

丹东地区基底构造与鸭绿江断裂带*

赵国敏 高长波 丑景俊 李振英

(中国沈阳 110031 辽宁省地震局)

摘要

本文介绍在丹东市东北地区进行浅层地震折射波、电法联剖、电测深与波速测量等综合地球物理勘探工作,并对测区的动力学参数进行了计算。结果表明:测区的基底构造较为复杂,第四纪覆盖层厚度、速度分布与动力学参数均具有分区性。基底埋深为东深西浅,东西落差约 5—10 m。鸭绿江断裂带南段是由 F_1, F_2, F_3, F_4, F_5 断层组成,走向 NE,综合分析结果判断 F_2 断层为鸭绿江断裂带的主断裂,且鸭绿江断裂带南段在全新世没有活动。

关键词 鸭绿江断裂带;基底构造;第四系覆盖;速度分布;动力学参数

1. 引言

鸭绿江断裂带是辽宁东部地区的主要构造带,它北起于吉林临江,向西南沿鸭绿江经水丰、古楼子、丹东市延至鸭绿江口入海,全长约 300 km,断裂总体走向 NE40—50°,倾向不定,倾角 50—80°,丹东市位于该断裂的南段。丹东地区位于辽东隆起的东部边缘,处在辽东隆起与朝鲜北部隆起的交接部位。该地区的地质构造较为复杂,出露的地层和岩石有元古界辽河群,震旦系,上侏罗系,第四系和太古代混合岩、元古代、燕山期花岗岩等(夏怀宽、张先泽, 1986; Zhong, 1988)。从地貌上看,该地区多为低山丘陵区,海拔一般在 50—150 m,地势由西北、东南向鸭绿江河谷,由东北向南西滨海地带逐渐降低(钟以章、高常波, 1988; 钟以章, 1987)。

丹东地区重力异常强度较大,形态复杂,方向多变,尚有北东呈带,南北分区的特点。磁场强度虽然不大,但与重力场有相对应的变化场。地壳厚度为 32—35 km,由西南向东北地壳厚度有逐渐增厚的趋势,鸭绿江断裂带在地球物理场上均有不同程度的变化(卢造勋, 1983)。

丹东地区是辽宁省重要的工业基地之一,它的东边与朝鲜接壤,探测该地区地壳深部结构,查明鸭绿江断裂带在该区的分布与其性质,做好该地区的地震评价工作,这对发展丹东地区的经济有着重要的意义。由于工作需要,我们在丹东市区的东北部做了浅层地震折射波、电法联剖、电测深与波速测量等综合地球物理方法探测。综合分析结果,对测区

* 1992 年 1 月 13 日收到本文初稿,1992 年 10 月 17 日决定采用。

的基底构造与鸭绿江断裂带在该区的分布及其性质有了初步了解。

2. 工作方法与数据采集

为了探测该地区的基底埋深及其构造,了解鸭绿江断裂带的分布情况,在九连城、下尖村至鸭绿江一带布设了8条浅层地震折射波剖面、12条电法联剖测线、32个测深点、8个钻孔与波速测量等工作,各方法的工作布置情况见图1。

