

# 华北中元古界雾迷山组地震驱动的软沉积物变形构造及其地质意义

张传恒<sup>①②③\*</sup> 武振杰<sup>③</sup> 高林志<sup>④</sup> 王巍<sup>③</sup> 田彦林<sup>③</sup> 马超<sup>③</sup>

(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(北京)岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室; ③ 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; ④ 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

**摘要** 软沉积物变形构造是确定古地震存在的关键证据之一。拒马河流域野三坡地区雾迷山组中识别出 2 个软沉积物变形事件层, 分别位于雾迷山组的底部、岩性段 I 的顶部。典型的变形构造有丘槽构造、水压破碎构造和液化脉构造。丘槽构造可进一步分成 2 类: 一是发育于潮坪带、伴生液化构造、且槽内充填原地沉积物的 I 型丘槽构造; 二是发育于斜坡带、无液化构造伴生、常被地震海啸沉积覆盖的 II 型丘槽构造。水压破碎构造伴生流化砾岩坨、底辟沙侵和塌陷断裂。液化脉可划分出侧向滑移和水压破裂 2 种。软沉积物变形构造形态、位态及发育层位特征表明, 它们的驱动机制最有可能是地震活动。迄今, 已发现的雾迷山组震积岩大多沿燕辽裂谷西缘控盆断裂分布, 指示软沉积物变形与西缘控盆断裂间存在密切的成因联系。据此, 进一步探讨了这些软沉积物变形构造的地质意义。

**关键词** 中元古界 雾迷山组 软沉积物变形构造 古地震 震积岩 燕辽裂谷

软沉积物变形构造是地震地质记录的重要组成部分, 是确定古地震存在的关键证据 [1-3]。迄今, 利用软沉积物变形构造研究古地震的成功实例主要见于显生宙 [2-10]。对前寒武纪古地震的研究更多地用于讨论 Molar-tooth 构造的成因, 而从软沉积物变形构造角度的研究则很少, 仅见个别报道 [11]。因此, 开展前寒武纪软沉积物变形构造及其古地震学意义研究对于破解 Molar-tooth 构造成因和发育时代之谜, 丰富前寒武纪地质研究内涵具有重要意义。

中元古界雾迷山组可能的同地震变形记录最早发现于北京十三陵地区 [11], 而后, 一些学者对其中的液化构造进行了探讨 [12]。本文主要研究在野三坡地区雾迷山组中发现的软沉积物变形构造类型、形态

和位态特征、时空发育特征, 进而分析它们的驱动机制, 探讨与燕辽裂谷带断裂活动间的关系。

## 1 区域地质背景与软沉积物变形的时空位置

拒马河地区位于太行山与燕山交汇处, 主体变形构造为燕山期形成、北西西-南东东向延展的箱形背斜构造(图 1(a))。雾迷山组出露于该背斜的核部, 岩层倾角一般小于 20°, 有利于追索和地层横对比。

拒马河地区的雾迷山组上与洪水庄组整合接触, 下与高于庄组平行不整合接触。地层总厚度为 1410 m, 可分成 3 个岩性段: 一段厚约 320 m, 主要由灰白色中、厚层砂屑白云岩、灰色硅质条带状层状白云岩

组成, 顶部的黑色薄层硅质岩夹薄层粒屑白云岩中大量发育菊花状同生角砾岩。二段厚约 660 m, 主要由叠层石泥晶白云岩、砂屑白云岩、藻纹层白云岩组成, 夹少量含砾砂屑白云岩。三段厚约 430 m, 主要由叠层石粒屑白云岩、含鲕粒燧石条带泥晶白云岩、鲕粒白云岩和纹层状白云岩组成, 局部发育菊花状同生角砾岩(图 1(b))。雾迷山组的沉积环境主体为滨浅海。

拒马河地区的雾迷山组至今未获得可靠的年龄数据。但是, 基于蓟县地区雾迷山组中获得的硅质岩  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  顶、底界线年龄分别为(1207±10), (1310±20) Ma<sup>[13]</sup>推测, 野三坡地区的雾迷山组时代应为 1200~1300 Ma。

雾迷山组中, 迄今已识别出 2 个软沉积物变形事件层, 分别位于岩性段 I 的底部和顶部。事件层 I 发育于厚层粒屑白云岩与纹层状泥晶白云岩互层的岩系中; 事件层 II 发育于互层的薄层硅质岩、深灰色薄层泥晶白云岩中。前者发育于潮坪环境, 后者发育于潮下带环境。在这两个事件层中, 可识别出 3 种类型的软沉积物变形构造: 丘槽构造、液化脉构造、水压破碎构造, 分别代表着地震活动的不同侧面。

## 2 丘槽构造及其形成机制分析

丘槽构造是一种独特的包卷褶皱, 同球枕构造<sup>[3]</sup>一样被认为是一种典型的地震驱动的软沉积物变形构造<sup>[10]</sup>。在雾迷山组 2 个事件层中, 丘槽构造是最常见的软沉积物变形构造, 成为判断事件层成因机制的关键。

