

文章编号: 1009-3850(2012)02-0011-12

燕辽裂陷槽中元古界不整合面的性质

曲永强¹, 潘建国¹, 梁利东², 杨祖锋³, 王海龙¹

(1. 中国石油勘探开发研究院西北分院, 甘肃 兰州 710020; 2. 中国建筑材料工业地质勘查中心宁夏总队, 宁夏 银川 750021; 3. 重庆市地质矿产勘查开发局 107 地质队, 重庆 401120)

摘要: 燕辽裂陷槽中元古代沉积层序中出现多个沉积间断和不整合面。本次研究对其中的 5 个不整合面进行野外考察, 分析其地质特征并进行地层对比, 最后判断其性质。大红峪组底部、高于庄组底部和杨庄组底部的不整合面是沉积属性, 其中大红峪组底部不整合面是海侵超覆沉积的结果, 高于庄组底部和杨庄组底部的不整合面由海平面升降变化所引起; 铁岭组顶部和下马岭组顶部不整合面是构造属性, 系大规模的抬升运动所造成。

关键词: 燕辽裂陷槽; 中元古界; 不整合面; 海侵超覆; 构造抬升

中图分类号: P534.3

文献标识码: A

前人对燕辽裂陷槽中元古界层序内部的不整合面已进行过许多研究和论述, 但对其解释存在不同的观点。常绍泉等^[1]在兴城小盖州村西磨盘山中元古界剖面中部发现一层砾岩, 认为这套砾岩指示大红峪组沉积之前曾发生过一次构造运动, 并据此命名了“兴城运动”。在考察了锦西葫芦岛剖面后, 常绍泉等^[2]又进一步阐述了“兴城运动”的意义。刘鸿允等^[3]同意常绍泉等的观点, 认为“兴城运动”是一次区域性构造事件。张焕翹^[4]进一步认为“兴城运动”不仅仅导致地壳的抬升, 而且还造成部分地区发生褶皱。然而, 陈晋镛等^[5]则认为大红峪组下部的不整合面是沉积盆地扩大而引起的海侵超覆沉积现象, 不代表通常含义上的构造运动。刘波^[6]对“兴城运动”的构造意义也持否定态度。“青龙上升”被认为是发生在高于庄组沉积之前的一次构造运动, 它造成高于庄组与下伏大红峪组呈区域性假整合接触^[5, 7], 如在太行-五台区可看到高于庄组超覆在下伏地层之上的现象^[8]。黄学光^[9]

认为“青龙上升”是盆地基底不均衡升降的表现。在冀东滦县桃园, 杨庄组底部发育两层砾岩。陈晋镛等^[5]认为它们代表一种沉积间断, 并将其定义为“滦县上升”。洪作民^[8]把辽西地区杨庄组底部的角砾状灰岩也归因构造抬升的结果, 并将该构造抬升定义为“杨庄上升”, 与“滦县上升”相对应。黄学光^[9]认为“滦县上升”造成了当时盆地的不均衡沉降。“芹峪上升”由乔秀夫命名^[10], 认为其代表一次大规模地壳上升过程, 造成区域性平行不整合面, 并且在局部地区还出现角度不整合。王鸿祯^[11]也认为“芹峪上升”是一次强烈的构造事件。“蔚县运动”发生于下马岭组与上覆龙山组之间, 被广泛认为代表一次强烈和长期的地壳抬升过程^[12]。上述研究表明, 关于华北地块北缘中元古界内部和顶面 5 个不整合面形成的原因目前还存在分歧。本次研究通过野外对数十条实测剖面的观察和测量, 认真研究了上述几个不整合面的野外地质特征及其空间变化, 对这些不整合面的性质进行了界定。

收稿日期: 2011-05-30; 改回日期: 2011-06-20

作者简介: 曲永强(1982-), 男, 硕士, 主要从事石油地质综合研究。E-mail: Hqyq214@163.com

资助项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q04-04) 资助

1 地层简介

经历了吕梁运动后,华北地块成为全球 Columbia 超大陆的一部分^[13-15]。自古元古代后期,华北地块南、北边缘处于伸展构造环境并形成许多裂谷盆地^[16-17]。华北地块北缘中元古界长城系和蓟县系正是在这样一种伸展构造背景下形成和发展的^[18-21]。燕辽裂陷槽^[21-28]发育于燕山-辽西地区,其中长城系和蓟县系为一套巨厚的碎屑岩和碳酸盐岩组合,地层厚度达 9000 余米^[5 29]。图 1 显示了华北地块北缘中、新元古界残余地层的空间分布。河北蓟县中、新元古界残留厚度最大,但向东到黄骅、秦皇岛,向西到大同、阳泉一线,向南到石

家庄附近,残留地层逐渐减薄和尖灭。另外,内蒙一带也残留许多中、新元古代地层(图 1),它们被认为代表另一个中元古代裂谷盆地的沉积,即白云鄂博-渣尔泰裂谷带^[24-25 28]。

长城系自下而上由常州沟组、串岭沟组、团山子组和大红峪组组成(图 2),主要为一套浅海碎屑岩和碳酸盐岩组合,分布范围广,沉积厚度大于 2600m^[5]。蓟县系自下而上由高于庄组、杨庄组、雾迷山组、洪水庄组和铁岭组组成(图 2),厚度达 6000m 左右^[5],下部为碳酸盐岩,上部为一套页岩、泥质白云岩和砂岩组合。青白口系自下而上为龙山组和景儿峪组(图 2),岩性以砂岩和页岩为主,夹少量碳酸盐岩,厚度小于 400m^[5]。值得注意的是,

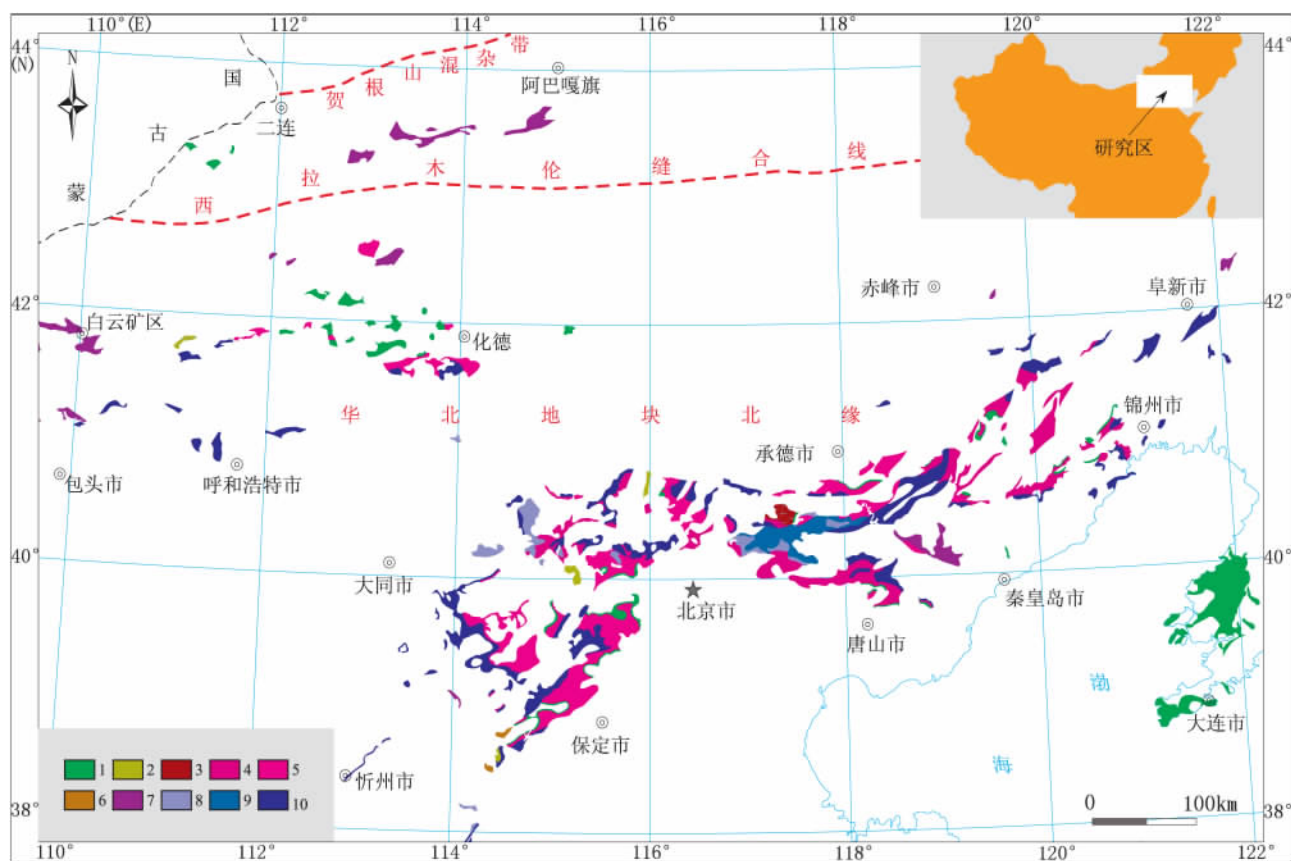


图 1 华北地块北缘中、新元古界残留地层分布图

1. 青白口系并层或不分; 2. 蓟县系-青白口系; 3. 洪水庄组-铁岭组; 4. 杨庄组-雾迷山组; 5. 蓟县系并层或不分; 6. 长城系-青白口系并层或不分; 7. 长城系-蓟县系并层或不分; 8. 大红峪组-高于庄组; 9. 常州沟组-串岭沟组-团山子组; 10. 长城系并层或不分