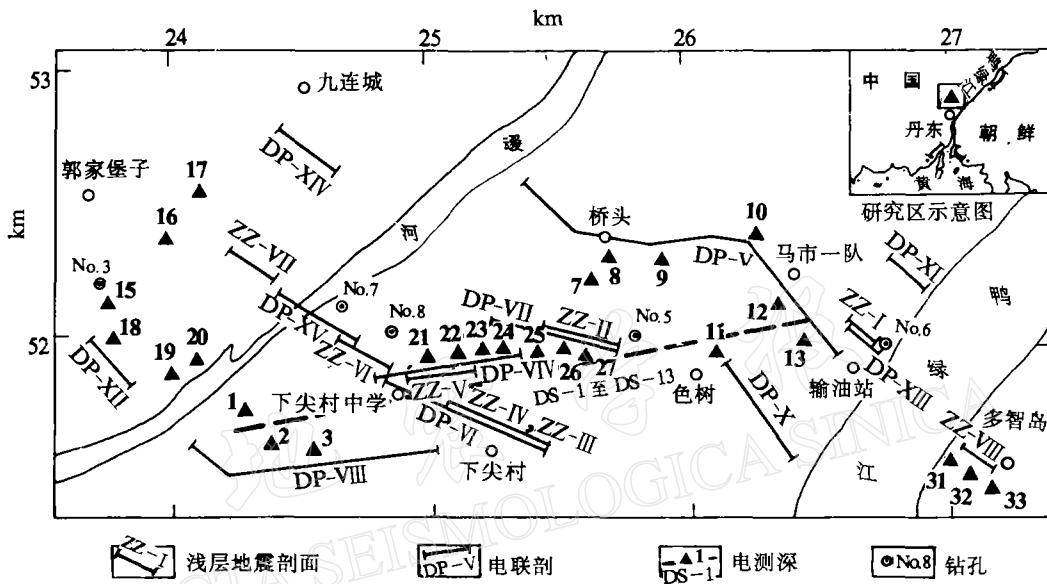


图 1 测线位置图

电法联剖测线和电测深点布设的主要目的,是在覆盖区查找地下地质构造带或断层异常点。测区的主要地质构造线为 NE 方向,所以电法联剖测线均为 NW 方向,垂直于测区的主要地质构造线。测线主要分布在瑷河两侧以及瑷河至鸭绿江之间(图 1),每条测线长为 1500—2000 m,采取 $A0=45$ m, 65 m 与 90 m 的不等极距进行观测。电测深是根据查地质构造的需要,主要是围绕鸭绿江断裂带布置测点,电测深点多数是沿着电法联剖测线布置的。电联剖与电测深观测使用的是 JD-2 型电位仪。

为进一步确定断层的位置及其性质,探测基底埋深与其构造特征,在电法联剖测线与电测深工作的基础上,布设了浅层地震折射剖面。浅层地震折射波剖面是在电法联剖测线发现有异常现象后,重合于前者测线布置的,垂直于主要构造线,测线长150—300 m,点距为5 m,采用相遇与追逐观测系统,使用日本产Mcseis-150型地震仪进行观测。8条浅层地震折射剖面获记录150多张。另外,在以上几种方法工作的基础上,在测区布置了8个钻孔,并测了每个孔的剪切波速,获得了许多不同方法的勘测资料,这为分析研究测区的基底构造与鸭绿江断裂带打下很好的基础。

3. 测区的基底构造

根据浅层地震折射波剖面与电测深点结果,对测区的第四系覆盖厚度及其结构有了

基本的了解. 从东往西基底埋深大体上可分 4 个条带, 与测区的地质构造基本上平行, 其结果是:

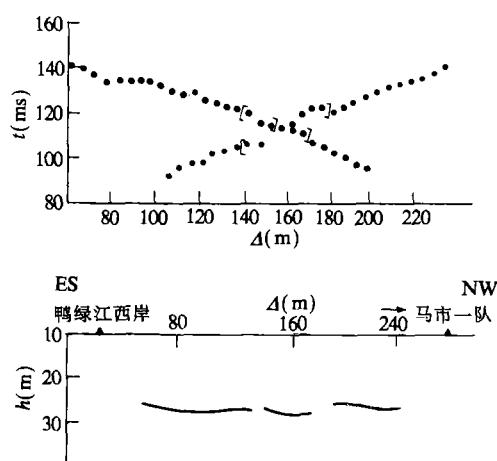


图 2 ZZ-I 测线时距曲线与解释剖面

向约 300° , 两条测线长均为 250 m, 测得基底埋深为 12—15 m, 九连城往西为测区基底埋深的最浅处, 即为 11—12 m. ZZ-VII 折射波剖面位于鸭绿江东岸的朝鲜境内, 从江岸往东展开, 方向约 302° , 长为 250 m, 测得基底埋深为 25—26 m, 界面存在着小的起伏, 电测深结果基底埋深也具有以上特征. 由浅层地震折射波剖面的结果, 并结合电测深与工程地质结果, 绘制了测区基底以上构造剖面图(图 3), 从图 3 中可以看出, 测区东西方向上的基底结构与鸭绿江断层分布情况.

