

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

鄂尔多斯盆地中生代地层剥蚀量估算 及其地质意义

陈瑞银, 罗晓容, 陈占坤, 王兆明, 周波

中国科学院油气资源研究重点实验室, 北京, 100029

内容提要:盆地演化中地层的沉积与剥蚀及盆地的历史构造形态变动是盆地分析及其矿产富集的重要影响因素。本文考虑到盆地西部白垩系的声波时差资料的分段性和估算中生代三叠纪以来抬升剥蚀事件强度所需选择合理方法的重要性,采用钻井分层资料“点连线,线线相交闭合”方式,应用以地层对比为主的方法估算了三叠纪以来4期地层抬升并遭受剥蚀的剥蚀量。估算结果发现,白垩纪末期为三叠纪以来最强烈一期全盆抬升剥蚀事件,三叠纪末期、中侏罗世和侏罗纪末期等3期剥蚀事件相对较弱。剥蚀强度分布与盆地演化模拟结果表明,盆地自三叠纪以来的构造变动表现为一掀斜过程;对盆地三叠系油气生成、运聚的影响分析认为,三叠系烃源岩在晚侏罗世前已生烃,掀斜构造演化过程使油气运移指向盆地东部及东南地区。

关键词:鄂尔多斯盆地;盆地演化;剥蚀厚度;掀斜构造;生烃期

早期研究认为,鄂尔多斯盆地是一构造和沉积作用简单的稳定克拉通型盆地(翟光明,1992;杨俊杰,2002),但多组地层不整合面的发育等地质记录以及生产实践中地质问题的不断提出,表明该盆地曾经历了复杂的演化过程。盆地演化过程的研究势必对认识盆地演化格局及其油气等矿产富存规律起重要作用。自中生代以来,盆地发生了以三叠系/侏罗系、侏罗系延安组/直罗组、侏罗系/白垩系、白垩系/第四系等地层不整合界面为标志的4期不均匀抬升和地层剥蚀事件(翟光明,1992;赵孟为等,1996;刘池洋等,2005),陈荷立等(1990)曾应用泥岩压实趋势线法对白垩纪末期发生的盆地抬升剥蚀量做过估算,但目前尚未见有对4期剥蚀状况的系统估算和分析,更难恢复盆地演化中的构造形态。在对地层剥蚀量估算时,忽视盆地白垩系泥岩不发育和层薄的背景,全盆地范围内单一用泥岩压实资料难以得到令人信服的剥蚀厚度估算结果。如何更加有效地应用已有的方法或者方法组合,解决特定研究区的实际问题,仍然是值得进一步研究的问题。

本文针对盆地沉积历史及区域构造特点,选用地层对比法为基础的地层剥蚀恢复方法,并与泥岩压实趋势外推法相结合,通过相交测线的闭合来估

算盆地包括白垩纪末期在内的4期地层缺失事件即对应的剥蚀厚度,在此基础上恢复盆地中生代的演化历史,并以油气为例阐述其矿床地质意义。

1 剥蚀量的估算

1.1 方法选择

地层剥蚀厚度估算方法有泥岩压实趋势外推法、地层对比法、地热指标法和沉积速率法等多种(Dow, 1977; Van Hinte, 1978; Magara, 1978; Guidish, 1985; Naeser et al., 1989; 李伟等, 1996)。这些方法各有优点,都有其适用的前提。必须结合具体研究区的沉积背景和地层埋藏特点,根据实际资料情况综合分析,筛选合适的方法使用。

鄂尔多斯盆地普遍沉积了第四纪黄土,并因后期的风化剥蚀形成沟壑纵横、起伏强烈的地形,造成地震资料品质普遍很差,因而本研究主要利用钻井资料进行。经对剥蚀后残余地层厚度初步估算来看,盆地侏罗纪末、延安组沉积后、晚三叠世末期等三期盆地抬升所造成的剥蚀量较小,一般不及下白垩统地层厚度,地热指标方法及泥岩压实趋势外推法都不适用(Dow, 1977; Magara, 1978);虽然盆地内大部分地区白垩系被剥蚀的厚度远大于再沉积地层

注:本文为国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号2003CB214600)资助的成果。

收稿日期:2006-02-10;改回日期:2006-03-15;责任编辑:刘淑春。

作者简介:陈瑞银,男,1976年生。中国科学院地质与地球物理研究所在读博士,主要从事盆地建模与油气成藏动力学研究。通讯地址:100029,北京市朝阳区祁家豁子9825信箱;Email:sdcrchen@sohu.com。

