

文章编号: 1000-0550(2006) 02-0153-12

青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应

李 勇¹ 周荣军² Densmore A L³ Ellis M A⁴ 黎 兵¹

(1. 成都理工大学油气藏及开发工程国家重点实验室 成都 610059; 2 四川省地震局工程地震研究院 成都 610041;

3. Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland

4. Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA)

摘 要 成都盆地位于青藏高原东缘, 夹于龙门山与龙泉山之间, 盆地的长轴方向平行于龙门山, 呈现为北东—南西向展布的线性盆地。盆地中充填了 3.6 Ma 以来的半固结—松散堆积物, 最大厚度为 541 m, 在垂向上由下部的中侏罗统、中部的雅安砾石层和上部的上更新统至全新统砾石层组成, 其与下覆地层均为不整合接触, 显示该盆地是一个单独的成盆期, 并非是在中生代前陆盆地基础上形成的继承性盆地。在垂直于龙门山造山带方向上, 成都盆地具不对称的楔形结构, 沉积基底面整体向西呈阶梯状倾斜, 盆地中充填的碎屑物质均来源于盆地西侧的龙门山, 具横向水系和单向充填的特征; 而且盆地的沉降中心具有逐渐向远离造山带方向迁移的特征, 显示盆地的挤压方向垂直于龙门山主断裂, 造成了成都盆地在垂直于造山带方向上的构造缩短。在平行于龙门山造山带方向上, 成都盆地具有一系列的北东向延伸的次级凸起和凹陷, 凹陷和凸起相间分布, 且在空间上呈斜列形式展布于盆地的底部, 其中次级凹陷(沉降中心)和冲积扇具有向平行龙门山造山带方向迁移的特征, 表明成都盆地西缘的龙门山断裂具有右旋走滑的特征。鉴于以上特征, 认为成都盆地是在龙门山造山带晚新生代走滑与逆冲的联合作用下形成的走滑挤压盆地。

关键词 成都盆地 晚新生代 走滑作用 盆地耦合 龙门山 青藏高原东缘

第一作者简介 李勇 男 1963 年出生 博士 教授 博士生导师 沉积盆地与造山带

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 引言

众所周知, 自板块构造理论提出后, 板块间的碰撞和构造缩短一直是造山带形成的主要机制和统治流派, 构造缩短驱动的造山带成因说影响了近三十年来人们对造山带的研究。虽然与造山带走向平行的走滑运动早在 20 世纪早期就被人们认识, 但它们在造山带演化中所起的关键作用却被忽视或估计过低。20 世纪 80 年代以来, 古地磁和其它证据证明在一些造山带中发生过大规模的走向滑动, 在此基础上, 森格^[1]提出了走滑挤压造山作用, 强调了与造山带平行的走滑断层对造山作用的贡献。Reading^[2]在研究加利福尼亚 San Andreas 断裂的基础上, 提出了走向滑移造山模式, 并认为大多数造山带都会有俯冲作用和走滑作用。与之同时, 与走滑挤压作用相伴生的走滑挤压盆地也成为一种新的盆地类型, 受到人们的重全, 呈北东—南西向展布, 北东与大巴山相交, 南西被

视。Ingersoll^[3]认为走滑挤压盆地是在走滑和挤压联合作用下形成的, 其发育特征有时与前陆盆地相似。

龙门山是青藏高原东缘边界山脉, 位于青藏高原和四川盆地之间, 处于中国西部地质、地貌、气候的陡变带, 具有青藏高原地貌、龙门山高山地貌和山前冲积平原三个一级地貌单元, 是中国西部最重要的生态屏障(图 1, 图 2), 同时该地区是研究青藏高原隆升与变形过程的理想地区, 其原因在于该地区地质过程仍处于活动状态, 变形显著, 露头极好, 地貌和水系是青藏高原碰撞作用和隆升过程的地质纪录, 但是龙门山也是国际地学界争论的焦点地区之一, 其中争论的核心问题之一就是关于龙门山前缘晚新生代沉积盆地的成因机制^[4~19]。

从区域构造来看, 青藏高原东缘由川青块体、龙门山构造带和四川盆地构成(图 1)。其中龙门山是中国最典型的推覆构造带之一, 它北起广元, 南至天鲜水河断裂相截。该边缘山脉长约 500 km, 宽约 30

①国家自然科学基金项目(批准号: 40372084)、教育部优秀青年教师资助计划项目和四川省重点学科建设项目(编号 SZD0408)资助。
收稿日期: 2005-07-25

