

余中元, 韦庆海, 疏鹏, 李文彬, 刘双, 2014. 依兰—伊通断裂依兰段的新活动特征及其构造演化. 震灾防御技术, 9(3): 384—399. doi: 10.11899/zzyfy20140305

依兰—伊通断裂依兰段的新活动特征 及其构造演化¹

余中元^{1,2)} 韦庆海¹⁾ 疏鹏²⁾ 李文彬¹⁾ 刘双¹⁾

1) 黑龙江省地震局, 哈尔滨 150090

2) 地震动力学国家重点实验室, 中国地震局地质研究所, 北京 100029

摘要 本文综合 DEM 数据、地形地貌剖面、钻孔及地层划分、浅层地震勘探、野外地质调查和典型地质剖面等资料, 对依兰-伊通断裂依兰段的新构造活动进行了研究。结果表明, 依兰-伊通断裂西支 F1-1 对小兴安岭东缘控制明显, 地表陡坎微地貌相对比较发育, 最新活动时代为晚更新世中晚期; 东支 F1-2 控制了张广才岭的西缘, 卫星影像线性异常不明显, 地表陡坎微地貌不发育, 浅层地震反射剖面所揭示的上断点埋深为 45—50m, 其最新活动时代为早更新世早期; 中支断裂 F1-3 控制了低一级的地貌面, 卫星影像比较清楚, 地表发育高约 1—2m 左右的陡坎微地貌, 最新活动时代为全新世。该断裂最新的活动性质表现为以右旋走滑运动为主, 同时伴随有比较明显的逆冲运动分量。同时, 综合前人研究结果和本次研究结果, 可将依兰-伊通断裂依兰段新生代以来的构造演化划分为五个不同的阶段, 即: 古新世初期—古新世末期的左旋走滑挤压阶段、古新世末期—始新世中期的右旋走滑伸展阶段、始新世末期—上新世末期的右旋走滑挤压阶段、上新世末期—早第四纪的右旋走滑伸展阶段、晚第四纪的右旋走滑逆冲阶段。这一演化过程在东北地区可能具有较好的代表性。

关键词: 依兰-伊通断裂 依兰段 新活动 构造地貌 构造演化

前言

郯庐断裂带是中国东部的一条巨型断裂构造带, 走向北北东, 南起长江北岸的广济地区, 向北经安徽、江苏、山东, 跨越渤海, 经东北三省, 进入俄罗斯境内(图 1), 在中国境内长达 2400 多 km。国内外众多地质学家对郯庐断裂带的形成、演化, 及其与华北和华南板块碰撞的关系、大幅度早期左旋位移量、位移阶段及开始时间等许多方面进行过深入研究工作(黄汲清等, 1977; 陈丕基, 1988; 关士聪等, 1991; 王东坡等, 1994; 程捷等, 1996; 邵济安等, 1996; 吴福元等, 1999; 万天丰等, 1999; 王小凤等, 2000; 罗志立等, 2005; 吴根耀等, 2007; 吴福元等, 2008; 葛荣峰等, 2010)。郯庐断裂带不仅在中国东部大地构造上具有

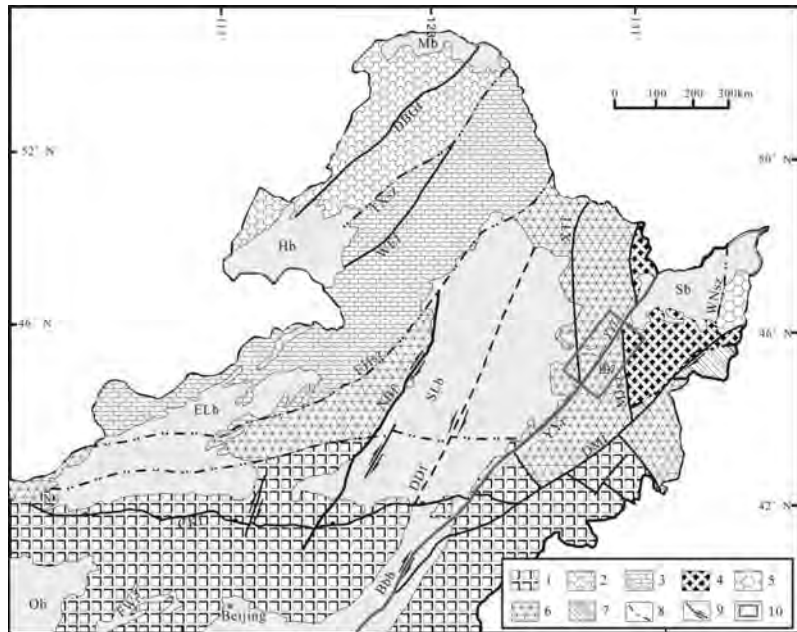
1 基金项目 中国地震局地震科技星火计划项目“依兰-伊通断裂黑龙江段新活动的几何展布图像研究”(编号: XH14018Y) 资助

[收稿日期] 2014-02-23

[作者简介] 余中元, 男, 生于 1982 年。工程师。主要从事新构造与活动构造、工程地震方面的研究。E-mail: yuyangzi 9811@126.com

重要的地位，而且对中国东部的岩浆活动、矿产资源分布、地震活动和构造格局等都有重要的控制作用。沿郯庐断裂带中段发生的 1668 年山东郯城 8½ 级地震，是中国东部发生的最强烈地震，直接死亡达 5 万人（高维明等，1988）；1970 年渤海 7.0 级地震和 1972 年辽宁海城 $M_s7.3$ 级地震也可能与郯庐断裂的活动有关。

依兰-伊通断裂主要分布于吉林和黑龙江境内，走向约 $N50^\circ E$ ，总长约 800km，是郯庐断裂带北段的重要分支断裂之一（叶士忠，1989；徐嘉炜等，1992），也是划分中蒙和中朝两个活动地块的重要边界断裂（张培震等，2003），和敦化-密山断裂一起构成了郯庐断裂北段的主体部分（徐嘉炜等，1992）。由于地表受到人工耕种、城镇建设等人为改造破坏，加之植被覆盖和雨水河流侵蚀等影响，使得该断裂的地表构造遗迹保存很不完整，新构造、活动构造与古地震等研究工作开展的也相对薄弱，有关该断裂地震危险性评价的基础资料十分缺乏。传统观点认为，该断裂早中更新世有过活动，晚更新世以来没有活动，未来不太具备发生强烈地震的可能。闵伟等（2011）和 Min 等（2013）的最新研究成果表明，该断裂黑龙江省通河-方正一带距今（ 1730 ± 40 ）a.B.P. 以来产生了长约 70km 的地表破裂带，相当于发生了 1 次 $M_s7.5$ 级古地震。这些新的研究成果表明依兰-伊通断裂全新世以来局部地区有过强烈活动，较传统认识（邓起东，2007a）有较大的不同。



1 华北板块；2 额尔古纳地块；3 大兴安岭地块；4 佳木斯地块；5 那丹哈达地体；6 松嫩地块；7 兴凯地块；8 缝合带；TXsz 塔源-喜桂图；EHsz 二连-贺根山；MJsZ 牡丹江-嘉荫；WNsz 那丹哈达西缘；SXsz 索伦-西林；9 走滑断裂；CKf 赤峰-开原断裂；DBf 得尔布干断裂；WEf 乌努尔-鄂伦春断裂；XTF 逊克-铁力断裂；YYf 依兰-伊通断裂；DMf 敦化-密山断裂；NBf 嫩江-白城断裂；盆地名称：Mb 漠河盆地；Sb 三江盆地；Hb 海拉尔盆地；ELb 二连盆地；Ob 鄂尔多斯盆地；BBb 渤海湾盆地；YYr 依兰-伊通裂谷；FWr 汾渭裂谷；10 研究区

