

燕山承德地区晚侏罗世 盆地充填记录及对盆缘构造作用的指示

刘少峰¹, 张金芳², 李 忠³, 王清晨³

(1. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国科学院 软件研究所, 北京 100080;
3. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘 要:承德地区滦平—承德和大杖子—新城子晚侏罗世沉积盆地分别与丰宁—隆化逆冲带和尚义—平泉逆冲带相邻。盆地充填的土城子组在垂向上可划分出三个主要由辫状河冲积平原及辫状河三角洲沉积体系组成的盆地相。沉积物岩屑和砾石成分统计表明, 滦平—承德盆地北缘岩屑岩性相在垂向上表现出三个基底变质岩岩屑向上增多的旋回, 而滦平—承德盆地南缘及大杖子—新城子盆地则由碳酸盐岩和碎屑岩岩屑表现出三个向上增多的旋回。盆地沉积学特征表明, 滦平—承德盆地南北边缘分别受控于尚义—平泉北缘和丰宁—隆化逆冲带, 而大杖子—新城子盆地受控于尚义—平泉南缘逆冲带。如果承德断层发生了长距离逆冲推覆活动, 其活动时间绝非土城子组同沉积期和之后, 应该发生于髫髻山组沉积之后和土城子组沉积之前。盆地中三个岩屑岩性相旋回和盆地相旋回共同地反映了盆缘逆冲带三次抬升剥露过程。

关键词:承德; 土城子组; 盆地充填; 岩屑岩性相; 构造作用

中图分类号: P542; P588.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-2321(2004)03-0245-10

燕山山脉是我国东部一条重要的板内强变形带^[1~5], 在中生代复杂的板内构造变形过程中, 于晚侏罗世末期经历了自前期的挤压体制向伸展体制转变的重要变革, 从而形成了该地区独具特色的变形历史。晚侏罗世土城子组与晚侏罗世至早白垩世张家口组之间的不整合界面可能为这一重要的构造变革界面。对变革前夕的晚侏罗世基本构造格架的完整认识是揭示燕山山脉构造变革过程的关键。燕山地区侏罗纪构造变形复杂, 火山活动频繁, 陆相火山碎屑和冲积—湖盆地相互叠加。因此, 单纯的变形研究很难准确确定构造作用的时限和过程。由于盆地沉积记录了同沉积期的构造作用过程, 通过对不同阶段盆地沉积充填精细研究, 并与构造分析相结合, 可精确探索盆缘控制性构造带变形和剥露过程及构造作用时限, 同时盆地作为一种构造单元, 它与同期

变形带的空间展布和配置关系也反映了区域动力学背景^[6]。

河北承德地区位于燕山山脉中部, 中生界地层保存全、出露好, 晚侏罗世土城子组残留盆地主要分为北部的滦平盆地和承德盆地, 南部的大杖子盆地和新城子盆地, 它们之间的分割性构造带为尚义—平泉断裂带。近年来人们注意到两个盆地北缘断裂向南逆冲对盆地的控制作用, 并强调这种构造作用是蒙古—鄂霍茨克造山带自北向南挤压的远程效应^[7]。但 Davis 等^[8]通过对承德逆冲断层的研究, 发现了自南向北长距离的逆冲推覆。这些成果为后期的研究奠定了非常好的基础, 但是关于承德地区两个盆地之间、两个盆地与北部丰宁—隆化断裂带和尚义—平泉断裂带之间的构造关系, 承德盆地是否受到南缘尚义—平泉断裂带的影响, 承德推覆体长距离向北推覆是否存在沉积学方面的证据等问题还值得进一步研究。近年来笔者以该区为典型, 通过对晚侏罗世土城子组沉积时期的不同残留盆地充填序列、物源和古流特征的精细对比研究, 小盆连片, 恢复盆地原型, 并结合构造变形分析, 探讨了盆地发育与盆缘构造之间的关系, 对本区存在的

收稿日期: 2004-07-28; 修订日期: 2004-09-06

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043303); 教育部留学回国人员科研启动基金资助项目

作者简介: 刘少峰(1959—), 男, 教授, 博士生导师, 构造地质学、沉积学及遥感地质学专业, 主要从事盆山关系、盆地分析、大地构造及遥感地质学应用的研究和教学工作。

构造问题进行了初步回答。

1 基本构造格架

燕山是分布于华北板块北缘近东西或北东东向的板内强变形带。北邻西拉木伦河晚古生代缝合带,南邻华北盆地。丰宁—隆化断裂是燕山带的北部边界,并以该断裂为界与冀北基底太古宇隆起带相接^[9]。承德地区的滦平盆地、承德盆地、大杖子盆地和新城子盆地位于冀北隆起和长城隆起之间,北部盆地带盆地基底主体为太古宇,南部盆地带基底主体为元古宇和古生界(图1)。

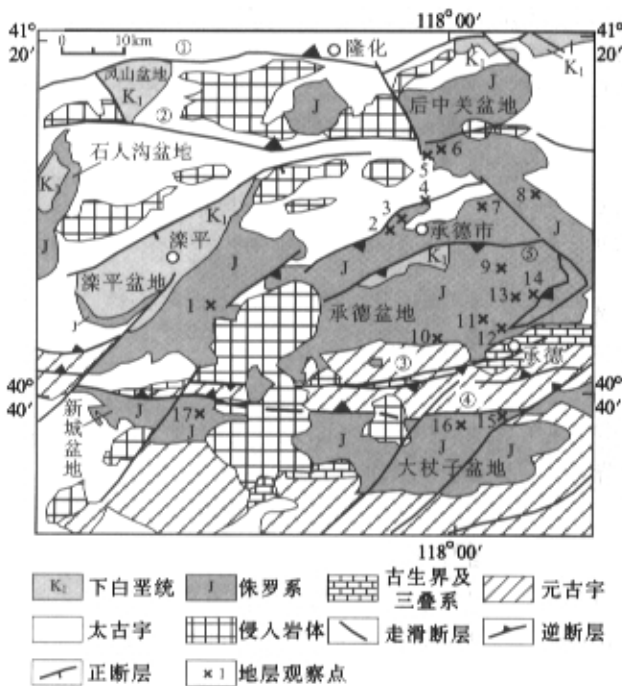


图1 承德地区构造格架简图

Fig. 1 Sketch of structural framework in Chengde

①—丰宁—隆化断裂;②—娘娘庙—大庙断裂;③—潘家店—承德县断裂;④—古北口—大杖子断裂;⑤—承德断裂。1—长山峪剖面;2—三岔剖面;3—平顶山剖面;4—双峰寺剖面;5—兰家沟剖面;6—甸子剖面;7—苍子剖面;8—二沟剖面;9—骆驼山剖面;10—双庙剖面;11—郭杖子剖面;12—积余庆剖面;13—扁担梁剖面;14—毛杖子剖面;15—车河口—大杖子剖面;16—车河堡剖面;17—遥桥峪剖面