### 2.1 丘槽构造形态特征

根据丘槽构造中“丘”内液化构造的发育程度和“槽”内充填物特征, 将丘槽构造划分成 I 型、II 型两种, 分别代表不同环境条件下变形、沉积的作用关系。

I 型丘槽构造见于事件层 I 中, 是潮坪沉积物变形的产物。该类丘槽构造由相间排列的背斜、向斜组成(图 2(a))。褶皱波长 100~150 cm, 振幅高约 30~50 cm。“丘”内构造主体为背斜, 且纹层弯曲程度从下而上增大, 显示变形强度向地表增强。“丘”内发育白云岩质液化脉(图 2(b))、小型同沉积断层和 molar-tooth 构造。液化脉特点不同, 可分成 2 种类型: 一是“丘”内部薄层粒屑白云岩液化形成的侵位于深灰色纹层状白云岩中的泥晶脉, 它们常沿破裂侵位或形成液化底辟构造; 二是“丘”下伏的厚层粒屑白云

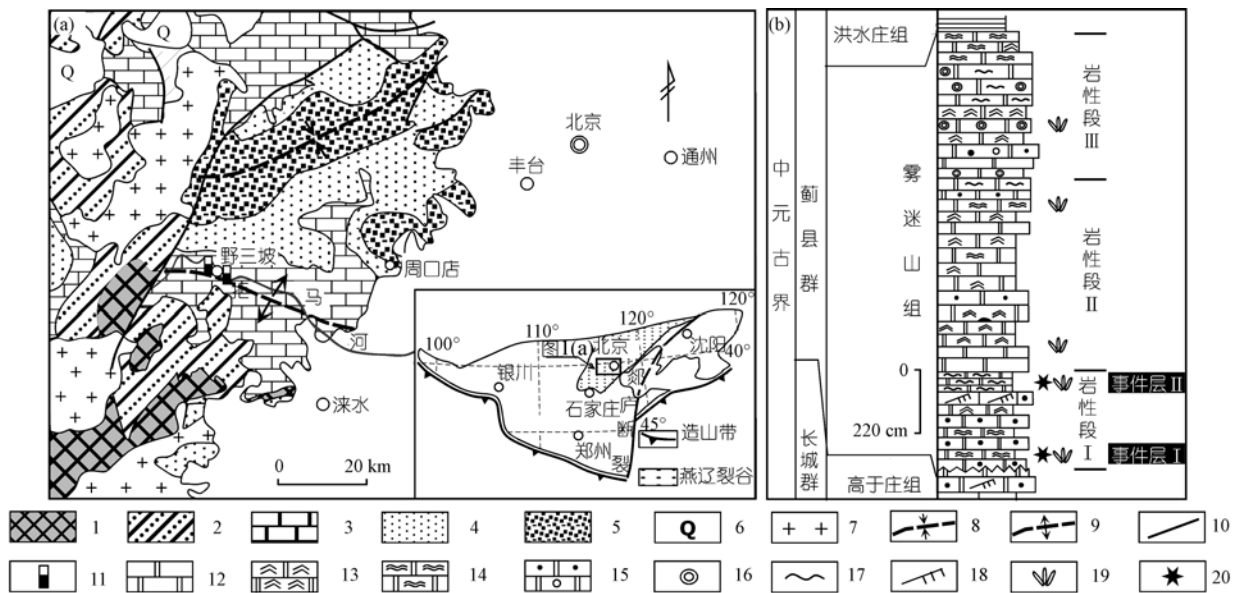


图 1 拒马河地区地质略图与雾迷山组地层柱状图

示事件层的时空位置 1. 太古界; 2. 长城群; 3. 蓟县系和青白口群; 4. 古生界; 5. 中生界; 6. 第四系; 7. 花岗岩; 8. 向斜; 9. 背斜; 10. 断层; 11. 软沉积变形构造出露点; 12. 白云岩; 13. 叠层石白云岩; 14. 致密纹层状白云岩; 15. 含砾砂屑白云岩; 16. 鲕粒或团粒; 17. 硅质纹带; 18. 羽状交错层理; 19. 菊花状同生砾岩; 20. 软沉积物变形构造

岩液化并向上侵位形成的形状不规则液化脉体(图 2(b)). 小型同沉积断裂主要发育于“丘”的翼部, 上、下均延续不长, 既有正断层又有逆断层, 所起的作用就是使“丘”隆得更高、“槽”陷得更深. molar-tooth构造原义指亮晶充填的裂隙 <sup>[44]</sup>, 其与层理高角度相交, 平面上交切样式复杂 <sup>[45]</sup>. “丘”内发育的molar-tooth构造主要由一些极薄的、平板状液化脉组成, 厚度小于 0.5 cm, 剖面长度 10 cm 左右, 形成于薄层、极薄层微晶白云质沉积物的液化、侵位(图 2(a)).

