

陕西山阳地区上泥盆统桐峪寺组 重力流沉积^①

梁金哲 李文厚

(西北大学地质系)

近二十年来,对沉积物重力流及其沉积物的研究已引起国内外沉积学界的广泛重视,无论在理论研究还是在实际应用方面,均取得了不少成功的经验,著述甚多。1987年以来,笔者对秦岭造山带中的刘岭群进行了详细的观察研究,首次在上泥盆统桐峪寺组发现一套以颗流、浊流为特征的重力流沉积组合。这一发现对整个刘岭群的沉积环境与沉积相研究具有重要意义,为秦岭造山带的形成与演化及大地构造格局研究提供了有力的沉积学依据。

一、区域地质背景

对秦岭造山带的形成与演化,目前尚有不同认识。任纪舜等(1980)认为,扬子造山旋回可能把扬子准地台、塔里木地台和华北准地台连成一体,构成一个巨大的中国地台;王鸿祯等(1982)提出,华北地台南侧和扬子地台北侧两个陆缘区经过长期演变,在印支期接合形成地壳对接带,其后进一步碰撞消减形成秦岭褶皱区。山阳—凤县断裂是分隔南北地层沉积类型的主要界限,其北侧的泥盆纪岩相带代表华北地台南部大陆边缘,以南的广大地区为扬子地台的北侧陆缘区;杨森楠(1985)、杨巍然(1987)持陆间裂谷观点,认为南、北两大板块在元古代晚期对接形成统一的陆壳基底,古生代裂谷开始裂陷,中三叠世再度接合;张国伟等(1988)、王清晨等(1989)认为秦岭带中部商丹断带是秦岭大陆造山带板块俯冲碰撞的主缝合带,其北侧为北秦岭古活动大陆边缘,南为南秦岭古被动大陆边缘。元古宙古秦岭裂谷系演化发展,到晚元古宙末期逐渐扩张出现古秦岭海洋,加里东期洋壳已开始向华北板块南缘俯冲,直到印支期才发生陆-陆碰撞造山作用,形成秦岭造山带,其后转入新的板内构造演化阶段。

研究区位于秦岭造山带商丹断裂与山阳—凤县断裂之间,为一套呈带状分布的浅变质岩系(图1)。赵亚曾和黄汲清(1931)曾将之命名为“柞水系”,归属震旦—奥陶系。1959年1:20万商南幅把这套地层分为刘岭、卢院沟及太吉河三个组,归属下元古界。其后,逐步确立为中、上泥盆统地层,命名为“刘岭群”。本群古生物化石缺乏,仅在少数层位中含腕足类、珊瑚和海百合茎,此外还发现一些遗迹化石。岩性以浅变质的碎屑岩、泥页岩为