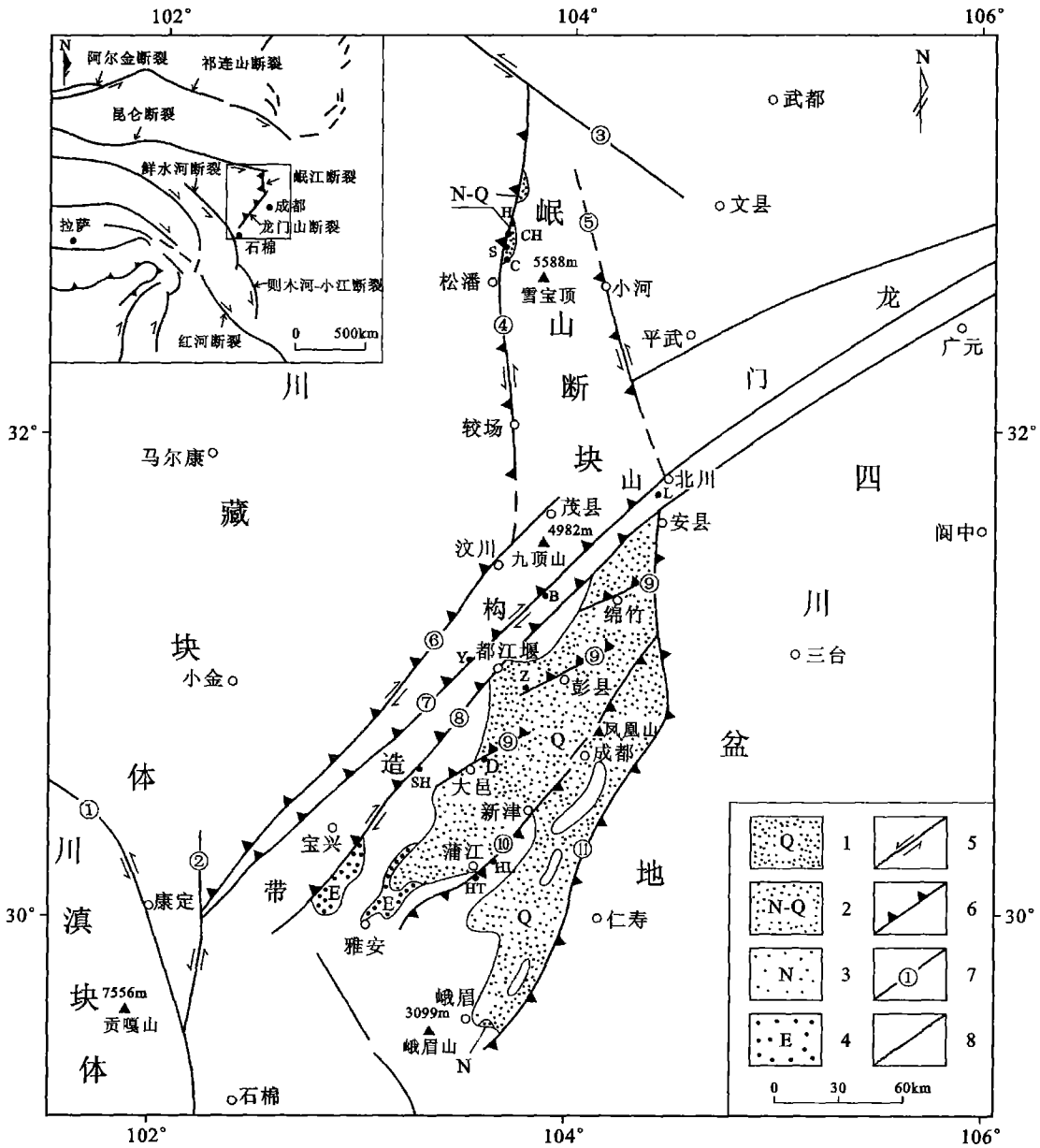


图 1 青藏高原东缘构造格架

Fig 1 The tectonic framework of the eastern margin of Tibetan Plateau

km, 面积约为 15000 km², 具有约 42% ~ 43% 的构造缩短率, 并在其前缘形成了典型的中生代前陆盆地^[4-19], 逆冲作用与沉积作用之间的耦合关系十分典型^[5-7]。值得指出的是, 近年来在龙门山发现了与造山带平行的走滑作用, 为研究龙门山及其前缘盆地的形成机制提供了新的依据。Burchfiel等^[4]认为龙门山前缘缺乏新生代前陆盆地。Li Yong^[9]等利用龙门山前陆盆地中楔状体和板状体标定了龙门山构造活动的期次和性质, 表明在中新生代期间龙门山具有逆冲作用与走滑作用交替发育的特征, 其中楔状体是

逆冲作用的沉积响应, 板状体是走滑作用的沉积响应, 并指出晚新生代龙门山前缘盆地中的充填实体以板状体为特征, 应以走滑作用为主。鉴于此, Li Yong, M. Ellis和 A. L. Denmore等^[20-21]对青藏高原东缘活动构造及其地貌标志开展了研究, 结果表明晚新生代龙门山以北北东向的右行剪切为特征, 以走滑作用为主, 并伴随少量的逆冲分量, 显示了晚新生代以来龙门山缺乏构造缩短驱动的构造隆升作用, 换言之, 现今的龙门山及其前缘盆地不完全是由于构造缩短作用形成的, 而主要是走滑作用的产物。这一研究

成果也得到了古地磁^[19] (古地磁表明四川盆地在晚新生代以来逆时针旋转了 10°)、GPS 测量成果^[23 24] 等研究成果的支持。

在前期研究的基础上, 本次对龙门山前缘晚新生代成都盆地沉积特征开展了详细研究, 研究结果表明成都盆地与在单一的拉张或挤压作用下所形成的盆地均不相同, 具有一系列与走滑作用和挤压作用相关的沉积和构造特征, 进而将成都盆地归属为走滑挤压盆地。

2 晚新生代成都盆地的充填序列

成都盆地位于青藏高原东缘, 西以龙门山为界, 东以龙泉山为界 (图 1, 图 2), 其充填实体在不同地段分别覆盖于侏罗系、白垩系和古近系不同时代地层上, 并与下覆地层呈角度不整合接触关系, 界面上存

在厚约 10 cm 的“古风化壳”, 分布十分稳定, 并被钻孔资料所证实^[25]。从而表明晚新生代成都盆地形成之前, 该地区曾出现一个相当长的剥蚀夷平时期, 而晚新生代成都盆地是在中生代前陆盆地的基础上于晚新生代再次下沉后所形成的新生盆地, 是一个单独的成盆期, 并非是在中生代成都盆地上连续接受沉积的继承性沉降盆地。

根据地表区域地质调查和钻井勘探资料, 晚新生代成都盆地充填实体均为半固结—松散堆积物。主要由横切龙门山的横向河流所产生的冲积扇和扇前冲积平原沉积物构成。盆地中陆源碎屑沉积物主要来自于龙门山。该套沉积物在垂向上表现为以三个不整合面分割的三个向上变细的退积序列。根据这一特点, 本文将晚新生代成都盆地充填序列作为一个

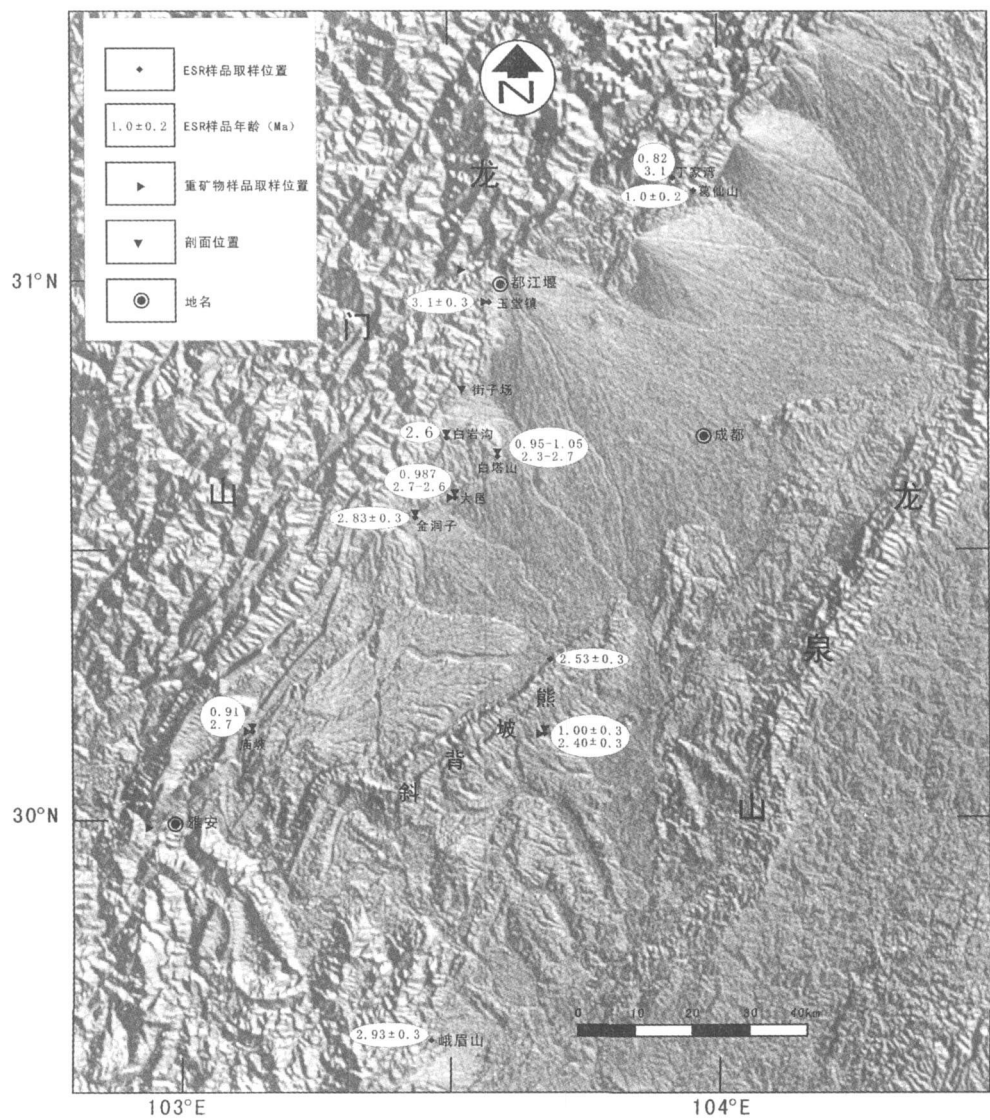


图 2 成都盆地数字地貌图及测年样品分布图

Fig 2 The digital geomorphological map of Chengdu Basin and distribution of samples

