中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 7 期: 1116 ~ 1133
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

燕山构造带西段千家店盆地生长构造与生长地层

史肖飞, 刘少峰*, 林成发

中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 地球科学与资源学院, 北京 100083
* 通讯作者, E-mail: shaofeng@cugb.edu.cn

收稿日期: 2018-07-26; 收修改稿日期: 2019-01-30; 接受日期: 2019-03-04; 网络版发表日期: 2019-03-26
国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0601405)、国家自然科学基金项目(批准号: 41572189、41820104004)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB18030604)资助

摘要 Izanagi板块在晚中生代向NW前进式俯冲于欧亚板块东部之下, 诱发形成了燕山构造带一系列挤压构造, 然而构造的具体形成时间以及弥散分布于燕山构造带的山间盆地的控盆构造属性、构造活动与沉积作用之间的相互关系依然存在着较大的争议. 本文基于对北京北部千家店盆地上侏罗统-下白垩统土城子组的沉积作用、物源及盆缘、盆内构造的精细研究, 认为: 千家店盆地西缘发育断展褶皱型生长构造与生长地层, 土城子组第二段顶部和第三段地层在盆地西缘生长, 它们受控于翼部旋转模式的断展褶皱作用; 千家店盆地内发育的两条小型逆冲断层, 均表现为盆地基底下马岭组逆冲于土城子组地层之上, 可能控制了断弯褶皱型生长地层的发育; 盆地"源-汇"过程分析表明, 尚义-平泉断裂上盘基底地层为千家店盆地晚侏罗世-早白垩世早期地层的主要物源区; 断展褶皱型生长地层底界面处火山岩获得的最年轻的一组锆石$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(140.8±2.4)Ma, 它可能代表了断展褶皱型生长构造活动的起始时间. 千家店盆地断展褶皱型生长构造和生长地层的发现, 证明了千家店盆地早白垩世早期是受控于褶皱-逆冲作用的山间挠曲盆地. 近E-W向的尚义-平泉断裂与NE向的千家店逆冲断层和盆内的两条逆冲断层可能构成一个统一的右行走滑式逆冲构造系统, 共同控制了千家店盆地土城子组的沉积, 其构造作用可能与侏罗纪至早白垩世初Izanagi板块向NW的前进式平板俯冲有关.

关键词 燕山构造带, 千家店盆地, 土城子组, 生长构造, 生长地层, Izanagi板块俯冲

1 引言

燕山构造带位于华北地块(NCB)北部, 在冀北呈近E-W向展布, 至辽西地区逐步从NE转向NNE向展布, 整体上呈向SSE微突出的弧形(Liu等, 2007). 燕山构造带西部与E-W向的阴山相连, 西南与NNE向的太行山构造带接壤, 南部被新生代渤海湾盆地沉积物所覆盖, 东部被中-新生代郯庐断裂带所限, 北部与兴-蒙造山带相邻(图1a). 晚古生代以来, 蒙古微陆块以及随后的西伯利亚板块向南与华北地块碰撞拼合, 古亚洲洋关闭; Izanagi板块以及随后的太平洋板块主体向东亚陆缘俯冲, 燕山构造带从原来的近E-W向的古亚洲洋构造域逐渐向NE-NNE向的滨太平洋构造域转变(刘少峰等, 2004a, 2004b, 2018; Liu等, 2007, 2013, 2017; Wang等, 2018; 董树文等, 2007; Xiao等, 2003; Zorin, 1999; 朱日祥等, 2012).

中文引用格式: 史肖飞, 刘少峰, 林成发. 2019. 燕山构造带西段千家店盆地生长构造与生长地层. 中国科学: 地球科学, 49: 1116–1133, doi: 10.1360/N072018-00212
英文引用格式: Shi X, Liu S, Lin C. 2019. Growth structures and growth strata of the Qianjiadian Basin in the western Yanshan fold and thrust belt, North China. Science China Earth Sciences, 62: 1092–1109, https:// doi.org/10.1007/s11430-018-9345-6

© 2019 《中国科学》杂志社

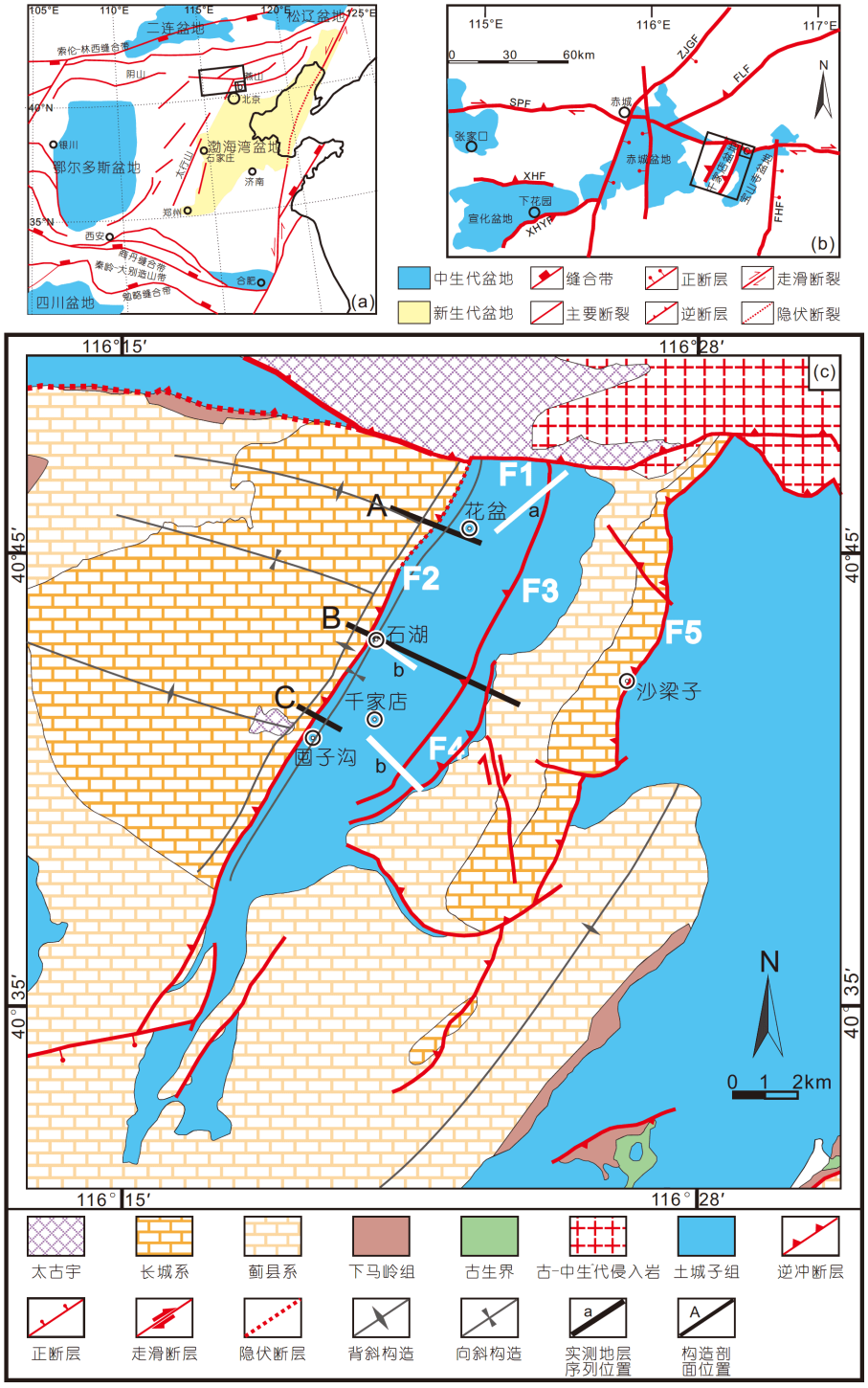

图 1　北京北部千家店地区地质构造简图

(a) 华北地块(NCB)及其周缘地区大地构造单元图; (b) 燕山构造带西段张家口及京北地区中生代盆地分布图及盆缘构造分布. FLF为丰宁-隆化断裂, SPF为尚义-平泉断裂, ZJGF为紫金关断裂, XHF为宣化逆冲断层, XHYF为下花园逆冲断层, FHF为丰台-怀柔断裂. 黑框c为研究区范围; (c) 研究区京北千家店盆地地质简图(修改自1: 25万延庆县幅地质图, 刘振峰, 2002), 研究区范围见图1b. 主要的断层构造: F1为尚义-平泉断裂, F2为千家店逆冲断层, F3和F4为千家店盆地内部小型逆冲断层, F5为沙梁子逆冲断层. 其中, b地层柱状图实测位置分为两部分, 中间以一套厚层安山质角砾熔岩为标志层, 盆地最东部为地层底部, 第一部分从底部向上测到标志层为止, 第二部分从标志层开始测起

翁文灏在1927年提出了“燕山运动”的概念，并在北京西山将燕山运动的开始时间限于九龙山组与髫髻山组之间的角度不整合界面(Wong, 1927). 从此, “燕山运动”的概念被广大地质学家所接受. 近年来, 大多数学者将燕山运动的典型现象总结为: 古生代稳定华北克拉通自中生代以来发生了强烈的构造运动, 岩浆活动, 变质作用, 岩石圈减薄和克拉通破坏(赵越等, 2004a, 2004b; 刘少峰等, 2004a, 2004b, 2018; 董树文等, 2007; 朱日祥等, 2012; 张长厚等,2011; Zhang等, 2014; Davis, 2005). 目前, 对发生在华北克拉通内部的燕山运动的驱动机制还不十分清楚, 具有多种认识. Davis等(2001)认为燕山运动主体是北部西伯利亚板块指向南的挤压和西太平洋俯冲交替作用的产物; 董树文等(2007)认为燕山运动是来自被北、东和西南3个方向的板块向东亚汇聚挤压驱动的结果; 赵越等(2004a)强调燕山运动是特提斯构造域向太平洋构造域构造体制转变的产物.

燕山运动主期, 即侏罗纪至早白垩世初的构造作用过程、变形机制乃至构造属性目前仍然存在争论. 如, 晚侏罗世至早白垩世初期沉积盆地性质具有为挠曲盆地(和政军等, 1999, 2008; 刘少峰等, 2004a, 2004b, 2018; 刘晓波等, 2016; 张长厚等, 2004b; 孙立新等, 2007)和伸展裂谷盆地(邵济安等, 2003; 许欢等, 2011; 李建锋等, 2010)两种完全不同的认识, 构造变形样式也存在基底卷入式的厚皮构造和薄皮构造的观点(张长厚和宋鸿林, 1996; 张长厚等, 2006, 2011; 杨庚和柴育成, 1999). 侏罗纪至白垩纪初的盆地沉积充填及其生长记录了盆缘构造带构造作用过程. 因此, 准确认识燕山主期变形机制的关键是精细解析发育于燕山构造带内褶皱-逆冲带与盆地的变形样式、沉积充填样式和构造-地层生长过程, 进而揭示盆-山系统耦合机制及可能的动力学背景.