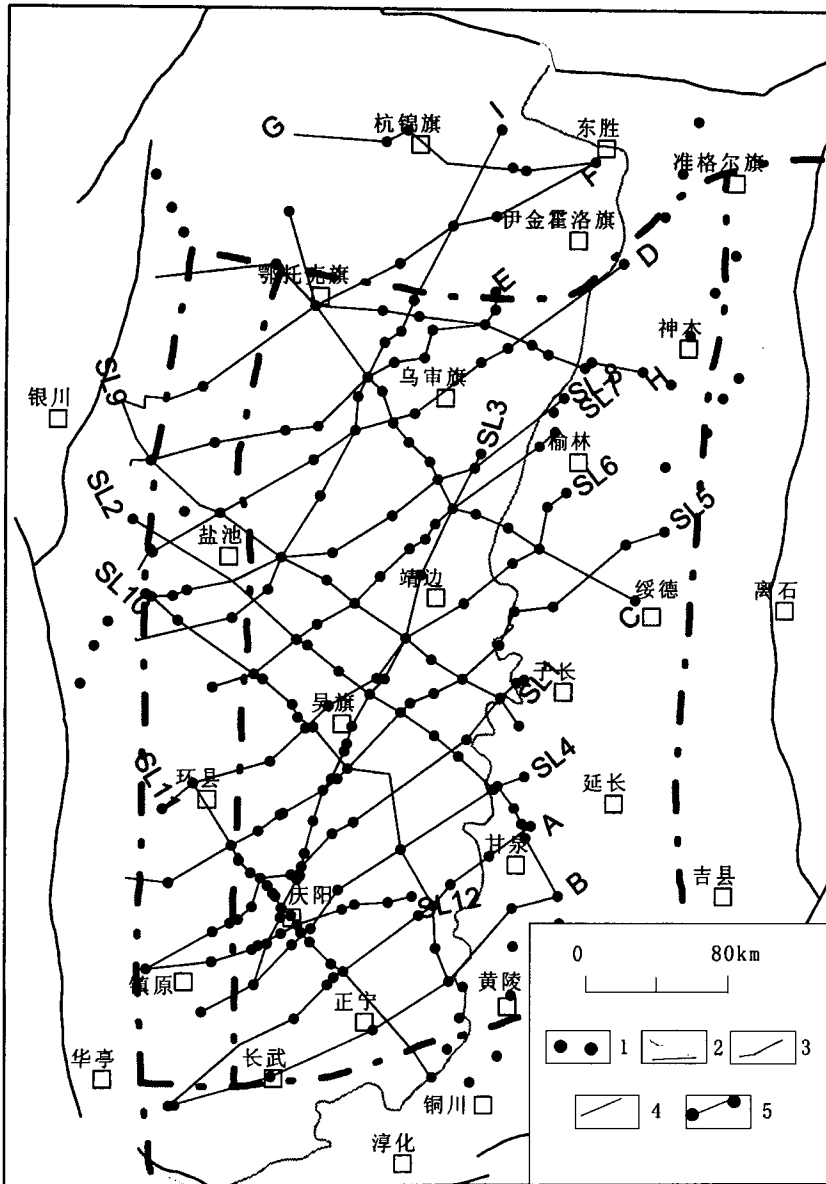


图1 联井地质剖面线网分布

Fig. 1 The distribution of wells net

1—井位; 2—构造单元; 3—延长组尖灭线; 4—地震测线; 5—联井测线
 1—Well location; 2—structural units; 3—thin out line of Yanchang Formation;
 4—seismic profile; 5—well-tie profile

的厚度,但因其剥蚀量大、残余地层相对较薄,加之沉积相变化强烈,可获得可靠泥岩压实曲线的层段少,地热指标和泥岩压实趋势法估算的剥蚀量不可信。此外,由于白垩系非油气目的层,缺乏系统的地热指标等测量,可供使用的资料很少,故地热指标方法和包裹体等方法也难以系统应用。

通过对实际资料和可行方法的综合分析,本文以盆地内分布均匀、密度较高的钻井资料为基础,结合泥岩压实趋势外推法,以地层对比法为主来估算

白垩系地层的剥蚀量,而对其他3期剥蚀量的估算则应用地层对比方法。

1.2 地层对比法估算剥蚀量

地层对比法是在考虑厚度有规律递变的原则下,将某一岩性层段剥蚀的地区与邻区该岩性段未被剥蚀的地区进行对比,求得被剥蚀岩层的厚度。由于具体研究区的特点,需要对具体操作步骤进行刻画,才能保证估算结果的可靠性和真实性。本文主要分四个步骤进行。

(1) 地质剖面网络的建立:在盆地范围内选择深度大、资料齐全的钻井,沿主要层系沉积相展布的北东方向及与之垂直的北西方向做出了17条分布相对均匀的连井剖面,作为剥蚀量估算的地质框架。

(2) 确定剥蚀事件发生前的地表:盆地西部环县一带为白垩系沉积中心,而后盆地范围内白垩系普遍遭受剥蚀,其强度由东到西减弱(杨俊杰,2002),不存在未剥蚀区。位于环县—镇原的演3井一带白垩系保存较完整,泥岩段最为发育,白垩系顶部剥蚀面以上再沉积地层仅10 m,适于泥岩压实趋势外推法确定剥蚀前的地表高度。图2显示了泥岩压实趋势外推法估算该区环40和演9两口井白垩系地层剥蚀量。图2所示,环40井白垩系声波时差随深度的变化趋势具有明显的分段现象。考虑到泥岩压实趋势线法依靠的是反映地层

沉积环境和沉积体系因素的声速统计规律,以最靠近剥蚀面且其沉积体系相似的地层段延伸趋势线为依据,上推至地表的声波时差值,可获得环40井处白垩系地层剥蚀量为370 m;同样,在演9井的值为313 m。这些值与陈荷立等(1990)在演3井中估算结果(328 m)相吻合。因此这3口井都可作为基准井,以其外推的古地层顶界面为准,来标定白垩系末剥蚀事件前的地表高度。其他3期剥蚀由于剥

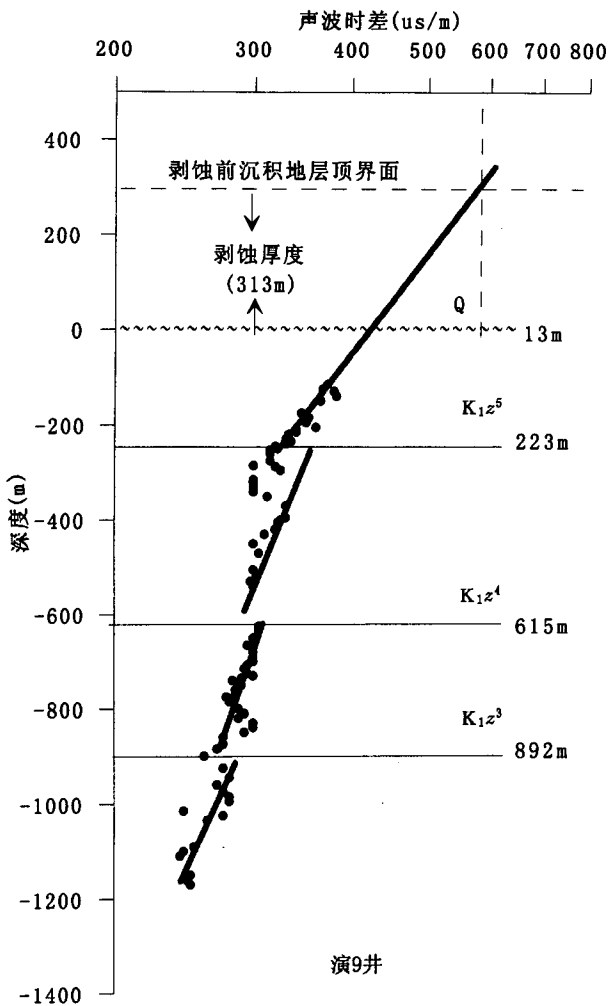


图 2 演9井白垩系剥蚀量估算(泥岩压实趋势线法)