① 本文为国家自然科学基金资助项目。

主, 夹少量碳酸盐岩, 沉积厚度很大。

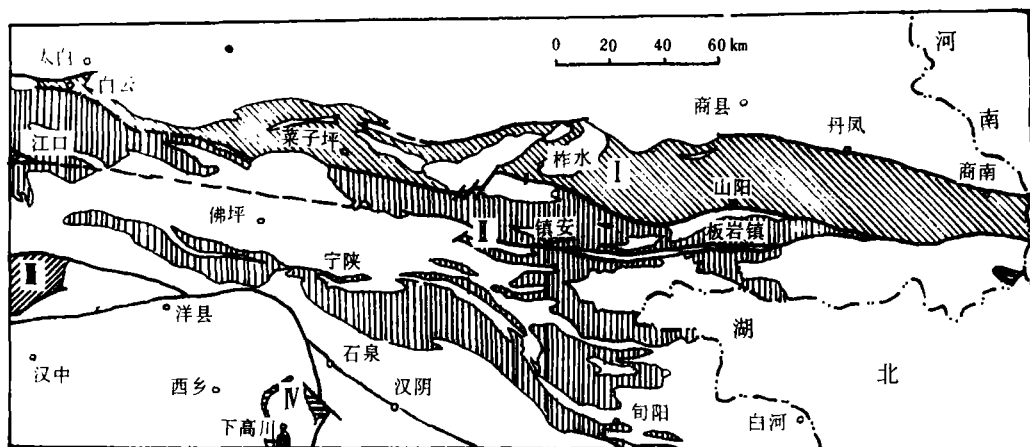


图1 陕西境内刘岭群分布位置略图

I-白云—柞水小区 II-凤县—旬阳小区 III-略阳小区 IV-下高川小区

Fig. 1 Sketch map showing the location of the Liuling Group in Shanxi Province

I=Baiyun—Zhazhui subregion; II=Fengxian—Xunyang subregion; III=Lüeyang subregion; IV=Xiagaochuan subregion

刘岭群地层在山阳地区出露比较完整, 从下到上依次为: 中泥盆统牛耳川组、池沟组、青石垭组, 上泥盆统下东沟组、桐峪寺组。现将各组简要介绍如下:

牛耳川组主要为一套碎屑岩、泥质岩夹少量碳酸盐岩的沉积, 该组发育平行层理、水平纹理、浪成砂纹层理、小型交错层理、压扁层理和透镜状层理等, 表明本组形成于浅水陆棚环境, 并在局部地区可能存在潮坪环境。

池沟组也是一套碎屑岩、泥质岩夹碳酸盐岩的沉积。其下部富砂质, 上部富泥质及灰质。本组可见平行层理、水平纹理、浪成砂纹层理、小型交错层理和波痕等, 故仍属浅水陆棚环境。

青石垭组是一套细碎屑岩、泥质岩夹碳酸盐岩沉积, 具小型斜层理、波痕、水平纹理等。笔者在二峪河剖面青石垭组下部发现一套典型的风暴沉积组合, 具特征的贝壳滞积层和粒序层、侵蚀突变的底面、平行纹理、浪成砂纹交错层理和浪成上攀砂纹层理、丘状交错层理, 也有特征的遗迹化石、生物逃逸潜穴和渗滤结构, 其沉积序列与 T. 艾格内尔 (1982) 建立的理想序列很相似。底部主要发育近源风暴岩, 向上则发育远源风暴岩, 水体逐渐变深, 演化成深水陆棚环境, 估计水深可达几十米到百米以上, 甚至更深。

下东沟组发育一套以泥质岩为主夹少量细碎屑岩和碳酸盐岩的沉积, 并可见水平纹理及砂纹交错层理, 水体进一步变深。该组厚度虽然不大, 但从上而下岩性逐步变细, 具明显沉积韵律, 是完整的海进序列。

本文重点讨论的桐峪寺组主要为细砂岩、粉砂岩和板岩互层夹少量灰岩的沉积, 与下伏下东沟组呈整合过渡关系, 顶部因断层出露不全, 厚度近 2000m。自下而上可分为五个岩性段: 第一段为褐灰色薄板状细砂岩夹灰色粉砂质板岩; 第二段为深灰色千枚岩夹少量褐灰色纹层状粉砂岩; 第三段为褐灰色薄—中层状细砂岩及粉砂岩; 第四段为灰色纹层状粉砂岩、薄层状细砂岩和深灰色纹层状板岩夹灰色中—厚层状砾岩、含砾粗砂岩、粗砂岩及中砂岩; 第五段为深灰色纹层状板岩夹少量褐灰色薄层状粉砂岩。笔者认为桐峪寺组主要

是一套以颗粒流、浊流沉积为特征的重力流沉积,形成于陆坡—陆隆—盆地平原的半深海—深海环境。

二、重力流沉积特征

沉积物重力流(sediment gravity flows)是指水体底部沉积物与水体混合在一起,在重力作用下沿斜坡向下运动的高密度流体。G. V. Middleton 和 M. A. Hampton (1973、1976)根据碎屑支撑机理将沉积物重力流分为四类,即碎屑流(debris flows)、颗粒流(grain flows)、液(流)化流(liquefied or fluidized flows)和浊流(turbidity currents)。由它们形成的沉积类型分别是碎屑流沉积、颗粒流沉积、液(流)化流沉积和浊流沉积。但在实际存在的沉积物,这四种类型之间没有绝对界限,其形成机制可以一种为主,也可多种同时作用。本文试图用上述分类来讨论桐峪寺组的重力流沉积。