千家店盆地位于燕山构造带西段(图1b), 于晚侏罗世至早白垩世初(焦润成等, 2016; Fu等, 2018)沉积的土城子组是盆地唯一的中生代沉积盖层. 已有学者对千家店盆地进行过研究, 认为该盆地是具伸展性质的裂陷盆地(邵济安等, 2003; 李建锋等, 2010). 另外, Fu等(2018)提出盆地西部的千家店逆冲断层在土城子组沉积时并未活动, 其活动时间在土城子组沉积停止之后(post-depositional fault). 然而, 我们通过详细地野外地质观察和测试分析, 对此提出异议, 认为该盆地更可能为受褶皱-逆冲构造控制形成的挠曲盆地, 千家店逆冲断层为同沉积断层(syn-depositional fault). 本文通过研究盆地沉积充填格架, 查明生长地层结构样式及其反映的同沉积期褶皱-逆冲构造的生长过程、山-盆地系统之间的“源-汇”过程, 实现探索北京北部燕山构造带构造变形机制、盆地属性和可能的动力学背景的目的.

2 区域地质背景

2.1 地层

研究区位于北纬40°30′~40°50′, 东经116°10′~116°30′, 主体处于北京延庆区境内(图1c). 燕山地区中生代中、晚期(J~K)主造山运动发生之前, 经历了地台基底形成和地台盖层发育阶段. 区域上, 太古宙与古元古代是华北地台的基底形成时期. 太古宇发育一套变质程度很深的变质岩系, 出露的地层主要是各种片麻岩、斜长角闪岩、麻粒岩等(图2). 华北地台古元古代沉积地层因地而异, 主要为一套变质陆源碎屑沉积岩系, 由变质砾岩、石英岩等组成. 中元古代的长城系和蓟县系以各种类型的白云岩为主, 中元古界下马岭组的岩性为页岩和粉砂岩夹泥灰岩. 新元古代的青白口系为陆源碎屑沉积, 主要由页岩、泥岩及石英砂岩等组成. 古生代地层主要为浅海灰岩沉积. 中生界主要为陆相火山岩、碎屑岩沉积. 燕山构造带土城子组主要沿尚义-平泉断裂带分布(和政军等, 1999, 2008; 刘少峰等, 2004a, 2004b), 具体主要分布于蔚县, 宣化南部, 下花园西部, 尚义, 赤城, 千家店, 汤河口, 承德等地. 土城子组总体是一套以红色为主的陆相粗碎屑沉积, 夹有多套中、酸性火山岩. 垂向上普遍经历了冲积扇-三角洲-湖泊-三角洲-河流-冲积扇的变化(许欢等, 2011), 水体总体呈现了浅-深-浅的变化. 已有学者对千家店盆地土城子组进行了定年测试. Fu等(2018)对千家店盆地土城子组中、下部的多套火山岩进行了锆石U-Pb测年, 得出千家店盆地土城子组沉积开始于160Ma左右. 焦润成等(2016)对千家店盆地土城子组中、下部的两套火山岩进行的锆石U-Pb测年结果与Fu等(2018)的结果基本一致. 其中, 对盆地内同一套安山质角砾熔岩, 焦润成等(2016)的测试结果为(157.1±1)Ma(图3), Fu等(2018)的测试结果为(156±1)Ma. 结合其他学者对分布于其他地区的土城子组的测年结果

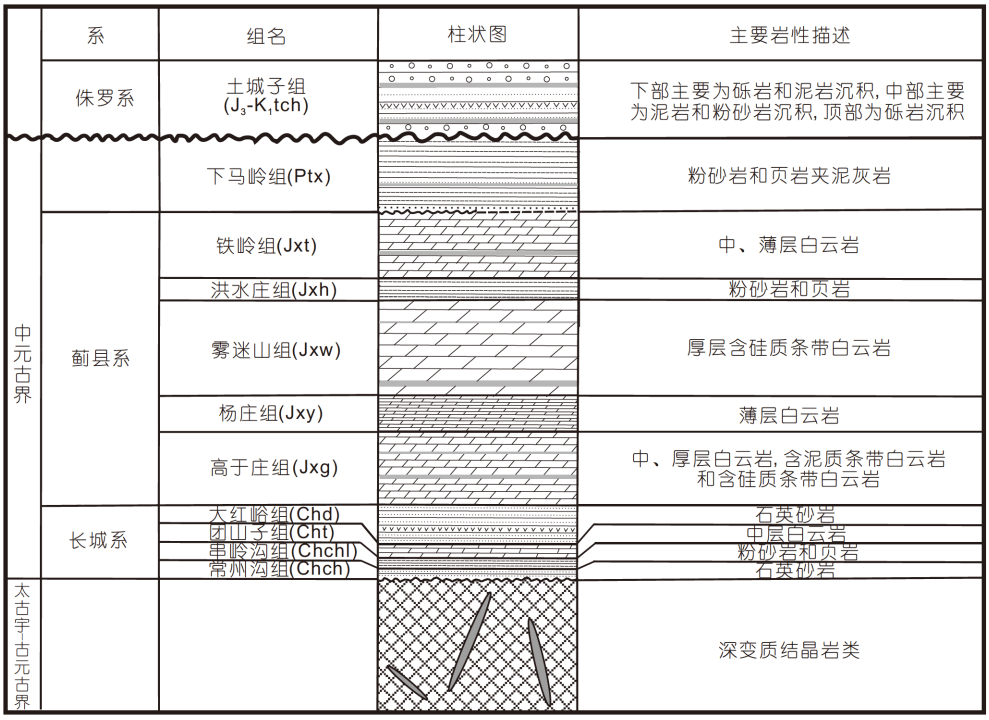

图 2　研究区综合地层柱状图

可以得出, 土城子组形成于晚侏罗世至早白垩世早期(张宏等, 2008; 杨进辉等, 2006; 孙立新等, 2007; 刘少峰等, 2018; 邵济安等, 2003). 研究区内, 土城子组是千家店盆地现存唯一的中生代沉积地层. 盆地北部出露大量侵入岩, 主要为晚古生代、早侏罗世以及早白垩世的花岗岩(图1c).

2.2　盆地构造

千家店盆地及周边地区主要发育两组断裂: 即近E-W向的断裂和NE向逆冲断层. 近E-W向展布的断裂为尚义-平泉断裂(F1), 是燕山北部规模最大的一条基底卷入型的深大断裂(张长厚等, 2004a). 该断裂倾向北, 运动极性为自北向南逆冲, 将上盘太古代的变质岩系叠置于下盘中元古代和中生代地层之上. 尚义-平泉断裂为千家店盆地北界, 其上盘指向盆地发生逆冲. 前人研究证明, 该断裂在侏罗纪-白垩纪不仅发生了自北向南的挤压逆冲, 还兼有右行走滑, 表现为一条大型的走滑式逆冲断层(张长厚等, 2004a). 尚义-平泉断层上盘大面积出露了太古代地层, 以及中元古代、晚古生代、早侏罗世和早白垩世侵入岩; 断层下盘出露长城系和蓟县系. NE向逆冲断层包括盆地西缘的千家店逆冲断层(F2)、盆地内部的两条小型逆冲断层(F3和F4)和盆地东部的沙梁子逆冲断层(F5). 它们均由NW向SE逆冲. 千家店逆冲断层为千家店盆地的西部边界, 表现为太古代基底卷入变形的厚皮构造, 断层上盘元古代和太古代地层由老到新呈近同心圆状出露 (图1c). 断层面倾向向NW方向, 倾角较陡(>50°). 千家店逆冲断层下盘为土城子组, 发育走向与断层近于平行的不对称向斜, 向斜核部紧靠逆冲断层, 轴面倾向NW方向. 千家店盆地内的两条小型逆冲断层均表现为盆地基底下马岭组地层逆冲于土城子组之上, 露头表现为上盘和下盘地层产状近于一致, 推测为坪-坡式断层的断坪结构. 同时, 断层上盘的下马岭组地层之上以平行不整合关系覆盖了土城子组. 这两条逆冲断层与赤城盆地中发育的温家店逆冲断层结构类似, 发育的层位也一致, 均为逆冲于土城子组内部的逆冲断层(刘少峰等, 2018), 推测上盘发育断弯褶皱构造. 该逆冲断层在盆地中呈NE-SW延伸近10km. 沙梁子逆冲断层为宝山寺盆地的西部边界, 断层上盘仅出露中元古代地层且为倾向向西的单斜地层, 下盘发育背斜构造. 受沙梁子逆冲断层活动控制, 千家店盆地东部的中元古代地层掀斜出露地表并形成基底隆起, 分隔千家店盆地

与沙梁子盆地. 千家店盆地内部的土城子组以上超形式覆盖于东部的中元古代基底之上(图4b). 所有NE-SW向延伸的逆冲构造向NE都终止于尚义-平泉断裂, 显示了与尚义-平泉断裂同期的活动性.

2.3 盆地充填特征

千家店盆地主要充填中生代土城子组. 土城子组在不同地点其厚度有所变化, 最厚处出现在千家店镇一线, 厚度约1600m左右(图3b). 盆地内土城子组整体倾向NW, 但在靠近千家店逆冲断层处因向斜构造转为倾向SE, 局部发生倒转(图4). 盆地东部边界土城子组与蓟县系呈角度不整合接触; 西部则与盆地基底呈断层接触. 本次研究在盆地北部和中部各实测了一条完整的地层剖面. 依据各地层剖面的沉积结构、构造和岩性特征, 将千家店盆地土城子组自下而上分为3个岩性段(图3). 第一段主要由单成分角砾岩、复成分砾岩、含砾砂岩、凝灰质砂岩和泥岩构成, 夹有流纹质凝灰岩、安山质角砾熔岩; 第二段由泥岩、粉砂岩和少量中、粗砂岩及砾岩构成沉积韵律, 夹有安山质角砾熔岩和流纹岩; 第三段由复成分砾岩、含砾粗砂岩构成, 未见火山岩夹层. 第一段岩性单元主要分布在盆地的东部和南部边界. 另外, 在盆地内部发育的逆冲断层上盘下马岭组之上, 也不整合覆盖了部分该段岩性单元. 该段在盆地北部花盆地区厚度约180m, 由下往上砂/泥比值逐渐升高, 表现出明显的向上变粗的旋回特征. 结合其沉积特征, 推测该段由向盆地内部进积的扇三角洲沉积构成. 第二段岩性单元则广泛分布在盆地中部, 厚度在千家店镇一带达到最大, 超过700m, 为千家店盆地的沉积主体. 该段由厚层具水平层理泥岩夹薄层块状层理粗砂岩、细砾岩构成, 依据其沉积特征, 该岩性段解释为典型的湖泊沉积, 内部发育浊流成因的砂砾岩. 结合第一段和第二段岩性单元, 盆地沉积表现出向上变细的旋回特征, 表明该阶段盆地经历了一次显著的湖泛事件. 第三段岩性单元仅在盆地内部的向斜核部出露, 呈长条状沿向斜核部展布, 出露厚度100~300m. 该段沉积特征指示了以重力流和辫状河道牵引流为主要沉积作用的冲积扇沉积环境, 下部则为冲积扇的水下延伸部分(扇三角洲). 从第二段到第三段, 整体又表现为向上变粗的旋回特征, 指示了冲积扇向盆地中不断进积, 盆地经历了湖水退去、湖盆萎缩的过程.

