

六安特殊地震新探

陈 昊 奚树枫

(安徽省地震局)

摘 要

据现有资料, 安徽六安地区发生了三次比较特殊的地震, 它们具有震级不大, 有感面积特大的特征。本文利用等震线反推了震源参数和有关介质参数, 发现导致这种特殊性的原因可能是震区介质的低S值高Q值特征, 并从地质构造上对这种特征作了探讨。

一、六安特殊地震简介

据现有资料, 六安特殊地震共有三次(图1、表1), 它们具有震级不大, 有感面积特大的明显特征, 与震级相同或级别相差不大的地震相比, 其有感面积超过几倍一十几倍(表2)

表1. 六安“特殊地震”若干数据

时 间	震 级	震 中 位 置	震源深度 (km)	有感面积 (km ²)	震中烈度
1652.3.23	6	$\phi N 31^{\circ} 30' \lambda E 116^{\circ} 30'$	15*	31.7万	七一八
1954.6.17	5 $\frac{1}{4}$	$\phi N 31^{\circ} 36' \lambda E 116^{\circ} 36'$	12*	25.4万	六
1982.9.27	3.8	$\phi N 31^{\circ} 36' \lambda E 116^{\circ} 35'$	11	1.48万	五

• 近似计算宏观震源深度

有人曾根据对全国若干历史地震的统计, 得出利用有感范围计算震级的经验公式⁽¹⁾,

$$I_0 R = 0.22M + 1.11 \quad (5 < M \leq 8\frac{1}{4}) \quad (1)$$

$$I_0 R = 1.03M - 2.97 \quad (4 \leq M \leq 5) \quad (2)$$

式中, R为有感区长轴半径。

按(1)式计算, 6级变为6.7级, 增大0.7级; 5 $\frac{1}{4}$ 级变成6.1级, 增大0.85级。

按(2)式计算, 3.8级变为5.7级, 增大1.9级。

如果所测定或计算的震级没有问题, 那么有感面积过大的原因是什么呢?