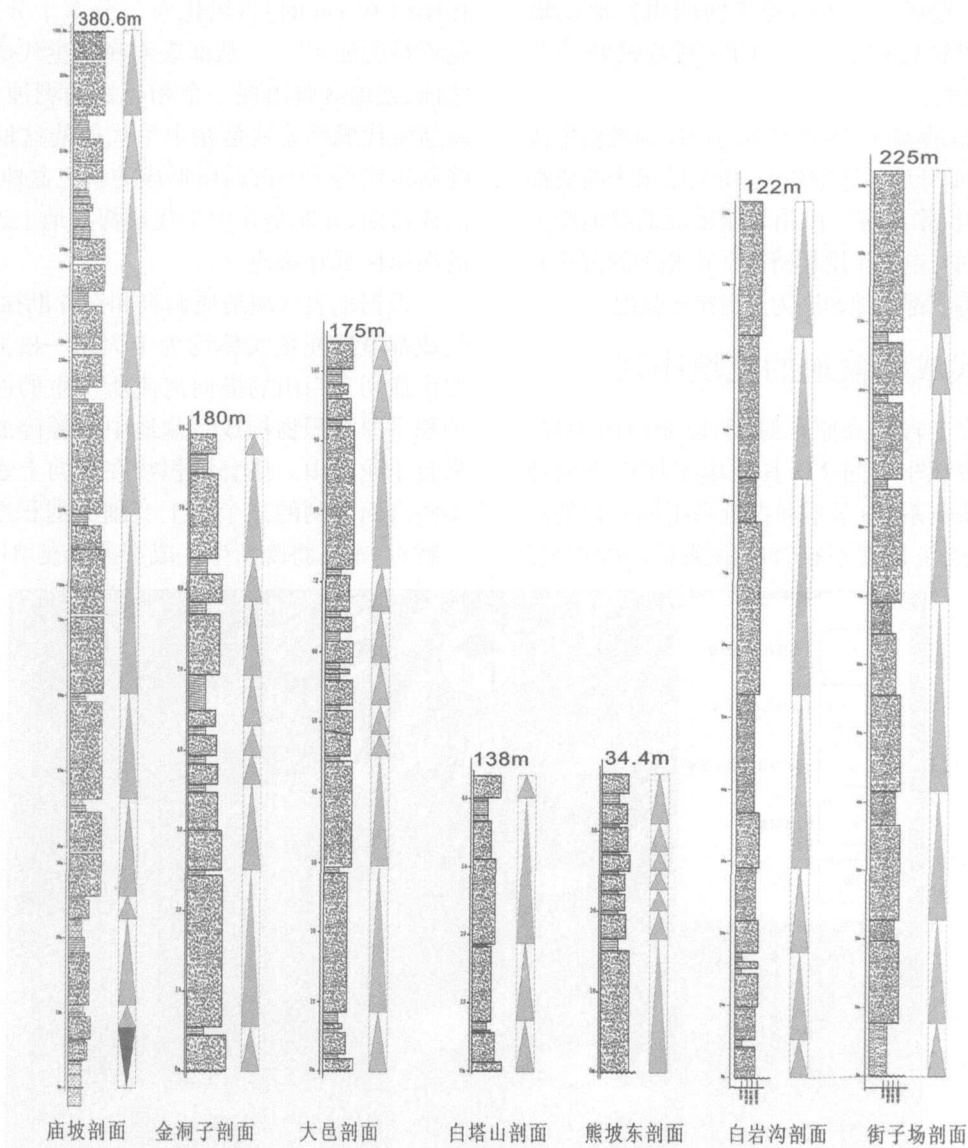


图 3 大邑砾岩剖面柱状对比图

Fig 3 The stratigraphic correlation of Dayi conglomerate

构造层序,并分为三套沉积层序(图 3),其中下部为大邑砾岩,中部为雅安砾石层,上部为上更新统和全新统砾石层。

2.1 晚上新世至早更新世大邑砾岩

成都平原西部地表的露头剖面(图 3)和盆地内的钻井剖面^[25]均揭示大邑砾岩是成都盆地中充填的最古老的冲积砾石层^[25~28],其与下伏中新世地层均为不整合接触,与上覆的雅安砾石层也为不整合接触。大邑砾岩为灰褐、黄褐色复成分砾岩夹棕黄色岩屑砂岩透镜体,砾石成分以石英岩、闪长岩、浅色花岗岩和变质砂岩为主,次有砂岩、脉石英,并含少量灰岩和燧石;砾石磨圆好,分选性差,砾径一般为 8~20

cm,常见大漂砾,最大者近 2 m,部分砾石具压裂和扭曲现象;填隙物为砂、泥、钙泥质胶结。

大邑砾岩显示为一个向上变细的大旋回,地表出露的残留厚度为 34.4~380.6 m 不等,一般出露厚度介于 100~200 m 之间,其中残留厚度最大的地区位于成都盆地西南端的名山庙坡一带(图 3)。在垂向上由下到上砾径逐渐变小,磨圆性和分选性也逐渐变好。其内部又可分为 7~11 个小旋回(图 3 图 4),每个旋回层厚度为 10~30 m,砾岩旋回厚度总体向上变薄,砾岩的单层厚度也逐渐变薄,砾岩与砂岩的比值减小,显示为一个退积过程。如在白塔湖,大邑砾岩由 11 个小旋回组成,白岩沟也为 11 个旋回组成(图 3),表明大

邑砾岩整体上是由 10 个左右的旋回构成 (图 4)。在横向上, 西部的河口地段砾石粗大, 并含大量漂砾, 向下游粒度减小, 具短距离搬运、快速堆积的特征, 整体上显示大邑砾岩由冲积扇沉积物构成。

许多研究者对成都盆地西缘的大邑砾岩开展了

详细的年代学研究, 李吉均等^[30]通过 ESR 年龄测定提出其沉积始于 2.6~2.4Ma, 作者等^[27~29]对 10 个大邑砾岩剖面的砂岩开展了电子自旋共振测年研究, 目前已获得 17 个 ESR 年龄值 (图 3), 显示大邑砾岩形成的时间介于 0.82~3.6Ma 之间。我们选取了其

