卷(Volume)27,期(Number)2,总(SUM)97
页(Pages)132~142,2003,5(May, 2003)

大地构造与成矿学
Geotectonica et Metallogenia

宁夏中部牛首山地区构造特征及其地质意义

张进[1],马宗晋[1],任文军[2],雷永良[1]
(1. 北京大学地球与空间科学学院,北京 100871;2. 长庆油田地球物理勘探处,宁夏 吴忠 751104)

摘 要:宁夏中部牛首山地区的古生代地层发育了许多具有逆冲构造特征的的变形构造,断层相关褶皱非常发育。通过分析这些构造及其相互关系,恢复了该地区中奥陶统米钵山组的变形过程,表明该套地层经历了(1)岩层受到水平挤压,顺层缩短阶段,(2)褶皱变形阶段,(3)逆冲变形阶段等三个阶段;这些构造是逆冲推覆构造发育不同阶段的产物。牛首山以及宁夏南部的大、小罗山是古逆冲构造带的前缘部分,宁夏中南部地区在中奥陶世至泥盆纪是作为北祁连造山带北侧的弧后前陆盆地靠大陆一侧而存在随着该弧后盆地的关闭,牛首山前缘构造带形成。而现今的牛首山以及宁夏中南部的奥陶系很可能都是无根的。

关键词:牛首山;断层相关褶皱;劈理
中图分类号:P542;P551 文件标识码:A 文章编号:1001-1552(2003)02-0132-11

0 引 言

鄂尔多斯西缘及附近地区是一个长期活动的构造带,是我国内部一个特殊的构造部位,西北与阿拉善地块相连,西南与北祁连山造山带相邻,东面是长期稳定的鄂尔多斯地块。这个复杂的地区以其明显的地貌特征、陡变的地球物理场、强烈的地震活动性、特殊的构造样式、"多旋回"式的构造活动以及丰富的资源而受到了许多中外学者的注意(黄汲清,1992;李四光,1954;林畅松等,1995;刘少峰等,1997;邓起东等,1999;程裕淇等,1994;Li Sitian *et al.*, 1995;许靖华等,1998;Tian Zaiyi *et al.*, 1997;张抗,1989;霍福臣,1989;Liu Shaofeng,1998;Burchfiel *et al.*, 1989, 1991;Zhang Peizhen *et al.*, 1991;Molar *et al.*, 1975;Tapponiair *et al.*, 1976;李天斌,1999;张进等,2000)。而牛首山就位于该构造带中的宁夏中部地区,黄河从该山的西侧流过,并造就了著名的青铜峡(图1)。构成它的地层变形反映了宁夏中南部地区显生宙以来的多次构造作用的结果。然而针对牛首山构造研究的工作非常少,这影响到对该地区尤其是古生代构造运动的认识,与该山所处的重要构造位置以及良好的露头并不相称。本文针对该山内部所发育的构造做些初步的研究,试图找寻一些牛首山地区甚或宁夏中南部地区在早古生代时期的构造变形信息,了解中朝古板块西缘的演化过程和特点。

1 牛首山地区地层

牛首山处于中朝古板块的西缘,走廊过渡带的东北边缘,是华北地层区和祁连地层区的分界部位,长轴呈北北西向,北部山体倾没于银川新生代地堑之下,周围为下第三系不整合覆盖。中朝古板块西缘断裂:青铜峡-固原断裂从该山的东侧通过,该断裂在地表以及地球物理场中均有明显显示,目前也处在活动之中(杨锡元等,1988;国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组,1988;闵伟等,1994)。构成

收稿日期:2002-11-07;改回日期:2003-01-06
基金项目:本文受国家自然科学基金(编号:4983402)项目资助.
作者简介:张进(1973-),男,在站博士后,主要从事区域构造与盆地分析研究. Email: zhangjinem@sina.com

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

牛首山主体的地层是下古生界奥陶系，属于祁连地层区（图 1）。

牛首山出露的地层明显区别于华北地区同时代地层。是一种比较活动地区的沉积产物，过去的文献称为“冒地槽”沉积（张抗，1989）；而从板块构造的角度来看，该地区的下古生界曾被认为属于大陆边缘斜坡相沉积（林畅松等，1995）；许靖华等（1998）将这套地层称为“青铜峡复理石”。构成牛首山的地层比较单一，主要是中奥陶统米钵山组；在山的西侧和西南侧还发育有寒武系、泥盆系以及零星石炭系；而第三系则环绕山体分布（图 1）。

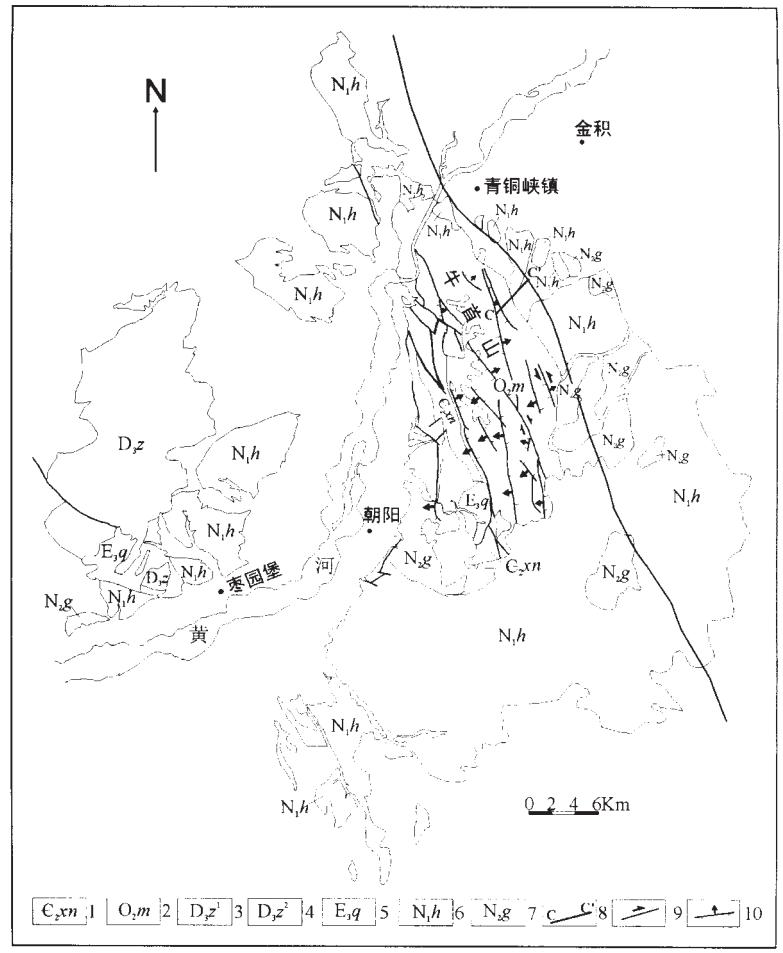


图 1　牛首山地区地质图（据中卫幅，吴忠幅[②]）

1 – 香山群; 2 – 米钵山组; 3 – 中宁组下段; 4 – 中宁组上段; 5 – 清水营组; 6 – 红柳沟组; 7 – 干河沟组; 8 – 剖面; 9 – 走滑断层; 10 – 逆断层

