

燕山中、新元古代沉积盆地构造演化

黄学光

(天津地质矿产研究所,天津 300170)

摘要: 燕山中、新元古代沉积盆地是一个经历了十亿年演化的长寿盆地。在漫长的地质历史时期中,受华北地台北缘构造环境变化的制约,该盆地经历了三个阶段的演变。裂陷槽阶段(1 800 Ma ~ 1 600 Ma)形成一个北东向半地堑式的楔形槽地,团山子—大红峪期火山活动是裂陷作用顶峰的标志。之后,华北地台北侧古大洋板块发生第一次消减作用,裂陷槽迅速消亡,成为一支废弃的裂谷。裂陷槽消亡后盆地向克拉通盆地过渡的阶段(1 600 Ma ~ 1 200 Ma),其构造特点是一方面盆地日趋稳定,另一方面还残留了某些裂陷特征。克拉通盆地阶段(1 200 Ma ~ 800 Ma),沉积了典型的地台盖层沉积,沉积物厚度小,厚度变化小,相变也小,盆地表现出整体同升同降的特点,形成数个区域性的间断面。此时,华北地台北侧的古亚洲洋已经封闭消失,沉积盆地古地理格局发生了根本性的变化,转而向东与大洋沟通。

关键词: 燕山;中、新元古代;沉积盆地构造;演化阶段

中图分类号: P534.3

文献标识码: A

文章编号: 1672-4135(2006)02-0263-08

燕山地区是我国中、新元古代地层发育的代表性地区,蓟县剖面作为我国中、新元古界的典型剖面,多年来许多学者对其进行了大量研究。关于该套地层沉积的构造环境,不同学者提出了燕山沉降带、裂陷槽^[1]、裂谷带^[2]和大陆裂谷^[3]等多种认识。笔者根据已取得的同位素年龄资料认为该套地层代表了1 800 ~ 800 Ma时期的沉积产物,因此,形成该套地层的沉积盆地是一个经历了十亿年演化的长寿盆地。在漫长的地质历史时期中,该盆地经历了一系列的演变,根据控制盆地的构造变化特征,可划分出三个阶段:裂陷槽阶段(1 800 ~ 1 600 Ma)、过渡阶段(1 600 ~ 1 200 Ma)和克拉通盆地阶段(1 200 ~ 800 Ma),盆地的这些变化总是受华北地台北缘构造环境变化的控制和制约。

1 裂陷槽阶段(1 800 ~ 1 600 Ma)

华北地台是经吕梁运动形成的规模最大、最早固结的刚性地块。研究表明^[4-5],古元古代末,华北地台北缘的红旗营子群的构造岩石组合及其地球化学特征,早期构造变形中近水平剪切机制和顺时针方向的PTt轨迹所反映的热动力学过程,都显示它为活动大陆边缘弧后盆地—岛弧的构造

背景。根据区域构造解析得到的近南北向的原始构造方位,变质相带具有东西差异的特征,且沿东西方向古元古代岩石建造被太古宙地质体所分隔等现象,认为古板块边缘可能在东部,由东向西俯冲,形成近南北向展布的俯冲碰撞带。因此,在古元古代,华北地台的北边没有构造边界,它向北延展很可能同西伯利亚地台基底相连。

燕山中、新元古界沉积盆地形成于大规模的裂陷开始阶段,而裂陷作用受华北地台中元古代早期大规模破裂所控制。距今1 800 Ma前,中元古代长城纪早期,包括华北地台、西伯利亚地台在内的克拉通大陆发生了大规模的三叉型破裂,其中北侧的两支发展成为大洋——古亚洲洋,第一次形成了华北地台北缘边界。作为中元古代亚洲洋存在的证据,在内蒙古自治区北部陆续被发现,如温都尔庙群洋壳残片和白乃庙岛弧。在吉林、黑龙江地区,也有零星发现,大体勾画出当时古构造轮廓^[4-5]。三叉型破裂靠南侧的一支,成为夭折的裂谷——燕山裂陷槽。裂陷槽是受兴隆—宽城—凌源拉张断裂控制,形成一个北东向半地堑式的楔形槽地:槽底北西侧陡,南东侧缓。裂陷槽北西侧为五台古陆,裂陷槽以东为山海关古陆(图1)。

收稿日期: 2006-09-29

基金项目: 国家自然科学基金项目(40372003);中国地质调查局地质调查项目(200313000052)

