# 第一章　绪论

80年代末期诞生并被人们广为接受的层序地层学是一种划分层序和体系域成因地层单元、对层序地层格架进行解释的地层学分支学科。层序地层学不但提出了一套全新的概念体系，而且所划分确定的层序和体系域与特定的沉积体系、岩相和油气富集地区密切相关。它能提供一种更准确的年代地层对比框架，通过恢复古地理面貌，在钻前预测烃源岩、储集层和盖层的组合关系及分布，预测潜在的地层－岩性油气藏分布区和可能的成藏组合。很显然，层序地层学研究不仅具有理论意义，而且对于油气田勘探开发来说也是十分必要的。层序地层学概念在沉积岩上的应用有可能提供一个完整统一的地层学概念，就像板块构造曾经提供一个完整统一的构造概念一样，它改变了分析世界地层记录的基本原则。因此它可能是地质学中的一次革命，打开了了解地球历史的一个新阶段（P.R.Vail, 1991）。

层序地层学理论认为，全球海平面变化具有周期性和全球一致性，层序地层构型受控于全球海平面升降、构造沉降、沉积物供给和气候等四个主控因素，并提出了一整套全新的概念体系。层序地层学的思想精华还表现在综合利用露头、钻测井和地震资料以及室内分析化验资料，建立年代地层格架，并对年代地层格架内的地层堆砌样式进行分析，确定沉积体系类型，预测有利的生储盖层分布区和可能的油气藏组合。 90年代初期，许多国内外地质学家把起源于被动大陆边缘的海相层序地层学理论和工作方法引入到陆相地层的综合研究中，并证明海相层序地层学理论体系能够应用于陆相地层研究。但是，湖平面升降曲线对湖泊层序地层学研究无指导意义，控制湖泊层序构型的主要因素是构造和气候作用以及沉积物的供给。鉴于海、陆相层序地层学层序构型的差异性，本文在对辽河盆地滩海地区下第三系陆相层序地层进行研究时，依据层序地层学的基本原理及研究方法，同时又考虑到陆相盆地的特殊性，结合研究区实际资料状况，确定了具有较强综合性的、既有理论问题探讨、又能为生产实际提供地质依据的可行的研究思路（图 1－1）。

辽河盆地滩海地区具有较为丰富的石油地质研究成果和一定的石油勘探基础资料，共有钻井 53 口，平均每平方千米二维地震测线 1.6km、三维地震资料 0.23km$^2$，还有较多的室内分析化验资料。为了更好地充分利用现有资料，深入仔细地分析辽河盆地滩海地区下第三系层序地层和体系域特征，作者观察了研究区 43 口井岩心，心长计 899.52m；分析全区 257 条、长 5000 余千米的二维地震测线；人机联作解释了海南、月东、葵花岛、太阳岛以及岭南三维工区内的地震测线约 800km$^2$；还进行了大量分析化验工作。通过上述层序地层综合分析工作，取得了以下初步认识：

（1）层序地层学基本原理及其研究思路可用于陆相盆地的层序地层学研究。考虑到辽河盆地滩海地区下第三系的盆地基本特征，建立了相应的层序地层学工作流程，并强调二维和三维地震资料在建立年代地层格架中的重要性，强调沉积旋回、古气候旋回、古水深旋回以及湖平面变化旋回在划分层序中的重要性，强调岩心分析、测井资料岩相分析在研究体系域和确定沉积相类型中的重要性，强调利用层序地层学的研究成果，结合石油地质综合评价，预测有利油气富集地区的重要性。

（2）根据地震反射终止关系、研究区构造运动的阶段性以及沉积演化旋回特征，可以将

需要全本请访问 www.ertongbook.com

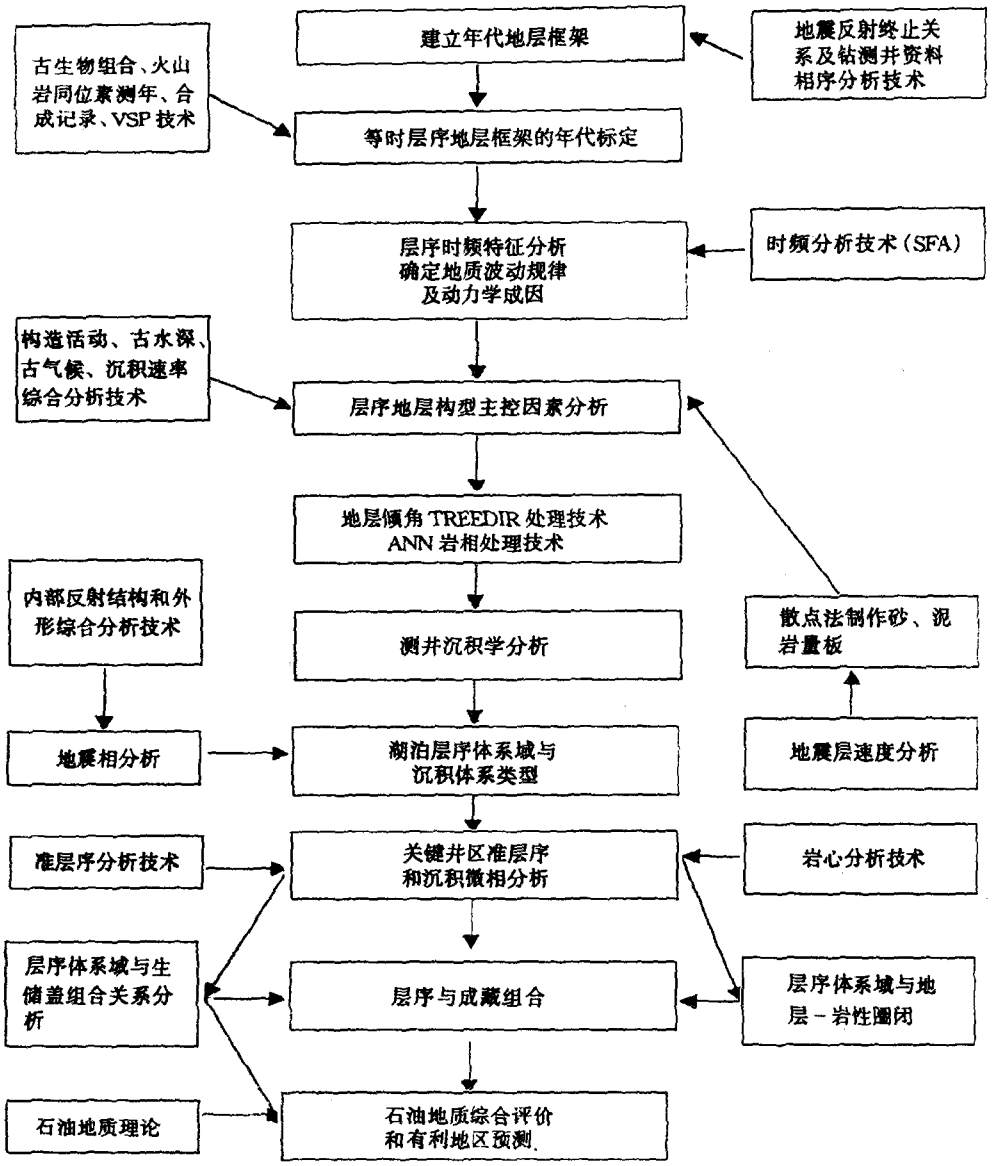



图 1-1　辽河盆地滩海地区下第三系层序地层学研究流程

辽河盆地滩海地区下第三系划分为 6个层序，层序周期为 1.4～6.2Ma，对应于海平面升降变化的三级周期。再利用地震合成记录、VSP资料和古生物资料对划分出的 6 个层序进行地层年代标定，确定六个层序分别对应于渐新统东营组东一段、东二上段、东二下段、东三段、沙河街组沙一＋沙二段和始新统沙三段，每个沉积层序之间都存在局部不整合和沉积间断。