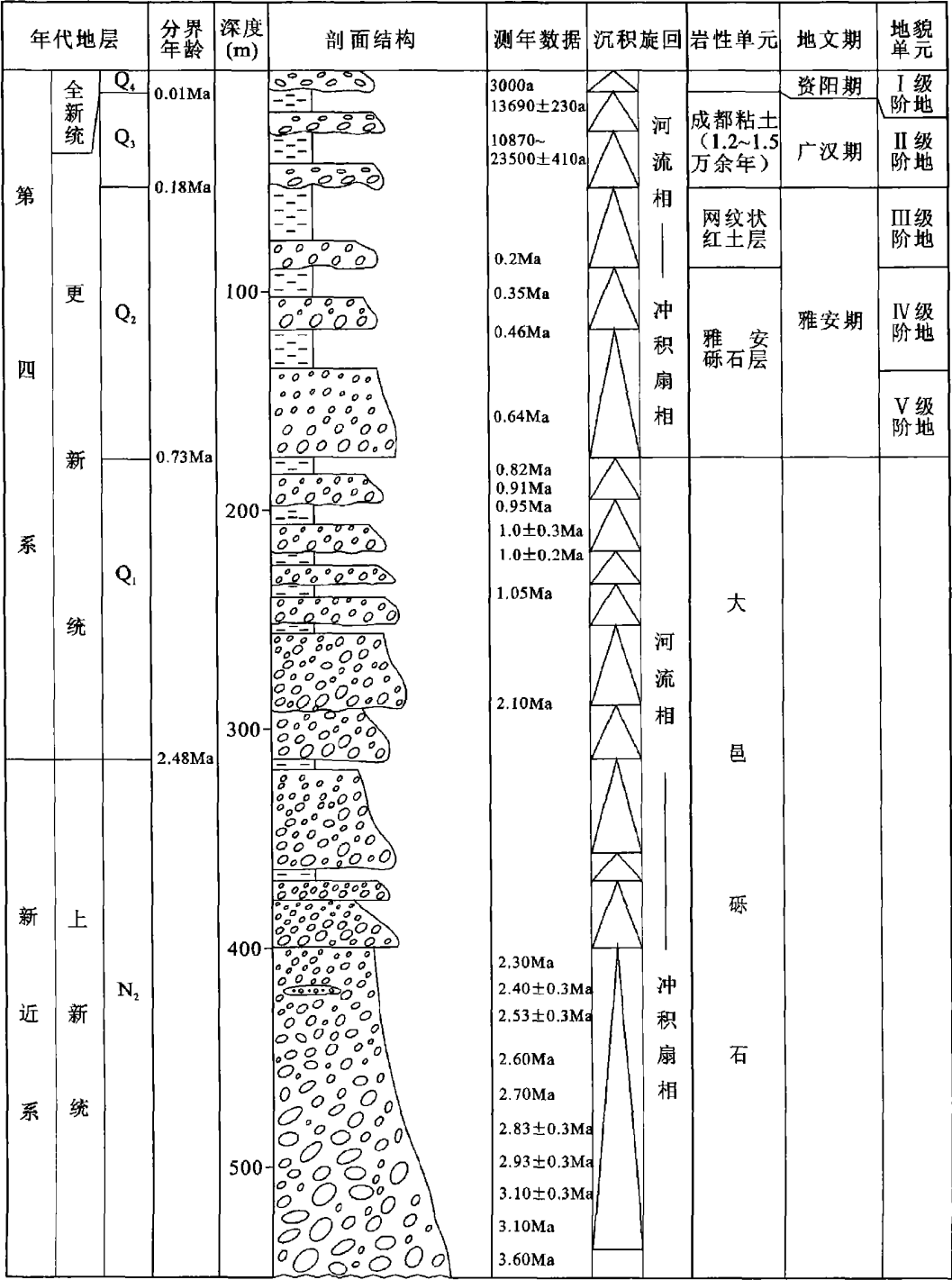


图 4 成都盆地充填序列及相应的地貌单元

Fig 4 Filling sequence in Chengdu basin

中最古老的年龄 3.6 Ma 作为标定成都盆地形成时间的依据,这一时间值的地质含义在于成都盆地形成的时间早于 3.6 Ma。此外,根据阶地计算的形成岷江最大切割深度所需的时间为 3.48 Ma^[29~31]。据此我们推测成都盆地形成的时间和青藏高原东缘龙门山岷江河流剥蚀作用的起始时间也应早于 3.6 Ma。值得指出的是,该时期与青藏高原东北缘临夏盆地反映的 3.6 Ma 的强烈隆升和青藏运动基本相当,也与亚洲季风开始的时期基本相当^[24]。

2.2 中更新世雅安砾石层

雅安砾石层位于晚新生代成都盆地充填序列的中部,厚度较大。在钻孔剖面中,雅安砾石层由 2~3 个向上变细的旋回构成。每个旋回的下部为砾石层,上部为砂质粘土和泥炭层。在地表上,雅安砾石层广泛分布于成都盆地西南缘名邛台地表层,如在夹江县甘霖、迎江乡、名山等地出露较好,主要有两套沉积物构成,下部为砾石层,上部为网纹红土层。

下部砾石层为一套河流冲积物,以砾石层为主,厚 10~30 m 不等,砾石成分为石英岩、石英砂岩、花岗岩、玄武岩和辉长岩等,砾石含量 > 70%,砾径一般 3~5 cm,大者 30~40 cm,砾石磨圆度好,分选较差,分布不均匀,排列具定向性,具叠瓦状构造,具有牵引流的沉积特征。砾石呈强风化特征,酥裂风化较强烈。砾石间充填物为粉砂质、泥质物质,呈钙泥质胶结,具有颗粒—基底式支撑类型。

上部网纹红土层为亚粘土,厚 3~6 m 不等,呈黄褐色、棕红色粘土(网纹红土)及亚粘土状,呈块状,发育白色高岭石条带,并见铁、锰质结核和斑状结构,结构致密,节理不发育。其中含极少量砾石,砾石含量 < 5%,砾径一般 1~2 cm,砾石主要成分为砂岩、花岗岩、石英岩,呈强风化特征。

本次对雅安砾石层中的 4 个砂层开展了电子自旋共振测年研究,目前已获得 4 个 ESR 年龄值,分别为 0.20 Ma、0.35 Ma、0.46 Ma、0.64 Ma。以上测试结果表明雅安砾石层形成的时间介于 0.20~0.64 Ma 之间,相当于中更新世。

2.3 晚更新世和全新世砾石层

该砾石层为晚新生代成都盆地充填序列中的最上部沉积物,由上更新统和全新统构成。该套沉积物在垂向上由两个向上变细的旋回构成;每个旋回的下部为砾石层,上部为粘土层。其中上更新统由广汉砾石层和广汉粘土层或成都粘土层组成,厚度为 8~41 m 不等,粘土层中的粘土矿物以伊利石为主,含钙

质结核。广汉粘土层中的乌木 C¹⁴测定年龄值为 13690 ± 230~41975 ± 6525 年,成都粘土层中的钙质结核 C¹⁴测定年龄值为 10870 ± 190~23500 ± 410 年,均属晚更新世晚期。全新统为近代河流堆积,由粘砂土和砾石层构成,其中乌木的 C¹⁴测定年龄值为 2075 ± 156~6646 ± 161 年,砂土热释光测年值为 3000 a。

现代地貌显示,成都平原主要由冲积扇和冲积平原构成。龙门山山前主要发育冲积扇群,由北向南依次为绵远河冲积扇、石亭江冲积扇、湔江冲积扇、岷江冲积扇和两河冲积扇,其中以岷江冲积扇规模最大^[5](图 2)。各扇体均位于横切龙门山的横向河谷的河口地带,地势均自北西向南东倾斜,联辍成群,并在扇前缘犬牙交错地叠置于上更新统地层之上。扇间为洼地,一般为砂质粘土沉积。不同地段的冲积扇砾石层的砾石成分不同,如成都盆地西北缘绵远河冲积扇的砾石层中砾石以灰岩和砂岩为主,并含变质岩和少量岩浆岩砾石,而绵远河冲积扇西南方向的石亭江冲积扇、湔江冲积扇和岷江冲积扇的砾石层中砾石成分复杂,以岩浆岩砾石为主,并含大量沉积岩和变质岩砾石。在冲积扇以东地区的成都盆地还发育砾质辫状河沉积体系,由一些规模不等的相互叠置的砾石层和砂层组成的巨厚粗碎屑层系,其厚度从数十米至数百米不等。砾石层一般代表砾石坝和河道滞留沉积相;砂层均为较薄而不稳定的夹层,代表洪水期在砾石坝或废弃河道表面淤积的披盖层。层序内部冲刷面、冲刷充填物频繁出现,垂向上粒度显示不明显向上变细的小旋回层。其上有洪泛期间沉积下来的细粒薄层沉积,显示了向上变细的沉积层序。