Fig. 2 Calculation of the eroded thickness of Cretaceous at well Yan 9

蚀量较小,分别选用零剥蚀区的塞26井、定探2井和盐5井作为基准井,来标定晚三叠世末期、中侏罗世晚期和侏罗纪末3剥蚀事件前的古地表。

(3) 某井点处地层剥蚀厚度的估算:地层剥蚀量是残余地层顶界面到古地表的厚度。根据地层对比法原理,在剖面上分析残余地层的小层厚度在侧向上的变化规律,获得任一点和基准井这两点的小层厚度差值与距离的变化率。该变化率在同一环境稳定沉积地层组内具有相似性。因此,剖面上某井位的被剥蚀掉的小层厚度与这些小层在基准井处的厚度差值,可用两点间的距离乘以未剥蚀小层的厚度差随距离的变化率求得,该井位的地层剥蚀量也就得到了。

(4) 剖面线网的闭合校正:在各剖面井剥蚀厚度估算的过程中,我们先估算了与上述基准井共一剖面线的井位处地层剥蚀量,然后又以这些井确定与其相交剖面上的剥蚀发生前古地表,对其他井位的地层剥蚀量进行估算。如果某先前估算过的剖面上某井处估算结果出现错误或偏差,必然会造成后来剖面各井估算结果的系统偏差。因此,在每条剖面线的地层剥蚀量结果出来之后,都要采用类似三维地震资料处理的闭合校正方法,在两条剖面的交点处检验各剖面独立估算的地层剥蚀量是否相等。若不等,则检查两条剖面的剥蚀量估算过程和地质剖面,重新进行上述步骤,调整地层厚度侧向变化趋势。如此反复验证,直到各剖面的恢复结果在交点处都闭合。

1.3 估算结果验证

依据以上方法和步骤,得到了研究区内17条剖面井网上200余口井的地层剥蚀量。要验证估算结果的可靠性和基准井位置白垩系遭受剥蚀前的古地表取值的正确性,尤其是检验伊蒙隆起带白垩纪地层剥蚀强度大、残余地层组少的情况下估算结果的可靠性,需应用不同方法对非基准井位的地层剥蚀量进行估算,对比结果的异同。鉴于实际地质背景条件下可用资料的局限性,本文选用单井深度上 R_0 测点较多的陇东地区庆36井和伊蒙隆起带的鄂1井,验证地层对比法估算的结果可靠性。原则上此两方法获得的结果相差不会太大,但由于 R_0 -深度曲线法计算的剥蚀量值与地表 R_0 取值有很大的关系, R_0 每变动0.01%便会造造成石炭系剥蚀量值50~150 m 的变化幅度;地层对比法获得的结果精度主要由基准井所确定的古地表准确性决定。因此,在两方法存在150 m 差异的范围内,地层对比法由于基准井的可靠性更高,最后结果以地层对比法结果为准;当两方法获得的结果差别大于150 m 时,则应考虑各自原始资料的可靠性和操作中的错误等原因。

据赵孟为(1996)对庆36井镜质体反射率系统的测试数据,绘制庆36井镜质体反射率与深度关系(图3)。中侏罗世末期和侏罗纪末期两期剥蚀量不大,界面上下的 R_0 无明显变化,因此该井纸坊组以上 R_0 的变化趋势可以代表白垩纪地层被剥蚀之前 R_0 的变化特征, R_0 与深度的回归关系式为:

$$Z = -1976.0477 \ln R_0 - 2238.5469 \quad (1)$$

式中, Z 为样品埋藏深度,单位 m; R_0 为镜质体反射率,单位%。不同井位 R_0 随深度的变化梯度可能相同,但上式的常数相因剥蚀量不同而不同。

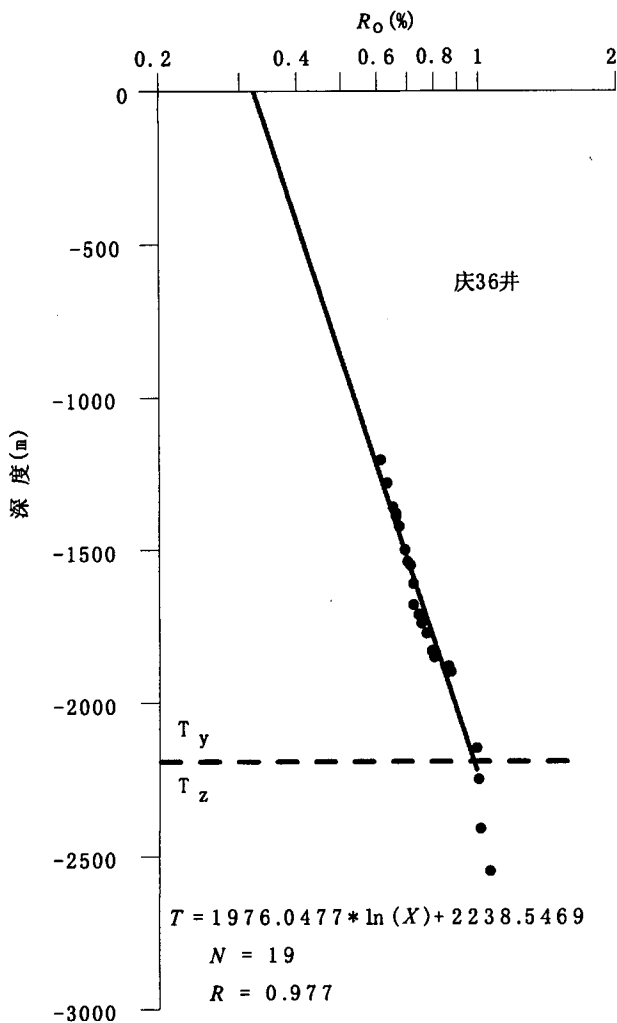


图3 庆36井 R_o 与深度关系

Fig. 3 The correlation of R_o -depth at well Qing 36

考虑到白垩系岩性对地温梯度的影响,取地表 R_o 值为0.21% (Dow, 1977),代入式(1)可获得该井处地层遭受剥蚀前的白垩系顶面深度为845 m。现今庆36井白垩系顶面深度为62 m,据此推算白垩纪末期在该井处的剥蚀量为907 m。