Fig. 1 Distribution of the Mesoproterozoic and Neoproterozoic residual strata on the northern margin of the North China Block

1 = Qingbaikouan strata, not divided; 2 = Jixianian-Qingbaikouan strata; 3 = Hongshuizhuang Formation-Tieling Formation; 4 = Yangzhuang Formation-Wumishan Formation; 5 = Jixianian strata, not divided; 6 = Changchengian-Qingbaikouan strata, not divided; 7 = Changchengian-Jixianian strata, not divided; 8 = Dahongyu Formation-Gaoyuzhuang Formation; 9 = Changzhougou Formation-Chuanlinggou Formation-Tuanshanzi Formation; 10 = Changchengian strata, not divided

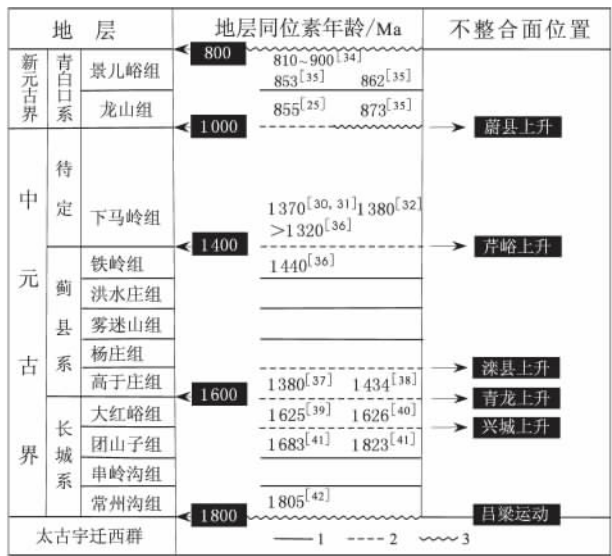


图2 燕辽裂陷槽中、新元古界层序及不整合面位置

1. 整合接触; 2. 平行不整合接触; 3. 角度不整合接触

Fig. 2 Mesoproterozoic and Neoproterozoic sequences and position of the unconformities in the Yanliao rift trough

1 = conformity; 2 = parallel unconformity; 3 = angular unconformity

最近对下马岭组内部火山岩的定年结果证明下马岭组应属于中元古界,其锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1368 \pm 12 \text{ Ma}^{[30]}$, $1366 \pm 9 \text{ Ma}^{[31]}$, $1380 \pm 36 \text{ Ma} \sim 1379 \pm 12 \text{ Ma}^{[32]}$ 。根据下马岭组最新年龄数据,乔

秀夫等认为应对华北地块北缘中、新元古代地层进行重新划分,并将下马岭组置于新建立的“西山系”的下部^[33]。图2表示了华北地块北缘中、新元古代地层层序、同位素年龄数据和不整合面的位置。

2 不整合面

图2显示了燕辽裂陷槽中、新元古界层序中几个主要不整合面的地层位置以及所对应的“构造运动”。我们研究的主要不整合面分别出现在:大红峪组与下伏地层之间(“兴城上升”^[1]);高于庄组与下伏地层之间(“青龙上升”^[5]);杨庄组与下伏地层之间(“滦县上升”^[5]);下马岭组与下伏地层之间(“芹峪上升”^[10]);以及龙山组与下伏地层之间(“蔚县上升”^[12])。对于这些不整合面的研究,我们主要详细记录并建立了针对每个剖面点的柱状图,剖面点几乎遍布整个燕辽裂陷槽,选择合适的剖面线开展地层对比,并结合地层接触关系、地层沉积厚度以及对相关岩组的沉积相分析,对每个不整合面的地质特征进行描述并判断其性质。

2.1 大红峪组底部界面

研究选择的承德姚家沟-滦县桃园的剖面对比线如图3所示。

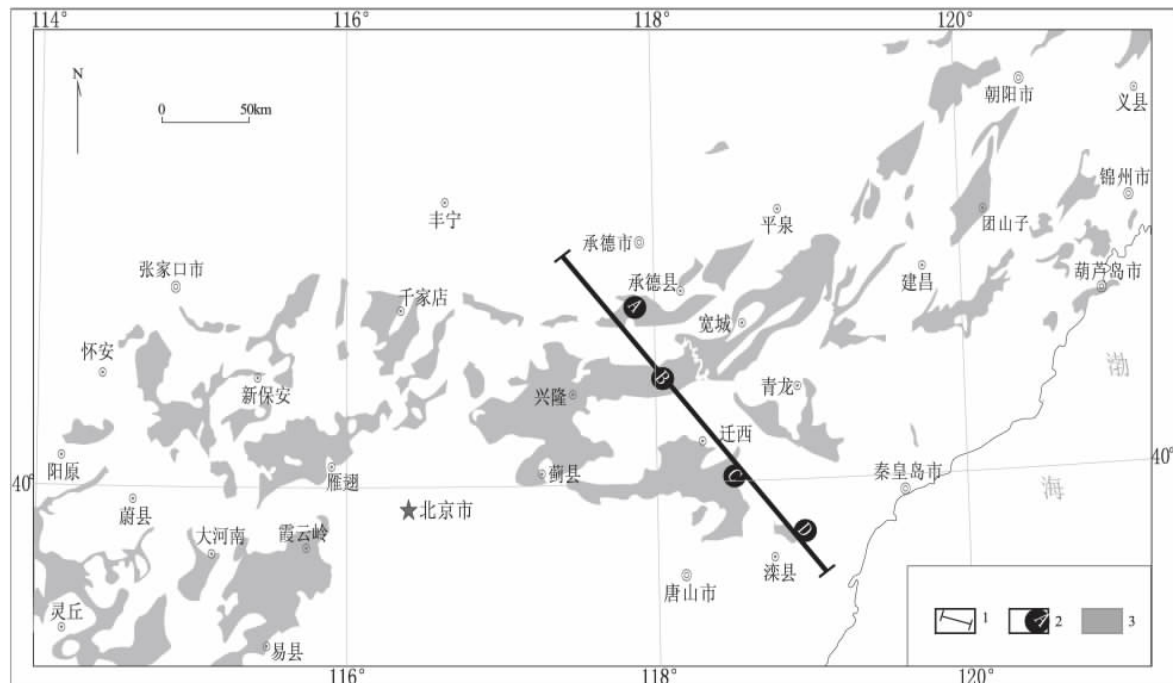


图3 大红峪组及下伏地层对比剖面线位置图

1. 剖面线; 2. 剖面点; 3. 中、新元古代残留地层

Fig. 3 Diagram showing the position of the profiles for stratigraphic correlation between the Dahongyu Formation and its underlying strata

1 = profile line; 2 = profile site; 3 = Mesoproterozoic and Neoproterozoic residual strata

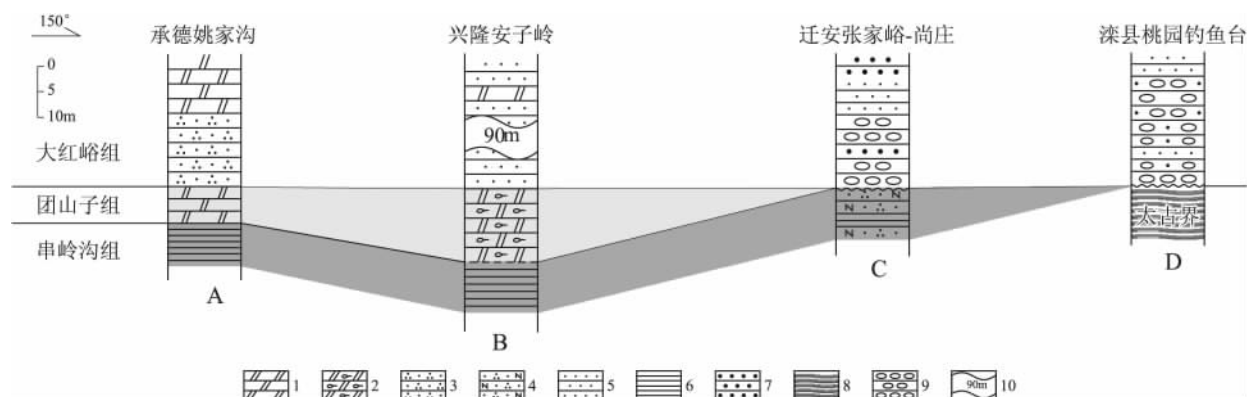


图4 大红峪组及下伏不同地层柱状对比图

1. 白云岩; 2. 含燧石条带白云岩; 3. 石英砂岩; 4. 长石石英砂岩; 5. 砂岩; 6. 页岩; 7. 粗砂岩; 8. 片麻岩; 9. 砾岩; 10. 省略厚度