“槽”主体表现为一向斜构造, 内部可进一步分成变形系和充填系. 变形系弯曲成对称槽状, 边部可发育小型白云质液化脉、液化底辟构造和小型同沉积断裂. 充填系厚约 15 cm, 由纹层状泥晶白云岩组成, 与下伏变形系为超覆不整合接触(图 2(a)), 起填平补齐作用. 充填系的这一结构特征表明, 丘槽构造发育于水-岩界面, 它的形成直接造成沉积表面的凹凸不平.

II 型丘槽构造见于事件层 II 中, 是较深水沉积物的同沉积变形构造. II 型丘槽构造也由相间排列的背、向斜组成, 波长变化范围为 150~200 cm、振幅变化范围为 30~50 cm(图 2(c)). “丘”内变形强烈, 形成规模不等的不合谐褶皱和撕裂构造. “槽”由变形简单的向斜组成, 除个别外无次级变形构造发育. 槽内充填由分选、磨圆极差的砾屑白云岩和/或含硅质砾石的砂屑白云岩组成(图 2(c)). 这些沉积物不但填满了“槽”, 而且迅速掩埋整个丘槽构造(图 2(c)). 它们的厚度不稳定, 在 40 m 范围内可从 50 cm 左右快速变为 5 cm, 甚至尖灭. 充填物中的砾级颗粒成分有 2 种: 一是纹层状泥晶白云岩、一是硅质岩; 砂级颗粒中见有鲕粒、团粒, 与上、下围岩低能沉积环境不同, 表明它们属异地沉积. 显然, 槽内充填物是形成于浅水高能环境中的颗粒, 它们被外力搬运至深水低能环境中. 鉴于这些沉积物紧随丘槽构造形成之后, 可以认为它们是海啸沉积.

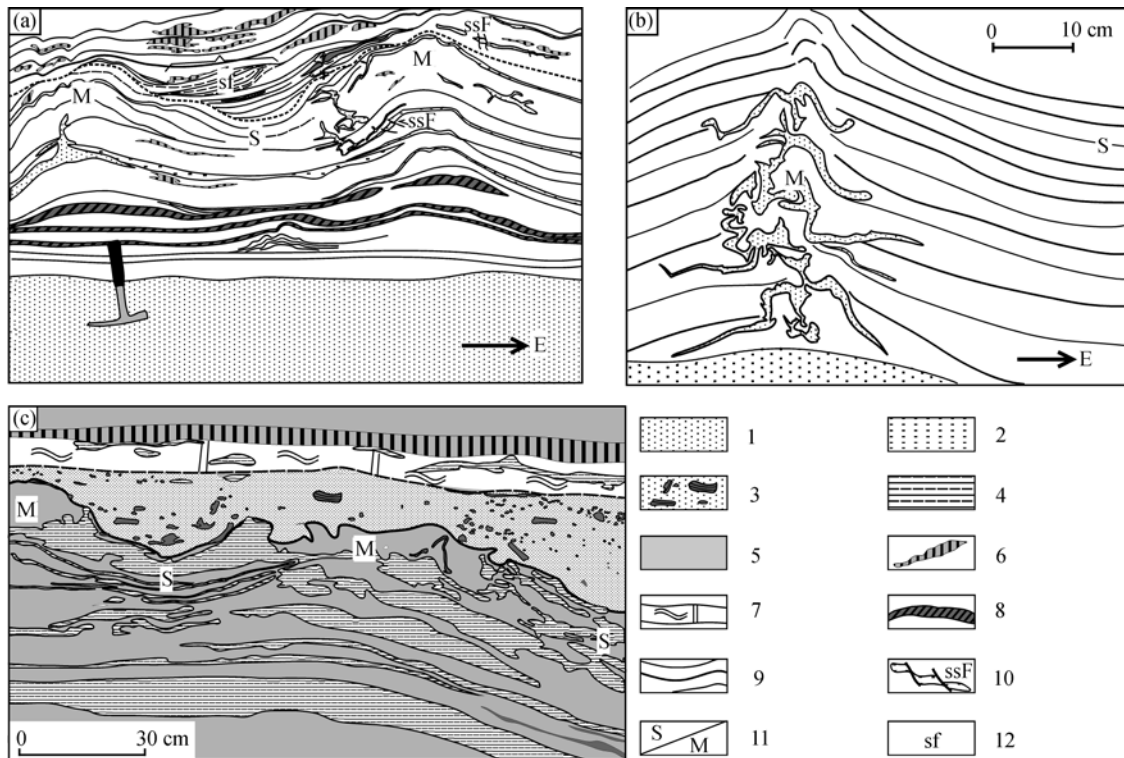


图 2 雾迷山组中典型的丘槽构造素描图

(a)事件层 I 中的丘槽构造, 地质锤长 35 cm; (b)“丘”中发育的泥晶液化脉; (c)事件层 2 中的丘槽构造; 1. 粒屑白云岩; 2. 液化粒屑白云岩; 3. 含砾砂屑白云岩; 4. 薄层硅质岩; 5. 微晶/泥晶白云岩; 6. 硅质岩; 7. 硅质条带白云岩; 8. 深灰色纹层微晶白云岩; 9. 沉积纹层; 10. 同沉积断裂; 11. 槽/丘位置; 12. S 形纹层