(一) 颗粒流沉积

桐峪寺组上部发育的厚层状砾岩、含砾粗砂岩和粗砂岩,与上、下层板岩具突变的顶底面,底面较平整,横向上呈透镜状,笔者初步认为属海底扇水道中的颗粒流沉积。目前大多数研究者认为,形成颗粒流的机理主要是没有凝聚力的颗粒与颗粒之间相互作用(互相碰撞或紧密靠近)所产生的分散应力阻止了颗粒从流动状态中沉积下来。

砾岩、含砾粗砂岩具明显正粒序、反粒序及反-正粒序,有的岩层则不显粒序。砾石成分以白色石英岩颗粒为主,约占砾石的 90%,其次为灰绿色、紫红色的燧石及少量板岩颗粒。砾径一般 1—5cm,部分为 0.3—0.5cm。砾石一般为磨圆较好的扁圆状或椭球状,也有的呈圆状,多呈叠瓦状排列。其单层厚度多在 0.6—2.0m,多层重复的含砾粗砂岩可达 3m 厚。厚层砾岩往往是颗粒支撑。

砾岩和含砾粗砂岩通常逐渐过渡,不能断然分开。正粒序层的特征是底部为砾岩,向上逐渐变为含砾粗砂岩。上部砾石颗粒数量减少,粒度变小,而且以砂岩为主,并出现隐约的平行层理。隐约平行层理的出现说明有牵引流作用的加入。值得注意的是正粒序中存在一种粗尾递变(coarse tail grading)的粒序层理,即岩石中只有较粗的颗粒才表现出正粒序递变,而砂质部分却比较均一,无递变或递变很不明显,这可能是由于快速堆积作用的结果。

反粒序层发育是桐峪寺组颗粒流沉积砾岩及含砾粗砂岩的主要特征之一。其形成主要是由于颗粒间相互作用产生的分散应力把较大的颗粒推向密度流体剪切应变率最小的顶部层位(Bagnold, 1954、1968),也有人认为是流体流动过程中动力筛选作用的结果。笔者认为快速堆积过程中形成的反粒序与流动过程中形成的反粒序似应有所不同,尚需进一步研究。

在具反-正粒序的砾岩及含砾粗砂岩中,一般反粒序段的厚度要小一些,通常在 20cm 左右,而上部的正粒序段相对要厚一些,可达 50cm 以上。这种构造反映了沉积物重力流由初期到末期经历了一个由弱—强—弱的变化过程,也可能是从高度浓集的碎屑和砂的分散体系中堆积下来的。

无粒序的块状砾岩及含砾粗砂岩层多以不显层理、分选不很好为特征,砾岩层中以颗粒支撑为主,显然是在快速堆积条件下形成的。

另外,在上述粗碎屑重力流沉积中,有时也夹一些薄层状的细砂岩、粉砂岩、粉砂质板岩及板岩等细碎屑沉积,可用鲍马序列的C、D或C、D、E段来描述,或只发育其中的某一段。笔者认为它们代表一种海底扇水道间的天然堤沉积物。

粗砂岩相在野外与砾岩及含砾粗砂岩相较易区分,多半为无粒序的块状层,有时其中也可含一些星散分布的小砾石颗粒。粗砂岩单层厚度20—60cm,但多层叠复在一起可达2m以上,一般没有板岩或砂质板岩夹层,鲍马序列在此不适用。与砾岩及含砾粗砂岩相比,这种块状粗砂岩分选要好得多。无疑它们也是快速堆积作用的结果。有时隐约见到一些中—大型交错层理,说明在流动过程中有牵引流改造作用参加。粗砂岩相中一般见不到垂直泄水管和磷状构造,表明在粗砂岩形成过程中孔隙水上逸力很弱,而主要应是颗粒之间相互碰撞或靠近产生的分散应力的作用。