Fig. 4 Stratigraphic columnar correlation between the Dahongyu Formation and its underlying strata

1 = dolostone; 2 = dolostone with flint bands; 3 = quartz sandstone; 4 = feldspathic quartz sandstone; 5 = sandstone; 6 = shale; 7 = coarse-grained sandstone; 8 = gneiss; 9 = conglomerate; 10 = elliptical thickness

该对比剖面线穿越整个盆地,并几乎垂直于盆地的走向,因此对盆地格架能有较好的控制。剖面线长约200km,走向150°。图3中的A、B点为整合关系位置,C、D点为角度不整合。我们提取上述4个剖面点进行地层对比,获得的结果如图4。

从图4可以看出,团山子组在兴隆一带沉积厚度较大,而到迁安则无沉积记录,到承德一带厚度有所减薄。同样,串岭沟组在承德-迁安均有沉积,而至滦县附近则缺失。大红峪组在整个剖面线都有沉积,且厚度较大,只是下伏地层有所不同,兴隆安子岭成为该剖面线上盆地的中心位置。这样,盆地格架及形状可以大体的表达出来,即承德-兴隆一带为盆地中心,迁安-滦县一带为盆地边缘,大红峪组较为明显的向盆地东南方向超覆。

沉积相分析结果指示,串岭沟组在承德-兴隆一带为较深水陆棚环境的泥页岩相,在迁安附近为潮间-潮下带的长石石英砂岩相。因此,在串岭沟组沉积期,承德姚家沟-兴隆安子岭一线为盆地中心,而迁安张家峪附近则为盆地边缘相。同样大红峪组在承德-兴隆一带为滨海环境砂岩及石英砂岩,在迁安-滦县一带为滨岸砾岩,即大红峪组向东南方向变浅。这一结论同样支持了大红峪组向盆地边部超覆的观点。

综上所述,大红峪组底部界面在盆地中心范围内为整合接触关系,在盆地边缘以及南东扩展方向,大红峪组超覆在老地层之上。因此,大红峪组下面的不整合面不代表一次强烈的构造运动,而是

海侵超覆沉积的结果。

2.2 高于庄组底部界面

从灵丘到锦州做一条剖面线,选择剖面线上的9个剖面点(A-I)进行研究对比(图5)。

剖面线走向近北东向,从山西东部一直到辽宁西部,长约600km,途经灵丘、涞水、霞云岭、北京、蓟县、宽城、青龙、建昌、兴城,直达锦州。沿该对比剖面线既有整合接触剖面点,又有平行不整合剖面点,甚至有角度不整合剖面点。其中在B、C、F、G、I 5个点,高于庄组与下伏地层为整合接触;在D、E、H 3个点,高于庄组与下伏地层为平行不整合接触;在A点,高于庄组与下伏地层为角度不整合接触。地层对比结果如图6。

从图6可以看出,大红峪组在宽城县附近沉积厚度较大,并且与团山子组直接接触,而在其它地方均沉积在太古界之上。从涞水的其中口向西,大红峪组沉积厚度有减薄的趋势,达灵丘石磊村大红峪组无沉积记录。从整条剖面线来看,大红峪组表现为沉积厚度不均,指示当时高地与洼地的沉积地貌。在整个大红峪组沉积范围内,北京西山霞云岭、宽城县孤山子、青龙石岭灰石沟附近,大红峪组沉积厚度较大,指示洼地范围。在昌平区虎峪、平谷县将军关、建昌韩家庄附近,大红峪组沉积厚度较小,反映相对高地。高于庄组在整条剖面线上均有沉积,且除了在灵丘石磊村超覆于太古界上之外,它的下伏地层均为大红峪组。所以,灵丘石磊村附近可以作为此阶段盆地的西缘,而从涞水其中

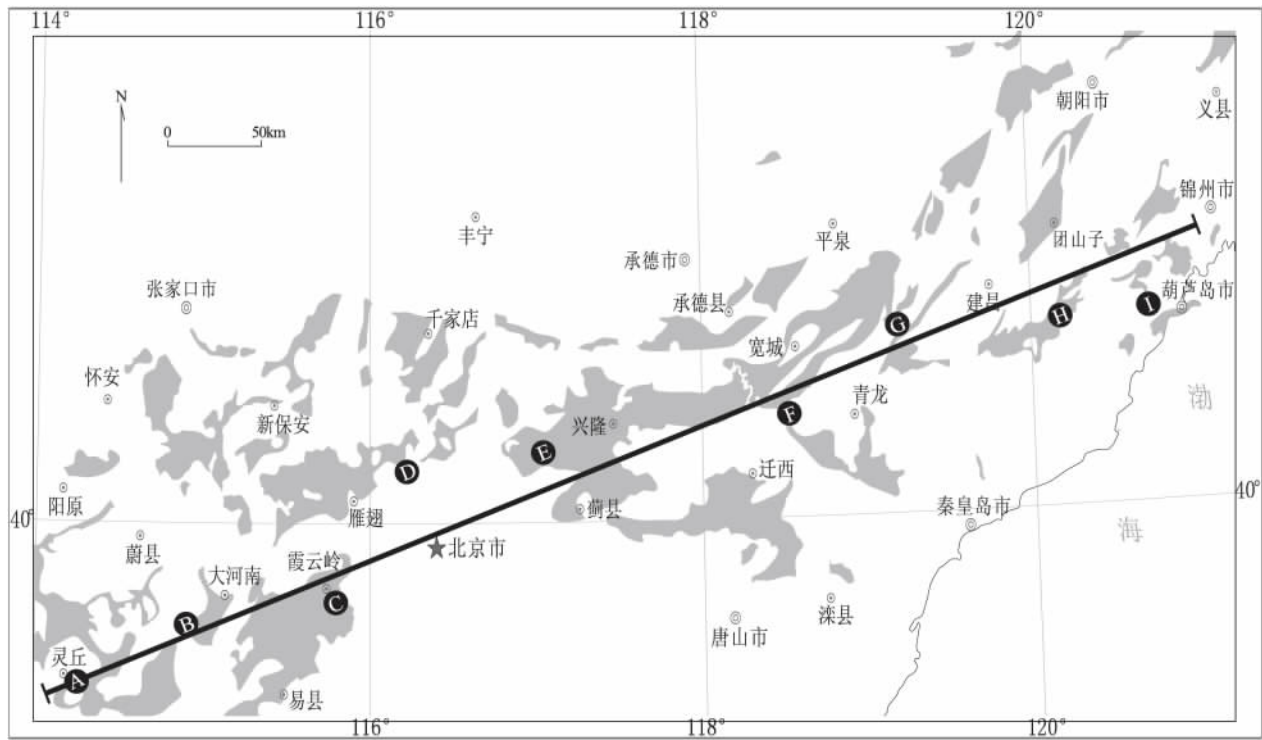


图5 高于庄组及下伏地层对比剖面线位置图(图例见图3)

Fig. 5 Diagram showing the position of the profiles for stratigraphic correlation between the Gaoyuzhuang Formation and its underlying strata (symbols as in Fig. 3)