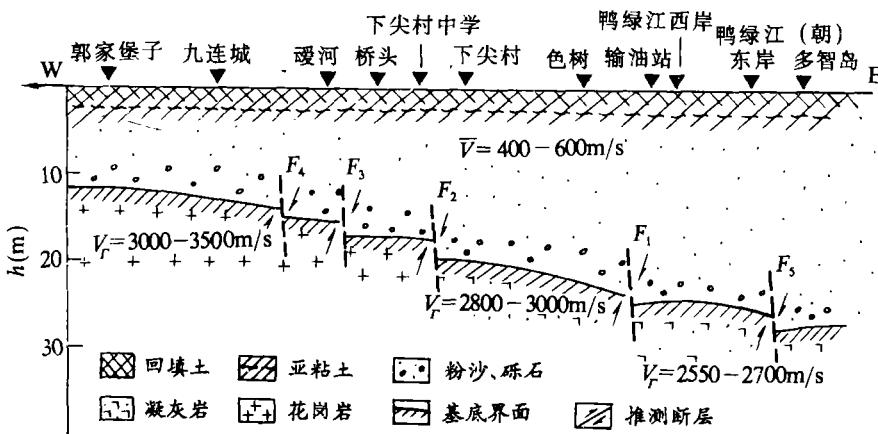


图 3 测区基底构造剖面图

综合分析可知(夏怀宽、张先泽, 1986; 钟以章、高常波, 1988; 卢造勋, 1988), 鸭绿江东岸的朝鲜境内基底埋深为 25—26 m, 鸭绿江西岸基底埋深从 24—25 m 往西逐渐变浅, 到瑰河附近其埋深为 13 m 左右, 东西落差约 5—10 m. 测区的基底埋深具有东西分区性, 即从

东往西可分为 25—23 m, 20—18 m, 16—14 m 与 13—11 m 四个区(图 3). 由钻孔资料可知, 测区东部孔深 23—27 m 见到基岩, 中部 17 m 左右见到基岩, 西部 6—10 m 见到基岩, 这与浅层地震折射剖面结果是吻合的. 综合浅层地震折射波法、电测深与钻探等方法的结果, 编制了测区的第四纪厚度等值线图(图 4). 从图中可明显地看出测区基底埋深在东西方向上具有一定的分区性. 基底埋深的这种分区性, 以及基底界面的横向不均匀性, 可能与测区鸭绿江断裂构造带的性质有关.

4. 鸭绿江断裂带

测区均为第四系复盖区, 为探测鸭绿江断裂带南段在隐伏区的分布情况, 在电法联合剖面的基础上, 重点地区布设了浅层地震折射波剖面与地质钻探等工作. 由分析可知, 在 12 条电法联合剖面中, 出现低阻正交点 15 处之多; 在 8 条地震折射波剖面中, 有 5 条剖面存在着明显的异常现象; 在电测深测得的电阻率值均能反映断层的存在; 地质钻探的结果, 在基底界面的上面(即风化壳内)取出了断层的岩石标本. 以上结果综合分析可知, 这些异常点可组成 4—5 条 NE 向断层, 其具体位置是:

在电法联剖 DP-XI 剖面中的 110 m、DP-X III 剖面的 140 m 与 DP-X 剖面的 170 m 均出现低阻正交点, 在 ZZ-I 折射剖面的 80—95 m 也出现有明显的异常现象, 这几处异常点构成了 F_1 断层, 此断层靠近鸭绿江西岸, 走向 NE41°、倾向 NW、倾角 50—60°, 破碎带宽度 5—10 m.

在电法联剖 DP-V 剖面中的 940 m 处、DP-VI 剖面中的 1095 m, DP-VI 剖面中的 1230 m 与 DP-VII 剖面中的 1250 m 处均出现低阻正交点, 在 ZZ-IV 地震折射波剖面的 120 m 出现明显的异常现象. 以上两种探测方法的几处异常构成了 F_2 断层, 此断层位于下尖村至马市一带, 走向 NE50°、倾向 NW、倾角 50—60°,