承德地区北部边缘主要发育丰宁—隆化断裂、大庙—娘娘庙断裂和滦平盆地西北缘断裂。前两者断面产状在地表变化大,但在深部地学断面上为向北倾的逆断层,切割深度达10余km,活动时间主要为中生代^[10]。后者为断面向南东倾的正断层,控制了早白垩世盆缘冲积扇发育。但在断层下盘的基底变质岩中发育向北西倾斜的剪切糜棱岩带,为早期

变形的产物。

研究区中部为尚义—平泉断裂带。该断裂带自西侧的古北口延入区内后分为两条主干断裂,北侧为潘家店—承德县断裂,南侧为古北口—大杖子断裂,两条主干断裂及其相邻断裂构成背向逆冲构造。潘家店—承德县断裂表现为元古宇地层逆冲于古生界地层或三叠系地层之上或古生界逆冲于三叠系地层之上。在承德县该逆冲带北部前缘三叠系、下侏罗统南大岭和下花园组组成向北倒转的紧闭向斜,并且在向斜上发育奥陶系飞来峰。在承德县西侧老爷庙地区也发育逆冲于下侏罗统之上的元古宇飞来峰。它们共同显示了逆冲带北缘向北强烈的逆冲作用。至于由元古宇组成的北部近东西向、向东往南弯转、并逐步偏向南西的弧形逆冲带,即承德逆冲断裂,Davis等^[8]认为是一条长距离位移的薄皮式逆冲推覆体。但是关于该断裂的形成机制、推覆距离,特别是推覆时间仍然存在着争论,有待于进一步研究。潘家店—承德县断裂南侧地层主要由元古宇组成,主体向北陡倾,其南缘边界断裂为北倾的古北口—大杖子逆冲断层,在前峰表现为元古宇地层向上侏罗统土城子组之上的逆冲。根据逆冲断层对地层的切割关系分析,尚义—平泉断裂带背向逆冲作用时期为晚侏罗世。在尚义—平泉断裂带北侧,并掩盖于潘家店—承德断裂上盘之下,存在一条自北向南推覆的逆冲断层。该断层沿晚三叠世磨拉石砾岩北缘分布,控制了砾岩的形成,主体形成于印支、早燕山时期($>180\text{ Ma}$)^[11,12]。

2 盆地充填序列

土城子组是指整合或平行不整合覆盖于髫髻山组火山岩和火山碎屑岩之上的一套巨厚的粗碎屑岩,其上与张家口组火山岩或火山碎屑岩为不整合接触关系。关于其地质年代有中侏罗世和晚侏罗世两种不同的认识^[9,13]。根据全国地层多重划分对比研究成果,这里将其确定为晚侏罗世^[13]。

承德地区土城子组主要发育一套冲积体系。虽然陆相地层相变较快,各地地层很难进行较精细的等时地层对比,但同一盆地内的充填序列具有明显的相似或相同特征,对恢复原型盆地格架具有重要意义。

2.1 滦平、承德盆地

滦平盆地与承德盆地虽然现今彼此分隔,但两

盆地中的土城子组具有相似的沉积构成, 主要为一套砾质辫状河沉积体系和冲积扇沉积体系, 其间夹有辫状河三角洲沉积体系和火山岩夹层。以滦平长山峪剖面为例(图 2A), 土城子组底部主要发育一套厚度约 330 m(但厚度变化大)的砾岩沉积, 砾石主要为髻髻山组安山岩, 颗粒巨大(可大于 1 m)。内部缺少层理, 大小混杂。该砾岩为泥石流沉积。在砾岩层的上部, 沉积了含砾砂岩或细砾岩。砾石具定向排列, 略具斜层理, 为辫状河沉积。土城子组底部砾岩层整体上是一套冲积扇砾岩沉积。冲积扇砾岩之上为砂质泥岩、泥质粉砂岩与粗砂岩、含砾砂岩、细砾岩夹层构成的自下向上粒度变粗的多个沉积旋回。旋回下部的泥岩、泥质粉砂岩具水平层理、块状层理, 上部的粗砂岩、含砾砂岩和砾岩夹层具块状层理、递变层理、平行层理和少量的斜层理。前者为湖泊沉积, 后者为浊流沉积和下水泥石流沉积或分流河道沉积, 它们构成辫状河三角洲沉积体系, 厚度约 250 m, 单个旋回厚度约 30~50 m。辫状河三角洲体系下部发育多层火山岩夹层, 它们在整个盆地分布普遍。土城子组上部则为巨厚(825 m)的砾质层。单个层系内部自下而上发育块状层理或粗糙平行层理、斜层理, 砾石具定向, 底部冲刷面清楚, 侧向延伸较稳定。砾径 1~10 cm, 少量达 50 cm。砾石层在垂向上相互叠置, 层间常见砂岩夹层和透镜体。该套砾岩层可确定为砾质辫状河沉积成因, 其古流向根据斜层理和砾石叠瓦式定向测量统计主体指向南南东或南东向。在该砾岩层的中部发育厚度不到 50 m 的泥岩和块状层理或递变层理砂岩夹层。显然它们是湖泊和湖泊浊积岩沉积, 构成辫状河三角洲沉积体系。由此可见, 土城子组经历了 2 次湖泛事件, 以最大湖泛泥岩界面可将其内部层序划分为三个盆地相。盆地相 1 由冲积扇沉积体系组成, 盆地相 2 由辫状河三角洲与上部的辫状河冲积平原沉积组成, 盆地相 3 由上部的辫状河三角洲及顶部的辫状河平原沉积体系组成。