(1) 国家地震局地球所二室(1977): 利用有感范围测定震级

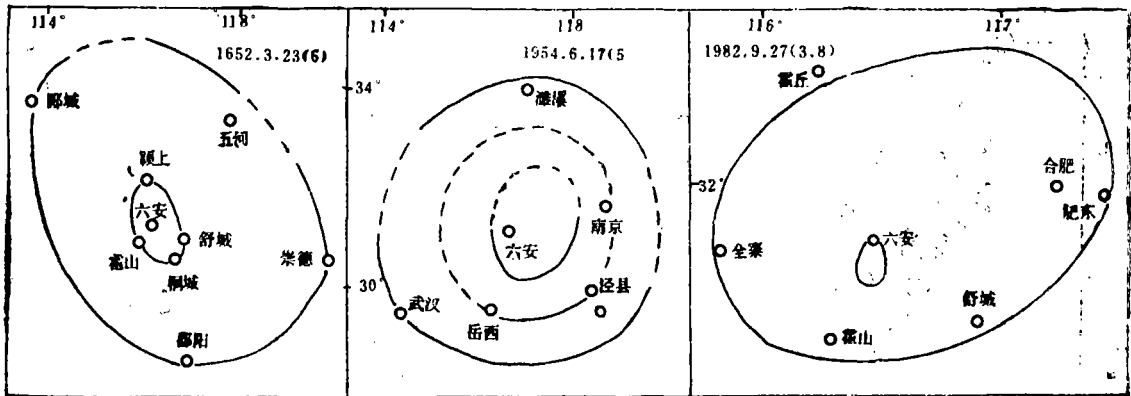


图1 六安“特殊地震”等震线图

表2. 震区和其它地区震级相近地震有感面积比较

3.7 ≤ M _s ≤ 4.6				4.6 < M _s ≤ 5.5				5.5 < M _s ≤ 6+			
时 间	地 点	震 级	有 感 面 积	时 间	地 点	震 级	有 感 面 积	时 间	地 点	震 级	有 感 面 积
1982.9.27	安徽六安	3.8	1.43万	1954.6.17	安徽六安	5+	25.4万	1652.3.23	安徽六安	6	31.7万
1967.7.11	安徽马鞍山	4.6	2677	1743.6.29	安徽泾县	5.5	4万	1585.3.6	安徽巢县	6	9.8万
1972.4.8	湖北光化	3.5	1115	1868.10.30	安徽定远	5.5	6.1万	1634.3	湖北黄冈	6	13.6万
1981.4.9	广东海丰	3.7	6782	1923.9.14	河南高牌店	5.5	2.5万	1829.11.19	山东益都	6	13.7万
面积单位：平方公里。 资料来源：《中国地震目录》 （李善邦）、《中国地震等震线图集》（地震出版社）、 有关调查报告。				1927.2.20	云南甸甸	5.5	3.52万	1831.10	安徽凤台	6+	7.25万
				1959.8.11	陕西韩城	5.4	4.91万	1896.2.14	安徽霍山	6+	22.4万
				1960.2.3	甘肃舟曲	5+	7万	1917.1.29	四川遂宁	6	13.7万
				1961.3.8	湖北宜都	5.2	5279	1932.4.6	湖北麻城	6	10.3万
				1974.4.22	江苏溧阳	5.5	11.46万	1973.6.3	新疆精河	6	22万

二、有关震源参数和介质参数

众所周知，震源深度和介质吸收系数以及震源的破裂方式、破裂速度、断层长度、断层面倾角和错动方式对烈度分布有较大影响。这里试参照陈培善（1977）介绍的方法^[1]，主要由等震线来及推上述参数。在图1中，1652年6级地震极震区定得不够确切，据记载，极震区烈度定为七—八度，但图1中所圈极震区界线在六度区，而且是六度区内界还是外界均不清楚，故反演时不宜采用这项资料。

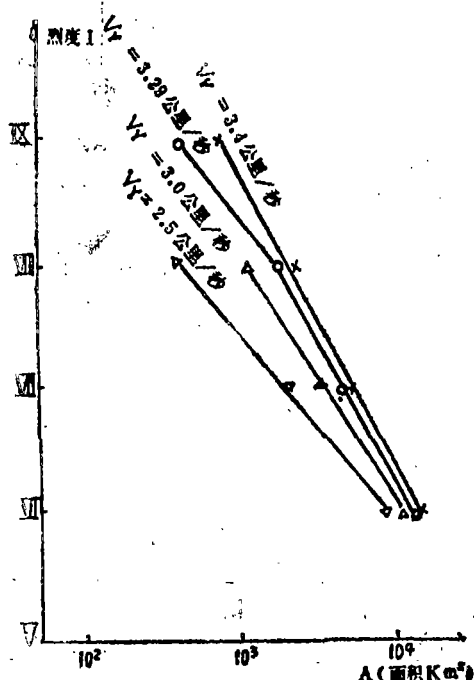


图 2 烈度随距离的衰减曲线

1. 深震源度

1982年3.8级地震微震源深度为11公里，前两次地震，笔者用等震线推算，震源深度均在15公里之内，说明本区震源深度变化不大。

2. 震源破裂方式

3.8级地震极震区呈南大北小的棒锤状，说明其震源破裂方式可能为不对称双侧破裂；5 $\frac{1}{4}$ 级地震极震区呈比较规则的椭圆状，反映其震源破裂方式可能为比较对称的双侧破裂。

3. 破裂速度

陈培善给出了不同破裂速度下烈度随距离（或面积）的衰减曲线（图2），据此求得3.8级、5 $\frac{1}{4}$ 级地震的破裂速度：

$V_r = 2.5$ 公里/秒，其中3.8级地震衰减曲线斜率比陈培善计算的 $V_r = 2.5$ 公里/秒的曲线斜率略小，则破裂速度也略小于2.5公里/秒，这里取近似值。和邢台地震震源破裂速度 $V_r = 3.29$ 公里/秒相比，本区⁽²⁾震源破裂速度是比较低的。