(二) 浊流沉积

桐峪寺组浊流沉积的分布较颗粒流沉积广泛得多。沿斜坡向下,随着颗粒流中粗碎屑的沉积和湍流作用的增加,颗粒流逐渐演变成浊流,从而产生浊流沉积。本组的浊流沉积以一大套巨厚的中—薄层状砂岩与板岩、粉砂质板岩成韵律互层为主要特征(图2)。这套沉积组合侧向上延伸很远,单层相当稳定。砂岩多为细粒石英砂岩及粉砂岩,具清晰突变的底面和渐变的顶面。底面槽模构造很特征(图3),呈规则拉长的舌状,长9—25mm,宽3—8mm,高2—4mm。浊积岩层中还发育良好的粒序层理、平行层理和砂纹交错层理,少数层不显层理,生物化石罕见。

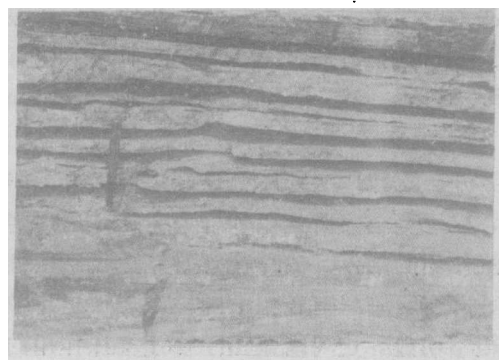


图2 砂岩、粉砂岩与板岩呈韵律互层,
桐峪寺组, 陕西山阳

Fig. 2 Rhythmically bedded sandstones, siltstones and
slates in the Tongyusi Formation, Shanyang, Shanxi



图3. 槽模, 桐峪寺组, 陕西山阳

Fig. 3 Flute casts on the sole of fine-grained sand-
stones in the Tongyusi Formation, Shanyang,
Shanxi

桐峪寺组的浊积岩序列常发育以下五个层段(图4):粒序层段A,由递变的砂岩、少量粉砂岩,有时不显粒序,具侵蚀冲刷底面,其粒序度曲线为一低缓圆滑的弧线,厚度约为2.4cm;平行层理段B,由细粒石英砂岩及粉砂岩组成,厚度约为1.6cm;砂纹交错层理段C,主要由粉砂岩组成,厚度约为3cm;上部平行纹层段D,主要是泥质粉砂岩、粉砂质板岩,厚度约为2cm;板岩段E,厚度2—30cm不等。其形成之水动力可用E. K. Walton (1967)的解释说明。

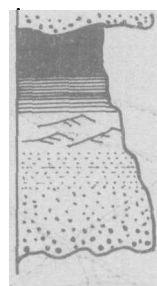
完整的鲍马序列在剖面上出现的频度颇低,经野外统计在5%以下。桐峪寺组浊积岩多为不完整鲍马序列,主要有A、B; B、C、D、E; B、E; C、D、E; D、E和少量A、E、C、

E 等。正是这些结构类型在剖面上频繁出现,构成了巨厚的复理石层。有 A、B 段出现,说明浊流能量较高,而且有较强的侵蚀能力;随着浊流能量的衰减,浊积层则从 C 段开始发育;浊流进一步向海推进,形成的浊积层就只有 D 或 D、E 段。个别层段的缺失与下一次浊流的侵蚀破坏及底流改造作用有关。A、E 序列很特殊,虽然数量很少,但可在剖面中随机出现,可能是一种突发性高能事件的产物。

