第 89 卷　第 8 期
2015年8月 1495～1529

地 质 学 报　ACTA GEOLOGICA SINICA

Vol. 89 No. 8 2015
Aug. 1495～1529

东秦岭 216.8Ma 前 7.0 级隐爆成因大地震的震源遗迹

陈志耕

河北地质学院地球动力与应用研究所，石家庄，050031

内容提要：地震预测是公认的世界性科学难题，而地震成因问题又是地震预测的基础与关键。由于人们不能进入因而不能直接观察和研究发生地震的震源，使得认识地震的成因非常困难。本文依据地质勘查、地球物理探测和工程揭露等事实，在东秦岭熊耳山南麓发现一个形成于 216.8±4.0Ma（等时线年龄 227±8.4Ma）前古地震的震源遗迹。通过隐爆角砾岩体、隐爆系列角砾岩、岩石地球化学、同位素示踪、同位素测年、稀土元素、多相包裹体、角砾岩微观破碎特征等分析表明，该震源遗迹是一个在杨子板块与华北板块碰撞对接的印支－燕山主造山阶段晚期，上地幔或下地壳经深熔形成的Ⅰ型造山带花岗质母岩浆结晶分异产生高温高压气液流体乃至超临界流体，沿断裂等薄弱部位上升到局部硅化封闭空间内积聚，产生高温高压气液流体膨胀压力并逐渐积累，当积累的巨大压力超过其所处深度的静岩压力与围岩破裂强度可承受的压力之和时，便在深部产生剧烈的隐蔽爆炸即隐爆所形成。根据上覆地层厚度、临近可参照深成岩体的侵位时代与深度、现代相对高度比较、震源遗迹主震的现代地表尺度并参照地下核爆炸试验相关数据等估算，东秦岭熊耳山震源遗迹的隐爆深度位于当时地表约 10km 之下，形成震源遗迹隐爆主震的隐爆总能量约为 1.55×10^{17}J，相应的主震面波震级 M_S 为 7.0。同理得知中国印支－燕山期 19 个典型隐爆角砾岩型多金属矿床隐爆所产生地震的强度为 M_S 5.1～7.6 级之间，据此统计分析得到它们产生地震的等效球状隐爆地质体的压碎区半径 R 与面波震级 M_S 的经验关系为 $M_S=1.40+0.95\ln(R)$。与一般“地震遗迹”不同，东秦岭熊耳山南麓地震遗迹不仅是一个震源的实体遗迹即“震源遗迹”，而且是一个震源深度、发生年代、地震强度等地震要素完整、一致且现今可视、可入的震源遗迹。该震源遗迹以及中国印支－燕山期一系列隐爆角砾岩体以相近方式形成地震的震源遗迹，为岩浆分异气液流体和超临界流体隐爆形成地震的地震成因类型存在提供了实例依据，并为该类地震成因机制的深入研究乃至地震预测提供了可直接观测研究的震源实体。

关键词：东秦岭熊耳山；隐爆成因地震；地震成因；隐爆系列岩；硅化封闭；古地震遗迹；震源遗迹

大地震造成的重大人员伤亡和财产损失，对地震预测提出了迫切要求；科学技术的突破发展，又为地震预测的实现提供了可能。但是，地震预测至今仍然是公认的世界性科学难题（Geller et al.，1997；Ian，1999；Christopher，1999；Macelwane，1946；Wyss et al.，1997；陈运泰，2007，2009；滕吉文，2008；第 388 次香山科学会议，2011；丁鉴海等，2011）。而地震成因又是地震预测的基础与关键（傅承义等，1985；陈颙，1993；徐常芳，1998；Geller，1999a，1999b）。地震预测一直未取得突破性进展的根本原因在于对地震成因的认识（傅承义等，1985；陈学忠，2010；第 388 次香山科学会议，2011；丁鉴海等，2011）。由于人们不能进入也不能直接观察地球深部（即不可入、不可视），给人们认识地震成因造成了很大困难（陈运泰，2007，2009；滕吉文，2008；马宗晋，2009；张培震，2010；周仕勇等，2010；陈学忠，2010）。

按照 Hernes 于 1878 年提出的现代地震分类（陈运泰等，2003），地球上约 90％的地震和破坏性最大的地震都属于“构造成因地震”（或“构造地震”、“断层地震”）。Reid（1910）沿用 Mekey 关于断层运动是地震成因的观点，来阐明 1906 年圣安德烈斯断层活动造成旧金山 8.3 级（赵克常，2012）大地震的发生，认为地震是地下岩石中“应变缓慢积累—快速释放”的过程，并据此提出地震成因的“弹性回跳”理论建立了地震的断层成因学说（Reid，1910）。构造地震的断层成因似乎已被认为是无可置疑了，并且在这个前提下的地震理论和试验已经发展得很远

收稿日期：2014-04-13；改回日期：2015-02-08；责任编辑：郝梓国，黄敏。

作者简介：陈志耕，男，博士，教授。长期从事地球构造动力及资源勘查研究、教学及应用。通讯地址：河北石家庄市，河北地质学院地球动力与应用研究所，Email：chenzg1996@163.com。

(傅承义,1985)。

但是,即使 Reid 赖以提出"弹性回跳"理论并建立了构造地震成因学说的圣安德烈斯断层,也未观测到按构造地震成因理论应该观测到的旧金山大地震后断层摩擦熔融而产生的热流异常,即"热流佯谬"(Henyey et al.,1971;Lachenbruch et al.,1988;Scholz,2002;陈运泰,2010;晏锐等,2011)。震源构造理论模型与实际的震源破裂过程之间缺乏直接联系,按照经典断层理论产生地震破裂的巨大差异应力是不现实的(张家声,1986)。另一方面,到底是因为地震活动引起了断层的错动,还是因为断层首先破裂才产生地震,还是一个不清楚的问题(傅承义,1985;车用太等,2006)。真正伴有明确成因断层的大地震,观测到的为数并不多,许多大断层是次生的(Richter,1958;傅承义,1985),唐山大地震震中区的断层就未必是成因断层(傅承义,1985)。梅世蓉(1982)也认为,将唐山地震看作是大断层的重新活动,未必妥当。据郭增建等(1982)介绍,伴随火山爆发的某些地震,其 P 波初动具有的四象限性特征,就旁证了流体扩张促发断层错动而引发地震的观点。曾融生等(1988)根据地震折射与反射剖面探测结果,认为唐山 1976 年 7.8 级大地震是因地幔热物质沿断裂上升,在地壳上部产生附加拉张应力造成断层错动所形成。刘武英(1991)也认为,在唐山断块内部,震前并不存在与 7.8 级地震相应的大断裂带。徐常芳(1997,1998)指出,1966～1976 年间发生的邢台、渤海、海城和唐山 4 个大地震,并不处在大断裂带上或活动断裂上,考虑深部流体对于地震孕育的关键作用,他提出了"地震流体成因说"。

