

古郯庐带沧浪铺阶地震事件、层序及构造意义*

乔秀夫 高林志 彭 阳 李海兵

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要 胶辽徐淮地区下寒武统的沧浪铺阶沿郯庐断裂两侧分布. 辽东半岛的沧浪铺阶包括葛家屯组、大林子组与碱厂组(位于郯庐断裂东侧). 大林子组形成于滨海萨布哈环境, 整个岩组充满了地震灾变事件记录, 其特征为液化泄水脉、水塑性褶皱、水塑性微断层(三者相伴生), 液化卷曲变形、液化角砾岩与砂岩墙; 总结了萨布哈泥质岩中的地震液化序列. 苏皖北部的沧浪铺阶(位于郯庐断裂西侧)包括金山寨组、沟后组下段及上段. 沟后组同样系干旱的潟湖环境沉积, 与大林子组为同一气候带岩组, 但在苏皖北部的沧浪铺阶岩组中未发现地震事件记录. 苏皖北部沧浪铺阶可识别出 4 个层序, 但在辽东半岛则缺少一个层序. 从灾变事件、层序地层以及具体岩组岩性对比角度, 不支持辽东半岛的沧浪铺阶系由苏皖北部于中生代平移数百公里至目前位置的观点.

关键词 沧浪铺阶 大林子组 郯庐断裂 地震灾变事件 液化泄水脉 水塑性褶皱 泥质岩地震液化序列

古郯庐带(图 1)指吉林南部、辽东半岛、山东半岛中部及苏皖北部, 它位于中朝板块东部, 是新元古代的板内强地震带, 发展时间震旦纪~晚石炭世早期^[1~4]. 古郯庐带中的下寒武统沧浪铺阶在辽东半岛包括葛家屯组、大林子组及碱厂组(昌平组)等 3 个岩组^[5], 这 3 个岩组在古郯庐带中可追踪对比(图 2).

1 大林子组地震灾变记录

寒武系大林子组(ϵ_1d)分布于辽东半岛, 底部以透镜状水道砾岩与下伏沧浪铺阶葛家屯组平行不整合接触, 顶部以岩屑型风化壳与碱厂组分界.

1.1 岩性与环境

大林子组可分为 4 个岩性段(图 2). 第 1 段为中-粗粒、红-黄色砂屑岩, 具十分发育的鱼骨状交错层理, 厚 15 m, 代表潮间带与潮下带环境.

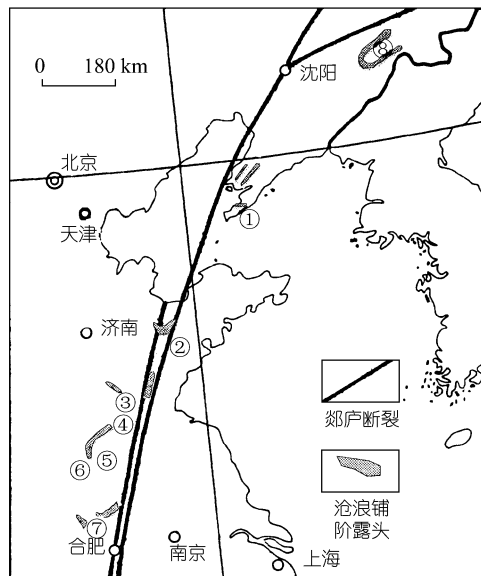


图 1 研究区位置及沧浪铺阶剖面
剖面位置: ①辽东半岛大连金州, ②山东莒县浮来山, ③山东苍山县, ④江苏贾汪, ⑤安徽宿县金山寨村, ⑥安徽宿县沟后村, ⑦安徽淮南, ⑧吉林通化

