

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2017.01.04

引用格式: 魏荣珠, 李好斌, 徐朝雷, 等. 对山西隆起区中新生代构造演化的认识[J]. 中国地质调查, 2017, 4(1): 24-34.

对山西隆起区中新生代构造演化的认识

魏荣珠¹, 李好斌², 徐朝雷³, 张兆琪¹, 刘成如¹

(1. 山西省地质调查院, 太原 030001; 2. 太原理工大学矿业工程学院, 太原 030001;
3. 山西省区域地质调查队, 榆次 030600)

摘要: 对山西隆起区中新生代构造演化的认识, 是探讨华北陆块演化、破坏等科学问题的基础。在中新生代期间, 不论是岩石圈的差异演化、构造体制转换、岩浆活动, 还是地貌反转, 位于华北陆块中心部位的山西地区总是处于过渡带的位置。该地理位置说明了该区在华北陆块演化研究中的重要性。在近年 1:5 万、1:25 万区域地质调查成果及以往研究资料的基础上, 以中生代区域性断裂、新生代汾渭裂谷及山体隆升为主要研究内容, 探讨山西隆起区中新生代岩石圈从增厚到减薄、构造体制从挤压到伸展转换, 以及随华北陆块一起经历地貌格局从东高西低到西高东低转换的构造演化进程。研究认为, 山西地区中新生代构造体系的发育从属统一的区域动力学环境, 周边板块之间的相互作用引起深部软流圈变化: 软流圈下沉, 岩石圈则相对增厚, 地壳垂向伸展, 横向收缩; 软流圈上涌, 岩石圈相应减薄, 地壳水平伸展。软流圈的变化对该地区中新生代构造变形、沉积格局、岩浆活动等起着控制作用。

关键词: 山西隆起区; 离石断裂; 太行山断裂; 汾渭裂谷; 中新生代构造演化

中图分类号: P542 **文献标志码:** A **文章编号:** 2095-8706(2017)01-0024-11

0 引言

山西省位于华北陆块中部。华北克拉通是世界上最古老的克拉通之一, 从西向东依次为西部鄂尔多斯盆地、中部过渡区以及东部华北盆地。华北克拉通的活化问题一直是学术界的热点问题。中生代以来, 华北克拉通之下岩石圈地幔发生减薄、破坏, 其破坏中心位于东部地块, 而西部地块基本保持完整, 山西隆起区就处于中部过渡区内。研究区内中生代断裂、褶皱发育, 新构造较为活跃, 发育 NNE 向太行山脉和吕梁山脉, 汾渭地堑纵贯其中。对断裂构造及盆山演化进行研究是认识与了解大陆变形最直接有效的途径^[1-2]。

本区研究程度较高, 资料较为丰富, 是研究华北地区活动构造的理想场所。以往相关研究一般是将离石断裂作为鄂尔多斯盆地东部边界, 太行山断裂作为华北盆地西部边界; 或是对离石断裂、太

行山断裂和汾渭裂谷单独进行讨论, 而将三者作为一个整体和连续演化的专门研究相对较少。本文在近年 1:5 万、1:25 万区域地质调查及以往研究资料和成果的基础上, 选择中生代区域性断裂、新生代活动断裂及盆山耦合为主要研究内容, 探讨山西隆起区中新生代构造演化进程。

1 研究区大地构造背景及地质概况

华北克拉通具有大于 2.5 Ga 的变质结晶基底, 中元古代为古劳亚大陆的一部分, 并与 Rodinia 共存; 至奥陶纪晚期, 中国北方与北美分裂, 古劳亚大陆分裂解体, 导致北太平洋形成^[3]。晚海西期—印支期, 北侧古亚洲洋自西向东关闭, 形成南天山—索伦—西拉木伦缝合带; 古西域洋自东向西关闭, 形成秦岭—大别造山带。印支期完成了中国东部主要陆块的南北、东西向聚合, 在华北克拉通南北边缘形成近 EW 向展布的造山带^[4-6]。

收稿日期: 2016-06-16; 修订日期: 2016-07-18。

基金项目: 中国地质科学院地质研究所“山西区域地质调查片区总结与服务产品开发(编号: 121201102000150012-05)”项目资助。

第一作者简介: 魏荣珠(1966—), 男, 教授级高级工程师, 多年从事区域地质调查研究工作。Email: jzweirongzhu@126.com。

虽然受到加里东、海西及印支运动南北板块活动影响和大幅度差异升降,华北陆块仍然保持稳定状态,硅铝壳化明显、成熟,是成熟陆壳。燕山期陆壳成熟度受到破坏或改造,开始了华北陆块的中新生代陆内改造过程。