图 1 研究区大地构造背景（据李忠权等，2002；葛荣峰等，2010 修改）

Fig.1 Tectonic setting of the Songliao basin (Modified from Chi et al., 2002; Wang et al., 2007; Ge et al., 2010)

依兰盆地地处依兰-伊通断裂中北部（图 1 中蓝框区，图 2），西接小兴安岭，东邻张广

才岭,地貌表现为两山的山脉边界受断裂控制明显。依兰-伊通断裂通过的地方发育宽约 10—30km 的依兰盆地,松花江河谷在盆地中蜿蜒通过,地理位置特殊,地层发育比较齐全,小震事件相对较多,构造地貌差异明显。本文在搜集分析前人资料的基础上,通过数字高程地形地貌剖面、地形剖面、卫星影像解译、断层面小构造分析、浅层地震勘探、第四系地层分析、钻孔联合剖面等工作,对依兰-伊通断裂依兰段的几何学、第四纪构造变形特征与构造地貌响应进行了研究。同时根据地震反射剖面和典型地质剖面对该断裂依兰段新生代以来的构造演化进行了初步研究。该结果将为研究依兰-伊通断裂晚新生代以来的活动特征、变形机制、新构造活动和地震危险性评价等奠定一定的基础。同时,对认识东北地区不同活动块体的运动特征、动力学机制和中新生代东亚大陆边缘的地质演化格局、深部地质构造、地壳演化与浅部地质响应(吴福元等,1999)等重要基础地质科学问题也有一定意义。

1 区域地质地震背景

研究区地处松嫩地块与佳木斯地块交界地区(图 1),与松辽盆地同属松嫩-张广才岭微板块。受中生代强烈的伸展作用影响,研究区具有元古代的变质基底和古生代-中生代的沉积盖层(汪筱林等,1994;孙加鹏等,1997;1999),以盆地形式发育,分布广泛。依兰-伊通断裂斜穿张广才岭和小兴安岭(图 2),沟通了西部的松辽盆地和东部的三江盆地,而且具有相似的发育历史(关士聪等,1991;王东坡等,1995;孙永传等,1996)。盆地边缘地层学相关研究表明(孙加鹏等,1999),松辽盆地东缘不存在边缘相,说明该盆地可能已经延入依兰盆地。这些研究成果都表明依兰-伊通断裂对张广才岭、老爷岭和依兰盆地有着明显的控制作用,彼此之间存在着密切联系。

研究区断裂(图 2)主要发育北东和北西两组。从几何形态上看,北东向断裂为依兰-伊通断裂 F1,发育在依兰盆地,主要由三支分支断裂构成。其中,东支 F1-1 基本沿小兴安岭山脉东麓北东向展布,构成了小兴安岭和依兰盆地的边界;西支 F1-2 主要沿张广才岭西麓北东向展布,构成了张广才岭与依兰盆地的边界;中支 F1-3 发育于盆地中南部,西南端与东支 F1-1 汇合,北东方向呈撒开之势与东西两支平行展布,在清河镇以西逐渐终止。北西向断裂主要有岔林河断裂 F2、塔西-铁力断裂 F3 和勃利-神树断裂 F4 三条。其中,岔林河断裂 F2 位于研究区西南端,与依兰-伊通断裂 F1 三个分支相交,东南端延伸进入张广才岭,西北端沿岔林河河谷展布;塔西-铁力断裂 F3 和勃利-神树断裂 F4 位于研究区的中部,其东南端和西北端分别延伸进入张广才岭和小兴安岭,和依兰-伊通断裂的东西支在依兰盆地边界相交穿过。受研究条件和基础资料的限制,这些断裂的活动性质和最新活动时代(马杏垣,1989;邓起东等,2007b)均不清楚。本文主要针对依兰-伊通断裂依兰段的三个分支开展实际工作,并对其展布位置、活动性质和最新活动时代等进行研究。而对研究区内其他三条北西向断裂受篇幅所限,本文不做重点研究和讨论。

研究区现代地震活动性整体较弱(图 2),1970 年有台网记录以来发生 $M_S 2.0$ 级以上地震 25 个,最大震级为 $M_S 3.0$ 级。通过文献查阅和现场调查得知,研究区没有破坏性地震纪录。地震震中分布图表明,现代地震绝大多数分布于依兰盆地内部断裂交汇的部位。同时,盆地西南部和中部地震事件似有丛集现象,盆地两侧的张广才岭和小兴安岭山区中则地震事件分布很少。这表明研究区的地震事件多可能为构造成因,震级小和数量少则可能反映了断裂活动不是很强。

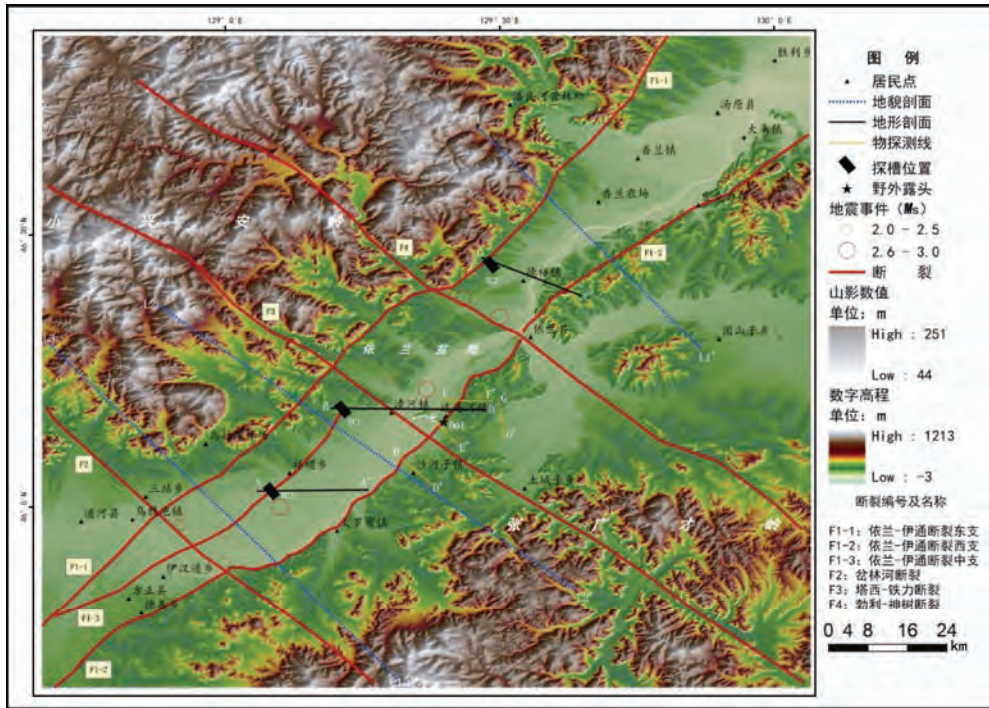


图2 研究区构造地貌及主要工作实际材料图
Fig. 2 Faults and tomography of the study area

2 依兰-伊通断裂依兰段新活动特征

2.1 数字地形地貌高程所反映的断裂新活动特征

数字高程模型 (Digital Elevation Models, DEM) 是地形起伏的数字表达, 自 20 世纪 90 年代以来一直积极推动着构造地质学 and 传统地貌学的复兴和发展。在有断裂活动的地区, 跨断层的高程地形地貌剖面能反映断层长期活动所造成的地形地貌差异。本文研究区地貌单元比较丰富, 高程差异相对明显。因此, 本文利用 90m×90m 分辨率 SRTM 的 DEM 数据, 对研究区跨断裂的高程地形地貌进行了研究, 以期得到依兰-伊通断裂的长期活动及新活动对地貌单元和地形高程的控制情况 (地貌剖面位置见图 2 中的 L1-L1'、L2-L2' 和 L3-L3'; 研究结果见图 3)。考虑到 SRTM90m 的 DEM 数据精度的局限性, 本研究又基于 1:5 万比例尺精度的地形图, 补充了 3 条高精度的高程地形剖面 (剖面位置见图 2 中的 A-A'、B-B' 和 C-C'; 研究结果见图 4)。