滦平盆地土城子组与承德盆地土城子组的地层序列可以完全对比。但不同地区由于处于盆地位置及与物源区距离的不同, 遭受的湖泛程度具有差异。位于承德盆地北缘双经—平顶山剖面土城子组虽然因剥蚀作用, 顶部地层保留不全(图 2B), 但两次湖泛作用的沉积记录均存在。盆地相 1 仍然由冲积扇砾岩组成, 厚度约 400 m。盆地相 2 下部由于受火山作用改造地层保存较差, 但在火山岩内部发育泥

岩及含砾砂岩夹层, 代表了第一次湖泛事件的沉积记录。盆地相 3 底部主要发育洪泛平原砂岩沉积, 可能为第二次湖泛事件对应的盆地沉积。盆地相 3 上部因剥蚀无沉积记录。在承德盆地的最北端的甸子、兰家沟等地的土城子组三个盆地相保留较完整, 但由于接近盆地边缘, 盆地相 2 和 3 下部的湖泊沉积相变为粒径相对较小的砂质河道或洪泛平原沉积, 而上部仍为辫状河冲积平原砾岩。在承德盆地北缘南侧的骆驼山土城子组由于相对远离源区, 沉积粒度明显减小, 但三个盆地相易于划分。盆地相 1 为砾质或含砾质辫状河平原, 厚约 170 m; 盆地相 2 自下而上分别由湖泊、辫状河三角洲和辫状河冲积平原远端沉积组成, 厚约 380 m; 盆地相 3 下部为湖泊及辫状河三角洲沉积, 上部为辫状河冲积平原沉积, 厚约 350 m。

承德盆地南缘的地层层序与北缘及滦平盆地具有差异, 但两次湖泛事件在全区具有可对比性。以承德县双庙剖面为例, 土城子组底部及中部发育两套砾岩, 砾岩层内部冲刷面发育, 砾石定向, 为砾质辫状河沉积。两套河道砾岩之上均发育湖泊及辫状河三角洲体系, 表现为湖泊泥岩与浊流、下水泥石流及分流河道砂砾岩互层(图 2C)。与承德盆地北缘及滦平盆地土城子组垂向层序对比, 南缘盆地发育盆地相 1、盆地相 2 和盆地相 3 的下部辫状河三角洲沉积, 但缺失与盆地相 3 上部对应的辫状河砾岩层。南缘这种沉积体系发育特征向东逐步变化, 表现为沉积粒度明显加大; 盆地相 2 下部的三角洲体系基本不发育, 因此盆地相 1 和 2 为巨厚的砾质辫状河冲积平原沉积, 但盆地相 1 的上部沉积粒度明显减小; 盆地相 3 粒度减小, 为辫状河三角洲或砂质辫状河平原远端沉积。

区域对比滦平、承德盆地土城子组地层可以看出: (1) 两个盆地均发育两次湖泊沉积, 它们在全盆地应具有对比意义, 应大致具等时性。(2) 北部的滦平盆地与承德盆地北缘具有近乎相同的沉积构成, 并且在湖泊沉积段附近发育两段火山岩。(3) 若与承德盆地北缘对比, 南缘几乎缺少顶部砾岩段。(4) 在盆地中心沿上板城—孟家院一带沉积粒度明显变小, 发育薄层砂、泥岩, 沉积环境主要为湖泊及三角洲体系, 为该盆地的沉积中心。

2.2 大杖子、新城子盆地

大杖子盆地、新城子盆地分布于尚义—平泉断裂南侧。由于岩体侵入导致两盆地彼此分隔(图 1)。

以大杖子盆地车河口—大杖子剖面为例(图3),土城子组具有明显的三段式构成,盆地相1下部发育由多个砾岩层及粉砂岩组成的向上变细的旋回构

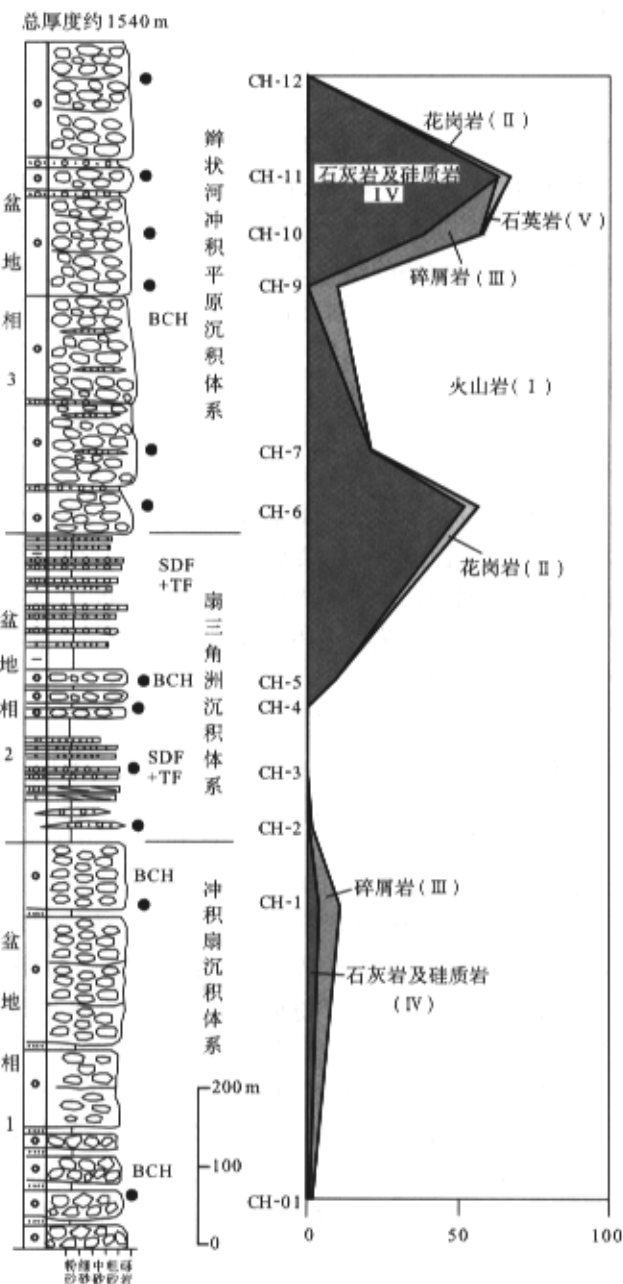


图3 大杖子—新城子盆地车河口—大杖子剖面土城子组沉积地层序列及岩屑成分含量的垂向变化

Fig. 3 Stratigraphic sequences of the Tuchengzi Formation and the vertical change of lithic fragment content in the Chehekou—Dazhangzi section in the Dazhangzi—Xinchengzi Basin
图中图例如图2,剖面位置如图1所示