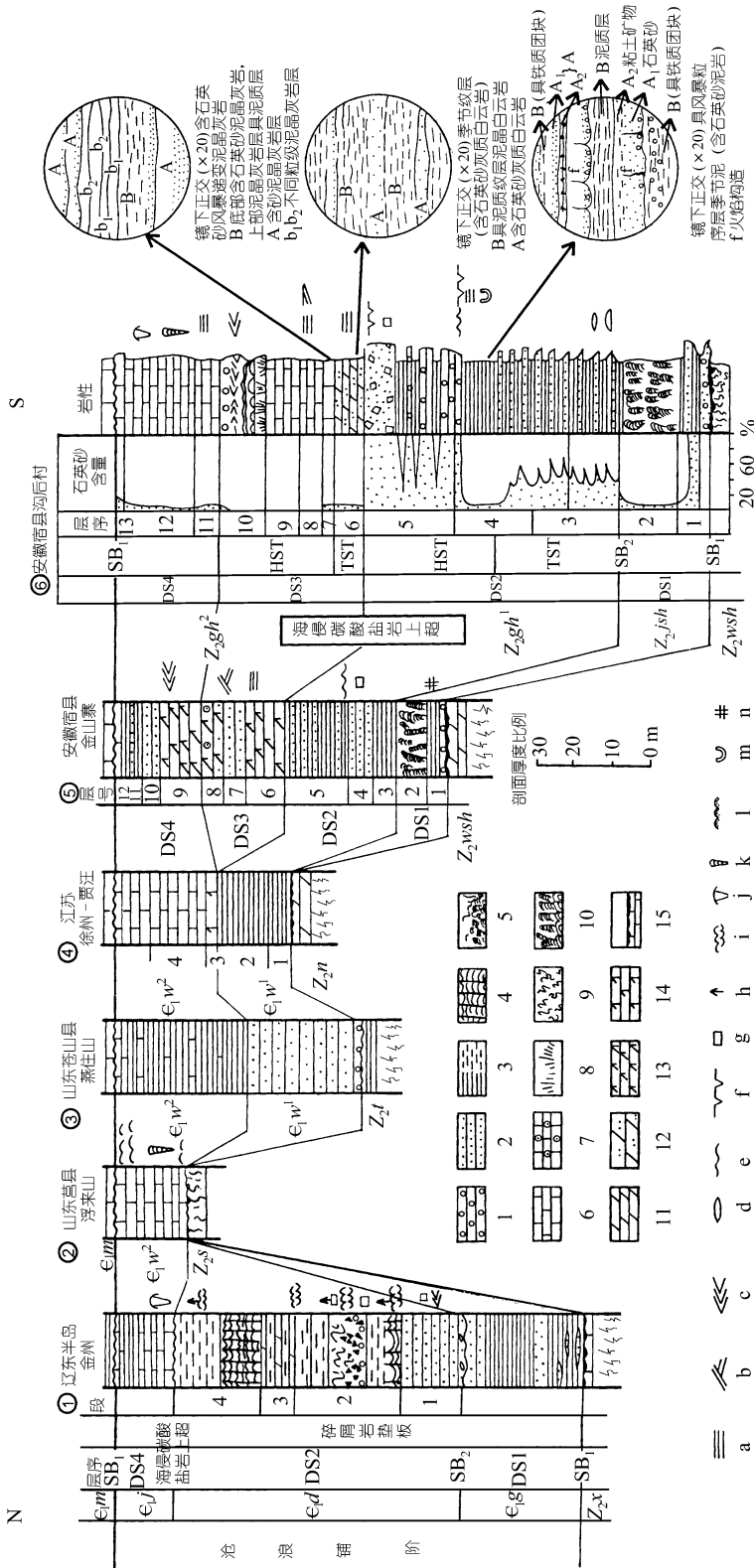


图 2 古庐带沧浪铺阶地震灾变事件及层序地层

Z_{2x} 为震旦系兴民村组, Z_{2s} 为震旦系石旺庄组, Z_{2f} 为震旦系佟家庄组, Z_{2p} 为震旦系倪园组, Z_{2wsh} 为震旦系望山组, ϵ_{1g} 为下寒武统葛家屯组, ϵ_{1d} 为下寒武统大林子组, ϵ_{1j} 为下寒武统金寨组, ϵ_{1gh} 为下寒武统沟后组, ϵ_{1m} 为下寒武统馒头组, TST 为海侵体系域, HST 为高位体系域, DS 为层序; 剖面位置见图 1. 1. 砾岩, 2. 砂岩, 3. 页岩、泥岩, 4. 泥质液化脉震积岩, 5. 盐溶角砾岩, 6. 灰岩, 7. 鲕粒灰岩, 8. 砾屑灰岩, 9. 碳酸盐岩震积岩(液化泄水脉), 10. 叠层石灰岩, 11. 白云岩, 12. 含石英砂白云岩, 13. 灰质白云岩, 14. 白云质灰岩, 15. 红土型风化壳. a. 水平层理, b. 交错层理, c. 鱼骨状层理, d. 透镜层理, e. 波浪, f. 泥裂, g. 盐晶, h. 帐篷构造, i. 结肠构造, j. 三叶虫, k. 小壳, l. 生物碎屑, m. Towuia(蠕虫化石), n. 海绿石