## 2.2 丘槽构造形成机制分析

丘槽构造发育于限定的层位内, 上、下均被未变形的地层所围限, 表明其为瞬时性同沉积或软沉积变形构造. 槽内充填的沉积物未变形、且与丘槽构造呈不整合接触, 进一步证实变形时间与沉积时间一致, 也说明丘槽构造发育于沉积物的表层.

丘槽构造由一系列相间发育的背斜、向斜组成, 伴生同沉积断裂, 且变形强度向下快速衰竭, 表明它们是一种滑脱构造, 是水平剪切作用的结果. I型丘槽构造内部大量液化脉的发育表明, 这种水平剪切导致粒屑白云质沉积物的液化.

I型、II型丘槽构造形成于不同的沉积环境, 表明其发育受沉积环境以外的因素控制. II型丘槽构造发育于潮下较深水环境, 直接被快速、近源、具海啸沉积特征的异地沉积物所掩覆. 这种密切的时空关系表明丘槽构造与海啸之间存在密切的成因联系. 海啸的诱发机制是地震、滑坡、水下火山喷发. 雾迷山组未见大量火山岩, 因此海啸沉积的机制只能是地震或滑坡.

滑坡机制形成的软沉积物变形具有3个基本特征: 一是构造要素发育优势方位, 与古坡向大角度相交; 二是大量发育不对称褶皱 [16]; 三是滑移系一般具有异地沉积特征 [17]. 而丘槽构造, 其主体为原地、对称褶皱, 且横向上发育程度向多个方向衰竭, 明显与滑坡成因的变形构造第二、三条特征不符.

为了进一步确定丘槽构造褶皱的位态特征, 分别对事件层 I, II 中的丘槽构造褶皱轴面进行的随机测量, 共获得 35 组数据(表 1). 水平校正后统计分析表明, 不同事件层的丘槽构造褶皱轴面优势方位不同(图 3). 事件层 I 的褶皱轴面优势方位为倾向 235°、

倾向 78°, 走向为 145°或 325°(图 3). 事件层 II 褶皱轴面直立, 走向近东西(图 3). 显然, 丘槽构造与北东东—南西西的燕辽裂谷带大角度相交, 即它们与盆地古坡向近于平行. 因此, 它们不可能形成于滑坡.

基于以上分析, 有理由确信雾迷山组的丘槽构造的驱动机制为地震. 相应地, II型丘槽构造上覆的砾屑白云岩为地震海啸沉积.

## 3 液化变形构造及其驱动机制分析

在事件层 I 中, 与丘槽构造相伴生的液化变形构造主要有 2 类: 一是液化层流动增加形成的水压破碎构造及伴生的流化砾岩; 二是液化脉构造.

### 3.1 水压破碎构造(hydraulic shattering)

水压破碎构造是沉积物液化、流动而使其静岩压力超过围岩强度而爆裂形成的构造 [2]. 在雾迷山组, 水压破碎构造形成于砂屑白云岩与致密纹层白云岩互层的岩系中, 与丘槽构造共生. 水下破裂构造具有液化层流动、底辟和发育流化砾岩 3 个特征(图 4).

图 5 描绘了 2 种不同类型的水压破碎构造. 图 4(a)显示, 液化层自右向左运动, 形成 2 个水压破裂带: 一个位于图右侧(HD1), 表现为液化的沉积物使深灰色泥晶白云岩破裂成碎块, 并卷入到液化层, 一起向上侵位形成流化砾岩沙侵构造; 另一个(HD2)位于图的中部, 表现为液化层上涌、底辟使围岩变形、破裂. HS2 左侧的粒屑白云岩中原生纹层未变形、未液化, 只是在其左上侧形成小型阶梯状伸展断裂系, 可能与围岩破裂、液化层减压形成塌陷有关. 图 4(b)为碎裂的围岩角砾与液化的粒屑白云质碎屑混合形成流化砾岩, 并向上侵位形成流化砾岩坨. 在 HD3 中, 角砾位于流化砾岩坨的顶部, 显示高压爆裂特

