

秦岭商丹带内黑河地区砾岩 沉积及其构造意义

孟庆任 薛峰 张国伟

(西北大学,西安)

提 要 发育于秦岭板块结合部位的黑河砾岩是由水下碎屑流,颗粒流和砾质高密度浊流形成的。它们与周围相关岩相一起构成了二个明显的相组合,代有了二个独立的裙状沉积体。组合 I 中的砾岩是由火山泥流泻入浅水碳酸盐台地之上沉积而成,而组合 II 中的砾岩则与中—细粒浊积岩一起表现为深水远端沉积。砾岩的形成和发展与古生代秦岭板块的俯冲及相邻火山岛弧的演化密切相关,是当时弧前盆地沉积体的一个组成部分。

关键词 砾岩 浊积岩 碎屑流 颗粒流 相组合 弧前盆地

第一作者简介 孟庆任 男 1957年生 讲师 沉积学/构造地质学

前 言

商丹断裂带是秦岭造山带显生宙最重要的构造结合带。它保存有大量的秦岭南、北板块在俯冲碰撞过程中的沉积记录,所以成为了解秦岭构造演化的重要地段。砾岩是与板块活动联系最为密切的一种沉积相,特别是在二个板块的构造结合部位。不同类型或不同成因的砾岩沉积往往反映不同的构造发展阶段。商丹带内的黑河地区不仅出露一套由板块俯冲消减而造成的岛弧火山岩系,而且也在其前缘发育了同期弧前沉积体。沉积体内所含的砾岩层在以往的研究中常被认为是一种磨拉石或底砾岩,从而直接导致了对秦岭造山带演化的不同看法。因此,黑河地区在商丹带内不仅在整体上具有明显的代表性,而且由于含有这套砾岩又表现出自己的特殊性。深入探明此套砾岩的成因对了解古生代秦岭的构造演化无疑具有十分重要的意义。

1 区域地质

商丹断裂带把整个秦岭明显地分为具被动大陆边缘特征的南秦岭和具活动大陆边缘发展性质的北秦岭(图1)。其总体组成格架表现为,北部主要为丹凤蛇绿岩、南部为由构造叠置的沉积岩片。丹凤蛇绿岩沿商丹带断续延伸数百公里,其地球化学等地质综合研究证明,它代表一种岛弧蛇绿岩,形成年代为古生代(张国伟,1991)。商丹带内南部的沉积岩片曾作为南秦岭北缘刘岭群的一部分,但最近的研究证明它属于北秦岭弧前盆地沉积(于在平,