作者简介: 黄学光(1939-),男,研究员,主要从事新元古代地层学研究。

万方数据

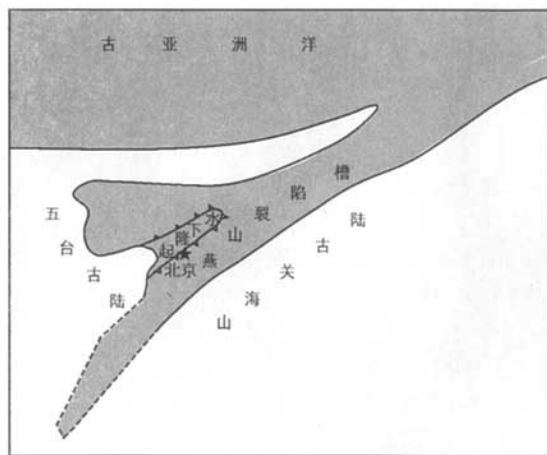


图1 裂陷槽阶段古地理图

Fig.1 Paleogeographic map of the aulacogen stage

燕山裂陷槽是受华北地台北缘构造演化所控制的。中元古代早期,位于亚洲洋的南侧的华北地台北缘为离散型大陆边缘,在拉张的环境下开始裂陷并进一步发展,随后岛弧拼贴在华北地台北缘裂陷即告结束。因此,裂陷槽经历了发生、发展和发展至顶峰后迅速消亡的过程。

裂陷槽开始时期堆积的是陆相河流相沉积,为一套成熟度低的砾岩、砂砾岩、石英杂砂岩沉积。常州沟组底部的砾岩主要分布在主干裂陷槽地的两侧,呈扇状分布,厚度大而分布局限,向槽地内部迅速减薄尖灭。砾石磨圆度好,但砾石间的填隙物成熟度低。巨砾石扁平面向指示了由两侧向槽中央的流向。在主干裂陷槽地内其它地区为砂砾岩-石英杂砂岩沉积,岩石成熟度低,显示了快速搬运、快速堆积的特点。岩石中斜层理十分

发育,同向倾斜,大面积的流向统计结果显示河流在平面上自裂陷槽两侧向中央,再汇成自南西向东北流动的主干河道流向,表明槽地南西端高、北西端低的地势特点,这也印证了古海洋在北侧的古构造格局。

自常州沟中期开始,海水从北东向南西方向进入槽地,逐渐变为浅海环境,形成较为平坦的滨海相席状沙滩,晚期向潮坪泥砂相沉积转化。

串岭沟-团山子早期裂陷槽进一步发展,由于盆地周围蚀源区大部分夷平,粗陆屑供给贫乏,在槽地两侧呈现出较为宽广的潮坪环境,形成了不厚的、以潮间-潮上相泥坪或碳酸盐坪的沉积物;而在槽地中央由于不断拉张导致盆地不断下陷,形成了封闭-半封闭的、低能-静水的还原环境,持续沉积了千余米厚的黑色页岩和铁质碳酸盐岩沉积。上述两相区间被昌平-怀柔水下隆起和砂坝所分隔(图2)。

团山子后期至大红峪早期,又一次大规模陆源碎屑带入,形成大红峪组由石英砂岩-粉砂质页岩-含叠层石硅质条带白云岩构成的韵律沉积。

火山活动是裂陷作用顶峰的标志。团山子-大红峪期随着裂陷作用进一步发展,同沉积断裂深部与上地幔沟通而导致岩浆上涌,在平谷、蓟县等地出现火山喷发。它既有强烈爆发而成的火山角砾岩(集块岩),也有熔岩和火山凝灰岩类,以及脉状穿插的钾质辉绿岩、煌斑岩、正长斑岩等。熔岩为富钾基性岩,岩石化学特征为贫硅(SiO_2 36.14%~44.06%)、富钾(K_2O 8.25%~11.93%)、低钠(Na_2O 0.14%~0.24%),普遍富含超基性岩、基性岩的特征元素(Cr、Ni、Co、Ti), FeO/MgO 的比值也较低(43~2.44),分异差,显示原始岩浆的性质。同时钾含量很高,又富有酸性岩浆的特征元素(Be、Ba、Zr、Sr等),显然是有壳源物质的加入^[5-7]。已测得大红峪组火山岩单颗粒锆石U-Pb法年龄值为 $(1\,625.3 \pm 6.2)\text{Ma}$ ^[8],团山子组火山岩自生锆石U-Pb不一致线上交点年龄为 $(1\,683 \pm 67)\text{Ma}$ ^[9],代表了火山岩的形成年龄。

由此可见,燕山裂陷槽同沉积断

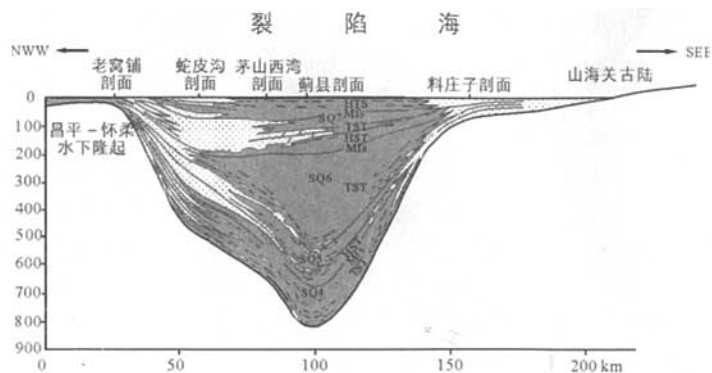


图2 串岭沟组沉积相剖面图

Fig.2 Section of sedimentary facies of the Chuanlinggou Fm.