成。砾岩具块状层理或粗糙的砾石定向,顶部粉砂岩中主要为块状层理。盆地相1的上部则主要为巨厚的砾岩层,内部冲刷面发育,砾石具定向,为砾质

辫状河平原沉积,河道体相互叠置。盆地相2主要为粉、细砂岩夹粗砂岩或细砾岩,前者具水平层理,为湖泊沉积;后者具块状层理、递变层理,形态既有层状,也有透镜状,为浊流或泥石流沉积。垂向上湖泊泥岩与浊流或泥石流沉积构成多个自下向上变粗的沉积小旋回,并且它们又构成了两个更高一级的沉积旋回。旋回顶部发育辫状河道砾岩。盆地相2厚度较大,是该盆地带一次重要的湖泊和辫状河三角洲沉积作用过程,在大杖子和新城子盆地均具有可对比性。盆地相3再次发育辫状河沉积体系砾岩,内部夹砂岩透镜体。与大杖子盆地对比,新城子盆地也具有相似的三段式旋回特征和内部构成。

3 沉积物源分析

3.1 研究方法

记录在盆地沉积的砾石和砂岩中物质成分信息为揭示盆缘邻区山脉岩石隆升和侵蚀演化提供了重要证据^[14,15]。承德地区盆地沉积岩主要由砾岩和砂岩组成,在进行沉积岩物质成分研究中采用了不同的方法。对砂岩成分的研究采用薄片统计,每张薄片大约统计300~310个碎屑颗粒,计算不同碎屑的百分含量。同时选取岩屑含量占总碎屑含量15%或以上的薄片进行不同类型岩屑含量统计。砾岩成分统计在野外进行,统计露头面积约2 m²。每个统计点的统计颗粒一般在50~80以上。由于承德地区的盆地源区具有不同种类的岩石露头,沉积岩岩屑或砾石成分是判断源区的重要标志。

为了进一步详细了解不同碎屑成分含量及垂向变化,编制了不同剖面碎(岩)屑成分含量的垂向变化图(图2)。其中图2A除表示了不同岩石组合的百分含量外,还表示了石英、钾长石和斜长石矿物的百分含量,而其他图件则仅表示了岩屑组合的百分含量。根据盆地沉积物岩屑种类及盆地源区地层发育特征综合分析,盆地岩屑组合可划分为多种岩屑岩性相(lithic petrofacies),即火山岩(I)、中酸性侵入岩(II)、碎屑岩(III)、碳酸盐岩和硅质岩(IV)和变质岩(V)等岩性相。这些岩屑岩性相均由多种同类岩石组成,它们集中在盆地源区不同地区发育,因此有利于确定盆地沉积物可能的物源区。岩屑岩性相I主要由安山岩、英安岩、粗安岩、流纹岩、凝灰岩、粗安岩和粗面岩等组成,其源区为中侏罗统髫髻山组、九龙山组火山岩;岩性相II由花岗岩、花岗斑

岩、斜长岩等组成,其中花岗岩、花岗斑岩在源区分布较广,而斜长岩则沿承德盆地北缘的大庙—娘娘庙断层分布;岩性相 III 包括的岩石类型较多,有中、细砂岩、粉砂岩、粘土岩、泥岩和页岩,即碎屑岩类;岩性相 IV 主要包括石灰岩、白云岩、硅质岩和少量的方解石脉,为碳酸盐岩和硅质岩类;岩性相 V 主要为一套变质岩,包括片麻岩、花岗片麻岩、石英岩、片岩、板岩和少量的糜棱岩、构造片岩。其中岩性相 III、IV 的源区主要为分布于承德、滦平盆地南缘、大杖子盆地和新城子盆地的南、北缘的大片分布的元古宇地层和局部分布的古、中生界地层。岩性相 V 的源区主要为太古宇基底变质岩。

3.2 滦平、承德盆地

图 2A 依次表示了滦平盆地长山峪剖面土城子组沉积岩中钾长石、石英、石英岩(V)、花岗岩(II)、沉积岩(岩石成分包括石灰岩(IV)、砂岩、泥岩和粘土岩(III))、斜长石和火山岩(I)的累计百分含量。区域源区地层分布分析表明,承德盆地沉积岩中的石英和钾长石矿物碎屑可能主要来自于基底花岗片麻岩、石英岩(V)和花岗岩、花岗斑岩(II)源区,而斜长石则主要来自于安山岩、斜长玢岩、流纹岩等火山岩(I)源区,部分来自于斜长岩(II)、片麻岩(V)源区。图 2A 的统计结果明显表明,石英和钾长石矿物碎屑与火山岩碎屑具有消长关系,即石英和钾长石含量高的剖面位置,火山岩含量低,反之,火山岩含量高。主要代表第 V 类岩屑岩性相的钾长石、石英碎屑成分的含量在整个剖面上自下而上表现为三个由低至高的旋回,反之火山岩(和斜长石)碎屑表现为三个由高至低的旋回。火山岩含量低值处自下而上分别位于盆地相 2 的底部、盆地相 2 的上部和盆地相 3 的顶部。与低值处相对应,即为钾长石、石英、石英岩、花岗岩和沉积岩碎屑含量的高值处。前者反映了源区火山岩的暴露和剥蚀,后者反映了元古宇或古生界沉积盖层、侵入岩和基底变质岩的剥露。