(3) 下第三系呈北东向分布于滩海地区，具有西薄东厚的地层展布特征，沉积中心主要位于海南洼陷和盖洲滩洼陷。自下而上，滩海地区东部凹陷的沉积中心由南向北迁移；而西部凹陷则呈相反变化趋势。垂向上，地层沉积速率整体具有降低的趋势。

(4) 辽河盆地滩海地区东、西部凹陷不同的基底结构类型和断裂发育特征决定了湖盆发

育规律的差异。根据盆地缓坡地震反射上超点的迁移规律所制作的湖平面升降变化曲线表明：滩海地区东部凹陷早期（渐新世）双断式断裂结构使早期湖盆深陷，沙一段、沙二段和东三段沉积时期湖平面上升到最大后快速下降，缺少静止期；东二段沉积时期湖域范围较大，上超点向岸方向超覆最远；东二上段、东二下段、沙一段和沙二段存在完整的低位、湖侵和高位期。滩海地区西部凹陷单断式断裂结构决定了这一地区地层发育主要受海南断裂控制，湖盆开阔，沙一和东二时期湖盆水域较大。

(5) 本区古气候主要受 32.2Ma、5.2Ma、1.17Ma 以及 Milankovitch 气候周期控制。其中，32.2Ma 周期决定了早第三纪气候的低频变化趋势，为气候主周期； 5.2Ma 为优势周期，决定了古气候的主要变化关系（早第三纪的 8 个主要古气候旋回）。据古生物的优势度、分异度以及孢粉组合分析，本区进入始新世以后，在沙三中期、沙一末期和东二末期气候潮湿，古生物繁盛，湖盆水域扩展；而沙四末、沙二及东三初期的古气候偏干旱，湖盆水域相对减小。

(6) 微量元素分析表明，滩海地区下第三系硼 (B) 含量小于 40μg/g，锶钡比 (Si/Ba) 小于 1，水体为淡水一半咸水，其中沙一、沙二段和东二下段水体偏咸。

(7) 根据时频分析技术（SFA）对本区实际地层的地质周期分析，指出滩海地区下第三系沉积层序形成周期主要为 65Ma、32.2Ma、5.93Ma、1.78Ma、1.19Ma。65Ma、32.2Ma 和 5.93Ma 等中、长期周期与地球的银内运动方式有关，决定了系、组、段的发育；1.78Ma 周期以构造成因为主；1.19Ma 及其更小的周期与地球的天文轨道参数变化周期有关，决定了砂组、纹层组以及纹层的发育。

(8) 根据置信度较高的地震反射内部结构和外部形态，辅助以振幅和连续性特征，可在研究区下第三系识别出楔状反射、前积反射、透镜状反射、发散反射以及平行、亚平行反射等十多种地震相类型。地震相的分布与盆地结构密切相关，在燕南断裂和海南断裂下降盘发育楔状反射，在西部斜坡带和海南地区持续发育复合前积反射，在盖洲滩洼陷和海南洼陷等处发育平行席状反射，透镜状和亚平行反射占据了东一段沉积时期盆地大部分沉积地区。

(9) 利用速度谱计算的层速度及相应砂地比值为本区钻探程度较低的区块和层段的储集层预测提供了分析的基础。分析表明：研究区西部凹陷储集层较东部凹陷发育；沙三和沙一、沙二期，燕南断裂和海南断裂下降盘砂地比等值线垂直断裂走向向盆地内延伸，砂岩富集成朵状；海南洼陷和盖洲滩洼陷砂岩厚度薄，砂地比值低 (<0.4)。

(10) 在测井树形对比、模式识别等地层倾角沉积学处理基础上，依据“岩心刻度测井”，系统解释了砂岩的沉积构造垂向序列及其所反映的古水流方向，并结合重矿物、古地磁和砂地比资料，指出古水流方向受控于构造隆起和汇水凹陷。古水系主要有两种类型，即来自盆地东部和内部古隆起（海外河潜山、月东隆起、葫芦岛潜山等）的短轴水系和来自研究区西北侧、北侧的长轴水系（古大凌河和双台子河水系），这些水系具有相对的稳定性。

(11) 根据岩心、测井序列和地震相分析，在滩海地区共识别出河流、扇三角洲、辫状河三角洲、湖泊、近岸水下扇、深水浊积扇及滩坝 7 种沉积体系。平面上，沉积体系分布具有不对称性，在盆地燕南断裂、海南断裂以及盖洲滩断裂的下降盘发育近岸水下扇、扇三角洲沉积体系；在盆地西斜坡及北部地区发育源远流长的三角洲及扇三角洲沉积体系。在垂向上，沉积体系由相对高能的近岸扇向沉积能量较低的三角洲体系演化。

(12) 通过对单型地质周期层序地层响应以及密集段分级性的动力学成因分析，指出生油层、储集层和盖层存在着分级性，这种分级性来源于不同周期地质波动的叠加或耦合，并

主要由主周期和优势周期决定。对滩海地区层序地层研究表明： 65Ma 主周期决定一级盖层如沙一段（层序 B）密集段的分布，32.2Ma 周期及与主周期的关系决定二级盖层如东二上段（层序 E）、沙三段（层序 A）密集段的分布，5.7Ma 周期、1.78～1.9Ma 和 1..2Ma 以下周期决定三级、四级和五级盖层的分布。其中，沙一和东二段对应盆地发育的最大湖泛期，湖盆水域最宽阔，因而具有分布广泛的暗色泥岩，其为富含有机质的良好烃源岩和区域盖层。

（13）综合辽河盆地滩海地区下第三系层序地层学研究成果认为，本区未来的潜在勘探领域包括：缓坡带的地层超覆油藏、陡坡带的近岸扇岩性 –构造油藏、深陷带的浊积砂岩性油藏和西斜坡高阶带的不整合油藏。

# 第二章　地质背景

辽河盆地滩海地区位于辽东湾北部，是辽河盆地向海域的自然延伸，具有类似与辽河盆地的石油地质特征。滩海地区由浅海、海滩和陆滩三部分组成，总面积 3506km$^2$。自北西向南东方向，依次分布着 8 个走向北东的二级构造带，即西部斜坡带、笔架岭构造带、海南洼陷、海南断鼻构造带、中央凸起、盖洲滩断鼻构造带、盖洲滩洼陷、太阳岛断裂－背斜构造带（图 2－1）。在剖面上，盆地结构表现为典型的箕状凹陷，其内充填的下第三系厚约 3500m，自下而上包括始新统房身泡组、沙河街组四段和三段、渐新统沙河街组二段和一段及东营组（可分为三段）。滩海地区下第三系以砂、泥岩间互为沉积特征，垂向上具有明显沉积旋回性，这为在该区进行陆相湖盆层序地层学研究提供了良好的地质基础。