基于研究区 DEM 数据的地形地貌剖面 (图 3) 可知, 依兰-伊通断裂依兰段 F1 对研究区地貌控制显著, 高程差值明显 (表 1)。首先, 图 3 中的 L1-L1'、L2-L2' 和 L3-L3' 都清楚表现出分级的地貌特点, 即西部小兴安岭构成第一级地貌面, 地貌高程值最高, 普遍在 200—900m 之间; 东部张广才岭构成第二级地貌面, 地貌高程值普遍在 200—600m 之间; 中部依兰盆地高程值普遍偏低, 约在 80—150m 之间, 构成第三级地貌面。其次, 依兰-伊通断裂的东西两个分支 F1-1 和 F1-2 分别构成了不同级地貌面的分界线。如在图 3 中的 L1-L1' 地形地貌剖面中, 依兰-伊通断裂西支 F1-1 控制了西部小兴安岭地貌面的东缘和中部依兰盆地地貌面的西

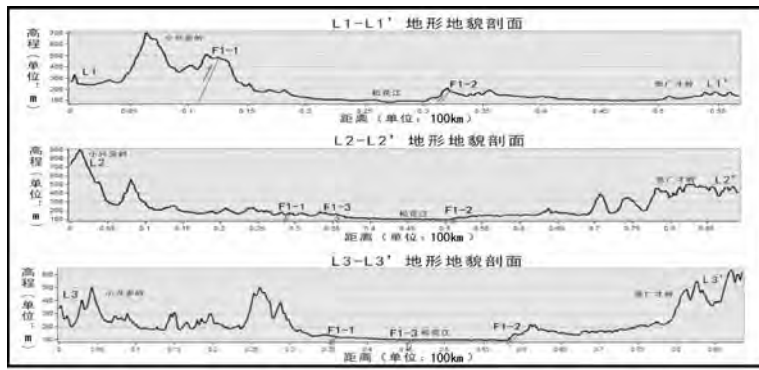


图 3 研究区地形地貌剖面图 (基于 DEM 数据)

Fig. 3 Topographic sections of the study area (from DEM data)

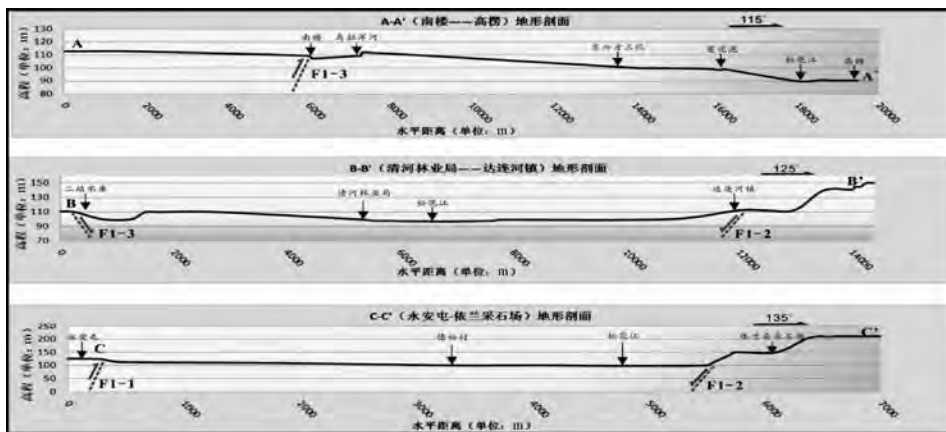


图 4 研究区地形剖面图 (基于 1:5 万地形图)

Fig. 4 Topographic sections of the study area (from 1:50000 topo map)

缘,受断裂逆冲作用影响,地貌面高差达到近 200m; 依兰-伊通断裂东支 F1-2 控制了东部张广才岭地貌面西缘和中部依兰盆地地貌面的东缘,受断裂正断作用影响,盆地不断下沉,山脉持续隆升,形成约 100m 的地貌高差。另外,图 3 中的 L2-L2'和 L3-L3'地形剖面都横切穿过依兰-伊通断裂中支 F1-3。需要注意的是,虽数据精度有限,但仍清晰可见的是,在依兰盆地内部和中支断裂 F1-3 交汇的地方,断裂两侧又构成两级新地貌面,形成明显的地形高差(图 3 中 L2-L2'和 L3-L3'剖面)。

基于 1:5 万比例尺地形图精度的地形剖面(图 4)分析可知,依兰-伊通断裂依兰段 F1 在盆地边缘和内部对地貌的控制作用表现的更加显著,特别是构成了更加明显的不同级地貌面,地貌面之间的地貌高差显著不同(表 1)。如图 4 中的 A-A'地形剖面和依兰-伊通断裂中支 F1-3 相交,在南楼处形成约 2m 的地形高差;又如图 4 中的 B-B'地形剖面和依兰-伊通断裂中支 F1-3 及西支 F1-2 相交,在二站水库和达连河镇分别形成 5m 和 4m 左右的地形高差;然而,图 4 中的 C-C'地形剖面和依兰-伊通断裂东西 F1-1 与 F1-2 两个分支分别相交,在永安屯和依兰采石场分别形成了约 30m 和 50m 的高差。此外,该剖面横穿依兰盆地,但在盆地内部没有见到明显的地貌地形高差,这可能反映出依兰-伊通断裂中支 F1-3 没有延伸进入

该区。

综合如上两种不同精度地形地貌剖面分析结果(表 1)可知,依兰-伊通断裂西支 F1-1 和东支 F1-2 控制了区域性大地貌,不同级地貌面的高差值均超过了 100m,最高值约 200m。西支 F1-1 两侧的地貌高差值大于东支 F1-2 两侧的地貌高差值,这可能反映出两支断裂活动持续时间的不一致,或者是活动幅度和活动速率不一致。不同的是,中支断裂 F1-3 控制了低一级的地貌面,不同级地貌面高差值最高为 5m,最低达 2m,这可能反映出中支断裂 F1-3 活动幅度或者活动速率较西支 F1-1 和东支 F1-2 更小,或者是其活动时代更新。此外,依兰-伊通断裂中支 F1-3 可能只发育在盆地西南,并没有延伸进入盆地中北部。

表 1 不同级地貌面高程差一览表

Table 1 The elevation of different geomorphic surface

不同级地貌面	分界断裂	最高高差(单位:m)	最低高差(单位:m)	均值(单位:m)
小兴安岭-依兰盆地	F1-1	200	30	115
依兰盆地-张广才岭	F1-2	100	50	75
依兰盆地内部	F1-3	5	2	3.5

2.2 浅层地震反射剖面揭示的断裂特征

浅层地震勘探是探测研究地壳浅部结构与构造的一种有效的地球物理勘探方法,特别是基于可控震源信号相关以及“小道间距、小偏移距、多通道和低频检波器接收的多次覆盖技术”的浅层地震反射波勘探方法,是隐伏活动断层探测的主要技术手段(刘保金等,2002;2008;邓起东等,2007b;何正勤等,2007;中国地震局,2009)。本次工作在研究区针对依兰-伊通断裂东支断裂 F1-2 布设了 4 条浅层地震测线(分布位置见图 2),累计长度约 20km,剖面解释结果见图 5。

浅层人工地震反射所反映的断层几何学特征总体一致。具体来看,D-D'剖面揭示出沙河子地区两条断裂(图 5 左上)走向均为北东,倾向北西,倾角约 70°。西南屯 E-E'剖面揭示(图 5 右上)该断裂由一条主干断裂及三条倾向相反的伴生断层构成。主干断裂倾向北西,倾角约 40°,三条伴生小断裂倾向南东,倾角约 45°,向下约在 0.8s 处归并至主干断裂。达连河 F-F'剖面揭示出 3 条断裂(图 5 左下)走向一致,倾向不同。东南屯 G-G'剖面揭示出一条断裂(图 8),倾向北西,倾角约 45°。