承德盆地北缘土城子组沉积岩中的岩屑成分基本缺失碳酸盐岩和硅质岩,主要以基底变质岩、侵入岩为主。由于沿承德盆地北缘发育了斜长岩岩体,盆地北缘部分沉积剖面的沉积岩中含有斜长岩岩屑。以平顶山沉积剖面为例,沉积岩中岩屑类型主要为火山岩(I)、花岗岩(II)和片麻岩(V)。花岗岩和片麻岩岩屑含量与火山岩含量具消长关系。火山岩岩屑含量在剖面垂向上同样表现为三个由高至低

的旋回(图 2B)。由于剖面顶部地层保留不全,顶部旋回不完整。火山岩含量的低值处分别处于盆地相 1 的顶部和盆地相 2 的上部,盆地相 3 中火山岩含量具有变低的趋势,但低值处被剥蚀。火山岩低值处是源区基底变质岩或花岗岩剥露的沉积响应。与平顶山剖面处于同一盆地带的二沟村剖面沉积岩中无碳酸盐岩岩屑,其中花岗质侵入岩岩屑含量占总岩屑含量约 20%,片麻岩、花岗片麻岩岩屑的含量占约 17%,碎屑岩占 4%左右,火山岩占 60%左右。承德盆地北缘南侧的骆驼山剖面沉积岩中花岗岩和斜长岩岩屑(II)含量相对较高,达 15%~50%,总体上自下而上具减小的趋势。虽然片麻岩和石英岩岩屑(V)含量总体较低,仅 5%~19%,在盆地相 1 和 2 的上部处含量相对增高,构成 2 个岩屑岩性相变化旋回,同时火山岩岩屑(I)相对应也存在两个含量不断减小的变化旋回。但是在盆地相 3 中的岩性相旋回不清楚。由此可见,滦平盆地和承德盆地北缘不但具有相似的盆地相旋回,而且还具有近乎一致的岩屑类型和岩屑岩性相旋回,反映源区具有相同或相近的揭顶剥露过程。

承德盆地南缘碎屑成分组成明显区别于北缘,主要表现为以片麻岩为主的岩屑岩性相 V 和以花岗岩为主的岩性相 II 的含量明显减小,而以灰岩、白云岩和硅质岩为主的岩性相 IV 和以石英砂岩、粉砂岩等为主的岩性相 III 的含量明显增加。以双庙剖面为例,岩屑成分类型主要为安山岩、流纹岩和凝灰岩的火山岩(I)、石灰岩、白云岩和硅质岩的沉积岩(IV)和石英砂岩、粉砂岩和泥岩的碎屑岩(III)。前者与后两者在百分含量上具消长关系。火山岩岩屑的含量在整个剖面上存在两个完整的由高至低的旋回,顶部另一旋回不完整(图 2C)。火山岩岩屑含量的低值区分别位于盆地相 1 的顶部和盆地相 2 的上部。与北缘盆地和滦平盆地岩屑岩性相对比,除顶部岩屑旋回发育不完整外,第一、第二个岩性相旋回的分布及火山岩的低值区分布几乎一致。但是取代北缘岩性相 V,在南缘主要发育岩性相 IV 和岩性相 III。通过对承德盆地南缘多条剖面的观察和薄片测试发现,东侧的积余庆剖面,岩屑成分主要为碳酸盐岩(45%)和火山岩(52%),其次为碎屑岩(2%)和变质岩(1%)。毛杖子和扁担梁剖面中碳酸盐岩岩屑含量有所减少,为 5%~20%,相反碎屑岩岩屑含量增加至 30%左右,火山岩岩屑含量仍然较高(50%~90%),变质岩和侵入岩岩屑含量

极少。因此,可以认为,承德盆地北缘及滦平盆地的物源除火山岩外,主要来自于北部太古宇基底变质岩区,而承德盆地南缘的物源除火山岩外则主要来自于南部的元古宇和古生界碳酸盐岩、碎屑岩和条带状硅质岩分布区。由于滦平盆地长山峪剖面相对靠近于南缘,其物源有极少量来自于南部的碳酸盐岩。

3.3 大杖子、新城子盆地

大杖子、新城子盆地沉积物岩屑成分主要为安山岩、流纹岩、石灰岩和硅质岩,其次为砂岩、粉砂岩、泥质岩和粘土岩等碎屑岩和花岗岩,极少量的石英岩。以大杖子盆地车河口—大杖子剖面为例,石灰岩和硅质岩岩屑(IV)与火山岩岩屑(I)含量呈消长关系,石灰岩和硅质岩岩屑的高值处对应为火山岩岩屑含量的低值处(图3)。垂向上石灰岩和硅质岩岩屑构成三个含量向上增高的旋回,其高值处分别位于盆地相1的顶部、盆地相3的底部和上部,并且含量值的大小由下向上分别为6%、52%和62%。这种变化特征同样存在于新城子盆地遥桥峪剖面。大杖子、新城子盆地岩屑成分类型和变化特征说明,盆地源区主要为北部尚义—平泉构造带中的元古宇和古生界地层,盆地中岩屑岩性相旋回位置明显不同于北部的承德盆地。

4 原型盆地恢复与盆缘构造活动的讨论

由于后期盆地的叠加和构造改造,承德地区侏罗纪土城子组原型盆地已被破坏,被分割成诸多小型盆地(图1)。以尚义—平泉断裂带分隔,南部发育新城子盆地和大杖子盆地,两个盆地之间被中生代岩体相隔开;北部发育石人沟盆地、滦平盆地和承德盆地。石人沟盆地与滦平盆地以基底隆起分隔,而滦平盆地与承德盆地主要以中生代岩体隔开。沿丰宁—隆化及大庙—娘娘庙逆冲带还发育了后中关盆地和凤山盆地等,但它们均为晚侏罗世末期至早白垩世盆地。因此,现今土城子组盆地主要沿丰宁—隆化逆冲带和尚义—平泉逆冲带南缘展布。根据以上的盆地沉积学及沉积物物源分析,并结合古水流及构造变形综合研究,对土城子组原型盆地及盆缘构造活动作如下讨论。

4.1 原型盆地恢复

沉积学与沉积物物源研究表明,承德盆地沉积

学分带非常清楚(图4)。盆地北缘的平顶山剖面、苍子剖面、二沟村剖面 and 甸子剖面土城子组具有明显的边缘相带特征,主要发育辫状河冲积平原沉积体系,底部发育冲积扇沉积体系,中部夹有两次辫状河三角洲沉积事件(其中,晚期的三角洲沉积事件常被冲积平原远端沉积和平原湖沉积取代)。向南过承德逆冲断层至骆驼山剖面,沉积物粒度明显减小,主要为冲积平原远端沉积夹三角洲沉积和湖泊沉积。承德盆地南缘的边缘相带窄,分布于双庙、郭杖