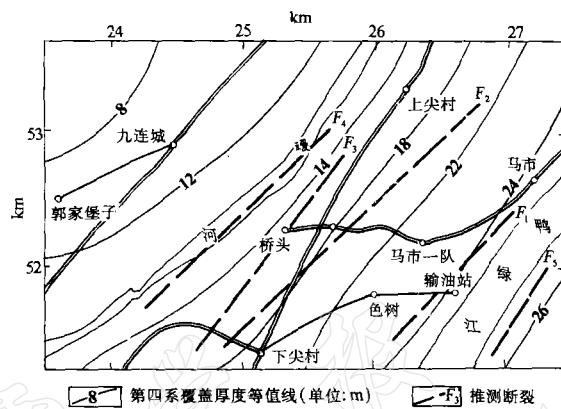


图 4 测区第四系厚度等值线与断层分布图

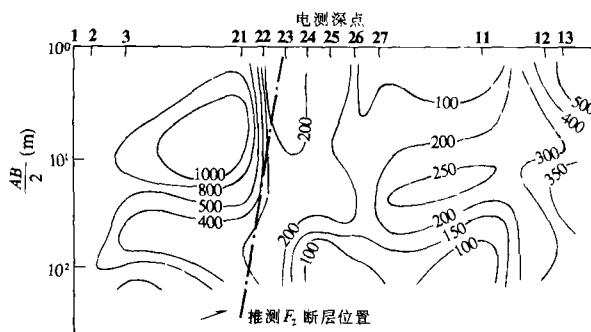


图 5 测区电测深 DS-1 至 DS-13 等 ρ 断面图(单位: $\Omega \cdot m$)破碎带宽度为 18 m. 为了使用更多地资料说明鸭绿江断裂带的性质, 我们将瑷河与鸭绿江之间的 13 个(1, 2, 3, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 11, 12, 13)电测深点投影到一条剖面上

(图1中虚线所示),构成了近东西向的DS-1至DS-13电测深剖面,由实测值得出 ρ_s 断面图.从DS-1至DS-13电测深 ρ_s 断面图(图5)中可看到 F_2 断层西侧视电阻率值($\rho_s=400-1000\Omega\cdot m$),明显的高于东侧视电阻率值($\rho_s=100-200\Omega\cdot m$),说明西侧岩石较完整坚硬,东侧岩石较松散破碎.

在电法联剖DP-V剖面中的1350 m处与DP-VII剖面的1640 m处出现低阻正交点,在ZZ-V地震折射剖面的80—100 m之间存在有异常显示,综合分析这些异常点,构成了 F_3 断层,该断层位于下尖村中学至桥头一带,走向NE43°,破碎带宽度约5—15 m.在电法DP-XV剖面中的230 m处出现低阻正交点,结合地质等方法的资料,认为这是 F_4 断层的反映,此断层位于瑷河中间,沿河谷展布,走向NE45°.另外,在鸭绿江东岸的朝鲜多智岛西侧,由电法联剖与浅层地震折射波剖面的探测结果,发现了 F_5 断层.

综合以上结果,并结合区域地质资料分析可知, F_1, F_2, F_3, F_4, F_5 断层构成了鸭绿江断裂带,东起鸭绿江东岸朝鲜境内的多智岛西侧,西至瑷河,这5支断层的分布情况见图4所示,各断层特征及其有关参数见表1.

表1 测区断层特征及有关参数

断层	探测方法	断层位置	上、下盘及其岩性	走向	破碎带宽度
F_1	电联剖、浅层地震 电测深、钻探	鸭绿江西岸	西盘上升,多为凝灰岩 东盘下降,为凝灰岩	NE41°	5—10 m
F_2	电联剖、浅层地震、 钻探、电测深	下尖村至马市 附 近	西盘上升,凝灰岩 东盘下降,凝灰岩	NE50°	18—22 m
F_3	电联剖、浅层 地震、电测深	下尖村中学至 桥头一带	西盘上升,花岗岩 东盘下降,凝灰岩	NE43°	5—15 m
F_4	电联剖、电测深	瑷河河谷	两盘岩性均为 花岗岩	NE45°	约 10 m
F_5	电联剖、浅层 地震、电测深	鸭绿江东岸朝 鲜多智岛附近	两盘岩性均为凝灰岩	NE44°	约 10 m

5. 浅层的速度分布与动力学参数

5.1 速度分布

测区的速度参数主要是依靠两种手段的结果进行计算,一是用浅层地震折射波剖面的时距曲线,即用交点法计算覆盖层的平均速度 v ,用差异时距曲线及用 $v_r=2\cos\varphi\Delta x/\Delta t$ 公式计算界面速度(顾尔维奇,1959),测区的速度分布情况见表2.二是利用钻孔测量地下土体的剪切波速,由公式 $v_s=103.03 m/s+2.2H$ (亚粘土)与 $v_s=124.3 m/s+17.6H$ (砂砾石、碎石)计算各剪切波速值(首培杰等,1992),其结果见表3.