第 2 段为红、黄、绿等含石英粉砂的白云质泥岩及绿色伊利石、绿泥石页岩, 具一系列地震诱发的液化泄水脉构造、石膏层及石膏溶解后的盐溶角砾岩(图 3(a))及盘肠构造; 具多个钙结壳层(图 3(b))(层厚 2~9 cm); 第 2 段为潮间带、潮上带盐池微相单元, 是一个经历多次短暂暴露的岩段, 总厚 40 m. 第 3 段为白云岩与绿色泥岩互层, 计有 3 层白云岩(单层厚 70 cm~1.1 m), 白云岩中普遍含有石英砂与长石砂, 总厚 7 m. 第 4 段下部为绿色泥岩, 上部为红色、黄色具季节纹层的泥灰岩, 泥灰岩中矿物成分为: 泥晶方解石(80%), 石英粉砂约 5%, 伊利石约 5%, 石膏单晶假象约 10%. 第 4 段下部以一系列密集的地震液化脉为特征. 第 4 段总厚 21 m, 岩石显示极好水平纹层, 是一个潮上咸湖环境岩段.

大林子组 2~4 段是干旱-半干旱气候条件下, 陆地与潮间带之间滨海平原含膏盐的沉积, 即典型的滨海萨布哈(Sabkha, 阿拉伯语中的一种读音, 含义为“盐坪”)环境. 大林子组盐坪曾遭受过 3 次海进(第 3 段三层白云岩).

1.2 地震灾变事件

大林子组 2~4 段是一个充满地震灾变事件记录的岩段, 特征是液化作用形成的沙、泥质脉, 水塑性褶皱, 液化卷曲变形(hydroplastic deformation), 水塑性微断层(hydroplastic microfault)及液化角砾岩.

强地震振动引起的剪切力, 促使未固结沉积物中的砂粒滑移改变排列状态, 使应力由沙骨架转移至水, 引起超孔隙水压力, 当全部应力转移至空隙水后, 超空隙水压力等于饱和沙所承受的总应力, 在完全水平的沙层中便产生了液化作用, 沙与水混然一体, 产生了悬液, 水与沙粒混合体在层内运动, 形成泄水脉及一系列层内液化变形构造, 成为地层中的地震事件记录. 大林子组滨海 Sabkha 系潮上带富含水的环境, 沉积物颗粒粗, 所处围压很小, 地震液化时上覆沉积物不厚, 因此所形成的液化脉比碳酸盐层中液化脉宽且长. 由于上覆地层厚度小, 承受重压小, 成岩中液化脉仍保持相对直立而未弯曲.

1.2.1 液化泄水脉与水塑性褶皱 位于大林子组的 2~4 段中, 尤以 4 段最为发育, 呈密集型绿色脉, 脉的成分与绿色围岩成分一致, 为绿泥石、伊利石白云质泥岩; 野外宏观可见绿色微细水平纹层理与直立的液化泥质脉相联通, 表明直立泥质脉系由无数水平纹层中颗粒液化集中形成的; 泥质脉一般 5~40 mm 宽, 垂直于层面上的长度 50~700 mm, 甚至达 1 m, 短者仅 20~40 mm; 泄水脉呈板状体, 在层面上相互交织呈多边形形态(图 3(c), 图 4).

泥沙颗粒的液化脉除向上移动外, 由于受到上部及四周压力, 迫使泥沙向压力小的下方移动. 导致泄水脉同时向岩层内上方及下方两个相反的方向液化(图 3(b), 图 4).