1991)。

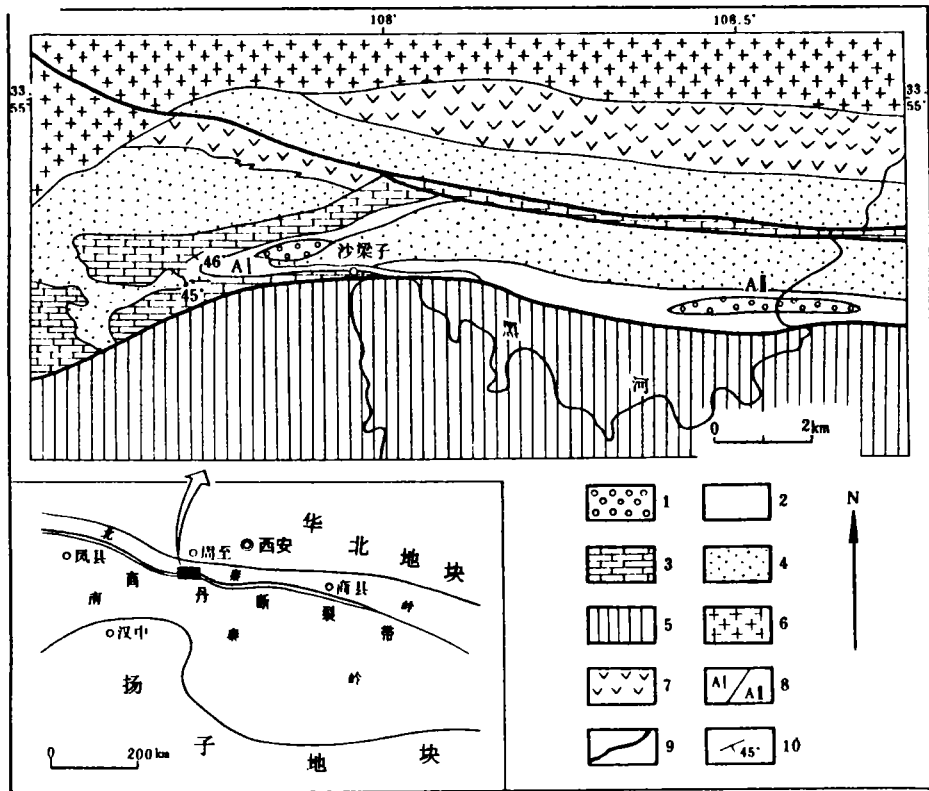


图1 黑河地区简化地质图及区域构造位置

1. 砾岩; 2. 浊积岩; 3. 碳酸盐岩; 4. 火山碎屑岩; 5. 刘岭群; 6. 花岗岩;
7. 玄武岩; 8. A I:相组合 I, A II:相组合 II; 9. 断层; 10. 地层产状

Fig. 1 Simplified geological map of Heihe area and its regional tectonic Site

1. conglomerates; 2. turbidites; 3. carbonate; 4. pyroclastic rocks; 5. Liuling Group; 6. granites;
7. basalts; 8. A I: facies association I, A II: facies association II; 9. faults; 10. strat occurrence

在黑河地区, 北部出露的火山—沉积岩系与区域上丹凤蛇绿岩基本一致。南部的沉积体总体层序表为, 下部火山碎屑岩—碳酸盐岩—碎屑岩(含砾岩)—上部火山碎屑岩。下部火山碎屑岩和碳酸盐岩曾被划归于丹凤蛇绿岩的顶部, 而碎屑岩和上部火山碎屑岩则属刘岭群的底部, 其间被认为是平行不整合(肖思云等, 1988)。然而, 本次研究结果表明各沉积层间并无不整合存在, 均为连续沉积。通过野外大比例尺填图更进一步证明, 砾岩层在空间上为二个透镜体(图1)。决非大面广泛分布而具有底砾岩或磨拉石性质的沉积。

2 岩相分析和解释

黑河砾岩实际上是一种复成分砾岩,不同地区砾岩中各种成分的比例发生明显的变化。岩相的划分主要依据颗粒的支撑性,粒序类型以及砾石成分等。重力流的分类及术语主要按照 D. R. Lowe(1982)的方案。

2.1 基质支撑无粒序砾岩(F_1)

此相内部混杂,不显层理和粒序(图版 1-1,图 2)。砾石一般占 20~40%,大小为 2~30cm。基质为细砂和粉砂质,局部含泥质成分。砾岩层厚 1~5m,底部平坦,不具侵蚀性,少数砾石突出于顶面之上。上述特征表明此相是典型的碎屑流沉积,并且由于基质由细砂、粉砂和泥质物质组成,所以是一种内聚性碎屑流(Cohesive debris flow)沉积(Lowe, 1982)。砾岩厚度 BTh)与其中所含最大砾石的粒径(MPS)之比通常大于 10,即 $BTh/MPS > 10$,这表明当时沉积发生在水下(Nemec and Steel, 1984)。

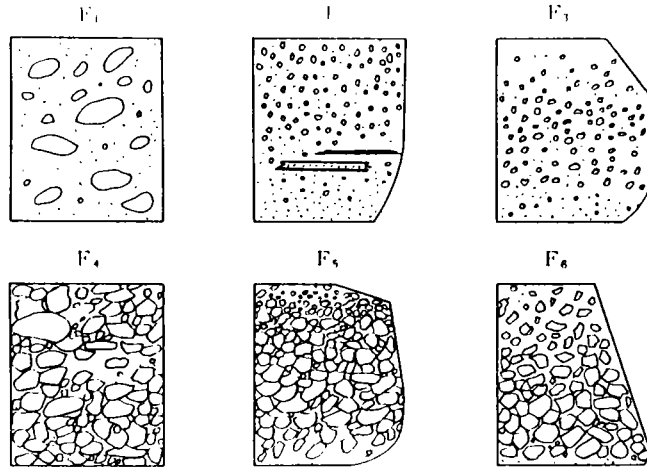


图 2 六种基本砾岩相

F_1 -基质支撑无粒序砾岩; F_2 -基质支撑逆粒序砾岩; F_3 -基质支撑逆-正粒序砾岩;
 F_4 -颗粒支撑无粒序砾岩; F_5 -颗粒支撑逆-正粒序砾岩; F_6 -颗粒支撑正粒序砾岩