裂的不断裂陷,南东盘不断下陷,造成沉积物剖面形态为半地堑状。沉积物厚度大,厚度变化也大,造成了巨厚的复杂多变的沉积相类型。随着地壳拉张,断裂的加深导致火山喷发,至大红峪中期,火山喷发和裂陷作用达到高峰,之后,裂陷槽迅速消亡。裂陷阶段裂陷作用发生和发展过程见图3。

大红峪期后期,燕山裂陷槽裂陷作用在火山喷发结束后迅速消亡告终。从区域看,燕山裂陷槽的夭折是由于华北地台北缘中元古代第一次拼合造成的。在距今约1600 Ma前的大红峪期末,受华北地台北侧古大洋板块的第一次消减的控制,华北地台北缘发生了碰撞造山运动(色尔腾山运动),造成白云鄂博地槽和渣尔泰-狼山裂谷的褶皱回返。与此同时,这次构造运动在燕山地区造成了燕山裂陷槽裂陷作用的消亡,并发生了陆壳的不均衡抬升(即青龙抬升),表现在蓟县以东,高于庄组与大红峪组间为假整合接触,高于庄组底部普遍有底砾岩分布。

综上所述,燕山中元古代沉积盆地是在华北地台大规模破裂的背景下形成的,控制盆地的裂陷槽实际上是一支废弃的裂谷。盆地内沉积物以砂岩、页岩为主,上部有少量白云岩,构成潮汐相砂岩-页岩-碳酸盐岩组合。受裂陷槽控制,沉积物几何形态为楔形,沉积物厚度变化大,相变也

大;与裂谷相比,燕山裂陷槽不是以大规模的火山喷发开始,而是以火山喷发而告终。同时,双模式特点也不明显。

2 过渡阶段(1600 ~ 1200 Ma)

过渡阶段即裂陷槽消亡后盆地向克拉通盆地过渡的阶段。

华北地台北缘由于岛弧和洋壳残片拼贴而表现的色尔腾山运动,主要发生在北缘西段^[4-5],而在华北地台北缘东段,则导致燕山裂陷槽的消亡,但是并未经过褶皱回返,仅表现为局部假整合接触。

从高于庄组沉积期开始,燕山裂陷槽裂陷作用明显减弱且趋于消亡,并向克拉通盆地转化,燕山中、新元古代沉积盆地构造性质发生了根本的改变,这充分表现在高于庄组及以后和高于庄组前地层沉积特征的差异上。而高于庄组开始,海域范围便趋于稳定,由高于庄组的海域范围也奠定了蓟县系杨庄组、雾迷山组的海域范围。海水并未完全退出,继而转入高于庄期更大规模的海侵。过渡阶段沉积盆地构造特点是一方面盆地表现出日趋稳定,另一方面还残留了某些裂陷特征。

沉积盆地逐渐趋于稳定,表现在:

(1) 从高于庄组沉积期开始,古海转为碳酸盐盆地,沉积物为碳酸盐岩组合,包括高于庄组的潮汐相-浅海相白云岩-灰岩组合,杨庄组的潮汐相-泻湖相含陆源泥砂白云岩组合,雾迷山组潮汐相白云岩组合。这一大套的碳酸盐岩系分布稳定、相变小,且自盆地边缘向盆地中央沉积相作有规律的变化,典型的潮上、潮间、潮下相潮汐韵律十分发育,其中叠层石等古生物广泛分布。

(2) 从高于庄期开始,发生了大规模的海侵,向西部海侵已达五台山腹地,高于庄组大面积的超覆在基底变质岩系之上;东向山海关古陆的海侵已达渤海湾西部,在蓟县以南、石家庄以东的华北平原的北部第四系覆盖层下也有广泛的分布(图4)。现有资料表明,在燕山地区华北平原北部覆盖层下,高于庄组、杨庄组、雾迷山组形影相随、密不可分,共同构筑了一个分布广泛的、稳定延展的碳酸盐岩盆地,沉积物几何形态也由裂陷槽控制的楔形转为面型展布,从高于庄组及其以前的地层沉积物等厚图上就可看出这一点(图