Fig. 1　Geological map for Niushoushan area

寒武系发育有中寒武统香山群，在该地区厚度大于 290 m。主要为黄绿色、灰绿色浅变质硬砂质长石石英砂岩、粉砂岩、板岩并夹砾岩、灰岩。砂岩中含有火山岩碎屑，属于深海类复理石建造。奥陶系仅发育中奥陶统米钵山组；米钵山组下部岩性主要为黄绿色中细粒砂岩、硬砂岩，夹黄绿色、灰绿色板岩。砂岩多呈中厚层状，由石英、长石和少量岩屑组成，分选好，但多呈棱角 – 次棱角状，属于深海相碎屑岩沉积。米钵山组在该地区总厚度可达 2000 m，总体特征是下部以细碎屑岩为主夹泥质岩，并发育众多波痕，表明沉积深度并不深；上部以泥质岩为主夹粗碎屑岩和碳酸岩，且碳酸岩由下往上有增多的趋势，多呈透镜体；在该段地层中，夹有数层约 50 m 厚的砾石层，分选很差，但有一定的磨圆度，砾石成分有灰岩、砂岩，在砾石周围可见到小的褶曲，部分砾石表现出曾经受过一定程度的剪切和挤压作用，出现了布丁构造。大部分地层都有不同程度的轻微变质；本组的岩性和岩相变化较大，为浅海至深海相沉积，具有复理石特征；在剖面上米钵山组显示向上变深的沉积环境，结合沉积碎屑物源分析，表明该地区米钵山组形成于非补偿性前陆盆地环境中（Sinclair，1997；Gupta Sanjeev *et al.*, 2000；张进，2002[①]）；牛首山北部以米钵山组下部为主，而南部以米钵山组上部为主。泥盆系仅分布于牛首山西侧南段石峡沟一带，下部以灰白色厚层石英砂岩和长石石英砂岩为主，属于辫状 – 曲流河相沉积和湖泊相沉积，上部以紫红色粉砂岩、砾岩为主，属于冲洪积相沉积。虽然有不同认识（张建新等，1997），但该套地层普遍认为属于磨拉石建造。是对北祁连加里东运动的沉积响应（张二朋，1998；冯益民等，1996；孙肇才，2000）。本区无中奥陶统米钵山组发育的地区香山群与中泥盆统石峡沟组直接不整合接触，在有米钵山组的地区多以断层接触。

此外在牛首山西侧还零星分布着一些石炭系和白垩系，而在该山的东侧则没有古生界和中生界的

① 张进. 2002. 陕甘宁地区古生代以来的构造及演化特征研究(博士学位论文). 北京:中国地震局地质研究所，1 – 10.

② 宁夏计委地质局. 1976. 区域地质调查报告(中卫幅 1:200000).
宁夏回族自治区地质矿产局. 1985. 区域地质调查报告(吴忠幅 1:200000).

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

出露。根据前人研究（林畅松等，1995；张抗，1989），牛首山在石炭纪－二叠纪早期时已不存在，当时的祁连海与华北海连通，整个华北地区处于滨海－浅海环境。二叠纪晚期，本地区才开始再次隆起。

2 牛首山的构造类型及其所反映的变形过程

牛首山地区中、小尺度的构造很发育，褶皱、劈理、断层以及脉体都非常普遍，有很鲜明的构造特点（宁夏回族自治区地质矿产厅，1990）。但目前对该地区古生界构造的研究并不很深入，而从地层学（林畅松等，1995；霍福臣等，1988）和新构造角度（国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988；闵伟等，1994）的研究则比较详细。

2.1 褶皱

近 20 多年来，随着对逆冲推覆构造的深入研究，人们已经逐渐认识到许多褶皱与断层之间有着非常密切的成生联系，一整套断层相关褶皱的理论已经逐步建立起来（Suppe，1983；Jamison W R，1987；Mitra，1990）。该理论认为，一部分褶皱的形成是断层活动的结果，是断层的派生构造。这样的褶皱包括断层转折褶皱、断层传播褶皱、断层限制褶皱以及滑脱褶皱等等（Suppe，1983、1985；Mitra，1990；Thorbjornsen K L *et al.*，1997），并认识到世界上大多数逆冲构造带中，这样性质的褶皱非常发育，因此这些褶皱可以看作逆冲构造带标志性的构造特征。笔者在牛首山地区工作时发现山的北段基本上是由各种级别的褶皱所构成，大部分褶皱属于断层相关褶皱。这些褶皱既有可填图规模的，也有许多小的伴生褶皱，在一些规模较大的褶皱核部往往出现“M”或“W”形次级褶皱，在这些褶皱中发育最多是尖棱褶皱，这是牛首山最鲜明的特点之一，这些尖棱褶皱在剖面上向下逐渐变成圆弧型褶皱，因此可以推测向下褶皱的曲率会逐渐变小甚至消失；这些尖棱褶皱在剖面上往往不对称，在褶皱核部的两翼厚度已经发生了很大变化，在发育断层的一翼地层厚度明显变薄，显示了比较强烈的顺层剪切运动，该断层向上基本沿着褶皱的枢纽面，错断了两翼的地层，但断距并不大（图 2）；而广泛发育的尖棱褶皱是逆冲推覆体前缘的标志性特征构造（Boyer，1986），而牛首山地区逆冲断层比较发育，推侧牛首山可能是古逆冲推覆体的前缘部分，牛首山整体也很可能是异地体。该地区长期以来经受了多期的构造变动，早期构造遭到破坏而不容易识别。这些尖棱褶皱的分布也有比较明显的规律，即主要发育于山体的外侧，在沿着垂直山体走向的方向上（以W），越靠近山体的内部褶皱样式也逐渐转变为箱状褶皱和圆柱（锥）型褶皱。这些褶皱基本上都向南南东或北北西倾伏，而褶皱枢纽也基本上在 160°～190°范围内（图 3），这反映