3 生长构造与生长地层

生长构造和生长地层的概念由来已久, 而生长地层作为构造活动期间形成的沉积地层忠实记录了构造活动的特征, 如构造的变形样式、变形时间以及变形机制等(刘少峰等, 2018; 张长厚等, 2004b; Zhang等, 2016; Ahmadi等, 2013; Ortner等, 2016). 利用生长地层来揭示盆缘构造活动的性质并约束其活动时间已经成为盆地研究的一项成熟方法并得到广泛的应用(刘少峰等, 2018). 千家店盆地是燕山构造带中一个典型的构造围限的山间盆地(Liu等, 2013), 盆缘构造对盆地沉积具有显著的影响. 千家店盆地西缘千家店逆冲断层与盆地充填的土城子组之间接触位置露头良好, 地层保存完整. 前文提到千家店盆地内部土城子组在靠近千家店逆冲断层处发育不对称向斜构造, 构造的走向与断层走向近于一致, 因此是进行生长构造和生长地层研究的理想对象. 本次研究发现千家店盆地土城子组上部发育生长地层, 而千家店逆冲断层则为控制生长地层发育的生长构造.

3.1 生长构造

为了系统了解千家店盆地生长构造与生长地层的几何样式特征, 本次研究从北向南一共实测了三条构造剖面: 花盆剖面、石湖剖面和囤子沟剖面(图4). 实测剖面西侧的生长构造为千家店逆冲断层, 表现为元古代长城系、蓟县系及太古宇变质基底自NW向SE逆冲于中生代土城子组地层之上. 断层上盘发育NE-SW向延伸的不对称背斜(图4和图5a). 背斜NW翼地层产状平缓(倾角在0°~20°范围), SE翼产状则迅速变陡(倾角在60°, 倒转倾向西); 下盘的土城子组内发育生长地层. 在不同位置, 千家店逆冲断层的活动具有不同特征. 石湖剖面和囤子沟剖面中千家店逆冲断层出露地表并以高角度切穿了上盘背斜和下盘向斜的共同翼, 下盘土城子组沉积与上盘基底地层之间表现为断层接触关系. 而在花盆地区, 地表未见千家店逆冲断层的露头, 上盘同样表现为不对称的背斜形态. 背斜SE翼地层为向SE高角度倾斜、甚至直立的高于庄组白云岩与土城子组地层成微角度不整合接触(图4a), NW翼则为向NW缓倾的基底地层. 上述地层接触关系表明, 千家店逆冲断层在囤子沟-石湖一带切穿断层相关褶皱并将上盘地层逆冲于下盘土城子组之上, 而在花盆地

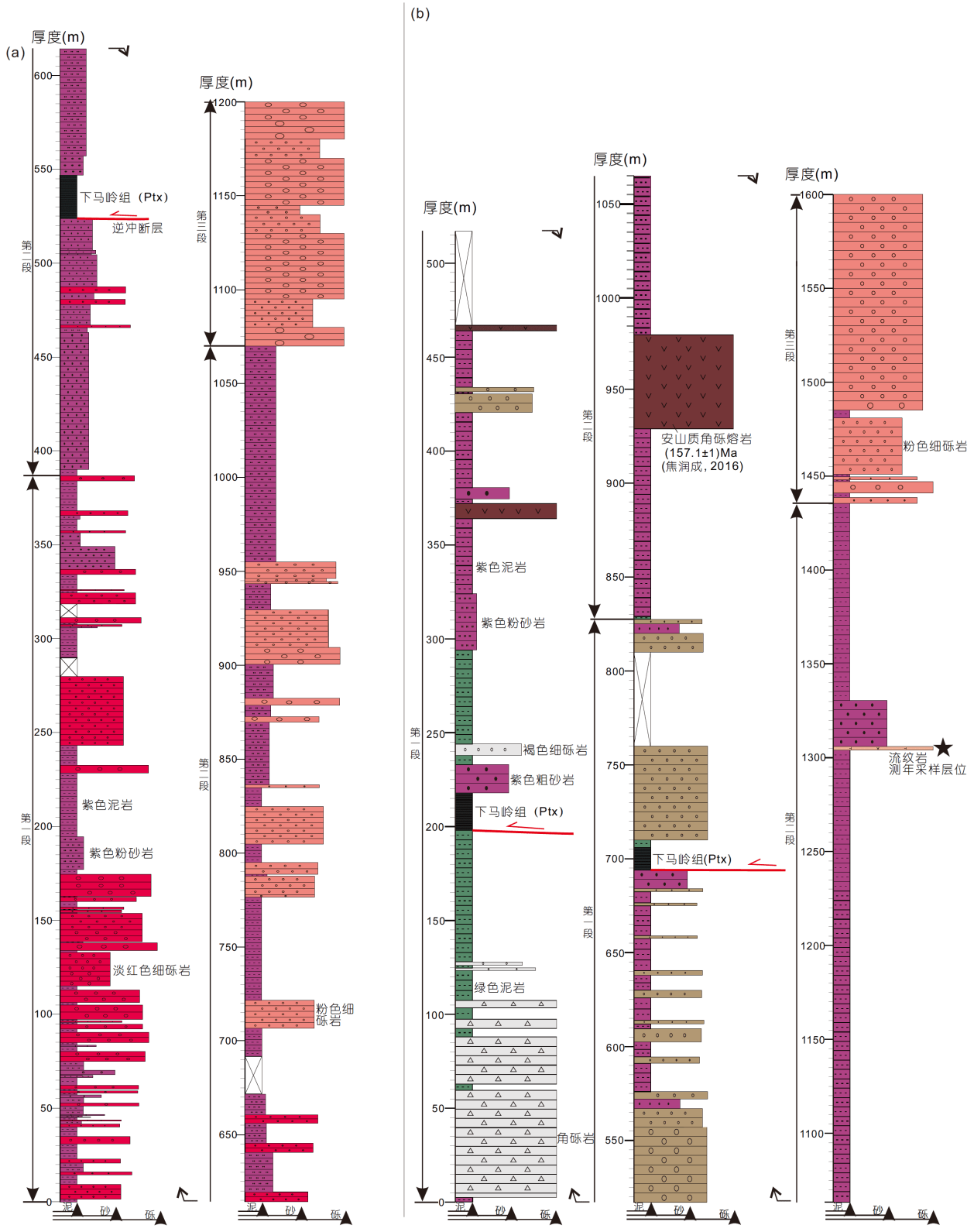

图 3　千家店盆地土城子组实测地层沉积序列

(a) 剖面位置与图1c中位置a对应; (b) 剖面位置与图1c中位置b对应

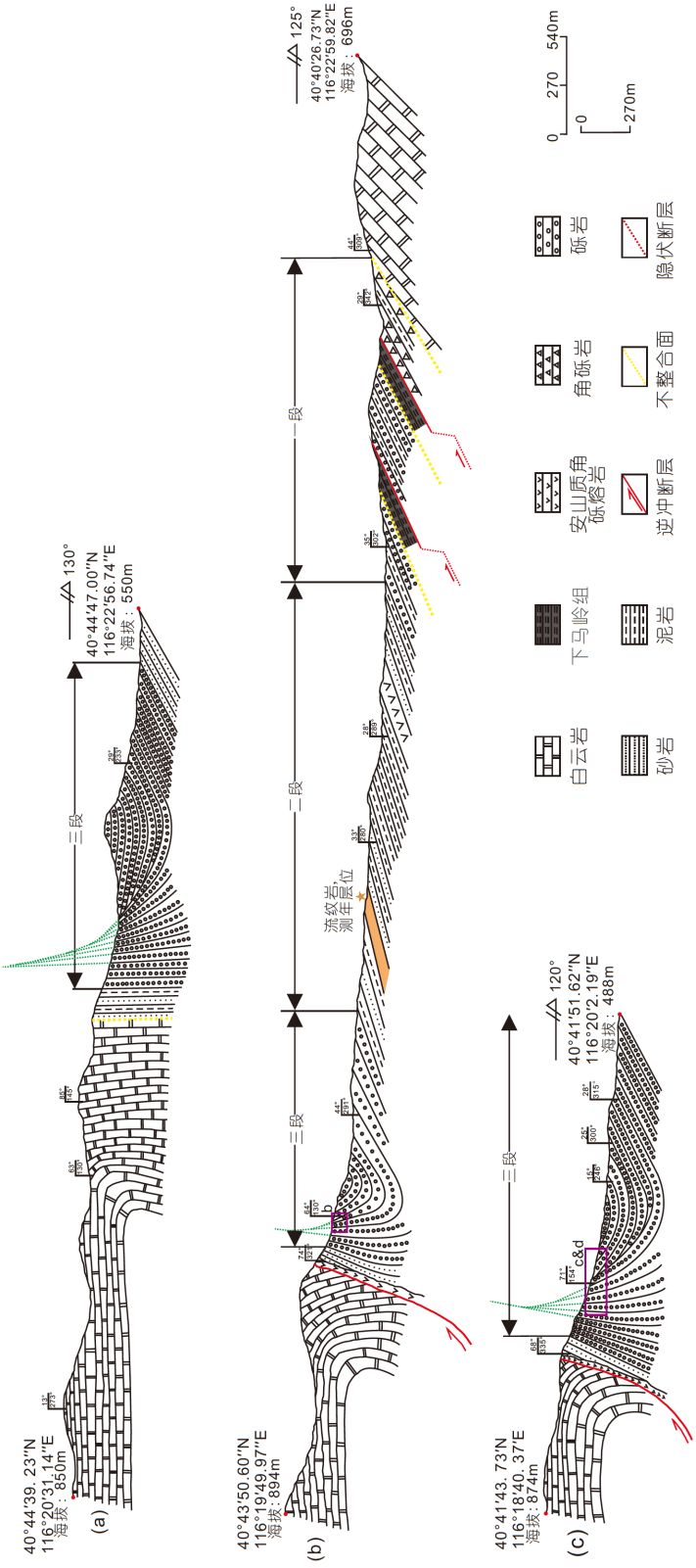

图 4　千家店盆地构造剖面图

(a) 花盆剖面; (b) 石湖剖面; (c) 圈子沟剖面. 具体剖面位置见图1c, (a)、(b)和(c)剖面位置分别与图1c中A、B和C构造剖面位置对应. 其中, 紫色矩形为图5中照片的位置. 剖面(b)中土城子组底部发育两条逆冲断层, 均是盆地基底的下马岭组逆冲在土城子组之上, 野外露头可见断层上盘和下盘均是断坪, 推测为断弯褶皱的局部露头. 剖面中, 绿色点线代表退覆界面