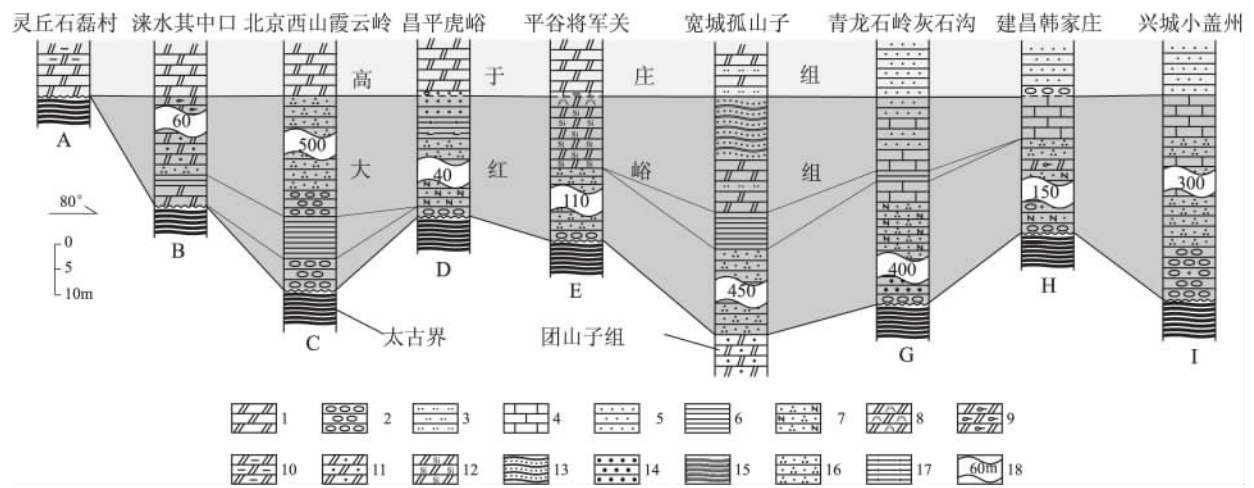


图6 高于庄组与下伏不同地层柱状对比图

1. 白云岩; 2. 砾岩; 3. 粉砂岩; 4. 灰岩; 5. 砂岩; 6. 页岩; 7. 长石石英砂岩; 8. 含叠层石白云岩; 9. 含燧石条带白云岩; 10. 泥质白云岩; 11. 砂质白云岩; 12. 硅质白云岩; 13. 石英岩; 14. 粗砂岩; 15. 片麻岩; 16. 石英砂岩; 17. 砂质页岩; 18. 省略厚度

Fig. 6 Stratigraphic columnar correlation between the Gaoyuzhuang Formation and its underlying strata

1 = dolomite; 2 = conglomerate; 3 = siltstone; 4 = limestone; 5 = sandstone; 6 = shale; 7 = feldspathic quartz sandstone; 8 = stromatolite-bearing dolomite; 9 = dolomite with flint bands; 10 = muddy dolomite; 11 = sandy dolomite; 12 = siliceous dolomite; 13 = quartzite; 14 = coarse-grained sandstone; 15 = gneiss; 16 = quartz sandstone; 17 = sandy shale; 18 = elliptical thickness

口到兴城县小盖州,皆为盆地的内部,只是盆地内部地势起伏不平,有高地与洼地之分。

关于高于庄组与大红峪组的沉积环境,前人已经作了详细的研究^[7,9,20,23-27]。如图6,除了在宽城附近,大红峪组在其它剖面点均超覆于太古界之上,并且普遍存在底砾岩。高于庄组的岩性简单,为砂岩和白云岩,总体环境为滨海-浅海相。在建昌韩家庄,高于庄组滨海相砂岩及薄层底砾岩覆盖于大红峪组浅海相白云岩之上。此界面上下沉积环境变化较大,可视为一突变面,表明曾经有过沉积间断。在平谷县将军关,大红峪组顶部滨海相含叠层石白云岩存在明显的剥蚀面,叠层石被削顶,证明此处发生过沉积间断。在昌平区虎峪,高于庄组浅海相白云岩覆于大红峪组滨海相砂岩之上,为连续沉积。从兴城县小盖州到宽城县孤山子,高于庄组主要表现为滨海相砂岩,从平谷县将军关到灵丘石磊村,高于庄组为浅海相白云岩。由于灵丘附近为盆地西缘,所以一次海侵不可能造成这样的结果。因此,从兴城县小盖州到宽城县孤山子,只是发生了小规模的海侵,也就是初始海侵造成了滨海相砂岩的沉积。此次海侵并没有达到剖面线左半部分。随后大规模的海进向西达到灵丘石磊村附近,沉积了从平谷县将军关到灵丘石磊村的高于庄组浅海相白云岩。在灵丘石磊村,高于庄组超覆于太古界之上。1:20万广灵幅^[43]地质图上注明高于庄组与太古界之间有一层砾岩,但是我们在野外工作过程中并没有找到这层底砾岩。根据沉积环境的分析,我们认为高于庄组发生了向盆地边缘的超覆。剖面线内部沉积相进一步显示,初始海侵仅覆盖了其右半部分,左半部分在该时期更接近于盆地的南缘。

对于盆地内部高地的形成时间可作以下简要分析(图6)。如果这些高地是后期抬升造成的,则地层柱下部分每个岩性段,或同时形成的岩层组的厚度应该差不多。然而,从图6中可以看出,大红峪组每个岩性柱下部标志层的厚度差异很大。在涞水其中口到昌平区虎峪低洼区,选择砾岩与页岩这两层标志层进行对比,可以看出,在低地的中心位置,即北京西山霞云岭,砾岩与页岩厚度较大,可达十几米。而在两侧洼地边缘地区,所对应的岩性都比较薄或不存在。同样,在平谷县将军关到建昌韩家庄洼地,标志层砂砾岩与页岩的厚度差异也较大:在平谷县将军关,大红峪组下部砂砾岩厚度为110m左右;宽城县孤山子大红峪组下部砂砾岩厚度可达450m;在青龙石岭灰石沟,该标志层厚约

400m;在建昌韩家庄,这层砂砾岩则仅为150m左右。同样,另外一个标志层,即页岩,也是在洼地的中心位置较厚。所以,这些高地不是构造抬升引起的,应该是盆地内部本来沉积地貌,或者说这些高地的形成早于大红峪组的沉积。

总之,我们认为依据高于庄组底部不整合面所定义的“青龙上升”并不代表一次区域性构造抬升,它是海平面升降变化的影响,是海侵向更大范围扩展导致高于庄组向盆地边缘不断超覆沉积的结果。

2.3 杨庄组底部界面

滦县桃园杨庄组底部砾岩(图4)被认为是代表所谓“滦县上升”的最重要的依据^[5]。我们的野外调查结果揭示,砾岩砾石成分以片麻岩和火山岩为主,砾石磨圆度好,厚2~3m,其上覆和下伏层皆为白云岩,不同岩相之间没有剥蚀现象。对叠瓦状砾石的测量和古流向恢复的结果指示,砾石来自于东南部(图7)。我们认为滦县桃园杨庄组底部的砾岩仅代表当时盆地的边缘沉积,并以滦县东南部为物源区。

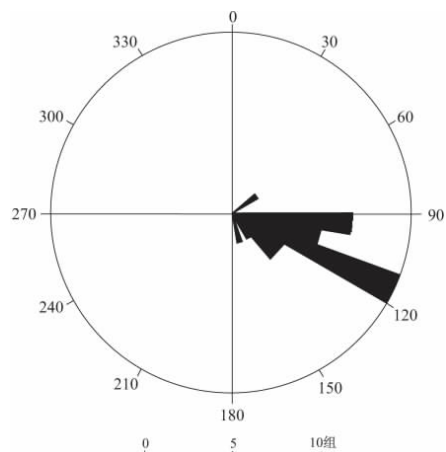


图7 滦县桃园杨庄组底部砾石扁平面玫瑰花图

Fig. 7 Rose diagram of the gravel flat surface at the bottom of the Yangzhuang Formation in Taoyuan, Luanxian

下面我们挑选穿越了从承德县沙金口到滦县桃园的一条剖面线,对其上5个剖面点进行研究对比(图8)。

剖面线接近于南北走向,从承德市北东部到渤海湾西部,长约200km,几乎垂直于盆地的展布方向。剖面线所经地点,即承德、宽城、青龙、迁西、滦县,均为中、新元古代地层出露地带。在剖面线上的剖面点A-E中(图8),只有C点为不整合剖面点,杨庄组平行不整合覆于高于庄组之上,其余4个点均为整合接触关系。现将这5个点进行地层对比(图9)。