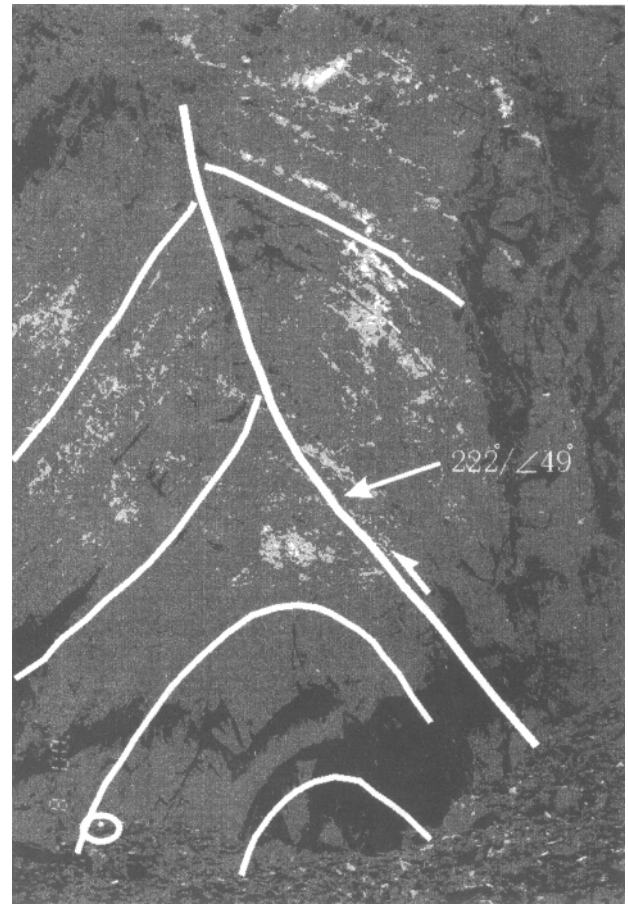


图 2 米钵山组褶皱中发育的突破断层（椭圆中为罗盘）

Fig. 2 The break-through fault in the Miboshan Formation

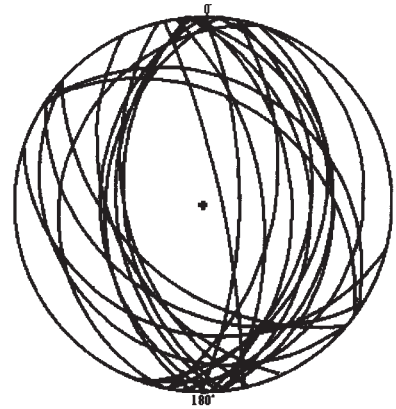


图 3 牛首山部分褶皱枢纽分布

（黑点为枢纽产状）（下半球投影）

Fig. 3 Distribution of fold hinges of Niushoushan

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

形成褶皱的作用来自南西 – 北东方向;褶皱的三维形状为圆锥型或准圆锥型。由于形成尖棱褶皱要在核部产生空间问题,在这些核部常见到脉体充填。而且在一些紧闭褶皱的核部也常常可以看到一些小型的逆断层,这些核部的小型断层是褶皱的派生产物。它们就是通常所称的突破断层(Fisher *et al.*, 1992;Woodward,1997)。这些断层的形成是因为随着褶皱两翼逐渐紧闭,当翼间角达到 60°左右时,两翼被'锁定",而进一步的变形已经不能通过褶皱两翼增长和旋转来调整,于是产生了断层(图 2)。

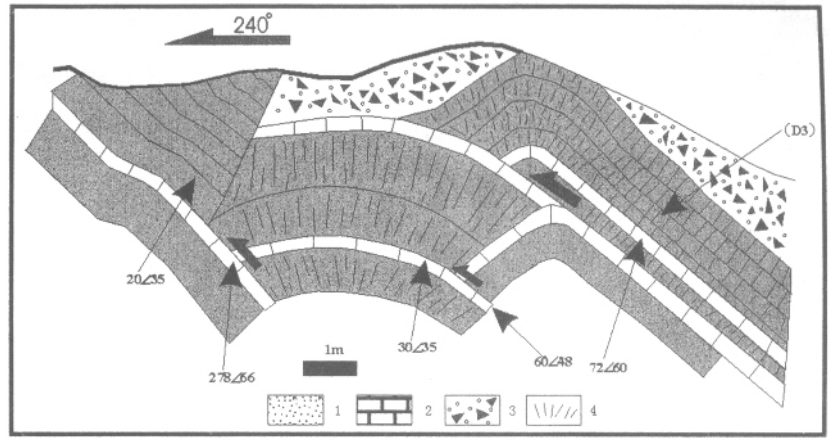


图 4　牛首山中的断层传播褶皱与第三类劈理(D3)

1 – 砂岩;2 – 灰岩;3 – 砾石层;4 – 劈理

Fig. 4　The fault-propagation fold and the third type of cleavages (D1)

此外,该地区一些褶皱也明显与断层伴生(图 4),属于断层传播褶皱,而这些断层则不属于突破断层。可以看出该地区褶皱的形成有很多方式。一部分褶皱明显与断层活动有关;而多数褶皱有其显著的特点而与传统的三类断层相关褶皱(Jamison,1987)有一定的差别。褶皱层间滑动非常显著,并出现一定的韧性变形特征,形成了许多因剪切运动而形成的劈理、脉体,但明显控制褶皱形成的断层并不多见,相反多见的是褶皱发育到紧闭阶段而产生的突破断层(图 2)。因此牛首山的褶皱属于断层传播褶皱与滑脱褶皱之间的过渡类型(Marrett *et al.*, 1997),由弯滑作用以及顺层剪切作用联合而形成。

需要说明的一点是在牛首山地区,褶皱多发育于米钵山组的下部地层中(牛首山北段)(图 1),而在上部地层中褶皱很少发育(牛首山南段),地层总体上表现出同斜的特点。因此米钵山组上下岩段的变形方式并不一样,推测米钵山组内部有断层来调节两者之间的变形,可能整个牛首山是一个大型的双重构造,这还需要进一步的工作。

2.2　劈理

牛首山另一个重要特点是构成该山的地层劈理非常发育(宁夏回族自治区地质矿产厅,1990),劈理多种多样,形成机制也各不相同。但目前对牛首山的劈理研究很少。根据劈理的发育情况和种类,往往可以区分各个构造阶段,恢复构造的发展过程(Tavarnelli,1997)。我们初步将牛首山地层中发育的劈理划分出四类,它们分别代表了三个不同的构造发展阶段。通过对劈理的研究,也可以看出牛首山褶皱的形成是断层相关褶皱作用的结果。

第一类劈理(第一期 D1):该类型的劈理往往以大角度与地层相交,甚至近于垂直(图 5);并且这种劈理多发育在岩性较弱的泥灰岩之中,劈理面间距多在 1 ~ 3 cm 之间;而在岩性很强的砂岩中则发育不好,比较稀疏,也不均匀,劈理面之间可达 5 ~ 10 cm 以上。这类劈理走向多为 NW – SE,这与该地区的褶皱轴面以及断层走向平行(图 6),这反映出这些构造很可能是在北东 – 南西向挤压下形成的。这种

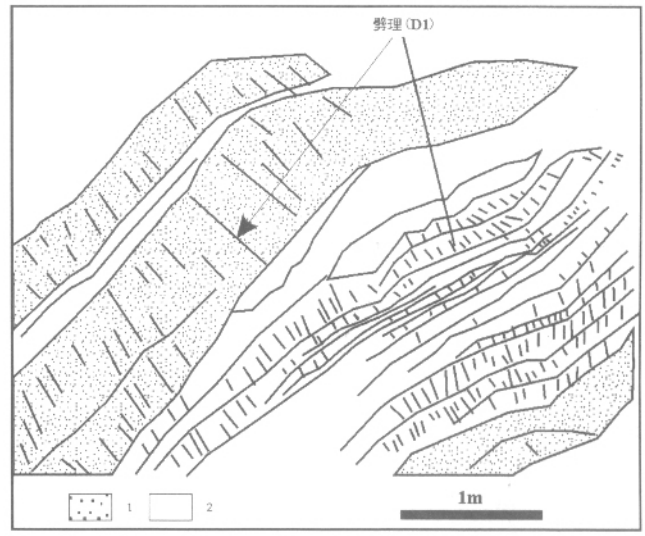


图 5　米钵山组中第一期劈理(D1)露头素描图)

