

循化-贵德地区新生代盆地发育及其对高原增生的指示

刘少峰^{①②③*} 张国伟^④ P. L. Heller^⑤

(① 中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083; ② 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; ③ 中国地质大学(北京)岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室, 北京 100083; ④ 西北大学地质学系, 西安 710069; ⑤ Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, Wyoming 82071, USA)

摘要 循化-贵德地区的循化盆地、贵德盆地和同仁盆地与拉鸡山和西秦岭北缘逆冲带相邻分布。盆地沉积地层主要由渐新统西宁群、渐新统上部至上新统贵德群和下更新统组成。它们由不整合界面分隔, 划分为 3 个盆地相。盆地相 1 为西宁群, 盆地相 2 为贵德群查让组、下东山组、贺尔加组和甘家砾岩组, 盆地相 3 为共和组及下更新统。3 个盆地相均在其中下部或底部发育湖泊沉积, 向上转变为冲积扇-辫状河平原沉积体系, 呈现出粒径向上不断加大的反序、进积沉积序列。盆地沉积、古流和沉积物碎屑成分分析表明, 研究区在西宁群(盆地相 1)沉积时期发育大型湖泊沉积盆地, 盆地沉积物源主要来自于南侧的西秦岭逆冲带, 而拉鸡山逆冲带处于沉积基准面之下, 接受沉积; 在贵德群(盆地相 2)沉积时期, 逆冲作用向北迁移, 拉鸡山逆冲带隆升, 研究区盆地分割, 主要沿拉鸡山逆冲带南北两侧发育点源扩散型冲积扇-辫状河平原沉积。研究区盆山系统演化对青藏高原远端增生过程具有重要的指示意义。研究结果表明, 青藏高原新生代向北东的增生作用在渐新世(29~21.4 Ma)已抵达西秦岭北缘地区, 增生过程主要表现为向北的单向褶皱逆冲增厚隆升和前缘前陆盆地充填; 中新世至上新世(20.8~2.6 Ma)高原增生作用跨过研究区可能抵达祁连北缘和六盘山地区, 增生过程主要表现为双向基底卷入式逆冲增厚隆升和分割式前陆盆地充填; 上新世至早更新世(2.6~1.7 Ma)高原远端主要表现为区域剥蚀夷平与山间盆地加积充填。

关键词 循化-贵德地区 新生代盆地 物源分析 盆山演化 高原增生

陆内高原造山带的增生过程, 即自碰撞带向外缘的扩展和隆升过程, 与动力学是世界瞩目的前沿课题^[1-3]。陆内高原增生细节过程不但与区域性构造变形和深部岩石圈结构等大地构造作用有关, 也与地表物质侵蚀再分布和山间盆地沉积物聚集等复杂的地表过程有关。对陆内高原中广泛发育的盆地与山脉(或构造变形带)耦合关系和演化的研究是探索高原增生机制的切入点之一。通过盆山系统中发生的

隆升、侵蚀、沉降与沉积等地表过程分析获取构造作用和气候变化信息, 特别是获取有关高原新生代发生的隆升及增生机制等信息的科学意义逐步被人们所认识, 并且在世界一些主要高原和山脉研究中取得了重要成果^[4-6]。因此, 选择年轻、活动的高原造山带边缘典型地区的盆地与山脉(或构造变形带), 进行与高原增生作用密切相关的构造和沉积过程及它们之间的反馈关系分析, 必将对认识高原发展历史、

收稿日期: 2006-07-03; 接受日期: 2007-01-10

国家自然科学基金重点项目(批准号: 40234041, 40672135)和高等学校学科创新引智计划项目(批准号: B07011)

* E-mail: shaofeng@cugb.edu.cn

探索增生机制具有重要的理论意义。

循化-贵德地区处于青藏高原东北缘的东南区、位于西秦岭北缘与祁连山的结合部位。已有的研究成果表明青藏高原晚期向北东方向增生发生于晚新生代 [2,7,8]。关于循化-贵德地区构造 [9-14]、盆地沉积 [14-16]、磁性地层 [17-19] 及盆地发育与西秦岭北缘逆冲作用的关系 [17,19] 等问题的研究已经取得了许多重要研究成果,但是关于该区新生代盆地发育与盆缘不同构造带的构造控制关系、盆山系统演化及其反映的高原增生机制等关键科学问题还有待于进一步深入。本文通过系统地新生代盆地沉积、古流和物源研究,并与盆缘逆冲作用分析相结合,对研究区新生代早期构造过程提出了初步认识,为全面揭示青藏高原东北缘增生机制提供了基本证据和基础资料。

1 基本构造格架

贵德、同仁、循化盆地分两带分别分布于拉鸡山和西秦岭北缘断裂南侧(图 1)。循化盆地与其南、北

侧的西秦岭北缘逆冲带和拉鸡山逆冲带一起构成菱形形态,具有青藏高原东北缘东端构造的典型特征。西秦岭北缘逆冲带呈北西西向贯穿于研究区,向东沿临夏盆地南缘可能与东秦岭地区的商丹断裂带相接,向西沿日月山和青海湖南缘可能与柴北缘断裂带相连。拉鸡山逆冲带呈弧形分布于循化盆地北缘,向西与西秦岭逆冲带汇合构成日月山逆冲带,向东与西秦岭北缘逆冲带相接。

西秦岭北缘逆冲带前锋逆冲断层在循化盆地南缘主体表现为指向北的逆冲作用,早、中三叠世地层逆冲于下白垩统、古近系西宁群之上 [19]。逆冲带内发育大量紧闭尖棱褶皱、小型逆冲断层和劈理带,断层产状为 $182^{\circ}<30^{\circ}$ 。在同仁盆地北侧发育呈东西向延伸的北倾南冲的岗察逆冲断层,致使中、下三叠统逆冲于西宁群和贵德群之上。西秦岭北缘逆冲带向西与拉鸡山逆冲带汇合,构成日月山逆冲带。自北部拉鸡山向南发育向北东倾斜、指向南西的叠瓦式逆冲断

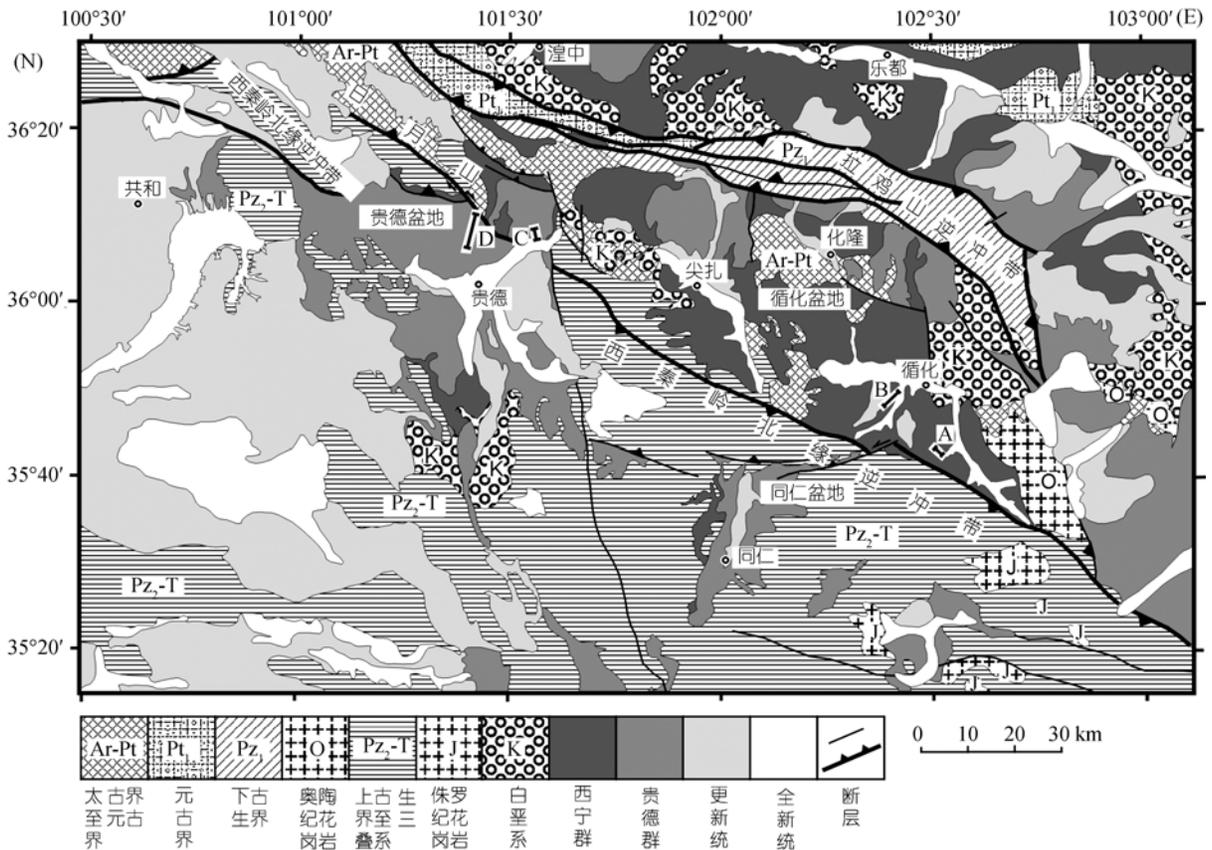


图 1 循化-贵德地区地质构造简图
图中 A, B, C 和 D 表示地层剖面位置

层, 表现为太古界和奥陶纪花岗岩、中、下三叠统逆冲于西宁群和贵德群之上^[19]。西秦岭北缘逆冲带主体由中、下三叠统隆务河群组成, 其次还发育上石炭统至二叠系甘家组、石炭系至下二叠统尕海群和中二叠统大关山组、上三叠统华日组、日脑热组和晚三叠世至侏罗纪各类花岗质岩体^[20,21]。各地层组成岩石主要为一套复理石碎屑岩、硅质岩及部分碳酸盐岩和少量的火山岩, 它们构成南、北部边缘新生代盆地的主要物源。