同样,我们应用 R_o 随深度的变化关系,获得鄂1井的白垩纪地层剥蚀量为1031 m。

地层对比法估算的剥蚀量是根据目前埋藏深度更大地区压实程度较高地层的厚度在侧向上外推获得,即沉积颗粒经早成岩作用阶段压实后的厚度,而镜质体反射率法的估算结果是被剥蚀地层剥蚀前最大沉积厚度时的值,二者间存在一定差异。考虑地层埋藏压实效应,按照残余白垩系的砂地比为60%,取白垩系初始沉积物孔隙度为50% (罗静兰等, 2001)、残余地层顶部现今孔隙度为20% (刘世安等, 1996),

推算庆36井白垩纪末的剥蚀量为916 m,鄂1井处为987 m。

因此,应用地层对比法估算的庆36和鄂1井两处的白垩纪剥蚀量经压实校正后的值(916 m, 987 m)与镜质体反射率方法估算结果(907 m, 1031 m)相近,表明剥蚀量估算结果可信。

1.4 地层剥蚀特征

依据上述地层剥蚀量估算结果,可在平面上勾绘出各时期地层遭受剥蚀的特征。

(1) 三叠纪末,延长组顶部遭受剥蚀的强度不大,西南部为最强剥蚀区(图4a)。庆阳、镇原、环县等西南地区最大剥蚀量为400 m,靖边以东地区剥蚀量较小,一般在100 m以下。由于早侏罗世古河道的下切,使得延长组在吴旗—庆阳地区被切割,剥蚀量增大,残余地层相对减薄。

(2) 中侏罗世末剥蚀事件使地层遭受剥蚀的强度不大,延安组遭受剥蚀(图4b)。最大剥蚀区在镇原—庆阳—甘泉以南地区,最大剥蚀量为250 m;盐池以西北地区剥蚀量最小,普遍低于100 m,但在伊金霍洛旗有一剥蚀量达150 m的区域。

(3) 侏罗纪末的剥蚀事件以芬芳河组和安定组遭受剥蚀为特征(图4c)。富县—横山以东地区为强剥蚀区,剥蚀量为200~320 m。盐池以东地区剥蚀量小于150 m,为弱剥蚀区;庆阳、子长地区剥蚀量为150~250 m。

(4) 白垩纪末为中生代以来强度最大的一期剥蚀事件,某些地区甚至剥蚀到三叠系上统(图4d)。剥蚀量由西向东逐渐增大,至榆林、甘泉以东地区达1200 m以上。低剥蚀量中心在鄂托克旗以北和盐池—镇原一带,最小低于400 m。

总体上,白垩纪末开始的地层剥蚀事件最为强烈,剥蚀量大,其他3个时期的剥蚀强度相对较弱。早侏罗世发生的剥蚀事件由于古河道的下切,造成该阶段的剥蚀量局部较多。剥蚀事件反映了不同时期地层抬起的幅度,自延长组沉积以来盆地具有依次以西部、南部、东南和东部为中心的差异抬升并遭受剥蚀的演化特征。

1.5 估算结果对比

利用本文方法估算结果与已有文献(陈荷立等, 1990)结果相比较,白垩系遭受剥蚀的地区分布和强度在盆地西部镇原、庆阳地区相似,在其他大部分地区存在一定的差异,在盆地东部地区,文献结果比本文结果偏低甚至达400 m,其原因主要有以下几点:

(1) 方法的选择。由于地层时代偏老,地层流

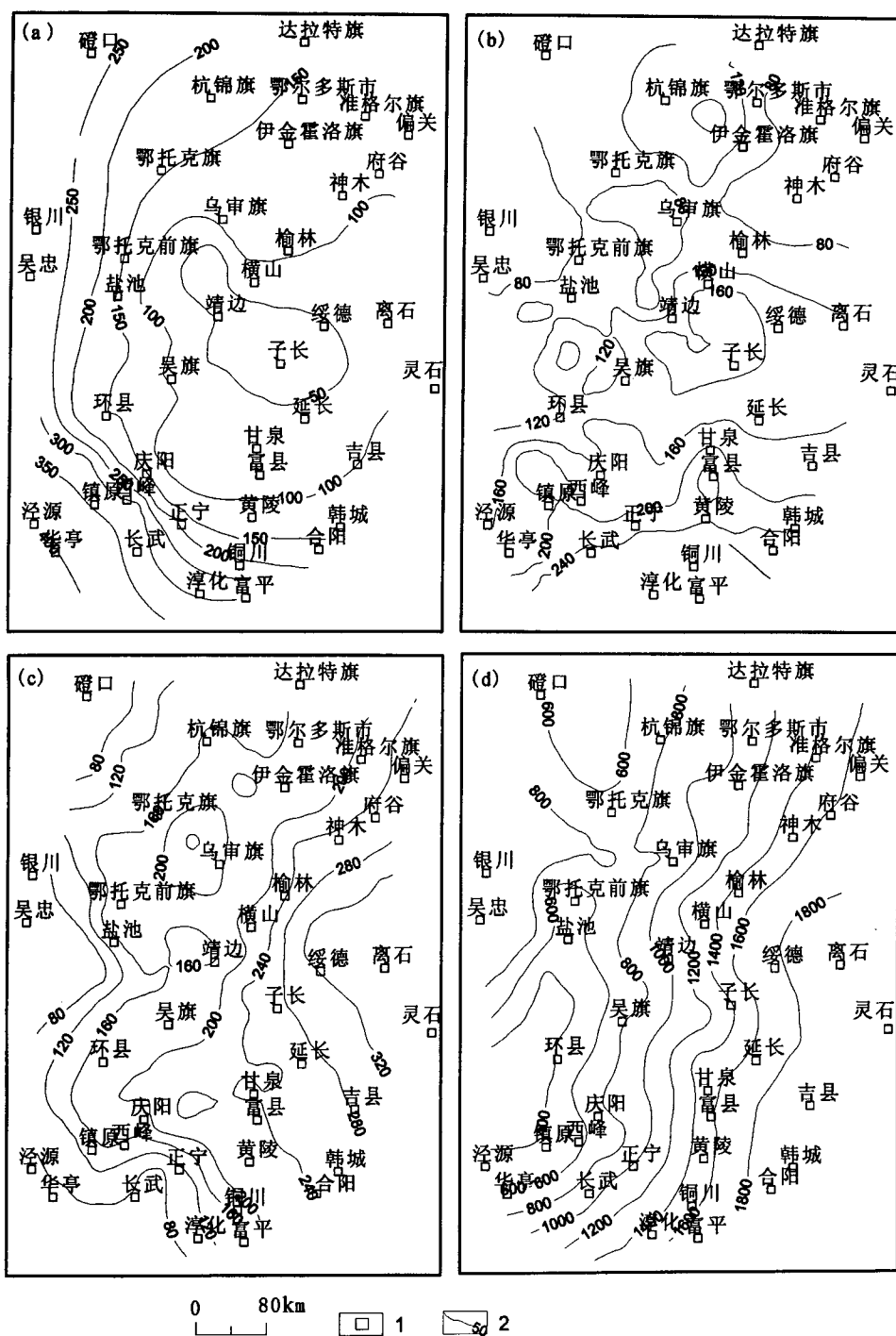


图 4 四期剥蚀厚度等值线图

Fig. 4 Contour maps of eroded thickness at four ages

(a)—三叠纪末; (b)—中侏罗世; (c)—侏罗纪末; (d)—早白垩世末; 1—地名; 2—等值线
 (a)—Late Triassic; (b)—middle Jurassic; (c)—late Jurassic; (d)—late term of early Cretaceous;
 1—place name; 2—isoopleth

体与岩层间的物理化学作用及成岩作用对孔隙结构的改造,全盆地范围的声波时差资料信息不都能完全反映历史时期被剥蚀地层沉积时的环境和状态。

(2) 由于大部分地区的白垩系纯泥岩段少而薄的特点,已有文献(陈荷立等,1990)没有考虑它给声速读取带来的影响和分段现象所带来的误差,导致泥岩压实趋势线方法估算的剥蚀量偏高偏低的不确定性。

(3) 系统校正。在没有全区系统校正的情况下,通过单井泥岩压实估算剥蚀量,难以保证其结果的准确性。应用地层对比法与相交测线闭合相结合的方法来进行结果的系统校正,可有效避免较大的误差。

2 地质意义

盆地地层抬升并遭受剥蚀是盆地埋藏沉积环境变化的结果,地层剥蚀的强度和地区的差异很好的反映了当时的构造变动、沉积环境变化的过程。在现今地层格架和各剥蚀时期剥蚀量估算结果基础上,可以模拟恢复盆地不同历史时期的构造形态特征,从而认识盆地演化过程及其演化历史对油气矿藏的成藏控制作用。