由于传统构造地震成因理论存在的上述问题,且按照传统地震成因理论的地震预测一直没有取得实质性进展,一些非构造地震成因观点便应运而生,如岩浆冲击地震(石本已四雄,1932)、相变地震(Evison,1963)、地幔对流地震(Sornette,1999)、温度应力地震(Zoback et al.,1987)等。非构造成因地震的观点,不仅很早就已有过一些设想(Evison,1963;高木,1972;郭增建等,1982;曾融生,1984;傅承义,1985;刘武英,1991;杜建国等,1997;白思胜,2004),而且还指出了一些可能的震例(高木,1972;刘武英,1991;徐常芳,1998;曾明果等,2009;杜建国等,2010)。

高木(1972)指出,1932 年 9 月 1 日发生的日本关东大地震等的震源机制解图像,不是由应力作用产生的"象限型",而是非应力的某种冲击作用才产生的"圆锥型",据此提出由岩浆囊中岩浆爆发引起地震的假说并进行了理论计算。郭增建等(1982)指出,当地壳中岩浆降温结晶时,由于其内的气体凝固点低而被排于岩体外而聚集形成封存的高压气体团,当地壳深部高压气体或液体运动到相对软弱的调整单元时,就要扩张体积产生应力集中,这样就易于导致大地震。曾融生(1984)根据 1965～1967 年间日本松代地震群的地震活动性、地形变、重力、温泉、地磁等资料分析指出,松代地震群的成因更可能和地壳中岩浆的膨胀有关。刘武英(1991)也提出,唐山地震可能是岩浆沿莫霍面深断裂涌入地壳内,导致断裂重新破裂、扩展的结果。岩浆上涌是导致唐山地震的力源(刘武英等,1996)。杜建国等(1997)也注意到了深部流体在地震孕育和征兆形成中的重要意义,认为许多岩脉群的形成都与流体导致岩石破裂有直接关系,并必然伴有强的地震。他们还以北京延庆隐爆角砾岩体为例,说明岩浆房内早期结晶、后期岩浆注入挥发份气化产生隐爆的机制。随后又在深入研究深部超临界流体的基础上,系统地研究了超临界流体对断层的致震作用、岩浆中超临界流体的致震作用、超临界流体对岩石相变的致震作用(杜建国等,2010)。白思胜(2004)提出"隐爆地震"的概念并指出"隐爆地震由地下流体相的爆发引起",认为造成地震隐爆的原因有高压流体、岩浆侵入和流体相变等。Becken 等(2008)利用大地电磁成像技术,研究 1906 年旧金山 8.3 级大地震附近的圣安德烈斯断层深部电阻率结构特征,发现 25km 深处存在宽度为 5～8km 通往地表的高导低阻通道,通道内的高导低阻物质可能为下地壳和地幔的高压流体。费琪(2009)发现大型构造地震发生地区的卫星重力场样式具有明显的相似性,据此认为这些地区发生的地震可能与深部高密度物质的隆升有关,进而提出深部壳幔物质流变上隆的底辟作用是大地震发生的重要因素。曾明果等(2009)认为,2008 年"5.12 汶川大地震是由退相爆发的超临界水流体所造成。胡宝群等(2009)研究则认为,水的临界奇异性与断裂的耦合而触发地震。李德威(2011)通过分析总结大陆板内地震的平面、剖面、时间分布规律,提出大陆地震可能的形成机理是:地球深层热流物质经过多次转换后从大洋流入大陆,造成大陆地幔软流圈加厚和底辟上升,引起大陆下地壳含气热流物质的流动,当下地壳积累的热能超过中地壳应变能时,在引潮力触发下发生地震,并造成上地壳脆性破裂。曾雄飞(2013)提出"地震结构爆

裂动力”的地震成因,认为当地震结构包体内压力达到覆盖岩层的断裂强度与重力之和,便在日月引潮力的触发下下爆发地震。

尽管传统构造地震成因理论本身存在如上所述的一些问题,而且按照构造地震成因理论的地震预测也一直未能实现。但是,这些非构造成因地震的观点并未被主流所接受。究其原因,一直未能给出确凿的非构造成因地震的震例,使得这些非构造地震成因认识以及在此基础之上的地震预测途径缺少依据,可能是重要原因之一。

主要建立在构造成因地震基础上且以古地震断层活动、因断裂的剪切摩擦熔融形成的假玄武玻璃、假熔岩和碳酸盐液化脉、液化溢出丘等古地震岩地质记录为主要内容的古地震遗迹,已有较多的研究报道(Francis,1972;Sibson,1975,1980;丁梦麟,1981;翟淳,1988;Lin A,1989,1996;刘雨田,1989;梁定益等,1991,2002;张家声等,1992,2003;Spray,1995;张进江等,1995;胡能高等,1995;Lin A et al.,1998,2003;乔秀夫等,1999,2001,2006;刘鹏举,2001;刘建民等,2001,2005;杜远生等,2001;彭阳等,2001;林爱明等,2002;段吉业等,2002;郭利军等,2002;贾志海等,2003;天洪水等,2003;林爱明,2008;肖灯意等,2009;侯广顺等,2013;王焕等,2013;夏阳等,2013)。不过,这类古地震遗迹与震源遗迹还不是一回事。因为这类地震遗迹并不同时具备较为确定的震源深度、发震时代和地震强度等地震要素完整且一致的震源最基本特征。地表所见或者由探槽、钻孔等工程揭露所见(陈颙,1993;王华林,1995;邹长春等,2012)的发震断层位置与震源深度并不一致。例如,2008 年 5 月 12 日发生的汶川 8.0 级地震的震源深度为 15.5km(杨智娴等,2012),而揭露的钻探工程 WFSD-3 终孔深度仅有 1502.30m(邹长春等,2012),钻探工程揭露的深度尚不及震源深度的 1/10。现代探槽工程的揭露深度,与震源的深度相差则更大。即使以假玄武玻璃等为代表的一类古地震岩可能为震源实体,也未必能同时确定其所引发地震的地震强度、震源深度和发震年代。在地震要素齐全的众多近现代地震中,位于震中的震源实体无一可见。