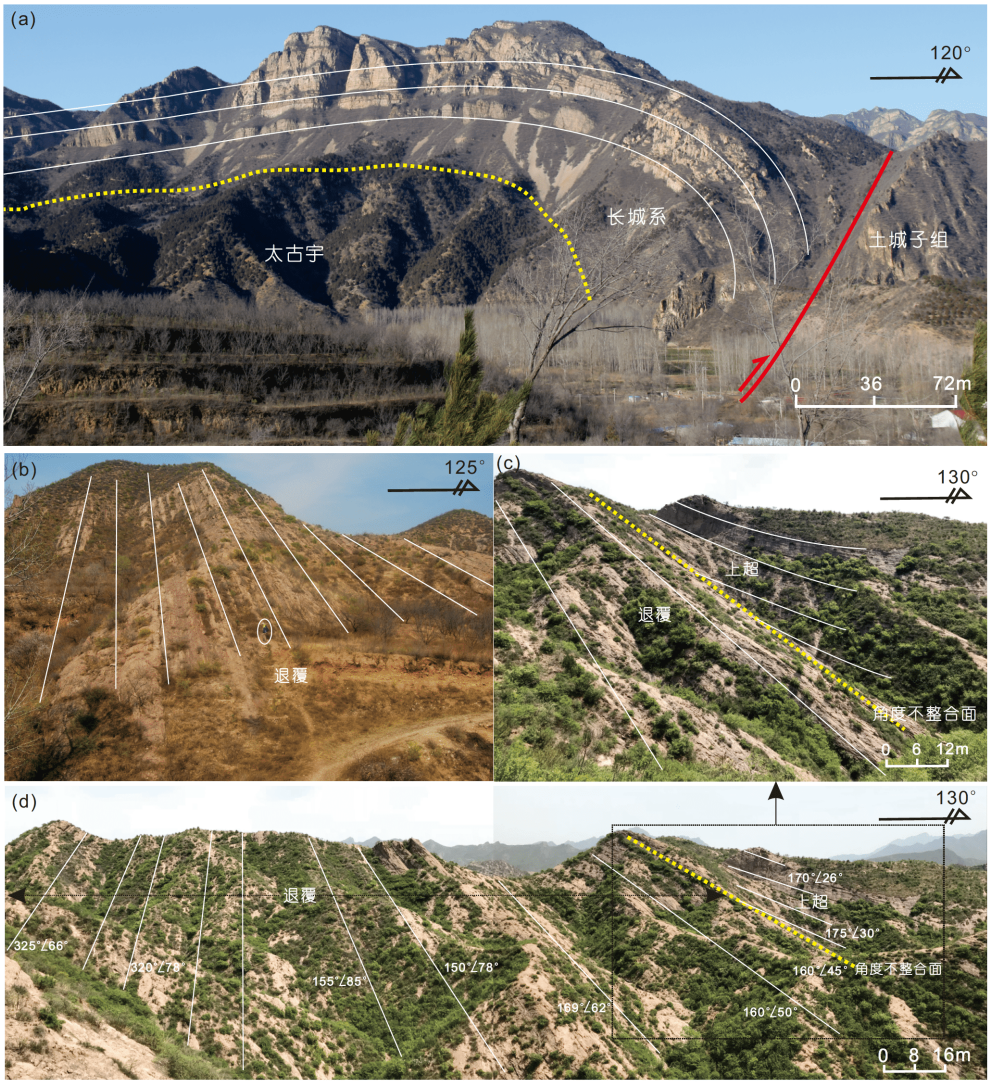

图 5　生长构造和生长地层照片

(a)照片在囤子沟南部地区拍摄, (b)、(c)和(d)照片位置见图4紫色矩形框. (a) 囤子沟南部地区千家店逆冲断层上盘断展褶皱形态, 白线为地层界面, 黄色点线为不整合面, 形态为一个不对称背斜, 核部为太古宇; (b) 石湖地区生长地层产状变化模式. 比例尺为白圈中的人, 白线为地层界面, 发育明显的退覆生长不整合; (c) 囤子沟地区生长地层产状变化模式, 其具体位置见(d). 在向斜核部退覆生长不整合之上发育了上超生长不整合, 内部发育一个角度不整合面; (d) 囤子沟地区土城子组不对称向斜NW翼照片. 从西向东, 地层由倒转变为向SE缓倾, 地层首先发育退覆生长不整合, 于退覆生长不整合之上发育了上超生长不整合

区则尚未切穿断层相关褶皱, 保留了千家店逆冲断层控制的断层相关褶皱的完整形态. 断层的断距由囤子沟往北逐渐减小, 在囤子沟一带上盘地层出露太古宇变质岩, 是断层断距最大的位置. 紧沿千家店逆冲断层破碎带发育一套安山质角砾熔岩, 厚度约为10~20m. 为角砾熔岩结构, 流动构造, 火山碎屑以安山岩角砾及少量凝灰岩为主, 胶结物为安山质熔岩, 隐晶质结构, 流纹构造. 花盆地区未见此层, 仅沿断层出露处发育. 因而推测其成因与千家店逆冲断层相关, 可能是沿此断裂溢流形成. 千家店逆冲断层上盘NE-SW向延伸的不对称背斜的几何学模型与Suppe(1983)所描述的断展褶皱模型吻合, Ahmadi等(2013)也将类似的不对称背斜形态归为断展褶皱模型, 何登发等(2005)把形态不对称, 前翼陡、窄, 后翼宽、缓总结为

断展褶皱的基本特点之一. 综合以上特征, 以及前人的研究, 盆地西部的背斜构造为典型的断展褶皱类型.

除了NE-SW走向的背斜构造, 千家店逆冲断层上盘基底地层中还发育有近E-W向延伸的纵弯褶皱. 褶皱枢纽近水平, 轴面近直立, 为直立水平褶皱. 形态对称, 翼间角较大, 褶皱较为平缓. 该E-W向背斜构造的延伸受限于NE向展布的千家店背斜及千家店逆冲断层, 并且在千家店镇以西车道沟村附近, E-W向背斜构造被NE向千家店背斜掩盖. 同时, 千家店盆地内的褶皱构造都是NE向展布, 而非E-W向展布, 也说明E-W向褶皱的形成是在千家店盆地发育之前. 因此, 千家店逆冲断层以及NE-SW向延伸的不对称褶皱对近E-W向延伸的褶皱进行了改造, 导致千家店逆冲断层上盘近E-W向延伸的背斜与NE-SW向延伸的背斜交汇处出现了穹窿构造, 断层上盘出露近圆形的太古宇是穹窿的核部, 其他地层由老到新呈近同心圆状环绕太古宇地层出露(图1c).

3.2 生长地层

3.2.1 褶皱型生长地层模式

生长地层的发育范围比较局限, 空间上在远离构造方向, 由于受到构造活动的影响越来越小, 生长地层往往变得不明显, 地层产状和厚度趋向稳定; 时间上, 又可分为前生长地层、生长地层和后生长地层, 具体与断层活动时间相对应(Busby和Azor, 2011). 褶皱型生长地层的变形机制主要有膝折带迁移(hinge migration)和翼部旋转(limb rotation)两种模式(Ahmadi等, 2013; Busby和Azor, 2011; 张广良等, 2006; 郭卫星和漆家福, 2008; Ortner等, 2016), 不同的变形机制控制了生长地层的不同几何样式, 包括地层产状和单层厚度变化模式. 因此, 通过详细分析生长地层内部的几何形态, 可以合理地推测生长地层的变形过程. 在褶皱变形过程中, 膝折带迁移模式(图6a)的褶皱翼部倾角保持不变, 翼长发生变化, 这就会导致褶皱顶部和翼部的抬升速率相同并在翼部出现平行状的生长地层. 在沉积速率大于构造垂直抬升速率的情况下, 夹于活动轴面和生长(恒定)轴面间的上窄下宽的三角形区域称之为生长三角. 生长三角区地层呈平行状和同一层地层在褶皱顶部与褶皱翼部厚度变化的特征突出地反应了膝折带迁移模式的构造运动学本质. 翼部旋转模式(图6b)在褶皱过程中, 翼部旋转模式的褶皱翼部倾角将发生变化, 但是翼长保持不变, 这就会导致褶皱顶部和翼部的抬升速率不同, 翼部同一层的厚度向背斜顶部变薄, 生长地层倾角向上呈明显的扇状减小, 不会出现平行状的生长地层.

翼部旋转模式控制的褶皱型生长地层中会出现一种特殊的不整合——生长不整合(progressive unconformity)(Busby和Azor, 2011; Riba, 1976), 该不整合的几何特点是褶皱翼部的生长地层中的同一层的地层厚度向褶皱顶部减薄, 连续的两套地层中新地层的产状比老地层倾角更小, 形成一个连续的扇形的沉积楔状体(图7). 生长不整合的形态特征受控于同沉积的构造活动与沉积. 在忽略其他因素, 仅考虑生长构造垂直抬升速率(T)和沉积速率(S)的情况下, 当$T>S$时, 褶皱翼部会形成退覆类型的生长不整合(图7a); 当$T<S$时, 会形成上超类型的生长不整合(图7b)(Riba, 1976; 张广良等, 2006; Ortner等, 2016). 当生长构造垂直抬升速率和沉积速率的相对大小发生变换时, 便会形成角度不整合(angular unconformity) (Busby和Azor, 2011; Riba, 1976), 角度不整合面的侧向延伸不会很远, 向盆地中心方向发展, 逐渐趋向整合.

3.2.2 千家店盆地生长地层

断展褶皱前翼的土城子组地层现今的形态为NE-SW向延伸的不对称向斜, 与断层上盘的NE-SW向延伸的不对称背斜构造应力一致, 核部紧靠千家店逆冲断层. 向斜SE翼厚度厚且产状较稳定, 倾向大体为NW, 倾角在25°~35°的范围内(图4b). 向斜SE翼地层初始产状应该是近水平的, 现今观察到的30°左右的倾角, 是后期沙梁子逆冲断层构造活动导致千家店盆地东部基底地层掀斜出露而形成的. 从沉积空间上, 生长地层明显的产状和厚度变化仅发育在现今向斜的NW翼.

向斜核部为土城子组的第三段砾岩, 向斜NW翼紧靠断层处出露有50~100m厚的泥岩和粉砂岩, 为土城子组第二段顶部沉积. 花盆剖面(图4a)和囤子沟剖面(图4c)中土城子组内部发育的向斜表现为翼间角较大的宽缓向斜, 而石湖剖面(图4b)中的向斜则表现为翼间角较小的紧闭向斜. 通过对比各个剖面中出露的、卷入变形的地层岩性特征, 发现石湖剖面出露的土城子组地层层位相对较低(为土城子组二段泥岩沉积上部), 而另外两个剖面出露的基本为第三段砾岩沉

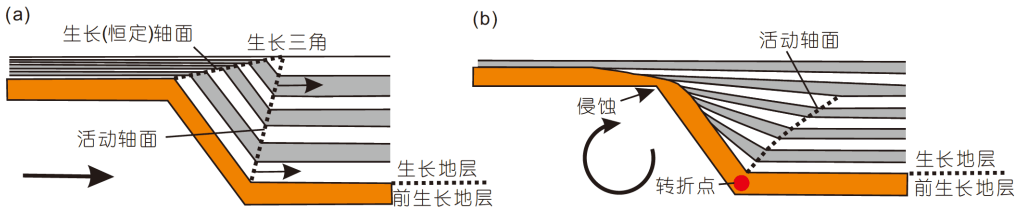

图 6　褶皱型生长地层形成模式图

(a) 膝折带迁移模式; (b) 翼部旋转模式. (a)和(b)模式均处于构造垂直抬升速率(T)<沉积速率(S)的情况下. (a)模式中形成平行状的生长地层, 夹于活动轴面和生长(恒定)轴面的部分为生长三角; (b)模式中生长地层倾角向上呈扇状减小, 翼部同一层的地层厚度向上变薄, 生长三角不明显(修改自张广良等, 2006)

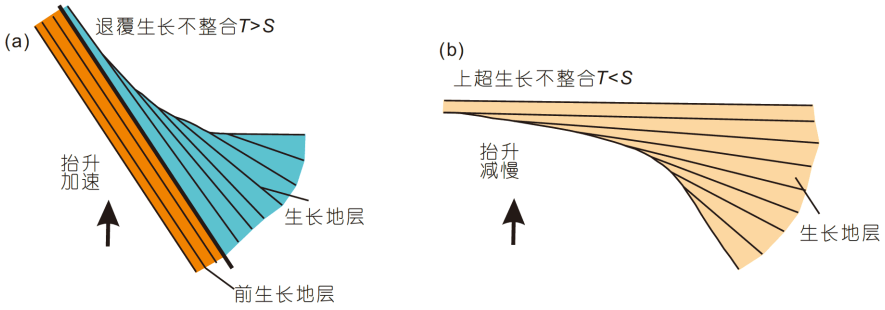

图 7　生长不整合几何形态简化图

(a) 退覆生长不整合; (b) 上超生长不整合. T为构造抬升速率, S为沉积速率(修改自Riba, 1976; 张广良等, 2006; Ortner等, 2016)

积. 结合石湖剖面紧闭向斜的特征, 推测土城子组内部的向斜构造越往地层层位高的位置越宽缓, 而越深则越紧闭. 这代表向斜构造在不同深度的变形程度不一, 符合断展褶皱型生长地层的特征(何登发等, 2005).