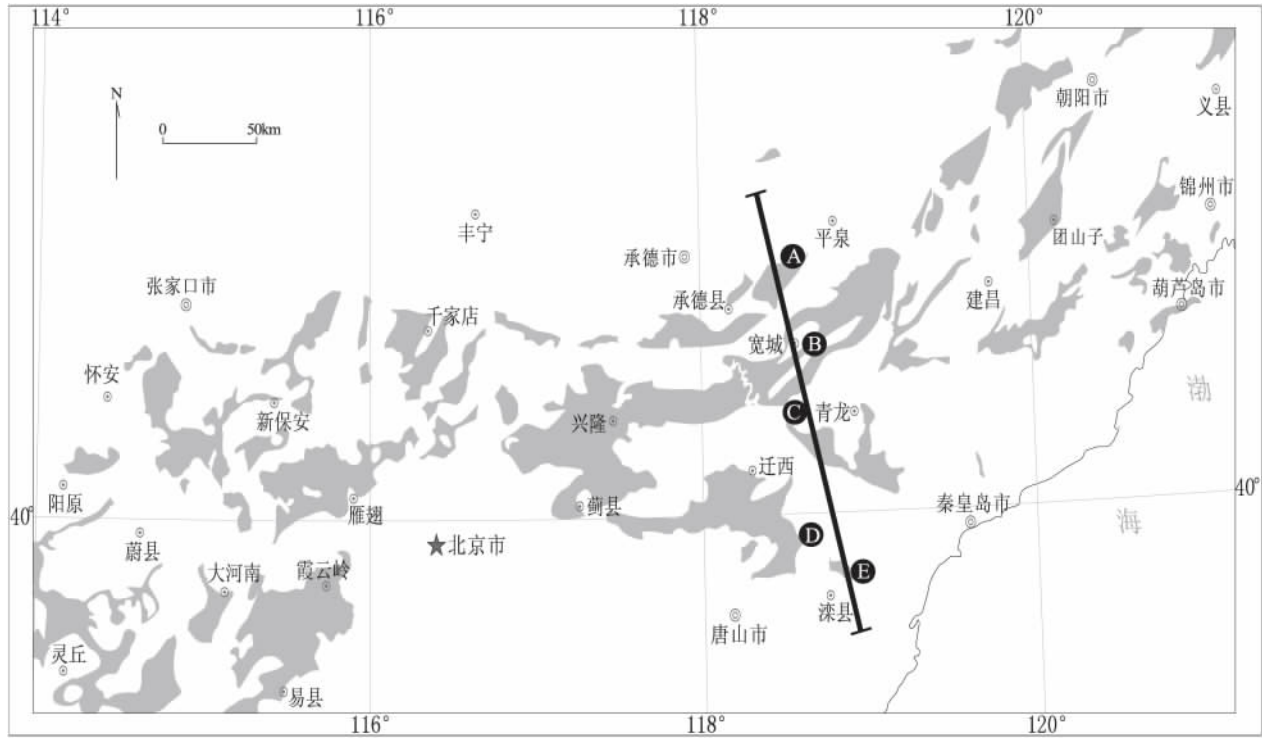


图 8 杨庄组及下伏地层对比剖面线位置图(图例见图 3)

Fig. 8 Diagram showing the position of the profiles for stratigraphic correlation between the Yangzhuang Formation and its underlying strata (symbols as in Fig. 3)

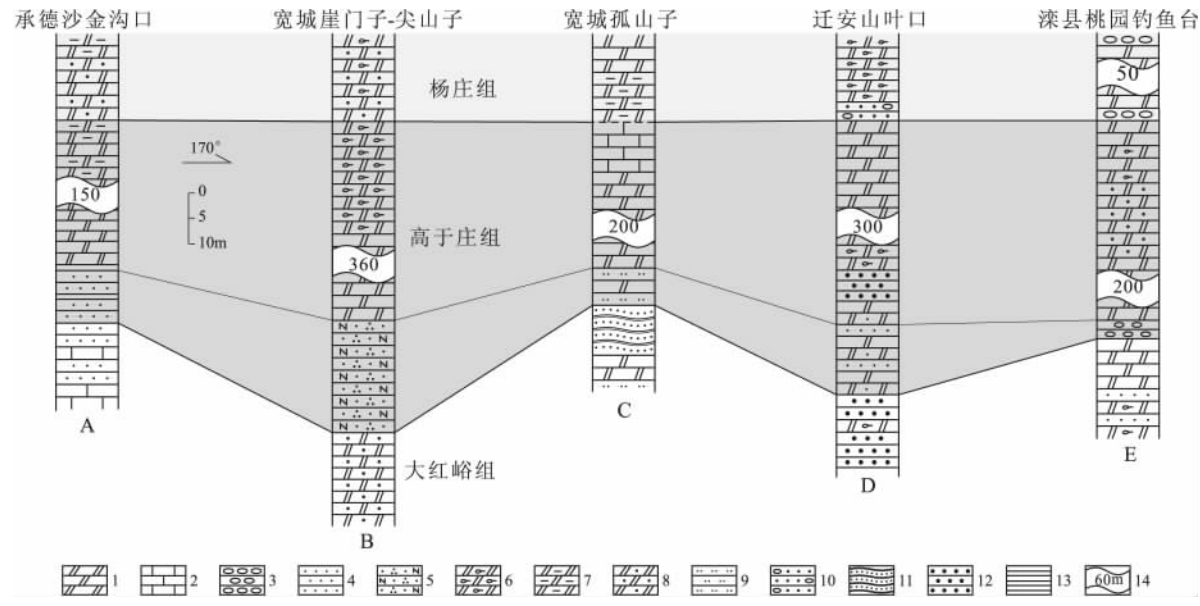


图 9 杨庄组与下伏地层柱状对比图

1. 白云岩; 2. 灰岩; 3. 砾岩; 4. 砂岩; 5. 长石英砂岩; 6. 燧石条带白云岩; 7. 泥质白云岩; 8. 砂质白云岩; 9. 粉砂岩; 10. 砂砾岩; 11. 石英岩; 12. 粗砂岩; 13. 页岩; 14. 省略厚度

Fig. 9 Stratigraphic columnar correlation between the Yangzhuang Formation and its underlying strata

1 = dolostone; 2 = limestone; 3 = conglomerate; 4 = sandstone; 5 = feldspathic quartz sandstone; 6 = dolostone with flint bands; 7 = muddy dolostone; 8 = sandy dolostone; 9 = siltstone; 10 = sandy conglomerate; 11 = quartzite; 12 = coarse-grained sandstone; 13 = shale; 14 = elliptical thickness

从图9中可以看出,这5个剖面都没有缺失相应的地层,即杨庄组下伏高于庄组,高于庄组下伏大红峪组。在承德县沙金沟口,高于庄组沉积厚度约为180m,其中厚层白云岩厚度可达150m。在宽城崖门子-尖山子,高于庄组沉积厚度较大,可达400m,指示此处为一明显的洼地。在宽城县孤山子,高于庄组沉积厚度减薄,约220m,仅为洼地厚度的一半左右,表明此处为相对高地。在迁安山叶口,沉积物厚度又开始变大,接近上一洼地的厚度。在滦县桃园钓鱼台,高于庄组沉积厚度又开始增加,厚度与上一高地,即宽城县孤山子,大致相同。厚度对比结果指示盆地内部高低起伏不平,但对于盆地的边缘则不能简单根据厚度来判断沉积地貌。

杨庄组总体为潮间-潮上带潟湖相^[5 9 26],高于庄组为滨海-浅海相^[5 7 9 20 26],也就是说杨庄组沉积期水位相对于高于庄组变浅。从图9也可以看出,除了宽城县孤山子这一剖面点外,杨庄组底部在其余地区均表现为环境变浅的沉积相。例如杨庄组底部在A、B点为含砂白云岩;在D、E点,底部为砾岩和砂砾岩。而在该界面之下均为代表着较深水环境的高于庄组滨浅海相白云岩。所以,根据地层对比我们可以确定,高于庄组沉积之后海平面发生了下降。然而,对于宽城县孤山子杨庄组与高于庄组之间的沉积间断,单纯利用剖面对比还不能够确

定它的存在。从图9可以发现,承德县沙金沟口-宽城县孤山子杨庄组底部岩相与剖面线右侧部分有较大差异。迁安山叶口-滦县桃园钓鱼台杨庄组底部有砾岩存在,代表着盆地边缘相沉积,说明海水从剖面线左侧向右侧变浅,并且在滦县桃园附近达到盆地的边缘。此外,在滦县桃园附近根据杨庄组底部砾石扁平面恢复了当时古水流方向,指示物源从南东向盆地较深处提供,结果与该沉积相恢复的结果一致。

综上所述,我们认为杨庄组与雾迷山组之间并不存在由构造变形所造成的一个区域不整合面,而是盆地内部存在高地与洼地之分。海平面的升降变化是导致这一间断面形成的原因。

2.4 下马岭组底部界面

选择宣化赵家口到丰润古人庄一线作为剖面线(图10)。

剖面线走向130°,从河北与山西交界处直达渤海湾西部,长约450km,近乎垂直于盆地的展布方向。如图10所示,下马岭组与铁岭组在A剖面点为平行不整合接触,接触面不含风化壳;在B、C、D、E剖面点,下马岭组与铁岭组也为平行不整合接触,但界面之上存在风化壳;在F点,界面类型为角度不整合接触,龙山组直接覆盖在长城系的雾迷山组之上。