截至目前,尚未见有震源深度、发生年代、地震强度等地震要素完整、一致且可见震源实体的震源遗迹。

地质矿产工作者以钼、金、铜、铀、钨等多金属成矿为主要研究目标的隐爆角砾岩—斑岩型成矿作用,在隐爆角砾岩及其隐爆角砾岩体(筒)形成过程中的物质来源、岩浆气液流体的临界性、岩浆气液流体减压沸腾产生的压力积聚以及最终引起深部突发性隐蔽爆炸即隐爆的机制等方面,已有较多深入研究。而且地质学家们根据隐爆角砾岩的破碎特征等,已经形成了隐爆角砾岩和隐爆角砾岩筒是在地下瞬间隐蔽爆炸即隐爆产生的基本共识(П.Ф. 伊万京,1965;Norton et al.,1973;Sharp,1979;林运淮,1980;陶奎元,1980;刘家远,1981,1992,1996;Burnham,1985;McCallum,1985;Notman et al.,1985;Richard,1985;Shelnutt et al.,1985;董得茂等,1985;张维根,1988;吕贻峰等,1989;谢奕汉等,1991;章增凤,1991;刘家远等,1991;邵克忠等,1992;章新寿,1992;李胜荣,1995;王志辉等,1995;唐菊兴,1995;邵世才,1995;Melluso et al.,1995;王宝德等,1996;黄定华等,1997;周济元等,1998;章邦桐等,1998;黄民智等,1999;李元生等,1999;范宏瑞等,2000;Breiter,2001;王照波,2001;Landtwing et al.,2002;韩金良等,2002,2003;卢欣祥等,2002;秦正永等,2003;王照波等,2003;佘宏全等,2005;齐金忠等,2005;李永峰等,2005;谭文娟等,2006;杨亮等,2006;孟祥金等,2007;梁俊红等,2007;Davies et al.,2008;王永等,2008;孙思等,2010;谭佳奕等,2010;陈云杰等,2012;林书平等,2012;梁景时等,2012;刘舒波等,2012;张会琼等,2012;周振昊等,2013;尹利君等,2013;葛文胜等,2013;高荣臻等,2014;孙振明等,2014;纪现华等,2014;陆蕾等,2014)。

但是,由于研究目标或者关注点的不同,以往地质学家们对于这类隐爆角砾岩体形成时所产生的地震效应很少关注,深入系统地研究隐爆角砾岩体的地震效应特别是具体给出相应的地震强度,则更未见有。即使有地质学家(章邦桐等,1998)已经通过与地下核爆炸的地质效应进行类比计算,得到了形成某些隐爆角砾岩型矿床时的隐爆能量,也仍然未能探讨地震效应并给出地震强度,更未指出它们就是隐爆地震的震源遗迹。

本文通过野外地质勘查、地球物理探测、地质工程揭露等事实等,发现位于华北板块南缘东秦岭熊耳山南麓一个发震时代、深度和地震强度等地震要素完整一致且现今可见、可入的隐爆成因地震的震源遗迹。

1　震源遗迹地质与事实

1.1　地质概况

东秦岭震源遗迹位于秦岭—大别造山带与华北

地块分界线南侧(张国伟等,1995)的熊耳山南麓(图1)。熊耳山地区是一个经历了中生代早期的印支晚期碰撞造山之后,进入中生代晚期的燕山晚期伸展构造背景环境后形成的 NEE 到 NE 向拆离－变质核杂岩构造(胡正国等,1994;王志光等,1999;张进江等,2003;齐金忠等,2004;孙卫志等,2013),其核部为新太古界太华群变质岩系和燕山期花岗岩体构成的花山穹窿,盖层主要由中元古界熊耳群(Pt_2x)火山岩系及其上覆官道口群(Pt_2g)浅变质碎屑岩及碳酸盐构成,滑脱拆离带由位于太华群和熊耳群之间的主滑脱拆离带和盖层中的一系列次级滑脱断层组成(图2),南北两侧分别有伊河断陷盆地和洛河断陷盆地。构成变质核杂岩的太古宇太华群(Ar_2),是一套以片麻岩为主的变质岩系,其变质程度普遍达角闪岩相,主要是黑云角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、角闪片麻岩、斜长角闪岩、条带状混合岩、混合片麻岩、变粒岩,局部夹大理岩、白云质大理岩、石墨片麻岩、磁铁石英岩等,自下而上划分为草沟、石板沟和段沟三个岩组❶。其中石板沟岩组见有六个假韵律层❷,震源遗迹主要位于石板沟岩组的第1～3假韵律层中❷❸❹。片麻岩片麻理总体倾向 SE,倾角 20°～ 30°。

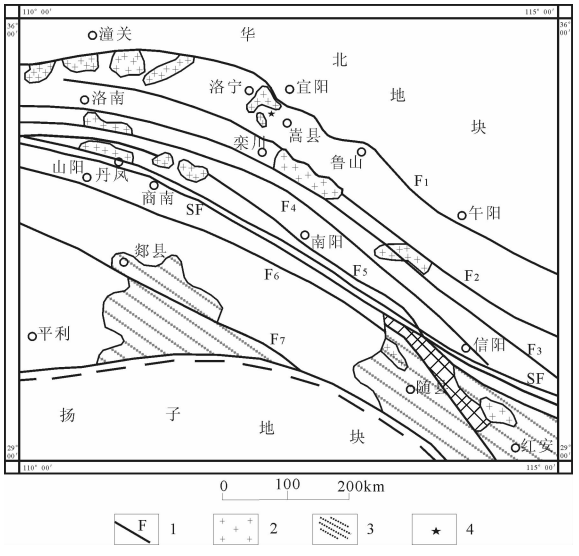

图1 东秦岭熊耳山南麓隐爆震源遗迹所在大地构造位置示意图(据张国伟等,1995 简化)

Fig. 1 Schematic diagram for source remnant of earthquake in tectonic location Schematic diagram of the geotectonic position of Xiong'ershan crytoexplosive focal sites in easternQinling Mountains (according Zhang Guowei et al., 1995, simplify)

1—断层及编号;2—花岗岩;3—超镁铁质岩;4—震源遗迹

F_1—秦岭北界逆冲断层;F_2—石门－马超营逆冲断层;F_3—洛南－栾川逆冲推覆断层;F_4—皇台－瓦穴子推覆带;F_5—商县－夏馆逆冲断层;F_6—山阳－凤镇逆冲推覆断层;F_7—十堰断层;SF—商丹缝合带