拉鸡山逆冲带呈背向逆冲的扇状形态, 北侧向北逆冲, 南侧向南逆冲^[20]。拉鸡山东段, 即循化盆地北缘和东缘, 主要表现为下古生界、上泥盆统和少量的太古界及下元古界逆冲于下白垩统、新生界西宁群和贵德群之上。在化隆县北部的拉鸡山山前上寒武统硅质板岩强烈变形, 向南逆冲于贵德群砾岩之上, 逆冲断层产状 $30^\circ < 60^\circ$ 。山前贵德群受逆冲作用影响形成宽缓的北翼陡(地层产状: $221^\circ < 68^\circ$)、南翼缓(地层产状: $348^\circ < 12^\circ$)的向斜褶皱。拉鸡山西段, 即循化盆地西端北缘, 下古生界逐渐尖灭, 主要表现为中元古界逆冲于白垩系或古生界之上。拉鸡山东段主体由下古生界和上泥盆统中基性火山岩、火山碎屑岩、硅质岩、少量碎屑岩和奥陶纪花岗岩组成^[21], 它们可能构成循化盆地的主要物源区之一。拉鸡山西段中元古界主要为长城系石英岩、板岩、千枚岩, 蓟县系白云质灰岩、白云岩、灰岩和千枚岩等。拉鸡山西段与西秦岭北缘逆冲带之间发育太古界至下元古界片麻岩、石英片岩、石英岩等及各类花岗质岩石^[21]。这些中、深部变质岩、花岗岩可能成为贵德盆地或循化盆地的沉积物源。

2 盆地充填序列

循化、贵德盆地新生代地层由渐新统西宁群、新近系贵德群、更新统和全新统组成。西宁群除在贵德和同仁地区外, 主要发育于循化盆地、拉基山及其北部地区。西宁群大体可以划分为三段, 下段主要出露于循化盆地南缘局部、循化盆地中部太古界基底出露区之上和拉基山山顶。贵德群自下而上划分为查让组、下东山组、贺尔加组、甘家砾岩组和共和组。Fang 等^[19]近期将贵德群划分为贵德门组、尕让组、阿什贡组、贺尔加组、甘家砾岩组和阿米岗组(表 1)。关于西宁群和贵德群古地磁年代学取得了重要进展, 已经获得了西宁群和贵德群及其相当的地层年代

^[17,19,22]。西宁群与临夏盆地他拉组相当, 年代为 29.0~21.4 Ma, 贵德群年代为 20.8~1.8Ma(表 1)。前者相当于渐新统上部和中新统底部, 后者相当于中新统和上新统。

2.1 西宁群

西宁群在研究区分布广泛, 在各个盆地均有发育。在循化盆地西宁群不整合于太古界至下元古界变质岩或白垩系砾岩之上, 在贵德盆地和同仁盆地主要不整合于三叠纪地层之上, 在拉鸡山不整合于下古生界地层或太古界至下元古界变质岩之上。西宁群代表了白垩纪以来在新生代时期的最老的沉积地层。

西宁群主体为一套棕褐色、桔红色砂质砾岩、砂岩和粉砂质泥岩(图 2)。自下而上可大致划分为三段。通过对循化盆地循化镇南南东方向约 15 km 处的卡时大村地层剖面和循化镇西南方向约 8 km 处的拉雄村地层剖面进行实测, 获得了较为完整的西宁群剖面。西宁群一段(卡时大村剖面)为一套厚度约 170 m 的褐红色砾岩和含砾粉砂岩或含砾泥岩互层, 其底部不整合于太古界至下元古界之上。砾岩层侧向延伸稳定, 其底部具明显的冲刷面。砾岩层主要由砾石组成, 颗粒支撑, 砾石直径约 1~5 cm, 大的砾石可达 10 cm。砾石磨园较好, 少数砾石磨园中等。砾石形态大都呈扁平状, 扁平面具叠瓦式定向排列。

砾石层厚度一般 1.5~2.0 m。砾石层之上为含砾粉砂岩或含砾粘土岩, 块状无层理, 厚度 1~2 m 左右。该砾石层可解释为砾质辫状河道沉积, 而其上部为洪泛沉积或泥流沉积。整个地层层序成现出砾石粒径向上变细, 砾石层变薄, 呈透镜状, 含砾粉砂岩或含砾泥岩层变厚, 沉积环境演变为曲流河冲积平原沉积。西宁群二段(拉雄村剖面)为一套厚度约 150~200 m 的桔红色泥岩(局部夹极细砂岩), 泥岩中间夹厚约 10~20 cm 石膏层。泥岩具水平层理。显然该地层段主要为一套湖泊或极浅湖沉积, 局部地区石膏层可能是水深变浅的产物。向上湖水变浅, 转变为冲积平原沉积。西宁群三段(拉雄村剖面)厚度大于 500 m, 自下而上为砂、砾岩互层、砾岩。下部砾岩或中、粗粒砂岩呈透镜状侧向尖灭再现, 其间为细粒或极细粒砂岩。前者发育斜层理或侧向加积层理, 砾石粒径一般为 2~5 cm, 小的 0.5 cm, 大的 10~15 cm, 磨园度较好; 后者发育块状层理或波纹层理。从砾岩或

砂岩的展布和构造特征分析, 它们为曲流河冲积平

表 1 循化-贵德及其邻区新生代地层对比、年代及盆地相划分^{a)}

资源来源 年代 /Ma	Li等 ^[23] ; 方小敏等 ^[22] ; Fang等 ^[17] (临夏盆地) (年代: Ma)	Fang等 ^[19] (年代: Ma)	宋春晖等 ^[15] ; Fang等 ^[19] ; 本文 (年代: Ma)	盆地相			
0.781 下更新统	1.72~1.77	井沟头组		下更新统	3		
1.806 上新统	1.77~2.58	东山组	1.8~2.6	阿米岗组		1.8~2.6	共和组
	2.58~3.58	积石组	2.6~3.6	甘家组	2.6~3.6	甘家组	
5.332	4.48~6.0	河王家组	3.6~>7.0	贺尔加组	3.6~7.8?	贺尔加组	
	6.0~7.56	柳树组		阿什贡组		7.8?~>19?	下东山组
	7.56~13.07	东乡组	>7.0~>12	杂让组	19?~20.8?		查让组
	13.07~14.68	上庄组	<16?~19?	贵德门组			
	14.68~21.4	中庄组	19?~20.8?				
23.03							
渐新统	21.4~29	他拉组		西宁群		西宁群	1
33.9							

a) 表中的断线表示不整合; 平行竖线表示地层缺失

原沉积, 其中砾岩或中粗粒砂岩为曲流河河道沉积, 而细粒或极细砂岩为洪泛平原沉积. 向上砾岩层加厚和增多. 在上部主要为砾岩夹薄层砂岩. 砾石略具定向, 偶见斜层理, 粒径一般 5~10 cm, 向上粒径增大至 8~15 cm, 大的可达 10~20 cm. 它们主要为砾质辫状河道沉积. 顶部砾岩层呈透镜状, 具侧向加积斜层理, 间夹较厚的块状细砂岩, 它们可能为砾质曲流河沉积. 该剖面之上被下更新统泥石流或河道砾岩不整合覆盖, 中间缺失贵德群.

拉鸡山西段山顶保留了西宁群底部部分露头, 主要为一套桔红色砾岩, 厚度百余米. 砾石具定向排列, 底部砾石层局部大小混杂, 无定向, 部分砾石磨园度较好, 大部分砾石呈棱角状. 砾石颗粒直径具有约 8~10 cm(个别达 20 cm)、5 cm 左右、1~2 cm 的砾级分层. 向上砾石定向性增强, 成层性较好, 大部分砾石呈扁平状, 地层层厚约 10~30 cm. 该地层显然是

砾质辫状河沉积, 底部夹泥石流砾岩. 循化盆地中部化隆镇南太古界至下元古界顶不整合覆盖了西宁群, 现今残留的底部地层具有与卡时大村剖面类似的特征, 为一套粒径 2~5 cm 的砾质辫状河道沉积及洪泛细粒沉积.