山西隆起区出露的主要地质体有: 早前寒武纪

变质基底,中南部、东部的中新元古界,寒武系—奥陶系,石炭纪—二叠纪含煤岩系,中上二叠统,三叠系,侏罗系。古生界和中生界总厚度约 5 300 m。

这些前期形成的地质体被中生代构造改造和破坏,其现今的空间分布也为中生代构造活动提供了直观的依据(图 1、图 2)。

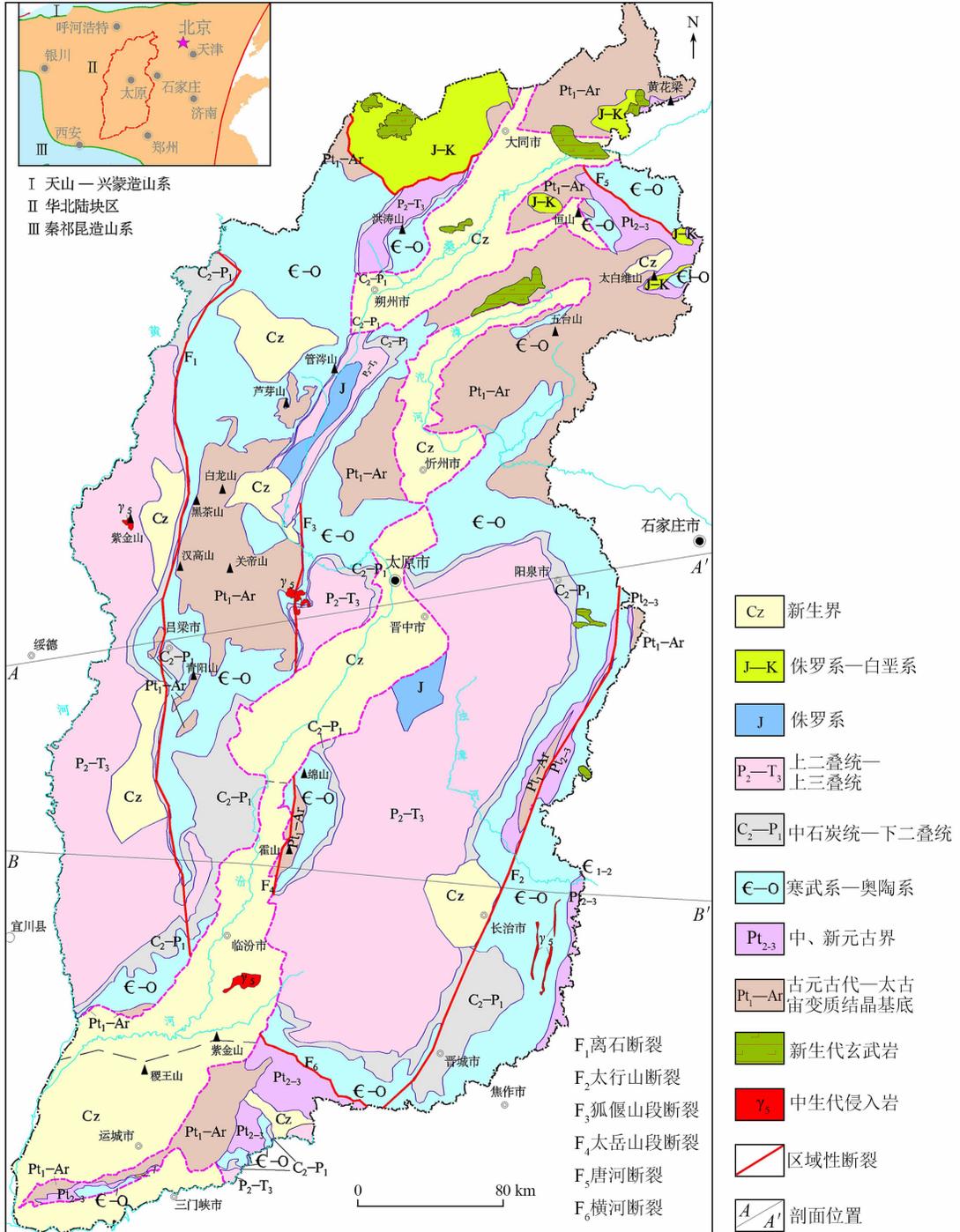


图 1 山西省地质简图

Fig. 1 Geological sketch of Shanxi Province

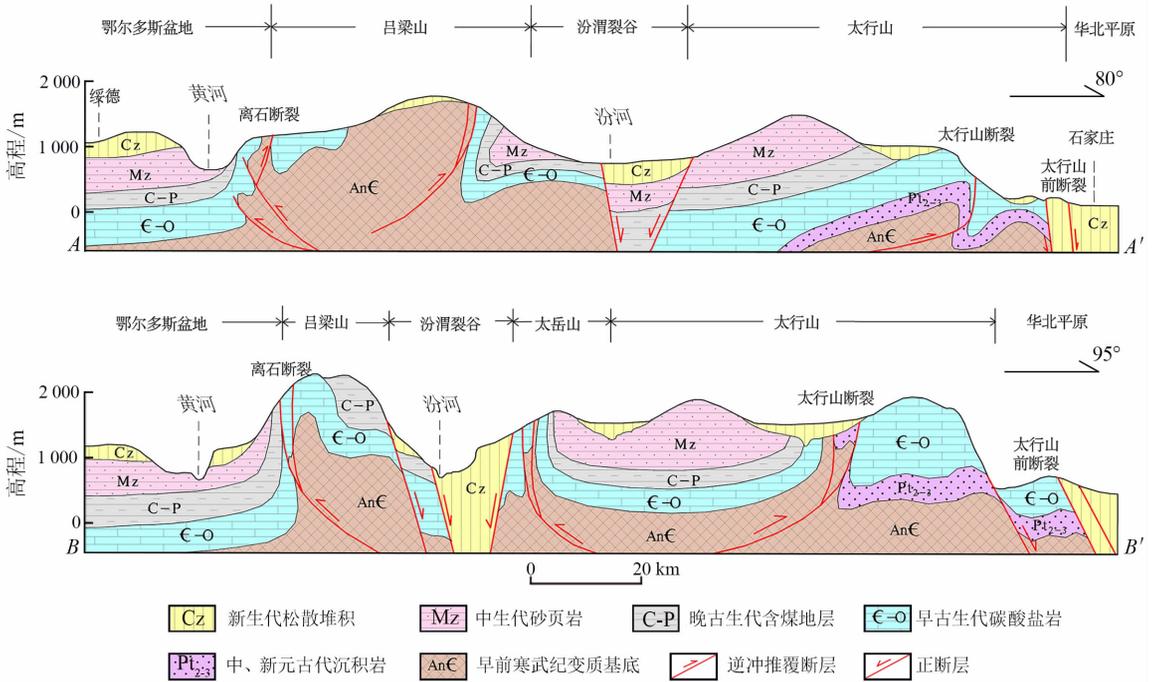


图2 山西隆起区横向构造剖面示意图

Fig. 2 Cross-section of transverse structure for Shanxi uplift area

2 中生代区域性断裂

如图1所示,山西省境内区域性断裂主要有离石断裂(F_1)、太行山断裂(F_2)、狐偃山—太岳山断裂(F_3 、 F_4)、唐河断裂(F_5)、横河断裂(F_6)。其中,唐河断裂 F_5 位于山西省北部,斜贯于晋东北恒山、五台山东段;横河断裂 F_6 位于山西的南部,为太行山和中条山的分界线。这2条断裂走向均呈NW向,分别为山西隆起区的北界和南界,北侧、南侧分别为华北板块北缘、南缘板内活动带。本文主要讨论山西隆起区内离石断裂 F_1 、太行山断裂 F_2 和狐偃山—太岳山断裂 F_3 。

2.1 主要断裂特征

2.1.1 离石断裂(F_1)

离石断裂线位于吕梁山西坡,总体呈SN向纵贯山西省西部,长度大于400 km。通常将离石断裂作为分割鄂尔多斯块体与山西断隆的边界,认为这是一条切割地壳的深断裂^[7-9]。近年的相关研究发现,地表观察离石断裂沿走向变化较大,且发育不连续,离石市兴县以北、兴县—中阳县和中阳县

以南,离石断裂分为南段、中段和北段。

北段断裂在地表表现不明显,沿断裂两侧古生界基本连续,断裂主要顺奥陶系马家沟组与石炭系一二叠系之间平行不整合面发育,无明显断距,以发育一系列SN向膝状挠曲带为特征,岩层褶曲极发育^[10-13]。因此,有人将断裂特征不明显的北段称为边界带^[14]或晋西挠褶带^[15]。

中段由一系列NNE—SSW走向、右行雁列、高角度逆冲断裂组成。断裂线性特征清晰,地表破碎带发育,断距较小。在离石县以北存在有与主断裂倾向相反的逆冲断裂,为吕梁断隆向西逆冲之反冲断层^[10,14],沿断裂附近多见早前寒武纪变质结晶基底出露。