1—Fault and numbers;2—granite;3—ultramafic;4—the source of relics of earthquake

F_1—Thrust fault in north boundary of Qinlingbei; F_2—thrust fault from Shimen to Machaoying ; F_3—thrust napping fault from Luonan to Luanchuan; F_4—Napping belt from Huangtai to Waxuezi; F_5—thrust fault from Shang county to Xiaguan; F_6—thrust napping fault from Sahnyang to Phoenix town; F_7—Shiyan fault; SF —Shangdan suture zone

震源遗迹临近有晚侏罗世的五丈山花岗岩体(γ_5^2)和早白垩世的花山花岗岩体(γ_5^{3-1})。五丈山花岗岩体(范宏瑞等,1994;毛景文等,2005;李永峰,2005)即原万村岩体,位于震源遗迹 SW 方向约 2km,面积约 61km^2,岩性主要为灰白或浅红色二长花岗岩、斑状钾长花岗岩,锆石 U-Pb 同位素 SHRIMP 测定结果为 156.8±1.2Ma(毛景文等,

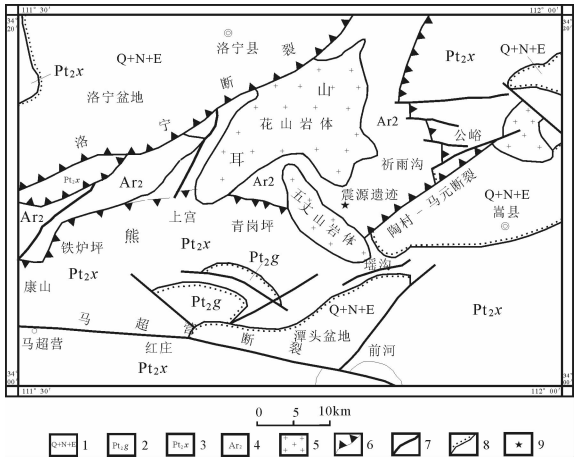

图2 东秦岭熊耳山南麓隐爆震源遗迹所在地的豫西区域地质略图(据河南省地质矿产局,1986;王志光等,1999,简化)

Fig. 2 East Qinling Mountains Xiong'ershanearthquake ruins Regional geological map (according to Henan provincial bureau of geology and mineral resources, 1986; Wang Zhiguang et al., 1999, simplify)

1—新生界第四系、古近系、新近系;2—中元古界官道口群石英砂岩和白云岩;3—中元古界熊耳群火山岩;4—新太古界太华群变质岩;5—中生代花岗岩体;6—拆离断层;7—断层;8—不整合地质界线;9—东秦岭震源遗迹

1—Cenozoic Quaternary, Paleogene, Mesozoic Cretaceous; 2—the quartz sandstone and dolomite of Guandaokou group Mesoproterozoic; 3—the volcanic rock of Xiong'er Group Mesoproterozoic; 4—the metamorphic rocks of Taihua group Neoarchean; 5—the Mesozoic granite; 6—the detachment fault; 7—fault; 8—unconformity geological boundary; 9—source relic area east Qinling

2005；李永峰，2005）。花山花岗岩体（γ_5^{3-1}）（范宏瑞等，1994；毛景文等，2005；李永峰，2005；庞振山，2006；王卫星等，2010）位于震源遗迹 NNW 方向约 3km，总面积约 280km²（其中花山岩体约 75 km²），整体侵位与太古代变质岩系中，岩性主要为浅肉红色似斑状黑云角闪二长花岗岩、似斑状黑云母二长花岗岩和中一细粒角闪黑云二长花岗岩，似斑状花岗岩中的巨斑晶粒径 1～2cm，内部相巨斑晶的粒径可大于 4cm×5cm，含量 40%～50%，巨斑晶主要钾长石。花山岩体是区域内最大的岩体，由晚期蒿坪岩体（γ_5^{3-1b}）、金山庙岩体（γ_5^{3-2}）侵入早期花山岩体（γ_5^{3-1a}）多次侵位的复式岩体。花山岩体（γ_5^{3-1a}）的锆石 U-Pb 同位素 SHRIMP 测年结果为 130.7±1.4Ma（毛景文等，2005；李永峰，2005）。五丈山和花山花岗岩属于高钾钙碱性岩石系列，成因类型均属于变质火山岩经深熔形成的Ⅰ型造山带花岗岩（王卫星等，2010；陈衍景，2010）。

1.2　震源遗迹基本事实

东秦岭震源遗迹主要由隐爆角砾岩体（筒，下同）、隐爆破碎系列角砾岩等组成[3-4]。

1.2.1　隐爆角砾岩体

根据地质勘查、探槽揭露等地表工作以及激电中梯、高精度磁法等深部探测和钻孔、平硐工程揭露[2]等方法，从地表和纵深两个方面，鉴别出由多个不同期次、不同级别的隐爆角砾岩体（筒）构成的震源遗迹（图 3、图 4）。按照隐爆中心部位岩石破碎程度高、热液蚀变强烈、破碎角砾的流化与圆化程度高等特征，划分出 1 个一级隐爆角砾岩体和多个二级隐爆角砾岩体（图 3）[3-4]。由五个主要隐爆角砾岩体紧密连接的核心区域，呈一个长轴走向 NW 约 1.9km、短轴约 1km 的不规则纺锤状。

上述各种勘查方法确定的隐爆角砾岩体及其分布，还有震源遗迹所在地区的 1∶5 万水系沉积物测量[5]所圈定的综合异常位置及其相应尺度佐证（图 4）。在该 1∶5 万地球化学综合异常图中，Mo-Pb 中一高温热液元素异常的范围为：长轴约 3km、短轴约 1.6km，走向 NWW，与位于震源遗迹区隐爆角砾岩体的走向一致并被完全套合其中。

1.2.1.1　一级隐爆角砾岩体

震源遗迹的一级隐爆角砾岩体（YBYT-Ⅰ）分布在德亭川与左峪川两山川间的分水岭一带，根据圆化与流化隐爆角砾岩发现的位置坐标，一级隐爆角砾岩筒从东南部螃蟹沟的 12 号勘探线至西北木头沟 17 号线的分水岭山脊，长轴走向约 300°，长度约为 1400m，短轴方向宽约 400m，长宽比约 3∶1，呈细长的不规则似纺锤形，面积约 0.56km²（图 3），钻孔揭露深度 500～1300m。YBYT-Ⅰ隐爆角砾岩体的形态分布及走向，与新太古界变质结晶基底构成的安沟－黄水庵背形关系密切相关，其长轴方向（NW）与早期形成的 NW 向断裂构造走向一致。早期断裂构造直接控制 YBYT-Ⅰ隐爆角砾岩体的展布，但因早期 NW 向断裂构造因多次隐爆的改造、破坏，现以钼矿体形式表现。