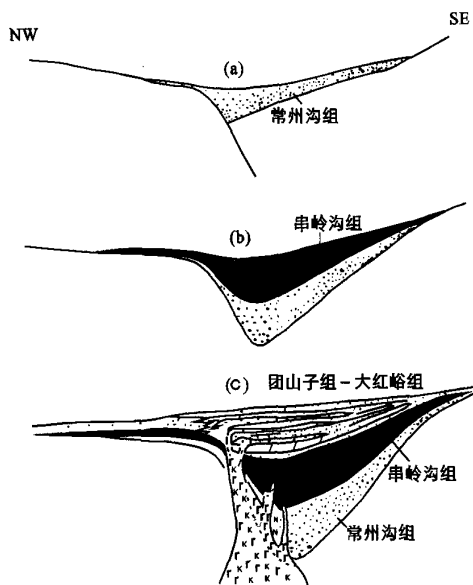


图3 裂陷阶段裂陷作用演化示意图

Fig.3 Evolvement of the chasmic activities
in aulacogen stage

5), 高于庄组的海域范围也奠定了蓟县系杨庄组、雾迷山组的海域范围。这一时期, 古海基本上具有陆表海性质, 沉积了一套以潮汐带清水碳酸盐岩为主的沉积, 其中微生物白云岩十分发育标志着地壳逐渐刚化, 向稳定地台转化。

但是, 另一方面, 控制沉积盆地的构造又显示出尚不完全稳定的特点, 前一阶段裂陷槽的裂陷影响还时隐时现。

(1) 沉积盆地不稳定性, 首先表现在沉积盆地的不均衡升降。

沉积盆地构造凹陷强度体现在沉积物厚度上, 突出表现在原裂陷槽内沉积物厚度巨大。以处在原裂陷槽中心部位的蓟县剖面为例, 高于庄组、杨庄组、雾迷山组三个组厚度就达 5 600 m, 占整个中、上元古界厚度的 3 / 5, 这说明在原裂陷强烈的地区, 盆地凹陷仍较大, 且与原裂陷槽区两侧

的厚度相差悬殊, 这显然是继承了原陷槽区裂陷强烈的特点。

盆地的这种不均衡升降的特点还表现在盆地抬升期, 抬升和间断在盆地边缘表现明显, 如大红峪期末的青龙抬升、高于庄期末的滦县抬升, 而在盆地中部则不明显, 许多地区甚至表现为连续沉积。

(2) 沉积盆地不稳定性, 还表现在沉积物特征和沉积相上, 杨庄组和雾迷山组沉积相变还反映出裂陷槽的影响。

高于庄组的突出特点是碳酸盐盆地受原裂陷槽区持续下沉的影响在盆地中部出现盆地相。高于庄组沉积之初, 古海底由于大红峪组期后的剥蚀作用而准平原化, 所以高于庄组下部的官地亚组沉积时期全区都处于不深的潮汐带环境, 普遍沉积了含硅质条带含叠层石白云岩夹少量泥砂质岩石构成的韵律沉积。潮汐带沉积以潮间带、潮上带为主, 仅官地亚组顶部有少量潮下带沉积。沉积物除近古陆的盆地边缘陆源碎屑增多、地层厚度稍大外, 全区地层厚度变化并不明显。但是, 从桑树鞍山组开始, 盆地内沉陷幅度的差异开始变大, 盆地中部沉积物特征与盆地边缘潮汐带的差异也越来越明显, 发生了深、浅沉积相变。桑树鞍山组盆地中部大面积出现潮下高能带、潮下低能带沉积。张家峪亚组为最大海侵时期, 盆地中部的下段由黑色页岩 - 白云岩 - 灰岩小韵律构成的类复理式沉积, 其中小韵律底部的页岩中常见瘤状灰岩, 它是由深海洋流上升至盆地溶蚀石灰岩的产物, 为最大海侵期的标志^[10]。在区域内表现出在盆地中央深水碳酸盐与盆地边缘浅水潮汐碳酸盐共存