Fig. 2 Six basic conglomerate facies

F_1 -matrix-supported massive conglomerate; F_2 -matrix-supported inversely-graded conglomerate; F_3 -matrix-supported inversely-to-normally graded conglomerate; F_4 -clast-supported massive conglomerate; F_5 -clast-supported inversely-to-normally graded conglomerate; F_6 -clast-supported normally graded conglomerate

2.2 基质支撑逆粒序砾岩(F_2)

此相厚 0.4~2m,具明显逆粒序。砾石大小为 0.4~1.5cm,含量 50~70%,成分为石英、碳酸盐岩和火山凝灰岩等。基质为粉砂岩和细砂。砾岩层内含撕裂细粒浊积岩碎片(图版 1-2,图 2)。砾岩下普遍出现一层 20~40cm 厚的砂岩,其成分和砾岩基质基本相同,并且内部发育低角度交错层和平行层理。砾岩中细粒浊积岩撕裂板片平行于层面产出的现象指示当时流动为层流(Fisher, 1971)。颗粒流能很好地解释砾岩之中所出现的层流特征以及逆粒序的发育,但是一般真正的颗粒流沉积最大厚度仅 5cm±(Lowe, 1976),而所观察到的

砾岩单层厚度却为 0.4~2m。所以,这套砾岩实际上是一种由密度调节的颗粒流(density-modified grainflow)形成的(Lowe,1976)。这种流动介于真正颗粒流与内聚性碎屑流之间,可形成远大于 5cm 厚的逆粒序和逆粒序一块状无粘性砾岩层。砾岩中浊积岩碎片的出现指示早期的流动具有一定的侵蚀能力,但在后期发生了重力流转换(gravity flow transformation)(Fisher,1983),演变为层流。流动转换造成上部快速低密度浊流首先在前方沉积,形成发育低角度交错层和平行层理的砂岩层。上述沉积现象也是水下重力流的一个显著特点(Nemec and Steel,1984)。

2.3 基质支撑逆—正粒序砾岩(F₃)

逆—正粒序的发育是此相的主要特征(图 2),但逆、正粒序在不同的单层中所占的厚度比例不相同,甚至在同一层侧向上也有所变化。砾石成分为石英质和细粒杂砂岩,基质为粉砂质。单层中基质含量有明显向上增加的趋势。逆粒序的出现说明颗粒分散压力在沉积过程中起很大作用,并且是由于流动底部牵引毯(traction carpet)发生摩擦凝结而形成(Lowe,1982)。正粒序显然是由悬浮沉降而导致。无论逆粒序还是正粒序都为粗尾型,说明流动过程中颗粒并未发生明显的分选和分离作用,从而造成此相基质支撑的特点。基质向上增加是水下重力流的一个重要特点。实际上,F₃是由砾质高密度浊流形成的(Lowe,1982)。

2.4 颗粒支撑无粒序砾岩

此相总的特征为块状复成分砾岩。据砾石和基质成分以及各不同成分所占比例的差异,此相可进一步划分为二个亚相,即 F_{4a}(图版 I-3)和 F_{4b}(图版 I-4)。两个亚相所含同成分砾石为花岗岩,但 F_{4a}中以含大量火山碎屑岩砾和辉长岩为特征,碳酸盐岩砾少见。F_{4b}砾石以杂砂岩和碳酸盐岩为主,花岗岩砾石仅为 10~15%,且磨圆度远高于 F_{4a}中同成分砾岩(图版 I-3)。此相表现为块状、分选差、缺乏层理和粒序,部分大砾石突出于层面,而且底部无侵蚀现象,所以属碎屑流沉积。砾岩中某些基质支撑的“核”正是当时碎屑流的硬塞(rigid plug),反映一种塞式流动(plug flow)(Johnson,1970),从而导致此相呈不具粒序和层理的块状结构。F_{4b}中花岗质砾具极好的磨圆度说明其显然经历了多旋回搬运。F_{4a}和 F_{4b}砾石成分之间的差异与物源、搬运距离以及构造—沉积环境等因素有关。

2.5 颗粒支撑逆—正粒序砾岩(F₅)