从十多个平硐及数十个钻孔揭露工程资料来看，YBYT-Ⅰ隐爆角砾岩体见有圆化、流化程度较高的角砾岩和细碎角砾岩，角砾成分主要有片麻岩、斜长角闪岩等，角砾大小从几毫米至几十厘米不等，相差悬殊，一些角砾圆化程度高，呈明显的溶蚀皮壳状，其辉钼矿化及硅化、钾化、黄铁矿化、萤石化、碳酸盐化等矿化蚀变表明，该角砾岩体的热液活动非常强烈。将其划分为一级隐爆角砾岩筒的主要依据是[3-4]：①该隐爆角砾岩筒内出现了只有在隐爆核心部位才出现的流化与圆化角砾圆砾岩（图 5），其它次级岩体尚未见这类角砾。YBYT-Ⅰ中的部分流化与圆化角砾出现的位置列入表 1 中。②详查安排的激电中梯剖面测量工作结果显示：在几个已掌握资料的勘探线上都存在着一个宽度跨越分水岭、未完全揭露深度达 400～450m 的高极化率、低电阻率所代表的硅化带和钼矿化带（图 6、图 7）。这与地表的流化、圆化角砾群露头所连成的分水岭 YBYT-Ⅰ隐爆中心地带（图 3）一致。③作为中－高温热液活动代表性矿化的辉钼矿化，主要沿该隐爆角砾岩筒分布，是与震源遗迹伴生的大型钼矿的主要矿体。在分水岭隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ的下部有较好钼矿化富集且在山脊之下的深部呈条带状分布，而且在该一级角砾岩体与其他次级角砾岩体叠加的部位，钼矿化的程度远超出其他次级角砾岩筒的钼矿化。④因其硅化强烈、普遍，因此抗风化能力强，该隐爆角砾岩筒成为震源遗迹区内海拔最高的分水岭山脊地貌。

依据 8、11 号（图 6）等勘探线的电阻率测深剖面，分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ不仅有筒状的“高激化，低电阻，高低差异明显”的隐爆中心地球物理特征，而且勘探线上 ZK1501、ZK1505 及 ZK1102 等钻孔的角砾岩，也符合“破碎＋蚀变＋圆化”隐爆角砾岩体隐爆中心的特征[3-4]。由钻孔、平硐和探槽等工程揭露的勘探线剖面，也从纵深方向，由高温热液元素钼矿化清楚显示的分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ的深部形态。图 7 为震源遗迹

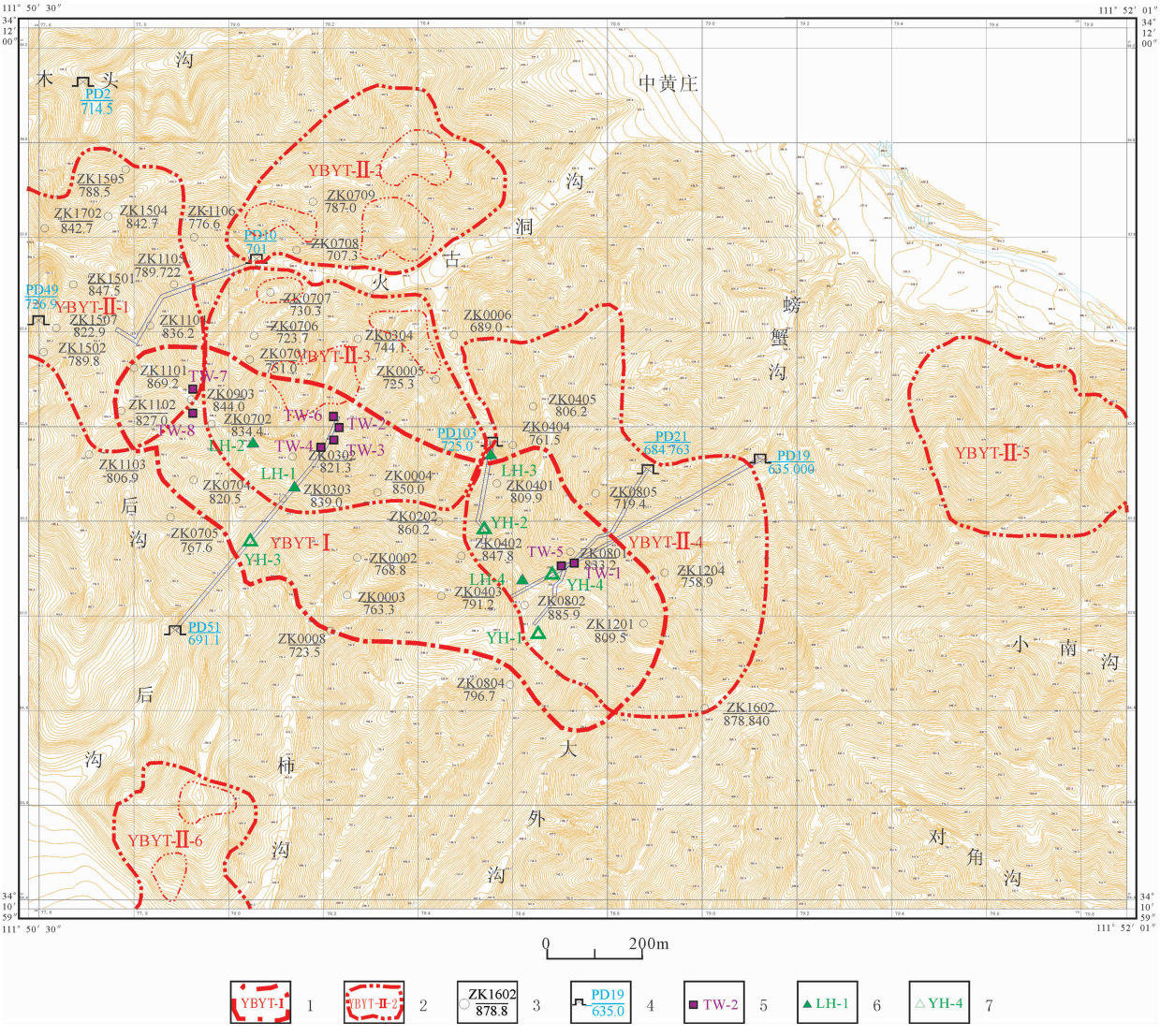

图 3 东秦岭震源遗迹隐爆角砾岩体的地表形态与分布、流化与圆化隐爆圆砾岩、Re-Os 测年样品位置图

Fig. 3 Surface patterns and distribution of cryptoexplosive breccia body in relics, flow of gravel and round gravel, Re-Os samples location map of focal sites of breccia bodies of cryptoexplosive source of earthquake in east Qinling