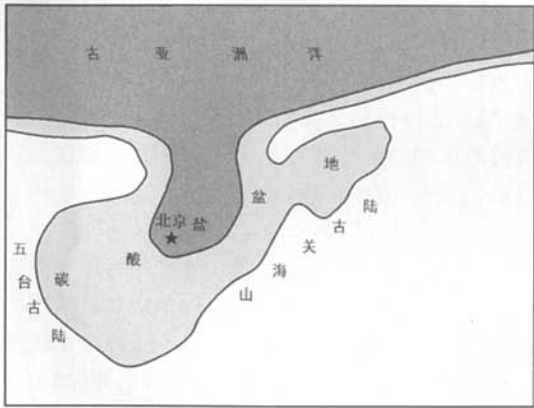


图 4 过渡阶段构造 - 古地理图

Fig.4 Evolvement of the chasmic activities in the transitional stage

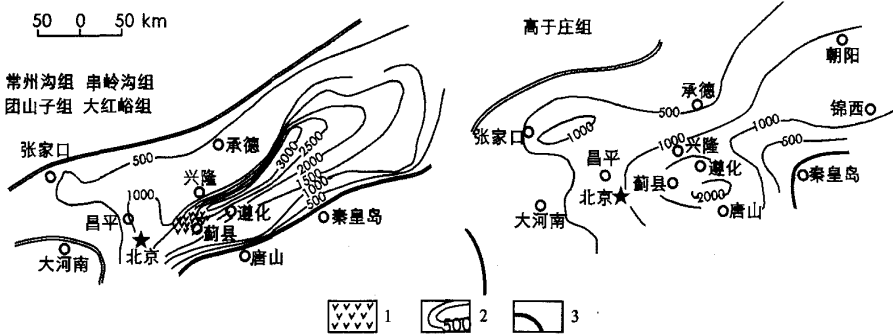


图 5 高于庄组与常州沟组 - 大红峪组地层区域厚度分布特征对比图

Fig. 5 Regional stratum thickness contrast between Gaoyuzhuang Fm. and from Changzhougou to Dahongyu Fms.

1. 火山岩; 2. 等厚线; 3. 古陆边界

的情况。向上经斜坡相至环秀寺亚组潮下相→潮间相→潮上相演变过程,海平面逐渐下降,海水逐渐变浅。高于庄组沉积期末,盆地靠山海关古陆一侧又一次上升,即滦县抬升。

蓟县剖面杨庄组以紫红色粉砂泥质白云岩为其特征性岩石,杨庄组下部和上部还夹有含硅质条带白云岩,构成由灰白色、紫红色粉砂泥质白云岩与含硅质条带、含叠层石白云岩、硅质岩的软硬相间的韵律沉积。但是,杨庄组典型的紫红色粉砂泥质白云岩分布范围局限,它仅是在一个由砂坝和水下隆起与外海分隔开的、靠山海关古陆的泻湖内形成的(图6),这个范围大体与原裂隙槽区相当。杨庄组中部厚大的泻湖盆地相紫红色粉砂泥质白云岩沉积表明,盆地具有持续下沉的特点,而泻湖外的广大海域则无紫红色粉砂泥质白云岩,造成过去长期认为缺失杨庄组沉积。

雾迷山组继承了泻湖受颤动性下沉的特点,形成了巨厚的以微生物白云岩为主的十分发育的韵律沉积,多种特征性的滑动构造发育。

蓟县剖面雾迷山组以地层厚度大、十分发育的往复式韵律、大量的生物碳酸盐岩为其显著特征,3 336 m的地层几乎都是由潮上相→潮间相→潮下相→潮间相→潮上相的韵律构成(图7)。据蓟县剖面统计,韵律多达413个。这些韵律间均有小的沉积间断分隔开,说明这些韵律海平面只作小幅度但是十分频繁的震荡变化,盆地明显表现出颤动性下沉的特点。但是这种五层模式的韵律仅在靠山海关古陆的泻湖内分布,而距古陆更远的泻湖区(如北京的昌平、延庆等地)的韵律底

层和顶层缺失,泻湖则是由分布于更外侧(赤城古子房、承德乌龙矶、平泉水泉沟一带)的、由鲕粒、砂砾屑和陆源砂等构成的砂坝与外海分隔开^[1]。雾迷山组这种五层模式的韵律分布范围大体与原裂隙槽区相当,与杨庄组紫红色粉砂泥质白云岩分布范围相似。

(3) 沉积盆地不稳定性还表现在沉积物中大量的滑动构造出现。这些滑动构造除一般常见的滑塌构造如滑动褶曲、滑动角砾外,还有几种较为特殊的现象:1) 臼齿岩,发育在高于庄组张家峪亚组上部、碳酸盐岩盆地上斜坡相的灰质白云岩层面上(图8)。关于它的成因,笔者趋向于由构造造成。它是碳酸盐盆地上斜坡相的沉积物在半固结状态下受构造影响发生张性破裂,再由后期沉积物填入形成的。从层面上和垂直层面上的特征来看,还基本保留了张性破裂的特征,有的还能看出“多”字形构造(图8a下部),应属震积岩的一种,是盆地构造尚不稳定环境下的产物。2) 板砾状构造在雾迷山组大量发育,在高于庄组、杨庄组中也有发现。上世纪九十年代,我们在研究雾迷山组沉积海泡石矿时,曾对此现象作过观察,发现板砾状构造发育在雾迷山组五层韵律的上层水平硅质条纹白云岩中,它是由水平条纹白云岩碎片以高角度紧密排列堆积而成(图9),纵断面上呈透镜状,底面平整,上部披覆的后期纹层状沉积物作伞状撑起。透镜体厚5~20 cm,长数米到十余米,短的不到一米,两侧与白云岩的水平硅质条纹相衔接。此外,还见到先后形成的三个透镜体侧列叠覆的现象(图10),平面上这些片状板砾