南段以断面东倾的逆冲断层发育为特征,断裂特征清楚、明显,以往曾称为“紫荆山断裂”。断裂两侧均显示具有强烈的挤压特征,地层直立,甚至倒转,伴随有一系列与断裂走向平行的背、向斜构造。在紫荆山一带,断裂带由一系列断面东倾的叠瓦状逆冲断层组成,早前寒武纪变质岩由东向西逆冲于奥陶系马家沟组二段之上,断距大于1 000 m,断层破碎带宽150~200 m,断层上盘片麻岩中发育

灰黄色碎粒岩、碎粉岩、构造透镜体、破劈理等; 断层下盘断面附近马家沟组灰岩发生牵引褶皱现象。向西在隰县谯正村附近马家沟组灰岩又逆冲于石盒子组泥岩之上, 下盘石盒子组构成岩层产状直立带^[16-17]。

2.1.2 太行山断裂(F_2)

太行山地区近乎平行发育着 2 条重要的断裂: 太行山大断裂和太行山山前断裂, 统称为太行山东麓断裂带^[18]。本文所指的太行山断裂 F_2 为太行山大断裂的南段, 即前人所称晋(城)—获(鹿)断裂^[19]。据近年 1:5 万、1:25 万野外区域地质矿产调查工作, 太行山断裂在山西省境内由北向南特征如下:

在昔阳、和顺一带, 断裂总体走向 $5^\circ \sim 25^\circ$, 断面产状: $(270^\circ \sim 295^\circ) \angle (35^\circ \sim 85^\circ)$, 主断裂断面清晰, 呈舒缓波状, 平面上呈弧型, 多处可见逆掩现象, 西侧中元古界长城系逆冲于东侧奥陶系之上, 断距 400 ~ 600 m^[20-21]。

在黎城一带, 早前寒武纪变质岩、长城系由北西向东南逆冲于三山子组之上, 断面倾向总体为北西向, 倾角 $55^\circ \sim 64^\circ$ 不等, 断层垂直断距大于 1 000 m, 最大断距可达 1 300 m 左右^[22]。向南至长治一带, 垂直断距减小, 一般不超过 100 ~ 200 m, 断裂带宽度 2 ~ 6 km^[23]。

在高平—晋城一带, 逆冲挤压结构比较明显。断裂带宽度减小, 断距也减小。沿断裂褶皱构造较明显, 呈 $NE25^\circ$ 左右方向斜贯全区, 由多个次级褶皱构造呈左阶式排列组成。这些褶皱北部相对开阔, 中部相对紧闭, 南部翼部出现断层, 反映左行式活动的特点。卷入该构造带的地层为奥陶系、石炭系及二叠系^[24]。

2.1.3 狐偃山—太岳山断裂(F_3, F_4)

狐偃山—太岳山断裂位于山西隆起区中心部位, 是介于离石断裂 F_1 和太行山断裂 F_2 之间的一条区域性断裂, 总体呈 SN 向产出。狐偃山—太岳山断裂分南北两部分出露, 北部狐偃山段和南部太岳山段被新生代汾渭裂谷中部的晋中盆地分隔。

(1) 狐偃山段断裂(F_3)。狐偃山段断裂北起娄烦县白家滩, 向南经交城古洞道、文水县东社, 神堂以南被新生界掩盖。断裂发育在呈 SN 向展布的箱状背斜两翼, 背斜西翼断裂断面倾向东, 东盘早

前寒武纪变质岩逆冲于寒武系、奥陶系之上; 背斜东翼由断面西倾的叠瓦状单冲型逆冲推覆断层和伴生褶皱组成, 总体为西盘奥陶系下部层位逆冲于东盘奥陶系上部层位之上。该构造在剖面上具分带性, 由西向东大致可分为中带、峰带、外缘带 3 个带。峰带由 6 条逆冲断层夹楔状冲断席组成, 呈向上撒开的叠瓦扇, 断面均呈舒缓波状, 在山脊上变陡, 而在山沟中变缓, 呈凹面向上的弧形, 倾角 $30^\circ \sim 70^\circ$ 。累计 6 条逆断层断距达 300 m 以上。汾阳市大南峪北二叠系石盒子组之上残存有奥陶系灰岩的飞来峰^[25]。

(2) 太岳山段断裂(F_4)。太岳山段断裂发育在霍山背斜西翼, 分布于灵石—霍县之间。由一系列呈 SN 向的逆冲断层组成。主断层断面产状向东倾, 东盘早前寒武纪变质岩逆冲于寒武系、奥陶系之上, 西盘寒武系、奥陶系褶皱发育, 形成一系列冲断楔状体, 断距均在 1 000 m 以上。在主断裂的西侧还发育与主断层近平行的次级高角度逆冲断层, 可见寒武系张夏组和崮山组逆冲于奥陶系三山子组白云岩之上, 岩层产状变化较大, 冲断特征明显, 断面平直光滑, 具有擦痕镜面, 断面两侧发育有拖拉牵引现象, 具有明显的压性结构面特征^[16, 26]。

2.2 断裂与岩浆活动

根据华北地区岩相古地理资料, 三叠纪—中侏罗世, 本区仍属于鄂尔多斯盆地的一部分, 山西与两侧地区的岩相古地理和地层分布无明显差异^[27], 表明太行山断裂和离石断裂在该时期尚未形成。进入晚侏罗世, 强烈的逆冲断裂开始活动。逆冲断裂构造的活动时间为燕山期, 晚侏罗世—早白垩世为强烈活动期^[28]。

早白垩世, 在山西省境内多处发生岩浆侵入事件。在西部离石断裂有紫金山岩体, 形成于 $(138.3 \pm 1.1) \text{ Ma}$ ^[29]、 $(138.7 \sim 125.0) \text{ Ma}$ ^[30-31]; 柳林尖家沟金伯利岩, 年龄为 144 Ma ^[32]; 万荣孤峰山花岗闪长岩岩体, 年龄为 $(132.2 \pm 9.2) \text{ Ma}$ ^[33]、 $(127 \pm 2) \text{ Ma}$ ^[34]。中部狐偃山—太岳山断裂中分布有狐偃山石英二长岩, 年龄为 130 Ma ^[34]; 二峰山霓辉二长岩, 年龄为 130 Ma ^[34], 塔儿山二长闪长斑岩, 年龄为 127 Ma 。在太行山断裂东侧有主要由橄榄角闪辉长岩、角闪辉长—闪长岩和闪长岩组成的平顺杂岩体, 年龄分别为 $(123.4 \pm 1.7) \text{ Ma}$ 和

(125.3 ± 2.3) Ma^[35-36] (图1)。各岩体形成时代多集中于早白垩世。华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间为早白垩世^[37-41]。因此,区内岩体的形成时间与华北克拉通岩石圈减薄与破坏作用的峰期时间基本同时。