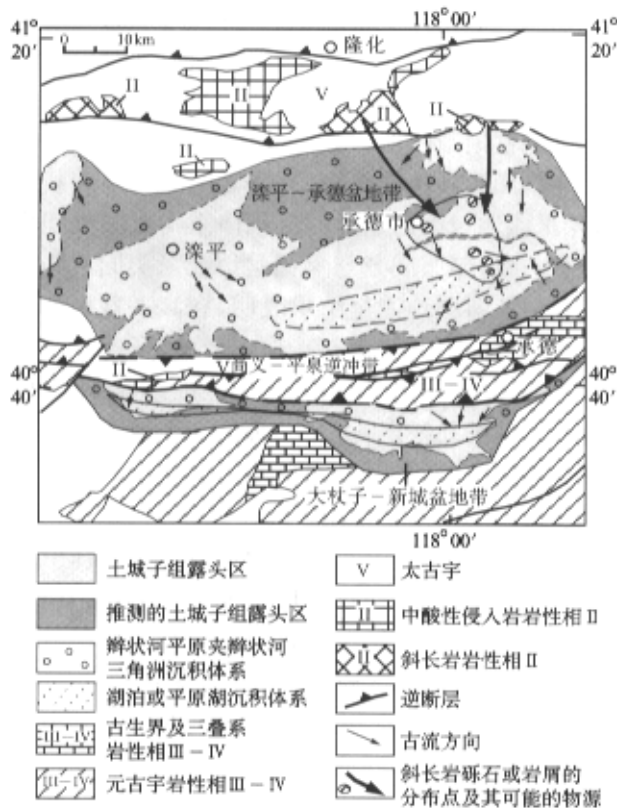


图4 承德地区晚侏罗世土城子组原型盆地、古流向及物源类型恢复

Fig. 4 Recovery of the Late Jurassic Tuchengzi Formation prototype basins, paleo-current directions and provenance

子、积余庆、扁担梁和毛杖子地区,沉积体系分布与北缘类似,为辫状河冲积平原沉积体系。西侧剖面中发育两次三角洲沉积事件,而在东侧剖面中逐渐消失,并且粒度变粗。承德盆地的沉积中心靠近南侧,以湖泊沉积、三角洲沉积及平原远端沉积为主。沉积中心近东西向分布,向西延至滦平盆地的东侧。以盆地沉积中心为界,北侧盆地物源主要来自于北侧的丰宁—隆化、大庙—娘娘庙逆冲带,南侧来自于尚义—平泉逆冲带。北侧沉积物中发育基底变质岩砾石和岩屑,对应的地层为太古宇变质岩,而南侧取

而代之的是碳酸盐岩、硅质岩和碎屑岩岩屑, 物源为元古宇和古、中生界碳酸盐岩和碎屑岩(图2)。

砾石叠瓦排列和斜层理产状的系统测量统计结果清楚地表明, 以沉积中心带为界, 盆地南北侧的古流向相反, 分别流向中心带。盆地沉积中心附近的古流主要为纵向流动, 如骆驼山剖面的古流向主要为向东、南东东。在盆地北侧的承德市、苍子及骆驼山等地的土城子组中发现了大量的斜长岩砾石和岩屑, 并且含量向南逐步减小。其分布范围越过承德逆冲断层(图4)。显然, 盆地中斜长岩砾石和岩屑来自北部丰宁—隆化、大庙—娘娘庙逆冲带中发育的斜长岩岩体, 证明盆地北缘向南流动的古流向。

承德盆地与西部的滦平盆地断续相连。通过对长山峪剖面及其他剖面的沉积学和碎屑成分分析发现, 滦平盆地与承德盆地的沉积体系构成和沉积序列完全一致, 碎屑成分与承德盆地北缘类同。砾石叠瓦方向及斜层理测量结果表明, 在滦平盆地的东界处古流流向仍然为南东东向。因此, 可以推测滦平盆地与承德盆地为原始统一的盆地, 滦平盆地主体属盆地的北缘。石人沟盆地虽然与滦平盆地以基底隆起相隔, 但是石人沟盆地类似的沉积构成和向南及南南东指向的古流共同证明它应与南东侧的滦平盆地原始相连(图4)。现今的分隔是晚侏罗世之后呈北北东向断陷的产物。由此可见, 承德盆地、滦平盆地和石人沟盆地应属同一滦平—承德盆地, 分布于娘娘庙—大庙和尚义—平泉逆冲带之间, 北缘包括后中关盆地南部。盆地在沉积学上不对称, 盆地沉积中心偏向南部。由于后期剥蚀和构造改造, 原始沉积厚度难以完全恢复, 但总体上, 南北边缘厚度相对较大, 而沉积中心部位厚度较薄, 如骆驼山剖面厚约800 m。北缘西侧的长山峪剖面厚度较大, 达1 370 m, 南缘向东剖面厚度加大, 如双庙剖面厚度约700 m, 而毛杖子剖面达1 690 m。

尚义—平泉断裂南侧的大杖子和新城子盆地土城子组沉积构成相同, 并且盆地北缘古流均为向南的流向, 它们属同一原型盆地, 后期被岩体侵入分割(图4)。盆地现今露头表明北缘主要为辫状河冲积平原沉积, 中部夹辫状河三角洲沉积, 南部湖泊及三角洲沉积相对增多, 而盆地的南部边缘基本被剥蚀。因此原始盆地可能相对较宽。

4.2 盆缘构造活动

研究区滦平—承德和大杖子—新城子盆地与丰宁—隆化逆冲带和尚义—平泉逆冲带相邻。沉积

研究表明, 盆地的形成与演化与两构造带活动密切相关。滦平—承德盆地北缘大面积分布的砾质辫状河冲积平原沉积体系的沉积物源主体来自于北缘, 岩屑岩性相除火山岩外, 主体为在盆地北侧分布的太古宇基底变质岩, 显然表明在盆地同沉积时期, 丰宁—隆化、大庙—娘娘庙逆冲带发生了快速隆升和剥蚀。虽然现今构造带中主要断层的地表产状以直立或南倾为主, 但不能排除在晚侏罗世发生了向南的逆冲隆升作用。