2.2 贵德群

贵德群主要覆盖于西宁群之上, 其中贵德盆地和同仁盆地大部分覆盖于三叠纪地层之上. 据Fang等^[19]研究成果, 贵德群与下伏的西宁群之间具有短暂的沉积间断. 两者之间接触界面在贵德盆地可见明显的角度不整合^[19,24]. 贵德群主体为一套细砾岩、泥岩、粉砂岩、砂岩与砾岩互层及巨砾岩, 自下而上划分为查让组、下东山组、贺尔加组、甘家砾岩组和共和组. 下面以贵德门地区的阿什贡组至下东山组下部剖面及甘家地区的下东山组上部至共和组剖面为例介绍贵德群地层特征(图 3).

贵德群底部查让组在贵德门和阿什贡发育较好的露头, 主要为一套灰黄色砾岩, 厚度约 100 m 左右

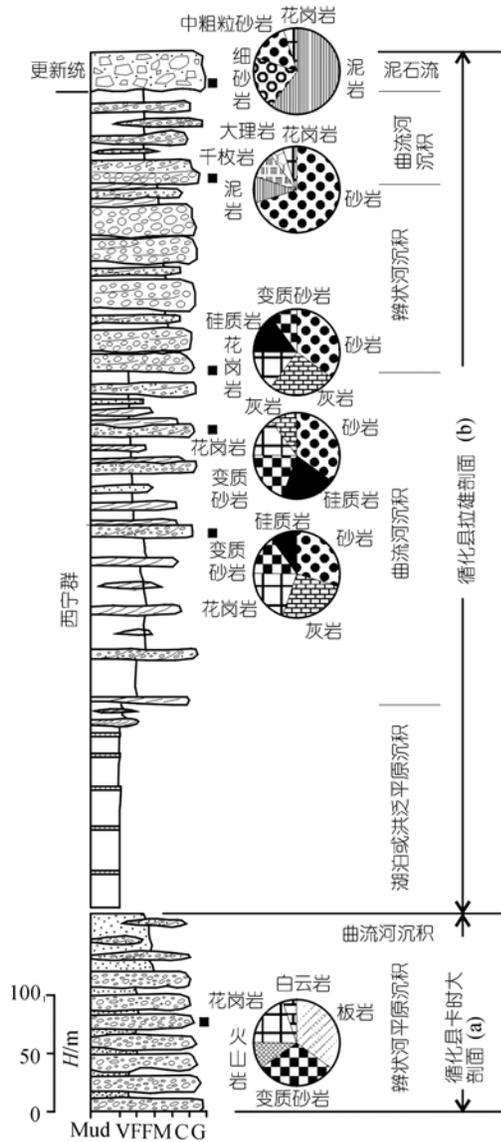


图 2 循化盆地卡时大村(a)和拉雄村(b)西宁群地层序列、岩屑或砾石成分

Mud. 泥岩; VF. 极细砂岩; F. 细砂岩; M. 中粒砂岩; C. 粗砂岩; G. 砾岩. 岩性剖面旁方形黑点表示岩屑或砾石成分统计位置. 实测剖面(a)和(b)位置如图 1 所示

(图 3(a)). 地层总体具成层性, 发育大型冲刷面. 砾石有定向, 但部分地区定向性差, 大小混杂. 砾石直径 5~25 cm 不等, 磨园度较差. 向上砾岩颗粒逐渐变细, 表现为细砾岩与砂岩或砂质泥岩互层, 并且砾岩层侧向延伸较稳定, 内部砾石定向, 具斜层理、粗糙的平行层理. 砾岩层厚度 2 m 至 20 cm 不等, 向上变薄.

砾岩间的砂质泥岩或泥岩具块状层理、水平层理, 厚度 30 cm 至 2 m 不等, 向上变厚. 根据沉积构造分析, 查让组为冲积扇-辫状河冲积平原沉积体系, 内部主要由砾质辫状河、泥石流等构成. 下部主要冲积扇-辫状河冲积平原近端沉积, 向上逐步转变为平原远端沉积, 顶部发育砾质或砂质辫状河道、决口河道或决口扇、平原湖泊沉积.

下东山组下部在贵德门地区主要为一套褐黄色、紫红色泥岩夹绿灰色或灰白色钙质粘土岩、泥灰岩、褐黄色砾质砂岩、细砾岩(图 3(a)). 泥岩具水平层理, 其中的钙质粘土岩与其之上的泥灰岩伴生, 厚度约 1 m 左右, 侧向延伸稳定. 泥灰岩或泥岩之上往往发育粒度突变的粗砂岩和细砾岩, 具斜层理或粗糙的平行层理, 砾石直径约 0.5~1 cm. 泥岩层与上覆的砂、砾岩构成向上变粗的沉积旋回. 前者为湖泊沉积, 后者为湖滨或冲积平原远端河流沉积体系, 旋回顶部往往具暴露标志. 据 Fang 等^[19]对该地层段的古地磁研究成果, 查让组年代为 20.8~19(?)Ma, 下东山组下部年代为 19~17(?)Ma. 下东山组上部至共和组在甘家地区发育较全(图 3(b)). 下东山组上部在甘家地区为一套厚度较大的棕红色泥岩、砂质泥岩夹细砾岩、灰白色钙质泥岩、泥灰岩. 泥岩或砂质泥岩主要为块状层理, 下部夹较多的灰白色钙质泥岩薄层, 厚度约 0.5 m 左右, 泥岩中夹侧向延伸短的透镜状或侧向延伸长的层状细砾岩或砾质粗砂岩, 其底部具明显的冲刷面. 一些透镜状砾岩或砾质粗砂岩具交错层理, 砾石具定向排列, 它们为河道沉积; 另一些层状或透镜状砾岩具块状层理, 砾石大小混杂, 它们为泥石流沉积或具河道形态特征的泥石流沉积; 部分细砾岩或砾质粗砂岩层具平行或粗糙的平行层理或呈薄层夹层, 它们为片流沉积. 砾岩或砾质粗砂岩厚度 0.5~8 m, 向上厚度加大, 砾岩层增多. 砾石粒径 2~3 mm, 2~3 cm, 3~5 cm 或 8~10 cm 不等, 整个剖面下细上粗. 下东山组上部为冲积扇-辫状河平原远端极浅湖和远端冲积平原沉积. 下东山组上段年代为 17(?)~7.8(?)Ma^[19]. 总体上, 下东山组自下而上为湖泊、冲积扇-辫状河平原远端沉积系列.

贺尔加组在甘家地区主要为暗红色、棕色、黄色和灰色砾岩、砂质砾岩、泥岩、砂质泥岩等, 厚度约 700 m(图 3(b)). 砾岩或砂质砾岩、中粗粒砂岩以块状层理、斜层理为主, 侧向延伸稳定, 厚度向上增大.