1—隐爆主震形成的一级隐爆角砾岩体;2—二级隐爆角砾岩体及编号;3—钻探揭露工程及编号(孔深);4—平硐揭露工程及编号(长度);5—Re-Os 同位素年龄测定样品的采样位置及编号;6—流化隐爆角砾发现位置及编号;7—圆化隐爆角砾发现位置及编号

1—The level one cryptoexplosive body formed by main earthquake; 2—the level two cryptoexplosive bressia body and number; 3—bore engineering drawing for expose and number (deep); 4—PD engineering drawing for expose and number (long); 5—Sampling position and number of sample of Re-Os isotope age determination; 6—the location of the fluidization cryptoexplosive breccia body and number; 7—the location of the rounded cryptoexplosive breccia body and number

表 1 东秦岭熊耳山南麓分水岭一级隐爆角砾岩筒的部分流化与圆化隐爆圆砾岩的发现点位及编号

Table 1 Location and number of the level one fluidization cryptoexplosive and rounded breccia body in watershed in the south Xionger mountain of eastern Qinling

隐爆角砾类型及编号	流化与圆化隐爆角砾的发现位置
流化角砾 LH-1	钻孔 ZH0303 东偏南约 120m 分水岭上(坐标:37578132,3785265,843m)
流化角砾 LH-2	钻孔 ZH0702 南东约 100m 分水岭上(坐标:37578043,3785372,849m)
流化角砾 LH-3	平硐 PD103 硐口南约 80m 处(坐标:37578555,3785346,707m)
流化角砾 LH-4	06 号勘探线与分水岭交叉处的分水岭上(20100831 地质勘查路线)
圆化角砾 YH-1	大外沟与分水岭交汇处分水岭处(坐标:37578622、3785046,889m)
圆化角砾 YH-2	火古洞沟与螃蟹沟间的平硐 PD103 内,距硐口 190m 处(斜长角闪岩圆化角砾)
圆化角砾 YH-3	左峪川后沟近分水岭平硐 PD51 内,距硐口 240m(黄铁矿化斜长角闪岩圆化角砾)
圆化角砾 YH-4	螃蟹沟近端处平硐 PD19 内,距硐口 550m 处(边部溶蚀圆化的片麻岩角砾)

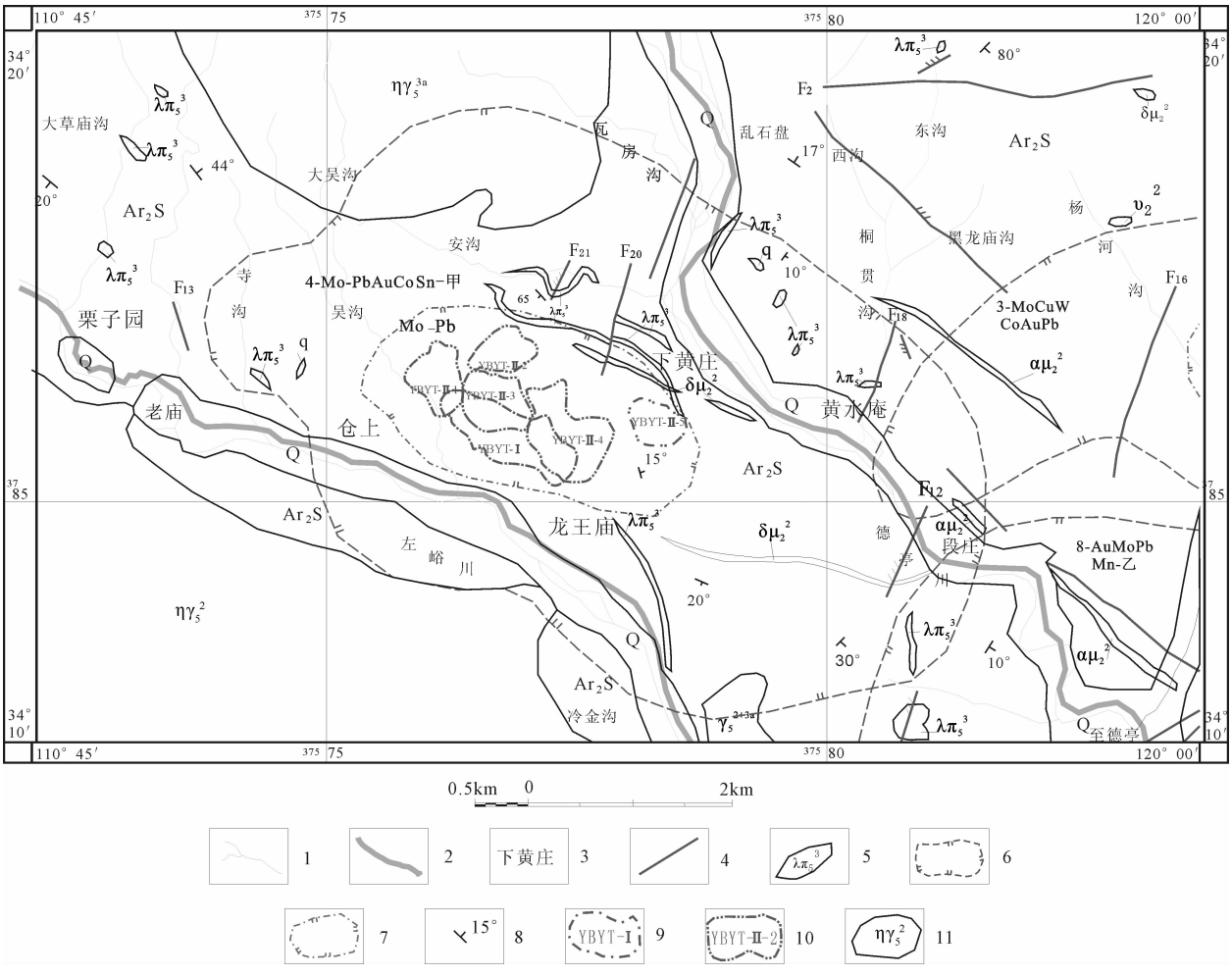

图 4　与震源遗迹完全套合的中—高温热液元素 Mo-Pb 1∶5 万化探异常[5]