在活动特征上,浅层人工地震反射所揭示的特征表现为主干断裂均为正断层。切割深度均发育在中生代末期的地层中,错距尤其以东南屯 G-G'剖面中最大。此外,最新活动时代总体上在第四纪时期活动比较微弱,西南屯 E-E'剖面和达连河 F-F'剖面反映出该断裂在早中更新世可能有活动,其他两条剖面揭示断裂活动可能只是持续到新生代早期,推测并未进入第四纪。

同时,结合本地区的地质资料(黑龙江省地质矿产局,1993),特别是第四系厚度值(图 6)分析认为,该地区晚更新世以来的地层埋深约 20m,第四系厚度最深约 45—50m。为了便于参考和帮助判断,本文在图 5 中标示了各套不同时代的地层。

研究区地层分布(图 6)比较简单,从老到新主要为晚白垩纪的砂岩(K2)和燕山晚期的花岗岩(γ_5)、老第三纪泥岩、第四系。其中,晚白垩纪的砂岩(K2)埋藏最深,燕山晚期的花岗岩(γ_5)与老第三纪泥岩在图 6 东侧呈断层接触。中段,燕山晚期的花岗岩(γ_5)

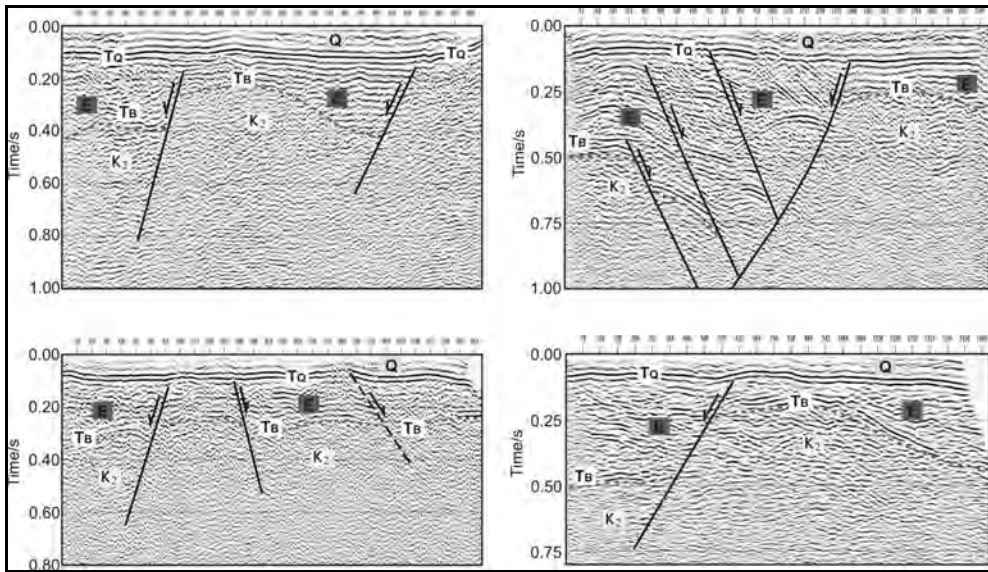


图5 浅层地震反射剖面探测结果解释图（左上：沙河子 D-D' 浅层人工地震反射剖面；右上：西南屯 E-E' 浅层人工地震反射剖面；左下：达连河 F-F' 浅层人工地震反射剖面；右下：东南屯 G-G' 浅层人工地震反射剖面）

Fig. 5 Interpretation of shallow artificial seismic reflection profile (top left: profile D-D' in Shahezi village; top right: profile E-E' in Xilan village; low left: profile F-F' in Dalianhe village; low right: profile G-G' in Donglan village)

与老第三纪泥岩也可能呈断层接触。第四系地层主要分布在松花江的 T1、T2 和 T3 三级地貌面上。T1 地貌面为松花江 I 级阶地，成分主要由全新统粉细砂构成，厚约 7m。T2 地貌面为松花江 II 级阶地，成分主要由上更新统黄土和粘土构成，厚约 13m。T3 地貌面为松花江 III 级阶地，主要由中更新统黄土和砂砾石夹粉细砂构成，厚约 20m。下更新统不整合上覆于老第三纪之上，主要岩性为橄榄玄武岩、橄榄粗玄武岩及安山岩。图 6 剖面通过的地方下更新统厚度太薄，约 2—3m，受图件比例尺约束，且不影响对依兰-伊通断裂东支 F1-2 依兰段的活动性评价结果，因此图中未标出本套地层。综合本地区的地层特征，对本研究工作所开展的四条浅层人工地震反射剖面综合解释判断如下。

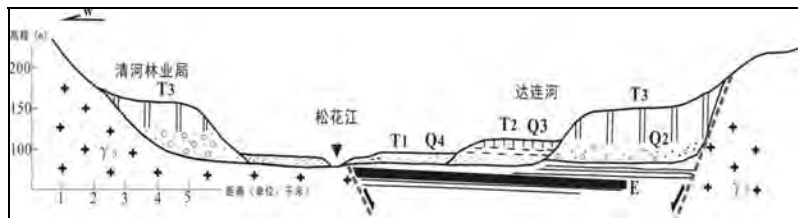


图 6 达连河-清河林业局第四系剖面（据黑龙江省区域地质志修编）

Fig. 6 Geological cross-section near Dalianhe to Qinghe forestry bureau (modified from regional geology of Heilongjiang province)

沙河子 D-D'剖面揭示的依兰-伊通断裂东支 F1-2 主干断裂上断点埋深位于 0.2s 位置(图 5 左上), 相当于地表以下 80—85m 深度, 该深度所对应的地层为下更新统的底界和始新统达连河组泥岩的顶界, 综合判定其最新活动时代为始新世末期。西南屯 E-E'剖面揭示的依兰-伊通断裂东支 F1-2 主干断裂上断点埋深位于 0.09s 位置(图 5 右上), 相当于地表以下 45—50m 深度, 该深度所对应的地层为下更新统, 综合判定其最新活动时代为早更新世早期。达连河 F-F'浅层人工地震反射剖面所揭示的依兰-伊通断裂东支 F1-2 主干断裂上断点埋深位于 0.1s 位置(图 5 左下), 相当于地表以下 50m 深度, 该深度所对应的地层为下更新统, 综合判定其最新活动时代为早更新世早期。东南屯 G-G'浅层人工地震反射剖面揭示的依兰-伊通断裂东支 F1-2 主干断裂上断点埋深位于 0.11s 位置(图 5 右下), 相当于地表以下 55—60m 深度, 该深度所对应的地层为下更新统底界, 综合判定其最新活动时代为始新世末期和早更新世早期。因此, 综合这四条剖面的判断结果可知, 依兰-伊通断裂东支 F1-2 依兰段上断点埋深位最浅位于 0.09s 位置, 相当于地表以下 45—50m 深度, 最新活动时代为早更新世早期。

此外, 研究区内有关该断裂的探槽古地震研究工作开展的不是很多, 取得的研究成果很新而且都和传统认识很不相同(闵伟等, 2011; Min 等, 2013)。众所周知, 古地震研究在活动构造研究和地震危险性预测中被认为是最有成就的前缘领域(Sieh, 1984; Wallace 等, 1984; Schwartz 等, 1984; 1986; Crone 等, 1987; Zhang 等, 1988; Yeats 等, 1997; 闵伟等, 2000; 邓起东等, 2000; 张培震等, 2003; 2008)。本文在高分辨率卫星影像解译的基础上, 横跨本断裂开挖了三个探槽, 探槽分布位置见图 2, 结果另文发表。但结合这些结果和前人结果(闵伟等, 2011; Min 等, 2013)可知, 依兰-伊通断裂西支 F1-1 地表陡坎微地貌相对比较发育, 卫星影像异常不很清楚, 最新活动时代为晚更新世中晚期(约 20—60ka 之间); 东支 F1-2 卫星影像异常不清楚, 地表陡坎微地貌不发育, 可能晚更新世以来不活动; 中支断裂 F1-3 卫星影像非常清楚, 地表发育高约 1—2m 左右的陡坎微地貌, 其最新活动时代为全新世。