1 – 米钵山组砂岩;2 – 米钵山组泥页岩

Fig. 5　The first stage cleavages of the Miboshan Formatiom (D1)

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

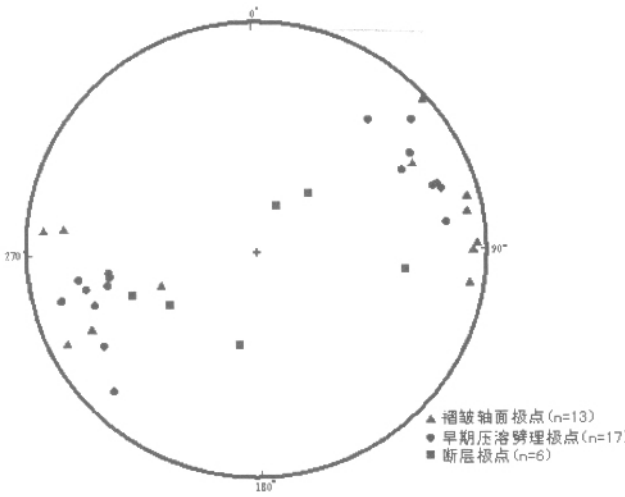


图 6 牛首山褶皱中早期劈理、轴面和部分断层面极点图(下半球投影)

Fig. 6 Stereogram for the early stage cleavages, axial planes and faults

与地层近于垂直的劈理往往形成于地层顺层缩短的构造作用中(图 12A),属于压溶劈理。在牛首山的地层中发育着非常多的方解石和石英脉体,构成这些方解石和石英脉体的物质就是泥灰岩以及砂岩压溶的产物。

第二类劈理(第二期 D2):该类型劈理与地层以小角度相交,并切割了第一类劈理,说明该类劈理形成较第一类劈理晚;同时这种切割关系还说明地层的顺层缩短作用已经不明显,取而代之的是顺层滑动作用。与第一类劈理相似,第二类劈理在较弱的泥灰岩中很发育,而在砂岩中则不太发育。这类劈理往往在褶皱的一翼很发育,而另一翼发育不明显(图 7),这些都表明顺层滑动的作用已经开始起作用了。

第三类劈理(第三期 D3):这种类型的劈理比较特殊,它们也是与地层成大角度相交,但与第一类劈理所不同的是,该类型的劈理在比较强的砂岩也比较发育;而且分布也较均匀,间距相差不大,多分布在一些褶皱的翼部,但与一般的褶皱轴面劈理不一样,轴面劈理往往分布在褶皱轴面的附近,通常形成劈理折射现象;而第三类劈理在远离褶皱轴面的地层中也有发育(图 4)。因此该类型劈理的形成有独特的过程。近年来随着对断层相关褶皱的研究,已经认识到在这种形成褶皱的过程中,地层是连续通过断坪与断坡相交处的活动轴面(图 8),地层在连续通过这个轴面时,便发育了第三类的劈理(Tavarnelli, 1997)(图 4 是牛首山中此类型劈理的典型。该类型劈理的出现,表明断层作用进一步加强,出现断层相关褶皱。

第四类劈理(第三期 D3):即轴面劈理,由于牛首山发育有很多的褶皱,尤其是尖棱褶皱非常普遍;而且地层软硬相间,所以很容易形成轴面劈理和劈理折射的现象,从两翼到核部,劈理的产状不断的变化(图 9)。在岩性较强的砂岩中,早期形成的与层面垂直或近于垂直的压溶劈理(D1)和后期形成的褶皱轴面劈理共同切割了岩层(图 9),而在岩性较弱的页岩中,早期的劈理已经很难辨认。这类劈理是褶皱形成时产生的,而第三类劈理也可能是该阶段或稍后的产物,因此本文将这两类劈理归为同一期。

在上面的讨论中将牛首山的劈理形成分为几个阶段,实际上这些所谓的阶段是连续过渡的,并不是

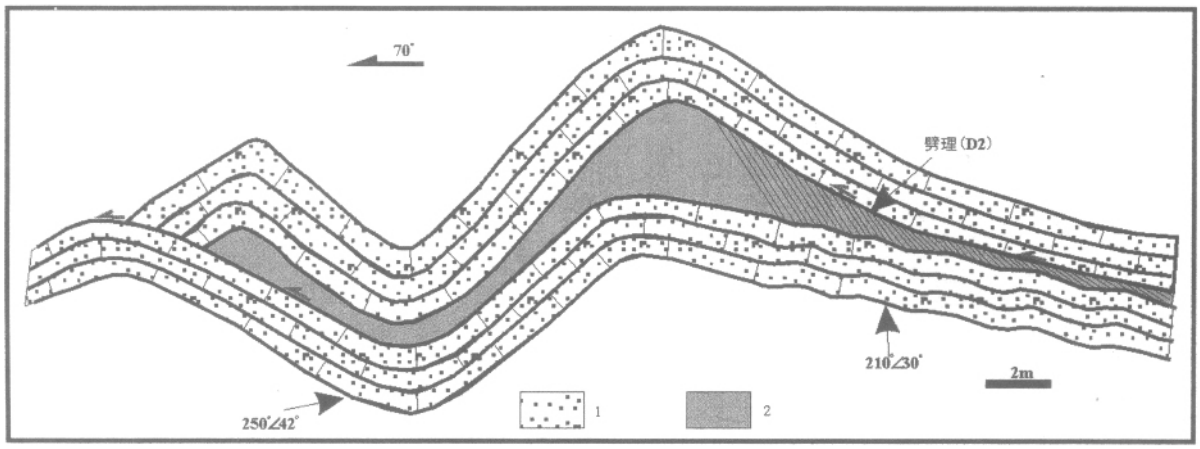


图 7 仅在褶皱一翼发育的第二期劈理(D2)

1 – 米钵山组砂岩; 2 – 米钵山组页岩、泥岩

Fig. 7 The second stage cleavages occurring only on one limb of the fold (D2)

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

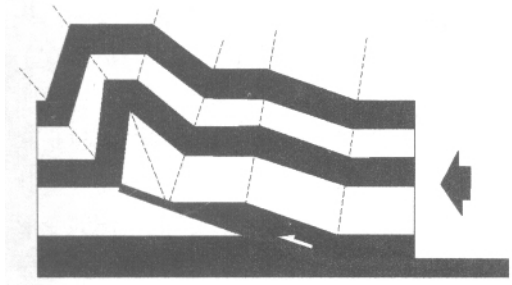


图 8　第三类劈理形成机制图
(据 Marrett *et al.*, 1997)
Fig. 8　Mechanics of formation for the third type of cleavage