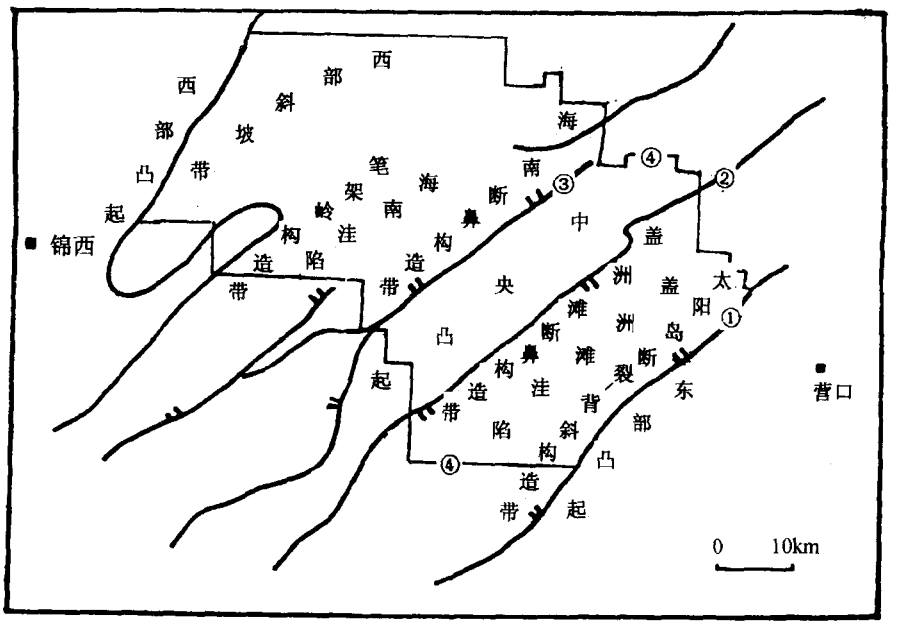



图 2－1　辽河盆地滩海地区构造单元划分

①燕南断裂；②海南断裂；③盖洲滩断裂；④研究区边界

## 第一节　早第三纪地层及其旋回特征

### 一、早第三纪地层序列

1.始新统房身泡组（63—45.4Ma）

下段为辉石玄武岩、橄榄玄武岩等碱性玄武岩，上段为暗紫红色泥岩段并见少量砂岩、碳质泥岩及煤层，与前第三系之间为角度不整合接触。该组顶绝对年龄值 45.4Ma，下段测得年龄值为 56.4～63Ma，时代为古新世至早、中始新世。房身泡组是新生代以来盆地初期

需要全本请访问 www.ertongbook.com

沉降的产物，研究区辽海 3－1－2、辽 海 4－1－1 等井钻遇了房身泡组上段紫红色泥岩。

2. 始新统沙河街组四段（45.4—43Ma）

沙河街组四段是辽河盆地进入沉降期后第一次成盆期的产物。研究区钻井揭示最大沉积厚度 256m，地震资料预测最大厚度 1200m，主要岩性为灰色、棕红色泥岩及灰白色砂岩、砂砾岩，与下伏房身泡组假整合接触。沙四段的主要介形虫化石有肥实美星介和后翘南星介等（图 2－2）。

房身泡组和沙四段构成了研究区盆地形成早期低水位期的沉积组合。

3. 始新统沙河街组三段（43—38Ma）

沙河街组三段是辽河盆地进入成盆发育时期的沉积物，以沉积厚度大、分布范围广、生油岩和储集岩发育为特征。研究区沙三段最大厚度 3000m。沙三段可以分为两个次一级旋回。沙三下段是在盆地剧烈沉陷期的沉积产物，具有近岸快速沉积的特征，岩性为灰白色、组构混杂的砂砾岩，向洼陷中央方向迅速过渡为较深水的泥岩和薄层重力流沉积物。沙三上段伴随着构造活动的减弱，沉积稳定性增加，主要沉积扇三角洲和近岸水下扇。沙三段与下伏沙四段不整合或假整合接触。

沙三段展布整体呈北东方向延伸，具有东厚西薄的沉积特征。受边界断层差异活动的影响，研究区东、西部凹陷地层展布又具有各自的特点。东部凹陷沙三段具有东厚西薄、南厚北薄的特点，沉积中心位于盖洲滩洼陷南侧（锦州 17－3－1 井区西侧），最大沉积厚度 3300余米。西部凹陷沙三段具有北厚南薄、中间厚东西两侧薄的分布特点，沉积中心位于海南洼陷北部。月东古潜山和海外河古潜山缺少沙三段。

4. 渐新统沙河街组一、二段（38—36Ma）

沙河街组一段和二段是同一个沉积旋回的产物。沙二段主要分布于研究区西斜坡，为沙三末期大规模水退后低水位期的沉积，主要岩性为大套砂砾岩、砂岩夹薄层杂色和灰色泥岩，与下伏沙三段为剥蚀不整合一整合接触。沙一段是在湖盆发生大规模湖侵时的沉积产物，由于构造活动减弱，在小幅度地质波动作用下形成相对稳定、分布广泛的互层暗色泥岩和砂岩。沙一段与沙二段整合接触，代表性化石有椭圆拱星介、欢喜岭田螺等（图 2－2）。

沙一、沙二段最大沉积厚度位于双 100 井西侧，厚约 1600 余米。沙二段在西部和东部凹陷中仍呈北东方向展布。随着月东和海外河潜山的下沉，沙一、沙二段沉积范围较沙三段有所扩大。西部凹陷沙一、沙二段具有东厚西薄、北厚南薄的特点，沉积中心位于燕南断裂北段下降盘，沉积厚度可达 1600 余米。东部凹陷沙一、沙二段展布具有盖洲滩地区沉积厚、向四周变薄的特点，但东部凹陷东侧地层厚度变化梯度大于西侧地层厚度变化梯度，沉积中心位于荣 5 井、葵花 6 井西侧。

总之，沙三段和沙一、沙二段一同构成了湖盆扩张时期的沉积序列。

5. 渐新统东营组三段（36—33.5Ma）

东营组下部的东三段是在湖盆断陷后形成的另一个沉积序列，它与下伏沙一、沙二段呈超覆不整一接触关系到整一接触关系。东三段顶部为灰色泥岩，中、上部为浅灰色砂岩夹灰色泥岩，下部为浅灰色砂砾岩夹灰色泥岩，总体构成了下粗上细的沉积旋回。东三段的代表性化石有单峰华花介、商河华花介及精美小豆介等（图 2－2）。

东三段整体呈北东方向展布，随着海外河潜山的完全沉没和月东潜山的逐渐下沉，东三段分布范围更大，东部和西部凹陷东三段已趋于连片。东三段最大沉积厚度逾 1600 余米，位于詹 1 井东侧燕南断裂下降盘。东部凹陷东三段展布具有东厚西薄、南厚北薄的特点，其