2.3 依兰-伊通断裂依兰段新活动特征综合分析

综合本文对依兰-伊通断裂依兰段新活动特征的研究结果, 分析认为该断裂具备如下特征:

(1) 几何特征。依兰-伊通断裂依兰段平面的几何结构特征表现为三支断裂近平行展布。其中, 西支 F1-1 与东支 F1-2 走向基本一致, 均为 N45°E 左右走向, 对小兴安岭东边界和张广才岭西边界控制作用比较强烈。断裂平面展布形迹受北西向断裂活动影响明显, 交汇的地方断裂走向弯曲程度比较明显。中支 F1-3 发育于盆地中南部, 西南端与东支 F1-1 汇合, 北东方向呈撒开之势与东西两支平行展布, 在清河镇以西逐渐终止。深部剖面表现出正花状构造, 三条分支断裂上部花状撒开, 构成宽约 15—25km 的断裂带, 下部逐渐归并。

(2) 活动时代。综合数字地形高程剖面、探槽古地震和浅层人工地震反射研究结果认为, 依兰-伊通断裂西支 F1-1 对小兴安岭东缘控制明显, 地表陡坎微地貌相对比较发育, 最新活动时代为晚更新世中晚期(约 20—60ka 之间); 东支 F1-2 对张广才岭西缘控制明显, 卫星影像线性异常不清楚, 地表陡坎微地貌不发育, 浅层人工地震反射所揭示的上断点埋深位最浅位于 0.09s 位置, 相当于地表以下 45—50m 深度, 最新活动时代为早更新世早期; 中支断裂 F1-3 控制了低一级的地貌面, 卫星影像比较清楚, 地表发育高约 1—2m 左右的陡坎微地貌, 最新活动时代为全新世。

(3) 活动性质。综合地表微地貌特征、探槽结果(位置见图 2)和浅层人工地震反射研

究结果认为, 该断裂最新活动性质以正断层为主, 海豚效应(夏义平等, 2007; 万桂海等, 2009; 胡玉芬等, 2010)明显, 倾向不一致。同时结合该地区当前总体的北东东向构造应力场(黄汲清等, 1977; 孙晓猛等, 2010)和其他学者的研究结果(Min 等, 2013)可知, 该断裂依兰段的最新活动性质表现为右旋走滑运动为主, 同时伴随有比较明显的逆冲分量。

3 依兰—伊通断裂依兰段新生代以来构造演化特征初探

近 20 余年, 诸多专家学者对依兰-伊通断裂的活动时代、不同时代断裂带性质以及构造演化序列的研究取得了丰富的成果, 但也存在诸多颇有争议的科学问题。其中, 依兰-伊通的构造演化序列问题一直争论不休, 其争论的焦点主要集中在对郯庐断裂带北段延伸的地理分布及其演化序列和过程。部分学者(黄汲清等, 1977; 徐嘉炜等, 1992; 张宏, 1994; 万天丰等, 1996a; 朱光等, 2002; 张庆龙等, 2005)认为, 依兰-伊通断裂是郯庐断裂带北段重要分支; 部分学者(陈丕基, 1988; 万天丰, 1996b; 孙加鹏等, 1999; 罗志立等, 2005; 吴根耀等, 2007; 姚大全等, 2012)却持相反观点, 而且彼此对该断裂的构造演化过程更是百家争鸣。

笔者综合分析这些资料发现, 这些争论均是立足于断裂中生代的活动特征和演化序列开展, 而十分缺乏新生代活动特征的资料, 特别是关于该断裂新生代以来的构造活动和构造演化序列的相关讨论研究非常少。近年来, 虽然不少学者(王小凤等, 2000; 张庆龙等, 2005; 朱光等, 2006; 唐大卿等, 2009; 2010; 葛荣峰等, 2010)针对这一问题开展过研究, 但受研究区野外现象和研究手段的限制, 科学认识仍存争议。其中, 比较有代表性的如孙晓猛等(2010)将依兰-伊通断裂的构造演化划分五个阶段, 认为最后的两个阶段变形发生在新生代早期, 即古近纪早中期发生右旋走滑断陷和古近纪末期发生构造反转。又如王书琴等(2012)通过构造样式和地层关系匹配研究, 认为依兰-伊通断裂古近纪运动表现为右旋走滑和伸展的双重特征; 在渐新世末期古近纪发生了构造反转变形。

本文研究区依兰盆地地处依兰-伊通断裂北段, 老第三纪地层发育, 关于该断裂新生代构造演化方面的地质证据和研究认识很少。本次野外地质调查中发现了典型剖面多处, 笔者挑选出比较有代表性的剖面(图 7)进行了重点分析和研究, 以期在对依兰-伊通断裂新生代活动特征的研究基础上, 能对该断裂新生代以来的构造演化过程有所启示和帮助。

该剖面地处达连河煤矿正在开采的矿坑中(图 7), 所发现的两个典型剖面(图 7a 和图 7b)均发育在地下 70m 左右的古近纪近地层中(注意图 7 中公路上的矿车比例尺), 主要岩性为古新统(E1)和始新统(E2)达连河组的泥岩和泥沙岩, 颜色灰白, 水平层理发育, 是达连河煤矿主要的产煤层。下更新统上覆于古近纪达连河组之上, 两者之间不整合接触。另外, 本地区发育燕山晚期的花岗岩(图 7a), 主要矿物成分为白云母、长石和少量黑云母, 颜色以灰白为主, 岩体完整程度较好。现有研究(吴福元等, 2003; 2008; 杨进辉等, 2008)表明, 东北地区燕山晚期花岗岩主要和西太平洋俯冲带的后撤、早期加厚岩石圈的减薄等伸展构造体系有关。

图 7a 位于图 7 中的左侧插图范围, 剖面方向 315°。该剖面揭示的主要构造现象为发生在古新世末期(E1)和始新世初期(E2)的伸展作用, 主要表现为古新世达连河组地层与燕山晚期花岗岩之间为断层接触, 断层面倾向南东, 倾角约 70°。其中, 古新世达连河组地层

(E1) 发生明显的正断变形，地层拖曳变形现象非常明显。而且，随着距离断层面距离的逐渐变远，地层倾角也逐渐变小。靠近主断层面的地方，地层倾角约 60° ；而远离断层面的地方，地层倾角逐渐趋于水平。燕山晚期花岗岩上垂直擦痕明显。需要注意的是，始新世达连河组地层 (E2) 与古新世达连河组地层 (E1) 之间构成角度不整合，始新世达连河组地层 (E2) 产状近水平 (图 7a)。这表明，在古新世末期曾发生过较大规模的张性正断作用，造成古新世达连河组地层 (E1) 发生拖曳变形，但可能在始新世初期 (E2) 就已终止，始新世达连河组地层 (E2) 产状水平，没有遭受构造变形的影响和扰动。

图 7b 位于图 7 中的右侧插图范围，剖面总体方向 50° 。该剖面长约 30m，揭示的主要构造现象为擦痕线理构造 (图 7b，注意图中的标杆比例尺，该尺高 2m)。现场调查发现，该剖面中擦痕清楚，同时发育有和擦痕相垂直的阶步。其中，依据产状的区别，可以将擦痕区分为两期不同时期的构造变形，同时根据断层面上所发育的阶步也辅助证明这两期不同时期的变形作用。本文挑选了典型的擦痕，并大比例尺的放大 (图 7c-7e)，进行重点分析研究。