3 龙门山挤压作用的沉积响应

成都盆地夹于龙门山与龙泉山之间,呈“两山夹一盆”构造格局(图 1、2)。其中龙门山位于成都盆地的西侧,系由一系列大致平行的叠瓦状造山带构成,具典型的前展式逆冲推覆构造特征,由 A 带(强变形带)、B 带(中等变形带)、C 带(弱变形带)等三个构造变形带构成,自北西向南东具有变形、变质程度降低、形成深度变浅、逆冲抬升幅度变小、切割地层越来越新等特点^[5]。活动构造研究结果表明晚新生代龙门山以北北东向的右行剪切为特征,以走滑作用为主,并伴随少量的逆冲分量^[14~15]。

龙泉山位于成都盆地的东侧,主体构造为龙泉山背斜,均由中生代侏罗系红层构成。据地震资料显示,龙泉山背斜属北东向断面之上的表皮褶皱,地腹深处

变为单斜式鼻状隆起。该带前缘断裂为龙泉山断裂, 地表和深部地球物理勘察资料表明, 该断裂走向北东, 延伸 120 余千米, 断面向东倾斜, 倾角 $35^{\circ} \sim 62^{\circ}$, 呈犁式。现代地震和大地测量均显示龙泉山是一个正在上升的隆起, 是现今成都盆地的东部边界山脉。

成都盆地显示为狭窄的线性盆地(图 1, 图 2), 盆地的长轴方向为北东—南西向($NNE 30^{\circ} \sim 40^{\circ}$), 平行于龙门山断裂, 长度为 180~210 km; 盆地的短轴方向为北西—南东向, 垂直于龙门山断裂, 宽度约为 50~60 km, 呈, 面积约 8 400 km²。盆地的西部已卷入龙门山造山带, 为 C 带的一部分^[5]。盆地基底断裂和沉积厚度的时空展布特点表明, 在成都盆地的短轴方向(图 4), 盆地具明显的不对称性结构, 宏观上表现为西部边缘陡, 东部边缘缓, 沉积基底面整体向西呈阶梯状倾斜(图 5), 表明盆地的挤压方向垂直于龙门山主断裂方向。

成都盆地具有单向充填特征, 即物源区位于成都盆地的短轴方向, 盆地中充填的碎屑物质均来源于盆地西侧的龙门山(图 2), 充填方向垂直于龙门山主断裂和成都盆地长轴方向。冲积扇总体上分布于盆地西侧沿龙门山主断裂一线, 山前发育数量众多的横向河, 出口处以冲积扇沉积为主。河流流向和碎屑物质的搬运方向均垂直于龙门山主断裂和成都盆地长轴方向, 并以横向水系为特征。

成都盆地内部可被进一步分为三个凹陷区^[5, 6], 即西部边缘凹陷区、中央凹陷区和东部边缘凹陷区(图 5 Q_3-Q_4 剖面)。其中, 西部边缘凹陷区(图 5 Q_3-Q_4 剖面之 A 区)位于关口断裂与大邑—广元隐伏断裂之间, 第四系沉积最大厚度为 253 m, 主要由新近系—下更新统、上更新统和全新统沉积物构成, 中更新统极不发育; 中央凹陷区(图 5 Q_3-Q_4 剖面之 B 区)位于大邑—广元隐伏断裂与新津—成都隐伏断裂之间, 第四系沉积厚度巨大, 最大沉积厚度为 541 m, 地层发育齐全, 同时也是中更新统厚度最大的地区; 东部边缘凹陷区(图 5 Q_3-Q_4 剖面之 C 区)位于新津—成都隐伏断裂与龙泉山断裂之间, 第四系沉积厚度薄, 主要为上更新统, 缺失下更新统和中更新统, 厚度仅为 20 m 左右。

根据成都盆地的结构和不同时期盆地的沉积物充填特征, 本次将成都盆地在垂直于造山带方向上的演化过程分为三个阶段, 结果表明在垂直于造山带方向上成都盆地的范围在不同时期明显不同。

在成都盆地形成的早期(图 5, N_2-Q_1 剖面), 即

上新世至早更新世成盆期, 随着龙门山前缘的逆冲抬升, 其前缘断裂限制了成都盆地沉积的西部边界, 其所产生的侧向水平挤压使得成都盆地基底发生褶皱, 形成基底不整合面, 并在其上发育横切龙门山的横向河流, 并在河口地段发育进积于成都盆地的粗碎屑楔状体, 即大邑砾岩。盆地较窄, 宽度仅为十几千米, 沉降中心位于紧靠龙门山前缘断裂, 沉积厚度大于 500 m。显示了该时期是挤压作用较为强烈时期, 造成了明显成都盆地在垂直于造山带方向上的变形和构造缩短。

在成都盆地形成的中期(图 5 Q_2 剖面), 即中更新世成盆期, 随着龙门山前缘的前展式逆冲抬升, 其前缘断裂向前扩展, 使竹瓦以西的地区抬升, 并使其上的大邑砾岩遭受剥蚀, 其前缘断裂限制了中更新世成都盆地沉积的西部边界, 其所产生的侧向水平挤压使得成都盆地大邑砾岩发生褶皱, 并在抬升区形成不整合面(如在名邛台地上发现的雅安砾石层与大邑砾岩之间的角度不整合面); 在龙门山前缘继续发育横切龙门山的横向河流, 但其切割了已抬升的隆起区, 并在河口地段发育进积于中更新世成都盆地的粗碎屑楔状体, 即雅安砾石层。该时期盆地相对早期较宽, 宽度达为三十余千米, 沉降中心东移至位于紧靠龙门山前缘断裂的东侧, 沉积厚度大于 200 m, 并向南东方向超覆。其与早期成都盆地相比较, 在垂直于造山带方向上, 中更新世成都盆地的沉降中心向远离造山带的南东方向发生了迁移, 迁移的距离达 10 km 以上, 显示了中更新世是挤压作用较为强烈时期, 造成了明显成都盆地在垂直于造山带方向上构造缩短。

在成都盆地形成的晚期(图 5, Q_3-Q_4 剖面), 即晚更新世—全新世成盆期, 在龙门山前缘继续发育横切龙门山的横向河流, 并在河口地段发育进积于中更新世成都盆地的粗碎屑板状体。该时期盆地最宽, 宽度达为五十余千米, 但沉积物的厚度极薄, 厚度仅为 20~60 m 之间, 并向东超覆于成都盆地的东部地区, 充填物呈板状体平铺于整个成都盆地之中, 无明显的沉降中心。其与中期成都盆地相比较, 在垂直于造山带方向上没有明显的构造缩短。

以上特征显示了随着逆冲作用向前陆地区前展式推进, 成都盆地的结构和沉积特征发生了明显地变化, 上新世至早更新世的龙门山逆冲作用使前陆地区产生了沉降, 形成第一个成盆期, 并产生新的进积于成都盆地的冲积扇裙。随着中更新世龙门山逆冲作用向盆地推进, 产生了新的沉降, 形成第二个成盆期,