尚义—平泉逆冲带主体表现为背向逆冲的特征, 北侧的潘家店—承德县断裂等主体向北逆冲, 南侧的古北口—大杖子断裂主要向南逆冲。背向逆冲导致元古宇至古、中生界地层隆升, 从而为北部的承德盆地和南侧的大杖子—新城子盆地提供以碳酸盐岩、硅质岩和碎屑岩为主的物源。Davis等^[8,11]研究认为, 承德断层及其上覆元古宇岩片及侏罗纪盆地沉积盖层是自南向北长距离推覆的外来体。据此, 承德盆地南、北部应分属不同的盆地, 沉积构成和岩屑成分应具有显著差异。但是, 位于断层南部的骆驼山剖面的物源则主体来自于盆地北缘。并且, 在断层两侧均发育有来自于北部的斜长岩砾石(图4)。因此, 如果承德断层发生了长距离逆冲推覆活动, 其活动时间绝非是土城子组同沉积期和之后, 应该是土城子组沉积之前。由于推覆体主要表现为元古宇长城群和蓟县群逆冲于中侏罗统髫髻山组之上, 因此, 承德断层长距离推覆时间应发生于髫髻山组沉积之后和土城子组沉积之前。至于承德断层是否存在长距离逆冲推覆作用本文还不能作出结论。根据现有的研究成果认为, 承德逆冲推覆活动之后, 尚义—平泉断层沿其南北分支断层发生了背向逆冲, 从而控制了滦平—承德盆地南缘和大杖子—新城子盆地晚侏罗世沉积。

一般认为, 盆地沉积物中新的砾石或岩屑的大量出现是源区逆冲隆升剥蚀的沉积响应。滦平—承德和大杖子—新城子盆地沉积物岩屑岩性相的垂向分布具有三个旋回, 滦平—承德盆地北缘表现为基底变质岩岩屑向上增多的旋回, 并出现三个含量的高值处, 而滦平—承德盆地南缘及大杖子—新城子盆地则由碳酸盐岩和碎屑岩岩屑在垂向上表现出三个向上增多的旋回(其中承德盆地南缘只发育两个完整的岩屑岩性相旋回, 并且盆地相3上部的沉积旋回也不完整)。在滦平—承德盆地, 沉积物岩屑岩性相旋回与盆地相旋回基本一致, 仅部分地区的

岩屑岩性相 V 或 III 和 IV 的高值处略有滞后。在大杖子—新城子盆地, 在盆地相 3 出现 2 个非火山岩岩屑高值处(图 2 和图 3)。两个盆地带中的火山岩岩屑整体上含量普遍较高, 但向上具有减少的趋势。这些岩屑岩性相的变化规律应受控于源区构造隆升过程。盆地沉降和沉积初期, 盆地源区大量发育中侏罗世火山岩(九龙山组和髫髻山组)。随着第一次逆冲抬升的地块之上火山岩逐步被剥蚀, 下伏的基底岩石被剥露, 为盆地提供物源。丰宁—隆化、娘娘庙—大庙逆冲带的基底岩石为太古宇变质岩, 而尚义—平泉逆冲带的基底岩石为元古宇和古、中生界碳酸盐岩和碎屑岩。三次旋回可能是在逆冲过程中三次不同地块抬升和基底岩石剥露过程的沉积响应。随着源区位于表层的火山岩不断被剥蚀, 残存火山岩露头减少, 因此盆地沉积物中岩屑含量也不断递减。滦平—承德盆地南缘岩屑岩性相旋回 3 和盆地相 3 发育不完整, 它可能反映了该区盆地较早停止发育, 盆地南北边缘发育不平衡。至于与两个逆冲带有关的两盆地中岩屑旋回是否具有同时性和可对比性还有待于进一步研究。因此, 滦平—承德和大杖子—新城子盆地是在挤压背景下、盆地边缘受逆冲作用控制、具有前陆盆地成因机制的山间挠曲盆地。

5 结论

通过以上研究和分析, 关于承德地区晚侏罗世土城子组盆地沉积充填及其对盆缘构造作用的指示意义得出如下结论:

(1) 承德地区与丰宁—隆化逆冲带和尚义—平泉逆冲带相邻, 发育了滦平—承德和大杖子—新城子两个原型盆地。滦平—承德盆地土城子组在垂向上可划分出三个盆地相, 分别由辫状河冲积平原及两个由辫状河三角洲演化为辫状河冲积平原的旋回构成, 在平面上, 区分出南北边缘相带和沉积中心相带。南部边缘相带之上部盆地相发育不完整。大杖子—新城子盆地中的三个盆地相分别由辫状河冲积平原、辫状河三角洲和辫状河冲积平原沉积体系构成, 在平面上, 北部为边缘相带, 南部发育沉积中心相带。

(2) 沉积物岩屑和砾石成分统计结果表明, 岩屑岩性相的垂向分布具有三个旋回, 滦平—承德盆地北缘表现为基底变质岩岩屑向上增多的旋回性, 而

滦平—承德盆地南缘及大杖子—新城子盆地则由碳酸盐岩和碎屑岩岩屑表现出三个向上增多的旋回, 其中滦平—承德盆地南缘上部旋回发育不完整。

(3) 盆地沉积学特征指示, 滦平—承德盆地南北边缘分别受控于尚义—平泉北缘和丰宁—隆化逆冲带, 而大杖子—新城子盆地受控于尚义—平泉南缘逆冲带。如果承德断层发生了长距离逆冲推覆活动, 其活动时间绝非是土城子组同沉积期和之后, 应该发生于髫髻山组沉积之后和土城子组沉积之前。盆地中三个岩屑岩性相旋回和盆地相旋回共同地反映了盆缘逆冲带的三次抬升剥露过程。

项目研究中得到了张国伟教授的指导, 在成文过程中与张长厚、王根厚博士进行了有益的讨论, 在此一并表示感谢!