研究表明,该期岩体均是伸展背景下,起源于富集岩石圈地幔部分熔融并底侵到下地壳,所带的高热流引起古老下地壳(特别是TTG)的部分熔融,形成花岗质岩浆,然后形成混合岩浆,再经过分离结晶作用形成^[29,34,36]。

2.3 构造层次特征

下古生界底部不整合面当时所处的垂向位置为在地表以下5~6 km(古生界和中生界厚度总和)。表现为有基底卷入的逆冲断层,规模较大,断面倾角 $50^{\circ} \sim 75^{\circ}$,断距1 000 m左右,断层附近寒武系底部岩层多直立,甚至倒转,多处发育与主逆冲方向相反的反冲断层。

上古生界(4~5 km)中多表现为规模较小的逆断层,垂直断距较小,一般100~300 m,并伴随有较紧闭的褶皱,部分地段可能在断裂活动后期已开始抬升,断层效应不明显,未见明显的垂直断距,如晋西北离石断裂北段表现为挠褶带。

中生界中基本未发现有断距的断层,表现为相对开阔的褶皱。因此,逆冲断裂在垂向上能影响到的上界为中生代地层的下部,即地表以下3 000 m左右。

中生代期间断裂垂向分层性质表现明显,活动顺序为由下向上生长,自下而上变形强度逐渐减弱,构造样式演变序列为推覆→逆冲→褶皱,反映了断裂随着变形环境的差异,变形特征也发生变化,即变质基底的脆韧性变形→下古生界的韧脆性变形→上古生界内的脆性变形。沿走向出现的分带性除逆冲作用规模的原生差异外,更主要的是由于后期剥蚀基准面不同而造成的地表出露差异^[19]。因此,现在地表的沿断裂走向分段性是垂向分层性的表现形式,是由于隆升剥蚀程度暴露在地表的结果。同时,该期断裂也是造成古老地质体在地表现今分布状态的主要因素,隆起区内所有前新生代地质体在平面上的分布在燕山运动中已基本定型。

2.4 形成机制讨论

山西隆起区中生代以产生逆冲推覆断裂为特征。逆冲推覆在时间上往往出现于造山期的早中阶段,在空间上往往发生于造山带的中深层次^[42]。燕山期,华北地区受EW向挤压应力作用影响,在中下地壳中形成自东向西滑动的逆冲拆离系统^[14,43]。构造变形是在具有强硬的结晶基底及稳定的沉积盖层组成的克拉通浅层地壳结构的基础上发生的^[44],收缩变形大多有基底卷入^[45]。逆冲推覆具有薄皮逆冲和多重、多种、多层逆冲的分带、分层、分期逆冲的规律^[46],这些变形可能导致地壳急剧增厚。

构造样式上,太行山断裂向东逆冲,离石断裂向西逆冲,共同构成背冲型逆冲构造。离石断裂块体边界特征清楚,褶皱-冲断系统向西一致收敛于离石断裂,表明山西隆起区晚中生代构造变形受到离石断裂边界条件的控制^[47]。

3 新生代盆山耦合关系

3.1 汾渭裂谷带

汾渭裂谷带位于华北板块中心部位,主体在山西,延伸至陕西关中,长期以来一直受到众多研究者的重视^[48-59]。该裂谷系呈“S”型,自北而南依次有大同盆地、忻定盆地、晋中盆地、临汾盆地、运城盆地和芮城盆地(渭河盆地山西部分),盆地边界和内部发育大量的活动断层,山西境内各盆地基本特征见表1。

汾渭裂谷带各断陷盆地边界主要由规模较大的活动断裂构成,走向有NNE、NE、NEE及NW向,性质为正断层或正走滑断层。盆地的伸展运动一般是围绕着主干的铲形正断层展开的,断裂不完全是燕山期或更早期构造的继承和反向发展,多数为新生断层。主要控盆断层一般长50~100 km,个别大于或达150 km,倾角上陡(倾角 $60^{\circ} \sim 75^{\circ}$)下缓(倾角 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$)。上盘沿弧形凹面下滑或斜滑过程中,必然要产生反向或同向的次生断裂系列和岩块的解体、旋转和掀斜,形成一系列半地堑和半地垒构造,它们在平面上也是斜列成群出现,组成盆-岭构造系。

表 1 山西境内各盆地基本特征
Tab. 1 Basic geological feature of basins in Shanxi

盆地特征	大同盆地	忻定盆地	晋中盆地	临汾盆地	运城盆地
规模					
长/km	170	150	170	162	>130
宽/km	20~50	10~40	12~43	15~55	70
面积/km ²	6 870	3 210	6 220	6 430	>7 490
长轴方向	NE	NNE-NE	NE	NNE	NE
主要边界断裂	口泉山断裂; 六棱山断裂; 恒山北麓山前断裂	恒山南麓山前断裂; 云中山山前断裂; 五台山西北坡山前断裂; 系舟山山前断裂	交城断裂; 太谷断裂; 上阳寨、榆次断裂; 三泉断裂	罗云山山前断裂; 霍山山前断裂; 峨嵋台地北缘断裂	临猗—双泉断裂; 中条山山前断裂
开始活动时间	渐新世	中新世	上新世	中新世	中新世
盆地基底物质组成	An €	An €	大部为 T, 西北为 C - P, 南端为 An €	北西为 An €, € - O, 南东为 O, C - P, T	南东为 € - O, 北西为 An €
基岩埋深/m					
一般	1 000 ~ 1 100	266 ~ 500	700 ~ 900	400 ~ 600	400 ~ 500
最深	3 500	500	3 800	1 800	6 000
新生代沉积厚度/m					
全新统	25 ~ 35	25 ~ 35	25 ~ 35	10 ~ 25	25 ~ 35
上更新统	72 ^{①,②}	15	50	57 ^③	60
中更新统	25	30	40 ~ 50	40 ~ 60	50 ~ 100 ^④
下更新统	200 ~ 400	200 ~ 400	150 ~ 300	250 ~ 450	450 ~ 550
上新统	150 ~ 590	200	1 600 ~ 2 000	1 200	500 ~ 700
中新统	180 ~ 355	50 ~ 200			>553
始新统	800				500 ~ 1 011
地震数/次					
8 级以上				1	
5 级以上		4		1	
6 ~ 6.9 级	3		2	5	2
5 ~ 5.9 级	5	7	16	9	13
代表性温泉地表水温/℃	天镇、浑源 37 ~ 63	奇村、汤头、寺平安 62 ~ 70	榆次、祁县 24 ~ 29	临汾、曲沃、新绛 23.5 ~ 48	临猗、夏县、闻喜 24 ~ 43