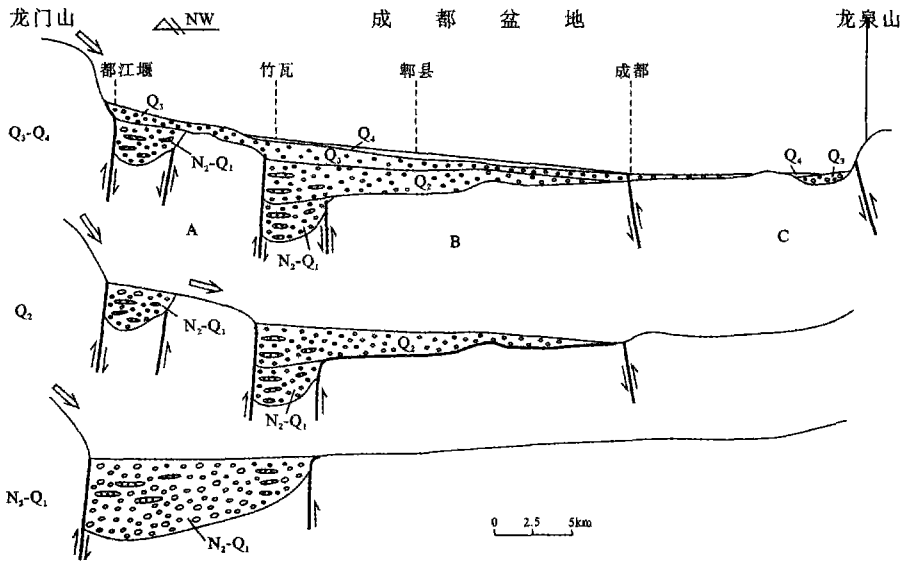


图 5 成都盆地的沉降中心向远离龙门山方向的迁移规律

Fig 5 The migration of the depocentre from NW-SE in Chengdu basin

并产生新的进积于成都盆地的冲积扇裙, 成都盆地范围由窄变宽, 沉降中心向东迁移。原成都盆地的西部边缘卷入龙门山冲断带, 形成新的地貌高地, 并成为成都盆地的新物源地, 盆地的西部边界也向盆内迁移, 冲积扇裙和盆地沉降中心也随之向盆内迁移。此外, 随着逆冲作用的前展式推进, 原始沉积受水平挤压发生褶皱, 形成了大邑砾岩与上、下覆地层之间的角度不整合接触关系。以上特征表明龙门山逆冲作用直接控制了成都盆地充填序列中地层不整合面和巨厚进积型厚砾质楔状体的幕式出现。从晚更新世—全新世充填物呈极薄的板状体, 我们推测该时期的逆冲作用是不发育的, 应以走滑作用为主。

4 龙门山走滑作用的沉积响应

龙门山造山带的走滑作用主要是沿平行于龙门山主断裂方向发生的, 该方向也是成都盆地的长轴方向 (图 6), 在该方向上盆地具有多个次级凹陷和沉降中心。走滑作用主要表现在次级凹陷和冲积扇在平行造山带方向的迁移, 并导致了成都盆地西南部的抬升与侵蚀。

据钻孔资料和遥感解译资料, 在盆地中发育一系列的北东向延伸的次级凸起和凹陷, 凹陷和凸起相间分布并且在空间上呈斜列形式展布于盆地的底部 (图 6)。在凸起和凹陷的两侧均发育有北东东向断裂, 其与龙门山北东向主断裂的夹角为锐角, 断层面较陡, 倾向北西西。凸起带一般位于上升盘, 凹陷带

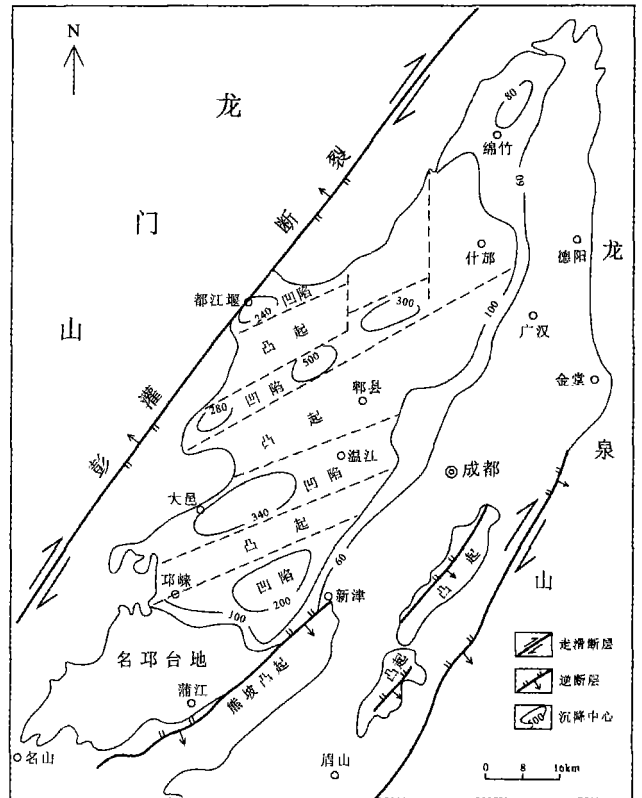


图 6 成都盆地内次级凹陷和凸起的斜列式展布

Fig 6 Minor echelon depression and up lift in Chengdu basin 一般位于下降盘。

凹陷的平面延伸方向明显受北东东向断裂的控制, 并由北东东向断裂和南北向断裂所分割 (图 6)。

凹陷的长轴方向为北东东向延伸, 长度为 30~50 km, 宽度为 6~10 km, 长宽比约等于 6:1~3:1, 因此凹陷的平面形态呈菱形。凹陷的深度明显大于成都盆地的平均深度, 凹陷的剖面形态显示为向北西倾斜的楔形体, 即在凹陷的南东一侧沉积物厚度较薄, 在北西一侧的沉积物厚度较厚, 沉降中心位于凹陷的北西侧 (图 6)。

在平行龙门山主断裂方向, 次级凹陷具有明显的

的侧向迁移现象。凹陷的深度具有自南西向北东逐渐变深的趋势 (图 6)。如沿西南至北东方向, 次级凹陷的深度由 200 余米逐次增加到 500 余米。以上特征表明随着走滑断裂的右旋走滑运动, 不断形成新的次级凹陷, 盆缘的碎屑物在先期形成的次级凹陷就近充填; 后期形成的次级凹陷将物源区与先前的凹陷充填区分隔开; 先期的次级凹陷只接受后期冲积扇的近端相沉积, 冲积扇的近端相 (扇根亚相、扇中亚相等)

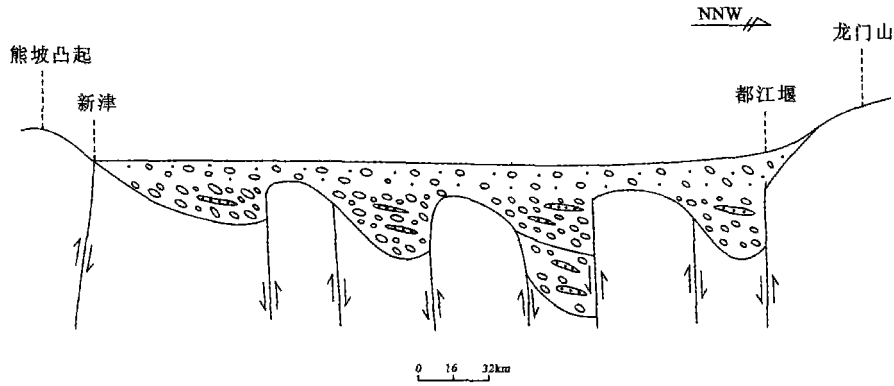


图 7 成都盆地次级沉降中心 (凹陷) 沿走滑断裂方向 (南西—北东向) 的右行迁移

Fig 7 The dextral migration of minor depression (diamond) and fan along strike-slip fault in Chengdu basin