图 7c 中的断层面倾向约 153° ，倾角约 86° ，其上发育的擦痕侧伏角约 16° ，侧伏向南西；图 7d 中的断层面倾向约 135° ，倾角约 75° ，其上发育的擦痕侧伏角约 40° 和 5° ，侧伏向南西；图 7e 中的断层面倾向约 132° — 198° ，倾角约 70° — 82° ，其上发育的擦痕侧伏角约 21° 和 90° ，侧伏向南西。将这九个点的测量结果进行统计，如表 2 所示。

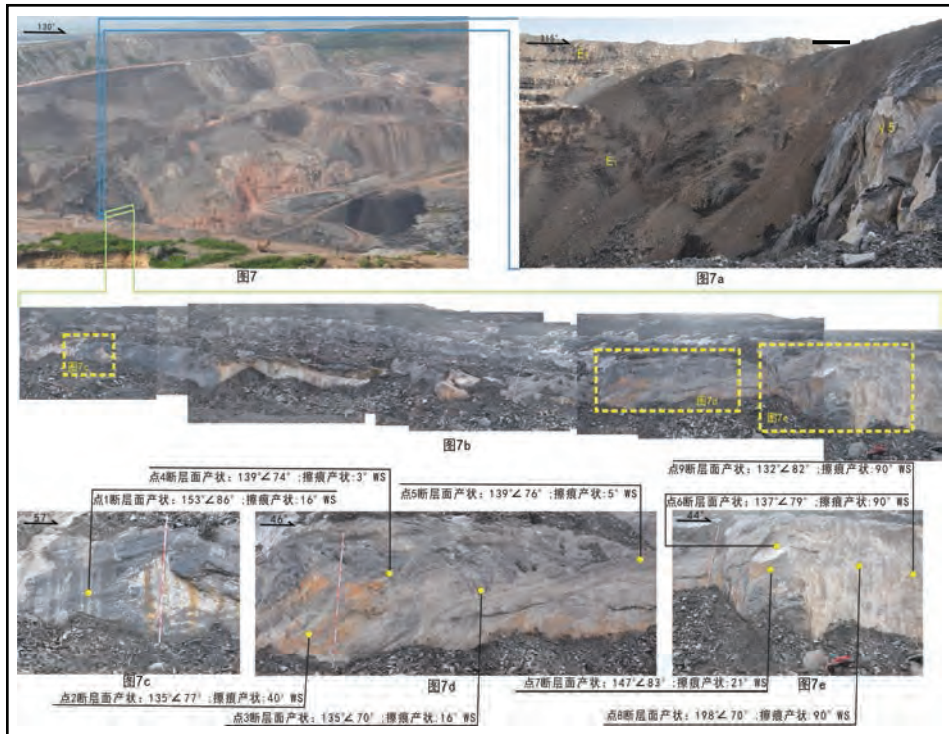


图 7 达连河煤矿变形特征剖面位置图 (插图: 7a: 古近系达连河组变形剖面; 7b: 擦痕剖面; 7c-7e: 典型擦痕局部放大图)

Fig 7 Location profiles showing structure deformation in Dalianhe coal mine

统计结果(表 2)表明,断层面走向虽局部有变化,但整体走向为 40° — 50° ,倾向为南东方向,倾角均大于 70° 。同时,根据产状可将断层面上发育的擦痕分为两组,一组为侧伏角小于 40° ;另一组侧伏角为 90° 。根据现场擦痕面特征,可判断认为这两组不同产状的擦痕代表了两期不同时代和不同性质的构造运动。其中,较早的一期发育在 E_1 末期,断层表现出左旋走滑兼逆冲的性质,剖面上伴随有规模较大的挤压和走滑特征(图 7c、图 7d);较晚的一期发育在始新世初期,断层表现出倾滑运动,剖面上表现出明显的阶步(图 7e)。此外,现场剖面(图 7a)中古新世达连河组地层(E_1)多发育明显的地层拖曳现象,即是较晚一期构造变形最直接的地层变形响应。此后,始新世初期,地层仍然受该变形过程控制,但力量逐渐微弱。

表 2 断层面和擦痕产状测量结果一览表

Table 2 Measurements of fault surface and striation

编号	断层面产状		擦痕线理产状		性质	时代
	倾向($^{\circ}$)	倾角($^{\circ}$)	侧伏向	侧伏角($^{\circ}$)		
点 1	153	86	WS	16	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 2	135	77	WS	40	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 3	135	70	WS	16	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 4	139	74	WS	3	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 5	139	76	WS	5	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 6	137	79	WS	90	正断	E_2 初
点 7	147	83	WS	21	左旋走滑兼逆冲	E_1 末
点 8	198	70	WS	90	正断	E_2 初
点 9	132	82	WS	90	正断	E_2 初

始新世末期和渐新世初期,该地区发生构造反转,直接的地质表现就是研究区缺乏渐新统地层(黑龙江省地质矿产局,1993),这指示着该地区在始新世末期发生了强烈的构造反转,断层活动表现为走滑兼正断性质。研究区渐新统地层的缺失和实际开展的地球物理勘探(图 5)更是直接证明了这一推断性认识。

进入第四纪之后,该地区的构造变形主要经历了两期构造变形。早中更新世,断层以伸展运动为主,发育张性断层;晚更新世以来,断层发生构造反转,发育诸多逆断层和与之相伴生的地层褶皱变形。地形剖面、探槽结果(闵伟等,2011)以及第四系剖面分别证明了这两期的构造变形过程。但受资料的限制,第四纪以后该断裂依兰段是否有比较明显的走滑运动及其运动方向,尚不得而知,需要开展进一步工作。

因此,综合前人研究结果,并结合盆缘露头、盆地内部地层发育情况、不整合面形态、岩性特征、钻孔资料、擦痕线理特征、断裂及其对地层的影响、地球物理勘探和探槽结果(闵伟等,2011),将依兰-伊通断裂依兰段新生代以来的构造演化划分为五个不同的阶段,即:古新世初期-古新世末期的左旋走滑挤压阶段、古新世末期-始新世中期的右旋走滑伸展阶段、始新世末期-上新世末期的右旋走滑挤压阶段、上新世末期-早第四纪的右旋走滑伸展阶段、晚第四纪的右旋走滑逆冲阶段(见图 8)。但是,关于这五个阶段的划分,笔者觉得有两个问

题需要讨论说明。第一个问题是关于断裂新生代走滑运动方向的确定，笔者除了对老第三纪在研究区发现比较明显的证据外，其他的则分析和参考了前人的研究成果（王小凤等，2000；朱光等，2006；吴根耀等，2007）。第二个问题是关于该断裂五阶段的划分结果同该断裂伊通段的构造演化特征研究结果非常吻合（唐大卿等，2010）。另外，东北地区其他区域性断裂如大安-德都断裂和四平-哈尔滨断裂的部分段落也发现了类似的构造演化和变形特征（李思田等，1987；水谷申治郎等，1989；张庸等，1995；邵济安等，1996；吴福元等，1999；徐汉林等，1999；张庆龙等，2005；孙晓猛等，2007；刘俊来等，2008；叶高峰等，2009；葛荣峰等，2010；孙晓猛等，2010；王书琴等，2012；赵成斌等，2013）。这也说明该断裂在同一个区域构造应力场和构造背景影响下，区域性的北东向断裂其演化特征具有一定的相似性和可比较性。因此，这一演化过程可能在东北地区具有比较好的代表性。