2.1 盆地演化史

通过对盆地中生界广泛地进行剥蚀量估算和现今各地层残余厚度分布及顶面构造形态的基础上,可以恢复盆地埋藏演化的历史特征。

在获得盆地主要抬升期地层剥蚀量和现今地层厚度及顶面海拔后,利用法国石油研究院(IFP)的 Temis-3D盆地模拟软件对地层埋藏过程进行了模

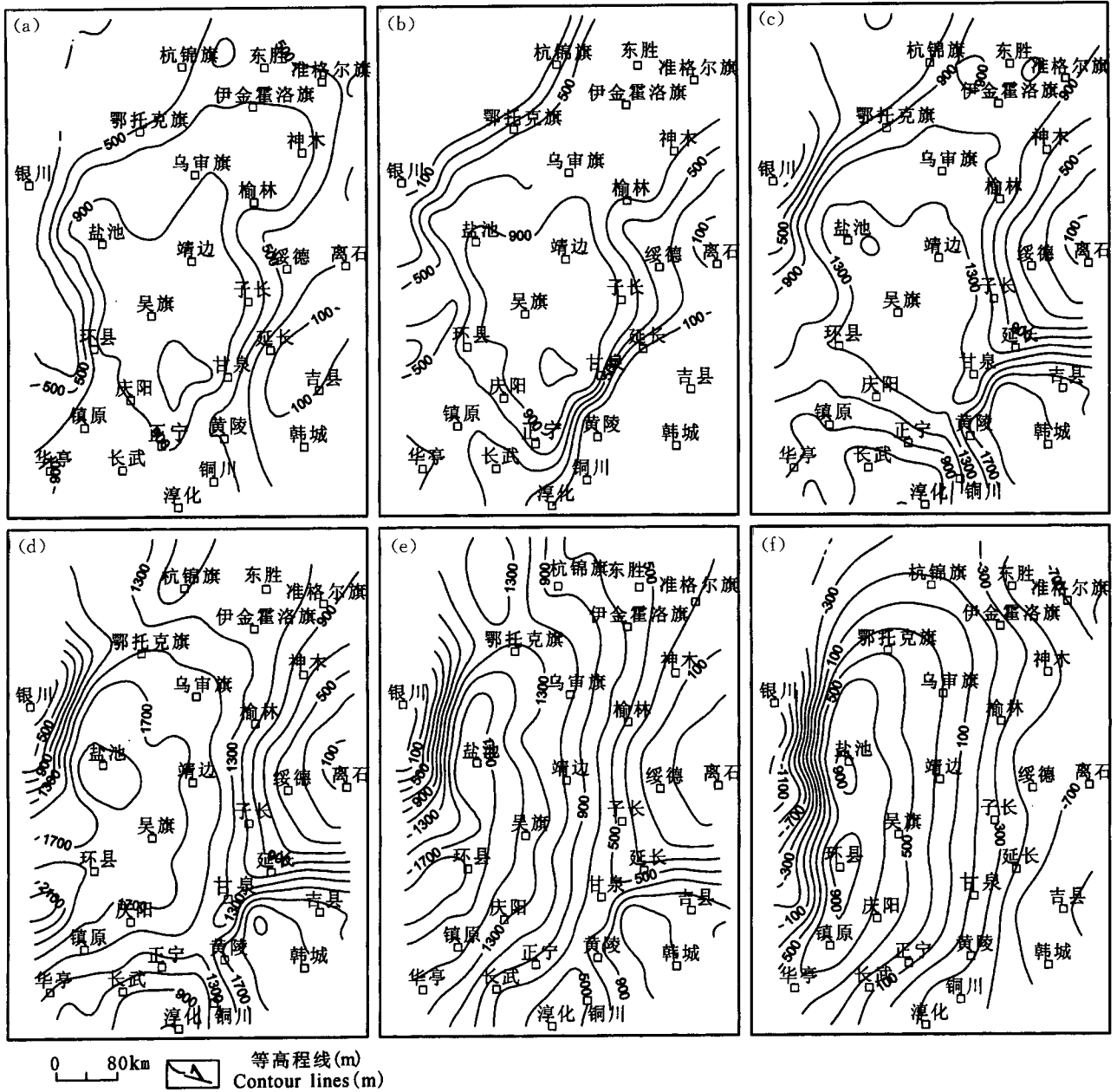


图 5 上三叠统延长组长8段顶面埋藏演化等高程图

Fig. 5 Contour map of burial thickness of Chang 8 in the Upper Triassic Yanchang Formation

(a)—三叠纪末期剥蚀事件前(202.5 Ma); (b)—三叠纪末期剥蚀事件后(200 Ma); (c)——中侏罗世末期剥蚀事件后(175 Ma); (d)——侏罗纪末期剥蚀事件后(145 Ma); (e)——白垩纪末期剥蚀事件后(65 Ma); (f)——现今(0 Ma)

(a)—Before late Triassic deundation events(202.5 Ma); (b)—after late Triassic deundation events(200 Ma); (c)—after last stage of middle Jurassic deundation events(175 Ma); (d)—after last stage of late Jurassic deundation events(145 Ma); (e)—after last stage of Cretaceous deundation events(65 Ma), (f)—nowadays(0 Ma)

拟恢复。我们定义古沉积顶面海拔为现今零海拔,且以向下为正值表示。图5给出了以延长组长8段顶面在三叠纪末事件前、后(202.5 Ma,200 Ma)、中侏罗世末事件后(175 Ma)、侏罗纪末事件后(145 Ma)、

白垩纪末事件后(65 Ma)及现今6个时间点的埋藏等高程图,反映出盆地演化特征。

印支运动以来,全盆地进入了内陆差异沉降盆地的形成和发展阶段,从而结束了该区早古生代克

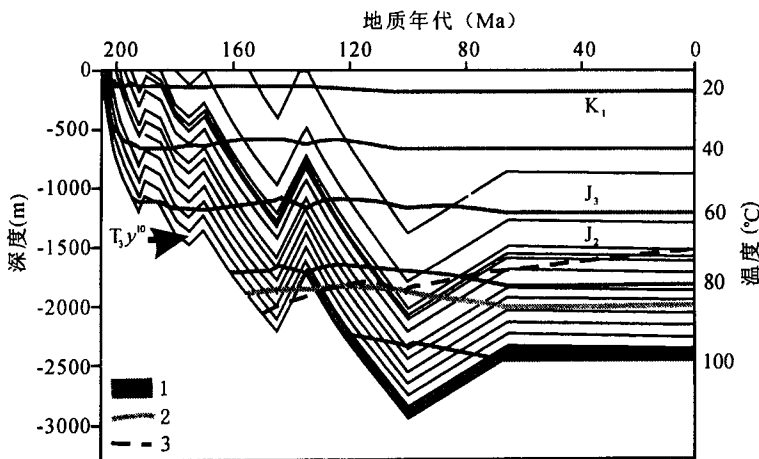


图 6 不同计算方法获得的延长组烃源岩成熟度演化史
Fig. 6 Evolution history of source rock acquired with different calculation methods
1—延长组长10段生油窗(TTI法);2—成熟度曲线(Easy%, R_o , $^{\circ}\text{C}$);
3—Cannon曲线($^{\circ}\text{C}$)
1—Oil-generation window in Chang 10 member of Yanchang Formation (TTI method); 2—maturity curve(Easy%, R_o , $^{\circ}\text{C}$); 3—Cannon curve($^{\circ}\text{C}$)

拉通边缘和晚古生代克拉通内陆拗陷盆地的发展历史(李江涛,2001),并形成了L型展布且不对称的晚三叠世盆地。三叠纪末期剥蚀事件前(图5a)研究区呈现向西南镇原地区开口的喇叭形构造特征,反映了在以环县—固原为稳定的饥饿型湖盆沉积中心背景下,延长组的沉积呈东北长斜坡、西南短斜坡的样式。

燕山旋回期,盆地经短期整体隆升后进入挠曲差异沉降阶段(吴冲龙等,1997)。图5b表明,在隆升过程中,构造特征发生了明显改变,盆地西南部率先隆起并遭受剥蚀,形成了延长组自东北向西南方向逐渐被抬升剥蚀、喇叭口关闭的构造演化特点。

早中侏罗世的挠曲差异沉降阶段,盆地经历了拗陷—隆升—再拗陷的发育演化过程。其拗陷期沉积富县和延安组,延安沉积中心向盆地东南部富县地区转移。延安组顶部的短暂区域构造升降运动造成侏罗纪直罗期沉积前的沉积间断。中侏罗世末期隆升剥蚀事件后(图5c),在原来西南翘起的背景下地壳从东南部抬起,但未改变韩城、吴旗一带低构造带的特征。隆升后的再拗陷,继续沉积直罗组和安定组。

燕山运动第二幕发生在安定组沉积后,盆地主体上升,地层遭受剥蚀。燕山运动的主幕在侏罗纪沉积后,晚侏罗世以安定组遭受剥蚀为特征,盆地东南

部抬升,使延长组层面低构造部位进一步向西南转移(图5d)。

自早白垩世早期,盆地恢复沉降,在白垩纪末,燕山晚幕构造运动使盆地再次整体抬升,白垩纪地层遭受剥蚀。白垩纪末事件后(图5e)研究区差异翘倾特征更加明显,地层倾角加大,东部为翘起高部位。白垩纪地层遭受剥蚀后,延长组地层整体呈东高西低地形展布。

现今,盆地基本上继承了喜马拉雅期的构造背景,高程梯度进一步增大,整体形态以环县—盐池为盆地中心,南北向展布;地势东缘舒缓,西缘较陡(图5f)。

总结以上特征,研究区三叠纪以来的埋藏演化过程是一个较为复杂的掀起、倾斜过程。

2.2 油气地质意义

盆地沉积、剥蚀演化过程控制盆地地温场的变化,构造地层的起伏制约着盆地油气运聚的方向。鄂尔多斯盆地掀斜构造史多大程度上影响油气成熟期和运聚方向呢?