在下部砾岩或砂岩与泥岩、粉砂质泥岩互层，向上泥 岩层减薄或逐步消失，厚度加大的砾岩夹粗砂岩或

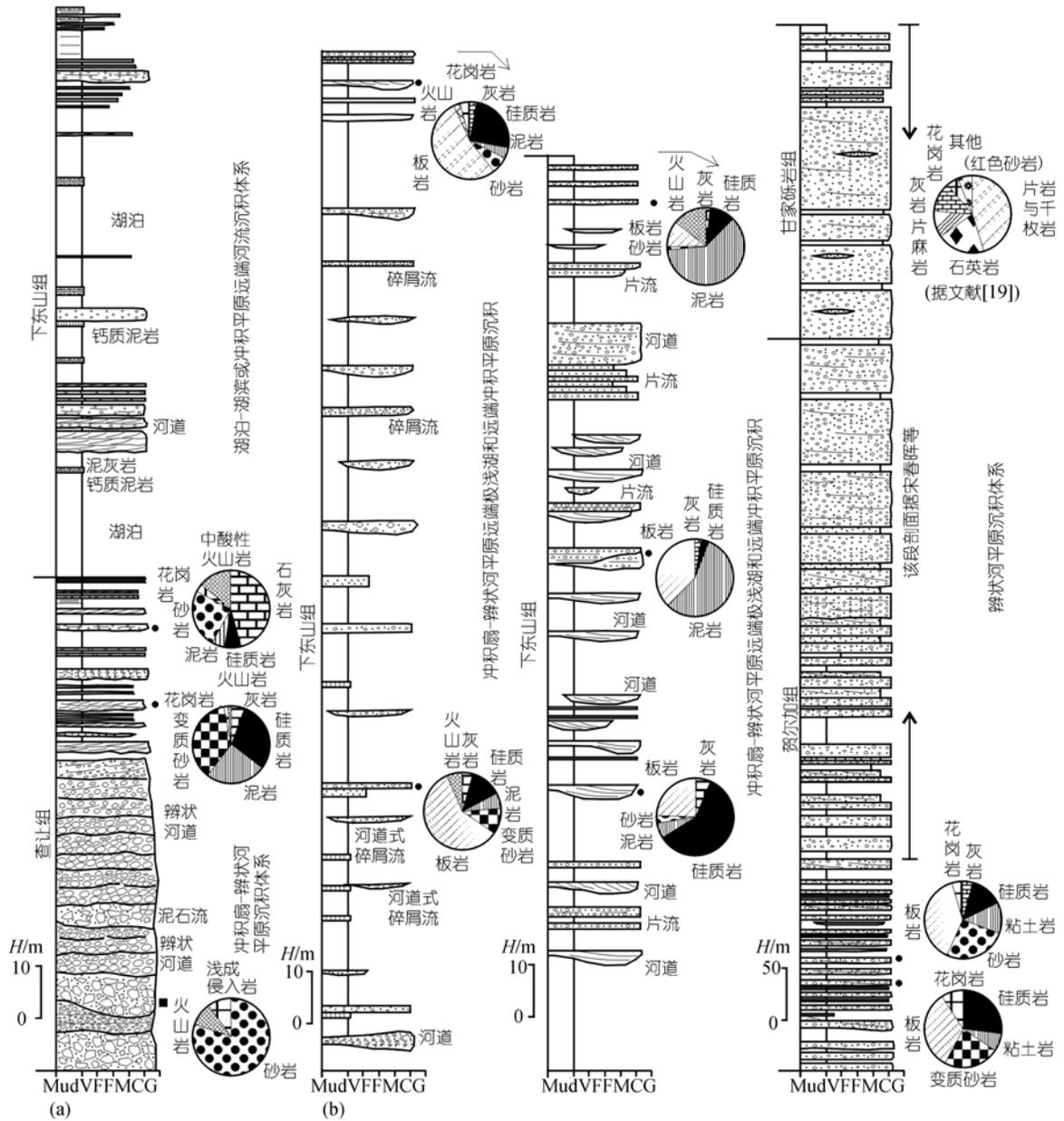


图 3 贵德盆地贵德门(a)和甘家(b)贵德群地层序列、岩屑或砾石成分

岩性剖面旁圆形或方形黑点表示岩屑或砾石成分统计位置. 实测剖面(a)和(b)位置如图 1 所示. 剖面(b)上部的岩性柱据宋春晖等 [15]资料修编. 其他图件说明如图 2 所示

含砾砂岩. 砾石直径一般为 5~10 cm, 大的颗粒达 8~15 cm. 贺尔加组为砾质辫状河冲积平原沉积, 其年代为 7.8~3.6 Ma [19].

甘家砾岩组主要为灰色巨砾岩夹透镜状含砾砂岩和极细砂岩, 厚度约 300 m(图 3(b)). 砾石具定向排列, 砾石磨圆呈次圆或次棱状, 直径约 5~30 cm, 大的可达 100 cm. 该砾岩为一套冲积扇-辫状河冲积平

原沉积, 地层年代为 3.6~2.6 Ma [19]. 甘家砾岩组之上不整合覆盖了共和组, 它主要为厚度约 200 m 的浅灰色泥岩夹薄层黄色砂岩、薄层分选较差的细砾岩, 其顶部由于被剥蚀, 保留不全. 共和组为一套浅湖夹水下泥石流沉积, 地层年代为 2.6~1.8 Ma [19,15,24]. 据方小敏等 [22]在研究区东侧甘肃临夏盆地研究结果, 与共和组相当的东山组之上发育了井沟头组砾岩

(1.76~1.72 Ma), 它为下更新统. 与该地层相当的下更新统在研究区循化盆地广泛发育, 它不整合于西宁群之上.

2.3 地层层序划分

循化-贵德地区新生代地层分别在西宁群、贵德群甘家砾岩组顶部发育不整合界面^[15,19,24]. 以不整合界面为界, 将地层划分为 3 个盆地相. 盆地相 1 为西宁群, 盆地相 2 为贵德群查让组、下东山组、贺尔加组和甘家砾岩组, 盆地相 3 为共和组及下更新统. 每一个盆地相代表了一个原型盆地的全部沉积充填^[25]. 3 个盆地相均在层序下部或底部发育湖泊沉积, 向上转变为三角洲和冲积扇-辫状河平原沉积体系, 呈现出粒径向上不断加大的反序、进积沉积序列. 根据盆地沉积地层厚度和年代, 盆地沉积和沉降速率也不断加大^[19].

3 沉积物物源分析

盆地沉积物是连接盆地与山脉的“纽带”, 通过盆地沉积物物源分析, 可有效地揭示侵蚀源区山脉剥露过程和构造隆升事件^[26]. 对循化盆地、贵德盆地和同仁盆地西宁群、贵德群不同层位或不同地区的沉积物物源分析可有效地揭示西秦岭逆冲带、拉鸡山逆冲带逆冲隆升事件和构造作用过程. 沉积物物源分析除研究沉积岩中碎屑成分组成及其与源区地层岩性对比了解沉积物物源特征外, 还应结合原型盆地恢复、古流分析, 从而达到对盆地源区逆冲带隆升、剥露过程的完整认识.

3.1 盆地原型恢复与古流分析

若将研究区西宁群之上覆盖的贵德群、更新统和全新统揭去, 恢复西宁群残留盆地范围发现, 西宁群主要分布于西秦岭逆冲带的北部地区, 仅贵德盆地和同仁盆地的部分露头发育于逆冲带之上(图 4). 循化盆地大部分被西宁群覆盖, 盆地中主要发育西宁群中部的湖泊沉积和曲流河冲积平原沉积段, 上部的辫状河砾岩沉积主要保留于盆地南缘. 盆地中部和南部由于基底的隆升, 不整合覆盖于太古界至元古界之上的西宁群底部砾岩剥露. 拉鸡山东段山顶未发现西宁群露头, 但其西段山顶残留了大片西宁群底部砾岩段. 通过测量和统计斜层理或叠瓦式排列的扁平状砾石产状进行古流分析发现, 循化盆地

南缘的古流方向主要为南东东向、北东东向及北东方向, 与盆地南缘的西秦岭北缘逆冲带基本平行或垂直. 循化盆地北缘, 即拉鸡山南缘山前地带(化隆镇西北)西宁群古流为北东方向, 指向拉鸡山. 循化盆地西北边缘古流为南东东向. 拉鸡山西段西宁群古流方向尽管变化范围较大, 但主体集中为北北东或北东东方向(图 4). 古流测量结果表明, 西宁群同沉积时期, 沉积物流动方向主体为向北和向东方向, 显示了沉积古地势为南高北低、西高东低; 西秦岭逆冲带尽管沉积了部分西宁群, 但仍然是该时期沉积盆地的南部构造边界, 而拉鸡山对西宁群的沉积作用没有任何影响, 可能同沉积时期并未剥露. 因此, 西宁群同沉积时期, 研究区除同仁盆地外可能为一大型盆地, 属区域性陇中盆地的组成部分, 向东与临夏盆地相连.

贵德群分布与西宁群明显不同, 除贵德盆地规模较大, 构成较大型湖泊盆地外, 其他的同仁盆地、循化盆地北缘以及拉鸡山北缘和东缘主要为点源扩散型的冲积扇-辫状河平原沉积体系(图 5). 贵德盆地主体为一湖盆, 随着北缘拉鸡山逆冲带向南逆冲推进, 盆地边缘砾质冲积扇-辫状河平原向南进积, 盆地相 2 顶部的甘家砾岩组砾岩的进积前锋主要分布于贵德镇与逆冲前锋之间. 贵德盆地中贵德群古流方向主要为向南、南南西向, 而盆地东北角处可能受盆地东侧断层控制, 古流为向西的方向. 可见, 贵德盆地可能为一个独立湖盆, 与周边的循化盆地彼此分隔. 贵德盆地北部边缘越过西秦岭北缘逆冲带前锋逆冲断层延伸至拉鸡山南侧(即日月山), 盆地沉积物自拉鸡山南侧呈点源向南扩散, 在晚期形成一大型冲积扇-辫状河平原. 同仁盆地与贵德盆地不同, 主体分布于西秦岭北缘逆冲带之上. 盆地北缘以指向南的逆冲断层为界, 并被其逆冲改造, 盆地南缘可断续延伸至研究区区外. 盆地中贵德群在北端主要为细砾岩, 成层性好, 层厚 1.5 m, 底部冲刷面延伸平直、稳定, 砾石定向, 粒径 5 cm 左右, 发育斜层理和粗糙的平行层理, 为辫状河平原沉积. 盆地向南呈长条状, 发育巨厚的巨砾岩, 砾石粒径一般为 5~15 cm, 大的达 20~150 cm. 砾岩虽然具成层性, 但内部砾石大小混杂, 呈棱角状, 主体为一套砾质近源冲积扇沉积. 该盆地古流方向主要为北北西向, 与盆地延伸方向基本一致. 循化盆地贵德群发育于北侧, 呈扇形分