表 1 拒马河地区雾迷山组中丘槽构造褶皱轴面位态实测数据表

测点位置: 野三坡镇拒马河南岸 层面产状: 0°/0°				测点位置: 野三坡镇北流子村西 层面产状: 350°/5°			
野外测量值	水平校正值	野外测量值	水平校正值	野外测量值	水平校正值	野外测量值	水平校正值
242°/81°	242°/81°	240°/84°	240°/84°	348°/74°	348°/69°	195°/75°	195°/80°
240°/80°	240°/80°	232°/81°	232°/81°	115°/73°	116°/76°	189°/74°	189°/80°
235°/65°	235°/65°	236°/79°	236°/79°	121°/70°	122°/74°	166°/63°	166°/68°
232°/66°	232°/66°	235°/79°	235°/79°	311°/78°	310°/74°	171°/59°	171°/64°
231°/79°	231°/79°	244°/81°	244°/81°	197°/73°	196°/77°	190°/84°	190°/85°
228°/71°	228°/71°	246°/85°	246°/85°	220°/76°	219°/79°	188°/86°	187°/89°
260°/79°	260°/79°	261°/76°	261°/76°	349°/81°	349°/76°	350°/83°	350°/78°
255°/80°	255°/80°	258°/74°	258°/74°	189°/78°	188°/83°	354°/86°	354°/81°
261°/81°	261°/81°	245°/78°	245°/78°	348°/74°	348°/69°	350°/70°	350°/65°

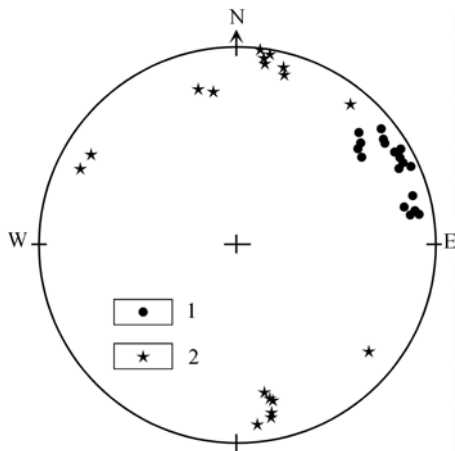


图 3 丘槽构造中同沉积褶皱轴面法线赤平投影图(下半球投影)  
1 事件层 I 中的褶皱; 2 事件层 II 中的褶皱

点. 左上角的 HD4 中, 液化层下部围岩开始破裂, 但未明显移位, 记录了水压破碎构造的初始状态.

综上所述, 水压破碎构造是一种沉积物液化后因流动而使下游增压而导致的破裂构造, 它一方面表现为液化层因流动而破坏其原生沉积构造, 另一方面表现为围岩破碎形成角砾, 并与液化沉积物混合形成流化砾岩. 这些流化砾岩侵位形成流化砾岩坨. 因此, 水压破碎构造是一种注入能量更大的地震液化构造.

### 3.2 液化脉构造

与软沉积物变形共生的液化脉主要有侧向滑移型和水压破裂型 2 种. 侧向滑移型液化脉呈蛇曲形, 与围岩高角度相交(图 5(a)). 脉体厚约 2~5 cm, 长约 150~270 cm, 平面、剖面上宽长比均很小. 脉体下与

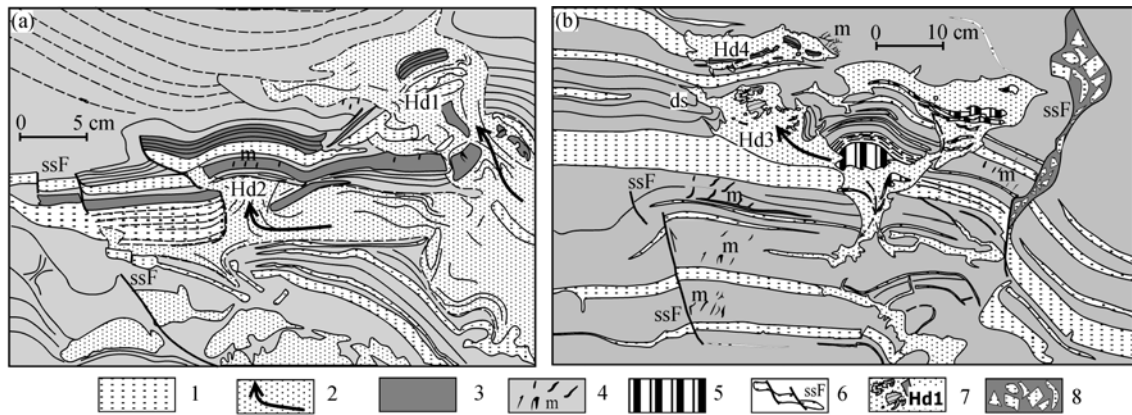


图 4 水压破碎构造典型实例照片素描图

(a) 侧向型水压破碎构造(1 元硬币直径为 2 cm); (b) 垂向型水压破碎构造; 1. 粒屑白云岩; 2. 液化粒屑白云岩及流向; 3. 深灰色泥晶白云岩; 4. 纹层状白云岩及 molar-tooth 构造; 5. 硅质岩; 6. 同沉积断裂; 7. 流化砾石及水压破碎构造编号; 8. 同沉积张性构造角砾岩