(三) 碎屑流沉积

桐峪寺组下部夹有一层厚度不大,横向上呈透镜状的角砾岩层,在大西沟厚 60cm,西侧不远增加到 2m 厚,随后又逐渐尖灭,东侧于山阳—商县公路消失。这

层角砾岩与前述颗粒流沉积砾岩及含砾粗砂岩有明显的差异。其砾石含量可达 70% 以上,砾石成熟度低,磨圆度、分选性均较差,一般呈棱角一次棱角状,只有少量石英岩颗粒磨圆较好。砾石大小一般 3—5cm,最大可达 5×15 (cm)。砾石成分复杂,主要有褐红色粉砂岩、细砂岩,灰绿色板岩及少量灰岩、石英岩颗粒。填隙物为砂泥质,以基质支撑为主。砾岩层底面可见滑动和冲刷的剪切标志,为块状构造,无定向排列,无粒序。由此可见,它是一种海底扇供应水道中的碎屑流沉积。



E 2.0—3.0 cm
D 2.0 cm
C 3.0 cm
B 1.6 cm
A 2.4 cm

图 4 桐峪寺组浊积岩沉积序列

Fig. 4 Sedimentary sequence of turbidites in the Tongyusi Formation

三、海底扇模式及古斜坡方向

山阳地区中、上泥盆统的巨厚沉积在整体上显示海进序列。从中泥盆世到晚泥盆世,海侵不断扩展。桐峪寺组沉积时业已变成陆坡—陆隆—盆地平原的半深海—深海环境。陆棚及陆坡地带往往形成一些海底峡谷。经过这些通道,滨浅海地带的疏松沉积物在重力的作用下不断被沉积物重力流带到深水环境,从而形成海底扇沉积。桐峪寺组重力流沉积即可用这种模式来解释(图 5)。Walker (1978) 将海底扇分为四部分,即供应水道(feeder channel)、上扇(upper fan)、中扇(middle fan)、下扇和盆地平原(lower fan and basin plain)。

桐峪寺组下部的碎屑流沉积角砾岩层,无疑是供应水道中的沉积物。但它与本文描述的颗粒流沉积和浊流沉积不属同一个扇,也不是同一个物源区。

砾岩和部分含砾粗砂岩相代表上扇水道沉积,水道深度一般在 0.6—1.6m 之间。其中夹有一些可用鲍马序列 C、D; C、D、E 来描述的细粒沉积物代表水道两侧的天然堤沉积。水道两旁阶地上的沉积物与水道沉积物不易区分。具正粒序、反粒序、反-正粒序及无粒序的砾岩,可能属于上扇水道上游的沉积,部分含砾粗砂岩及少量粗砂岩则可能属水道下游的沉积。

大部分具正粒序、正粒序—隐约具平行层理的含砾粗砂岩及块状的粗砂岩单层厚度一般较薄,多在 30—60cm,多层叠覆在一起可达 120—290cm,它们代表中扇内侧的辫状水道沉积。单层与单层之间通常见不到粉砂岩或板岩夹层,加之多层含砾粗砂岩、粗砂岩的反复叠置,故又称之为叠覆扇。这说明辫状水道区天然堤不发育,水道深度比上扇水道要浅,

