tigalmamine (Middle Atlas, Morocco) [J]. *Geobios*, 2008, 41(3): 435-444
- Tremolada F, Guasti E, Scardia G, *et al.* Reassessing the biostratigraphy and the paleobathymetry of the Gonfolite Lombarda Group in the Como Area (Northern Italy) [J]. *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 2010, 116(1): 35-49
- Ekdale A A. Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages[J]. *Palaios*, 1988, 3(5): 464-472
- Muto T, Steel R J. Role of autoretreat and A/S changes in the understanding of deltaic shoreline trajectory: a semi-quantitative approach [J]. *Basin Research*, 2002, 14(3): 303-318
- Helland-Hansen W, Hampson G J. Trajectory analysis: concepts and applications[J]. *Basin Research*, 2009, 21(5): 454-483
- Helland-Hansen W, Martinsen O J. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66(4): 670-688
- Muto T, Steel R J. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(6): 994-1000
- Hampson G J, Sixsmith P J, Kieft R L, *et al.* Quantitative analysis of net-transgressive shoreline trajectories and stratigraphic architectures: mid to late Jurassic of the North Sea rift basin[J]. *Basin Research*, 2009, 21(5): 528-558
- Henriksen S, Hampson G J, Helland-Hansen W, *et al.* Shelf edge and shoreline trajectories, a dynamic approach to stratigraphic analysis [J]. *Basin Research*, 2009, 21(5): 445-453
- Muto T, Steel R J. Autostepping during the transgressive growth of deltas: Results from flume experiments[J]. *Geology*, 2001, 29(9): 771-774
- Cant D J. Geometric modeling of facies migration: theoretical development of facies successions and local unconformities [J]. *Basin Research*, 1991, 3(2): 51-62
- 李守军, 郑德顺, 姜在兴, 等. 用介形类优势分异度恢复古湖盆的水深——以山东东营凹陷古近系沙河街组沙三段湖盆为例 [J]. *古地理学报*, 2005, 7: 399-404 [Li Shoujun, Zheng Deshun, Jiang Zaixing, *et al.* Water depth of paleo-lacustrine basin recovered by dominance diversity of Ostracoda: An example from sedimentary period of the Member 3 of Shahejie Formation of Paleogene in Dongying Sag, Shandong Province[J]. *Journal of Paleogeography*, 2005, 7(3): 399-404]

A New Paleobathymetric Approach Based on Shoreline Trajectory: An example from Dongying delta in the third member of Paleogene Shahejie Formation

KANG Bo¹ XIE Xi-nong¹ DU Xue-bin¹ SONG Guo-qi²
TIAN Shan-shan³ JIAN Xiao-ling¹

(1. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources of the Ministry of Education , China University of Geosciences , Wuhan 430074;
2. Shengli Oil Field Company , SINOPEC Dongying , Shandong 257015; 3. Jidong Oil Field Company , PetroChina , Tangshan , Hebei 063007)

Abstract: It is difficult to estimate paleobathymetry in sedimentary study. The modes of "indicator-paleowater depth" have been used as qualitative or semi-quantitative methods , but with challenges from hard samples requirement and low predicting precision. A new geometric approach-shoreline trajectory for quantitatively paleobathymetric analysis has been proposed based on the study of Dongying delta , middle part of third member of Paleogene Shahejie Formation ($E_{s_{3-2}}$) in the Dongying depression. Shoreline trajectory is used to obtain the variation principle of accommodation and sediment supply under a point sediment supply. Backstripping and forwarding methods are combined to acquire the initial sediment thickness and the increment of accommodation in the top layer of each unit , respectively. The water depth in under-compensation areas in deltaic front facies can be expressed as the value of sediment thickness subtracted by accommodation. Both differential tectonic subsidence and sediment supply tendency are considered in this method , making it an accurate approach to predict water-depth variation in deltaic areas. This method is successfully applied in Dongying deltaic areas of $E_{s_{3-2}}$ where nine sets of progradation are developed , showing that the deepest water occurs in t_3 with the maximum water depth up to 180 m. This method reveals the variation of water depth in deltaic area in detail , providing an effective way for quantitatively predicting the Spatial distribution of sediment.

Key words: paleobathymetry; shoreline trajectory; accommodation; Dongying Depression