注: ①峙峪古人类文化遗址(上部); ②徐家窑人类文化遗址(中部); ③丁村人类文化遗址(中部); ④盐湖成盐段。

3.2 基岩山体的隆升

山地的抬升—剥蚀和盆地的沉降—堆积是对立统一的地质作用过程。山西隆起区晚侏罗世开始全面抬升,白垩纪晚期,随着太行山、吕梁山的整体隆升,挤压作用逐渐减弱、消失,垂直隆升作用取代逆冲断裂,成为新生代期间主要构造活动形式。依据山体不同部位的裂变径迹年龄,针对吕梁山、太行山山系在新生代的快速隆升方面有人作了大量工作。

(1)关于吕梁山的隆升,赵俊峰等^[60]认为:晚白垩世以来是吕梁山地区主要的隆升期,可进一步

分为缓慢隆升(100 ~ (21 ± 2) Ma)、加速隆升((21 ± 2) ~ 8 Ma)及强烈隆升(8 Ma 以来)3个抬升演化阶段。李建星等^[61]将吕梁山新生代隆升过程细分为(58 ± 3) Ma、(40 ± 3) Ma、(30 ± 3) Ma、(23 ± 3) Ma 和(10 ± 3) Ma 5个阶段。

(2)对太行山隆升时限的研究,部分学者认为其初始隆升在中侏罗世^[62]。张家声等^[63]的研究得出太行山的隆起有2个快速变动阶段:68 ~ 52 Ma 和 23 ~ 18 Ma; 徐杰等^[64]根据太行山发育的三级夷平面,认为太行山经历了古近纪隆升—稳定、新近纪隆升—稳定和第四纪隆升,亦即几次间歇性的

形成过程。太行山西侧沁水盆地样品磷灰石裂变径迹证据也显示,太行山在新生代的抬升是不均衡的,前新生代的剥蚀夷平—准平原化后,古近纪初经历了隆升,再到古近纪末的剥蚀夷平,最后到新近纪的快速隆升^[65]。

部分学者还针对太行山南、中、北各段的造山过程分别展开了详细的研究:庆建春等^[66]认为,太行山晚白垩纪末以来的隆升为分阶段幕式过程,经历了3期快速隆升,依次为74~58 Ma、46~31 Ma及15 Ma左右,且太行山中部隆升速率大于南北两端;马寅生等^[67]认为,太行山南缘地区以新生代以来的隆升为特征,分为包括始新世、中新世至上新世中期、早更新世晚期以来的3个快速隆升阶段;龚明权^[68]认为,太行山南段的隆升成山是在中生代末期至始新世之前整个华北乃至更大范围的北台期夷平面基础上发育起来的;李庶波等^[69]研究显示,南太行山地区初始隆升始于100 Ma前,100~50 Ma的构造抬升相对平静,50~40 Ma及10 Ma左右以来隆升速度加快,是太行山地区的主要隆升期。

(3)另外,徐芹芹等^[70]收集了前人针对燕山山脉、太行山、大青山、贺兰山、吕梁山、蒙山以及泰山开展的磷灰石裂变径迹年龄数据,共计259个年龄数据。统计分析结果表明,中国北方东部地区晚中生代以来,不同山体的隆升过程有所差异,但它们都集中体现出66~42 Ma的抬升冷却阶段,说明晚白垩世至古新世甚至始新世早中期的抬升运动在本区及邻区具有整体性,可能普遍经历了古新世—早始新世的区域性强隆升—剥露作用,致使本区及邻区普遍缺失晚白垩世和古新世地层,并形成了始新统与下伏前新生界地层间的区域性不整合面。

3.3 盆山耦合关系

综上所述,山西隆起区新生代盆山耦合有以下特点:

(1)山西隆起区在古近纪末与周边在地形地貌上还没有太大的差别,且隆起区内各山系的快速隆升期在时间上具有一致性,山西地区整体2 000 m左右的高地是新近纪以来地壳均衡式垂直隆升的结果。

(2)上新世中期、早更新世晚期是2个快速隆升阶段。上新世砾岩在两侧山体山前冲沟中的分布、上新世和早更新世断陷盆地中的巨厚沉积(表1),反映了山体的强烈隆升、剥蚀和盆地的快速下

沉、沉积同时发生,彼此耦合。

(3)汾渭裂谷带是叠加在山西隆起区(燕山期复背斜)核部之上的上叠盆地,从地质图(图1、图2)可以看出,隆起区内所有前新生代地质体在平面上的分布在燕山运动中已基本定型。从裂谷带两侧山系基岩出露情况反映,前新生代地质体基本保留了原来的构造格局,新生代期间未发生明显的旋转和侧向水平位移。

(4)山西隆起区新生代山体隆升和盆地沉降是大陆内部中上地壳中发生的构造变形,以垂直升降为主,是由软流圈物质上涌所形成的,与板块碰撞或其远程效应无直接的关系^[71-72]。

4 中新世代构造演化讨论

4.1 地貌格局的演化

从区域岩相古地理和沉积地层可以看出,中新世代期间,华北地区经历了东高西低—全区夷平—西高东低的地形倒转过程:①三叠纪—早白垩世,华北地区总体东高西低,该时期也是西部鄂尔多斯盆地的发育时限,沉积中心位于西部;②晚白垩世—古近纪,华北地区整体抬升,再没有区域性广泛沉积,全区整体遭受剥蚀,东西地势差异性逐渐减小,是整体上地形夷平的过程;③中新世晚期之后,华北东部地区大规模沉陷,地形逐渐西高东低,持续达2亿多年的东隆西降格局于中新世晚期(8 Ma)反转易位,东部开始沉降,地形倒转过程完成^[73-74]。

山西地区在地形倒转过程始终处于中部过渡带的位置:①古代生末期,本区及周边都处于大型石炭纪—二叠纪华北克拉通内盆地中,山西早中生代地层与晚古生代地层基本为连续沉积;②中生代,鄂尔多斯盆地叠加在前期盆地之上,直至中侏罗世,本区仍属于鄂尔多斯盆地的一部分^[73],期间晚三叠世—早侏罗世时曾经历短暂的抬升、剥蚀,造成下侏罗统永定庄组不整合在前期地层之上,是印支运动在本区的反映;③晚侏罗世—古近纪末,山西地区主体处于稳定隆升、剥蚀阶段,沉积缺失;④中新世以来,山西地区整体相对于西侧黄土高原1 000 m左右、东侧华北平原整体2 000 m左右的高地地形地貌才逐步形成,山西境内汾河、桑干河、滹沱河、漳河和沁河五大流域的分水岭在晚更新世末才最终定型。