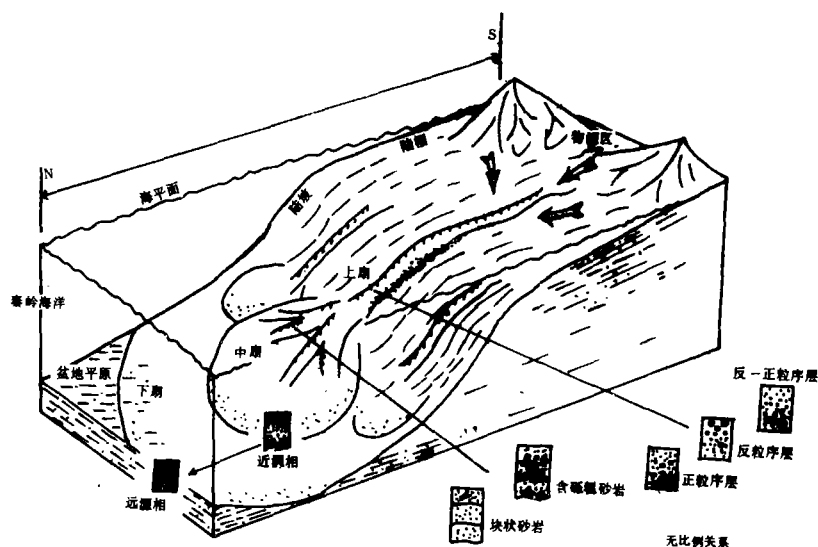


图5 桐峪寺组海底扇沉积模式

Fig. 5 Graphic model of a submarine fan in the Tongyusi Formation

在几十厘米以下，且在横向上不稳定，容易迁移。一些含砾粗砂岩上部出现隐约的平行层理，而粗砂岩中可见少量隐约的中—大型交错层理，表明中扇辫状水道中的沉积物重力流已具有牵引流性质。

具有粒序层段的近源浊积岩属中扇外侧无水道部分的沉积。这里的地形已较平坦，坡度变得很小。薄层的远源浊积岩则属于下扇和盆地平原沉积，发育鲍马序列的 B、C、D、E；B、E；C、D、E；C、E；D、E 等组合。此处形成的浊流沉积物与远洋沉积物呈韵律互层。

桐峪寺组的重力流沉积垂向上粒度逐渐变粗，岩层增厚，总体呈反旋回序列。经过同一物源供应、多次沉积物重力流的注入和逐渐沉积，海底扇在原来的基础上不断向海推进，导致了由盆地平原—下扇—中扇—上扇的向上变厚变粗的沉积序列的形成。局部向上变薄变细与水道的迁移和废弃有关。

笔者曾对砾岩、含砾粗砂岩中呈叠瓦状排列的砾石长轴倾向和倾角进行了测量统计，共获得 119 个数据，通过校正作出倾向玫瑰图。按照砾石长轴平行于重力流流向并倾向上游的原则，可知重力流从南西流向北东，其物源来自秦岭海洋南侧陆源区。重力流流向向东有一定偏移，可能与海底扇水道系统的局部偏转有关。因而，本区中晚泥盆世时古斜坡大致呈东西向伸展，并基本向北倾斜而非向南。

结 语

陕西山阳地区上泥盆统桐峪寺组主要是一套以浊流、颗粒流沉积为主的重力流沉积。其形成可用海底扇模式来解释，颗粒流沉积属于海底扇水道部分沉积，浊流沉积属于海底扇无水道部分及盆地平原沉积。它们在垂向上构成向上变粗变厚的扇进序列。

本区中、上泥盆世的沉积环境经历由浅水陆棚—深水陆棚—陆坡—陆隆—盆地平原的变迁，形成总体上海进式的沉积序列。

古流向分析结果表明古斜坡倾向北侧。

刘岭群地层是一套巨厚的复理石沉积,缺少同期的火山活动证据,沉积建造序列具逐渐向海深水化、大洋化的特点。中泥盆统青石砭组发育浅海陆棚区的风暴沉积;上泥盆统桐峪寺组发育半深海—深海的沉积物重力流沉积,而且颗粒流及浊流的矿物成熟度和结构成熟度均较高。浊积砂岩主要以石英砂岩为主,表明物源较远。这种建造类型表明它们是在相对稳定的构造背景下形成的,是一套典型的稳定大陆边缘沉积组合。因此,刘岭群沉积和山阳—凤县断裂以南的泥盆系地层同属扬子板块北侧相对稳定的古被动大陆边缘沉积。在海西—印支期构造演化阶段中,刘岭群随同扬子板块一起向华北板块俯冲,于印支期末发生了强烈的陆—陆碰撞造山作用,导致变形变质,成为秦岭造山带的重要组成部分。