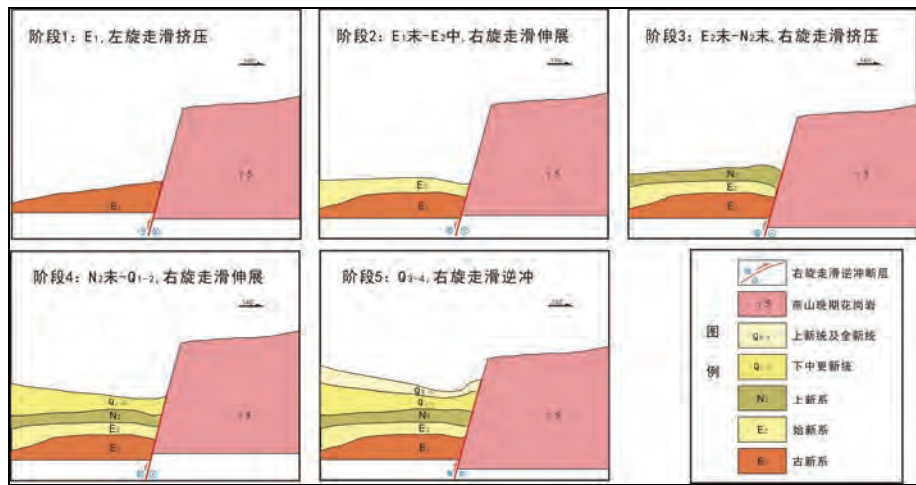


图 8 依兰-伊通断裂依兰段新生代以来的构造演化卡通图

Fig. 8 Cartoon illustrating tectonic evolution of Yilan segment of the Yilan-Yitong faults in Cenozoic era

4 结果和讨论

本文综合 DEM 和大比例尺地形地貌剖面、钻孔及地层划分资料、浅层人工地震勘探、野外地质调查和典型地质剖面综合研究认为，依兰-伊通断裂西支 F1-1 对小兴安岭东缘控制明显，地表陡坎微地貌相对比较发育，最新活动时代为晚更新世中晚期；东支 F1-2 对张广才岭西缘控制明显，卫星影像线性异常不清楚，地表陡坎微地貌不发育，浅层人工地震反射所揭示的上断点埋深最浅位于 0.09s 位置，相当于地表以下 45—50m 深度，最新活动时代为早更新世早期；中支断裂 F1-3 控制了低一级的地貌面，卫星影像比较清楚，地表发育高约 1—2m 左右的陡坎微地貌，最新活动时代为全新世。该断裂最新的活动性质表现为右旋走滑运动为主，伴随明显的逆冲运动分量。

综合前人研究结果和本次研究结果，可将依兰-伊通断裂依兰段新生代以来的构造演化划分为五个不同的阶段，即：古新世初期—古新世末期的左旋走滑挤压阶段、古新世末期—始新世中期的右旋走滑伸展阶段、始新世末期—上新世末期的右旋走滑挤压阶段、上新世末期—早第四纪的右旋走滑伸展阶段、晚第四纪的右旋走滑逆冲阶段。这一演化过程在东北地区

可能具有较好的代表性。

致谢: 中国地震局地质研究所闵伟研究员、周本刚研究员、尹功明研究员和中国地震局地震预测研究所田勤俭研究员指导了野外现场地质调查工作。中国地震局地质研究所张会平副研究员指导了构造地貌的相关分析研究,魏占玉助理研究员参与了本文擦痕线理的野外工作。黑龙江省地震局工程院赵斌、马艳春、杨建飞三位工程师参与了本文中的浅层人工地震反射现场工作,其解译结果同中国地震局物探中心刘保金研究员、石金虎高级工程师进行了请教和讨论。审稿专家提出了宝贵的建议。谨致谢忱。

参考文献

- 陈丕基, 1988. 郯庐断裂巨大平移的时代与格局. 科学通报, (4): 289—293.
- 程捷, 万天丰, 1996. 郯庐断裂带在新生代的演化. 地质科技情报, (3): 36—43.
- 邓起东, 2007a. 中国活动构造图. 北京: 地震出版社.
- 邓起东, 卢造勋, 杨主恩, 2007b. 城市活动断层探测和断层活动性评价问题. 地震地质, 29 (2): 189—199.
- 邓起东, 张培震, 2000. 史前古地震的逆断层崩积楔. 科学通报, 45 (6): 650—655.
- 高维明, 郑朗荪, 李家灵等, 1988. 1668年郯城8.5级地震的发震构造. 中国地震, (3): 15—21.
- 葛荣峰, 张庆龙, 王良书等, 2010. 松辽盆地构造演化与中国东部构造体制转换特征. 地质评论报, 56 (2): 182—195.
- 关士聪, 袁捷, 江圣邦等, 1991. 中国中、新生代陆相沉积盆地与油气(晚三叠—第四纪). 北京: 科学出版社, 110—123.
- 何政勤, 陈宇坤, 叶太兰等, 2007. 浅层地震勘探在沿海地区隐伏断层探测中的应用. 地震地质, 29 (2): 363—371.
- 胡玉芬, 齐仁理, 魏亚荣等, 2010. 方正断陷中部发育走滑断层的地震证据及有力区带预测. 吉林大学学报(地球科学版), (6): 1271—1277.
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发等, 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, (2): 117—135.
- 黑龙江省地质矿产局, 1993. 黑龙江区域地质志. 北京: 地质出版社, 115—145.
- 李思田, 杨士恭, 吴冲龙等, 1987. 中国东北部晚中生代裂陷作用和东北区断陷盆系. 中国科学(B辑), (2): 185—195.
- 李忠权, 萧德铭, 侯启军等, 2002. 松辽盆地深层古前陆盆地的发现及其天然气地质意义. 地质通报, (10): 689—690.
- 刘保金, 张先康, 方盛明等, 2002. 城市活断层探测的高分辨浅层地震数据采集技术. 地震地质, (4): 64—75.
- 刘保金, 柴焯章, 赵成彬等, 2008. 第四纪沉积区断层及其上断点探测的地震方法技术——以银川隐伏活动断层为例. 地球物理学报, (5): 1475—1483.
- 刘俊来, Gregory A., 纪沫等, 2008. 地壳的拆离作用与华北克拉通破坏: 晚中生代伸展构造约束. 地学前缘, 15 (3): 72—81.
- 罗志立, 李景明, 李小军等, 2005. 试论郯城-庐江断裂带形成、演化及问题. 吉林大学学报(地球科学版), (6): 21—28.
- 闵伟, 张培震, 邓起东, 2000. 青藏高原东北缘的区域古地震研究. 地震学报, 22 (2): 163—170.
- 闵伟, 焦德成, 周本刚等, 2011. 依兰-伊通全新世活动的新发现及其意义. 地震地质, (1): 74—79.