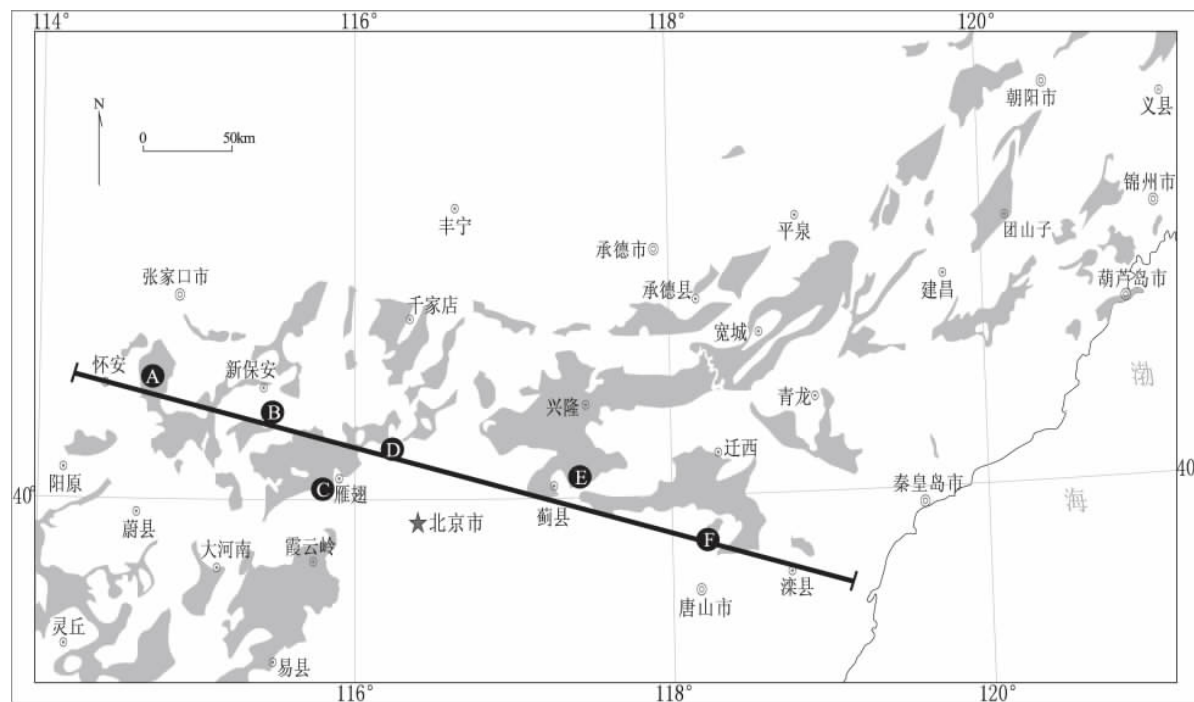


图10 下马岭组及上下地层对比剖面线位置图(图例见图3)

Fig. 10 Diagram showing the position of the profiles for stratigraphic correlation between the Xiamaling Formation and its overlying and underlying strata (symbols as in Fig. 3)

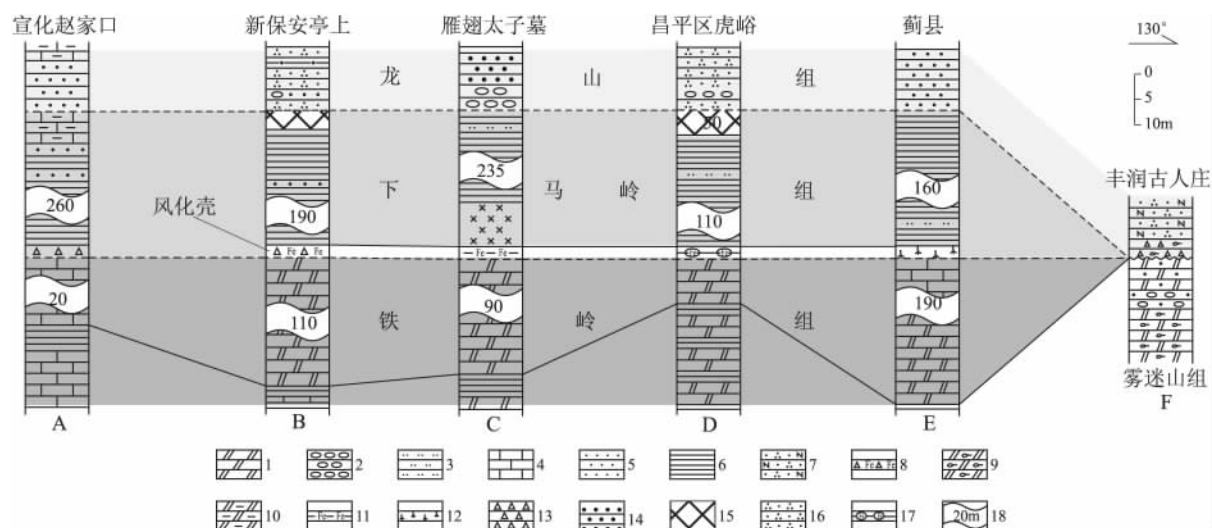


图 11 下马岭组与上下地层柱状对比图

1. 白云岩; 2. 砾岩; 3. 粉砂岩; 4. 灰岩; 5. 砂岩; 6. 页岩; 7. 长石英砂岩; 8. 赤铁矿燧石角砾岩; 9. 含燧石条带白云岩; 10. 泥质白云岩; 11. 铁质泥页岩; 12. 泥状风化壳; 13. 角砾岩; 14. 粗砂岩; 15. 第四系; 16. 石英砂岩; 17. 铁质结核; 18. 省略厚度

Fig. 11 Stratigraphic columnar correlation between the Xiamaling Formation and its overlying and underlying strata

1 = dolomite; 2 = conglomerate; 3 = siltstone; 4 = limestone; 5 = sandstone; 6 = shale; 7 = feldspathic quartz sandstone; 8 = hematite chert breccias; 9 = dolomite with flint bands; 10 = muddy dolomite; 11 = ferruginous argillite; 12 = muddy residue; 13 = breccia; 14 = coarse-grained sandstone; 15 = Quaternary; 16 = quartz sandstone; 17 = ferruginous nodule; 18 = elliptical thickness

位于剖面线上的 6 个剖面的下马岭组与其上下地层进行对比,如图 11 所示。

从图 11 可以看出,下马岭组的沉积厚度在整个剖面线上差不多,为 140 ~ 280m,整体沉积厚度不大,没有超过 300m。厚度对比并不能判断出盆地的中心及边缘位置,但铁岭组与下马岭组的沉积范围大致相同。在盆地西北侧,即宣化赵家口附近,按照已有的地层沉积记录(图 1),此处已经接近盆地的边缘,而铁岭组与下马岭组在此处均有沉积,且具有一定的厚度,并没有下马岭组超覆于铁岭组之上的现象。在盆地南侧-丰润古人庄附近,龙山组直接超覆于长城系雾迷山组之上,没有下马岭组与铁岭组的沉积记录。这就说明,下马岭组与铁岭组的沉积范围相似,造成这种现象的原因有两种:一种是盆地沉降速度快,沉积物供应增长速率小于可容空间的增长速率,这样会致使下马岭组正常覆于铁岭组之上,继承了铁岭组的沉积范围,而没有超覆现象的出现。但是,这种解释的结果是下马岭组与铁岭组之间是连续沉积的,没有间断面,而事实并非如此。所以,第二种原因是可取的,那就是铁岭组在该区域发生整体抬升,然后整体下降,在相同的区域沉积下马岭组。

图 11 对铁岭组中的页岩层进行了对比。此页

岩标志层呈现高低起伏之势。在宣化赵家口,距离铁岭组上部约 25m 处出现一厚约 10m 的页岩层,再往下仍然为灰岩。在新保安亭上,铁岭组上部均为中薄层白云岩,而距离顶部约 130m 的位置开始出现页岩层和页岩夹白云岩层。在雁翅太子墓,同样距离铁岭组顶部较长的位置才出现页岩,但厚度较薄,约 5m 左右。在昌平区虎峪,下马岭组与铁岭组接触面之下约 10m 的位置就开始出现页岩,与白云岩呈互层状向下延续数十米。在蓟县,铁岭组一般不含有页岩,仅在距铁岭组顶部 220m 的位才偶见一薄层页岩。从该页岩标志层的对比来看,铁岭组在沉积的时候也是起伏不平的。下马岭组在整个区域的沉积厚度相差不大,反映铁岭组抬升剥蚀夷平后,整体下降沉积了下马岭组。

因此,华北地块北缘中元古界铁岭组顶部普遍发育红土型风化壳与铁矿层,指示在下马岭组沉积前华北地块北缘曾发生过抬升和经历了风化剥蚀。结合我们的野外观察和分析证实,华北地块北缘铁岭组与下马岭组之间确实存在一个区域性的剥蚀面,而且此次构造抬升影响范围较大。