(1) 烃源岩生烃期: 地层遭受剥蚀所记录的频繁升降运动势必造成地温梯度的偏高,甚至叠加有发生在盆地边缘或内部的热事件。前人对盆地中生界温度场的研究表明,盆地内中侏罗世曾有过 $57^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的高古地温梯度,证实了高地温场的历史存在(赵孟为,1996;赵孟为等,1996;孙少华等,1997)。在上述盆地演化的基础上,综合前人地温场研究成果为限定条件(任战利等,1994;赵孟为等,1996;孙少华等,1997;刘勇等,1997;周江羽等,1998),取侏罗纪地温梯度为 $45\sim 48^{\circ}\text{C}/\text{km}$,到早白垩世为 $36\sim 37^{\circ}\text{C}/\text{km}$,可以模拟恢复烃源岩埋藏生烃历史。为分析延长组烃源岩在侏罗纪到达成熟门限条件,假设一接近实际的一维剖面,地层在侏罗纪末期的剥蚀量500 m,长10层段为烃源岩。模拟结果如图6所示,在晚侏罗世,该地层埋深达2250 m,地层温度达 100°C ,利用TTI方法计算的成熟度在侏罗纪末期地层发生抬升剥蚀时才开始成熟。但利用Easy% R_o 法和Connan(1974)的检验关系,则在晚侏罗世都可能成熟。综合这些成熟度方法的结果认为,当烃源岩在晚侏罗世的埋藏深度达到2100 m以深,就可以有油气的产生。结合图5d表明,在晚侏罗世,鄂托克前旗西北部烃源岩已进入成熟阶段。因此,在高古地温场条件下,三叠系烃源岩可在晚侏罗世或更早进入

成熟生烃期,提前于前人早期研究结果(Sun et al., 1989)。

(2) 油气运聚指向:根据埋藏史的恢复结果,在 Temis 软件中建立三维的地层埋藏演化模型,直接应用由该软件按照目的层段的流体势特征划分流体流动区域、勾画出流线。结果显示:油气高势区分布于西部地区,富县—黄陵以东南地区持续为构造高部位和低油势区。虽然自三叠纪以来盆地发生复杂的掀斜构造变动,但并没有改变延长组地层构造高部位的分布格局,仅在侏罗纪末从南部正宁一带向现在的东南部、东部一带过渡转移,没有改变油气运聚的根本方向。

值得注意的是,高低势区的存在指示的仅是流体的运动方向趋势,油气在地质现实中的流动还要有利的输导体和运移通道等因素控制。

3 结论

(1) 白垩纪末期发生了三叠纪以来最强烈的一期全盆抬升剥蚀事件,造成盆地中东部达1600 m 的剥蚀量,发生在三叠纪末期、中侏罗世和侏罗纪末期等3期剥蚀事件相对较弱,其剥蚀量范围分别为:0~400 m,0~250 m 和0~320 m。

(2) 鄂尔多斯盆地并非一简单的稳定克拉通盆地,它有着复杂埋藏构造演化过程,自三叠纪以来的埋藏过程表现为一掀斜构造演化过程。其演化机制可能与区域上华北克拉通地块的构造场有密切关系。

(3) 盆地多期抬升剥蚀的复杂埋藏演化过程影响着油气等矿产的赋存规律。中生代高地温梯度或热事件可能与盆地多期抬升剥蚀有关,由此模拟得到三叠系烃源岩在晚侏罗世或更早时期成熟,但掀斜构造演化过程没有改变油气运聚的整体方向,盆地东南部地区为有利的油气运聚指向带。

(4) 合理的选择已有方法或方法组合才能获得可靠的剥蚀量估算结果。泥岩压实趋势法不适合鄂尔多斯盆地中生代以来各期剥蚀事件剥蚀量的估算,尤其在盆地东部地区;在盆地局部地区应用白垩系声波时差资料还应考虑其分段性。