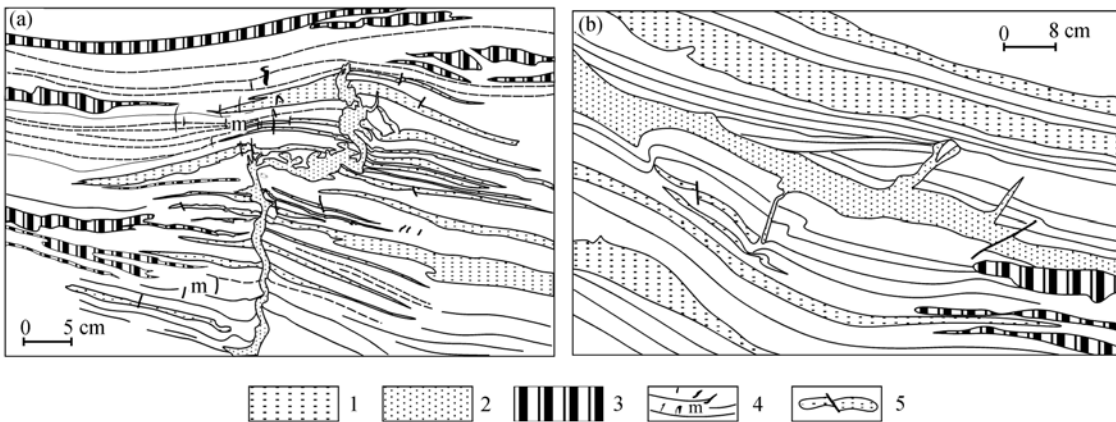


图 5 事件层 I 中典型白云质砂脉构造照片素描图

(a) 侧向滑移型液化脉; (b) 水压破裂型液化脉; 1. 粒屑白云岩; 2. 液化粒屑白云岩; 3. 硅质岩; 4. 纹层状白云岩及 molar-tooth 构造; 5. 同沉积断裂

液化层连通, 显示脉体源于下伏液化沉积层. 脉体与围岩界面截然、弯曲, 且围岩不发育与脉体主动侵位相匹配的脱拽变形, 表明脉体所占据的裂缝先于脉体形成. 因此, 侧向滑移型液化脉的形状本质上是这些张性裂缝的形状.

水压破裂型液化脉主要发育于丘槽构造褶皱翼部, 表现为小型、直板状、与液化层相连的脉体(图 5(b)). 脉体既可向上, 也可向下侵位于围岩. 平面上, 脉体呈条带状, 向两端尖灭; 剖面上, 脉体向侵位方向变窄、尖灭. 脉体与围岩高角度相交. 脉体周边的围岩中发育与脉体侵位方向相匹配的脱拽变形, 表明脉体主动侵位. 这一特征使其与侧向滑移型液化脉相区别.

上述 2 种类型的液化变形构造特征分析表明, 它们的形成直接受沉积物液化控制. 尽管沉积物液化机制多种多样, 但它们与丘槽构造共生, 且它们的岩石组合及其上、下地层沉积特征基本可以限定液化的驱动机制应是古地震.

#### 4 软沉积变形构造的地质意义

中元古界雾迷山组是燕辽裂谷带强烈下陷期的产物<sup>[18]</sup>. 当时的拒马河地区位于该裂谷带西缘控盆断裂带内, 应属构造活动强烈区(图 6). 该地区雾迷山组软沉积物变形构造的研究及地震驱动机制的确定具有重要的地质意义, 主要表现在以下 3 个方面:

(1) 为建立更高精度的地层对比框架提供了重要线索

燕辽裂谷西缘地区的雾迷山组处于沉积相快速变化带内, 以岩石地层特征为基础的区域地层对比受到限制. 以软沉积物变形构造为基本组成单元的地震事件层作为受同一条断裂活动控制的产物能够作为标志层对凌源-密云断裂带附近的地层进行对比, 有望建立高精度的等时对比格架. 而且, 除野三坡地区外, 凌源-密云断裂带及邻近地区已发现多处地震地层记录<sup>[11,19,20]</sup>, 为实现研究目标奠定了基础.

(2) 有望查清西缘控盆断裂活动历程, 丰富裂谷地质作用的内涵

古断裂活动历程的重塑是区域构造研究中的难点. 利用断裂活动与地震事件层之间的因果关系, 通过确定地震事件层发育的时空位置必将为确定断裂

活动的时间特征提供重要依据<sup>[20]</sup>. 地震事件层确定的关键就是地震驱动的软沉积物变形构造研究. 因此, 软沉积物变形构造研究是确定断裂活动的有效途径. 野三坡地区雾迷山组中 2 个软沉积物变形构造事件层的发现表明, 凌源-密云断裂在距今 13 亿年期间曾发生 2 个重要活动期, 证实燕辽裂谷带确实存在断裂活动. 另一方面, 将迄今已发现的所有地震驱动的软沉积物变形构造标在构造古地理图上, 发现它们均落在凌源-密云断裂附近, 且与地层厚度剧变带平行(图 6), 清楚地表明软沉积物变形构造研究可以为确定古断裂的几何学特征提供依据.