4. 破裂方向

震源破裂方向是由下向上或由上向下，对烈度分布有不同影响。破裂方向由上向下，极震区烈度较低，面积较小，有感面积相对较大。本区三次特殊地震都较符合这种特点，说明震源体破裂方向可能是由上向下。

5. 断层面倾角和错动方式

无论3.8级地震还是5 $\frac{1}{4}$ 级地震，极震区长轴均为NNE向，且东盘面积明显大于西盘面积，说明断层面向东倾，野外考察结果证实了这一推论（实测断层面产状 $110^\circ \angle 56^\circ$ ），震源机制解（图3）节面I也与此极为吻合（节面I产状 $117^\circ \angle 50^\circ$ ），震时地声传播的优势方位统计（图4）也有极好显示。它们一致反映NNE向断层错动方式为左行走滑，倾滑分量极小。5 $\frac{1}{4}$ 级地震极震区近椭圆状，说明倾滑分量较大。

6. 断层长度

根据郭增建等（1965）给出的 M_s-L 关系式⁽³⁾，

$$M_s = 3.3 + 2.1 \lg L \quad (8)$$

计算出3.8级、5 $\frac{1}{4}$ 级、6级地震的最大断层长度 L 分别为：

$$L_{3.8} = 1.17 \text{ (km)}$$

$$L_{5\frac{1}{4}} = 1.85 \text{ (km)}$$

$$L_6 = 2.2 \text{ (km)}$$

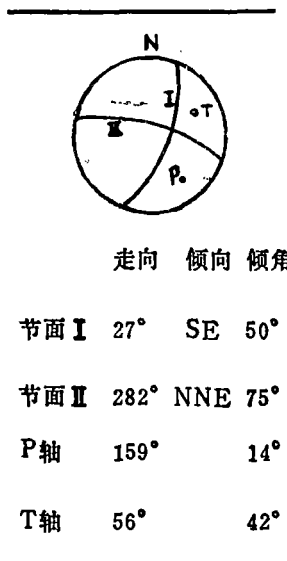


图 3 3.8级地震震源机制解
(据本局夏瑞良)

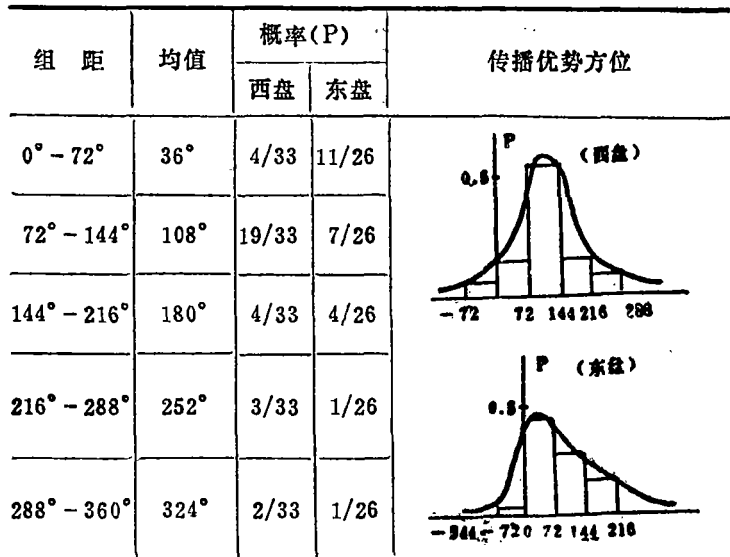


图 4 3.8级地震地声传播优势方位统计分析

7. 烈度衰减系数S

烈度衰减系数S由下式给出:

$$I = 2SI_s\Delta + K \quad (4)$$

表 8 给出了3.8级、5 $\frac{1}{4}$ 级地震L— Δ 变化情况:

表3 3.8级、5 $\frac{1}{4}$ 级地震L— Δ 变化情况

$M_s = 3.8$		$M_s = 5\frac{1}{4}$	
I	Δ (Km)	I	Δ (Km)
五	7	六	100
四	33.7	五	200
三	67.5	四	285

其中, 3.8级地震四度区用中值法并考虑调查时了解到的部分情况推测划出。

由此得到:

$$M_s 3.8: S_{3-4} = 1.67; S_{4-5} = 0.72$$

$$M_s 5\frac{1}{4}: S_{4-5} = 3.1; S_{5-6} = 1.1$$

它们一致表明, 极震区烈度衰减较慢 (S值较小), 有感区衰减较快 (S值较大)。

8. 介质品质因数Q值

Q值是描述传播介质对地震波吸收大小的量, Q值越大, 介质吸收能力越低, 传播能力越高。陈运泰等 (1976) 给出了中小地震 ($2.1 \leq M_s \leq 3.9$) P波初动半周期 (t_{p0}) 的极小值和震源距与品质因数Q的比值 (r_{p0}/Q) 关系的理论曲线^[3] (图 5), 据此可近似计算震区Q值。

笔者分别选取了距3.8级地震震中较近 ($\Delta = 68.3\text{km}$)、较远 ($\Delta = 129\text{km}$) 的合肥台、巢湖台

震相资料, 其P波初动半周期分别为:

合肥台: $(t_2\alpha)$ 极小 = 0.1秒

巢湖台: $(t_2\alpha)$ 极小 = 0.15秒

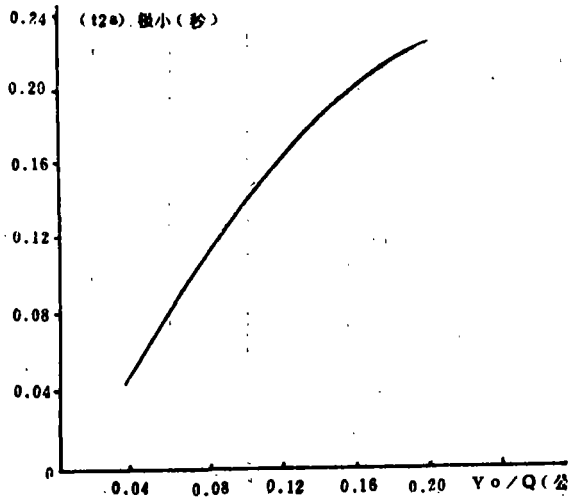


图 5 P波初动半周期 $(t_2\alpha)$ 的极小值和震源距与品质因数的比值 r_0/Q 关系的理论曲线

由图 5 查得:

合肥台: $r_0/Q \approx 0.07$

巢湖台: $r_0/Q = 0.12$

将震源深度 $h = 11$ 公里, $\Delta_{\text{合}} = 68.3$ 公里, $\Delta_{\text{巢}} = 129$ 公里代入, 则:

$$r_{0\text{合}} = \sqrt{h^2 + \Delta_{\text{合}}^2} = \sqrt{11^2 + 68.3^2} = 69 \text{ (公里)}$$

$$r_{0\text{巢}} = \sqrt{h^2 + \Delta_{\text{巢}}^2} = \sqrt{11^2 + 129^2} \approx 129 \text{ (公里)}$$

$$Q_{\text{合}} = 69/0.07 \approx 986$$

$$Q_{\text{巢}} = 129/0.12 \approx 1075$$

取其平均值作为震区 Q 值, 则:

$$Q = \frac{Q_{\text{合}} + Q_{\text{巢}}}{2} = \frac{986 + 1075}{2} \approx 1031$$

和陈运泰等 (1976) 计算的巧家、石棉两地的 Q 值 (分别为 620、560) 相比, 本区 Q 值明显偏大; 普瑞斯 (F. Press) 对地壳平均 Q 值的估计为 500—600 [4], 也说明本区 Q 值明显偏大。这反映震区介质吸收地震波能力较低, 传播能力较高。