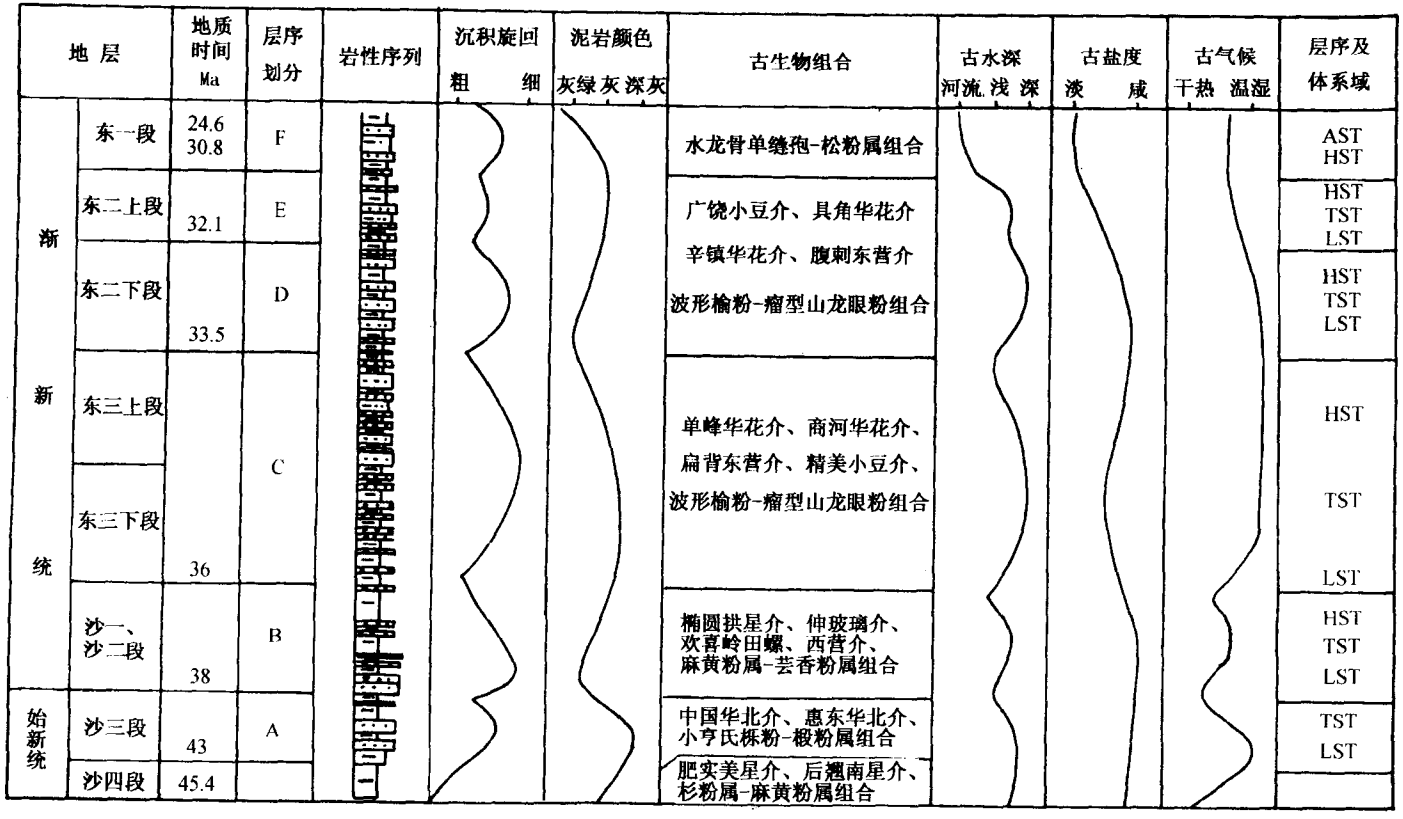



图 2－2　辽河盆地滩海地区下第三系层序划分与旋回特征

AST—冲积；HST—高位；TST—湖侵；LST—低位

沉积中心位于龙王 1 井东南地区，沉积厚度达 1400 余米。西部凹陷东三段展布具有东厚西薄、北厚南薄的特点，沉积中心位于燕南断裂下降盘北部詹 1 井东侧，沉积厚度达 1600 余米。在中央隆起北部海南 1—海 5 井区，地层厚度较薄，为 100～300m。

6. 渐新统东营组二段（33.5—30.8Ma）

东营组中部东二段沉积时期，由于中央隆起带月东和海外河潜山几乎沉没于水下，东二段几乎覆盖了包括中央隆起带在内的整个研究区，它与下伏的东三段呈不整一超覆接触关系。东二段主要由不等厚互层的灰色泥岩与浅灰色含砾砂岩构成，它又细分为东二下段和东二上段两个沉积旋回。东二段的代表性化石有广饶小豆介等（图 2－2）。

东二段仍以北东向沿盆地长轴方向展布，由于盆地边界断裂活动不断减弱，盆地整体下沉作用比较明显，地层的展布表现出洼陷中央沉积厚度大、盆地周边沉积厚度较薄的特点。对于东部凹陷来说，盖洲滩凹陷仍是沉积中心的主体部位，沉积厚度达 1600 余米，在燕南断裂下降盘南段辽海 13－2－1 至锦州 17－3－1 一线存在两个小范围的次级沉积中心。对于西部凹陷来说，盆地整体下沉作用不如东部凹陷明显，沉积中心向南迁移到辽海 10－1－1 井区西侧，沉积厚度达 700 余米，而其他地区沉积厚度为 100～400m。海 81—海 2 井区进一步下沉，东二段沉积厚度逾 300m。

7. 渐新统东营组一段（30.8—24.6）

东营组上部东一段沉积时期，盆地边界断裂及盆地内部断裂基本停止了活动，盆地整体下沉作用明显，湖泊水体退出研究区，研究区几乎被河流沉积所占据，水生生物介形虫、腹足类几乎灭绝（图 2－2）。东一段由近乎等厚的浅灰色、灰绿色泥岩和浅灰色砂砾岩组成，垂向上构成曲流河沉积序列“二元结构”。

由于海外河、月东潜山和葫芦岛潜山与盆地基底整体下沉，所以东一段覆盖了整个研究区。盆地的沉积中心位于盖洲滩洼陷，沉积厚度达 900 余米。自盖洲滩洼陷向燕南断裂、中央隆起带以及西部凹陷方向，东二段厚度依次逐渐减薄直至发生尖灭。显然，东三段至东一段是在湖泊不断收缩的背景下沉积而成的。

二、下第三系沉积旋回特征

1. 沉积中心规律性迁移

辽河盆地滩海地区下第三系的发育受控于盆地主要断裂（燕南断裂和海南断裂）的控制，沉积中心的变迁取决于燕南和海南断裂活动的差异性。综观研究区下第三系沙三段至上部东一段展布特征，可以看出研究区东部凹陷和西部凹陷的沉积中心位置及其迁移规律存在差异。东部凹陷沉积中心表现出由南向北的迁移规律，沙三段东部凹陷沉积中心位于南部，随后沉积中心逐渐向北迁移。西部凹陷沉积中心表现出由北向南的迁移规律，沙三段、沙一，沙二段及东三段东部凹陷沉积中心主要位于北部并持续稳定发育，自东二段沉积以后，沉积中心才向南迁移（表 2－1）。

根据研究区各层段的地层分布特征，可以看出控制东部凹陷发展的燕南断裂和控制西部凹陷发展的海南断裂的发育时期、活动强度具有明显差异。沙三段至东三段沉积时期，海南断裂北部活动强烈并可能强于燕南断裂，从而在西部凹陷北部沉积了巨厚的地层。东二段至东一段沉积时期，海南断裂活动段向南迁移，燕南断裂活动段向北迁移，活动强度大于海南断裂，从而在东部凹陷沉积了厚于西部凹陷的东二段和东一段（表 2－1）。

2. 下第三系发育多期沉积旋回

由于控制盆地生成发展的盆地断裂活动的多期阶段性以及沉积物供给和湖平面相对变化

表 2-1 辽河盆地滩海地区下第三系沉积厚度及沉积速率

| 地层 | 地质时间 Ma | 东部凹陷 | | 西部凹陷 | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 最大沉积厚度及位置 | 最大沉积速率 m/Ma | 最大沉积厚度及位置 | 最大沉积速率 m/Ma |
| 东一段 | 24.6<br>30.8 | 900m，盖洲滩中部洼陷，葵花6井西侧 | 161 | 600m，海南洼陷中部，詹1井南侧 | 97 |
| 东二段 | 33.5 | 1600m，盖洲滩洼陷中部，葵花6井西侧 | 97 | 700m，海南洼陷中、北部，詹1井南侧 | 259 |
| 东三段 | 36 | 1400m，盖洲滩洼陷南部，龙王1井南侧 | 560 | 1600m，海南洼陷北部，双106井南侧 | 640 |
| 沙一、沙二段 | 38 | 1200m，盖洲滩洼陷中部，葵花6井西侧 | 600 | 1800m，海南洼陷北部，清18井西侧 | 900 |
| 沙三段 | 43 | 3500m，盖洲滩洼陷南部，龙王1井区 | 700 | 3900m，海南洼陷北部，双深3井南侧 | 780 |

的周期性，研究区下第三系表现出明显的垂向沉积旋回特征。根据下第三系岩性组合、沉积相垂向演化，考虑古水深的深浅旋回变化，可以将下第三系划分为沙三段、沙一和沙二段、东三段、东二下段、东二上段和东一段共6个沉积旋回，旋回周期为1.35~6.2Ma（图2-2）。