大体有一个排列方向,这些都显示了滑动推挤的方向。据此我们认为它也是构造成因^[11],属震积岩的一种,也是盆地构造尚不稳定环境下的产物。由于板砾状构造多分布在雾迷山组五层韵律的上层含水平硅质条纹白云岩中,因此它所反映的盆地构造颤动正是盆地再次下沉、接受下一个韵律沉积,导致频繁出现韵律的内因。

(4) 从上述过渡阶段盆地构造沉陷强度变化还可以看出,高

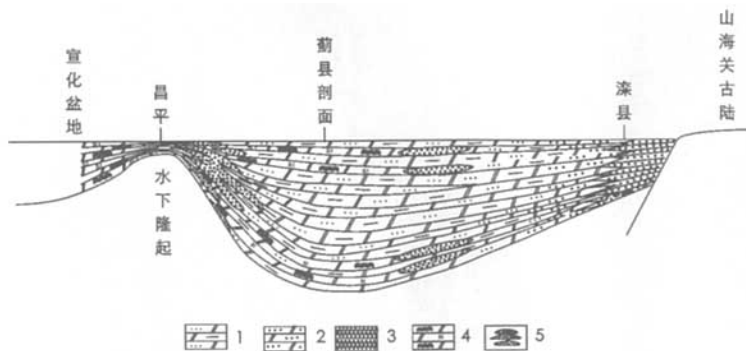


图6 杨庄组沉积相区域相变剖面图

Fig. 6 Regional facies-change section in Yangzhuang Fm.

1. 紫红色粉砂岩泥质白云岩; 2. 紫红色白云质砂岩; 3. 紫红色砂岩; 4. 灰白色含硅质条带叠层石白云岩; 5. 沙坝

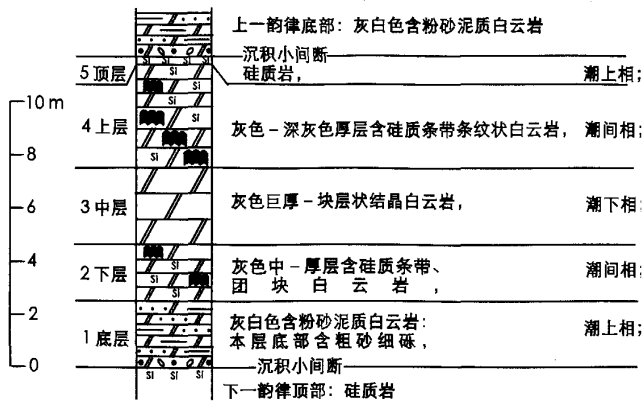


图 7 雾迷山组沉积韵律模式图

Fig. 7 Modal showing the sedimentary rhythm in Wumishan Fm.

于庄组持续强烈下沉至盆地相→杨庄组持续下沉至泻湖相→雾迷山组颤动性下沉的潮汐相的变化过程，显示了盆地的构造活动逐渐减弱的特点（图 11）。

3 克拉通盆地阶段(1200~800 Ma)

自距今 1 200 Ma 以后,华北地台北缘构造格局发生了巨大的变化。随着西伯利亚板块向华北地台下俯冲的加剧,与碰撞造山相关的火山弧型深成岩、碰撞型花岗岩和碰撞后花岗岩相继形成,在华北地台北缘形成十分发育的花岗岩带。它们主要分布在乌兰哈达深大断裂以南的广大地区,少数在白乃庙和温都尔庙一带。代表性岩体有转达营子角闪石英二长岩(1 130 Ma,全岩 Pb-Pb

法)、大石沟白云伟晶花岗岩(889 Ma,全岩 Pb-Pb 法)和大石沟黑云母钾长花岗岩(895 Ma,全岩 Pb-Pb 法)^[12]等。此外,还有少数岩体分布在白乃庙和温都尔庙一带,但规模较小,代表性岩体有申德拉图花斑岩(954 Ma,钾长石、全岩 Pb-Pb 法)和白乃庙石英闪长岩(665 Ma,锆石 U-Pb 法)^[12]以及同时代形成的斜长花岗岩,它们属幔源型和部分改造的花岗岩类。但是从另一方面,在华北地台北缘造山带内尚未发现此时期的地层,由此判断,