此相成分与 F_{4a}基本相同。它虽总体呈颗粒支撑,但底部逆粒序段常表现为基质支撑。逆粒序向上通过中部块状段逐渐变为正粒序(图 2),并伴随着砾石含量的变化。逆粒序段砾石一般 50~60%,然后为 80~90%,向顶部又渐变为 70%±。砾岩层底界模糊,与下伏层似为过渡性质。砾岩底部逆粒序很难用分散压力来解释。因为它表现为基质支撑。沉积物同化作用(sediment assimilation)也许是这种基质支撑逆粒序产生的机制(Naylor,1980)。顶部正粒序的形成可能与二种作用有关。第一种原因是由于碎屑流顶部所受剪应变要比中部大,从而顶部强度相对降低,促使大颗粒发生沉降,形成正粒序(Hampton,1975)。第二种原因是碎屑流顶部在发展过程中被不断稀释,流动不稳定性增加,从而使颗粒呈悬浮状态(Hampton,1972)。当流速减小时便沉积产生正粒序。此相与砾质高密度浊流(F₆)共生,这表明它应为一套水下碎屑沉积。

2.6 颗粒支撑正粒序砾岩(F₆)

此相厚 20~150cm,显示正粒序。单层中基质向上逐渐增多,并逐渐过渡为砂岩(图版 I-5)。此相底部为侵蚀面,内部具清楚的正粒序,说明是由砾质高密度浊流形成(Lowe,

1982)。与碎屑流不同,浊流具强的侵蚀性,并且由于其紊流性使物质呈悬浮状态,从而使砾岩发育上述沉积特征。

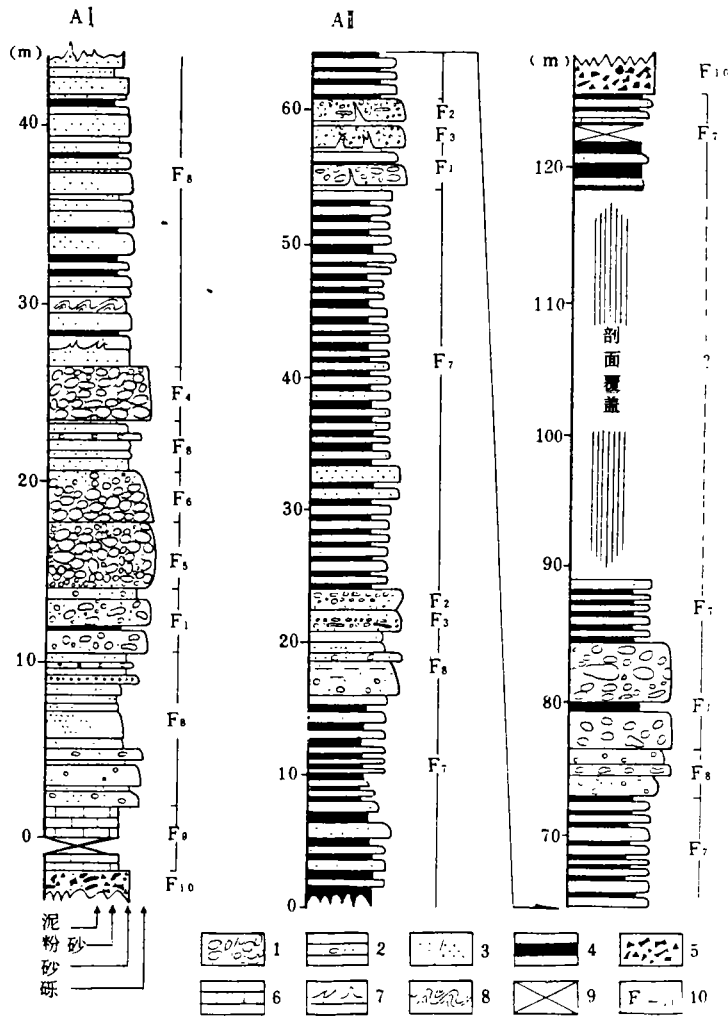


图 3 研究区显示二个不同相组合的实测剖面

A I — 组合 I 的基本相序,主要由颗粒支撑的砾岩、基质支撑无粒序砾岩和砂岩组成,并覆于碳酸盐岩之上。 A II — 组合 II 的基本相序,主要由基质支撑砾岩组成。砾岩段与细—中粒浊积岩段交替发育。 1—基质支撑和颗粒支撑砾岩;2—含砾砂岩;3—细/粗粒砂岩;4—泥岩/粉砂岩;5—火山碎屑岩;6—碳酸盐岩;7—火焰构造;8—小型滑塌;9—剖面省略段;10—岩相符号;F₁—F₁₀的含意请参看图 2 和文中解释。

Fig. 3 Two measured sections showing two distinct facies associations in study area