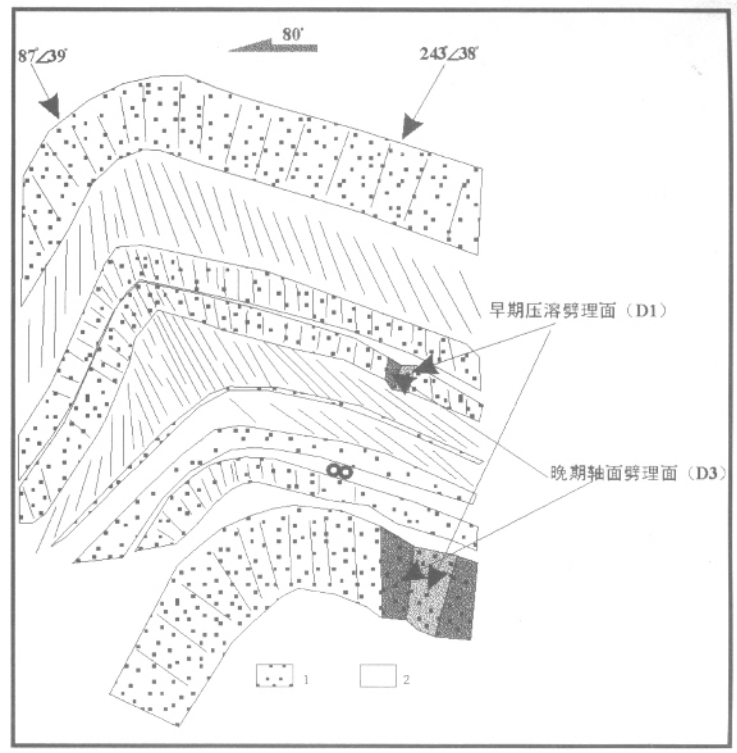


图 9　尖棱褶皱中早期劈理(D1)与轴面劈理(D3)之间的关系
(图中部右侧两圆圈为罗盘)　1 - 砂岩;2 - 泥页岩
Fig. 9　Relationship between the early stage cleavages (D1) and the axial cleavages (D3) in the chevron fold

截然分开的,分开描述是为了突出这些不同劈理的特点以及所反映的变形阶段,通过对这些劈理发育特点和演化先后的研究,可以建立起该地区米钵山组变形的大致顺序如图 12 所示。

2.3　断层

牛首山地区断裂也很发育,除了在该山东侧通过的青铜峡 - 固原区域性大断裂外,在山体内部还发育很多断层,这些断层大部分属于逆断层,部分为正断层和走滑断层,断层多数为北北西向,倾向多为南西向(图 1),与构成山体的许多褶皱的轴向(160°~190°)平行或近于平行,反冲断层在本地区也有发育,倾向北东,但这种断层并不多见,这些都说明断层与褶皱之间存在着密切的关系(图 6)。

在许多紧闭褶皱的核部几乎都发育有规模不等的突破断层(图 2)。这些断层基本上均向北东逆冲(25°~80°),反映了作用力来自西南方向,并且这些小突破断层也与区域性断裂和褶皱平行,因此可能形成于相同的构造环境中。此外,一些突破断层是由一些顺层断裂发展而来的,断层在褶皱的一翼是沿着层面发育,在褶皱开始形成并逐渐发展到紧闭状态时,由于褶皱翼的旋转最终形成突破褶皱。在米钵山组的砂岩中还发育另一种类型的小型逆断层,即楔断层,常被称为收缩断层(Davis, 1984);这类断层的出现是早期岩层缩短增厚的重要特点(Mitria *et al.*, 1988; Tavarnelli, 1997; Alvarez, 1976)(图 10);这种断层断距很小,往往只错断某一硅质层或砂岩层,随着作用的增强断距逐渐变大,它的出现意味着岩层遭受了顺层挤压的作用(Tavarnelli, 1997)。联系到早期发育的垂直层面的压溶劈理,米钵山组的变形在早期可能经受了顺层挤压作用,两者是同期的。

综上可见牛首山中的逆断层有很多类型,反映了不同的形成过程和机制:(1)大型、相互平行或近于平行(北西向和北北西向)、断距大(可达百余米)、断层带较宽(5~100 m)、长期活动(图 1),有的目前仍然在活动(宁夏回族自治区地质矿产厅, 1990)。牛

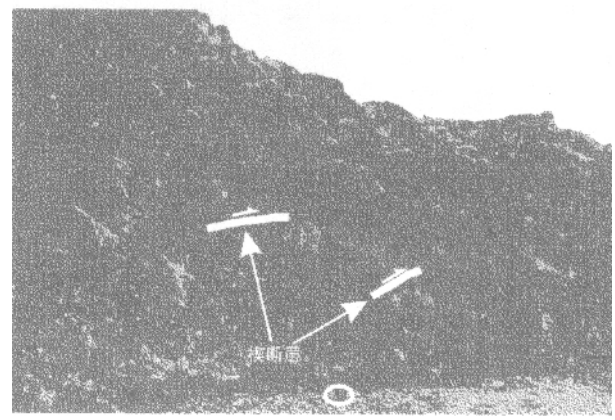


图 10　牛首山米钵山组中发育的楔断层
(镜头为 150°,椭圆中的草高 20 cm 左右)
Fig. 10　Wedge faults in the Miboshan Formation

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

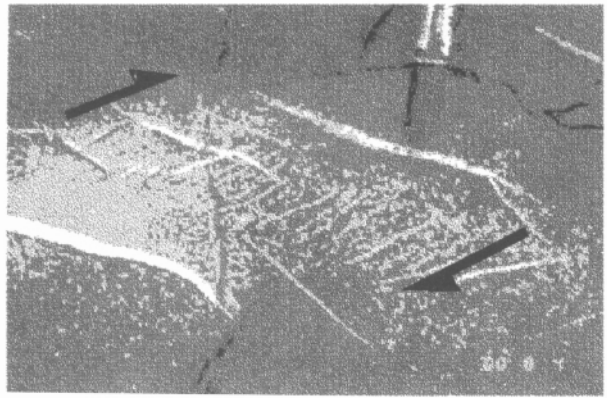


图 11 牛首山米钵山组内发育的石英变形脉体

Fig. 11 Deformed quartz veins in the Miboshan Formation

首山微波站逆断层、石峡沟逆断层、三眼井逆断层属于此类断层，断层面上发育有大型的擦痕，有至少两期的擦痕，早期的擦痕以倾向滑动为主，侧伏角可以达到 80°以上，而后期的擦痕基本上水平产出，表明后期活动以走滑为主。这种水平运动在脉体中也表现出来，而且早期的倾滑运动使得断层面上出现平行运动方向的“杆状构造”，这与通常意义上的杆状构造不同，前者属于“A”型线理，杆的长轴代表运动方向，而后者属于“B”型线理，杆的长轴与运动方向垂直。(2)小型、断距小(0.2 m 以下)、断层带狭窄(10 cm 以下)、无多期活动现象，那些发育在紧闭褶皱核部的突破断层属于此类。第一类断层构成牛首山的格架，在断层之间发育有大型的褶皱，多数为复背斜，这类断层控制了褶皱的形成和分布。此外牛首山的断层在米钵山组的下段(北部)很发育，而在上段(南部)则明显变少。(3)楔断层，断层规模更小，断距小，属于岩层早期受力变形的产物，主要发育在能干岩层中。(4)直接控制中、小褶皱形成的逆断层，断距较大，并形成典型的断层相关褶皱，而这些断层往往构成双冲构造和逆冲叠瓦构造(图 4)。