4.2 岩石圈的减薄

华北克拉通自古元古代末形成直到中生代初期的漫长地质历史中,基本保持构造稳定。从晚三叠世开始,其稳定性才发生了变化,中生代期间,克拉通遭受了强烈的改造。现今华北克拉通东、中、西部岩石圈厚度表现出明显的区域性差异。在南北向大兴安岭—太行山重力梯度带以东,华北东部普遍分布薄的地壳 (< 35 km) 和岩石圈 (< 100 km); 中西部则有相对较厚的地壳 (40 ~ 50 km) 和厚度变化较大的岩石圈 (80 ~ 200 km), 其中最厚的岩石圈 (约 200 km) 位于稳定的鄂尔多斯地块,表明西部可能还保留着太古宙克拉通的核心部分^[75-77]。

山西地区除薄于 100 km 岩石圈为特征的狭长汾渭裂谷带外,其他区域的岩石圈都厚于 120 km, 总体上与西部鄂尔多斯地块相当,与华北东部差异

明显。中生代岩浆活动也显示,从东向西强度渐弱,中生代岩浆活动西部边界为离石断裂一带,新生代岩浆活动只出现于汾渭裂谷和太行山地区。

4.3 演化模式

山西隆起区位于华北陆块中心部位,远离板块边界,从其形成的动力学机制来看,尚无证据能证明它和板块边界的活动有直接关系。可能的演化模式是板块运动引起深部软流圈时空上的不均一变化,软流圈变化和板块内部大陆岩石圈的相互活动促使了陆内造山带的发生。软流圈上涌,岩石圈相应减薄,地壳水平伸展;软流圈下沉,岩石圈则相对增厚,地壳垂向伸展,横向收缩。

(1) 山西地区三叠纪时岩石圈相对稳定,构造活动不明显,表现为整体抬升和沉降(图 3(a))。

(2) 山西地区中生代中后期处于岩石圈增厚阶段,地壳处于 EW 向挤压环境(图 3(b)),形成燕山

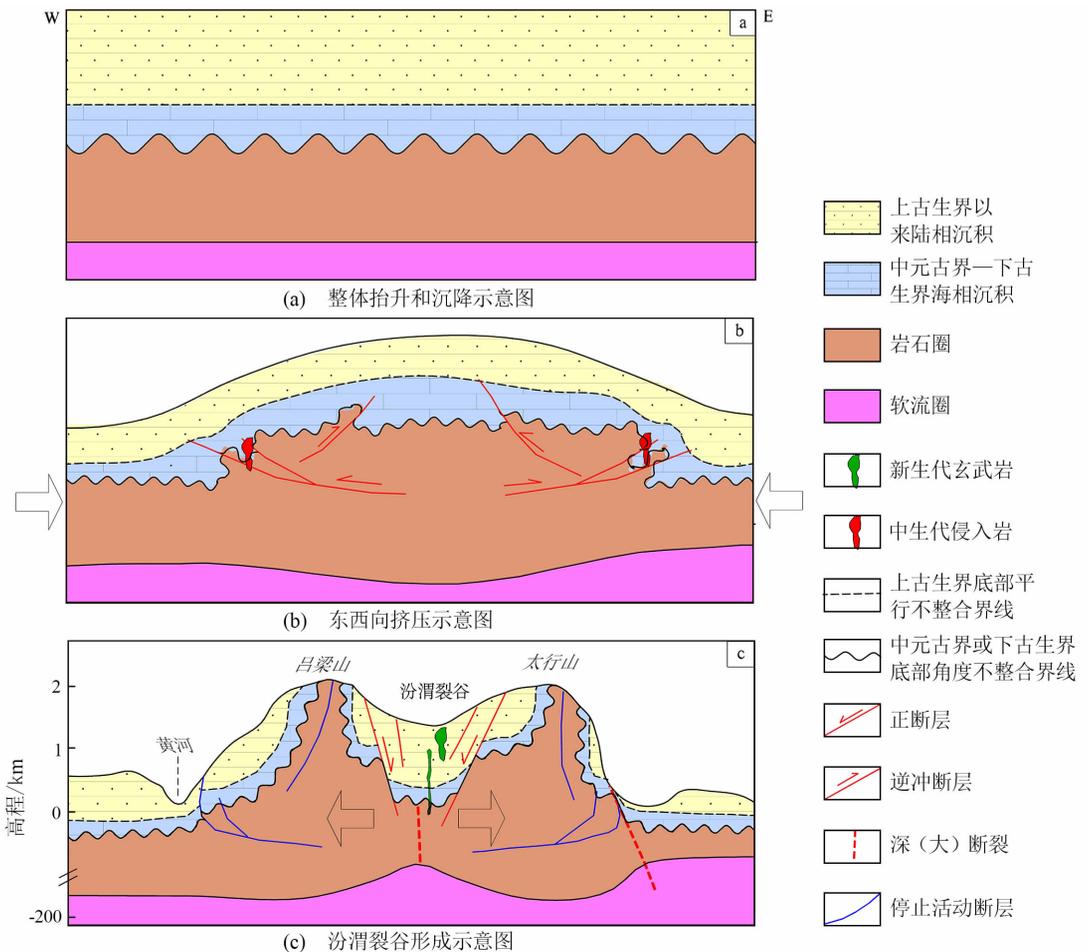


图 3 演化模式示意图

Fig. 3 Evolution pattern sketch

期近 SN 向逆冲断裂和同方向的开阔背向斜。

(3)中生代晚期—新生代,山西地区中部软流圈 NNE 向带状上涌,构造体制转换,由 EW 向挤压环境转变为伸展环境,软流圈上涌及侧流对岩石圈产生的引张力形成了强烈的伸展作用,汾渭裂谷逐渐形成(图 3(c))。

5 结论

(1)山西隆起区在燕山期主要形成断裂和褶皱。断裂活动垂向分层性质表现明显,由下向上生长,自下而上变形强度逐渐减弱,在下古生界及其底部表现为有基底卷入的逆冲断层,规模较大,断距 1 000 m 左右;上古生界中表现为逆断层,断距一般 100 ~ 300 m,并伴随有较紧闭的褶皱;中生界中基本未发现有断距的断层,表现为相对开阔的褶皱。现在地表沿断裂走向的分段性是垂向分层性的表现形式,是由于后期隆升、剥蚀程度差异在地表造成的结果。

(2)山西隆起区新生代山体隆升和盆地沉降是大陆内部中上地壳中发生的构造变形,以垂直升降为主。山体的强烈隆升、剥蚀和盆地的快速下沉、沉积主要发生于上新世中期、早更新世晚期。

(3)通过山西隆起区盆地沉积特征、构造演化的研究,探讨了中生代期间华北地区经历的东高西低—全区夷平—西高东低的构造地貌演变过程。

(4)讨论了山西隆起区中生代构造演化模式:三叠纪时岩石圈相对稳定,本区构造活动不明显,表现为整体抬升和沉降;燕山期处于岩石圈增厚阶段,地壳处于东西向挤压环境,形成近南北向逆冲断裂和同方向的开阔背向斜;新生代,山西地区中部软流圈 NNE 向带状上涌,构造体制转换,由 EW 向挤压环境转变为伸展环境,软流圈上涌及侧流对岩石圈产生的引张力形成了强烈的伸展作用,汾渭裂谷逐渐形成。

参考文献:

[1] 许志琴,崔军文. 大陆山链变形构造动力学[M]. 北京:冶金工业出版社,1996:1-246.