沙泥质脉与层面垂直, 脉的两端相对尖细, 并穿刺纹层使之弯曲成背形(上端)与向形(下端). 如几个相距较近的泄水脉则可在脉的两端产生一系列背形与向形褶皱(图 3(b)), 即水塑性褶皱. 水塑性褶皱轴面与板状形态泄水脉的平面一致, 而在层面上泄水脉及水塑性褶皱交织呈多边形隆起(图 3(c), 图 4).

Sabkha 环境形成薄的沉积层, 液化作用及相应的液化泄水脉活动限制在薄层组成的一段地层内. 图 3(b)中的泄水脉及水塑性褶皱位于两个钙结壳层(短暂的暴露面)限制的 1 m 厚的岩层内, 代表一次地震液化作用早期的记录. 大林子组中共出露 5 个泄水脉与水塑性褶皱岩段.

1.2.2 水塑性微断层 与泄水沙泥质脉伴生, 是软沉积物本身重力作用下沿泄水脉与被侵位的围岩之间的微型错位, 表现为在脉壁形成极薄的钙质膜, 其上发育擦痕, 擦痕具一定方向. 水塑

性微断层与作者曾描述的碳酸盐岩层中地震成因的粒序断层(fault-graded)形态及成因不同^[1,2].

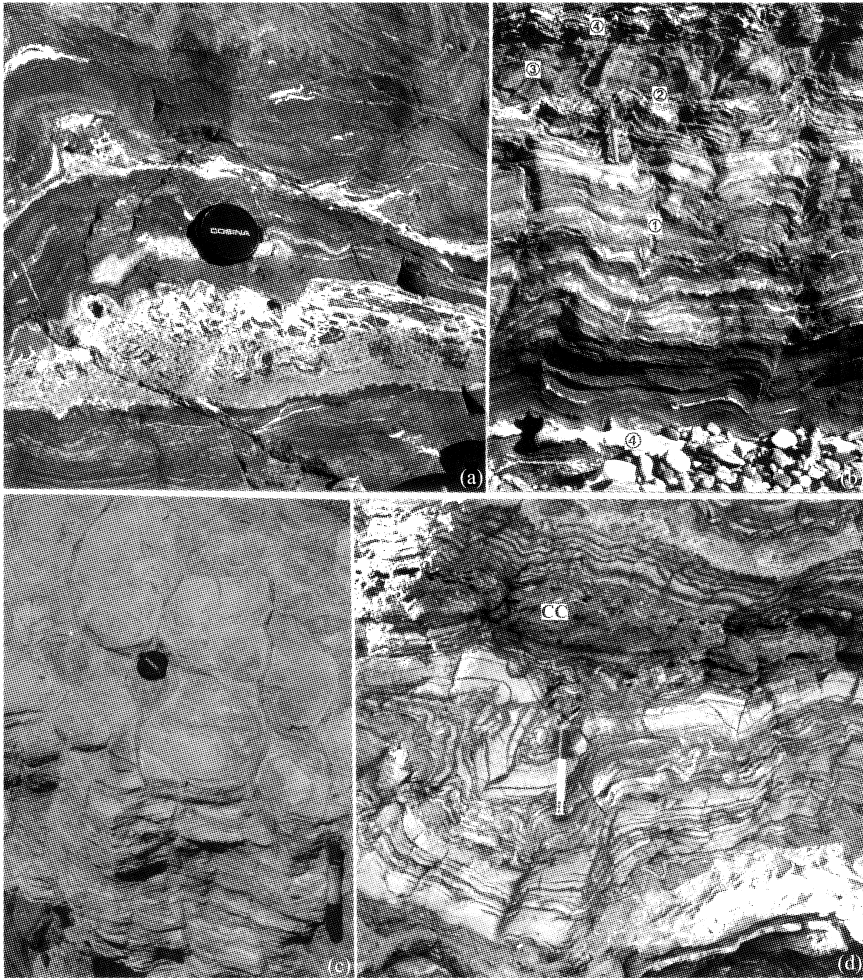


图 3 大林子组岩性及地震事件记录

(a) 盐溶角砾岩, 萨布哈潮上带微相单元; (b) 液化泄水沙、泥质脉①, 水塑性褶皱②, 水塑性微断层③及钙结壳层④; (c) 液化沙泥质脉在三度空间的表现、脉呈板状体, 层面上构成许多隆脊相互交织, 脉的成分: 65%粉晶白云石, 25%石英砂, 5%云母片及 5%绿泥石; (d) 液化卷曲变形及水塑性微断层, 记号笔上方为液化角砾岩, 照片上方为较平直的钙结壳层(CC), 表明褶皱为层内液化成因