向斜NW翼从老到新的地层产状由倒转或直立, 逐渐转变为向SE缓倾. 同时, 向斜NW翼内部同一层地层的厚度具有向向斜核部逐渐增厚的特征. 向斜NW翼内部地层的产状及厚度在空间上的变化使这部分地层形成扇形的沉积楔状体, 未发育有平行状的生长地层. 根据上述分析, 可以得出千家店盆地生长地层的形成模式为翼部旋转模式. 根据Poblet(2012)的模拟结果, 翼部旋转模式是控制断展褶皱型生长地层的主要变形机制.

沉积楔状体内部发育有明显的退覆生长不整合以及上超生长不整合(图4, 图5b~5d). 退覆生长不整合从W向E, 地层由倒转或直立逐渐变为向SE缓倾, 地层产状由老到新逐渐变缓, 形成了沉积时代连续, 但是产状却不一致的特殊沉积现象. 造成此种现象的一个主要原因便是构造活动与沉积作用同时发生, 且构造的垂直抬升速率大于沉积速率. 由于退覆生长不整合发育于受千家店逆冲断层控制的断展褶皱的前翼, 故很可能代表了千家店逆冲断层一次明显的逆冲抬升事件. 上超生长不整合发育于退覆生长不整合之上, 处于向斜核部(图5c和5d), 代表了构造活动相对平静, 沉积作用占主导地位. 在退覆生长不整合和上超生长不整合间发育一个角度不整合面(图5c和5d), 代表了构造的垂直抬升速率和沉积速率的相对大小发生了变化, 由前期的构造垂直抬升速率大于沉积速率变为后期的构造垂直抬升速率小于沉积速率. 此角度不整合面发育范围非常局限, 仅发育于生长地层内部, 没有侵蚀现象, 是在沉积作用未间断的情况下, 构造垂直抬升速率和沉积速率的相对大小发生变化所形成的.

综合以上分析, 千家店盆地西部发育有断展褶皱型生长地层, 千家店逆冲断层为控制其发育的生长断层. 现今向斜NW翼出露的地层为生长地层, 由于NW翼现今出露的最老的地层为盆地土城子组第二段顶部地层, NW出露的地层不完整, 但是考虑到千家店盆地土城子组第二段主要为湖相的泥岩和粉砂岩沉积, 第三段主体为砾岩沉积, 第二段到第三段相变明显, 再者, 向斜NW翼第二段顶部的粉砂岩和泥岩地层产状

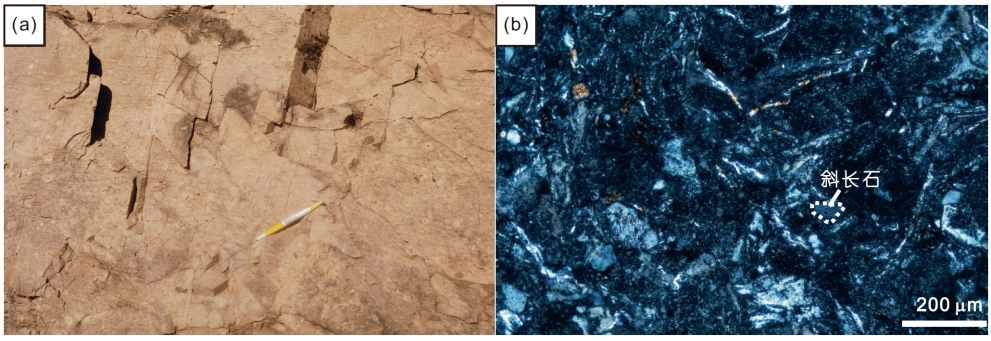

图 8　流纹岩照片

(a) 野外照片, 可见为淡粉红色, 斑状结构, 流纹构造; (b) 正交偏光下照片, 可见为斑状结构, 斑晶多为他形, 基质为隐晶质

逐渐趋向一致, 单层厚度趋向稳定, 故将断展褶皱型生长地层的下限划分到第二段顶部. 因此, 从沉积时间上, 我们划分出了断展褶皱型生长地层的大致范围为土城子组第二段顶部和第三段地层, 土城子组其余部分为其前生长地层.

3.2.3　生长地层年代

千家店盆地土城子组内部发育多套火山岩夹层(图3), 这为确定生长构造的活动时间、地层生长年代提供了良好的天然条件. 大致在断展褶皱型生长地层的底界面处发育一套火山岩, 其野外产状与地层产状一致, 地层层位见(图3b)柱状图. 其位置位于石湖村附近, GPS经纬度为40°42′28.07″N, 116°20′53.54″E. 火山岩手标本尺度上观察为淡粉红色, 斑状结构, 流纹构造(图8a); 光学显微镜下观察为斑状结构, 斑晶为斜长石(图8b)、黑云母和少量石英, 为他形, 基质为玻璃质, 副矿物为石榴子石, 通过这些特征判定为流纹岩.

野外采集的样品送至河北省廊坊市进行前期的破碎, 并利用重液法及磁法将锆石颗粒分选、挑选出来后送至北京锆年领航进行锆石制靶并拍摄阴极发光照片. 随后在南京师范大学LA-ICP-MS实验室进行锆石U-Pb原位定年. 锆石U-Pb原位定年所用仪器为Agilent 7700X 激光接受等离子质谱仪, 并结合CETAC Teledyne Analyte 193 nm激光剥蚀系统, 激光剥蚀所用斑束直径为32μm. 对分析测试的离线处理采用软件Igor Pro完成. 锆石加权平均年龄图用Isoplot 3.0程序获得. 阴极发光照片下, 锆石颗粒为半自形到自形, 具有较大的长宽比, 多数为长柱状, 岩浆震荡环带特别发育(图9), 测试结果中, 锆石的Th/U比值均大于0.4(表1), 综合这些特征表明, 这些锆石是岩浆成因(吴元保和郑永飞, 2004; 李长民, 2009). 数据处理过程中, 把谐和度低于90%的点全部剔除, 最后留下了34个锆石测年数据(表1). 在这些测年数据中, 最老的为368Ma, 最年轻的为135.6Ma. 从最老至最年轻的分为几个年龄组, 最年轻的一个锆石年龄组(表1中加粗的15个锆石数据)的$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(140.8±2.4)Ma(图10). 岩浆喷出地表后, 迅速冷却, 真正代表岩浆喷出时间的为最年轻的一组锆石U-Pb年龄. 因此, 流纹岩的冷却年龄为(140.8±2.4)Ma, 它代表了千家店盆地土城子组第二段顶部的沉积年龄, 可能代表了断展褶皱型生长构造活动的开始时间.

4　物源

物源分析是沉积盆地和造山带研究中的一项重要内容, 它对揭示盆山系统演化及山脉隆升、剥露和盆地地层生长过程具有重要意义(赵红格和刘池洋, 2003). 其中, 砾岩成分分析是一种比较直观, 易于现场观察统计的方法. 砾岩中砾石的粒径、磨圆和分选可以反应其搬运距离的远近; 砾岩中砾石的成分及其变化, 为确定物源的位置和揭示盆缘邻区山脉岩石隆升和侵蚀演化提供了重要证据(刘少峰等, 2004a, 2004b, 2018; 刘晓波等, 2016; 张长厚等, 2004b; 李忠等, 2003). 而古流向的信息会在沉积地层中以特定的形式保存下来, 根据这些特定的标志可以判断恢复古水流的方向. 交错层理的观察及测量是恢复古水流的一种重要方法, 一般板状交错层理前积纹层的倾向代表古水流方向, 槽状交错层理的长轴方向代表古水流方向.

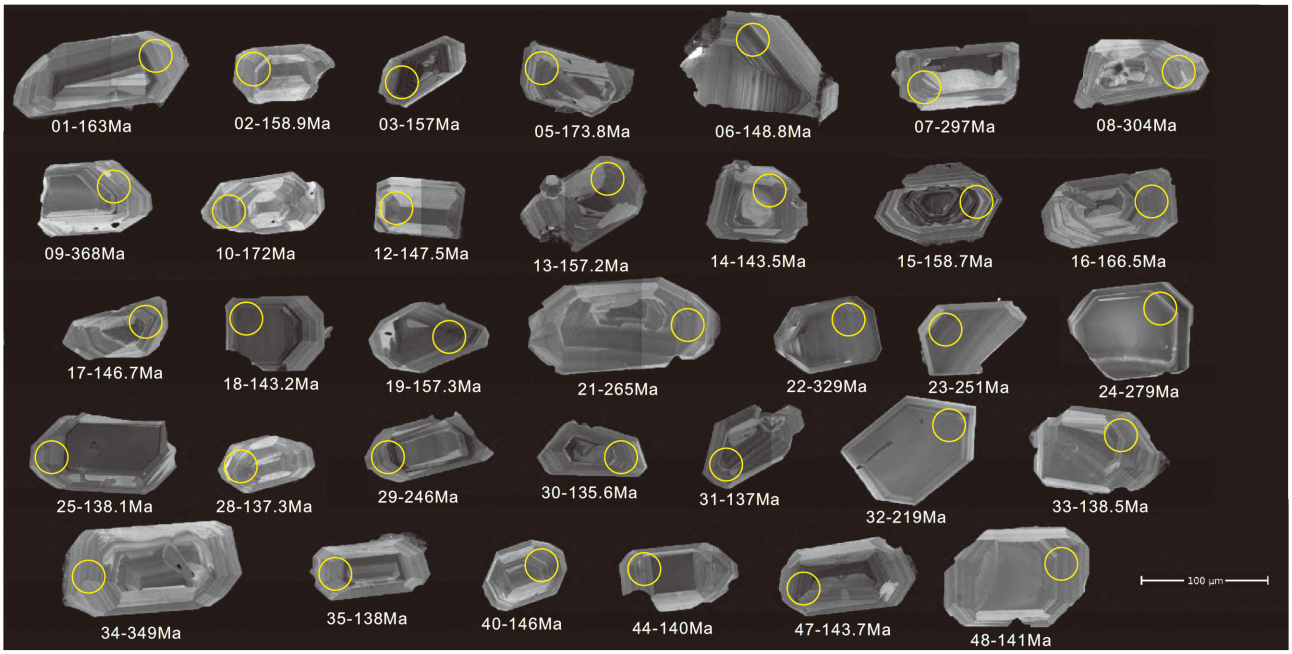

图 9　锆石阴极发光照片

"-"前数字为样品编号，"-"后为年龄值

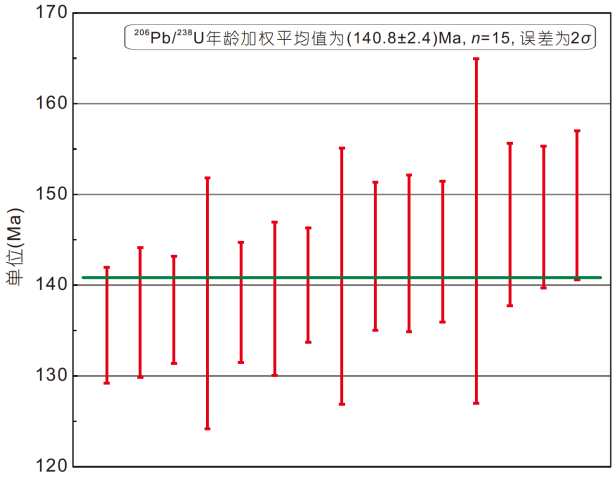

图 10　LA-ICP-MS锆石加权平均年龄(表1中加粗的一组年龄)