从表2与表3的结果可知:测区的速度也具有分区性,第四系覆盖层的平均速度为400—600 m/s,剪切波的平均速度为 $v_s=250-270 m/s$,两种方法的结果很接近,由波速可知,测区属于中硬场地土.因该区第四系地层是由回填土、含砾亚粘土、砂砾石等组成,分布不甚均匀,所以第四系中的平均速度与剪切速度在测区各处有一定的差异,但总体上看,东西两侧较中间高.由表2可以看出测区基底界面速度的特征为:从东往西随基底埋

深的变浅其界面速度逐渐增大,可分为东部2550—2700 m/s、中部2800—3000 m/s、西部3300—3500 m/s三个区。由钻孔、地质资料可知,中、东部第四系覆盖层以下为侏罗系凝灰岩、凝灰质砂砾岩,其西部第四系覆盖层以下为花岗岩构造,这种第四系覆盖层以下岩性的不同与基底界面速度的分区性是完全吻合的。

5.2 测区的动力学参数

利用地震波动力学与运动学特征研究介质的物理性质,虽还存在很多困难,但其结果

表2 测区平均速度与界面速度分布情况

测线编号	测线方向	基底埋深 (m)	上复层平 均速度 \bar{v} (m/s)	基底界 面速度 v_r (m/s)	测线编号	测线方向	基底埋深 (m)	上复层平 均速度 \bar{v} (m/s)	基底界 面速度 v_r (m/s)
ZZ-I	309°	22—24	560	2600	ZZ-V	245°	15—18	460	2950
ZZ-II	283°	19—22	400	2650	ZZ-VI	295°	13—16	500	3300
ZZ-III	289°	18—20	430	2700	ZZ-VII	328°	11—14	490	3500
ZZ-IV	289°	18—20	440	2900	ZZ-VIII	302°	24—26	580	2550

表3 测区剪切波速测量情况

位置	深度 h (m)	地质分类	剪切波速 v_s (m/s)	位置	深度 h (m)	地质分类	剪切波速 v (m/s)
测区西部	1.5	回填土	131.00	测区东部	2.0	回填土、亚粘土	145.00
	2.5	亚粘土	147.00		4.0	粉砂	165.00
	4.0	粉砂层	160.50		8.0	砂砾	265.00
	6.0—8.0	砂砾	211.50—250.00		12.0	砂砾石	285.00
	10—12	强风化花岗岩	350—450.00		18—20	强风化	380—480

仍能给我们以定性的分析,对界面特别是断层附近介质的物理性质有个近似的了解。众所周知,地震波在传播过程中,其能量或振幅与介质的性质和传播距离有关,即与介质对能量的吸收与波前扩散有关。利用测区相遇折射波剖面观测资料的 T_3 波(基底折射波)的振幅值,由公式(顾尔维奇,1959)。

$$Z = -ny + c \quad (1)$$

$$\ln A_2(l-x)^a/A_1 x^a = 2\alpha_2 x + c \quad (2)$$

其中, $y = \ln(xl - x^2)$, $Z = \ln(A_1 A_2)$, x 为测线长度, l 为两炮点间的距离, A_1, A_2 为振幅值, c 为常数, n 与 α 分别为发散系数、吸收系数, 可分别计算出测区的发散系数 n 与吸收系数 α 值。图 6a 给出了 ZZ-VI 地震折射剖面扩散指数 n 值的曲线, 图 6b 给出了 ZZ-V 地震折射剖面的吸收系数 α 值的曲线。

计算结果表明, 测区中部的吸收系数较东西部两侧的小, 西部较东部吸收系数大, 即西部的吸收系数 $\alpha = 0.4 \times 10^{-2} - 1.2 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1}$, 东部的吸收系数 $\alpha = 0.2 \times 10^{-2} - 0.9 \times$