Fig. 4　1∶50000 Chemical prospecting abnormity of middle—high temperature hot fluid Mo-Pb element is fully nested the earthquake source ruins[5]

1—河流；2—公路；3—村镇；4—断层；5—岩脉；6—综合异常；7—Mo-Pb 异常；8—地层产状；9—形成主震震源遗迹的一级隐爆角砾岩体；10—二级隐爆角砾岩体；11—燕山期花岗岩体

1—The river; 2—highway; 3—villages and towns; 4—faults; 5—dikes; 6—integrated anomaly; 7—Mo-Pb anomaly; 8—Attitude of stratum; 9—the main shock source sites (the level one cryptoexplosive body); 10—the level two cryptoexplosive body; 11—Yanshan period granites

区内近 20 条勘探线中的 0、4、7、11 号勘探线剖面揭示的分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ深部形态。

1.2.1.2　二级隐爆角砾岩筒

限于篇幅，仅介绍与 YBYT-Ⅰ一级隐爆角砾岩筒最近的四个二级隐爆角砾岩筒。

1.2.1.2.1　木头沟二级隐爆角砾岩筒

木头沟隐爆角砾岩筒（YBYT-Ⅱ-1）分布在木头沟南、火古洞沟西、金家沟以北的 13 号勘探线到 17 号勘探线中南段，处于安沟—黄水庵背形的扬起端，呈不规则的近椭圆状，长轴方向呈 340°，长轴约 600m，长宽比约为 5∶3，面积约 0.2km^2（参见图 3），钻孔揭露深度 500～1000m。该隐爆角砾岩筒主要为片麻岩角砾、斜长角闪岩角砾、长英质角砾、混合岩角砾；岩筒内的岩石爆破强烈，由角砾、岩屑、晶屑和岩石粉末（岩粉）组成。角砾含量一般 30 %～70 %，胶结物主要为岩屑、岩石粉末和一些细碎的热液蚀变矿物，蚀变矿物以石英、方解石、钾长石为主，另有少量重晶石、萤石、黄铁矿、辉钼矿、方铅矿等。

1.2.1.2.2　火古洞沟南、北两个二级隐爆角砾岩体

火古洞沟北隐爆角砾岩体（YBYT-Ⅱ-2），近似于不规则的荷叶形，长轴方向 55°，长轴约 600m，短轴约 400m，面积约为 0.2km^2（参见图 3）；火古洞沟南隐爆角砾岩体（YBYT-Ⅱ-3），为不规则的荷叶

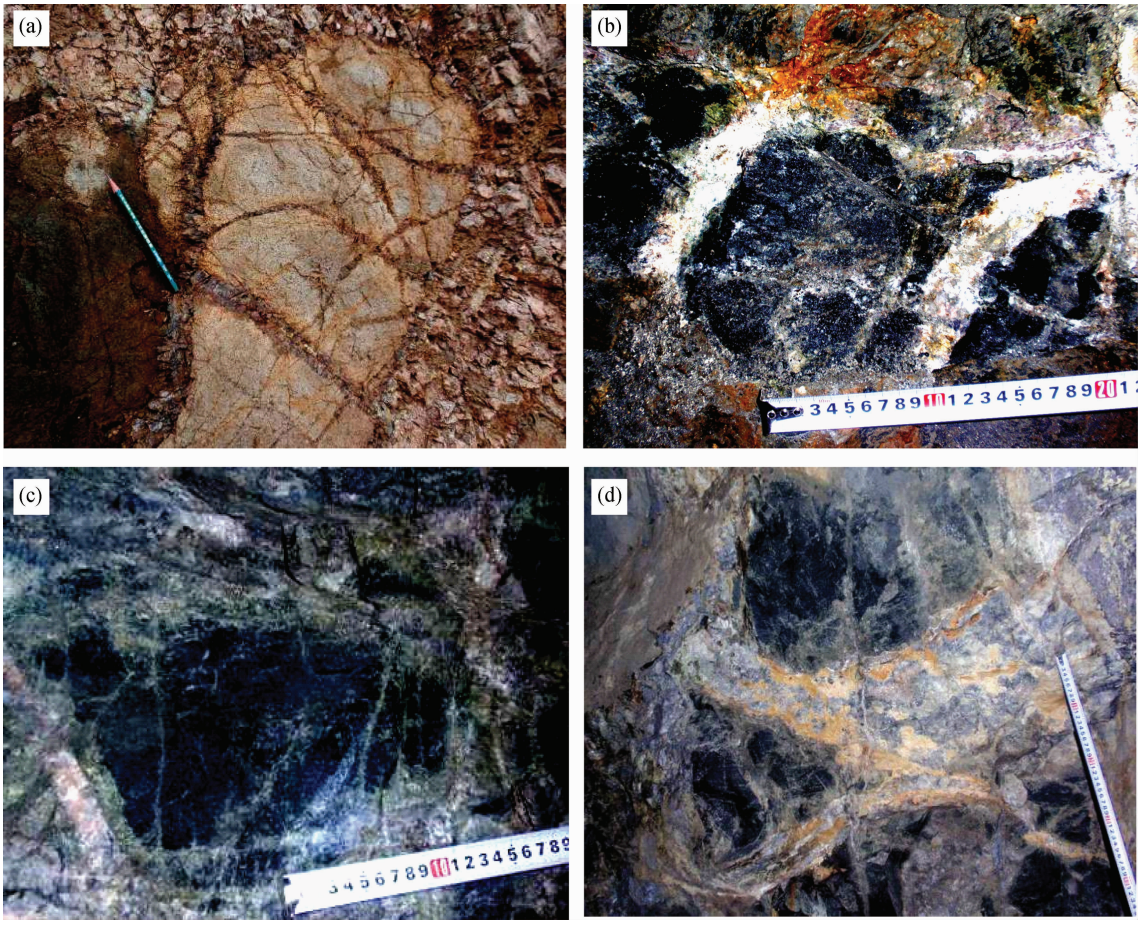

图 5 震源遗迹出露的一级隐爆角砾岩体流化与圆化隐爆圆砾岩

Fig. 5 Level one fluidization cryptoexplosive breccia body and rounded cryptoexplosive conglomerate in an ancient remnant of earthquake

(a)—分水岭 ZK0306 钻孔北风化的隐爆流化圆砾岩;(b)—后沟 PD51 黄铁矿化皮壳状溶蚀隐爆圆砾岩;(c)—螃蟹沟 PD19 黄铁矿化皮壳状隐爆圆砾岩;(d)—火古洞沟 PD103 皮壳状溶蚀隐爆圆砾岩