砾石成分统计在野外进行，从土城子组底部开始，每隔一定距离，随机选取砾岩层中1m^{2}的露头面积，然后在这1m^{2}的范围内随机选择80~100个砾石进行统计. 在野外进行斜层理观测时，首先测量地层产状，然后测量多组斜层理的产状. 对于槽状交错层理，根据其出露的剖面确定槽轴指向来判断古流向. 野外测量的斜层理产状均应依据地层产状进行矫正，获取地层同沉积时期的斜层理产状，并绘制古流向玫瑰花图.

砾石成分统计结果表明，盆地底部砾石成分主要为火山岩、白云岩和花岗岩砾石. 其中，花岗岩砾石在横向上有向北明显增多的趋势，白云岩和火山岩砾石则向南有明显增多的趋势(图11). 垂向上，仅在盆地中部千家店镇附近的土城子组第一段底部发育有白云岩角砾，且为单成分角砾岩(图12). 图12a砾石成分百分比条形图显示，盆地北部最底部是以花岗岩砾石为主，向上局部出现斜长角闪岩砾石. 大致从第二段中部开始，则以花岗岩砾石为主，火山岩、片麻岩和硅质岩砾石为辅；图12b砾石成分百分比条形图表明了盆地中部的砾石成分变化. 盆地底部以白云岩砾石为主，向上白云岩砾石不发育，以火山岩砾石为主，之后出现花岗岩砾石，并向上逐渐增多，火山岩砾石向上减少. 同样，顶部地层以花岗岩砾石为主，火山岩、片麻岩和硅质岩砾石为辅. 古流向数据方面，盆地北部的古流向大致向S，盆地南部的古流向大致向NW(图11). 从砾石成分和古流向数据分析，尚义-平泉断裂上盘是前断展褶皱型生长地层的物源区之一. 断展褶皱型生长地层内的砾石成分为花岗岩、火山岩、片麻岩和硅质岩，其砾石成分与尚义-平泉断裂上盘出露的地层岩性吻合. 断展褶皱型生长地层的古流向总体表现为从NE

表 1　LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素分析结果[a)]

样号	同位素比值							表面年龄(Ma)						谐和度(%)
	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	
0901-30	**1.29534**	**0.146**	**0.019**	**0.02126**	**0.00074**	**0.0494**	**0.0067**	**135.0**	**17.0**	**135.6**	**4.7**	**160.0**	**220.0**	**99.6**
0901-31	**1.12613**	**0.152**	**0.024**	**0.02149**	**0.00083**	**0.0527**	**0.0085**	**137.0**	**21.0**	**137.0**	**5.2**	**120.0**	**270.0**	**100.0**
0901-28	**0.99701**	**0.142**	**0.017**	**0.02153**	**0.00068**	**0.0488**	**0.0063**	**133.0**	**14.0**	**137.3**	**4.3**	**-10.0**	**190.0**	**96.9**
0901-35	**1.16959**	**0.148**	**0.028**	**0.02160**	**0.00160**	**0.0520**	**0.0100**	**137.0**	**25.0**	**138.0**	**10.0**	**450.0**	**350.0**	**99.3**
0901-25	**1.28205**	**0.149**	**0.018**	**0.02165**	**0.00076**	**0.0491**	**0.0061**	**143.0**	**15.0**	**138.1**	**4.8**	**220.0**	**220.0**	**96.5**
0901-33	**1.00200**	**0.146**	**0.022**	**0.02174**	**0.00097**	**0.0513**	**0.0075**	**136.0**	**20.0**	**138.5**	**6.1**	**220.0**	**250.0**	**98.2**
0901-44	**1.92308**	**0.157**	**0.021**	**0.02197**	**0.00071**	**0.0557**	**0.0078**	**143.0**	**18.0**	**140.0**	**4.5**	**210.0**	**240.0**	**97.9**
0901-48	**1.30039**	**0.160**	**0.046**	**0.02210**	**0.00160**	**0.0500**	**0.0160**	**142.0**	**40.0**	**141.0**	**10.0**	**30.0**	**490.0**	**99.3**
0901-18	**1.13895**	**0.153**	**0.020**	**0.02246**	**0.00090**	**0.0490**	**0.0065**	**141.0**	**17.0**	**143.2**	**5.7**	**110.0**	**230.0**	**98.5**
0901-14	**0.90090**	**0.156**	**0.025**	**0.02253**	**0.00095**	**0.0485**	**0.0076**	**142.0**	**21.0**	**143.5**	**6.0**	**40.0**	**260.0**	**99.0**
0901-47	**0.99800**	**0.155**	**0.017**	**0.02256**	**0.00086**	**0.0496**	**0.0055**	**143.0**	**15.0**	**143.7**	**5.4**	**150.0**	**180.0**	**99.5**
0901-40	**0.80000**	**0.161**	**0.043**	**0.02290**	**0.00200**	**0.0460**	**0.0110**	**147.0**	**37.0**	**146.0**	**13.0**	**-30.0**	**390.0**	**99.3**
0901-17	**2.57069**	**0.152**	**0.033**	**0.02303**	**0.00097**	**0.0500**	**0.0110**	**147.0**	**30.0**	**146.7**	**6.1**	**50.0**	**370.0**	**99.8**
0901-12	**0.80321**	**0.157**	**0.026**	**0.02316**	**0.00084**	**0.0513**	**0.0086**	**147.0**	**24.0**	**147.5**	**5.3**	**130.0**	**280.0**	**99.7**
0901-06	**2.70783**	**0.164**	**0.022**	**0.02336**	**0.00087**	**0.0516**	**0.0072**	**149.0**	**20.0**	**148.8**	**5.5**	**150.0**	**240.0**	**99.9**
0901-03	1.57159	0.167	0.008	0.02466	0.00073	0.0503	0.0023	157.8	7.2	157.0	4.6	194.0	92.0	99.5
0901-13	0.88968	0.169	0.019	0.02471	0.00099	0.0498	0.0059	157.0	17.0	157.2	6.2	70.0	200.0	99.9
0901-19	2.10970	0.169	0.017	0.02471	0.00087	0.0515	0.0051	158.0	15.0	157.3	5.4	230.0	180.0	99.6
0901-15	1.18906	0.174	0.029	0.02493	0.00096	0.0514	0.0080	163.0	24.0	158.7	6.0	200.0	280.0	97.3
0901-02	0.77760	0.168	0.018	0.02497	0.00088	0.0490	0.0057	159.0	16.0	158.9	5.5	160.0	190.0	99.9
0901-01	1.12360	0.173	0.017	0.02562	0.00072	0.0499	0.0050	164.0	14.0	163.0	4.5	220.0	170.0	99.4
0901-16	0.86059	0.182	0.026	0.02618	0.00094	0.0523	0.0073	166.0	22.0	166.5	5.9	150.0	230.0	99.7
0901-10	0.82781	0.191	0.021	0.02710	0.00110	0.0529	0.0060	175.0	18.0	172.0	6.7	300.0	200.0	98.3
0901-05	0.84459	0.173	0.033	0.02730	0.00110	0.0478	0.0095	159.0	29.0	173.8	6.9	20.0	320.0	91.5
0901-32	2.74725	0.240	0.110	0.03460	0.00470	0.0580	0.0270	219.0	90.0	219.0	29.0	240.0	770.0	100.0
0901-29	0.68493	0.289	0.066	0.03900	0.00270	0.0490	0.0110	241.0	51.0	246.0	17.0	10.0	350.0	98.0
0901-23	1.51515	0.390	0.220	0.03980	0.00630	0.0630	0.0330	250.0	140.0	251.0	39.0	-40.0	830.0	99.6
0901-21	0.68120	0.311	0.047	0.04180	0.00190	0.0573	0.0084	268.0	36.0	265.0	11.0	240.0	250.0	98.9
0901-07	0.83333	0.420	0.250	0.04500	0.01300	0.1080	0.0720	280.0	180.0	279.0	78.0	500.0	1200.0	99.6
0901-24	2.60417	0.328	0.071	0.04430	0.00260	0.0590	0.0130	278.0	57.0	279.0	16.0	310.0	390.0	99.6
0901-08	0.78125	0.390	0.110	0.04830	0.00380	0.0600	0.0170	306.0	79.0	304.0	23.0	320.0	480.0	99.3
0901-22	3.07692	0.470	0.230	0.05200	0.01000	0.0810	0.0380	350.0	150.0	329.0	63.0	900.0	830.0	93.6
0901-34	0.70423	0.463	0.080	0.05580	0.00380	0.0570	0.0100	351.0	56.0	349.0	23.0	170.0	310.0	99.4
0901-09	1.47710	0.454	0.052	0.05890	0.00390	0.0562	0.0060	368.0	34.0	368.0	24.0	400.0	190.0	100.0

a) 加粗的一组年龄代表最年轻的一组年龄

流向SW(图11). 可见, 盆地土城子组内断展褶皱型生长地层的物源区是尚义-平泉断裂上盘, 而不是千家店逆冲断层上盘大面积分布的长城系和蓟县系的白云岩地层.