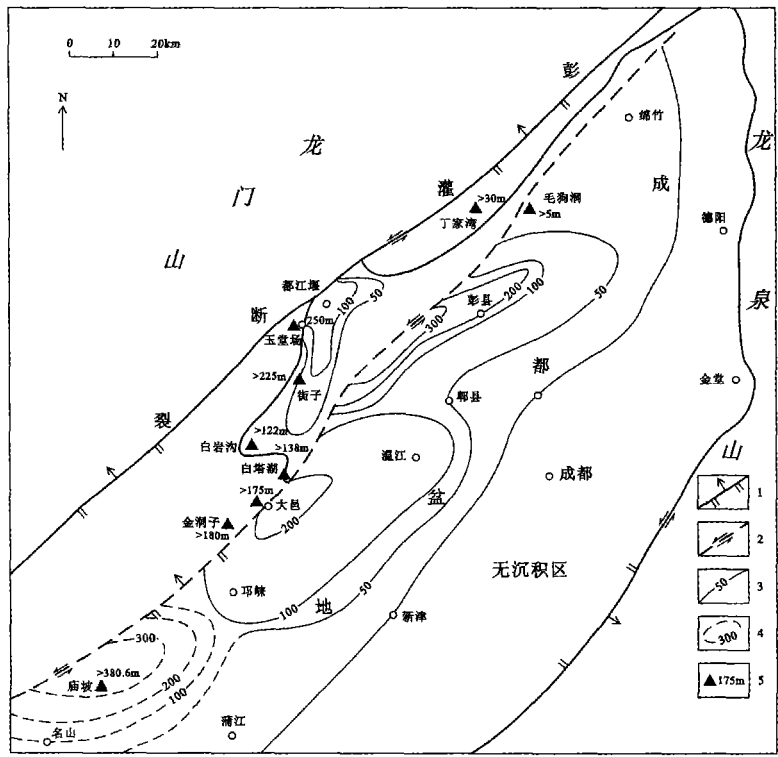


图 8 成都盆地大邑砾岩沿走滑断裂方向的右行迁移

(1 逆冲断裂; 2 隐伏走滑断裂; 3. 据钻孔资料标定大邑砾岩冲积扇等厚线; 4. 据地表实测资料标定大邑砾岩冲积扇等厚线; 5. 地表实测剖面位置及大邑砾岩的厚度)

Fig 8 The dextral migration of Dayi conglomerate and fan along strike-slip fault in Chengdu basin

主要就近充填于紧邻物源区的新的次级凹陷内。随着新的次级凹陷的形成, 先期形成的凹陷依次逐渐远离主物源区, 造成明显的主物源区与沉积区的错离 (图 6 7, 8)。

沿走滑断裂方向, 冲积扇也具有明显的侧向迁移 (图 8 9)。随着走滑断裂的右旋走滑运动, 沿走滑断裂的走向 (沿南西至北东方向), 盆地内冲积扇体发生侧向叠置, 冲积扇的形成时代由老变新。如在成都

盆地的西南端的名山至邛崃一带, 冲积扇沉积物时代较老, 仅发育上新世至早更新世大砾岩和中更新世雅安砾石层, 在其扇头位置没有发现大型河流, 说明物源区已错位, 已远离当前的主物源区, 并已抬升地表构成名山邛崃台地的主体部分 (图 7)。在成都盆地的北东端都江堰一带, 冲积扇沉积物时代较新, 地表为岷江扇, 主要发育中更新世以来的砾石层, 位于当前的主物源区 (图 2)。

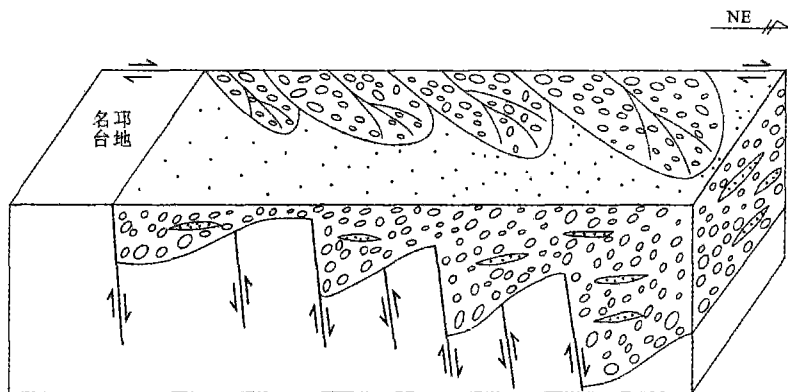


图 9 成都盆地沿走滑方向的沉降中心迁移模式图

Fig. 9 The model of the dextral migration of minor depression (rhombochan) and fan along strike-slip fault in Chengdu basin

5 初步结论

造山带古构造活动的确定和原始面貌的恢复一直是地学研究中难度最大、探索性最强的课题。通过对成都盆地的沉积特征研究, 我们认为龙门山晚新生代造山作用主要表现为逆冲作用和走滑作用。其中龙门山逆冲作用所产生的构造负荷是晚新生代成都盆地生长的构造动力, 控制了成都盆地的沉降和可容空间的形成, 并提供的物源, 并导致了成都盆地的沉降中心和冲积扇在垂直龙门山方向的迁移; 龙门山走滑作用控制了成都盆地的次级沉降中心 (凹陷) 和冲积扇在平行造山带方向的迁移, 并导致了成都盆地的西南端的抬升与侵蚀, 形成了名山邛崃台地, 表明走滑作用具有为右旋走滑的特征。因此, 我们认为在龙门山晚新生代走滑与逆冲的联合作用下在其前缘地区形成了成都走滑挤压盆地, 并使得成都盆地内的次级断裂、凸起和凹陷呈斜列状分布。

参考文献 (References)

- 1 森格著, 丁晓, 等译. 板块构造学和造山运动—特提斯例析. 上海: 复旦大学出版社, 1992. 1~31 [Sengor ed. Translated by Ding Xiao et al. Plate Tectonics and Orogenic Research: a Tethyan Perspective

Shanghai Press of Fudan University. 1992. 1~31]

- 2 Reading H G. Characteristics and recognition of strike-slip fault. In: Balance P F, Reading H G, eds. Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. The IAS Special Publication. 1980. 4. 7~26
- 3 Ingersoll R V. Tectonics of sedimentary basin. Geological Society of America Bulletin. 1995. 100: 1704~1719
- 4 Burchfiel B C, Chen Z, Lin Y, et al. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, central China. International Geology Review, 1995. 37. 661~735
- 5 李勇, 曾允孚, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化. 成都: 成都科技大学出版社, 1995. 1~92 [Li Yong, Zeng Yufu, Yi Haisheng. Sedimentary and Tectonic Evolution of the Longmenshan Foreland Basin, Western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1995. 1~92]
- 6 李勇, 曾允孚. 试论龙门山逆冲推覆作用的沉积响应—以成都盆地为例. 矿物岩石, 1994. 14(1): 58~86 [Li Yong, Zeng Yufu. On the sedimentary responses to thrusting of Longmenshan. Journal of Mineral Petrology. 1994. 14(1): 58~86]
- 7 Zeng Yunfu, Li Yong. Sedimentary and tectonic evolution of the Longmenshan foreland basin, western Sichuan, China. Scientia Geologica Sinica. 1994. 3(4): 1~10
- 8 李勇, 侯中健, 司光影, 等. 青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件. 中国地质, 2002. 29(1): 30~35 [Li Yong, Hou Zhongjian, Si Guangying, et al. Cenozoic tectonic sequence and event of the eastern margin of the Tibetan Plateau. Geology of China. 2002. 29(1): 30~35]