沙三段沉积旋回是在沙四段湖盆开始发育沉积以后又一次湖平面上升时形成的，总体显示下粗、中间细、上粗的复合沉积旋回。沙三段下部为中厚层的砾质砂岩夹中薄层的灰色泥岩，向上砂岩厚度减薄、泥岩厚度加大，砂泥比值向上减小，平均砂地比值为0.37，自然电位曲线响应于齿化的钟形；沙三段中部为中厚层的暗色泥岩夹中薄层的浅灰色砾质砂岩和粉细砂岩，以发育厚层的暗色泥岩为特征，平均砂地比值为0.23，自然电位曲线响应于齿化的平直泥岩基线；沙三段上部为中厚层浅灰色砂岩、砾质砂岩夹中薄层的暗色泥岩，向上砂岩厚度加大、砂泥比值增加，平均砂地比值为0.51，响应于齿化的漏斗形。沙三段沉积时期，研究区主要发育近岸水下扇、较深湖以及扇三角洲沉积体系。

沙一、沙二段沉积旋回周期为2Ma，是在又一次湖平面升降周期中形成的近岸水下扇、扇三角洲和较深湖相为沉积特征的沉积旋回。该旋回整体显示粗一细一粗的垂向沉积旋回特征。沙一、沙二段下部以厚层浅灰色砾质砂岩夹薄层暗色泥岩为特征，自下而上泥岩由薄变厚，砂岩由厚变薄，砾石含量降低，平均砂泥比值为0.77，响应于齿化的钟形自然电位曲线组合；沙一、沙二段中部或沙一段下部以中厚层浅灰色砂岩与中厚层的灰色、深灰色泥岩间互为特征，向上砂岩厚度减薄，平均砂地比值为0.50；沙一、沙二段旋回上部以中厚层浅灰色砾质砂岩与中厚层灰色泥岩间互为特征，砂岩与泥岩单层厚度近于相等，平均砂地比值为0.55，自然电位曲线响应于多个钟形组合。

东三段沉积旋回是在湖平面上升较大、水体较深时期形成的，旋回周期为2.5Ma，主要发育扇三角洲、辫状河三角洲和河流三角洲及较深水湖相沉积，在垂向上构成一个完整的粗一细一粗沉积旋回。东三段旋回下部以中厚层浅灰色砾质砂岩、砂岩夹中薄层的浅灰色泥岩、粉砂质泥岩为特征，向上砂岩厚度具减薄趋势，平均砂地比值为0.73，响应于多个齿化的钟形自然电位曲线；东三段旋回中部为中厚层暗色泥岩夹中薄层的浅灰色粉砂岩，平均砂地比值为0.21，多响应于平直泥岩基线的自然电位曲线；东三段旋回上部为中厚层浅灰色、灰褐色粉细砂岩夹薄层浅灰色粉砂质泥岩、泥岩，向上砂岩厚度有增大的趋势，平均砂地比值为0.75，自然电位曲线呈齿化的箱形。

东二段包含了两个湖平面升降变化旋回，从而在东二下段和东二上段形成了两个沉积旋回，平均单个沉积旋回的周期为1.35Ma，主要沉积相类型有河流三角洲、辫状河三角洲、扇三角洲以及较深水的湖相沉积。东二下段沉积旋回下部为浅灰色、黄灰色粉细砂岩夹深灰

色泥岩，单层砂岩沉积厚度向上增大，平均砂地比值为 0.65，响应于齿化的钟形自然电位曲线组合；东二下段沉积旋回中上部为深灰色、灰色泥岩与浅灰色粉砂岩、灰白色砾质砂岩不等厚互层，向上泥岩单层厚度具有减薄的趋势，平均砂地比值为 0.6，自然电位曲线整体响应于齿化的漏斗形。

东二晚期沉积旋回整体具有下粗上细的变化特征。东二上段沉积旋回下部以中厚层的砾质砂岩、粉砂岩夹薄层灰色泥岩为特征，向上泥岩单层厚度加大，砂岩单层厚度变小，砂地比值降低，旋回下部的平均砂地比值为 0.65，响应于微齿化的箱形；东二上段沉积旋回中部以中厚层灰色泥岩与浅灰色泥质粉砂岩、粉砂岩互层为特征，局部出现厚层细砂岩，平均砂地比值为 0.42；旋回上部为中薄层浅灰色粉砂岩夹中薄层灰色泥岩，向上粉砂岩厚度具有增加的趋势，平均砂地比值为 0.66，自然电位曲线响应于微齿化的钟形。

东一段沉积时期盆地内外断裂活动趋于停止，盆地整体下沉，湖泊水体退出研究区，除了在盖洲滩洼陷有小范围的湖泊沉积以外，几乎被河流沉积所占据。东一段沉积旋回整体显示为由多个间断正韵律构成的下细上粗的沉积旋回。东一段沉积旋回下部为灰绿色、灰色泥岩夹灰白色含砾砂岩、粉细砂岩，向上泥岩颜色向灰绿转变，泥岩厚度加大，平均砂地比值为 0.55，响应于微齿化的钟形自然电位曲线；旋回中上部为中厚层灰色、浅灰色泥岩与中厚层的灰白色砾质砂岩、含砾砂岩、粗砂岩不等厚互层，其显著特点是砂泥间互构成 8～25m 的间断正韵律，正韵律厚度及砂砾岩厚度向上不断增大，旋回中上部的平均砂地比值为 0.49，响应于多个微齿化的箱形和钟形自然电位曲线。

随着盆地断裂活动阶段性变化，沉积物供给多少和湖平面升降旋回的变化，盆地沉积速率在总体降低的背景下，也显示出旋回性特点。总的来看，沙河街组和东二段沉积速率较高，东一段和东三段沉积速率较低（图 2－3，表 2－1）.

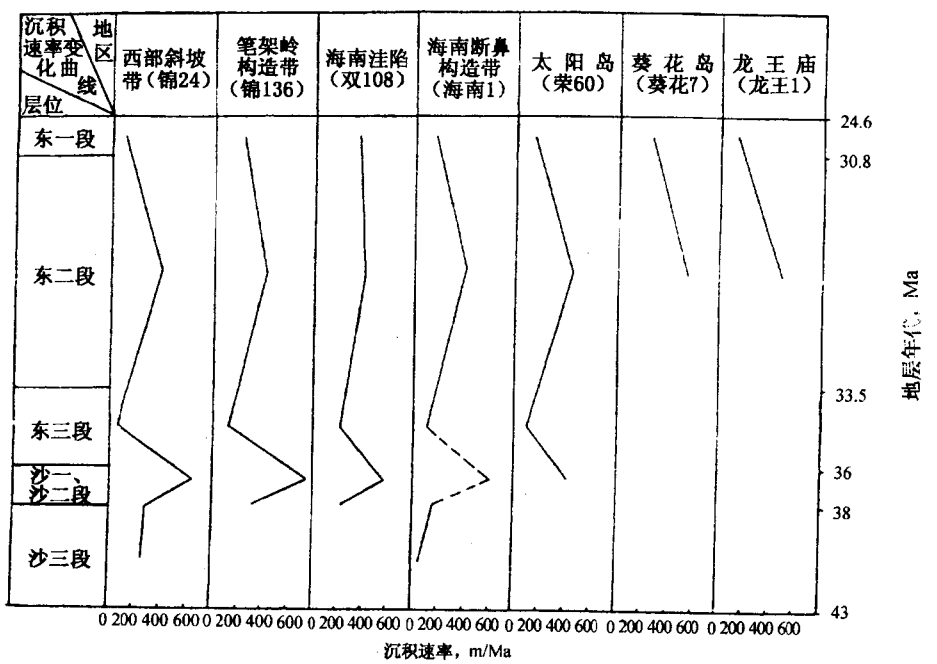



图 2－3　辽河盆地滩海地区下第三系沉积速率变化曲线

据全区 24 口井统计

## 第二节　构造单元划分及其演化历史

### 一、构造单元的划分

受燕南断裂和海南断裂两条深大断裂长期活动的影响，辽河盆地滩海地区被这两条一级断裂分割成走向北东、相对独立的三个二级构造单元，自西向东依次为西部凹陷、中央凸起和东部凹陷，从而形成了隆凹相间的东断西超的盆地构造格局。