布于拉鸡山山前地带,北缘以指向南的逆冲断层为界,盆地南缘不发育贵德群.该地区的贵德群主要为

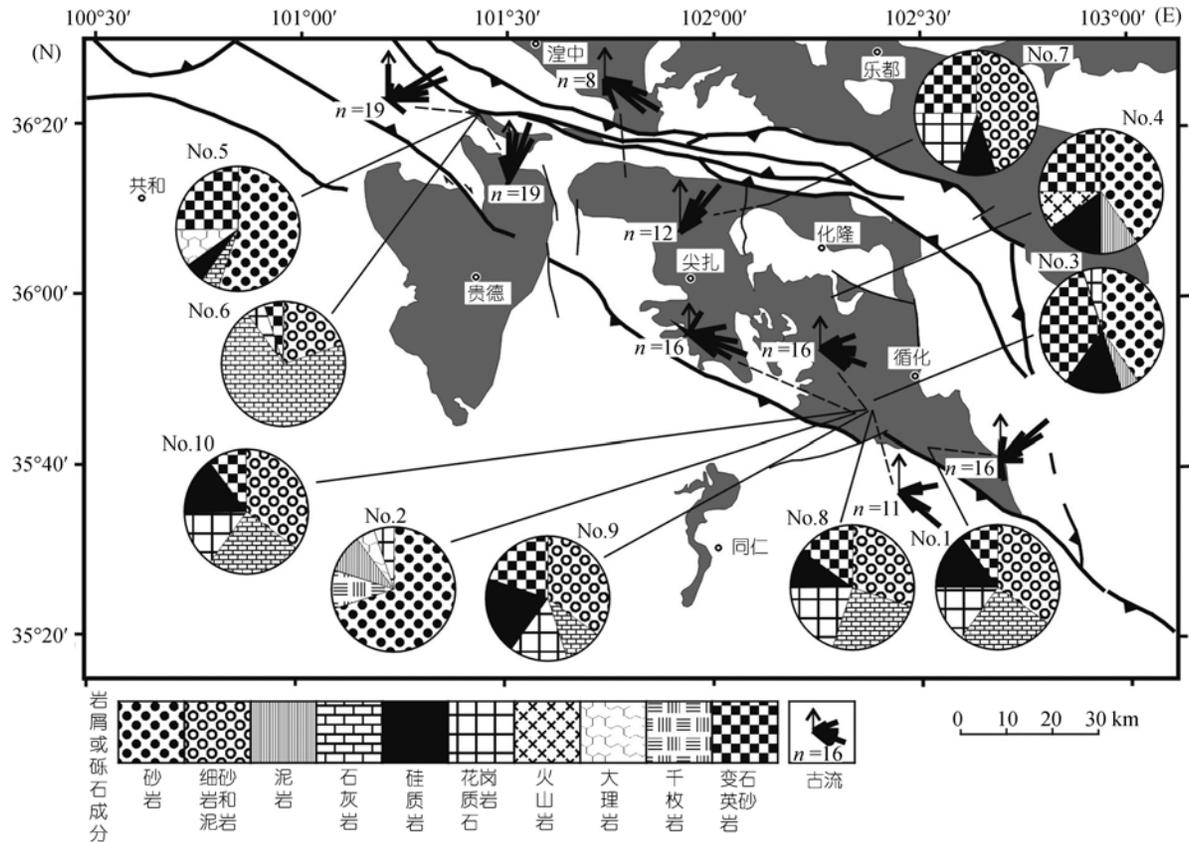


图 4 循化-贵德地区西宁群盆地分布、古流方向和岩屑或砾石成分

图中仅表示了西宁群分布,其他前新生代地层表示为白色;图中的饼图表示了不同地区统计的岩屑或砾石成分及含量;玫瑰花图表示不同地区的古流方向.No.表示岩屑或砾石统计地点的编号; n 表示古流向测量个数,其他图例如图 1 所示

一套砾岩沉积.总体上砾岩具成层性,底部冲刷面平直、延伸稳定.砾石大小有 2~5, 5~8, 8~10 cm 不等,大的可达 25 cm 左右.部分砾岩砾石大小混杂,棱角状,为泥石流沉积,部分砾岩砾石定向排列,具粗糙的平行层理,为砾质辫状河沉积.根据砾石定向或少量的斜层理测量统计结果,该地区古流方向主要为向南、南南西和南西向.因此,循化盆地北缘贵德群是物源来自于北部拉鸡山的 3 个冲积扇和扇前辫状河平原沉积.同样,在拉鸡山北侧和东侧也发育物源来自于拉鸡山的冲积扇.同仁盆地、循化盆地贵德群基本未见中下部湖泊沉积和三角洲沉积,它们可能主要相当于贵德群(盆地相 2)上部的贺尔加组和甘家砾岩组砾岩.由上分析可见,贵德群沉积主要受拉鸡山逆冲带逆冲作用控制,而分布于循化盆地南缘的西秦岭北缘前锋逆冲断层并未控制贵德群沉积.分布于逆冲带之上的同仁盆地贵德群属楔顶沉积,盆

地源区位于南部,冲积扇是向北扩散沉积的.

3.2 沉积物碎屑成分分析

沉积岩中的砾石和碎屑成分为揭示沉积物物源和源区隆升、剥露过程提供了重要证据 [27].循化-贵德地区西宁群、贵德群主要由砾岩和砂岩组成,在进行沉积岩碎屑成分研究中采用了不同的方法.对砂岩(主要选取中、粗粒砂岩)成分的研究采用薄片统计,每张薄片大约统计 500~550 个颗粒,计算不同碎屑的百分含量.砾石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在 100 以上.在碎屑成分分析中,分两大阶段,即西宁群(盆地相 1)和贵德群(盆地相 2)分别进行典型剖面统计分析和平面统计分析.由于循化-贵德地区的盆地源区主要为西秦岭北缘逆冲带和拉鸡山逆冲带,它们具有明显不同的岩石组成,通过沉积岩岩屑或砾石成分统计分析

是判断沉积物源区及源区隆升过程的重要标志。

研究区西宁群主要分布于西秦岭北缘逆冲带北

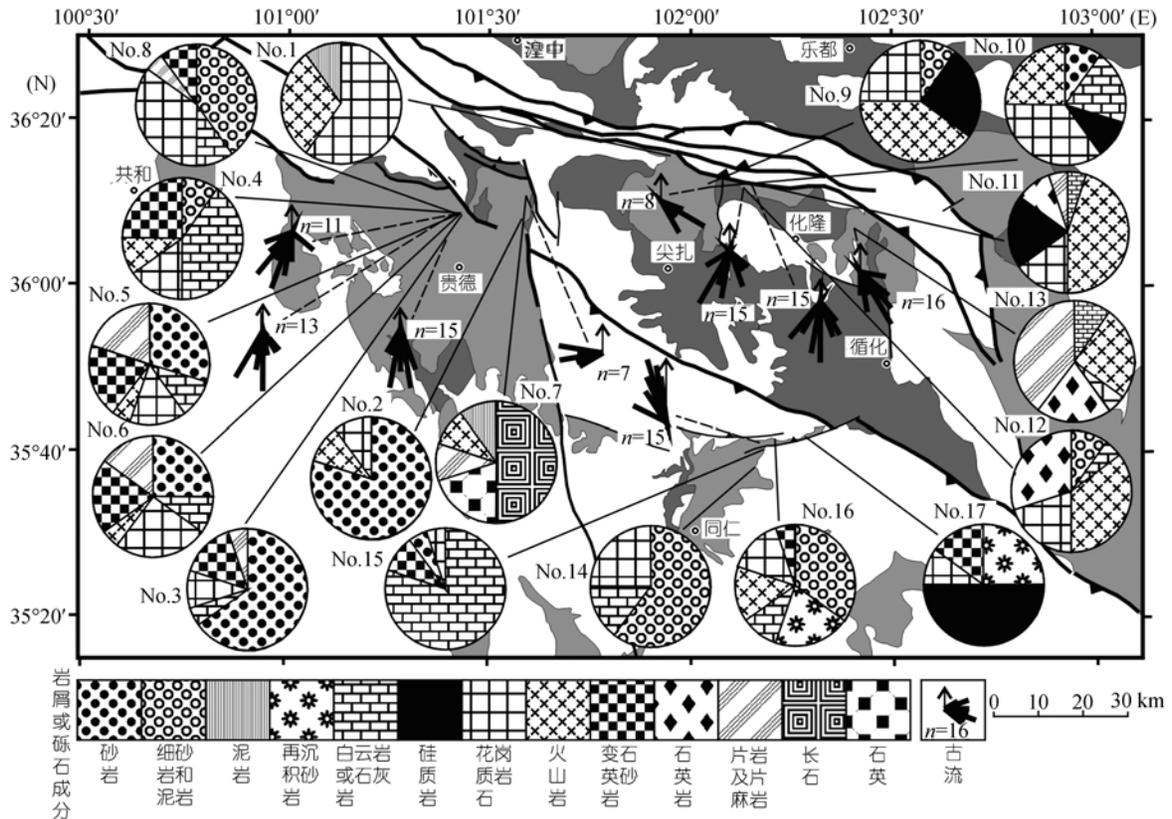


图5 循化-贵德地区贵德群盆地分布、古流方向和岩屑或砾石成分

图中仅表示了西宁群和贵德群的分布, 其他前新生代地层表示为白色; 图中的饼图表示了不同地区统计的岩屑或砾石成分及含量; 玫瑰花图表示不同地区的古流方向. No. 表示岩屑或砾石统计地点的编号; n 表示古流向测量个数. 其他图例如图 1 所示