1.2.3 液化卷曲变形与液化角砾岩 液化卷曲变形指层内起因于液化作用形成的卷曲(图 3(d)), 是一种水塑性变形^[6]. 与液化泥质脉两端的背形和向形成因不同, 泥质脉两端的背形、向形是受泥质脉穿刺形成; 层内产生的液化变形不遵循力学机制, 无固定规律. 液化卷曲变形进一步可发展为液化角砾岩, 液化作用高潮时, 岩层被撕裂在岩层内原地破碎形成角砾岩, 角砾具可拼性. 液化泄水脉在不同方向穿刺岩层, 使层内角砾化, 也形成液化角砾岩, 角砾同样具可拼性.

1.2.4 序列 大林子组地震液化作用记录由液化泄水脉、水塑性褶皱与水塑性微断层(三位一体)(A 单元), 液化角砾岩单元(B), 液化卷曲褶皱(变形)单元(C)及顶部液化砂岩脉(砂岩床、

砂岩墙)(D 单元)等 4 个单元组成. 泄水砂岩墙、砂岩脉单元可出现在泥质岩地震液化序列的任何部位, 取决于泥质岩中所夹砂岩层.

图 4 可作为泥质岩及含膏盐地层中地震液化事件序列的总结.

(1) 依据液化脉与软沉积物成岩构造(钙结壳、盘肠构造与盐溶角砾岩)关系, 图 4 中液化脉的侵位应在大林子组早期成岩阶段, 即侵位于软沉积物中的地震记录.

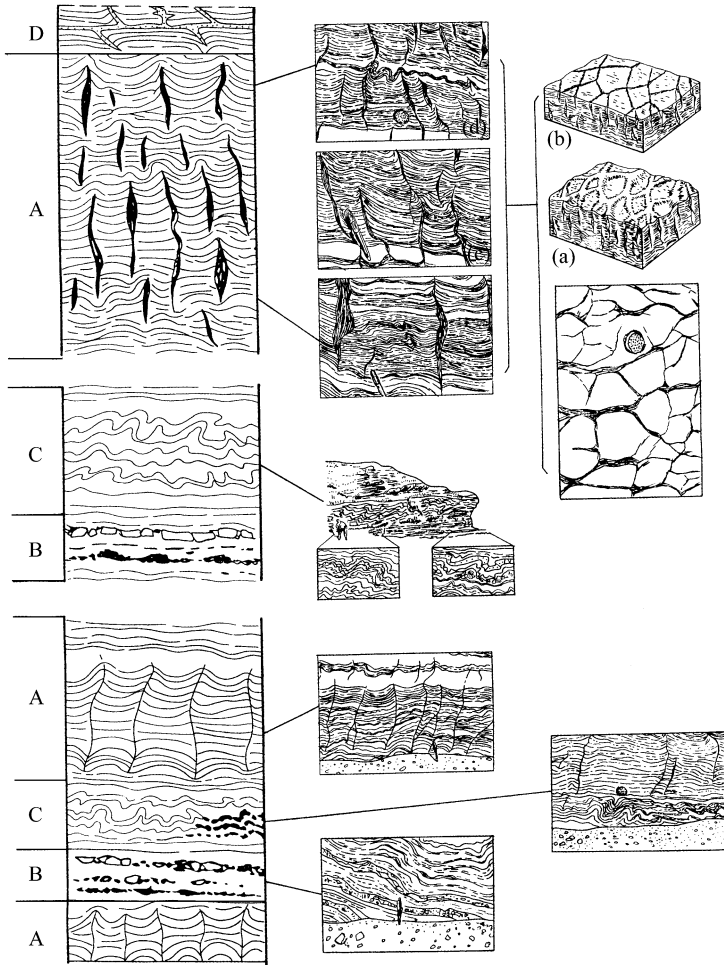


图 4 大林子组 Sabkha 泥质岩地震液化序列(据文献[3]补充)