- 9 LiYong, AlexanderL Densmore, PhilipA Allen, Xu Qiang. Sedimentary responses to thrusting and strike-slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau and their implication of Cimmerian continents and India/Eurasia collision. *Scientia Geologica Sinica* 2001, 10(4): 223~ 243
- 10 LiYong, PhilipA Allen, AlexanderL Densmore, *et al*. Geological evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the Late Triassic-Indosinian Orogeny. *Basin Research* 2003, 15: 117~ 136
- 11 刘树根. 龙门山造山带与川西前陆盆地形成演化. 成都: 成都科技大学出版社, 1993. 17~ 117 [Liu Shugen. The Formation and Evolution of Longmenshan Thrust Zone and Western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology 1993. 17~ 117]
- 12 刘树根, 罗志立, 戴苏兰, 等. 龙门上冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降. 地质学报, 1995, 69(3): 204~ 214 [Liu Shugen, Luo Zhili, Dai Sulan, *et al*. The uplift of the Longmenshan thrust belt and subsidence of the western Sichuan foreland basin. *Acta Geologica Sinica* 1995, 69(3): 204~ 214]
- 13 刘树根, 罗志立, 赵锡奎, 等. 中国西部盆山系统的耦合关系及其动力学模式—以龙门山造山带—川西前陆盆地系统为例. 地质学报, 2003, 77(2): 177~ 186 [Liu Shugen, Luo Zhili, Zhao Xikui, *et al*. Coupling relationships of sedimentary basin—Orogenic belt systems and their dynamic models in west China. *Acta Geologica Sinica* 2003, 77(2): 177~ 186]
- 14 Avouac J P and Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters* 1993, 20: 895~ 898
- 15 Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, *et al*. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 1994, 99: 24025~ 24038
- 16 Clark M K and Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology* 2000, 28: 703~ 706
- 17 England P C and Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature* 1990, 344: 140~ 142
- 18 Kirby E, Whipple K X, and Burchfiel B C, *et al*. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *GSA Bulletin* 2000, 112(3): 375~ 393
- 19 Kirby E, Reiners P W, Kohl M A, *et al*. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inference from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th) He thermochronology. *Tectonics* 2002, 21(1): 1~ 19
- 20 LiYong, Ellis M, Densmore A, *et al*. Active tectonics in the Longmen Shan region, Eastern Tibetan Plateau. *EOS Transactions of American Geophysical Union* 2000, 81(48): 1109
- 21 LiYong, Ellis M, Densmore A, *et al*. Evidence for active strike-slip faults in the Longmen Shan, Eastern margin of Tibet. *EOS Transactions of American Geophysical Union* 2001, 82(47): 1104
- 22 Enkin R J. The stationary Cretaceous Paleomagnetic pole of Sichuan (south China block). *Tectonics* 1991, 10(3): 547~ 559
- 23 陈智梁, 刘宇平, 张选阳, 等. 全球定位系统测量与青藏高原东部流变构造. 第四纪研究, 1998, 2: 262~ 270 [Chen Zhiliang, Liu Yuping, Zhang Xuanyang, *et al*. GPS survey and the rheologic structures within the eastern Tibetan plateau. *Quaternary Science* 1998, 2: 262~ 270]
- 24 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Yuping, *et al*. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research* 2001, 106(B7): 16215~ 16227
- 25 黎兵, 李勇, 张毅, 等. 用 Sufer 7 计算成都盆地的沉积通量及其地质意义. 四川师范大学学报, 2004, 27: 144~ 147 [Li Bing, Li Yong, Zhang Yi, *et al*. Computing sediment flux of Chengdu Basin using Sufer 7 software and its geological significance. *Journal of Sichuan Normal University* 2004, 27: 144~ 147]
- 26 何银武. 试论成都盆地(平原)的形成. 中国区域地质, 1987, 2: 169~ 175 [He Yinwu. On the formation of Chengdu Basin. *Regional Geology of China* 1987, 2: 169~ 175]
- 27 王凤林, 李勇, 李永昭, 等. 成都盆地新生代大邑砾岩的沉积特征. 成都理工大学学报(自然科学版), 2003, 30(20): 139~ 146 [Wang Fenglin, Li Yong, Li Yongzhao, *et al*. Sedimentary characteristics of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu basin. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 2003, 30(2): 139~ 146]
- 28 李勇, 曹叔尤, 周荣军, 等. 晚新生代岷江下蚀速率及其对青藏高原东缘山脉隆升机制和形成时限的定量约束. 地质学报, 2005, 79(1): 28~ 37 [Li Yong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, *et al*. Late Cenozoic Minjiang incision rate and its constraint on the uplift of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Acta Geologica Sinica* 2005, 79(1): 28~ 37]
- 29 LiYong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, *et al*. Field studies of Late Cenozoic Minjiang River incision rate and its constraint on morphology of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Environmental Hydraulics and Sustainable Water Management*. A. A. Balkema Publishers, 2004. 2091~ 2097
- 30 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 2001, 21(5): 381~ 392 [Li Jijun, Fang Xiaomin, Pan Baotian, *et al*. Late Cenozoic intensive uplift of Qinghai-Xizang plateau and its impacts on environments in surrounding area. *Quaternary Science* 2001, 21(5): 381~ 392]

Sedimentary Responses to Late Cenozoic Thrusting and Strike-slipping of Longmen Shan along Eastern Margin of Tibetan Plateau

LI Yong¹ ZHOU Rong-jun² Densmore A L³
Ellis M A⁴ LI Bing¹

(1 National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059;

2 Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan Province, Chengdu 610041;

3. Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zurich, Switzerland;

4. Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152, USA)

Abstract Chengdu basin developed ahead of Longmen Shan along the eastern margin of Tibetan Plateau, lying between the Longmen Shan and Longquan Shan, and extends from southwest to northeast with the long axis of the basin parallel to Longmen Shan. The filling in the basin with a maximum thickness of 541m include Dayi conglomerate, Yaan gravel layer and Late Pleistocene and Holocene gravel layer. In the transverse section of the basin (vertical to Longmen Shan), the wedge shaped sediments in the basin were derived from Longmen Shan and gradually northwards thickening, the depocenter is located in the northwestern part of the basin. As thrusting progressed southeastwards, the northwestern margin and the depocenter of the basin had been progressively migrated southeastwards. According to this evidence, it can be inferred that the direction of thrusting and tectonic shorting was from NW-SE and vertical to Longmen Shan. In the longitudinal section (parallel to Longmen Shan), there are many minor echelon depressions and uplifts, as dextral strike-slipping progressed northeastwards, the minor depression (thombochan) and fan had been progressively migrated northeastwards. According to these lines of evidence, we can infer that the direction of dextral strike-slipping was from SW-NE and parallel to Longmen Shan. So we draw a conclusion that the Chengdu basin is one of typical transpressional basin controlled by thrusting and strike-slipping along Longmen Shan since 3.6Ma.

Key words Chengdu basin, basin-mountain coupling, Late Cenozoic, thrusting, dextral strike-slipping, Longmen-shan, Eastern margin, Tibetan plateau