(3) 建立不同沉积相区、不同构造部位地震沉积记录模式

野三坡地区雾迷山组 2 个事件层具有不同的软沉积物变形特征和相关沉积记录. 事件层 I 以发育与液化构造伴生的丘槽构造和震后正常沉积为特征, 而事件层 II 则以发育无液化构造伴生的丘槽构造和地震海啸沉积为特征. 这种差异表明, 不同相区地震事件记录的内涵是不同的. 事件 I 为滨岸带地震地层记录的代表, 而事件层 II 则为斜坡带及深盆区地震地层记录. 由于野三坡地区位于裂陷盆地的陡坡带<sup>[17,18]</sup>, 因此滨岸带常位于伸展断裂带内或下(抬升)盘, 而斜坡和深盆带则常位于断裂上(下降)盘. 基于此, 有理由推测事件层 I 发育的构造部位是断裂带或抬升盘, 而事件层 II 则发育于下降盘. 所以, 可以利用软沉积变形构造特征来判断它们所处的构造部位或确定诱发地震的断裂所在的位置.

#### 5 主要结论

通过上述对雾迷山组软沉积物变形构造及相关沉积的研究, 可以得出以下主要结论:

(1) 雾迷山组发育 2 个地震事件层, 分别位于雾迷山组岩性段 I 的底部和顶部.

(2) 地震事件层中发育的软沉积物变形构造类型主要有丘槽构造、水压碎裂构造、液化脉构造. 丘槽构造可分成 2 类: 一是大量伴生液化构造、正常沉积物充填槽内的 I 型丘槽构造; 一是无液化构造发育、被地震海啸沉积覆盖的 II 型丘槽构造. 前者发育于滨岸带, 后者发育于斜坡或深盆区. 水压碎裂构造

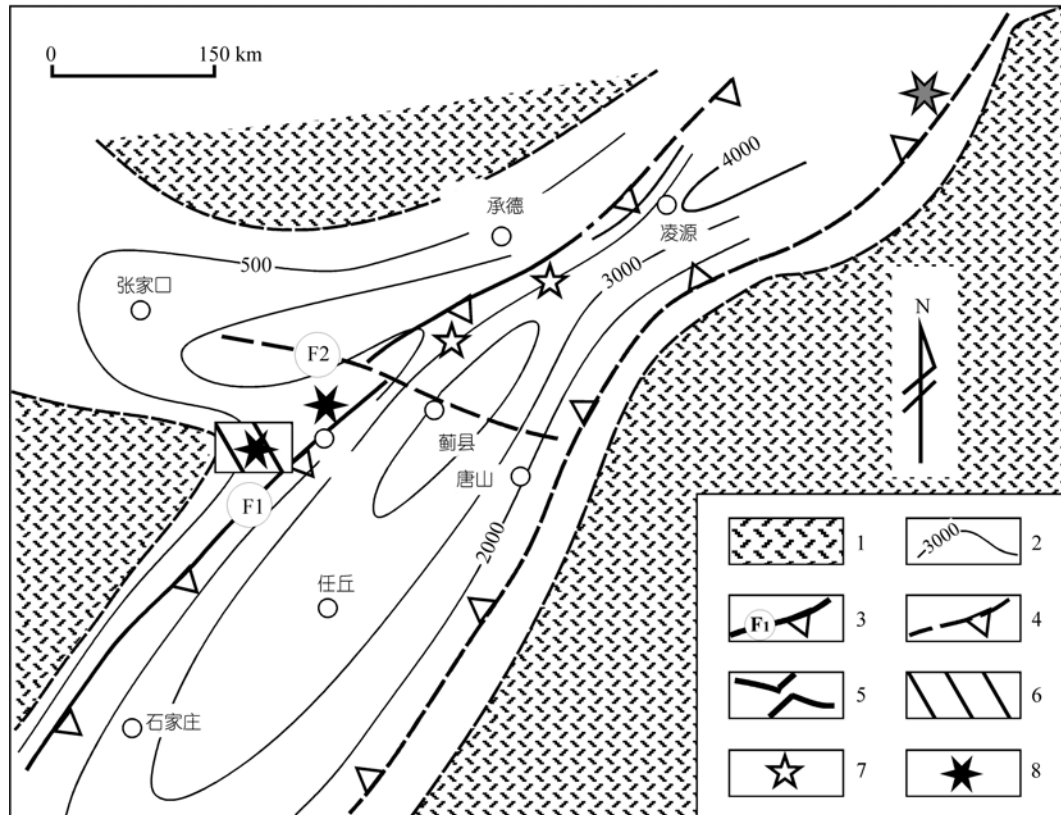


图 6 燕辽裂谷带原盆地结构及已发现的地震事件沉积位置图

地层等厚线资料据温献德<sup>[18]</sup>; 断裂位置资料据和政军等<sup>[19]</sup>. 1. 古陆; 2. 高于庄组和雾迷山组厚度等值线; 3. 断层及编号: F1 凌源-密云断裂; 4. 推测断裂; 5. 走滑断裂及编号: F2 赤峰-滦县断裂; 6. 详细研究区; 7. 高于庄组中已发现的同构造沉积; 8. 雾迷山组软沉积变形构造发现点

伴生流化砾岩坨、底辟沙侵构造和塌陷断裂构造. 液化脉发育侧向滑移型和水压破裂型 2 种.