5　讨论

5.1　断展褶皱型生长地层的物源

从砾石成分的统计结果和古流向结果分析, 盆地

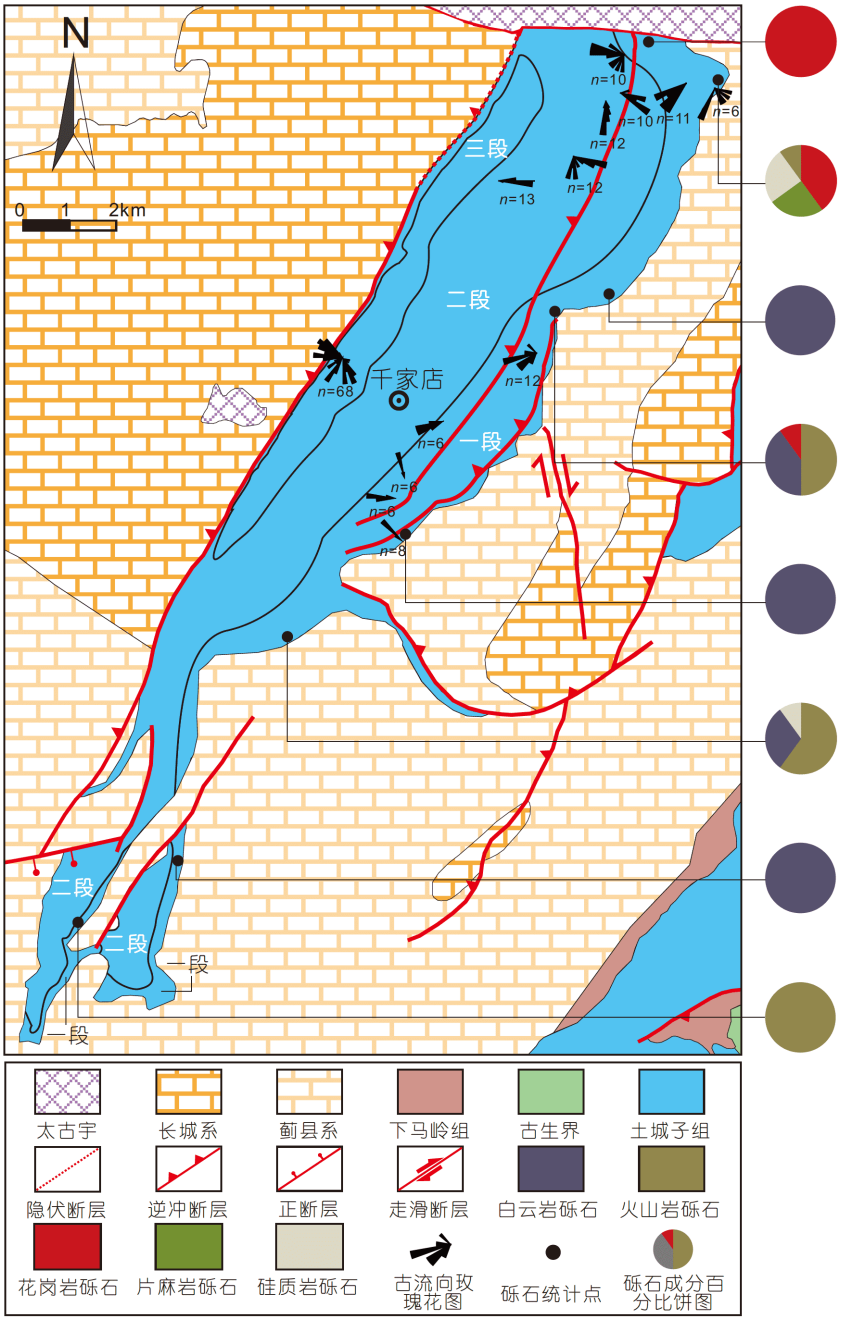

图 11　盆地古流向玫瑰花图和盆地最底部的砾石成分统计图

图中用黑色实线标出了现今土城子组第一、二和三段分布的大致范围

土城子组断展褶皱型生长地层的物源区是尚义-平泉断裂上盘, 而不是千家店逆冲断层上盘. 通常情况下, 构造变形造成的地质体隆起会导致外动力侵蚀作用, 成为沉积物源区, 剥蚀的物质被搬运并沉积于相邻的盆地中(张长厚等, 2004b). 千家店逆冲断层上盘作为隆升区, 出露大面积的长城系和蓟县系的白云岩地层, 但是断展褶皱型生长地层内的砾石成分中却没有白云岩砾石. 基于以上疑问, 我们给出了以下解释.

盆地最底部的白云岩角砾为近源沉积, 发育较为

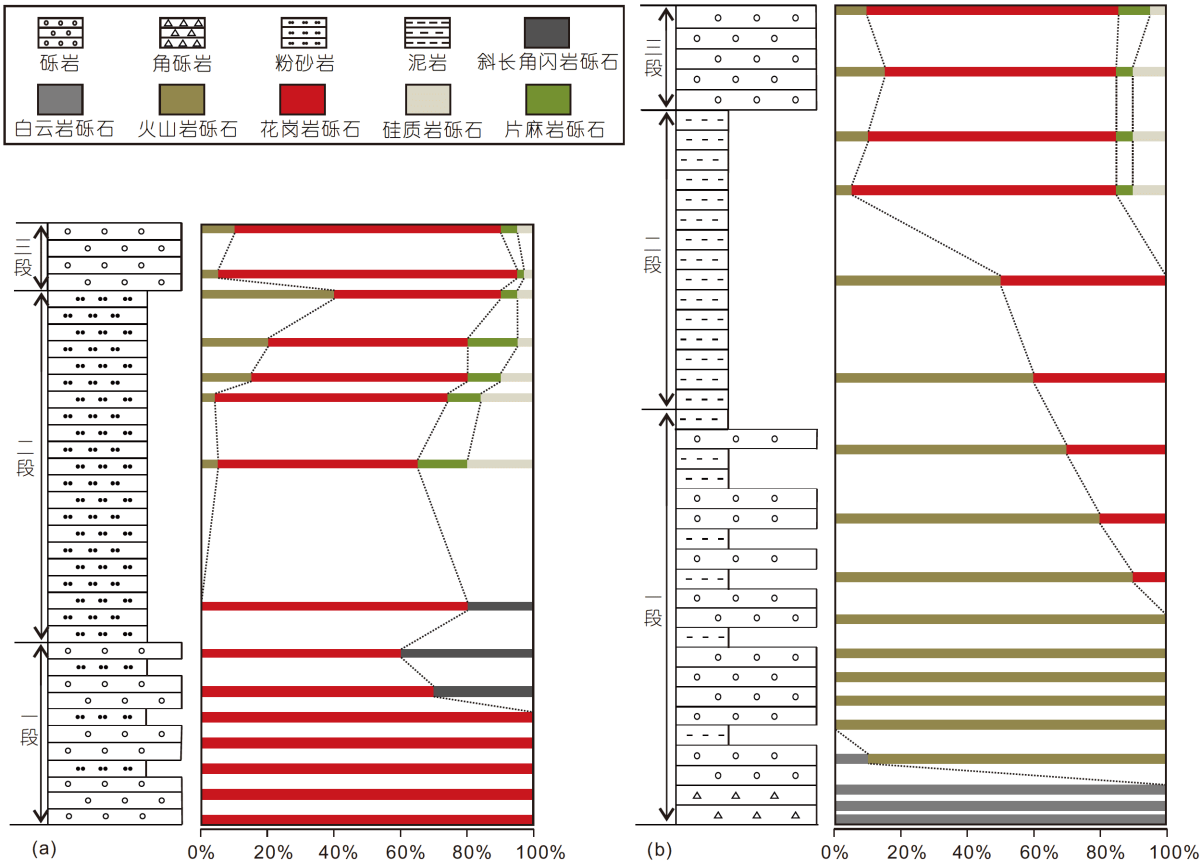

图 12　土城子组砾石成分统计图

(a) 柱状图为图3中(a)柱状图的简化; (b) 柱状图为图3中(b)柱状图的简化; 简化柱状图右侧为砾石成分百分比条形图

局限, 表明白云岩角砾沉积时, 湖平面较低, 原型盆地较小, 甚至分散为几个较小的盆地, 岩性主要为白云岩的基底遭到侵蚀. 向上白云岩砾石迅速不发育, 沉积地层从砾岩为主变为以粉砂岩和泥岩为主(图3). 这表明发生了强烈湖侵事件, 湖平面上升, 盆地面积扩大, 千家店逆冲断层上盘很可能处于沉积基准面之下, 接受沉积. 地层出露特征表明, 断展褶皱型生长地层底部为第二段的湖相泥岩和粉砂岩地层, 生长地层刚开始沉积时, 千家店逆冲断层上盘很可能依然处在沉积基准面之下, 并未发生侵蚀, 随后, 断层快速抬升, 上盘隆升至沉积基准面之上, 从而形成退覆式生长不整合及其之上的上超生长不整合. 因此, 断展褶皱型生长地层中没有发育白云岩砾石, 千家店逆冲断层上盘不是其物源区. 现在没有在千家店逆冲断层上盘看到土城子组, 是后期抬升侵蚀的结果.

5.2　生长构造的活动时间

断层一般具有多次活动的特点, 在其初步形成后, 往往还会经历活动-停歇-再活动的循环, 并且在循环的过程中, 断裂的规模、性质等都可能发生变化(Li等, 2016). 生长地层(同构造沉积)是判断断层活动时间的有力证据, 断层的活动时间与生长地层沉积的时间一致(Zhang等, 2016). 通过对千家店盆地断展褶皱型生长构造与生长地层的研究, 得出了千家店逆冲断层活动时间与盆地土城子组第二段顶部和第三段地层沉积时间一致, 大致在断展褶皱型生长地层的底界面处发育一层流纹岩, 其最年轻的一组锆石U-Pb加权平均年龄为(140.8±2.4)Ma, 这很可能是千家店逆冲断层此次活动的下限时间. 这里需要强调的是, 该时限为千家店逆冲断层控制生长地层沉积的此次活动的下限时间, 也就是断展褶皱型生长构造活动的开始时间.

千家店盆地内部发育两条逆冲断层，露头处断层上、下盘都是断坪，上盘土城子地层的地层产状和厚度没有明显变化. 在千家店盆地西部的赤城盆地内部，发育有坪-坡式逆冲断层，控制发育了断弯褶皱型生长地层(刘少峰等，2018)，其结构和层位与千家店盆地内的两条断层很相似，同样是下马岭组逆冲到土城子组之上，地表走向同样是NE-SW向，同样是向SE逆冲. 赤城盆地中，在温家店村和沈家沟村露头处，断层面表现为上、下盘都是断坪，而在三合村和梁家沟村露头处，断层面则是上盘断坪、下盘断坡组合. 在上盘断坪、下盘断坡的露头处，上盘地层中土城子组沉积地层表现出了显著的产状和厚度变化规律，生长地层内部发育退覆不整合面和随后的地层上超. 因此，千家店盆地内部发育的两条逆冲断层很可能也控制发育了断弯褶皱型生长地层，结合焦润成等(2016)对盆地中、下部地层中火山岩的锆石U-Pb测年结果(图3b)，推测断弯褶皱型生长构造的活动时间在157Ma附近.

5.3　盆地性质和动力学背景

土城子组作为燕山构造带陆内粗碎屑沉积，其控制性构造属性，即盆地性质是重要的科学问题，它对理解华北克拉通破坏过程和机制具有重要意义. 千家店盆地内部发育的两条逆冲断层可能为断弯褶皱型生长构造，由其控制的土城子组中、下部(?)局部地层可能为断弯褶皱型生长地层. 结合盆地西部发育的受千家店逆冲断层控制的断展褶皱型生长地层证明，千家店盆地不是伸展性质的裂陷盆地，而是受褶皱-逆冲构造控制的挠曲盆地. 研究区内晚侏罗世-早白垩世初的变形以收缩变形为主，形成于“燕山运动”B幕，是燕山期东亚陆缘造山作用的产物(Liu等, 2017).