A. 液化沙泥质脉、水塑性褶皱、水塑性微断层三位一体单元, 右侧细部素描图表示液化脉立体关系, (a)层面上隆脊相互交织; (b)被剥蚀后情况; (c)和(d)剖面上表现, 脉在层内向上层面及下层面两个方向侵位; B. 液化角砾岩单元; C. 液化卷曲褶皱单元; D. 液化砂岩脉(砂岩墙、砂岩床)单元

(2) 在大林子组 2 段, 4 段, 尤其在 4 段中, 液化脉是沿垂直层面固定方向的微裂隙形成. 已有具有一定方向的密集的微裂隙有两个成因, 一种是大林子组沉积物早期成岩过程中软沉积物脱水, 收缩变形而成; 另一种可能是 520 Ma 左右(大林子组沉积时期)构造运动, 产生大地震时形成的构造裂隙(液化现象一般是在地震发生后数分钟之后产生).

(3) 一次地震依次出现(A 或 D), B, C 单元, 在剖面中上述单元可单独出现或两个单元一起出现, 但是序列单元中以液化泄水脉(即 A 单元)最重要, 它是鉴别泥质岩地震纪录的主要标志.

(4) 泥质岩中液化泥质脉或砂岩脉,其长度、宽度及平面上延长均大于碳酸盐岩中液化碳酸盐岩脉;一般情况下,脉比较直立,很少弯曲。

(5) 对我国 1955 年以前近 900 年间历次地震喷水冒沙资料统计研究^[7],震级和发生液化的范围存在密切关系,即震级大,发生液化的范围也越大。震级为 6 级时液化范围距震中距离约为 10~50 km;震级为 7 级时液化范围距震中最大距离为 100 km;震级为 7.8 级时液化范围距震中最大距离约 200 km(1976 年 7 月 28 日唐山地震);8 级以上毁灭性地震(1668 年山东郯城 8.6 级地震)液化范围距震中最大距离约为 800 km;而地震震级小于 5 级时,在我国的地震文献中无喷水冒沙的记录。文献[8]曾进行沙层的振动液化模拟实验,选择 7~9 度地震烈度(相当于地震震级 6 级以上)区的振动频率与加速度,模拟地震时的水平振动,沙层产生了液化现象。对照历史地震记录与模拟实验,产生液化现象地震震级需 5 级以上。大林子组分布于辽东半岛南端,从半岛西侧渤海金州湾海岸至半岛东侧黄海大连金石滩海岸,东西方向相距 60 km 范围内均有十分发育的、壮观的地震液化记录。因此,图 4 地震液化序列所代表的地震震级远远大于 5 级。大林子组是早寒武世强地震形成的灾变事件岩组。

2 层序地层与对比

皖北宿县沧浪铺阶包括金山寨组、沟后组下段及沟后组上段(图 2)。

沟后组¹⁾实际分为两段。下段(ϵ_1gh^1)为干旱环境下红色碎屑岩含盐段,剖面的下部是薄层砂质页岩与砂岩互层,上部为中层含砾砂岩及砂岩,层面广泛发育丰富石盐假晶与泥裂。沟后组下段系一个干旱气候带障壁潟湖环境,这个干旱带层位从苏皖北部向北延至山东直抵辽东(大林子组)、吉林南部(黑沟子组)^[5](图 1 中⑧),向南与猴家山组(图 1 中⑦)中段相连接。沟后组上段为灰岩层,相当于辽南碱厂组、淮南猴家山组^[11]上段灰岩层位。

沧浪铺阶底界是下伏震旦系顶部(即:辽东半岛的兴民村组,山东半岛的石旺庄组,苏皖地区的倪园组,望山组等)碳酸盐岩的红土型风化壳;顶界为碱厂组顶部与馒头组之间的间断面,多数地区也具风化壳;这两个层序界面是大区域性的,在古郯庐带全境可追踪。