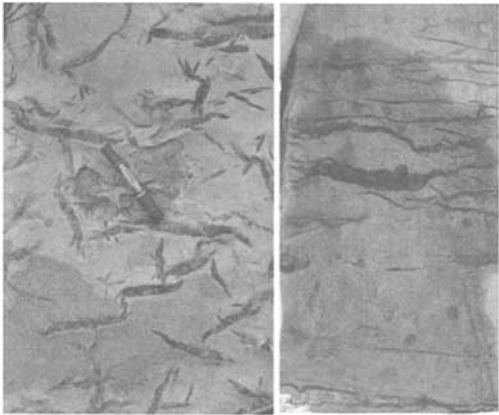


图 8 臼齿岩特征

Fig.8 Photo showing the Molar rock character

a.层面特征; b.垂直层面特征

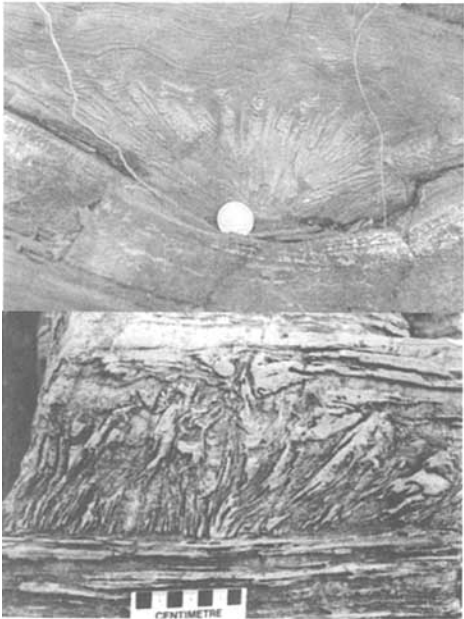


图 9 板砾状构造特征(纵断面)

Fig. 9 Slab-gravel structure character (vertical section)



图 10 先后形成的三个板砾状构造凸镜体滑动叠覆的分布特征

Fig.10 Slipping-overlapping distribution of the 3 slab-gravel-structure-lens bodies

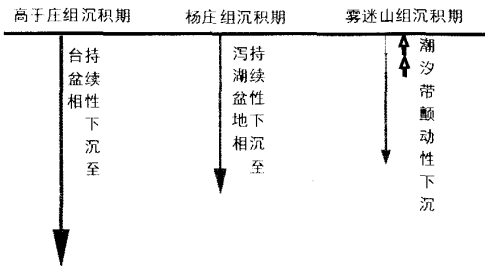


图 11 过渡阶段沉积盆地沉陷强度演化示意图

Fig. 11 Sketch showing the evolution of the sedimentary basin sinking in the transitional stage

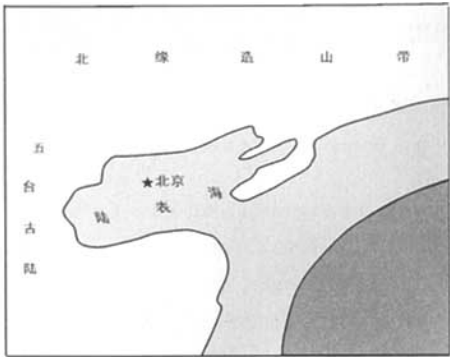


图 12 克拉通盆地阶段构造 - 古地理图

Fig. 12 Tectonic-paleogeographic map in the craton stage

此时亚洲洋已经封闭消失，从而导致燕山新元古代沉积盆地古地理格局发生了根本性的变化：铁岭组至下马岭组沉积时期，承德、兴隆一带逐渐抬起，至青白口纪，盆地北侧与亚洲洋断绝了联系，转而向东与大洋沟通（图 12）。伴随着北缘碰撞造山作用的加剧，以及华北地台南缘扬子地块的俯冲，海盆地逐渐向东迁移，至 800 Ma 退出本区，在徐淮 - 胶辽一带继续接受沉积。新元古代震旦纪，在南、北两侧板块俯冲的夹挤下，华北地台不断抬升，因此缺失震旦系沉积。至寒武纪初期，华北地台才开始了新一轮的大规模海侵。

这里还应指出，1 200 Ma 的界线正好与国际地层委员会关于前寒武纪划分参考方案中所确定

的中元古代与新元古代的分界线年龄（1 267 Ma）接近，而且与作为分界标志的麦肯齐巨型放射状岩墙群大体相当的中元古代基性岩墙群在华北地台基底变质岩系中成群发育，这就更加显现出这一条盆地构造演化阶段界线的重要地质意义。