2.4 脉体

牛首山米钵山组下部的地层中发育有比较显著的脉体，以石英脉为主，方解石脉次之。它们发育于不同的构造部位，代表了不同的成因。该地区脉体一个显著的特点表现为方解石脉体主要沿层理发育，而石英脉则主要发育于厚层的砂岩之中；在一些背斜脱空的核部也有石英脉体充填，石英可能来自背斜减薄的一翼地层。石英来自砂岩而方解石来自较软的泥灰岩或灰岩。它们可能是地层变形初期顺层压缩的压溶产物，以及随后的韧脆性剪切变形的结果。

砂岩中的石英脉体成因方式有多种。反映出该地区地层复杂的变形过程。一部分石英脉体发育于背斜两翼外侧并与两翼地层呈大角度相交，这说明石英脉体的产生是褶皱弯滑作用和背斜外侧拉张联合作用的结果，这些脉体一般变形不强烈；而一些脉体发育于没有明显褶皱的层理之中，但它们的变形却很显著，多数脉体早期呈平直分布的雁行排列，显示出明显的 Riedel 剪切变形脉体(Ahlgren，2001；Davis，1999)的特征，晚期随着递进变形而呈现“S”型(图 11)，它们同样反映的是岩层弯滑作用的结果。

3 米钵山组的变形过程

以上就牛首山北段发育的一些构造分别做了一些论述，但这些构造并不是孤立形成的，它们之间往往有一定的成生联系或先后关系。一些变形构造反映了特定的变形阶段，而它们共同反映了该地区米钵山组变形的整个过程。虽然没有一个比较完整的剖面反映整个过程，但各阶段变形的产物可以在不同的露头中找到。结合上述的变形特征，本文了恢复该地区米钵山组变形过程，该过程主要经历了以下三个变形阶段(图 12)。

(1)岩层受到水平挤压，顺层缩短阶段(图 12A、B)

该阶段岩层受到顺层的水平挤压，开始发生顺层缩短，产生一系列的垂直或近于垂直层面的压溶劈理(D1)，并在一些能干层(砂岩、硅质条带)中发育了楔断层以及一些小型的剪切断裂，但无明显较大的断层发育，脉体也开始产生。

(2)褶皱变形阶段(图 12C)

随着挤压的继续，出现了比较明显的顺层滑动现象，层间断裂因此很发育，沿层间断裂发育第二类劈理(D2)，该种类型的劈理与层面呈较大角度相交；岩层开始进入褶皱变形调整阶段，褶皱形成时产生了典型的褶皱轴面劈理(D3)和劈理折射现象，这一期劈理(D3)切断了早期垂直层面的压溶劈理(D1)；上述几种劈理在一个剖面中往往不能全看到，而多发育在不同构造的部位。在背斜的外弧发育了一些脉体，显示了其拉张成因，但多数其他部位的脉体显示出明显的剪切成因，可以看出在该阶段弯滑作用和顺层剪切作用发挥了主要作用。随着挤压作用的进一步加强，褶皱的波幅逐渐增大，而翼间角逐渐减

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

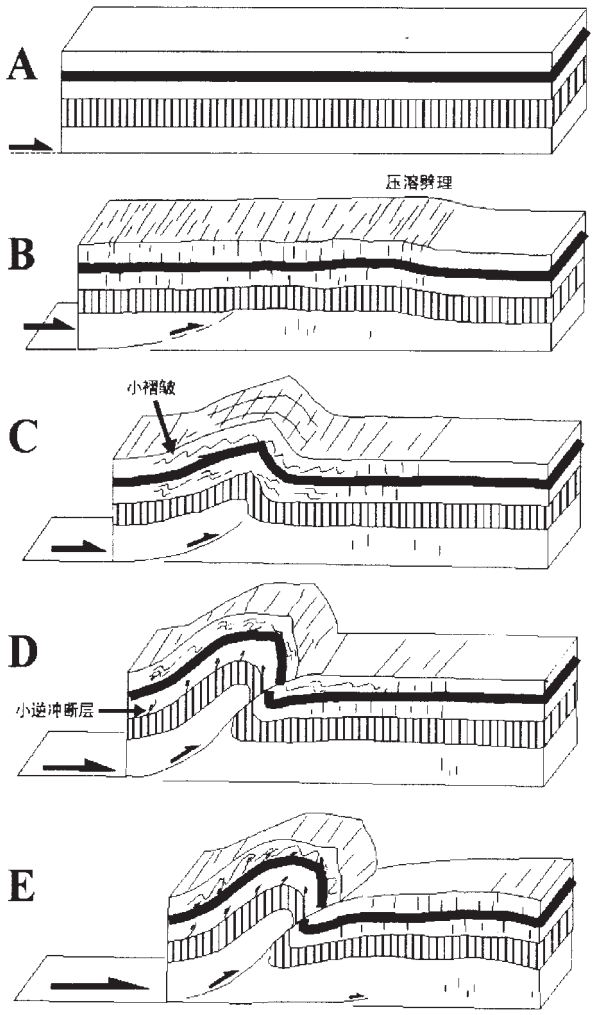


图 12　牛首山米钵山组的变形过程

Fig. 12　Process of deformation of the Miboshan Formation

小,两翼逐渐紧闭。明显变化的两翼厚度也说明在褶皱的形成中有一定程度的韧性变形作用。

(3) 逆冲变形阶段 (图 12D、E)

在形成褶皱的基础上,挤压作用进一步增强,但褶皱两翼已经不能再继续通过旋转来减小翼间角(<30°),褶皱两翼被"锁定",进一步的挤压需要通过别的方式来调整,于是在背斜和向斜的核部产生了突破断层。这类逆冲断层是褶皱后期发育的,牛首山地区这类断层比较普遍,但这类断层的断距并不大,这也意味着突破断层一旦形成,就不在活动了。这是否说明构造运动也同时停止了,或调节变形的机制改变了;一种可能是随着挤压作用的加剧,大型的逆冲断层从滑脱面切层而出 (图 12E),而活动也主要集中在这些大型的逆冲断层上,断层带随着活动继续而不断加宽。此外,一些早期顺层发育的断层在地层旋转后也发展成类似的突破褶皱。同时一部分褶皱是因逆断层活动而产生 (图 4),第三类劈理 (D3) 也同时形成,因此这些褶皱与大多数褶皱形成并不同时。经过上述几个阶段的变形,牛首山作为逆冲构造带的前缘部分而形成。需要说明的是,上述变形的几个阶段之间并不是彼此孤立的,而是逐渐过渡的;分阶段讨论主要是为了突出不同构造所反映的变形先后顺序。关于这些变形的时间问题将在下文讨论,本文认为这些构造主要在早古生代晚期形成。