部地区. 通过对循化盆地南缘卡时大剖面 and 拉雄剖面碎屑成分系统统计分析发现, 西宁群岩屑成分在整个剖面中无明显变化, 主要为砂岩、石灰岩、花岗岩、硅质岩, 其次为变质石英砂岩、板岩、千枚岩、火山岩和泥岩(图 2). 显然, 剖面区沉积物源来自于南部的西秦岭北缘逆冲带三叠系和石炭-二叠系沉积地层. 通过对循化盆地南缘、中部和北缘不同地区西宁群岩屑成分系统统计发现, 岩屑或砾石成分组合仍然为砂岩、极细砂岩和泥岩、变质砂岩、石灰岩、花岗岩、硅质岩、泥岩及少量的火山岩. 拉鸡山西段山顶发育西宁群底部砾岩段, 砾石成分统计表明, 砾石成分以石灰岩、砂岩、泥岩、变质砂岩为主, 兼有少量石英岩、大理岩、脉石英(图 4). 岩屑或砾石成分分析表明, 循化盆地及拉鸡山山顶残留的西宁群岩屑和砾石成分与西秦岭北缘逆冲带中的地层岩性和组合特征相同, 因此, 其物源来自于南部逆冲带; 然而即使在拉鸡山山前的循化盆地北侧西宁群也不

存在与拉鸡山地层岩性组合相同的岩屑和砾石, 没有任何关于拉鸡山为盆地提供物源的证据, 因此, 拉鸡山在西宁群沉积时期可能并未剥露.

贵德群沉积格架与西宁群明显不同, 除贵德盆地外, 不存在统一的大型湖盆, 主要表现为点源扩散的冲积扇-辫状河平原沉积体系, 因此其沉积物源更能反映源区隆升剥露过程. 贵德盆地发育较为完整的贵德群地层序列, 通过对贵德群中不同地层段的岩屑或砾石成分系统分析发现, 查让组、下东山组和贺尔加组岩屑或砾石成分主要为砂岩、变质砂岩、板岩、石灰岩、花岗岩、硅质岩等, 甘家砾岩组和共和组岩屑或砾石成分则变化为片岩和千枚岩、石英岩、灰岩和片麻岩等^[19](图 3). 前者物源为日月山中生代和古生代地层, 后者物源显然主要为现今分布于拉鸡山与西秦岭之间的太古界至下元古界变质岩, 显示了源区从表层向深部的隆升、剥露过程, 可见, 该地区的基底变质岩的剥露时间为上新世之后. 对贵

德盆地贵德群分布区的区域岩屑或砾石统计表明(图 5), 其物源仍主要为上述两大类型, 并含少量火山岩, 反映的物源区仍然为北部的日月山和拉鸡山地区. 同仁盆地处于西秦岭北缘逆冲带之上. 该盆地贵德群主要为巨砾岩, 砾石成分主要为细砂岩和泥岩、变质砂岩、石灰岩、花岗岩和硅质岩, 除此之外还存在一定量的再沉积的红色砂岩和火山岩(图 5). 前者的源区仍然为近源的、分布于盆地南侧的西秦岭中生代和古生代地层, 后者可能为下伏的西宁群或下白垩统砂岩及西秦岭上三叠统华日组、日脑热组火山岩. 循化盆地北缘贵德群与拉鸡山逆冲带相邻, 岩屑或砾石成分类型具有明显变化, 表现为大量基性、中性火山岩砾石出现, 片岩、片麻岩和石英岩砾石增多, 仍然保留一定量的硅质岩、花岗质岩石(包括浅成侵入岩)、白云岩及灰岩、砂岩、泥岩(图 5). 砾石组合类型与拉鸡山逆冲带及其边缘区地层类型一致, 以基性、中性火山岩为代表的砾石组合源区为拉鸡山寒武纪或奥陶纪地层, 以片岩、片麻岩为代表的砾石组合的源区为拉鸡山边缘区太古界至下元古界, 以白云岩、灰岩为代表的砾石组合源区可能为中元古界. 对拉鸡山北侧和东北侧贵德群碎屑成分统计也具有类似特征. 拉鸡山边缘贵德群的地层年代缺少准确的年代, 仅通过岩性对比它们可能相当于贵德群上部的贺尔加组和甘家砾岩组. 由此可见, 拉鸡山逆冲带隆升剥露年代为中新世晚期至上新世, 而作为循化盆地南缘边界的西秦岭北缘前锋逆冲断层在贵德群沉积时期可能停止向北的逆冲隆升活动, 从而导致贵德盆地贵德群跨越该断层向南扩散沉积, 同仁盆地贵德群向北扩散沉积于逆冲带顶峰.

4 盆山演化与高原增生机制讨论

年轻活动的青藏高原东北缘是进行高原增生过程研究的典型地区. 青藏东北缘可以划分为西北和东南两个区域. 西北区包括阿尔金断裂、西祁连山和柴达木盆地, 东南区从青海湖向东延伸至六盘山. 西北区以发育北西向西向线型褶皱-逆冲带及其之间的盆地特征, 显示出由沿阿尔金断裂的左旋走滑转变为向北东挤压的作用过程. 东南区以发育“S”型走滑断裂和逆冲断裂及其包围的菱形渐新世—第四纪盆地特征. 沿近北西向西向海原断裂的左旋走滑和近南北向六盘山断裂的挤压变形相配套, 显示了高原远端向东的挤出 [28,29]. 青藏高原东北缘地形在~2500

至 4000 m 之间, 低于青藏高原南部和中部的 4000 至 5000 m. 青藏高原何时、以何种方式向外扩展和隆升已经引起了普遍关注 [1-3,7,8,17,19,28-35], 并提出了不同的认识. 基于新构造、地层及地貌研究, Tapponnier 等 [3] 认为, 青藏高原新生代发生了自南向北扩展过程, 南缘于始新世开始隆升, 中部于渐新世-中新世隆升, 而青藏东北缘隆升年代为上新世和更新世. 高原扩展受到沿阿尔金断裂左旋走滑驱动, 构造变形由南西向北东方向扩展, 增生作用现今抵达六盘山地区. 青藏高原东北缘大部分的汇聚变形被北西西向左旋和北北西向右旋转换挤压断裂吸收 [1-3,7,8,26,30,31]. 深入研究循化-贵德地区新生代盆山系统演化规律对全面认识青藏高原, 特别是高原东北缘增生过程是至关重要的. 通过系统总结研究区构造格架、盆地充填序列和物源特征, 其盆山系统演化可划分为 4 个阶段(图 6). 前 2 个阶段是本文的研究重点. 下面分不同阶段讨论盆山演化特征及高原远端增生机制.

4.1 渐新世(29~21.4 Ma)单向逆冲隆升与大型前陆盆地充填阶段

循化-贵德地区构造、沉积及物源分析清楚地表明, 西秦岭北缘逆冲带是研究区西宁群沉积盆地(盆地相 1)的南部边缘逆冲带, 该盆地为前陆盆地, 其盆地沉积物源主体来自于逆冲带. 而贵德盆地和同仁盆地局部分布的西宁群可能为逆冲带之上(或楔顶)的背驮盆地, 但是它们与北部前陆盆地是相通的. 该前陆盆地向东与同时期的临夏前陆盆地相连 [17], 向西过日月山北缘, 延伸至青海湖, 向北可能抵达北祁连山. 总体上构成向东张开、跨过六盘山的大型前陆盆地, 即陇中盆地. 研究区沉积物流向主要为向北和向东, 显示了既具有垂直逆冲带的横向水流, 又存在平行逆冲带的纵向水流. 沉积物碎屑成分揭示了拉鸡山在同沉积期并未剥露出沉积基准面. 由此可见, 青藏高原新生代向北东增生在渐新世(29~21.4 Ma)已抵达研究区 [17,19,34-39], 增生过程主要表现为向北的单向褶皱逆冲增厚隆升和前缘前陆盆地充填.