- 马杏垣, 1989. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 35.
- 万桂海, 汤良杰, 周心怀等, 2009. 郯庐断裂带在渤海海域渤东地区的构造特征. 石油学报, (3): 342—346.
- 万天丰, 任之鹤, 1999. 中国中、新生代板内变形速度研究. 现代地质, (1): 83—92.
- 万天丰, 朱鸿, 赵磊, 1996a. 郯庐断裂带的形成与演化. 现代地质, (2): 159—168.
- 万天丰, 1996b. 郯庐断裂带的延伸与切割深度. 现代地质, (4): 94—101.
- 汪筱林, 刘立, 刘招君, 1994. 满洲里—绥芬河地学断面域中生代盆地基底结构及构造演化. 北京: 地质出版社, 27—37.
- 王书琴, 孙晓猛, 杜继宇等, 2012. 郯庐断裂带北段构造样式解析. 地质论评, (3): 414—425.
- 王东坡, 刘招君, 刘立, 1994. 松辽盆地演化与海平面升降. 北京: 地质出版社, 26—37.
- 王东坡, 刘立, 张立平等, 1995. 松辽盆地白垩纪古气候、沉积旋回、层序地层. 长春: 吉林大学出版社, 45—70.
- 王小凤, 陈宣华, 张青等, 2000. 郯庐断裂带形成演化的年代学研究. 长春科技大学学报, (3): 215—220.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有等, 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 10 (3): 51—60.
- 吴福元, 徐义刚, 高山等, 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, (6): 1145—1174.
- 吴福元, 曹林, 1999. 东北亚若干重要基础地质问题. 世界地质, 18 (2): 1—8.
- 吴根耀, 梁兴, 陈焕疆, 2007. 试论郯城-庐江断裂带的形成、演化及其性质. 地质科学, (1): 160—175.
- 水谷申治郎, 邵济安, 张庆龙, 1989. 那丹哈达地体与东亚大陆中生代构造的关系. 地质学报, (3): 204—215.
- 邵济安, 唐克东, 1996. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化. 北京: 地震出版社.
- 孙永传, 李忠, 李蕙生等, 1996. 中国东部含油气断陷盆地的成岩作用. 北京: 科学出版社, 22—45.
- 孙加鹏, 张兴洲, 杨宝俊, 1997. 中国东部中生代盆地成因及其地球动力学. 世界地质, 16 (3): 1—6.
- 孙加鹏, 张兴洲, 杨宝俊, 1999. 张广才岭岩石圈结构及盆岭构造. 长春科技大学学报, (1): 26—29.
- 孙晓猛, 王书琴, 王英德等, 2010. 郯庐断裂带北段构造特征及构造演化序列. 岩石学报, (1): 165—176.
- 孙晓猛, 朱德丰, 郑常青等, 2007. 松辽盆地东缘中生代断裂构造特征、形成期次及其储层意义. 吉林大学学报(地球科学版), (6): 1055—1063.
- 唐大卿, 何生, 陈红汉等, 2009. 伊通盆地新近纪以来的反转构造特征. 石油学报, 30 (4): 506—512.
- 唐大卿, 陈红汉, 何生, 2010. 伊通地堑西北缘走滑—冲断复合构造特征与油气勘探方向. 石油地球物理勘探, (2): 282—289.
- 夏义平, 刘万辉, 徐礼贵等, 2007. 走滑断层的识别标志及其石油地质意义. 中国石油勘探, (1): 17—23.
- 徐嘉炜, 马国锋, 1992. 郯庐断裂带研究的十年回顾. 地质论评, 38 (4): 316—324.
- 徐汉林, 沈扬, 丁晓, 1999. 中国东南部中生代盆岭构造特征. 石油实验地质, (4): 285—290.
- 姚大全, 汤有标, 沈小七, 2012. 郯庐断裂带赤山段中晚更新世之交的史前地震遗迹. 地震地质, (1): 93—99.
- 杨进辉, 吴福元, 柳小明等, 2008. 辽东半岛小黑山岩体成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和铅同位素证据. 见: 中国科学院地质与地球物理研究所 2007 学术论文汇编(第五卷).
- 叶高峰, 魏文博, 金胜等, 2009. 郯庐断裂带中段电性结构及其地学意义研究. 地球物理学报, (11): 2818—2825.
- 叶士忠, 1989. 苏联新构造研究的进展及现状. 地质科技情报, (2): 53—58.

- 张培震, 闵伟, 邓起东等, 2003. 海原活动断裂带的古地震与强震复发规律. 中国科学, **33** (8): 705—713.
- 张培震, 徐锡伟, 闻学泽等, 2008. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, **51** (4): 1066—1073.
- 张庆龙, 王良书, 解国爱等, 2005. 郯庐断裂带北延及中生代构造体制转换问题的探讨. 高校地质学报, **11** (4): 577—584.
- 张庸, 王锡魁, 1995. 满洲里—绥芬河地学断面域及邻区新构造运动. 长春: 吉林大学出版社, 73—74.
- 张宏, 1994. 郯-庐断裂系的两期左行平移及其中生代时期演化史. 辽宁地质, (Z1): 131—143.
- 赵成斌, 刘保金, 姬计法等, 2013. 北京南部地壳精细结构深地震反射探测研究. 地球物理学报, (4): 1168—1172.
- 朱光, 刘国生, 牛漫兰, 2002. 郯庐断裂带晚第三纪以来的浅部挤压活动与深部过程. 地震地质, (2): 265—277.
- 朱光, 牛漫兰, 谢成龙, 2006. 见: 中国东部从挤压向伸展转换的动力学过程——来自郯庐断裂带演化的启示. 2006 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要集, 66—69.
- 中国地震局, 2009. 活动断层探测 (DB/T15-2009). 北京: 地震出版社.
- Crone A.J., 1987. Introduction to Directions in Paleoseismology. USGS Open-File Report, 87-673: 1—5.
- Min Wei, Liu Yugang, Jiao Decheng et al., 2013. Evidence for Holocene activity of the Yilan-Yitong fault, northeastern section of the Tan-Lu fault zone in northeast China. Journal of Asian Earth Sciences, (2): 207—216.
- Sieh K.E., 1984. Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquake at Pallet Creek, southern California. J. Geophysics Res., **89**: 7641—7670.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones. J. Geophysics Res., **89**: 5681—5698.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J., 1986. Seismic hazard: new trends in analysis using geologic data. In: Wallace R.E. eds., Active Tectonics. Washington: National Academy Press, 215—230.
- Wallace R.E., 1984. Patterns and timing of late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation to some regional tectonic features. J. Geophysics Res., **89**: 5763—5769.
- Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R., 1997. The Geology of Earthquakes. Oxford: Oxford University Press.
- Zhang Peizheng, Molnar P., Burchfiel B.C. et al., 1988. Bounds on the recurrence interval of major earthquakes along the Haiyuan fault in north-central China. Seism. Res. Letter, **59**: 81—89.

The Neotectonic Characteristics of Yilan Segment of the Yilan-Yitong Fault and Its Tectonic Evolution

Yu Zhongyuan^{1, 2)}, Wei Qinghai¹⁾, Shu Peng²⁾, Li Wenbin¹⁾ and Liu Shuang¹⁾

1) Heilongjiang Earthquake Administration, Harbin 150090, China

2) State key laboratory of earthquake dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

Abstract Based on the synthesized research on high precision DEM (Digital Elevation Models), large scale topography profile, shallow artificial seismic reflection, well drilling, field geological investigation and typical geological profile, we found that the west branch of Yilan-Yitong fault F1-1 controlled the east edge of Xiaoxing'an Mountains, the surface scarp microtopography was developed relatively clearly, its latest activities occurred in Middle-late stage of late Pleistocene. The west branch of Yilan-Yitong fault F1-2 that has great impact on the growth of Zhangguangcai Mountains, however, shows neither clear satellite image anomalies nor surface scarp microtopography. Furthermore, the shallow artificial seismic reflection detection revealed that the shallowest depth of breakpoint is from 45 to 50 meters depth below the surface, which proved that its latest activities occurred in early Pleistocene. Additionally, the middle branch of Yilan-Yitong fault F1-3 which controlled the development of lower geomorphic surface has very clear satellite image anomalies, and 1—2m high surface scarp microtopography could be seen in the surface, which proved that the latest activities time of the fault is Holocene. We also found that the latest activity properties of Yilan segment of the Yilan-Yitong fault is dominated by dextral strike-slip movement accompanied by obvious thrust motion component. Combining previous studies with our current results, we divided the Cenozoic tectonic evolution of Yilan segment of the Yilan-Yitong fault into five stages: left-lateral and uplift period (Early Paleocene –late Paleocene), right lateral and extension period (late Paleocene-middle Eocene), right lateral and uplift period (late Eocene—late Pliocene), right lateral and tension period (late Pliocene—early Quaternary), and right lateral and uplift period (since late Quaternary). Such tectonic evolution feature is much representative in northeast region of China.

Key words: Yilan-Yitong fault; Yilan part; Neotectonics; Structural landform; Tectonic evolution