上述各种构造主要发育于牛首山北部的米钵山组下部地层中,而南部米钵山组上部地层的变形与北部的变形并不一致,南部的地层变形主要以逆冲断层为主,褶皱少见;两者之间的关系目前还不明了。如果该地区米钵山组地层属于连续沉积,那么可能在米钵山组内部发育了上下两套变形,其间可能由断层调节;或者该地区米钵山组上下两岩段就是不同地区的地层,由于后期的逆冲作用而堆叠在一起。

进入新生代晚期,牛首山做整体性的隆升运动(宁夏回族自治区地质矿产厅,1990),内部变形仅仅集中在几个比较大的断裂上,而且以脆性变形为主。

4　区域意义

牛首山所处的走廊过渡带东部地区在早古生代时期是作为北祁连岛弧的弧后盆地靠陆一侧而出现的;随着早古生代晚期北祁连加里东运动的造山作用,形成了弧后前陆盆地,并发生一系列的构造变形和低级区域变质作用。从上述的构造特征来看,它与世界上众多弧后盆地关闭变形很相似 (Bruhu, 1979;Tanner *et al.*, 1982),是典型的推覆构造前缘带。主要属于薄皮逆冲推覆构造,基底没有参与到变形之中,这也是为什么在该地区基底出露少或者没有出露的原因之一。因此在该地区太古界和元古界结晶基底 (可能与阿拉善地块基底相同) 与盖层之间以及盖层内部应该存在着多个滑脱层系。本文认为整个牛首山是北祁连弧后前陆盆地关闭而形成的逆冲推覆构造前缘的一部分,根据牛首山地区的地层发育特点及碎屑物的源区研究,牛首山米钵山组在剖面上显示向上变深的特征,这表明其沉积于靠近前陆盆地物源的区域 (即靠近现在的西南一侧),因此该山体可能是从西南方向上运移而来;另外,对该地区重磁异常的研究 (殷秀华等,1999) 也表明该地

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

区浅部存在低密度无磁性沉积层,而基底埋藏较深;这也从另一个方面暗示了牛首山不是原地系统,其下可能还存在着其他时代的沉积岩系。牛首山南部的大、小罗山也是由米钵山组构成,同样南北向褶皱也很发育,褶皱类型与牛首山相似;而青铜峡–固原断裂从大、小罗山的东缘通过,因此大、小罗山可能与牛首山属于同一构造带,并且贺兰山东麓的奥陶系同样也是非原地系统(另文讨论),它们也可能是从走廊过渡带运移过来;因此鄂尔多斯地块西缘的这一条断断续续由奥陶系组成的山体可以连做一体,构成一个大致的弧型构造,组成了北祁连加里东运动逆冲构造带的前缘部分。而后期的构造运动(印支运动、燕山运动以及喜玛拉雅运动)曾几度改造了这些早期的构造,造成了目前支离破碎的状态。

参考文献:

程裕淇主编. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社,320–349.

邓起东,程绍平,闵伟,杨桂枝. 1999. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. 地质力学学报,5(1):13–21.

冯益民,何世平. 1996. 祁连山大地构造与造山作用. 北京:地质出版社,1–135.

国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京:地震出版社,1–335.

国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带. 北京:地震出版社,1–286.

霍福臣,潘行适,尤国林. 1989. 宁夏地质概论. 北京:科学出版社,1–290.

黄汲清. 1992. 黄汲清著作选读(第三卷):地质学及大地构造学. 北京:地质出版社,1–329.

李四光. 1954. 旋卷构造及其它有关中国西北大地构造体系复合问题. 地质学报,(4):339–410.

李天斌. 1999. 宁夏南部弧形推覆构造带特征及演化. 地质力学学报,5(1):22–27.

刘少峰,杨士恭. 1997. 鄂尔多斯盆地西缘南北差异及其形成机制. 地质科学,32(3):397–408.

林畅松,杨起,李思田. 1995. 贺兰拗拉槽盆地充填演化分析. 北京:地质出版社,1–143.

闵伟,王萍,杨平. 1994. 罗山东麓活动断裂的几何学特征及全新世滑动速率. 活动断裂研究(1),北京:地震出版社,140–150.

宁夏回族自治区地质矿产厅. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京:地质出版社,1–443.

孙肇才. 2000. 简论鄂尔多斯盆地地质构造风格及其油气潜力. 石油实验地质,22(4):291–296.

汤锡元,郭忠铭,王定一. 1988. 鄂尔多斯盆地西部逆冲推覆构造带特征及其演化与油气勘探. 石油与天然气地质,9(1):1–11.

许靖华,孙枢,王清晨,陈海泓主编. 1998. 中国大地构造相图(1:4000000). 北京:科学出版社,70–71.

殷秀华,黎益仕,刘占坡. 1999. 南北构造带北段重磁异常的对应分析. 地震地质,21(4):370–376.

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

张进,马宗晋,任文军. 2000. 鄂尔多斯盆地西缘逆冲带南北差异的形成机制. 大地构造与成矿学,24(2):124–133.

张二朋主编. 1998. 西北区区域地层. 武汉:中国地质大学出版社,96–98.

张建新,许志琴,李海兵. 1997. 北祁连加里东造山带从挤压到伸展造山机制的转换. 长春地质学院学报,27(3):277–283.

References:

Ahlgren S G. 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, (23): 1203–1214.

Alvarez W, Engelder T and Lowrie W. 1976. Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. *Geology*, (4): 698–701.

Boyer S E. 1986. Styles of folding within thrust sheets: Examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U. S. A and Canada. *Journal of Structural Geology*, 8(3–4): 325–339.

Bruhn R L. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin*, (90): 998–1012.

Burchfiel B C, Deng Qidong, Molnar Peter and Wang Yipeng. 1989. Intracrustal detachment within zone of continental deformation. *Geology*, (17): 448–452.

Burchfiel B C, Zhang Peizhen, Wang Yipeng and Molnar Peter. 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia Autonomous Region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibet Plateau. *Tectonics*, 10(6): 1091–1110.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. Regional geology of Ningxia Hui Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 1–443 (in Chinese with English abstract).

Chen Yuqi. 1994. Regional geological outline of China. Beijing: Geological Publishing House, 320–349(in Chinese).

Davis George H. 1984. Structural geology of rocks and regions. New York: John Wiley & Sons, 1–492.

Davis George H. 1999. Structural geology of the Colorado plateau region of southern Utah (with special emphasis on Deformation Andes). *The Geological Society of America, special*

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

paper 342: 1 – 145.

Deng Qidong, Chen Shaoping, Min Wei and Yang Guizhi. 1999. Discussion on Cenozoic tectonics and dynamics of the Ordos block. *Journal of Geomechanics*, 5(3): 13 – 21 (in Chinese with English abstract).

Feng Yimin and He Shiping. 1996. The tectonics and orogeny of the Qilianshan. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 135 (in Chinese).