A I — basic facies sequence of association I, mainly consisting of clast-supported conglomerates, matrix-supported massive conglomerates and sandstone resting on carbonate rocks. A II — basic facies sequence of association II, mainly consisting of matrix-supported conglomerate. Conglomerate beds clearly alternate with turbidites in the section. 1 — matrix- and clast-supported conglomerates; 2 — gravelly sandstone; 3 — fine- to — medium grained sandstone; 4 — mudstone/siltstone; 5 — pyroclastic rocks; 6 — carbonate rocks; 7 — flame structure; 8 — small-scale slump; 9 — omitted interval of section; 10 — facies symbols. Refer to figure 2 for meanings of F₁—F₁₀ and see context for detailed explanation

与上述砾岩相紧密共生的还有以下主要岩相:互层泥岩/粉砂岩/细砂岩(F_7)—低密度细粒浊积岩;砂岩(F_8)—近源浊积岩;碳酸盐岩(F_9)—浅水碳酸盐;火山碎屑岩(F_{10})—陆上和水上火山碎屑流沉积。

3 岩相组合与环境

砾岩沉积体在研究区主要分布在两个地区,彼此之间并不相连(图1)。它们实际上也是由两种不同岩相组合而构成。

3.1 岩相组合 I (A I)

此组合构成了砾岩沉积体 I,主要由颗粒支撑的砾岩(F_4 、 F_5 、 F_6)和少量 F_1 组成(图3A I)。各相之间为连续过渡,无不整合面。砾岩沉积体侧向尖灭,呈典型透镜状几何形态。岩相分析结果表明,砾岩主要由水下碎屑流和由其发展而来的砾质高密度浊流沉积而成。砾石和基质中含大量火山物质,并与凝灰质砂岩共生。因此,当时碎屑流应是一种火山泥流(Lahar)。真正火山泥流一般沉积厚度大,而此组合中砾岩层厚度却比较小,且非火山物质也占相当比例。所以,它是一种与火山喷发有关,但处于真正火山泥流与一般碎屑流之间的过渡类型。砾岩覆于碳酸盐岩之上,但基本不含碳酸盐岩砾,与其共生砂岩多为近源浊积岩和 S_2 及 S_3 型砂岩(Lowe, 1982),同时还伴随有软沉积物变形,小型滑塌和沙火山(图版6)等。因此,此套砾岩体应是由陆上火山泥流经短距离运移后,直接泻入浅水环境中快速沉积而成,构成一个小型浅水裙状沉积体。

3.2 岩相组合 II (A II)

此组合构成了砾岩沉积体 II,主要由基质支撑砾岩(F_1 、 F_2 、 F_3)和一些 F_{10} 组成,并与 F_7 交互产出(图3, A II)。A II 与 A I 中的砾岩有以下明显差异:A II 中砾岩含大量碳酸盐岩砾石、花岗质砾磨圆度明显增加、砾石粒度减小、基质支撑结构和与远端浊积岩共生。岩相分析表明,A II 砾岩是由水下碎屑流、砾质高密度浊流和由密度调节的颗粒流沉积而成。它们与细粒浊积岩共生反映沉积作用发生在深水环境。大量碳酸盐岩砾的出现说明当时重力流已切蚀下伏碳酸盐岩层。花岗岩砾在磨圆度明显增加和粒度普遍减小的事实指示流动搬运距离远,砾石经历了不断磨蚀和分选。砾岩与相伴浊积岩在剖面上交替出现,并呈透镜体产出,构成一明显的深水裙状沉积体。

4 构造—沉积环境发展

区域地质构造和岩相,相组合分析证明,砾岩沉积体发育在活动构造背景之下。北侧为丹凤岛弧蛇绿岩,并成为砾岩的主要物源供给区。另外,考虑到砾岩与火山碎屑岩和浊积岩共生,所以当时沉积作用应发生在与北侧岛弧同期的弧前盆地之中。

弧前盆地沉积序列一般表现为由深水到浅水的变化趋势,但这种趋势由于弧前区构造发展的差异和处于弧前不同位置而变化(Dickinson and Seely, 1979)。在砾岩沉积体 I 区(图1),总相序表现为下部陆地火山碎屑岩—浅水碳酸盐岩—砾岩和近源浊积岩,显然指示一种