致谢:感谢中石油长庆油田公司杨华、付金华等领导及其石油勘探室所有同志在资料收集方面给予了大力的支持和热心的帮助,在此一并深表谢意。

参 考 文 献

- 陈荷立,刘勇,宋国初. 1990. 陕甘宁盆地延长组地下流体压力分布及油气运聚条件分析. 石油学报, 11(4):8~16.
- 李江涛. 2001. 庆南地区中生界构造演化及勘探前景浅析. 天然气工业, 21(增刊):30~34. 李伟. 1996. 恢复地层剥蚀厚度方法综述. 中国海上油气, 10(3):167~172.
- 刘池洋,赵红格,王锋,陈洪. 2005. 鄂尔多斯盆地西缘(部)中生代构造属性. 地质学报, 79(6):737~747.
- 刘世安,黄忠信,陈延,等. 1996. 鄂尔多斯盆地白垩系地下水形成分布规律. 干旱区资源与环境, 10(1):3~14.
- 刘勇,金晓辉,雷天成. 1997. 鄂尔多斯盆地延长组油气初次运移特征. 西安石油学院学报, 12(1):8~11.
- 罗静兰,张立成,阎世可,等. 2001. 盆地埋藏史及其对砂岩储层物性演化的影响——以陕北延长组砂岩储层为例. 石油与天然气地质, 22(2):123~127.
- 任战利,赵重远,张军,等. 1994. 鄂尔多斯盆地古地温研究. 沉积学报, 12(1):56~65.
- 孙少华,李小明,龚革联,等. 1997. 鄂尔多斯盆地构造热事件研究. 科学通报, 42(3):306~309.
- 吴冲龙,周江羽,王根发,等. 1997. 鄂尔多斯古构造应力场与中部大气田的联系. 石油与天然气地质, 18(4):267~275.
- 杨俊杰. 2002. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律. 北京:石油工业出版社.
- 翟光明. 1992. 中国石油地质志. 卷12. 北京:石油工业出版社.
- 赵孟为, Behr H J. 1996. 鄂尔多斯盆地三叠系镜质体反射率与地热史. 石油学报, 17(2):15~23.
- 赵孟为. 1996. 磷灰石裂变径迹分析在恢复盆地沉降抬升史中的应用——以鄂尔多斯盆地为例. 地球物理学报, 39(增刊):238~248.
- 周江羽,吴冲龙,韩志军. 1998. 鄂尔多斯盆地的地热场特征与有机质成熟史. 石油实验地质, 20(1):2~24.
- Chen Heli, Liu Yong, Song Guochu. 1990. Petroleum accumulation analysis and pressure distribution in Fm. Yanchang, Shanganning Basin. Acta Petrolei Sinica, 11(4):8~6().
- Dow W G. 1977. Kerogen studies and geological interpretation. Journal of Geochemical Exploration, 7(2):79~99.
- Guidish T M. 1985. Basin evaluation using burial history calculations: an overview. Bulletin of AAPG, 69(1):92~104.
- Li Jiangtao. 2001. Tectonic evolution and exploration prospects of Mesozoic at the region on the south of Qingyang. Natural Gas Industry, 21(supplementary issue):30~34(in Chinese with English abstract).
- Li Wei. 1996. Summary of reconstruction of strata denudation thickness. China Offshore Oil and Gas, 10(3):167~172(in Chinese with English abstract).
- Liu Shian, Huang Zhongxing, et al. 1996. Formation and distribution of groundwater in Cretaceous system of the Ordos Basin. Journal of arid land resources and environment, 10(1):3~14(in Chinese with English abstract).
- Liu Yong, Jin Xiaohui, Lei Tiancheng. 1997. Characteristics of Hydrocarbon Primary Migration in Ordos Basin. Journal of Xi'an petroleum institute, 12(1):8~11(in Chinese with English abstract).
- Luo Jinglan, Zhang Licheng, Yan Shike. 2001. Effect of burial history

- on physical property of sandstone reservoirs; take Yanchang oil region in North Shaanxi as an example. *Oil and Gas Geology*, 22 (2): 123~127 (in Chinese with English abstract).
- Magara K. 1978. *Compaction and fluid migration—practical petroleum geology*. Amsterdam: Elsevier.
- Naeser N D, Naeser C W, Mc Culloh T H. 1989. The application of fission—track dating to the depositional and thermal history of rock in sedimentary basin. In: Naeser N D, Mc Culloh T H. *Thermal History of Sedimentary Basin—Methods and Case Histories*. New York: Springer-Verlag.
- Ren Zhanli, Zhao Chongyuan, Zhang Jun, et al. 1994. Research on paleotemperature in the Ordos Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(1): 56~65 (in Chinese with English abstract).
- Sun Shaohua, Li Xiaoming, Gong Gelian, et al. 1997. Research on tectonic thermal events of Ordos Basin. *Chinese Science Bulletin*, 42 (3): 306~309.
- Sun Z C, Xie Q Y, Yang J J. 1989. The Ordos Basin—A typical example of an unstable cratonic interior superimposed basin, in "Chinese sedimentary basins". Amsterdam: Elsevier.
- Van Hinte J E. 1978. Geohistory analysis — application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bulletin*, 62: 201~222.
- Wu Chonglong, Zhou Jiangyu, Wang Genfa. 1997. Relationship between paleo-tectonic stress fields and major oil fields in the Ordos Basin. *Oil and Gas Geology*, 18(4): 267~275 (in Chinese with English abstract).
- Yang Junjie. 2002. *Tectonic evolution and petroleum distribution in Ordos Basin*. Beijing: Petroleum Industry Press.
- Zhai Mingguo. 1992. *Chinese petroleum records (volume 12)*. Beijing: Petroleum Industry Press.
- Zhao Mengwei, Behr H J. 1996a. Vitrinite reflectance in Triassic with relation to geothermal history of Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 17(2): 15~23 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Mengwei. 1996b. The application of apatite fission track analysis to the reconstruction of subsidence and uplift history of sedimentary basins; a case study from the Ordos Basin. *Acta Geophysica Sinica*, 39(supp.): 238~248 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Jiangyu, Wu Chonglong, Han Zhijun. 1998. Geothermal field and maturity history of organic matter in Ordos Basin. *Experimental Petroleum Geology*, 20(1): 2~24 (in Chinese with English abstract).

Estimation of Denudation Thickness of Mesozoic Strata in the Ordos Basin and Its Geological Significance

CHEN Ruiyin, LUO Xiaorong, CHEN Zhankun, WANG Zhaoming, ZHOU Bo

Key Laboratory of Petroleum Resources, Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing, 100029

Abstract

Restorations of the evolution events and basin denudation are crucial contents in basin research. Though many methods can be applied to denudation thickness calculation, these methods have many hypotheses and are limited in some detailed area. Based on the recognition of sedimentary background and exploration data, the paper discovered that the acoustic time curve are made up of several subsections in Cretaceous on the west of Ordos Basin, and that the method applying mudstone compaction curve is not adapted to calculation of Triassic denudation thickness. Based on the correlation of strata, the paper calculated the erosion thickness in these four periods with: Triassic, Middle Jurassic, Jurassic and Late Cretaceous. The results are calibrated with the method of section ties and compared with early research results. The results of restoration indicate that the hardest in the four events took place in Late Cretaceous. The results of burial history restored with the basin model program Temis-3D show that basin has experienced tilting evolution from West to South to Southeast to East since Mesozoic. The simulated result of maturity history indicates that the organic matter in Triassic could have matured before Late Jurassic. Restoration of burial history certainly promoted the cognition to hydrocarbon migration and accumulation in Ordos Basin.

Key words: Ordos Basin; basin evolution; denudation thickness; tilting tectonic; hydrocarbon generation stage