Fisher M P, Woodward N B and Mitchell M M. 1992. The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology*, (14): 451 – 460.

Gupta Sanjeev and Allen Philip A. 2000. Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Apline foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 112(4): 515 – 530.

Hsu K J, Sun Shu, Wang Qingchen and Chen Haihong. 1998. Tectonic facies map of China (1: 4 000 000). Beijing: Science Press, 70 – 71 (in Chinese).

Huo Fuchen, Pan Xingshi and You Guolin. 1989. Geological outline of Ningxia. Beijing: Science Press, 1 – 290 (in Chinese).

Huang Jiqing. 1992. Selected works of Huang Jiqing (Volume 3-Geology and Geotectonics). Beijing: Geological Publishing House, 1 – 329.

Jamison W R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, (9): 207 – 219.

Li Siguang. 1954. Rotation structures and their related questions on the compound tectonic systems of the northwestern China. *Acta Geologica Sinica*, (4): 339 – 410 (in Chinese).

Li Tianbin. 1999. The features and formation mechanism of arciform thrust-nappe structure zone of the southern Ningxia. *Journal of Geomechanics*, 5(3): 22 – 27 (in Chinese with English abstract).

Liu Shaofeng and Yang Shigong. 1997. The differences between the southwestern and northwestern Ordos Basin and their forming mechanism. *Scientia Geologica Sinica*, 32(3): 397 – 408 (in Chinese with English abstract).

Lin Changsong, Yang Qi and Li Sitian. 1995. The analysis on the filling and evolution of the Helan aulacogen. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 143 (in Chinese).

Liu Shaofeng. 1998. The coupling mechanism of basin and orogen in the western Ordos Basin and adjacent regions of China. *Journal of Asian Earth Science*, 16(4): 369 – 383.

Marrett Randall and Bentham Peter A. 1997. Geometric analysis of hybrid fault-propagation / detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19(3 – 4): 243 – 248.

Mitra Shankar. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*, 74(6): 921 – 945.

Mitria Gautam, Hull Joseph M, Yonkee W Adolph and Gretchen M Protzman. 1988. Comparison of mesoscopic and microscopic deformational styles in the Idaho-Wyoming thrust belt and the Rocky Mountain foreland. *Geological Society of America Memoir*, 171, 119 – 141.

Min Wei, Wang Ping and Yang Ping. 1994. Geometrical characteristics and Holocen slip speed of the active fault to the east of the Luo Shan. In: Active Fault Research (3). Beijing: Seismological Press, 140 – 150 (in Chinese with English abstract).

Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia, effects of a continental collision. *Science*, (189): 419 – 426.

Sinclair H D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109(3): 324 – 346.

Suppe J. 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc, 309 – 369.

Suppe J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, (283): 684 – 721.

Sun Zhaocai. 2000. On the tectonic styles of the Ordos Basin and its oil and gas potential. *Experimental Petroleum Geology*, 22(4): 291 – 296 (in Chinese with English abstract).

Tanner P W G and Macdonald D L M. 1982. Models for the deposition and simple shear deformation of a turbidite sequence in the South Georgia portion of the southern Andes back-arc basin. *Journal of Geological Society of London*, (139): 739 – 754.

Tang Xiyuan, Guo Zhongming and Wang Dingyi. 1988. Characteristics and evolution of the thrust nappe tectonic belt and its petroleum potential in the west Ordos Basin. *Oil & Gas Geology*, 9(1): 1 – 11.

Tapponnier P and Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, (264): 319 – 324.

Tavarnelli Enrico. 1997. Structural evolution of a foreland fold and thrust belt: The Umbria-Marche Apennines. *Journal of Structural Geology*, 19(3 – 4): 523 – 534.

The Research Group on "Active fault system around Ordos Massif", State Seismological Bureau. 1988. Active fault system around the Ordos Massif. Beijing: Seismological Press, 1 – 335 (in Chinese).

Institute of Geology, State Seismological Bureau and Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. The Haiyuan active fault zone. Beijing: Seismological Press, 1 – 286 (in Chinese).

Thorbjornsen K L and William M D. 1997. Origin of a thrust-related fold: Geometric vs kinematic test. *Journal of Structural Geology*, 19(3 – 4): 303 – 319.

Woodward Nicholas B. 1997. Low-amplitude evolution of break-

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

thrust folding. *Journal of Structural Geology*, 19(3 – 4): 293 – 301.

Yin Xiuhua, Li Yishi and Liu Zhanpo. 1999. Internal correspondence analysis of gravimetric and magnetic data for the northern part of south-north tectonic zone. *Seismology and Geology*, 21(4): 370 – 376 (in Chinese with English abstract).

Zhang Kang. 1989. Tectonics and resourses of the Ordos fault block. Xi'an: Science and Technology Press of Shaanxi, 1 – 394 (in Chinese).

Zhang Jin, Ma Zongjin and Ren Wenjun. 2000. Mechanism of difference between the northern part and the southern part of the fold and thrust belt on the western edge of the Ordos Basin, China. *Geotectonica et Metallogenia*, 24(2): 124 – 133 (in Chinese with English abstract).

Zhang Erpeng. 1998. Regional stratigraphy in northwest China. Wuhan: China University of Geosciences Press, 96 – 98 (in Chinese).

Zhang Jianxin, Xu Zhiqin and Li Haibing. 1997. The transition of orogenic mechanism from compression to extension in northern Qilian orogenic belt. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 27(3): 277 – 283 (in Chinese with English abstract).

Zhang Peizhen, Burchfiel B C, Molnar Peter and Deng Qidong. 1991. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupanshan area, Ningxia Autonomous Region, China. *Tectonics*, 10(6): 1111 – 1129.

STRUCTURAL CHARACTERISTICS IN THE NIUSHOUSHAN AREA, CENTRAL NINGXIA AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

ZHANG Jin[1], MA Zong-jin[1], REN Wen-jun[2] and LEI Yong-liang[1]

(1. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China;* 2. *Department of Geophysical Survey, Changqing Oil Field Company, Wuzhong* 751104, *China*)

Abstract: There are many thrust-related structures developed in the Paleozoic strata of Niushoushan in the central Ningxia Hui Autonomous Region. The fault-related folds are the typical structures in this area. Based on the analysis on these structures and their relationships, the processes which these structures of the Miboshan Formation were formed are reconstructured, and the strata have underwent about three-stage deformation: (1) horizontal shortening; (2) folding and (3) thrusting. And it is proved that Niushoushan is the fore-edge part of an old thrust sheet, the Niushoushan, the large Luoshan and the small Luoshan are the front part belt of this old thrust zone. So Niushoushan and the Ordovician in the central and southern Ningxia now are likely allochthons. From middle Ordovician to the Devonian, the areas of the central and southern Ningxia belong to the back-arc foreland basin of North Qilianshan orogen, which are adjacent to the continent to the north. In the later early Paleozoic, with the closure of the back-arc foreland basin, the Niushoushan was formed.

Key words: Niushoushan; Fault-related fold; Cleavage

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net