4.2 中新世至上新世(20.8~2.6 Ma)双向逆冲隆升分割性前陆盆地充填阶段

贵德群(盆地相 2)沉积时期(20.8~2.6 Ma)研究区盆地格局发生了明显的变化, 表现为盆地分割, 由前期的统一的大型盆地分割为众多的小型盆地, 如循

化北缘盆地、西宁盆地、贵德盆地和同仁盆地, 并且 沉积体系除贵德盆地外主要为冲积扇-辫状河冲积平

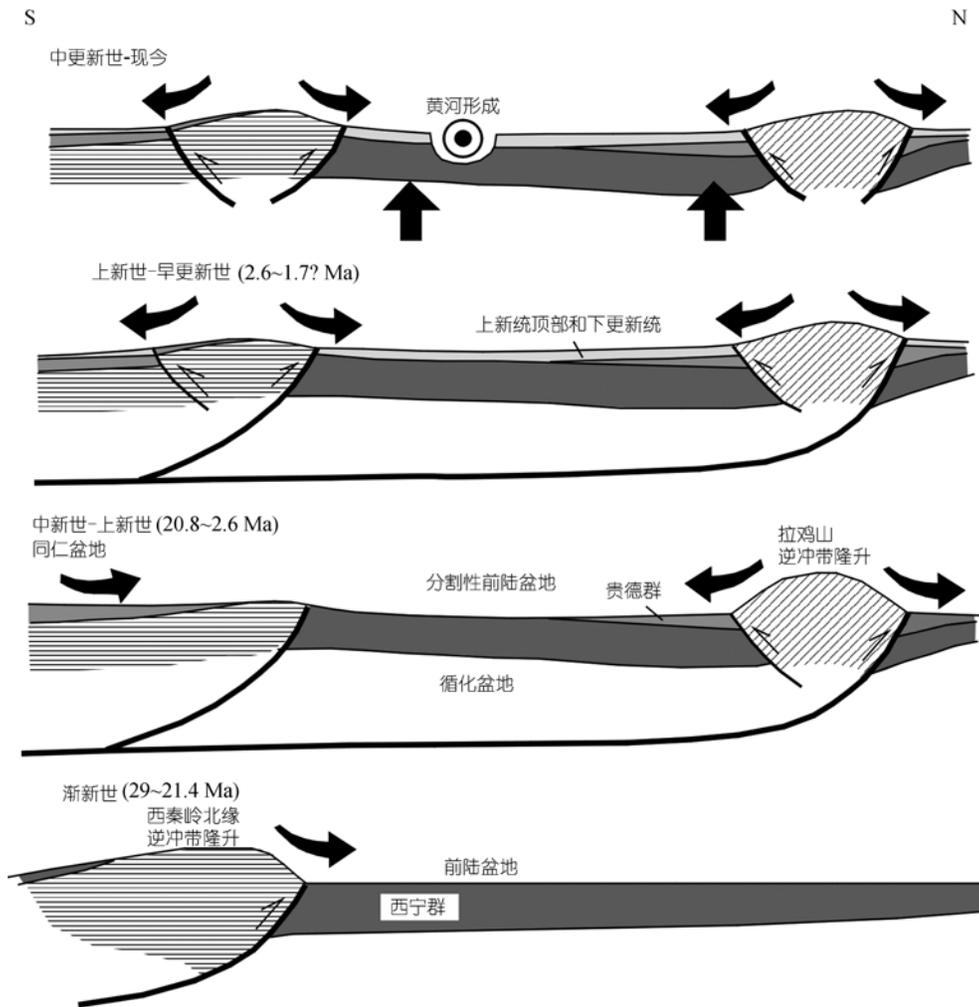


图 6 循化-贵德地区新生代盆山演化模式

图中不同级别的灰度填充区表示不同时代的盆地沉积地层; 横线和斜线填充区分别表示西秦岭和拉鸡山逆冲带; 弯曲的实线箭头表示剥蚀物质搬运方向; 垂直向上的箭头表示地壳隆升; 中心带点的圆圈表示黄河

原体系. 沉积物源分析表明, 拉鸡山逆冲带在该时期双向逆冲隆升, 控制了其南北缘分布的砾质扇体, 致使早期西宁群大型沉积盆地分割. 西秦岭北缘前缘逆冲断层逆冲作用基本停止, 逆冲前锋向北迁移. 位于西秦岭北缘逆冲带之上的同仁盆地受南侧隆升作用控制形成线状独立的背驮式盆地. Fang 等^[19]等通过对贵德盆地贵德群古地磁年代学、沉积学及盆缘逆冲断层的研究, 认为贵德群受控于北部日月山、拉鸡山发育的 6 条逆冲断层自北向南的逆冲作用, 但是对盆地沉积具主要控制作用的是发育于拉鸡山南缘(日月山)3 条逆冲断层(见Fang等文章中的图 3^[19]), 因此盆地发育与西秦岭北缘前缘逆冲断层无成因联系.

由于盆地北侧(拉鸡山)和东侧(李家峡)断层的逆冲隆升作用, 堵塞了河流向东和向北流动, 形成了封闭湖盆, 但是, 随着湖盆的快速充填, 演变为冲积平原. 区域分析表明, 分布于北祁连南侧和西秦岭北侧的陇中盆地在中新世至上新世, 受走廊南山逆冲断裂、海原逆冲断裂和青铜峡-固原逆冲断裂分割, 形成了多个分割性前陆盆地. 青藏高原东北缘广泛分布的上新世巨砾岩是该时期逆冲作用的沉积响应^[19]. 因此, 青藏高原向北的增生作用主要表现为逆冲断层向北扩展, 由西秦岭北缘逆冲带迁移至拉鸡山逆冲带及其以北地区, 可能于中新世至上新世已经抵达祁连北缘和六盘山地区. 在逆冲带扩展过程中, 早期

盆地沉积地层卷入变形,并在逆冲带两侧发育新的分割性小型盆地沉积,如拉鸡山地区.逆冲带增生机制类似于美国西部洛基山地区Laramide基底卷入式逆冲和分割式前陆盆地发育过程^[40~42],致使高原进一步挤压逆冲增厚隆升,盆地沉积地层不断加厚.逆冲运动指向具双向特点,但以向北运动为主.反向逆冲可能与华北地块阻挡或晚中生代至新生代时期向南的陆内俯冲有关.

4.3 上新世至早更新世(2.6~1.7 Ma)区域剥蚀夷平与山间盆地加积充填阶段

上新世至早更新世研究区主要表现为对前期构造变形形成的山脉进行剥蚀夷平作用,山间盆地表现为垂向加积充填(盆地相 3).研究区除贵德盆地发育上新世晚期共和组湖泊沉积外,主要发育早更新世的河流或泥石流砾岩沉积,它不整合覆盖于西宁群、贵德群等不同地层之上.该时期沉积地层基本不受现代河流,特别是黄河分布控制,沉积于前期盆地地层之上或山前地带(图 1).该时期可能是青藏高原东北缘一次重要的构造夷平时期,也可能是湖盆萎缩,黄河初始形成的前期.

4.4 中更新世至今的垂向隆升与侵蚀切割阶段

中更新世(?)之后,研究区改变了前期侧向逆冲加厚和盆地垂向加积的构造作用过程,进入新的区域性垂向隆升和河流强烈下蚀切割阶段,主要表现为黄河水系的深切割和多级河流阶地或夷平面的形成^[43].

5 结论

通过以上研究,本文得出如下主要结论:

(1) 循化-贵德地区的循化盆地、贵德盆地和同仁盆地与拉鸡山和西秦岭北缘逆冲带相邻分布,构成统一的盆山系统.拉鸡山逆冲带呈背向逆冲的扇形形态,西秦岭逆冲带在东段主体向北逆冲,西段与拉鸡山西段汇合,共同构成双向逆冲的构造格架.

(2) 盆地沉积地层主要由渐新统西宁群、渐新统上部至上新统贵德群和下更新统组成.它们由不整合界面分隔,划分为 3 个盆地相.盆地相 1 为西宁群,盆地相 2 为贵德群查让组、下东山组、贺尔加组和甘家砾岩组,盆地相 3 为共和组及下更新统.3 个盆地相均在其下部或底部发育湖泊沉积,向上转变为冲积

扇-辫状河平原沉积体系,呈现出粒径向上不断加大的反序、进积沉积序列.其中盆地相 3 发育不全,下部为湖泊沉积,上部为砾质河道或冲积扇泥石流沉积.