受北东向主断裂活动的控制，滩海地区发育与辽河断陷盆地相对应的二级构造带，自西向东依次为西部斜坡带、笔架岭构造带、海南洼陷、海南断鼻构造带、中央凸起、盖洲滩断鼻构造带、盖洲滩洼陷、太阳岛断裂－背斜构造带等。这些二级构造带北东向展布，它的生成发展控制了生、储、盖层的发育与分布，形成了分布面积大、主体类型圈闭清楚的复式油气聚集带。

### 二、盆地基本构造样式

1. 纯剪机制形成的非旋转平面式正断层

主要分布于东部凹陷沙河街组以及西部海南洼陷沙三段一沙四段，以两侧对称性构造及沉积发育为主要特征，由于断面陡直（倾角一般大于 60°），因而在演化过程中湖盆边界相对稳定，具有限伸展性（图 2－4）。

2. 单剪机制形成旋转平面式“多米诺掀斜半地堑系”

主要发育在西部斜坡带。主要特征表现为断层两侧断面基本保持相同倾向、倾角，断块依次节节近等距下掉，旋转较简单，伸展量较少（图 2－5）。发育于西部斜坡带，为其基底结构特征。

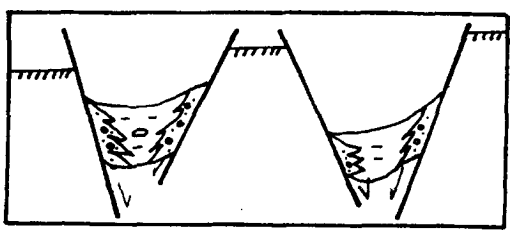


图 2－4　非旋转平面式正断层特征

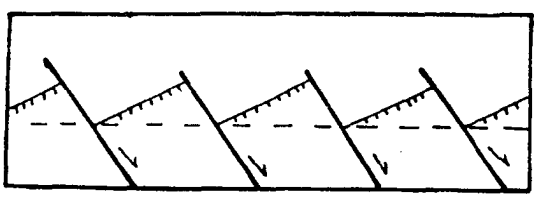


图 2－5　旋转平面式“多米诺掀斜半地堑系”特征

3. 单剪机制形成的滚动式（或铲式）半地堑

主控断层层面呈铲式或“坡坪式”，伴生的同向断层形成多个节节西掉断阶，局部因离散伸展发育反向调谐式正断层，总体构成滚动式半地堑构造样式，这是辽河盆地滩海地区东部凹陷、西部凹陷东营组沉积中后期的主要构造样式（图 2－6）。其基本特征表现为主控断层对沉积的同生控制作用，在下降盘形成巨厚沉积，而在缓坡带逐层上超。

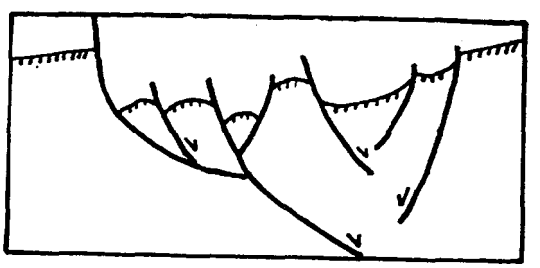


图 2－6　滚动式半地堑构造样式

需要全本请访问 www.ertongbook.com

根据 Davis（1995），Flint（1996 ）等对科罗拉多伸展构造的研究结果，认为“纯剪”机制主要形成于相对冷和厚的地壳中，该类地壳具有较大的抗挠刚度；而“单剪”机制则多形成于相对薄并且埋藏较深的地区，因此推断辽海东、西凹陷基底结构特征差异的主要原因可能来自地壳几何结构特征的差异。

由于上述三种构造样式具有不同的演化方式，因而决定了上覆层不同的层序结构特征。

三、盆地构造演化

辽河盆地滩海地区早第三纪的构造演化受喜山构造运动的多期幕次影响，形成了三个主要裂陷伸展构造，即伸展Ⅰ幕（房身泡一沙四期）、伸展Ⅱ幕（沙三一沙一期）和伸展Ⅲ幕（东营期）。在不同的裂陷伸展阶段，断裂活动具有明显差异性，从而形成了具有不同沉积相类型组合的、沉积物粗细明显变化的垂向多级旋回（图 2－2）。

1．盆地裂陷伸展Ⅰ幕（54.9—43Ma）

盆地形成初期，基底开裂为主要特征，以中央凸起为脊，在东部凹陷形成近对称分布北东向正断层系；在西部凹陷，北部形成“多米诺骨牌”旋转平面式断层系，南部葫芦岛潜山以东地区形成近对称分布的北东向非旋转平面式断层系。

裂陷伸展Ⅰ幕沉积时期，边界断裂开始活动，湖盆初期沉降，湖盆水体不断扩大，物源供给丰富，山间洪水易将母岩区的风化碎屑产物携带到山麓地带形成冲积扇。除主断裂控制的局部湖盆外，同期的其他地区，主要为大面积的河流泛滥平原沉积，形成裂陷旋回（二级层序）的低位体系域。

2．盆地裂陷伸展Ⅱ幕（43—36Ma）

在海南断裂和笔架岭断层控制下的裂陷伸展Ⅱ幕早期（沙三段沉积早、中期），构造运动以垂直差异升降为主，这一时期的断裂系统继承了前基底断裂的主要特征。在裂陷伸展Ⅱ幕晚期（沙三晚期一沙一期），盆地构造运动逐渐转向以水平伸展运动为主，并伴随着一定程度的热沉降。因此，这一时期，滩海地区西部凹陷因水平伸展量的增加，局部发育调节性正断层，如鸳鸯沟断层，但断层垂向活动性减弱，东部凹陷仍表现为在基底双断结构基础上的有限均匀伸展。

裂陷伸展Ⅱ幕沉积时期是盆地边界断裂强烈活动伸展时期。在深陷期，由于湖盆基底急剧沉降，相邻物源区上隆，地形高差较大，重力流作用明显，所以在盆地陡坡发育了近岸水下扇，在缓坡发育了扇三角洲，在洼陷区发育了较深湖泥岩和深水浊流沉积。在主要伸展时期，断裂垂向活动性减弱以及湖盆的横向扩展，导致沉积能量的相对减弱，形成以扇三角洲沉积体系为主体的体系域特征和沉积地层总的向岸进积为主体的地层结构特征。

裂陷伸展Ⅱ幕导致的湖盆深陷与扩张，共同构成了断陷湖盆裂陷旋回的湖进体系域。显然，无论从构造发育还是沉积特征分析，该体系域都可以进一步划分为两个明显的百万年级的次一级沉积旋回。

3．盆地裂陷伸展Ⅲ幕（36—24.6Ma）

习惯也称东营构造幕。该期主断裂在右旋弱走滑应力机智下重新活动，并同时伴随水平伸展和盆地整体掀斜双重机制。研究区裂陷伸展Ⅲ期的构造活动表现出两方面的特征：

（1）由于盆地大伸展量离散和整体向东掀斜，形成大量表生铲式正断层系，盆地中下伏的较弱应力结构面成为主要的拆离面，整体表现为与前两个盆地裂陷伸展时期截然不同的形迹特征。

（2）弱走滑右旋相对运动可能在局部形成挤压构造和羽状断裂系。盆地裂陷伸展Ⅲ幕时

期，盆地边界及内部深大断裂活动程度降低直至停止，盆地整体下沉作用变得更加明显，盆地结构由明显的断陷向断坳以至坳陷结构转化，此时盆地与周边物源区的地形高差降低，地形趋于平坦，盆地向南萎缩，从而发育了河流三角洲、扇三角洲、辫状河三角洲等反映物源供给丰富的较浅水沉积体系，形成裂陷旋回的高位体系域。由于这一时期以湖盆收缩为主要特征，因而也称湖泊收缩体系域。