整个沧浪铺阶可识别出 4 个三级层序(DS),分别为金山寨组(DS1)沟后组下段(DS2),沟后组上段(DS3, DS4)。DS1 与 DS2 之间层序界面为岩相转换面;DS3 与 DS2 之间为碳酸盐海侵上超面,DS3 上超于 DS1 与 DS2 碎屑岩垫板之上,这是沧浪铺阶内部最重要的层序界面。图 2 层序地层为依据的对比中,在辽东半岛,缺失了层序 3(DS3),DS4 直接上超于 DS1 及 DS2 碎屑岩垫板之上。从沧浪铺阶底部不整合面及金山寨组构成碎屑岩垫板角度分析,本文将金山寨组置于寒武系。

3 构造意义

文献[12]第一次提出郯庐断裂是一个中生代的巨型左行平移断裂,之后于 1964~1996 年间对郯庐断裂系进行了全面综合研究^[13~19],认为平移断距达 740 km。这一观点得到中外众多地质学家的广泛重视与赞同^[20~30]。徐学思从新元古界对比,系统论证了郯庐断裂中段(苏皖北部与辽东半岛)左行平移约 550 km^[29];陈容度从辽东、辽西地质对比(主要从不同时代地层与岩

1) 安徽省地质局区域地质调查队,中华人民共和国区域地质调查砾山幅(I-50-XV)等三幅地质调查报告(1:20 万),1977. 1~

相带)进一步证明徐嘉炜推断的郯庐断裂在山东与辽宁段的最大平移距离为 600 km^[30]; 他们均认为辽东新元古界与早古生界盆地是由苏皖北部平移至现今的位置。

有关郯庐断裂左行平移的年代, 最近的研究趋向于晚侏罗世或早白垩世^[25,31], 那么辽东半岛白垩纪之前的地层, 包括本文所涉及的沧浪铺阶均为异地系统, 它们是从江苏、安徽左行走滑长途旅行至目前的位置。但是, 依据本文的研究, 目前沧浪铺阶岩组记录与巨大平移观点相矛盾。

(1) 辽东半岛大林子组中十分发育的强地震记录在郯庐断裂以西的苏皖北部沧浪铺阶中并未发现。图 1 中①位于辽东半岛东侧, 黄海海岸, 在半岛西侧渤海海岸同样分布沧浪铺阶地震记录, 将辽东半岛南移至图 1 中⑤的纬度位置, 两者相距仅 50~70 km, 早寒武世沧浪铺期强地震时沉积物液化范围完全应涉及两个地区。但苏皖北部沧浪铺阶缺失强地震记录, 表示两者当时并非处于同一地理位置。

(2) 辽东半岛沧浪铺阶比苏皖北部少了一个层序。三级层序具有大区域等时对比意义, 辽东半岛缺失 DS3, 表明沧浪铺期 DS2 之后辽东半岛位置曾有地区性构造抬升, 这次抬升并未影响到苏皖北部, 表明当时二者地理位置相距甚远。

(3) 葛家屯组、大林子组、碱厂组与苏皖北部 3 个组的岩性、岩相差别较大(图 2)。

4 结论

上述 3 点表明: 分布于郯庐断裂中段以东辽南的沧浪铺阶与苏皖北部沧浪铺阶(位于郯庐断裂西侧)当时不在一个地理位置上, 辽东半岛的沧浪铺阶, 不可能是从苏皖北部平移的结果。沧浪铺阶的地震灾变事件与层序地层的客观地质记录尚不支持郯庐断裂巨大平移; 也不支持辽东半岛沧浪铺阶是晚侏罗世或早白垩世期间从苏皖北部巨大平移至现今位置的观点。

辽东半岛与苏皖北部的沧浪铺阶现在的分布呈 NNE 向(图 1), 由于它们是在干旱、半干旱炎热条件下形成的, 很可能在早寒武世沧浪铺期, 是一个平行于低纬度的 EW 向盆地, 苏皖北部与辽东的沧浪铺阶各位于盆地的两端。