综上所述，及至新元古代，华北地台地壳进一步稳定，燕山沉积盆地演化成克拉通盆地，沉积了典型的地台盖层沉积。1）沉积物构成稳定的潮汐相砂岩 - 页岩 - 碳酸盐岩构造 - 岩石组合。2）沉积物为典型的面型分布，沉积物厚度小，厚度变化也小，只表现为沉积中心的迁移，在长达 400 Ma 的地质历史时期内，沉积的地层厚度不到 1 100 m。以地层发育较为齐全的蓟县剖面为例，包括洪水庄组、铁岭组和下马岭组、长龙山组、井儿峪组在内，累计厚度为 835.11 m，仅占蓟县中、新元古界总厚度的 9%，其中以下马岭组较厚为 290.02 m，其余四个组大多为 100 ~ 200 m。各组厚度在区域里变化也小。以洪水庄组为例，蓟县剖面为 114.05 m，兴隆县北水泉剖面为 130.15 m，宽城县北杖子剖面为 127.06 m，显示出区域上稳定的特征。3）沉积物岩性单一，相变小，各组的岩性和岩相变化也很小，洪水庄组页岩、下马岭组页岩、长龙山组含海绿石砂岩、粉砂岩、杂色页岩和井儿峪组鸭蛋青色泥灰岩在全区都十分稳定。4）地壳进一步稳定的结果，盆地表现出整体同升同降的特点，形成区域性的间断面，如铁岭中期的铁岭上升、铁岭期末的芹峪上升，青白口纪下马岭期末的蓟县上升以及青白口纪末的蓟县运动^[3]，在整个燕山地区都可以见到。

参考文献

[1] 王鸿祯, 乔秀夫. 中国元古代构造单元及边界性质[A]. 前寒武纪地质, 第 3 号, 国际晚前寒武纪地质讨论会论文选集[C]. 北京: 地质出版社, 1987, 1 - 14.

[2] 陈晋镛. 中朝准地台中 - 末元古代地质演化的探讨[J]. 地质论评, 1983, 29(1): 26 - 32.

- [3] 温献德. 华北北部中、上元古界的大陆裂谷模式和地层划分[J]. 前寒武纪研究进展, 1997, 20(3): 21-28.
- [4] 白瑾, 黄学光, 戴凤岩, 等. 中国前寒武纪地壳演化[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [5] 白瑾, 黄学光, 王惠初, 等. 中国前寒武纪地壳演化(第二版)[M]. 北京: 地质出版社, 1996.
- [6] 任富根. 蓟县大红峪组火山-沉积岩系的基本特征[J]. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 第 16 号, 北京: 地质出版社, 1986, 91-108.
- [7] 任富根. 蓟县大红峪组火山--侵入岩浆活动问题[J]. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 第 16 号, 北京: 地质出版社, 1986, 109-122.
- [8] 陆松年, 李惠民. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确年龄 [J]. 中国地质科学院院报, 第 22 号, 北京: 地质出版社, 1991, 109-122.
- [9] 李怀坤, 李惠民, 陆松年. 长城系团山子组火山岩颗粒锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. 地球化学, 1995, 1(24): 43-48.
- [10] 黄学光. 燕山中段高原组桑树砭沉积期岩相古地理演化特征[J]. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 第 13 号, 北京: 地质出版社, 1983.
- [11] 黄学光, 贺玉贞, 王亚烈, 等. 华北海泡石矿-产状、成因和用途[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1-32.
- [12] 聂凤军, 裴荣富, 吴良士, 等. 内蒙古中南部古陆边缘花岗岩类及其演化[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, 第 1 号, 北京: 地质出版社, 1992.
- [13] 陈晋镛, 张惠民, 朱士兴, 等. 蓟县震旦亚界研究[A]. 中国震旦亚界[C]. 天津: 天津科学技术出版社, 1980, 56-114.

Tectonic Evolution of the Meso-Neoproterozoic Sedimentary Basin in Yanshan Range

HUANG Xue-guang

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China)

Abstract: The Meso-Neoproterozoic sedimentary basin in Yanshan Range is a long live one about 1 000 Ma. Controlled by tectonic environment in the northern edge of the North China Platform, the basin underwent 3 evolutionary stages during its development. The first is aulacogen stage (1 800 ~ 1 600 Ma) in which an oblique graben-shaped-sphenoid trough was formed in northeastern direction. The volcanic action in the Tuanshanzi and Dahongyu Formations is the mark of the highest peak of the chasmic activity. And then, the aulacogen was consumed rapidly because of the first consumption of the palaeo-ocean plate on the north of the North China Platform, and became a discarded rift. The second one is transitional stage (1 600 ~ 1 200 Ma), in which the basin changed into a craton basin since the aulacogen was consumed. The tectonic in this stage was characterized by that the basin became stable gradually on one hand, and some marks of the chasmic activity were remained on other hand. The third one is craton stage, in which the typical sedimentary cover of platform were formed with stable small thickness and little facies change. In addition, the basin showed rise and subsidence simultaneously, and formed some regional sedimentary break. And then, the Ancient Asia Ocean to the north of the North China Platform was closed, and the palaeo-geographic pattern was essentially changed and the palaeo-basin turned to link up the eastern ocean.

Key words: Yanshan range; Meso- Neoproterozoic; sedimentary basin; tectonic evolution