参加工作的还有邵磊、林晋炎老师和赵德力等同学。野外工作承蒙孙勇副教授和周立法老师的热情帮助,笔者谨表谢意。

参 考 文 献

- 任纪舜等, 1980, 中国大地构造及其演化, 科学出版社。
- 王鸿祯等, 1982, 东秦岭古海城两侧大陆边缘区的构造发展, 地质学报, 第3期。
- 杨森楠, 1985, 秦岭古生代陆间裂谷系的演化, 地球科学, 10卷4期, 53—62页。
- 杨巍然, 1987, 东秦岭“开”“合”史, 地球科学, 12卷5期, 488—493页。
- 张国伟等, 1988, 秦岭造山带的形成及其演化, 西北大学出版社, 75—95页。
- 王清晨等, 1989, 秦岭的大地构造演化, 地质科学, 第2期, 129—141页。
- 权定汉等, 1987, 陕西秦巴地区泥盆系研究, 西安交通大学出版社, 1—6页。
- 刘宝琛等, 1987, 黔西南中三叠世陆棚—斜坡沉积特征, 沉积学报, 第5卷, 第2期。
- 周正国等, 1987, 秦岭山阳地区上泥盆统等深积岩的发现及其地质意义, 岩相古地理文集, 第3期, 地质出版社。
- Hein, F. J. and Walker, R. G., 1982, The Cambro-Ordovician Cap Enrage' Formation, Quebec, Canada; Conglomerate Deposits of a Braided Submarine Channel with Terraces. *Sedimentology*, 1982, Vol. 29, No. 3, pp. 309—330.
- Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1973, Sediment Gravity Flow; Mechanics of Flow and Deposition, in G. V. Middleton and A. H. Bouma, eds., *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, Anaheim; SEPM Pacific Sec. Short Course Notes, pp. 1—38.
- Walker, R. G., 1978, Deep Water Sandstone Facies and Ancient submarine Fans; Models for Exploration for stratigraphic Traps, AAPG, 1978, Vol. 62, No. 6, pp. 932—966.

GRAVITY-FLOW DEPOSITS IN THE UPPER DEVONIAN TONGYUSI FORMATION, SHANYANG, SHANXI

Liang Jinzhe

Li Wenhou

(Department of Geology, Northwest China University)

Abstract

The Liuling Group situated between the Shangdan fault and Shanyang—Fengxian fault in the Qinling orogenic belt represents a succession of EW-trending thick clastic rocks and claystones interbedded with carbonate rocks. The gravity-flow deposits dominated by the grain-flow deposits and turbidity-current deposits are well-developed in the middle and upper portions of the Upper Devonian Tongyusi Formation. The grain-flow deposits are composed of massive conglomerates, gravel-bearing coarse-grained sandstones and massive coarse-grained sandstones. The conglomerates and gravel-bearing coarse-grained sandstones tend to display normal grading, inverse grading and inverse-to-normal grading, and the pebbles from them to show imbricate arrangement. The turbidity-current deposits comprise a sequence of rhythmically bedded moderate- to thin-bedded sandstones, siltstones and slates. The sandstones and siltstones are characterized by sharp basal contacts and gradual top contacts, typical flute casts, graded bedding, parallel bedding and ripple cross-bedding. Individual beds are steady and may be traced for a long distance. The formation of the gravity-flow deposits can be explained by submarine fan models. Different types of the gravity-flow deposits may reflect the features of various parts of a submarine fan. The palaeocurrent data show that the regional palaeoslopes point to the north rather than to the south. Like the Devonian sediments south of the Shanyang—Fengxian fault, the typical continental margin sedimentary formations recognized in the Liuling Group are also interpreted as the northern ancient passive continental margin sediments of the Yangzi plate and then together with the Yangzi plate, subducted towards the North China plate during the Hercynian—Indosinian, and lastly at the end of the Indosinian, intense intercontinental collision orogenesis occurred. Thus the Liuling Group constitutes an important part of the Qinling continental orogenic belt.