2.5 下马岭组顶部界面

选择涞源东团堡到延庆杨树底为线(图 12)。

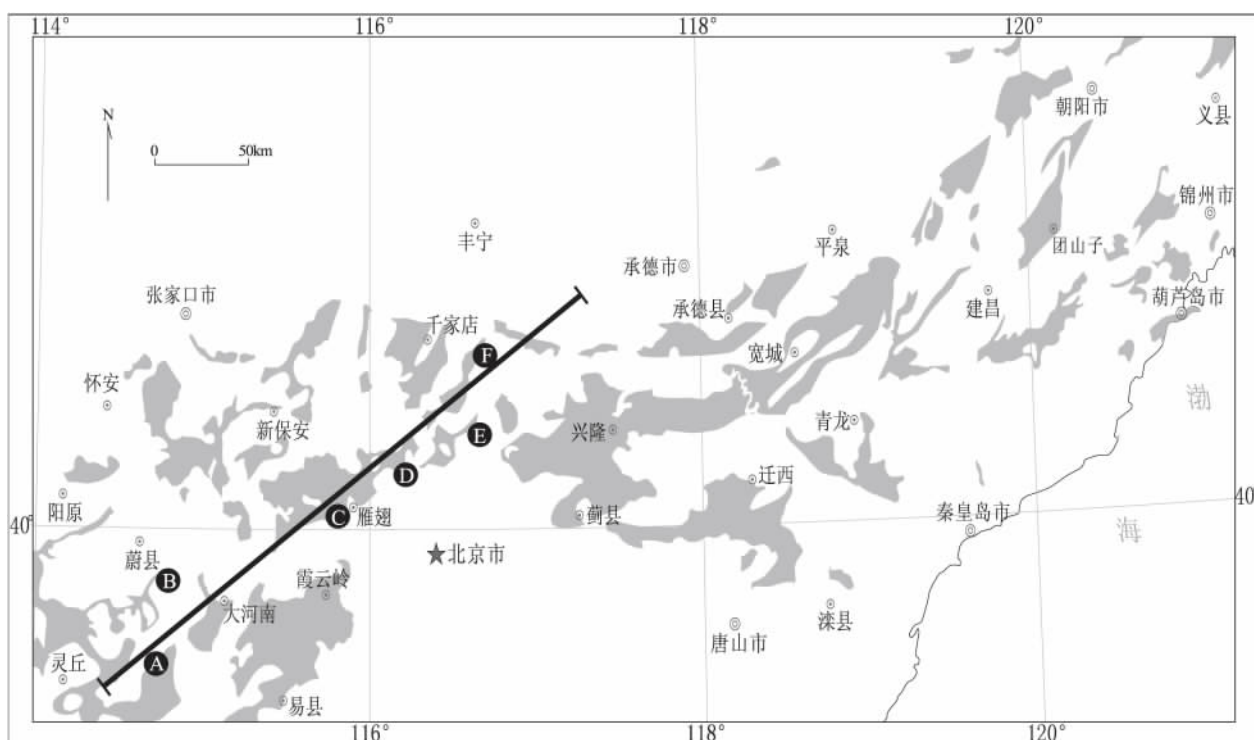


图 12 龙山组及下伏地层对比剖面线位置图(图例见图 3)

Fig. 12 Diagram showing the position of the profiles for stratigraphic correlation between the Longshan Formation and its underlying strata (symbols as in Fig. 3)

剖面线位于盆地西部,从山西东部到冀北及北京北部地区,途经涞源、蔚县、雁翅、昌平及延庆等地,长约 300km,走向 45°,与盆地长轴方向大致相同。如图 12,沿剖面线, A 点和 B 点发育角度不整

合界面,龙山组分别覆盖在雾迷山组和铁岭组之上; C、D、E、F 4 个点发育平行不整合界面,均为下马岭组与龙山组的接触界面。

图 13 将 A~F 6 个剖面进行了对比:

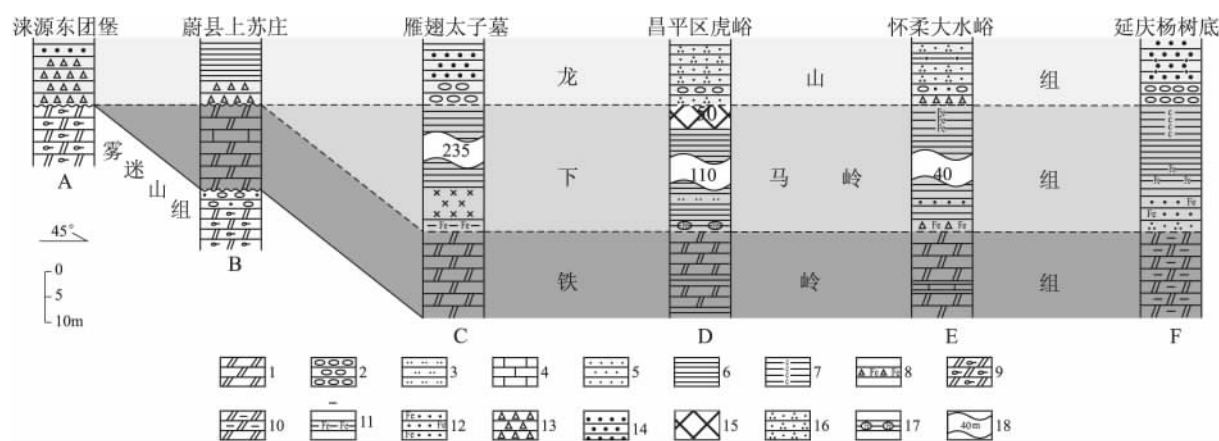


图 13 龙山组与下伏地层柱状对比图

1. 白云岩; 2. 砾岩; 3. 粉砂岩; 4. 灰岩; 5. 砂岩; 6. 页岩; 7. 碳质页岩; 8. 赤铁矿燧石角砾岩; 9. 含燧石条带白云岩; 10. 泥质白云岩; 11. 铁质泥页岩; 12. 含铁砂岩; 13. 角砾岩; 14. 粗砂岩; 15. 第四系; 16. 石英砂岩; 17. 铁质结核; 18. 省略厚度

Fig. 13 Stratigraphic columnar correlation between the Longshan Formation and its underlying strata

1 = dolostone; 2 = conglomerate; 3 = siltstone; 4 = limestone; 5 = sandstone; 6 = shale; 7 = carbonaceous shale; 8 = hematite chert breccias; 9 = dolostone with flint bands; 10 = muddy dolostone; 11 = ferruginous argillutite; 12 = ferruginous sandstone; 13 = breccia; 14 = coarse-grained sandstone; 15 = Quaternary; 16 = quartz sandstone; 17 = ferruginous nodule; 18 = elliptical thickness

地层对比的结果反映明显的沉积超覆过程(图 13)。铁岭组从蔚县上苏庄到延庆杨树底均有沉积记录,在涞源东团堡则没有该地层的沉积记录。在蔚县上苏庄铁岭组出现在龙山组之下,这是明显的超覆沉积的结果。另外,铁岭组的厚度由剖面线向左变薄,到涞源东团堡消失。对比图直观反映出盆地的边缘位置在蔚县上苏庄-涞源东团堡一带。龙山组在盆地边部明显覆盖于老地层之上,说明海侵超覆沉积作用。

沉积相及沉积环境是证明龙山组与下马岭组之间存在间断面的最有力的证据。在整个燕山地区都可以见到,下马岭组深水相突变为龙山组浅水相沉积,其间一定发生了沉积间断。下马岭组沉积物岩性单一,相变小,主要由黑色泥页岩组成,而龙山组为含海绿石石英砂岩、砾岩和粉砂岩(图 13),两个组在岩相特征方面的明显差异指示下马岭组沉积后曾发生过抬升和剥蚀。下马岭组与龙山组的接触界面在昌平区虎峪被覆盖,但是这并不影响环境的判断,从深水相泥页岩经过不足 5m 的覆盖,不可能突变为河流-滨岸相的砾岩,所以说,只能是下马岭组顶部易风化的页岩遭受风化剥蚀致使其被第四系覆盖。

综合上述分析,下马岭组与龙山组之间的不整合面广泛存在于燕山地区,并且下马岭组深水环境页岩相突变为龙山组浅水环境砾岩相,可以证实下马岭组沉积后,发生了大规模的抬升运动造成了剥蚀。地层对比发现在盆地边缘龙山组覆盖于老地层之上,并且龙山组在盆地边缘为滨岸沉积体系,指示了超覆沉积过程,或在龙山组期发生了大规模的海侵。

3 结论

燕辽裂陷槽中元古界层序中存在多个不整合面,这些不整合面的性质并不全都是前人所命名的构造作用引起的。大红峪组底部不整合面是海侵超覆沉积的结果。高于庄组底部不整合面所定义的“青龙上升”并不代表一次区域性构造抬升,它是海平面升降变化的影响,是海侵向更大范围扩展导致高于庄组向盆地边缘不断超覆沉积的结果。杨庄组与高于庄组之间并不存在由构造变形所造成的一个区域不整合面,而是盆地内部存在高地与洼地之分,海平面的升降变化是导致这一间断面形成的原因。铁岭组与下马岭组之间确实存在一个区域性的剥蚀面,而且此次构造抬升影响范围较大。下马岭组与龙山组之间的不整合面广泛存在于燕山地区,并且下马岭组深水环境页岩相突变为龙山