上述分析表明，盆地基底结构的横向差异性决定了盆地构造单元隆凹相间的特点，每个构造单元又表现出不同的主构造样式；盆地裂陷伸展的纵向旋回性决定了构造和断裂形迹的分期性，这些特性决定了辽河盆地滩海地区层序地层格架的基本形态和发育状况。

## 第三节　古地理背景分析

### 一、古气候分析

沉积盆地的古气候直接影响盆地内外的多种地质作用，特别是盆地水体温度又直接控制了水介质的物化条件和生物的发育。显然，研究盆地古气候的演化过程对于评价生、储、盖层的发育都是很有意义的。确定古气候的方法是多种多样的，可利用泥岩颜色或特定岩性组合、氧稳定同位素资料、孢粉种属等来确定古气候的变化。

陆生植物群的气候分带性和分区性是非常明显的，如新生代的樟树和棕榈都是热带气候的指示性植物。应用孢子花粉的种属及其含量变化来恢复古气候是卓有成效的。不同的生态环境具有不同的孢粉组合，如水龙骨单缝孢属主要生活在热带一亚热带的沼泽环境；麻黄粉属主要生活在干旱气候带；忍冬粉属主要生活在广温的气候带等等。故根据研究区泥岩颜色、孢粉种属及其优势度，确定出研究区早第三纪存在三个气候旋回，即沙四期干热气候一沙三期暖湿气候旋回、沙二期干旱气候一沙一期暖湿气候旋回、东营期暖湿气候旋回，每个气候旋回周期差异较大，沙二一沙一段气候周期为 2Ma，而东营组气候周期为 11.4Ma（表 2－2).

对应于每个气候周期，岩性发生粗一细一粗变化，泥岩颜色发生灰绿一灰一灰绿旋回变化，孢粉种属随地质年代不同发生类型组合的变化。在每个气候周期旋回中，由干旱向潮湿温暖气候变化，孢粉组合的复合分异度加大、优势度降低（图 2－2，表 2－2)。

### 二、古水深分析

古水深分析是陆相盆地层序地层学研究的一个重要内容，它对于分析湖平面升降变化是非常有益的。确定古水深的方法有泥岩颜色、岩性组合、沉积构造组合、沉积相类型、古生物组合等，这些资料均从不同角度反映了盆地水体的变化。本文根据介形虫的生态习性来区分研究盆地早第三纪各时期的古水深，如具角华花介主要生活在半深湖环境，广饶小豆介主要生活在滨浅湖环境。从而可依据研究区不同层段、不同地区的古生物组合来分析当时的古水深（图 2－7、图 2－8 和表 2－3)。

研究区早第三纪湖盆水体深度变化存在明显的旋回性，自下而上分别为沙四一沙三期水深旋回、沙二一沙一期水深旋回、东三期和东二早期水深旋回、东二晚期和东一期水深旋回等 6 个水深变化旋回，旋回周期为 1.35～6.2Ma。该旋回与前述的沉积旋回具有良好的对应关系，每个水深变化曲线均服从水深由浅变深再变浅的变化规律。综观水深变化曲线，可以发现研究区沙三段和东三段是盆地演化过程中水体最深的阶段。

表 2－2　辽河盆地滩海地区下第三系孢粉组合特征

| 地层 | | 地质时间 Ma | 孢粉组合 | 主要孢粉 | 复合分异度 | 优势度 % | 气候 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 中新统 | 馆陶组 | 24.6 | 云杉粉－桦科组合 | 山核桃粉属，榆粉属，栎粉属 | | | 温带—亚热带湿热气候 |
| 渐新统 | 东一段 | 30.8 | 水龙骨单缝孢属－松粉属－胡桃科组合 | 松粉属，榆粉属 | 2.82 | 19.9 | 亚热带潮湿气候，湿度较低 |
| | 东二段 | 33.5 | 波形榆粉－瘤形山龙眼粉组合 | 榆粉属，松粉属 | 2.63 | 27.5 | 亚热带潮湿气候，湿度较高 |
| | 东三段 | 36 | 波形榆粉－瘤形山龙眼粉组合 | 榆粉属，松粉属 | 2.57 | 35.7 | 亚热带潮湿气候，温度较高 |
| | 沙一段 | | 栎粉属－菱孔栎粉属组合 | 桦科，胡桃科，云杉 | 2.27 | 43.7 | 亚热带潮湿气候，湿度较高 |
| | 沙二段 | 38 | 麻黄粉属－芸香粉属组合 | 栎粉属，榆粉属，麻黄粉属 | 1.87 | 43.6 | 亚热带较干旱气候 |
| 始新统 | 沙三段 | 43 | 小亨氏栎粉－椴粉属－楷木粉属组合 | 小亨氏栎粉，榆粉 | 2.12 | 40.4 | 亚热带温暖潮湿气候 |
| | 沙四段 | 45.4 | 杉粉属－麻黄粉属－薄极忍冬粉属 | 麻黄粉属，凤尾蕨，杉粉属，忍冬粉 | 1.96 | 41.2 | 亚热带干旱气候，气温偏高 |