[2] 肖庆辉,李晓波,刘树臣,等. 当代地质科学前沿[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1993:1-525.

[3] 王荃. 华北克拉通与全球构造[J]. 地质通报,2011,30(1):1-18.

[4] 葛肖虹,刘俊来,任收麦,等. 中国东部中—新生代大陆构造

的形成与演化[J]. 中国地质,2014,41(1):19-38.

[5] 李荣社,陈隽璐,马中平,等. 中国西北部造山带中几个古生代俯冲增生楔的识别与确认[J]. 中国地质调查,2016,3(1):44-51.

[6] 王鸿桢,刘本培,李思田. 中国及邻区大地构造划分与构造发展阶段[M]//王鸿桢,杨森楠,刘本培,等. 中国及邻区构造古地理和生物古地理. 武汉:中国地质大学出版社,1990:3-34.

[7] 张抗. 鄂尔多斯断块构造和资源[M]. 西安:陕西科学技术出版社,1989:1-394.

[8] 赵重远,刘池洋. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存[M]. 西安:西北大学出版社,1990:1-189.

[9] 白玉宝,孙冬胜. 离石断裂带构造特征及演化[J]. 石油与天然气地质,1996,17(1):77-80.

[10] 山西省地质调查院. 1:25万岢岚县幅区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2004:309-311.

[11] 山西省地质调查院. 1:5万巡镇测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2012:147-157.

[12] 山西省地质调查院. 1:5万岢岚测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2013:136-141.

[13] 山西省地质调查院. 1:5万兴县测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2014:121-126.

[14] 廖昌珍,张岳桥,温长顺. 鄂尔多斯盆地东缘边界带构造样式及其区域构造意义[J]. 地质学报,2007,81(4):466-474.

[15] 张兆琪. 地震与地质[M]. 太原:山西科学技术出版社,2006:76-82.

[16] 山西省地质调查院. 1:25万临汾市幅区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2007:210-212.

[17] 山西省地质调查院. 1:5万永和测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2014:156-160.

[18] 曹现志,李三忠,刘鑫,等. 太行山东麓断裂带板内构造地貌反转与机制[J]. 地学前缘,2013,20(4):88-103.

[19] 曹代勇,关英斌. 晋—获断裂带分段模式研究[J]. 大地构造与成矿学,1997,21(4):323-329.

[20] 山西省地质调查院. 1:5万昔阳测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2015:205-206.

[21] 山西省地质调查院. 1:5万和顺测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2015:180-182.

[22] 山西省地质调查院. 1:5万黎城测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2013:149-154.

[23] 山西省地质调查院. 1:25万长治市幅区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2008:223-225.

[24] 山西省地质调查院. 1:25万新乡市幅区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2007:176-179.

[25] 山西省地质调查院. 1:5万杏花村测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2000:95-104.

[26] 山西省地质调查院. 1:5万介休测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2016:131-138.

[27] 徐杰,高战武,宋长青,等. 太行山山前断裂带的构造特征[J]. 地震地质,2000,22(2):111-122.