组浅水环境砾岩相,可以证实下马岭组沉积后,发生了大规模的抬升运动造成了剥蚀。此外,在盆地边缘龙山组覆盖于老地层之上,并且龙山组在盆地边缘为滨岸沉积体系,指示了超覆沉积过程,或在龙山组期发生了大规模的海侵。

参考文献:

- [1] 常绍泉,高复函. 辽宁震旦亚界划分和对比问题[J]. 东北地质科技情报,1976,3.
- [2] 常绍泉,张维芳,汪凤鸣. 辽宁锦西葫芦岛的中元古界并论兴城运动及其意义[J]. 辽宁地质学报,1984,1.
- [3] 刘鸿允. 前寒武系的划分[A]. 前寒武纪论文集[C]. 北京:地质出版社,1982.
- [4] 张焕翹. 关于兴城运动[J]. 辽宁地质,1986,2: 129-135.
- [5] 陈晋镛,张惠民,朱士兴,等. 蔚县震旦亚界研究[A]. 中国震旦亚界[C]. 天津:天津科学技术出版社,1980.55-109.
- [6] 刘波,孙敬书. 辽宁兴城小盖州地区元古宙火山岩及扇三角洲沉积[J]. 辽宁地质,1994,1: 21-29.
- [7] 朱士兴,黄学光,孙淑芬. 华北燕山中元古界长城系研究的新进展[J]. 地层学杂志,2005,29(增刊): 437-449.
- [8] 洪作民. 试论辽宁地壳运动[J]. 辽宁地质,1984,1: 1-14.
- [9] 黄学光. 燕山中、新元古代沉积盆地构造演化[J]. 地质调查与研究,2006,29(4): 263-270.
- [10] 乔秀夫. 青白口群地层学研究[J]. 地质科学,1976,3: 246-264.
- [11] 王鸿祯. 关于国际(年代)地层表与中国地层区划[J]. 现代地质,1999,13(2): 190-193.
- [12] 杜汝霖,李培菊. 燕山西段震旦亚界[A]. 中国震旦亚界[C]. 天津:天津科学技术出版社,1980.341-357.
- [13] ZHAO G, SUN M, WILDE S A et al. Assembly, accretion and breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia Supercontinent: Records in the North China Craton [J]. Gondwana Research, 2003, 6(3): 417-434.
- [14] ROGERS J J W, SANTOSH M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent [J]. Gondwana Research, 2002, 5: 5-22.
- [15] ROGERS J J W, SANTOSH M. Supercontinents in Earth History [J]. Gondwana Research, 2003, 6(3): 357-368.
- [16] LU S N, YANG C L, LI H K et al. A group of rifting events in the terminal Paleoproterozoic in the North China Craton [J]. Gondwana Research, 2002, 5: 123-131.
- [17] PENG P, ZHAI M G, ERNST R E et al. A 1.78 Ga large igneous province in the North China Craton: The Xiong'er volcanic Province and the North China Dyke Swarm [J]. Lithos, 2008, 101: 260-280.
- [18] 陈晋镛. 中朝准地台中-元古代地质演化的初步探讨[J]. 地质论评,1983,29(1): 1-8.
- [19] 王鸿祯,乔秀夫. 中国元古代构造单元及其边界性质[A]. 前寒武纪地质[C]. 北京:地质出版社,1987.3: 1-15.
- [20] 和政军,孟祥化,葛铭. 燕山地区长城纪沉积演化及构造背景[J]. 沉积学报,1994,12(2): 10-19.
- [21] 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.

- [22] 柳永清, 刘晓文, 李寅. 燕山中、新元古代裂陷槽构造旋回层序研究-兼论裂陷槽构造旋回概念及级序的划分[J]. 地球学报, 1997, 18(2): 142-149.
- [23] 乔秀夫. 中朝板块元古宙板内地震带与盆地格局[J]. 地学前缘, 2002, 9(3): 141-149.
- [24] 孟祥化, 葛铭. 中朝板块旋回层序、事件和形成演化的探索[J]. 地学前缘, 2002, 9(3): 125-140.
- [25] 孟祥化, 葛铭. 中朝板块层序? 事件? 演化[M]. 北京: 科学出版社, 2004. 61-129.
- [26] 张炯飞, 祝洪臣. 关于蓟县型中、上元古界沉积环境及内蒙地轴的性质[J]. 吉林地质, 2000, 19(4): 11-16.
- [27] 黄学光, 朱士兴, 贺玉贞. 蓟县中、新元古界剖面层序地层学研究的几个基本问题[J]. 前寒武纪研究进展, 2001, 24(4): 201-221.
- [28] 乔秀夫, 高林志. 燕辽裂陷槽中元古代古地震与古地理[J]. 古地理学报, 2007, 9(4): 337-352.
- [29] 和政军, 宋天锐, 丁孝忠, 等. 燕山中元古代裂谷早期同沉积断裂活动及其对事件沉积的影响[J]. 古地理学报, 2000, 2(3): 83-91.
- [30] 高林志, 张传恒, 史晓颖, 等. 华北青白口系下马岭组凝灰岩锆石 SHRIMP-U-Pb 定年[J]. 地质通报, 2007, 26(3): 249-255.
- [31] 高林志, 张传恒, 史晓颖, 等. 华北古陆下马岭组归属中元古界的锆石 SHRIMP 年龄新证据[J]. 科学通报, 2008, 53(21): 2617-2623.
- [32] SUW B, ZHANG S H, HUFF W D et al. SHRIMP U-Pb ages of K-bentonite beds in the Xiamaling Formation: Implications for revised subdivision of the Meso- to Neoproterozoic history of the North China Craton [J]. Gondwana Research, 2008, 14: 543-553.
- [33] 乔秀夫, 高林志, 张传恒. 中朝板块中、新元古界年代地层柱与构造环境新思考[J]. 地质通报, 2007, 26(5): 503-509.
- [34] 李明荣, 王松山, 裘冀. 京津地区铁岭组、景儿峪海绿石 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄[J]. 岩石学报, 1996, 12(3): 416-423.
- [35] 王曰伦, 陆宗斌, 邢裕盛, 等. 中国上前寒武系的划分和对比[A]. 王曰伦. 中国震旦亚界[C]. 天津: 天津科学技术出版社, 1980. 1-30.
- [36] 李怀坤, 陆松年, 李惠民, 等. 侵入下马岭组的基性岩床的锆石和斜锆石 U-Pb 精确定年[J]. 地质通报, 2009, 28(10): 1396-1404.
- [37] 王松山, 桑海清, 裘冀, 等. 蓟县剖面杨庄组和雾迷山组形成年龄的研究[J]. 地质科学, 1995, 30(2): 166-173.
- [38] 钟富道. 从燕山地区震旦地层同位素年龄论中国震旦地质年表[J]. 中国科学, 1977, 2: 151-161.
- [39] 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 法准确定年[J]. 中国地质科学院院报, 1991, 22: 137-145.
- [40] 高林志, 张传恒, 尹崇玉, 等. 华北古陆中、新元古代年代地层框架 SHRIMP 锆石年龄新依据[J]. 地球学报, 2008, 29(3): 366-376.
- [41] 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, 24(1): 43-47.
- [42] 万渝生, 张巧大, 宋天锐. 北京十三陵长城系常州沟组碎屑锆石 SHRIMP 年龄: 华北克拉通盖层物源区及最大沉积年龄的限定[J]. 科学通报, 2003, 48(18): 1970-1975.
- [43] 地质部区域地质测量局. 中华人民共和国 1:20 万地质图及说明书: 广灵幅[Z]. 北京: 地图出版社, 1965.

The attributes of the Mesoproterozoic unconformities in the Yanliao rift trough

QU Yong-qiang¹, PAN Jian-guo¹, LIANG Li-dong², YANG Zu-feng³, WANG Hai-long¹

(1. Northwest Branch, Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Lanzhou 710020, Gansu, China; 2. Ningxia General Team, China Construction Materials and Geological Prospecting Center, Yinchuan 750021, Ningxia, China; 3. No. 107 Geological Party, Chongqing Bureau of Geology and Mineral resources, Chongqing 401120, China)

Abstract: There exist several depositional breaks and unconformities in the Mesoproterozoic successions in the Yanliao rift trough. The examination of the attributes of the unconformities in this study is based on the field investigation, geological characteristics and stratigraphic correlation. The unconformities at the bottom of the Dahongyu, Gaoyuzhuang and Yangzhuang Formations are interpreted to be of sedimentary origin. On the whole, the unconformities at the bottom of the Dahongyu Formation resulted from the transgressive onlap; those at the bottom of the Gaoyuzhuang and Yangzhuang Formations are attributed to the eustatic fluctuations, and those at the top of the Tieling and Xiamaling Formations are caused by the large-scale tectonic uplift and thus have a tectonic origin.

Key words: Yanliao rift trough; Mesoproterozoic; unconformity; transgressive onlap; tectonic uplift