(3) 野三坡地区雾迷山组软沉积物变形构造的位态、形态特征指示地震是它们最有可能的驱动机制, 事件层本质上就是震积岩.

(4) 基于野三坡地区雾迷山组软沉积变形构造研究成果, 结合前人资料分析, 证实雾迷山组震积岩沿燕辽裂谷带西缘控盆断裂发育. 它们之间密切的时空联系为研究西缘断裂活动历史, 建立不同构造部位地震沉积序列提供了重要线索.

**致谢** 野外工作期间获得美国 Kentucky 大学 Frank R. Etensohn 教授和中国地质大学(北京)史晓颖教授的帮助与支持; 中国地质大学(北京)实习基地建设专项基金支持了部分学生的野外工作, 在此一并表示感谢.

## 参 考 文 献

- McCaplin J P. Paleoseismology. San Diego: Academic Press, 1996. 1—588
- Obermeier S F. Use of Liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng Geol*, 1996, 44(1-4): 1—74 [DOI]
- Pope M C, Read J F, Bambach R, et al. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin. *GSA Bull*, 1997, 109(4): 489—503
- Etensohn F R, Rast N, Kulp M A. Locating possible epicentral areas for paleoearthquakes, middle Ordovician Lexington Limestone, central Kentucky. *Geol Soc of Am Abst Prog*, 2000, 32: A215
- Rast N, Etensohn F R, Rast D E. Taconian seismogenic deformation in the Appalachian Orogen and the North American craton. In: Mac-Niocaill C, Ryan P D, eds. *Continental Tectonics*. *Geol Soc of London Special Publication*, 1999, 164: 127—137
- Matsuda J I. Seismic deformation structures of the post-2300a BP muddy sediments in Kawachi lowland plain, Osaka, Japan. *Sed Geol*, 2000, 135(1-4): 99—116 [DOI]
- Obermeier S F. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and



- Illinois, USA. *Eng Geol*, 1998, 50(3-4): 227—254 [\[DOI\]](#)
- 8 Rodriguez-Pascua M A, Calvo J P, Vicente G D, et al. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sed Geol*, 2000, 135(1-4): 117—135 [\[DOI\]](#)
- 9 Moretti M. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene Aeolian deposits (Apulian foreland, Southern Italy). *Sed Geol*, 2000, 135(1-4): 167—179 [\[DOI\]](#)
- 10 Rossetti D F, Goes A M. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codo Formation, Northern Brazil. *Sed Geol*, 2000, 135(1-4): 137—156 [\[DOI\]](#)
- 11 宋天锐. 北京十三陵前寒武纪碳酸盐岩地层中的一套可能的地震-海啸序列. *科学通报*, 1988, 33(8): 609—611
- 12 乔秀夫, 高林志. 华北中新元古代及早古生代地震灾变事件及与 Rodinia 的关系. *科学通报*, 1999, 44(16): 1753—1757
- 13 王松山, 桑海清, 裘冀, 等. 蓟县剖面杨庄组和雾迷山组形成年龄的研究. *地质科学*, 1995, 30(2): 166—172
- 14 Bauerman H. Report on the geology of the country near the forty-ninth parallel of the north latitude west of Rocky Mountains. Canadian Geological Survey, Report of Progress, 1885, 1882-1884: 1—2
- 15 Furniss C S, Rittel J F, Winston D. Gas bubble and expansion crack origin of molar-tooth calcite structures in the Middle Proterozoic Belt supergroup, western Montana. *J Sediment Res*, 1998, 68(1): 104—114
- 16 Elliott C G, Williams P F. Sediment slump structures: A review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *J Struct Geol*, 1988, 10(2): 171—182 [\[DOI\]](#)
- 17 Lowes D R. Subaqueous liquefied and fluidized flows and their deposits. *Sedimentology*, 1976, 23(3): 285—308
- 18 温献德. 华北北部中、上元古界的大陆裂谷模式和地层划分. 前寒武纪研究进展, 1997, 20(3): 21—28
- 19 和政军, 孟祥化, 葛铭. 燕山地区长城纪沉积演化及构造背景. *沉积学报*, 1994, 12(2): 10—19
- 20 乔秀夫. 中朝板块元古昼板内地震带与盆地格局. *地学前缘*, 2002, 9(3): 141—149