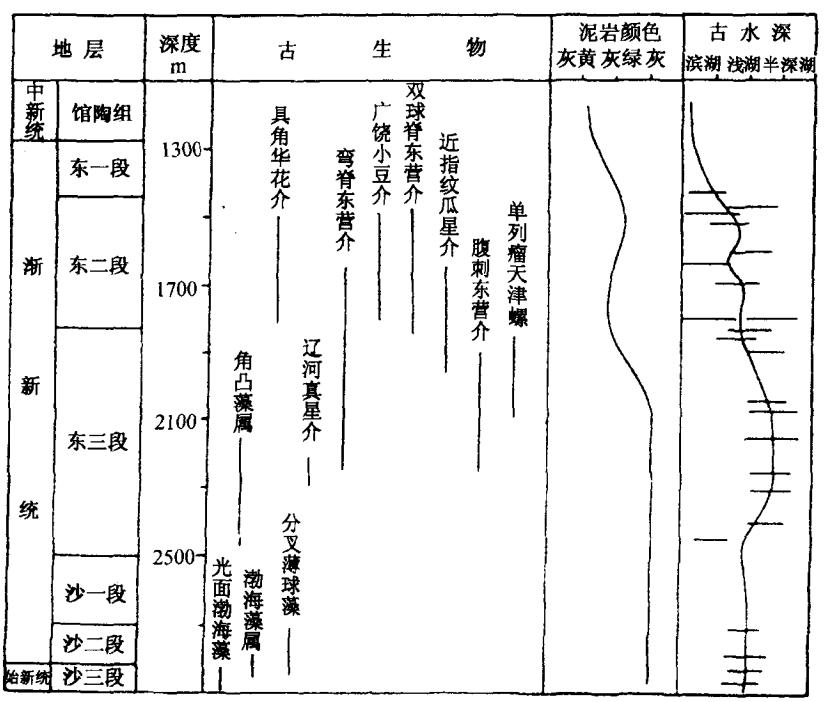



图 2－7　辽河盆地滩海地区辽海 4－1－1 井古生物组合及古水深图

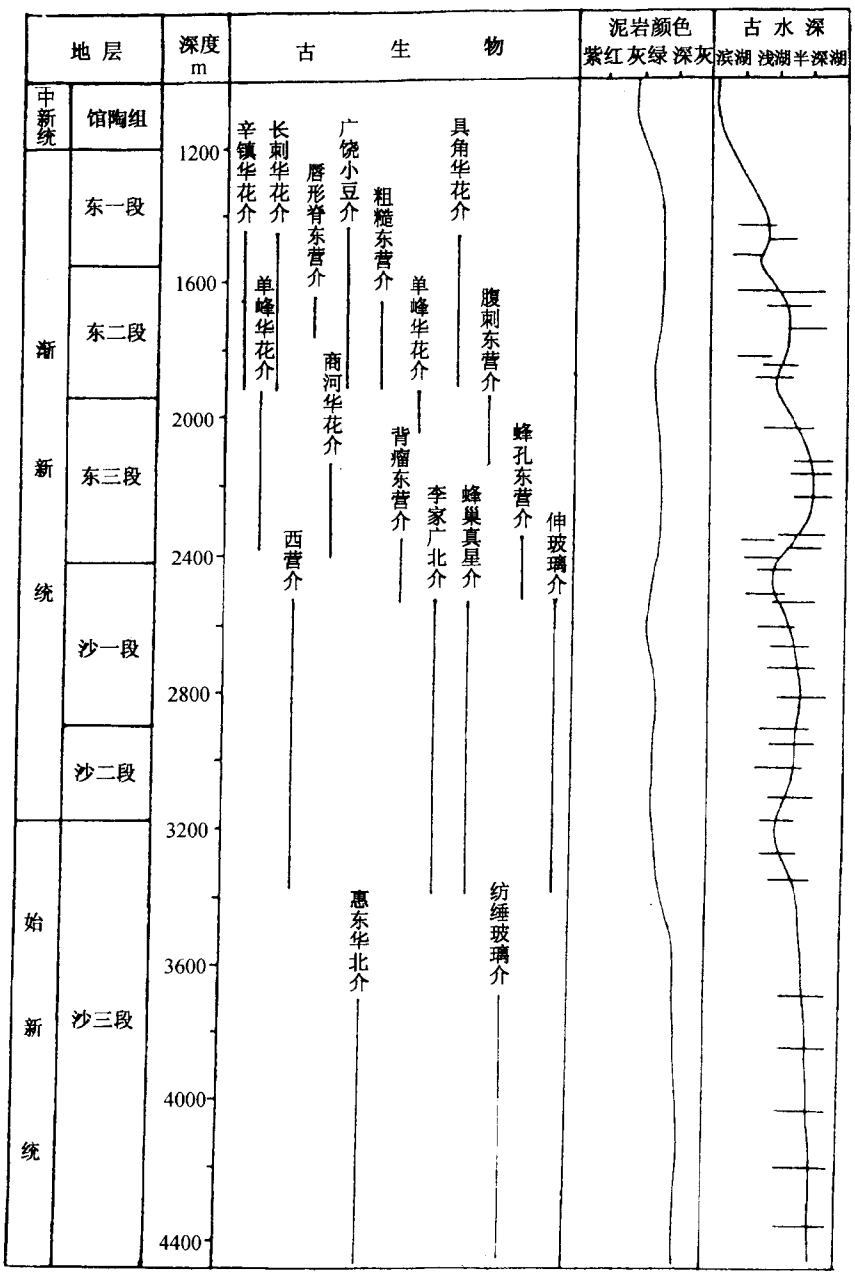



图 2－8　辽河盆地滩海地区锦 128井古生物组合及古水深图

研究区同一层序的不同部位，水体深度也具有规律性的变化。沙三段至东三段沉积时期西部凹陷水体深度较东部凹陷大，而在东二段至东一段沉积时期，东部凹陷水体深度大于西部凹陷的水深（表 2－4）。

表 2-3 辽河盆地滩海地区古生物组合特征

| 地层 | | 层序 | 地质时间 Ma | 优势古生物 | 基本绝灭的古生物 | 古水深 | 古盐度 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 中新统 | 馆陶组 | | 24.6 | 孢粉，疑源类 | 水生生物介形虫，腹足类 | 河流 | 淡水 |
| 渐新统 | 东一段 | F | 30.8 | 毛球藻属，松粉属及胡桃科 | 双球脊东营介，唇形脊东营介，近指纹瓜星介 | 较浅水 | 淡水 |
| | 东二段 | E | 32.1 | 广饶小豆介，具角华花介，沾化海河螺 | 精美小豆介 | 较深至较浅水 | 半咸水 |
| | | D | 33.5 | | | | |
| | 东三段 | C | 36 | 单峰华花介，高河华花介，扁脊东营介，精美小豆介 | 西营介 | 较深水 | 微咸水 |
| | 沙一、沙二段 | B | 38 | 椭圆拱星介，欢喜岭田螺，西营介 | 中国华北介，纺锤玻璃介 | 较深水 | 半咸水 |
| 始新统 | 沙三段 | A | 43 | 中国华北介，惠东华北介，纺锤玻璃介，三角华花介 | 南星介，美星介，土星介 | 较深水 | 半咸水 |
| | 沙四段 | | 45.4 | 土星介，真星介，美星介，南星介 | | 极浅水 | 半咸水 |

表 2-4 辽河盆地滩海地区下第三系不同地区古水深

| 相对水深 / 层位 | 葵花岛地区 | 太阳岛地区 | 月东地区 | 海南地区 | 笔架岭地区 |
|---|---|---|---|---|---|
| 东一段 | 滨湖，河流 | 滨湖，河流 | 河流 | 河流 | 河流 |
| 东二上段 | 滨湖 | 滨湖 | 滨浅湖 | 滨浅湖 | 浅湖 |
| 东二下段 | 滨湖 | 浅湖 | 滨湖 | 浅湖 | 浅湖 |
| 东三段 | 浅湖 | 半深湖 | 半深湖 | 半深湖 | 半深湖 |
| 沙一、沙二段 | | 浅湖—半深湖 | 浅湖 | 浅湖—半深湖 | 浅湖—半深湖 |
| 沙三段 | | | | | 半深湖 |

## 三、古盐度分析

本文利用古生物化石组合以及粘土矿物吸附的微量元素来说明古盐度的变化。例如利用粘土矿物中的硼（B）含量来分析古盐度。一般来说，湖泊沉积物中硼含量较低，海相沉积物或盐湖沉积物中硼含量大于 100mg/L。还可利用古生物类型及组合来说明水体的古盐度，如单刺华花介生活在微咸水至半咸水浅湖中，惠东华花介生活在微咸水浅湖环境中，广饶小豆介生活在淡水至微咸水滨浅湖环境中。根据古生物组合和微量元素含量的变化可以确定研究区沙河街组和东二段为半咸水环境、东三段为微咸水环境、东一段为淡水环境（图 2-9、

表 2－3)。

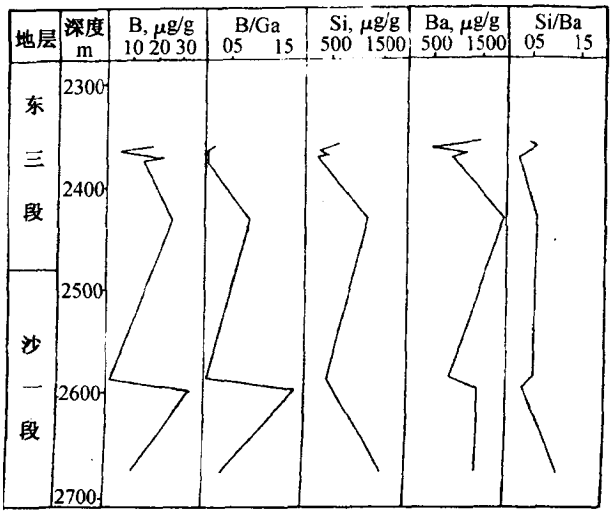



图 2－9　辽河盆地滩海地区海南 3 井微量元素变化曲线

综观研究区早第三纪水体古盐度的垂向变化，可以看出湖泊水体古盐度也存在着咸淡变化旋回，即沙河街组咸水一东三段微咸水旋回、东二段半咸水一东一段淡水旋回，这些古盐度旋回周期为 8.9～9.5Ma。在这两个大的盐度旋回中，还存在次级的古盐度变化旋回，比如东三段内部存在的古盐度变化旋回，硼含量低于 30μg/g，B/Ga 值小于 1，并且表现出由低到高再到低的变化旋回。一般来说，在每个沉积旋回中，水体越深，水域越阔，水体越咸。

需要全本请访问 www.ertongbook.com