由陆地到浅水,然后继续向深水的环境变化。这种情况反映当时沉积部位紧靠火山岛弧,下部火山碎屑岩代表岛弧最前堆积。岛弧发展过程中,其前翼与弧前盆地相过渡的部位常发育陡倾的正断层(Karig,1975)。因此,随着断裂发育,火山碎屑岩堆积体将不断沉降,并首先导致浅水环境的形成。在火山间隙期和外来陆源很少加入的情况下,演变成为一种不稳定的碳酸盐台地。随沉降进一步加剧,将逐渐发展为相对深水的盆地,发育近源浊积岩。砾岩沉积发生在浅水碳酸盐岩与深水浊积岩过渡的部位,但主要与火山喷发而产生的火山泥流有关。在砾岩沉积体 I 区(图 1),基本相序为细粒浊积岩—浊积岩/砾岩—上部火山碎屑岩。整体表现一种深水远端沉积。这套沉积应相当于弧前盆地中部层序的下段,而上段沉积则位于研究区的南部。

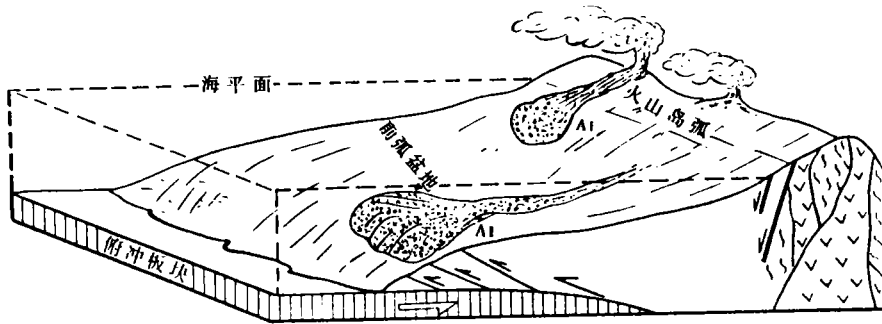


图 4 黑河地区砾岩沉积模式

砾岩组合 I 发生在近源环境,由火山泥流泻入水中而产生;砾岩组合 II 则沉积在深水远端环境。它们皆发生在弧前盆地之中。火山岛弧和同期弧前盆地沉积的发展都直接受板块俯冲的控制。

A I—砾岩组合 I; A II—砾岩组合 II

Fig. 4 Model for depositional processes of Heihe conglomerates

Association I was proximal and deposited from lahar which rushed down into water from near volcano, while association II represented distal deep-water deposits. Conglomerate sedimentation took place in a fore arc basin, which, together with coeval volcanic arc, was directly controlled by plate subduction. A I—association I; A II—association II

砾岩沉积一方面与火山喷发有关,另一方面也与构造作用所导致的局部海平面下降有关。火山作用显然是导致砾岩沉积体 I 形成的主要原因,但砾岩沉积体 II 在很大程度上受构造性海平面下降的控制。海平面相对下降可使大面积地层出露并遭受剥蚀,促使浅水区沉积物发生再次搬运、进入深水环境。砾岩沉积体 II 中的数次砾岩层代表了几次快速局部性海平面下降,从而造成强烈的碎屑流和高密度浊流的发生。碳酸盐砾石的出现是北边碳酸盐台地相对抬升而受切蚀的结果,或由于构造作用影响,碳酸盐台地发生塌落而造成的。

对黑河砾岩详细的岩相和相组合分析结果显示,它们决非一套磨拉石或底砾岩沉积,而是与板块俯冲相关的两个发生在弧前盆地不同部位的小型沉积裙(图 4)。实际上,在区域同一构造—沉积背景下,即在商丹带丹凤岛弧蛇绿岩的南侧,这种小型裙状粗粒沉积体非常普遍。商丹带内广泛发育这类小型或不成熟的重力流粗粒沉积体更说明当时是一种活动性大

陆边缘,并反映出一种线状物源供给(Linear source),这与被动大陆边缘所发育的由主要单一河流所控制的大型水下扇体形成了明显的对比。总之,丹凤岛弧蛇绿岩与同期弧前盆地内的小型粗粒裙状沉积体共同代表了古生代时期由秦岭板块俯冲而导致的活动大陆边缘的发展。