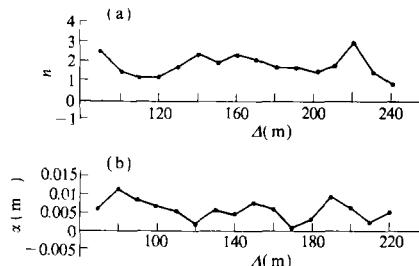


图6 测区动力学参数曲线图

10^{-2}m^{-1} , 中部的吸收系数 $\alpha = 0.1 \times 10^{-2} - 0.7 \times 10^{-2}\text{m}^{-1}$, 测区中部的 α 值局部达到 $1.8 \times 10^{-2}\text{m}^{-1}$ 。吸收系数的这种分区性与实际的岩层结构以及地质构造有着直接联系。据测区的钻探资料与剪切波速结果可知, 测区的西部第四系覆盖层属于中软场地土, 东部第四系覆盖层则属于中硬场地土。吸收系数的这种分区性, 则可定性地说明测区第四系覆盖层中岩性结构在东西方向是有差异的, 测区中局部 α 值高达 0.018 的位置正好是位于 F_2 断层附近。测区的发散系数变化也较大, 即从 $n=1.61$ 变化到 $n=2.65$, 局部达到 4.21。这种局部吸收系数 α 值的增大与扩散系数 n 值的突变, 表明在该处介质的原有物理性质及化学状态发生了改变, 使地震波在经过这异常介质时, 其能量受到较大的吸收所致。

6. 结论与讨论

(1) 鸭绿江断裂带南段是由 F_1, F_2, F_3, F_4 与 F_5 断层组成, 这五支断层基本上控制了测区的地质构造。在 F_1 断层以东第四系复盖层厚度达 $24-25\text{ m}$, F_2 断层以东第四系复盖层以下的岩性为侏罗系凝灰岩与凝灰质砂砾岩等, F_3 断层以西第四系复盖层以下岩性为花岗岩构造, 这与基底埋深的分区性、界面速度的分段性、以及吸收系数与扩散系数的增大与突变等现象是吻合的。

从岩性的差异、速度的变化、动力学参数的差异, 以及由电测深所得 ρ_s 断面图(图 5)中的电阻率值高、低的明显差异现象分析认为: F_2 断层为鸭绿江断裂带南段的主断层。

(2) 根据钻探、浅层地震折射波剖面与电测深等方法的探测结果, 综合分析可知: 鸭绿江断裂带南段 F_1, F_2, F_3, F_4, F_5 断层未错切上覆第四系地层, 这说明测区内诸断层在全新世时期没有活动。根据王安东等(1987)在深钻孔观测热流值的结果可知: 辽东地区平均热流为 5.04×10^{-2} 与 $5.76 \times 10^{-2}\text{ J/m}^2\text{s}$ (1.2 与 $1.4\mu\text{cal/cm}^2 \cdot \text{s}$) 的值, 低于海城震区 $9.22 \times 10-2\text{ J/m}^2\text{s}$ ($2.2\mu\text{cal/cm}^2 \cdot \text{s}$) 的值, 接近于大陆平均热流值 $6.11 \times 10^{-2}\text{ J/m}^2\text{s}$ ($1.46\mu\text{cal/cm}^2 \cdot \text{s}$) (王安东等, 1987)。测区内地震波的吸收系数 α 值较其它地震活跃区小也表明该区较稳定。

工作中曾得到卢造勋研究员、钟以章、赵振副研究员的指导与帮助, 也得到王国新、万波等同志的帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 顾尔维奇 N. N. (著), 1956. 地震勘探教程, 263—283, 306—317. 刘光鼎(译), 1959. 地质出版社, 北京。
 卢造勋, 1983. 东北地区的深部构造与地震. 长春地质学院学报, 1: 113—121。
 首培杰、刘曾武、朱镜清, 1982. 地震波在工程中的应用, 140—160. 地震出版社, 北京。
 王安东、任玉河、孙文福、于龙伟、梁镜铭、曹天青、顾浩频, 1987. 辽东地区和海城地震区的热流观测. 地震学报, 9, 392—405。
 夏怀宽、张先泽, 1986. 辽东半岛沿海地区海岸地貌及其所反映的新构造运动. 地震地质, 8, 1, 41—49。
 钟以章、高常波, 1988. 辽东半岛全新世海平面变化及近 5000 年来的地壳运动. 海洋科学, 1: 4—8。
 钟以章, 1987. 辽东半岛的泥石流灾害. 灾害学, 1: 45—49。
 Zhong, Y. Z., 1988. A preliminary study of the active faults in the Liaoning region. *Earthquake Research in China*, 2, 495—506.