参 考 文 献

- 1 乔秀夫, 宋天锐, 高林志, 等. 碳酸盐岩振动液化地震序列. 地质学报, 1994, 68(1): 16~34
- 2 乔秀夫, 宋天锐, 李海兵, 等. 辽东半岛南部震旦系—下寒武统成因地层. 北京: 科学出版社, 1996. 1~173
- 3 乔秀夫, 李海兵, 高林志. 华北地台震旦纪—早古生代地震节律. 地学前缘, 1997, 4(3): 155~160
- 4 乔秀夫, 高林志. 华北中新元古代地震灾变事件及与 Rodinia 的关系. 科学通报, 1999, 44(16): 1753~1757
- 5 项礼文, 朱兆玲, 李善姬, 等. 寒武纪. 北京: 地质出版社, 1999. 1~95
- 6 Plaziat J C, Pruser B H, Philobos E. Seismic deformation structure (seismites in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egpt). Bull Soc Geol France, 1990, (8): 419~439
- 7 刘 颖, 谢君斐. 砂土震动液化. 北京: 地震出版社, 1989. 1~327
- 8 冯先岳. 地震振动液化变形的研究. 内陆地震, 1989, 3(4): 209~307
- 9 邢裕盛, 高振家, 王自强, 等. 中国地层典, 新元古界. 北京: 地质出版社, 1999. 1~118
- 10 高振家, 陈克强, 魏家庸. 中国岩石地层辞典. 武汉: 中国地质大学出版社, 2000. 1~628
- 11 徐嘉炜. 淮南寒武纪沉积. 合肥矿业学院学报, 1956, (1): 22~24
- 12 徐嘉炜. 郯城-庐江深断裂带的平移运动. 华东地质, 1964, (5): 18~31
- 13 徐嘉炜. 试论郯庐断裂带的平移及其地质与找矿意义. 地质矿产研究, 1978, (5): 1~30

- 14 徐嘉炜. 郯庐断裂带的平移运动及其地质意义. 见: 国际交流地质学术论文集(1). 北京: 地质出版社, 1980. 129~142
- 15 徐嘉炜, 崔可锐, 刘 庆, 等. 东亚大陆边缘中生代的左行平移断裂作用. 海洋地质与第四纪地质, 1985, 5(2): 51~64
- 16 徐嘉炜, 朱 光, 吕培基, 等. 郯庐断裂带平移年代学研究的进展. 安徽地质, 1995, 5(1): 1~12
- 17 徐嘉炜. 再论郯庐断裂带的最大平移幅度——鲁西—辽北地块的对比. 中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊, 1994, (3): 43~55
- 18 Xu J W, Zhu G. Tectonic models of the Tan-Lu fault zone, eastern China. *International Geology Review*, 1994, 36: 771~784
- 19 Xu J W. The Epi-continental area of Southeast China and relevant earthquakes. *Acta Seismologica Sinica*, 1996, 9(4): 566~571
- 20 邓乃恭. 中生代华夏类型构造和郯庐断裂体系的特征与形成机制. 见: 构造地质论丛(3). 北京: 地质出版社, 1984. 33~38
- 21 马杏垣. 中国及邻近海域岩石圈动力学图集. 北京: 地质出版社, 1986
- 22 许志琴. 扬子板块北缘的大型深层滑脱构造及动力学分析. 中国区域地质, 1987, 6(4): 289~300
- 23 徐树桐, 陈冠正, 陶 正. 中国东部徐淮地区地质构造格局及其形成背景. 北京: 地质出版社, 1993, 1~71
- 24 Wan Tianfeng. Formation and Evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 1~85
- 25 朱 光, 徐嘉炜. 郯庐断裂带与大别—胶南造山带的构造关系, 见: 马宗晋, 杨主恩, 吴正文, 主编. 构造地质学——岩石圈动力学研究进展. 北京: 地震出版社, 1999. 164~169
- 26 刘和甫, 夏义平, 殷进垠, 等. 走滑造山带与盆地耦合机制. 地学前缘, 1999, 6(3): 121~132
- 27 王小凤, 李中坚, 陈柏林, 等. 郯庐断裂带. 北京: 地质出版社, 2000, 1~374
- 28 Okay A I, Sengor A M C. Evidence for intracontinental thrust related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. *Geology*, 1992, 20: 411~414
- 29 徐学思. 徐淮、胶辽震旦亚界的统一划分及郯庐断裂的平移. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 1981, (3): 83~102
- 30 陈容度. 从辽宁东、西部地质对比讨论郯庐断裂的平移运动. 辽宁地质, 1995, (3): 184~193
- 31 朱 光, 宋传中, 王道轩, 等. 郯庐断裂带走滑时代的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究及其构造意义. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 250~256