参 考 文 献

- [1] 肖思云,张维吉,宋子季,1988,北秦岭变质地层,西安:西安交通大学出版社。
- [2] 于在平,孙勇,张成立,Altenberger,U.,1981,秦岭商丹缝合带变质砂岩地球化学特及构造环境探讨,地质论评,37(6):492~507。
- [3] 张国伟,1991,试论秦岭造山带岩石圈构造演化基本特征,西北大学学报,21(2):77~87。
- [4] Dickinson, W. R. and Seely/y,D. R., 1979, Structure and stratigraphy of fore—arc regions, Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., V. 63,p. 2~31.
- [5] Fisher,R. V., 1971,Features of coarse—grained, high—concentration fluids and their deposits. J. Sediment. Petrol., V. 41,p. 916~927.
- [6] Fisher,R. V., 1983,Flow transformations in sediment gravity flow. Geology, V. 11,p. 273~274.
- [7] Hampton, M. A., 1972, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. J. Sediment. Petrol. V. 42, p. 775~739.
- [8] Hampton, M. A., 1975, Competence of fine—grained debris flows. J. Sediment. Petrol., V. 45, p. 834~844.
- [9] Johnson, A. M., 1970, Physical processes in geology. Freeman, Cooper and Co., San Francisco.
- [10] Karig, D. E. and Sharman, G. F., 1975, Subduction and accretion in trenches, Geol. Soc. Am. Bull., V. 86, p. 377~389.
- [11] Lowe, D. R., 1976, Grain flow and grain flow deposits, J. Sediment. Petrol. V. 46, P. 188~199.
- [12] Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flow: I. Depositional models with special references to the deposit of high—density turbidity currents. J. Sediment. Petrol., V. 52, p. 279~297.
- [13] Naylor, M. A., 1980, The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits—a review. J. Sediment. Petrol., V. 50, p. 1111~1116.
- [14] Nemec, W. and Steel, R. J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass—flow deposits, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 10, p. 1~31.

Conglomerate Sedimentation and its Tectonic Implication, Heihe Area Within Shangdan Zone of the Qinling

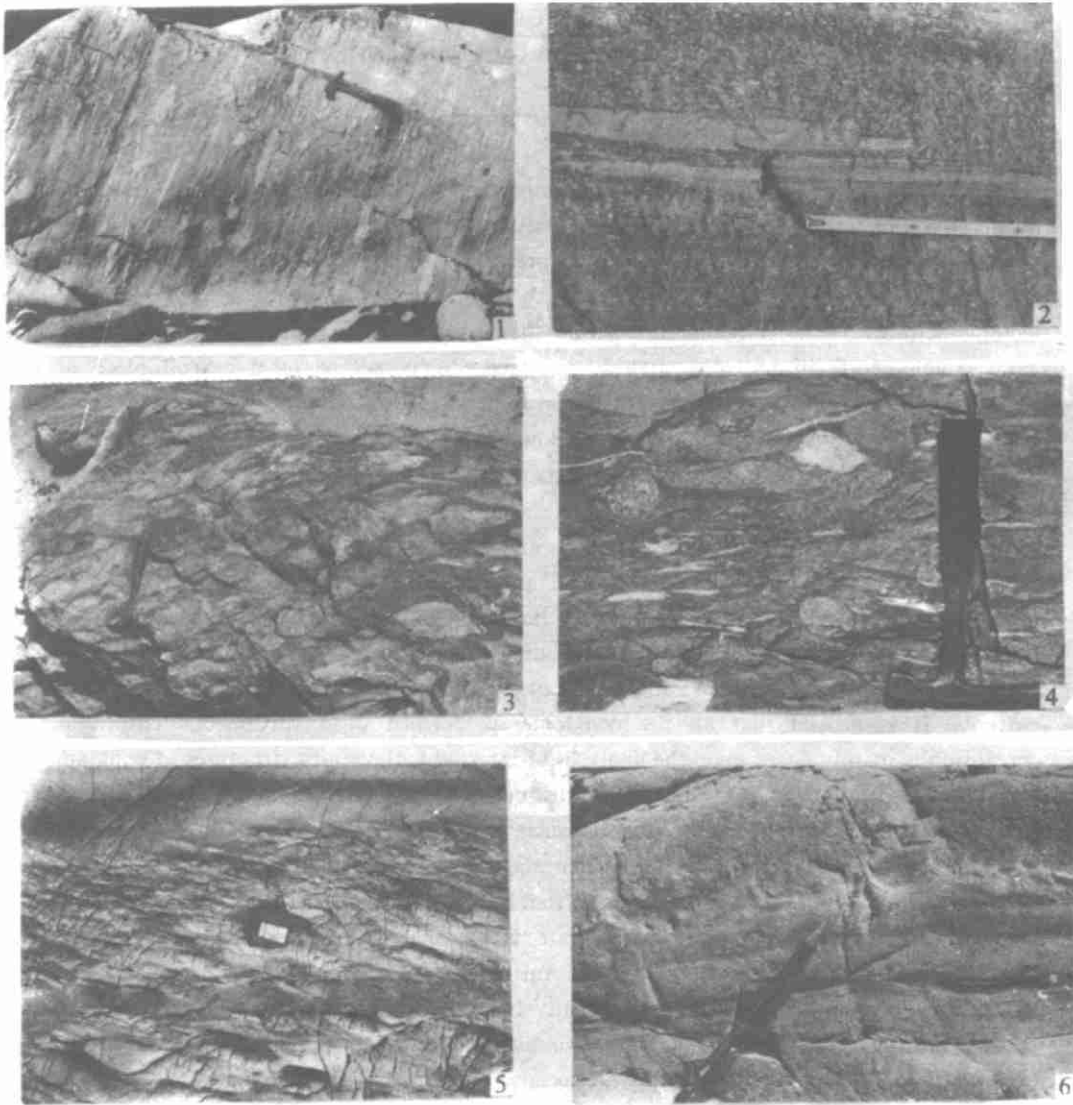
Meng Qingren Xue Feng Zhang Guowei
(Northwest University, Xi'an)