研究区晚侏罗世-早白垩世初盆地呈NE 向展布，与区域上NE-SW向逆冲构造平行. 千家店逆冲断层和沙梁子逆冲断层以及NE-SW向延伸的纵弯褶皱向北均截止于尚义-平泉断裂，没有与此断裂发生截切. 张长厚等(2004a)研究燕山构造带中段时提出了由古北口-平泉断裂(尚义-平泉断裂局部)和密云-喜峰口-锦西断裂两条主干断裂，以及夹于其间的NW向张性断层和张裂脉、NE向压性断层和褶皱等共同组成的燕山构造带中段右行走滑构造系统，并指出此走滑构造系统的形成时间在148~132Ma之间，即晚侏罗世-早白垩世. 千家店地区位于燕山构造带西段的东部，区内断裂很可能是此右行走滑构造系统的向西的延伸部分. 研究区NE-SW向延伸的逆冲断层和纵弯褶皱等挤压构造与右行走滑构造系统NW-SE向的挤压应力相统一，尚义-平泉断裂作为此右行走滑系统的北部边界. 千家店盆地内的两条逆冲断层也属于此系统，可能也是土城子组同沉积时期形成的. 尚义-平泉断裂、千家店逆冲断层和盆地内的小断裂可能为一个统一的系统，共同控制了千家店盆地土城子组的沉积. 通过对千家店盆地断展褶皱型生长地层的研究，获得千家店盆地断展褶皱型生长构造活动的下限时间为(140.8±2.4)Ma，这与刘少峰等(2018)获得的张家口地区早白垩世初的逆冲时间(约139~135Ma)一致. 从晚侏罗世至早白垩世初的大地构造背景看，Izanagi板块向NW的前进式平板俯冲可能是此大型右行走滑构造系统形成的动力(Liu等, 2017).

6　结论

(1) 千家店盆地土城子组分为三段，第一段以砾岩和泥岩为主，第二段以泥岩和粉砂岩为主，第三段以砾岩为主；第二段顶部和第三段地层在盆地西部发育断展褶皱型生长地层，受控于千家店逆冲断层，生长地层的产状变化具有典型的扇状变化，生长褶皱的形成模式为翼部旋转模式.

(2) 断展褶皱型生长地层内的砾石成分为花岗岩、火山岩、片麻岩和硅质岩，其砾石成分与尚义-平泉断裂上盘出露的地层岩性非常吻合；断展褶皱型生长地层的古水流方向大致是从NE流向SW；砾石成分的统计结果和古流向结果表明，盆地土城子组内断展褶皱型生长地层的物源区是尚义-平泉断裂上盘，而不是千家店逆冲断层上盘.

(3) 大致在断展褶皱型生长地层的底界面处，发育一层流纹岩，其最年轻的一组锆石$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(140.8±2.4)Ma，该年龄为千家店盆地土城子组第二段顶部的沉积年龄，可能代表了断展褶皱型生长构造活动的下限时间.

(4) 通过对千家店盆地生长构造和生长地层的研究，确定千家店盆地在早白垩世早期为受褶皱-逆冲构造控制的挠曲盆地，晚侏罗世至早白垩世初Izanagi板块向NW的前进式俯冲是土城子组沉积的动力背景.

致谢 出野外的过程中, 非常感谢研究生屯长顺、李瑞炜、王联斌, 以及2019届本科生刑洪鑫、李雪岩的帮助; 锆石U-Pb测年过程中, 非常感谢南京师范大学王平博士的帮助; 感谢两位审稿专家对文章提出的宝贵修改意见.

参考文献

董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81: 1449–1461

郭卫星, 漆家福. 2008. 同沉积褶皱生长地层中沉积与构造关系. 现代地质, 22: 520–524

何登发, Suppe J, 贾承造. 2005. 断层相关褶皱理论与应用研究新进展. 地学前缘, 12: 353–364

和政军, 牛宝贵, 张新元. 2008. 冀西北尚义盆地对晚侏罗世构造活动的沉积响应. 中国地质, 35: 181–195

和政军, 王宗起, 任纪舜. 1999. 华北北部侏罗纪大型推覆构造带前缘盆地沉积特征和成因机制初探. 地质科学, 34: 61–70

焦润成, 贺瑾瑞, 王荣荣, 王强强, 回广骥. 2016. 北京北部千家店土城子组 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年及启示. 中国地质, 43: 1750–1760

李长民. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述. 地质调查与研究, 32: 161–174

李建锋, 汤文豪, 刘钊, 张志诚. 2010. 北京千家店地区侏罗系后城组磷灰石裂变径迹分析及其地质意义. 地球物理学报, 53: 2907–2917

李忠, 刘少峰, 张金芳, 王清晨. 2003. 燕山典型盆地充填序列及迁移特征: 对中生代构造转折的响应. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 931–940

刘少峰, 林成发, 刘晓波, 庄其天. 2018. 冀北张家口地区同构造沉积过程及其与褶皱-逆冲作用耦合. 中国科学: 地球科学, 48: 705–731

刘少峰, 李忠, 张金芳. 2004a. 燕山地区中生代盆地演化及构造体制. 中国科学D辑: 地球科学, 34(增刊I): 19–31

刘少峰, 张金芳, 李忠, 王清晨. 2004b. 燕山承德地区晚侏罗世充填记录及对盆缘构造作用的指示. 地学前缘, 11: 245–254

刘晓波, 刘少峰, 林成发. 2016. 冀西北赤城-宣化盆地土城子组沉积特征及盆缘构造分析. 吉林大学学报(地球科学版), 46: 1297–1311

刘振峰. 2002. 延庆县幅K50C004002 1/25万区域地质调查报告(附1:25万延庆县幅地质图). 北京: 北京市地质调查研究院

邵济安, 孟庆任, 魏海泉, 张履桥, 王佩瑛. 2003. 冀西北晚侏罗世火山-沉积盆地的性质及构造环境. 地质通报, 22: 751–761

孙立新, 赵凤清, 王惠初, 谷永昌, 冀世平. 2007. 燕山地区土城子组划分、时代与盆地性质探讨. 地质学报, 81: 445–453

吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报, 49: 1589–1604

许欢, 柳永清, 刘燕学, 旷红伟. 2011. 阴山-燕山地区晚侏罗世-早白垩世土城子组地层、沉积特征及盆地构造属性分析. 地学前缘, 18: 88–106

杨庚, 柴育成. 1999. 燕山造山带东段辽西地区的薄皮逆冲推覆构造. 地学前缘, 6: 164

杨进辉, 吴福元, 邵济安, 谢烈文, 柳小明. 2006. 冀北张-宣地区后城组、张家口组火山岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素. 地球科学, 31: 71–80

张长厚, 张勇, 李海龙, 吴淦国, 王根厚, 徐德斌, 肖伟峰, 戴凛. 2006. 燕山西段及北京西山晚中生代逆冲构造格局及其地质意义. 地学前缘, 13: 165–183

张长厚, 宋鸿林. 1996. 燕山板内造山带中生代逆冲构造样式及形成过程. 地质力学学报, 2: 21–22

张长厚, 吴淦国, 徐德斌, 王根厚, 孙卫华. 2004a. 燕山板内造山带中段中生代构造格局与构造演化. 地质通报, 23: 864–875

张长厚, 徐德斌, 张维杰, Tim C, 王根厚, 孙卫华, 肖伟峰, 张忠义, 张军龙. 2004b. 同构造沉积分析反演逆冲构造变形过程——燕山东段凌源南部中生代逆冲构造变形过程研究. 地学前缘, 11: 227–243

张长厚, 李程明, 邓洪菱, 刘阳, 刘磊. 2011. 燕山-太行山北段中生代收缩变形与华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 41: 593–617

张广良, 张培震, 闵伟, 陈杰. 2006. 逆冲-褶皱造山过程中生长地层的识别及应用. 地震地质, 28: 299–311

张宏, 韦忠良, 柳小明, 李栋. 2008. 冀北-辽西地区土城子组的 LA-ICP-MS 测年. 中国科学D 辑: 地球科学, 38: 960–970

赵红格, 刘池洋. 2003. 物源分析方法及研究进展. 沉积学报, 21: 409–415

赵越, 徐刚, 张拴宏, 杨振宇, 张岳桥, 胡健民. 2004a. 燕山运动与东亚构造体制的转变. 地学前缘, 11: 319–328

赵越, 张拴宏, 徐刚, 杨振宇, 胡健民. 2004b. 燕山板内变形带侏罗纪主要构造事件. 地质通报, 23: 854–863

朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159

Ahmadi R, Mercier E, Ouali J. 2013. Growth-strata geometry in fault-propagation folds: A case study from the Gafsa basin, southern Tunisian Atlas. Swiss J Geosci, 106: 91–107

Busby C, Azor A A. 2011. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. New Jersey: John Wiley & Sons. 538–564

Davis G A. 2005. The Late Jurassic “Tuchengzi/Houcheng” formation of the Yanshan fold-thrust belt: An analysis. Earth Sci Front, 12: 331–345

Davis G A, Zheng Y D, Wang C, Darby B J, Zhang C H. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. In:

Hendrix M S, Davis G A, eds. Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation. Geol Soc Am Mem. 171–197

Fu Z B, Zhao Y, Liu J L, Zhang S H, Gao H L. 2018. Revisiting of the Yanshanian basins in western and northern Beijing, North China. J Asian Earth Sci, 163: 90–107

Li C, Zhang C, Cope T D, Lin Y. 2016. Out-of-sequence thrusting in polycyclic thrust belts: An example from the Mesozoic Yanshan belt, North China Craton. Tectonics, 35: 2082–2116

Liu S, Zhang J, Hong S, Ritts B D. 2007. Early Mesozoic basin development and its response to thrusting in the Yanshan Fold-and-Thrust Belt, China. Int Geol Rev, 49: 1025–1049

Liu S, Su S, Zhang G. 2013. Early Mesozoic basin development in North China: Indications of cratonic deformation. J Asian Earth Sci, 62: 221–236

Liu S, Gurnis M, Ma P, Zhang B. 2017. Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with western Pacific plate subduction since 200 Ma. Earth-Sci Rev, 175: 114–142

Ortner H, Kositz A, Willingshofer E, Sokoutis D. 2016. Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. Basin Res, 28: 731–751

Poblet J. 2012. 2D kinematic models of growth fault-related folds in contractional settings. In: Busby C, Azor A, eds. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Oxford: Willey-Blackwell. 538–564, doi: 10.1002/9781444347166.ch27

Riba O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. Sediment Geol, 15: 213–233

Suppe J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am J Sci, 283: 684–721

Wang Y, Zhou L, Liu S, Li J, Yang T. 2018. Post-cratonization deformation processes and tectonic evolution of the North China Craton. Earth-Sci Rev, 177: 320–365

Wong W H. 1927. Crustal movements and igneous activities in Eastern China since Mesozoic time. Bull Geol Soc China, 6: 9–37

Xiao W, Windley B F, Hao J, Zhai M. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 22: 1069

Zhang Z, Sun J, Tian Z, Gong Z. 2016. Magnetostratigraphy of syntectonic growth strata and implications for the late Cenozoic deformation in the Baicheng Depression, Southern Tian Shan. J Asian Earth Sci, 118: 111–124

Zhang S H, Zhao Y, Davis G A, Ye H, Wu F. 2014. Temporal and spatial variations of Mesozoic magmatism and deformation in the North China Craton: Implications for lithospheric thinning and decratonization. Earth-Sci Rev, 131: 49–87

Zorin Y A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 306: 33–56

(责任编委: 董云鹏)