(3) 盆地沉积、古流和沉积物碎屑成分分析表明,研究区在西宁群(盆地相 1)沉积时期发育大型湖泊沉积盆地,盆地沉积物源主要来自于南侧的西秦岭逆冲带,而拉鸡山逆冲带处于沉积基准面之下,接受沉积;在贵德群(盆地相 2)沉积时期,拉鸡山逆冲隆升,研究区盆地分割,在西秦岭北缘逆冲带之上和拉鸡山逆冲带侧缘主要发育点源扩散型冲积扇-辫状河平原沉积.

(4) 研究区盆山系统演化对青藏高原远端增生过程具有重要的指示意义.研究结果表明,青藏高原新生代向北东的增生作用在渐新世(29~21.4 Ma)已抵达西秦岭北缘地区,增生过程主要表现为向北的单向褶皱逆冲增厚隆升和前缘前陆盆地充填;中新世至上新世(20.8~2.6 Ma)高原增生作用扩展至拉鸡山及其以北地区,可能抵达祁连北缘和六盘山,增生过程主要表现为双向基底卷入式逆冲增厚隆升和分割性前陆盆地充填;上新世至早更新世(2.6~1.7 Ma)高原远端主要表现为区域剥蚀夷平与山间盆地加积充填.

致谢 在项目研究过程中得到了青海省地质矿产局孙延贵博士、西北大学董云鹏、程顺有博士、美国怀俄明大学谢向阳博士的帮助,中国地质大学(北京)张会平博士生、美国小石头城阿肯色大学 Margaret E. McMillan 博士参加了部分野外工作,在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 1 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. *Geophys J Int*, 1998, 135: 1—47 [\[DOI\]](#)
- 2 Métiévier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastern growth of the Tibetan Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17(6): 823—842 [\[DOI\]](#)
- 3 Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677 [\[DOI\]](#)
- 4 Gillespie J M, Heller P. Beginning of foreland subsidence in the Columbian-Sevier belts, Southern Canada and northwest Montana.

- Geology, 1995, 23(8): 723—726 [\[DOI\]](#)
- 5 DeCelles P G. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA. *Am J Sci*, 2004, 304: 105—168 [\[DOI\]](#)
- 6 DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, et al. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *Bull Am Ass Petrol Geol*, 1998, 110: 2—21
- 7 Burchfiel B C, Deng Q, Molnar P, et al. Intracrustal detachment within zones of continental deformation. *Geology*, 1989, 17(8): 748—752 [\[DOI\]](#)
- 8 Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 97: 382—403 [\[DOI\]](#)
- 9 王二七, 张旗, Burchfiel C B. 青海拉鸡山: 一个多阶段抬升的构造窗. *地质科学*, 2000, 35(4): 493—500
- 10 郑德文, 张培震, 万景林, 等. 青藏高原东北边缘晚新生代构造变形的时序——临夏盆地碎屑颗粒磷灰石裂变径迹记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(增刊): 190—198
- 11 Dupont-Nivet G, Horton B K, Butler R F, et al. Paleogene clockwise tectonic rotation of the Xining-Lanshou region, northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2004, 109 (B04401): doi:10.1029/2003JP002620
- 12 于庆文, 李长安, 等. 青藏高原东北缘新生代隆升-沉积-气候演化及其耦合. 武汉: 中国地质大学出版社, 2001. 1—123
- 13 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 高原隆升与环境演化. 见: 孙鸿烈, 郑度, 主编. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广州科学技术出版社, 1998. 73—138
- 14 Fothergill P A. Late Tertiary and Quaternary intermontane basin evolution in North-East Tibet: The Guide Basin [PhD thesis thesis]. University of London, 1998. 1—228
- 15 宋春晖, 方小敏, 李吉均, 等. 青海贵德盆地晚新生代沉积演化与青藏高原北部隆升. *地质论评*, 2003, 49(4): 337—346
- 16 Horton B K, Dupont-Nivet G, Zhou J, et al. Mesozoic-Cenozoic evolution of the Xining-Minhe and Dangchang basins, northeastern Tibetan Plateau: Magnetostratigraphic and biostratigraphic results. *J Geophys Res*, 2004, 109(B04402): doi:10.1029/2003JB002913
- 17 Fang X, Garzzone C, Van der Voo R, et al. Initial flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet: magnetostratigraphy of the Linxia Basin, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 210: 545—560
- 18 Parés J M, Van der Voo R, Downs W R, et al. Northeastward growth and uplift of the Tibetan Plateau: magnetostratigraphic insights from the Guide Basin. *J Geophys Res*, 2003, 108(B1), 2017, doi:10.1029/2001JB001349
- 19 Fang X, Yan M, Van der Voo R, et al. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. *Geol Soc Am Bull*, 2005, 117(9-10): 1208—1225 [\[DOI\]](#)
- 20 青海省地矿局. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 1—217
- 21 孙崇仁, 陈国隆, 李璋荣, 等. 青海省岩石地层. 中国地质大学出版社, 1997. 1—340
- 22 方小敏, 李吉均, 朱俊杰, 等. 甘肃临夏盆地新生代地层绝对年代测定与划分. *科学通报*, 1997, 42(14): 1457—1471
- 23 Li J J, Fang X M, Van der Voo R, et al. Late Cenozoic magnetostratigraphy (11~0 Ma) of the Dongshanding and Wangjiashan sections in Longzhong Basin, western China. *Geologie en Mijnbouw*, 1997, 76: 121—134
- 24 宋春晖, 方小敏, 高军平, 等. 青藏高原东北部贵德盆地新生代沉积演化与构造隆升. *沉积学报*, 2001, 19(4): 493—500
- 25 Liu S, Yang S. Upper Triassic-Jurassic sequence stratigraphy and its structural controls in the western Ordos Basin, China. *Basin Res*, 2000, 12: 1—18 [\[DOI\]](#)
- 26 刘少峰, 张国伟. 盆地关系研究的基本思路、内容和方法. *地学前缘*, 2005, 12(3): 101—111
- 27 Hendrix M S, Graham S A, Amory J Y, et al. Noyon Uul (King Mountain) Syncline, southern Mongolia: lower Mesozoic sedimentary record of the tectonic amalgamation of central Asia. *Geol Soc Am Bull*, 1996, 108: 1256—1274 [\[DOI\]](#)
- 28 Burchfiel B C, Zhang P, Wang Y, et al. Geology of the Haiyuan Fault zone, Ningxia-Hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 1991, 10(6): 1091—1110
- 29 Zhang P, Burchfiel B C, Molnar P, et al. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia Autonomous Region, China. *Tectonics*, 1991, 10(6): 1111—1129
- 30 Molnar P, Lyon-Caen H. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys J Int*, 1989, 99: 123—153 [\[DOI\]](#)
- 31 Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, et al. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan fault, Gansu (China). *Geophys J Int*, 1995, 120: 599—645 [\[DOI\]](#)
- 32 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105: 16215—16227 [\[DOI\]](#)
- 33 Ritts B, Biffi U. Magnitude of post-Middle Jurassic (Bajocian) displacement on the central Altyn Tagh fault system. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 61—74 [\[DOI\]](#)
- 34 Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *Geol Soc Am Bull*, 2002, 114: 1257—1295 [\[DOI\]](#)
- 35 Wang X, Wang B, Qiu Z. Danghe area (western Gansu, China) biostratigraphy and implications for depositional history and tec-

- tonics of northern Tibetan Plateau. *Earth Plane Sci Lett*, 2003, 208: 253—269 [\[DOI\]](#)
- 36 Gilder S, Chen Y, Sen S. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia. *J Geophys Res*, 2001, 106: 30505—30521 [\[DOI\]](#)
- 37 George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K, et al. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-refl ectance analysis. *Geology*, 2001, 9: 939—942 [\[DOI\]](#)
- 38 Jolivet M, Brunel M, Seward D, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: Fission track constraints. *Tectonophysics*, 2001, 343: 111—134 [\[DOI\]](#)
- 39 Sobel E, Arnaud N, Jolivet M, et al. Jurassic to Cenozoic exhumation history of the Altyn Tagh range, northwest China, constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and apatite fission track thermochronology. In: Hendrix M S, Davis G A, eds. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to intracontinental Ddeformation*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194, 2001. 247—267
- 40 Snoke A. Geological history of Wyoming within the tectonic framework of the North American Cordillera. Wyoming State Geological Survey Public Information Circular 38, 1997. 1—52
- 41 Tikoff B, Maxson J. Lithospheric buckling of the Laramide foreland during Late Cretaceous and Paleogene, western United States. *Rocky Mt Geol*, 2001, 36(1): 13—35 [\[DOI\]](#)
- 42 Dickinson W R, Klute M A, Hayes M J, et al. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in central Rocky Mountain region. *Geol Soc Am Bull*, 1988, 100: 1023—1039 [\[DOI\]](#)
- 43 Li J J, Fang X M, Van der Voo R, et al. Magnetostratigraphic dating of river terraces: Rapid and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during the Quaternary. *J Geophys Res*, 1997, 102: 10121—10132 [\[DOI\]](#)