Abstract

The Shangdan fault zone is the most important tectonic boundary within the Qinling orogen during the Phanerozoic. A large volume of sedimentary rocks, which formed in the subduction process of north and south Qinling plates, is preserved in the zone. Conglomerate is the facies which is believed to be closely related to orogenesis. Different sorts of conglomerate are produced in distinct tectonic settings. Heihe conglomerate within the Shangdan zone was considered to be Mollasse of basal conglomerate in previous studies, and accordingly served as a crucial piece of evidence supporting the inference that the Qinlin orogenic belt was built during the Caledonian period. However, this study shows that Heihe conglomerates is actually fore-arc deposits in the process of plate subduction and can not be interpreted as product resulting from plate collision.

Heihe conglomerate can be divided into six different facies and two distinct facies associations. Most facies were deposited from debris flows and density-modified grainflows, and conglomeratic beds show clear evidence of laminar flow. The others represent gravelly high-density turbidites. Grading is well developed in conglomerate beds, including inverse, inverse-to-normal, and normal, but structureless or massive beds are also common. Some of gravity flows probably underwent flow transformation, for instance, certain debris flows might originate from turbidity currents. It is proved that all the conglomerate formed in a subaqueous environments. This conclusion is mainly based upon the analyses of internal sedimentary structures of conglomerates and their close association with turbidites. Two distinct facies associations actually build two independent conglomerate lenticular bodies in space. Association I consists predominantly of clast-supported conglomerate with abundant are derived materials, and pyroclastic rocks are clearly coexisting. It is believed that Association I was deposited from lahar which flowed from volcanic island to a fore-arc basin. Matrix-supported conglomerate is characteristic of Association II and obviously interlayered with fine to medium grained turbidites. Especially, the two associations occurred separately, indicating that they were typically two independent subaqueous apron deposit. Different factors controlled the development of the two distinct aprons. Volcanic eruptions were the main cause of initiation of lahar which produced Association I, while faulting triggered the occurrence of submarine gravity flows which brought about formation of Association II.

A direct relationship exists between sedimentation of conglomerate and co-existing lithofacies and evolution of Danfeng ophiolites. Sedimentary sequence conformably overlies volcanic rocks of southern arcflank of the inferred arc and is approximately concurrent with arc development. Conglomerate, together with other lithofacies, was evidently fore-arc basin fills and resulted from coeval subduction tectonism. The two associations occurred in different parts of basin and therefore possessed distinct facies sequences. Heihe area was marked by occurrence of small-scale apron deposits instead of well-developed large-scale submarine fans, reflecting an unstable tectonic sedimentary environment at that time.



图版1 基质支撑无粒序砾岩(F_1),表现为块状,砾石杂乱地分散于基质之中。图版2 基质支撑逆粒序细砾岩(F_2),撕裂浊积岩碎片平行于岩层底面产出。图版3 颗粒支撑无粒序砾岩(F_{3a}),表现为明显的块状,并且局部出现基质富集现象。图版4 颗粒支撑无粒序砾岩(F_{3b}),花岗岩砾石具极好的磨圆度和球度,杂砂岩和碳酸盐岩砾石发生明显构造变形,呈各种扁透镜体形态。图版5 颗粒支撑正粒序砾岩,砾石虽都已变形,但粒序仍十分清楚。注意基质向上逐渐增高,并最终过渡为砂岩。图版6 砂岩相内的火焰构造