- [28] 吴智平,侯旭波,李伟,等. 华北东部地区中生代盆地格局及演化过程探讨[J]. 大地构造与成矿学,2007,31(4):385-399.
- [29] 肖媛媛,任战利,秦江锋,等. 山西临县紫金山碱性杂岩 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义[J]. 地质论评,2007,53(5):656-663.
- [30] 王亚莹,蔡剑辉,阎国翰,等. 山西临县紫金山碱性杂岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素研究[J]. 岩石矿物学杂志,2014,33(6):1052-1072.
- [31] 王亚莹,蔡剑辉,阎国翰,等. 山西临县紫金山岩体地球化学、矿物学特征及岩体成因[J]. 现代地质,2015,29(4):896-911.
- [32] 山西省地质调查院. 1:5 万柳林测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2013:106-111.
- [33] 齐钥,徐鸿博,张竞雄,等. 临汾断陷盆地孤峰山花岗岩闪长岩的地球化学和年代学及其地质意义[J]. 地质论评,2011,57(4):565-573.
- [34] 霍腾飞,杨德彬,师江朋,等. 华北地块中部早白垩世富碱侵入岩的成因:锆石 U-Pb 年代学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. 岩石学报,2016,32(3):697-712.
- [35] 张海东,刘建朝,陈正乐,等. 太行山南段平顺杂岩体成因:岩石学、年代学和地球化学证据[J]. 大地构造与成矿学,2014,38(2):454-471.
- [36] 刘建朝,张海东,刘淑文,等. 太行山南段平顺地区杂岩体成因研究[J]. 地质论评,2009,55(3):318-328.
- [37] 吴福元,葛文春,孙德有,等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘,2003,10(3):51-60.
- [38] 翟明国,孟庆任,刘建民,等. 华北东部中生代构造体制转折峰期的主要地质效应和形成动力学探讨[J]. 地学前缘,2004,11(3):285-297.
- [39] 邓晋福,苏尚国,刘翠,等. 关于华北克拉通燕山期岩石圈减薄的机制与过程的讨论:是拆沉,还是热侵蚀和化学交代[J]. 地学前缘,2006,13(2):105-119.
- [40] 孙金凤,杨进辉. 华北东部早白垩世 A 型花岗岩与克拉通破坏[J]. 地球科学:中国地质大学学报,2009,34(1):137-147.
- [41] 陈根文,夏换,陈绍清. 华北地区晚中生代重大构造转折的地质证据[J]. 中国地质,2008,35(6):1162-1177.
- [42] 程裕淇. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社,1994:465-466.
- [43] 李涛,周世卿. 华北中地壳滑脱面及其活动分区的天然地震研究[J]. 现代地质,2009,23(6):1003-1011.
- [44] 张长厚,李程明,邓洪菱,等. 燕山-太行山北段中生代收缩变形与华北克拉通破坏[J]. 中国科学:地球科学,2011,41(5):593-617.
- [45] 吴奇,李三忠,刘鑫,等. 山西南部燕山期类隔挡式褶皱构造特征[J]. 大地构造与成矿学,2012,36(4):483-489.
- [46] 李三忠,张国伟,周立宏,等. 中、新生代超级汇聚背景下的陆内差异变形:华北伸展裂解和华南挤压逆冲[J]. 地学前缘,2011,18(3):79-107.
- [47] 张岳桥,廖昌珍. 晚中生代-新生代构造体制转换与鄂尔多斯盆地改造[J]. 中国地质,2006,33(1):28-40.
- [48] 陈国达. 论汾渭地堑的大地构造性质——一个裂谷型地洼系[J]. 大地构造与成矿学,1984,8(4):319-326.
- [49] 邢作云,赵斌,涂美义,等. 汾渭裂谷系与造山带耦合关系及其形成机制研究[J]. 地学前缘,2005,12(2):247-262.
- [50] 李清武. 山西地堑系现今构造应力场的三维数值模拟[J]. 内蒙古石油化工,2015(7):18-21.
- [51] 唐有彩,冯永革,陈永顺,等. 山西断陷带地壳结构的接收函数研究[J]. 地球物理学报,2010,53(9):2102-2109.
- [52] 武烈,巩王琪,苏宗正,等. 山西地震带地壳结构变化与地震活动特征[J]. 山西地震,1981(2):1-4.
- [53] 刘锁旺,甘家思. 汾渭裂谷系[J]. 地壳形变与地震,1981(3):110-123.
- [54] 张崇立. 山西断陷带垂直形变特征及其成因初探[J]. 中国地震,1993,9(4):327-333.
- [55] 张世民. 汾渭地堑系盆地发育进程的差异及其控震作用[J]. 地质力学学报,2000,6(2):30-37.
- [56] 王怡然,李有利,闫冬冬,等. 中条山北麓断裂中南段全新世地震事件的初步研究[J]. 地震地质,2015,37(1):1-12.
- [57] 山西省地质矿产局. 山西省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1989:315-340.
- [58] 山西省地质调查院. 1:5 万大宁测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2014:74-88.
- [59] 山西省地质调查院. 1:5 万广灵测区区域地质调查报告[R]. 太原:山西省地质调查院,2014:160-168.
- [60] 赵俊峰,刘池洋,王晓梅,等. 吕梁山地区中-新生代隆升演化探讨[J]. 地质论评,2009,55(5):663-672.
- [61] 李建星,刘池洋,岳乐平,等. 吕梁山新生代隆升的裂变径迹证据及其隆升机制探讨[J]. 中国地质,2015,42(4):960-972.
- [62] 杨文涛,王敏,杜远生. 中生代济源盆地沉积充填特征及其对秦岭、太行山隆升作用的响应[J]. 地质论评,2014,60(2):260-274.
- [63] 张家声,徐杰,万景林,等. 太行山山前中-新生代伸展拆离构造和年代学[J]. 地质通报,2002,21(4-5):207-210.
- [64] 徐杰,高战武,孙建宝,等. 区域伸展体制下盆-山构造耦合关系的探讨——以渤海湾盆地和太行山为例[J]. 地质学报,2001,75(2):165-174.
- [65] 孟元库,汪新文,陈杰. 太行山新生代构造隆升的地质学证据——来自沁水盆地沁参 1 井的磷灰石裂变径迹证据[J]. 桂林理工大学学报,2015,35(1):15-28.
- [66] 庆建春,李建清,王金铨,等. 五台山新生代隆升剥露的磷灰石裂变径迹研究[J]. 地球物理学报,2008,51(2):384-392.
- [67] 马寅生,赵逊,赵希涛,等. 太行山南缘新生代的隆升与断陷过程[J]. 地球学报,2007,28(3):219-233.
- [68] 龚明权. 新生代太行山南段隆升过程研究[D]. 北京:中国地质科学院,2010.
- [69] 李庶波,王岳军,张玉芝,等. 南太行山新生代隆升过程:磷灰石裂变径迹证据[J]. 大地构造与成矿学,2015,39(3):460-469.

- [70] 徐芹芹,季建清,涂继耀,等. 中国北方新生代大陆变形及其动力学机制分析[J]. 中国地质,2015,42(6):1633-1673.
- [71] 袁学诚,李廷栋. 中国岩石圈三维结构雏型[J]. 中国地质,2009,36(1):29-52.
- [72] 刘训,游国庆. 中国的板块构造区划[J]. 中国地质,2015,42(1):1-17.
- [73] 刘池洋,赵红格,桂小军,等. 鄂尔多斯盆地演化-改造的时空坐标及其成藏(矿)响应[J]. 地质学报,2006,80(5):617-638.
- [74] 郑德顺,胡斌,吴智平,等. 华北东部地区中、新生代地形演化关键时期古地理分析[C]//第十届全国古地理学及沉积学学术会议论文摘要集. 北京:中国矿物岩石地球化学学会岩相古地理专业委员会,2008.
- [75] 陈凌,危自根,程骋. 从华北克拉通中、西部结构的区域差异性探讨克拉通破坏[J]. 地学前缘,2010,17(1):212-228.
- [76] 吴福元,徐义刚,高山,等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论[J]. 岩石学报,2008,24(6):1145-1174.
- [77] 万渝生,董春艳,颜炳强,等. 华北克拉通古老大陆地壳组成及演化[J]. 中国地质调查,2015,2(3):1-4.

Review on Meso – Cenozoic tectonic evolution in Shanxi uplift

WEI Rongzhu¹, LI Haobin², XU Chaolei³, ZHANG Zhaoqi¹, LIU Chengru¹

(1. Shanxi Institute of Geological Survey, Taiyuan 030001, China; 2. College of Mining and Technology, Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030001, China; 3. Regional Geological Survey Party, Shanxi Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Yuci 030600, China)

Abstract: The review about the Meso – Cenozoic tectonic evolution in Shanxi uplift is an important component for studying the North China Craton evolution and destruction process. The Shanxi area, in the center of North China Craton, is always in the transition zone whenever the lithosphere movement events like differential evolutions, tectonic transition, magmatic activity and physiognomy – reverse happen. This predominant location indicates the important significance of this area in North China Craton study. On the basis of the results of 1:50 000 and 1:250 000 geological surveys, the paper studies Mesozoic regional fracture, Cenozoic Fen – Wei rift valley and mountain uplift, analyze the following tectonic evolution processes: Mesozoic lithosphere in Shanxi uplift from thickening to thinning, the tectonic transition from compression to extension, and geomorphic pattern from “east – high, west – low” to “west – high, east – low”, and conclude that Meso – Cenozoic tectonic systems evolution is subjected to the uniform regional dynamic setting. The deep asthenosphere transformation is caused by the interaction between surrounding blocks. As asthenosphere sinks, lithosphere would become relatively thickening, and crust would extend in vertical and shrink in transverse. While asthenosphere upwells, lithosphere would become relatively thinning, and crust would extend in horizontal. Meso – Cenozoic tectonic deformation, sedimentary pattern and magmatic activity are controlled by asthenosphere transformation.

Key words: Shanxi uplift; Lishi fault; Taihang Mountain fault; Fen – Wei rift valley; Meso – Cenozoic tectonic evolution

(责任编辑:刁淑娟)