References[参考文献]:

- [1] SONG H L. Characteristics of Yanshan type intraplate orogenic belts and a discussion on its dynamics[J]. *Earth Science Frontiers*, 1999, 6(4): 309-316 (in Chinese). [宋鸿林. 燕山式板内造山带基本特征与动力学探讨[J]. 地学前缘, 1999, 6(4): 309-316.]
- [2] CUI S Q. On global Meso-Cenozoic intracontinental orogenesis and orogenic belts[J]. *Earth Science Frontiers*, 1999, 6(4): 283-293 (in Chinese). [崔盛芹. 全球性中—新生代陆内造山作用与造山带[J]. 地学前缘, 1999, 6(4): 283-293.]
- [3] ZHANG C H. A preliminary discussion on the intraplate orogenic belt[J]. *Earth Science Frontiers*, 1999, 6(4): 295-302 (in Chinese). [张长厚. 初论板内造山带[J]. 地学前缘, 1999, 6(4): 295-302.]
- [4] REN J X, WANG Z X, CHENG T Y, et al. *China Tectonics, Outlooked by the Globe—Brief Direction of Tectonic Map of China and Its Adjacent Areas*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000. 1-50 (in Chinese). [任纪舜, 王作勋, 陈廷愚, 等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京: 地质出版社, 2000. 1-50.]
- [5] WAN T F, ZHAO W M. On the mechanism of intraplate deformation in Chinese continent[J]. *Earth Science Frontiers*, 2002, 9(4): 451-463 (in Chinese). [万天丰, 赵维明. 论中国大陆的板内变形机制[J]. 地学前缘, 2002, 9(4): 451-463.]
- [6] LIU S F, YANG S G. Upper Triassic-Jurassic sequence stratigraphy and its structural controls in the western Ordos Basin, China[J]. *Basin Research*, 2000, 12: 1-18.
- [7] HE Z J, LI T, NIU B G, et al. A Late Jurassic intense thrusting-uplifting event in the Yanshan-Yinshan area, northern China, and its sedimentary response[J]. *Geological Review*, 1998, 44(4): 407-418 (in Chinese). [和政军, 李铁, 牛宝贵, 等. 燕山—阴山地区晚侏罗世强烈推覆—隆升事件及沉积响应[J]. 地质论评, 1998, 44(4): 407-418.]

- [8] DAVIS G A, ZHENG Y D, ZHANG J J, et al. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: New view on its intraplate contractional styles [J]. *Geology*, 1998, 26(1): 43-46.
- [9] Bureau of Geology and Mineral Resources of Hebei Province. *Regional Geology of Hebei Province, Beijing and Tianjin Municipality* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989. 1-741 (in Chinese). [河北省地质矿产局. 河北省、北京市和天津市区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1989. 1-741.]
- [10] SUN W C, MA B L, SONG S Y, et al. *Geoscience Transect from Shuizhou, Hubei to Kalaqin, Inner Mongolia* (1 : 1 000 000)(including the direction) [M]. Beijing: Seismological Publishing House, 1992. 1-57 (in Chinese). [孙武城, 马宝林, 宋松岩, 等. 湖北随州至内蒙古喀沁旗地质断面[M]. 北京:地震出版社, 1992. 1-57.]
- [11] DAVIS G A, ZHENG Y D, WANG C, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China[A]. HENDRIX M S, DAVIS G A. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation* [M]. Boulder, Colorado: Geological Society of America Memoir 194, 2001. 171-197.
- [12] ZHAO Y. The Mesozoic orogenies and tectonic evolution of the Yanshan area[J]. *Geological Review*, 1990, 36(1): 1-13 (in Chinese). [赵越. 燕山地区中生代造山运动及构造演化[J]. 地质论评, 1990, 36(1): 1-13.]
- [13] CHEN J B, WU T S, ZHANG P Y, et al. *Regional Stratigraphy of North China* [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1997. 1-199 (in Chinese). [陈晋镛, 武铁山, 张鹏远, 等. 华北区区域地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 1-199.]
- [14] HENDRIX M S, GRAHAM S A, AMORY J Y, et al. Noyon Uul (King Mountain) Syncline, southern Mongolia: Early Mesozoic sedimentary record of the tectonic amalgamation of central Asia[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1996, 108: 1256-1274.
- [15] HENDRIX M S. Evolution of Mesozoic sandstone compositions, southern Junggar, northern Tarim, and western Turpan basins, northwest China: A detrital record of the ancestral Tian Shan[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2000, 70: 520-532.

Late Jurassic basin-fill record and its implication for basin margin tectonism, Chengde, Yanshan Mountains, North China

LIU Shao-feng¹, ZHANG Jin-fang², LI Zhong³, WANG Qing-chen³

(1. *Faculty of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

2. *Institute of Software, Chinese Academy of Science, Beijing 100080, China;*

3. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China)*

Abstract: The Late Jurassic Luanping-Chengde and Dazhangzi-Xinchengzi basins are linked with Fengning-Longhua and Shangyi-Pingquan thrust belts, respectively. The basin-fill of the Tuchengzi Formation is vertically divided into three basin-phases, which consist of braided channel plain and braided channel delta depositional systems. The statistics of the components of the sediment lithic fragments and gravels shows that there are three vertical cycles of metamorphic lithic fragment increase upwards in the northern Luanping-Chengde Basin, and three vertical cycles of carbonate and clastic lithic fragment increase upwards in the southern Luanping-Chengde Basin and Dazhangzi-Xinchengzi Basin. Several conclusions have been made from basin sedimentology study. The southern and northern margins of the Luanping-Chengde Basin were controlled by the northern Shangyi-Pingquan thrust faults and Fengning-Longhua thrust faults, respectively, and the Dazhangzi-Xinchengzi Basin controlled by the southern Shangyi-Pingquan thrust fault. If a long distance thrust happened along the Chengde fault, the thrust might have not occurred at the syn-depositional stage of the Tuchengzi Formation or later, but should have occurred after the Tiaojishan Formation and before the Tuchengzi Formation. The three lithic petrofacies cycles and basin phases in the basins represent three uplift and unroofing processes along the basin marginal thrust belts.

Key words: Chengde; Tuchengzi Formation; basin-fill; lithic petrofacies; tectonism