三、特殊原因浅析

据陈培善 (1977) 较为周详的拟算 [1], 震源断层长度、断层面倾角和错动方式, 主要影响极震区的形状; 震源深度、破裂方式和破裂速度主要影响极震区烈度的高低及其形状和大小; 而震源破裂方向的影响也主要是在极震区的大小上, 当破裂方向由上而下时, 只是由于极震区面积变大, 而使有

感面积相对增大,但是,这种破裂方向易使震中烈度偏低,这是值得注意的。所以,这些均似乎不是引起有感面积过大的主要原因。

那么,可能的原因似在于震区的介质特性。

震区烈度衰减系数小($S=0.72-1.1$), Q 值高,二者正相吻合;由于介质吸收地震波能力低,故传播性能好,衰减性能差,因而有感区受地震波影响的程度高,有感面积容易过大。

四、引起 Q 值偏高的地质构造背景

震区 Q 值高, S 值低,这种现象不是偶然的。

震区位于东大别山断块和华北断块接触带(简称磨龙带,即磨子潭—桐柏、龙门冲—南港断裂带)的邻近。杨志坚认为:侏罗纪开始,大别山北缘逐步形成北淮阳华力西褶皱期后的山前拗陷,沉积了厚达5—6千米的侏罗—白垩系磨拉石层,其南缘发育了中酸性火山岩、红色碎屑堆积和偏碱性火山喷发,厚8—4千米^[8]。

笔者实地考察结果和杨志坚的看法比较吻合。但是,在震区小华山地区发现了与火山活动有密切联系的凝灰质岩层,其中含有较为丰富的暗色岩屑,并伴有热变质现象,这暗示火山活动可能不仅限于拗陷南缘,也许往北还有活动,或者向北迁移,从拗陷东北部合肥大、小蜀山的喜山期火山喷发,也说明不无这种可能性。

笔者认为:这种伴有火山活动的巨厚的中生代山前拗陷混杂堆积,可能具有比较特殊的性质,即具有相对刚性的特征:吸收地震波能力较低,传播地震波能力较高。

此外,区域构造上,郯庐断裂西侧由一系列北西西向活动断裂和北北东向活动断裂分割的断裂块体有相对向南推挤的迹象,它们在震区之南受到大别山隆起的阻挡,在震区之东受到北北东张八岭隆起的侧向挤压,因而使震区断层具有较强的压性特征,断层泥十分发育,并有糜棱岩化现象,易使地层中裂隙闭合,相对提高了地层的密度,有利于形成震区低 S 值高 Q 值特征。

五、几点总结

1. 六安特殊地震具有震级不大,有感面积过大的明显特点。

2. 利用等震线反推震源参数的结果表明,它们主要只对极震区的烈度高低,形状大小等有影响;值得注意的是,震源体由上向下的破裂特征,不仅反映了震中烈度不高的原因,而且可能反映了比较特殊的孕震机制,值得今后进一步探讨。

3. 引起六安特殊地震的主要原因是震区介质的低 S 值高 Q 值特性,巨厚的伴有岩浆活动的中生代山前拗陷混杂堆积可能提供了这一特性的地质基础,而强烈的挤压阻挡作用可能是这一特性的构造原因。

本文得到我局陆远忠、刘良宽等同志的指教和帮助,淮南市地震办吴治淮同志、六安县地震办赵本堂同志,六安专署地震办管玉艺同志参加了部分野外考察工作,在此一并致谢!

参考文献

- [1] 陈培善:震源机制与烈度分布的关系(二)《地球物理学报》Vol.20, No.1, Jan, 1977
- [2] 郭增建等:《震源物理》(1979),地震出版社
- [3] 陈运泰等:巧家、石棉的小震震源参数的测定及其地震危险性的估计,《地球物理学报》, Vol.19, No.3, Jul., 1976
- [4] F. Press: Seismic wave attenuation in the crust, J. G. R., 69, 2, 1964
- [5] 杨志坚:试论桐柏—大别山地质构造演化特征,《地质学报》, Vol.56, No.2, Apr., 1982