(a)—Weathered fluidization cryptoexplosive breccia in north of watershed ZK0306 drilling; (b)—pyritized crusty dissolution rounded breccia conglomerate in Hougou PD51; (c)—pyritized crusty cryptoexplosive rounded breccia conglomerate in Pangxiegou PD19; (d)—crusty dissolution rounded breccia conglomerate in Huogudoonggou PD103

形,长轴方向 210°,长轴约 670m,宽约 500m,面积约为 0.30km^2(参见图 3),钻孔揭露深度 500~850m。

从实测剖面 P03、P05、P07 情况看,火古洞沟南、北两个角砾岩体主要为斜长角闪岩角砾、片麻岩角砾、长英质角砾和碎裂片麻岩、混合岩构成。岩筒内的岩石爆破强烈,由角砾、岩屑、晶屑和岩石粉末组成。角砾含量大于 50%,岩屑和岩石粉末是胶结物的主要成分,含量在 30%左右。主要蚀变为硅化、绿帘石化、绿泥石化、钾化、碳酸盐化、石榴子石化、钾化、萤石化及矽卡岩化,主要矿化有黄铁矿化、方铅矿化、辉钼矿化等。从平硐 PD10 和 ZK0701、ZK0706、ZK0707、ZK0708、ZK0709、ZK0304 等钻孔揭露工程观察 YBYT-Ⅱ-2、YBYT-Ⅱ-3 的深部情况看,该两个角砾岩体的岩石破碎程度较高,多为原位破碎,岩石硅钾化、黄铁矿化强烈,辉钼矿化较好。

1.2.1.2.3 螃蟹沟二级隐爆角砾岩体

螃蟹沟隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅱ-4 位于分水岭北侧,呈近似的椭圆形,长轴方向呈 340°,长轴约 700m,短轴约 500m,面积约 0.36km^2(参见图 3),钻孔揭露深度 500~900m。从 P04、P10 两个实测剖面情况看,该角砾岩筒主要由片麻岩圆砾—角砾、石英圆砾—角砾等构成;从平硐和相关钻孔观察 YBYT-Ⅱ-4 隐爆角砾岩筒的深部情况看,该隐爆角砾岩体典型特征是大量含有萤石的胶结物胶结了团块状辉钼矿的隐爆圆砾—角砾岩,大量的萤石角砾被石英胶结,同时见有粒径很小且圆化的方解石圆砾、石英圆砾等。平硐 PD19 从距硐口 53m 到 516m

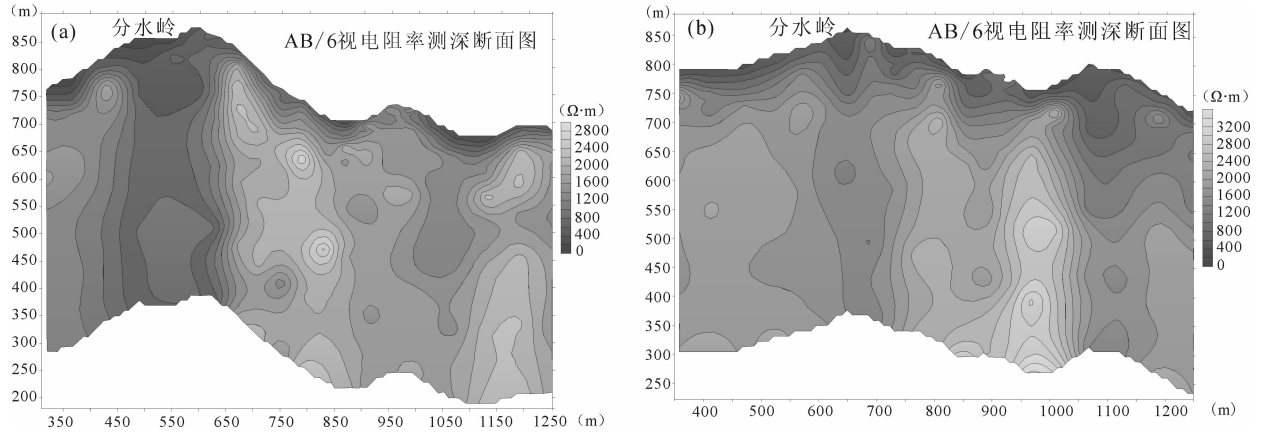

图 6　穿越东秦岭熊耳山南麓分水岭的 8 号(a)、11 号(b)电测深线剖面等值线图❷上由低电阻率显示的分水岭下部一级隐爆角砾岩体(YBYT-Ⅰ)震源遗迹深部形态特征(1∶2000)

Fig. 6　The earthquake ruins deep morphological characteristics of the lower part of the watershed one level cryptoexplosive breccia (YBYT-Ⅰ) by a low resistivity of across the watershed No. 8 (a), No. 11 (b) (1∶2000) in the south Xionger mountain of eastern Qinling

为隐爆圆砾－角砾岩，PD21 平硐内主要为细碎圆化角砾(隐爆角砾岩)，角砾成分包括圆化石英角砾、石英方解石角砾、片麻岩角砾、长英质角砾和少量巨块斜长角闪岩角砾，PD103 平硐整体为隐爆圆砾－角砾岩，不同部位差别明显，硐口附近主要以斜长角闪岩角砾为主，其次为石英圆砾－角砾，斜长角闪岩角砾，胶结物主要为灰色的硅质和岩粉、岩屑，角砾的圆化程度较高，由硐口向内角砾圆化程度逐渐减弱。该隐爆岩体的岩石破碎强烈，几乎全部角砾岩化，由圆砾、角砾、岩屑、晶屑和岩石粉末组成。圆砾和角砾含量大于 80%，岩屑和岩石粉末是胶结物的主要成分，含量 20%左右。见有黄铁矿化、方铅矿化、萤石化、辉钼矿化、硅化、钾化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化和少量的高岭土化。

1.2.2　隐爆系列岩

Baker 等(1986)提出隐爆角砾岩的四种形成作用，即爆发作用、流化作用、水压作用和塌陷作用(赵财胜等，2003)。Atmadja 等(1999)进一步给出与 Baker 四种隐爆角砾岩形成作用对应的隐爆角砾岩筒的分带模式：从下向上依次为磨圆化角砾岩(爆发角砾岩)、流化角砾岩和塌陷角砾岩三类角砾岩带。在流体高压作用下的岩石破裂机制、过程以及形成的角砾岩特征解释，Burnhan(1985)、杨果岳等(2006)和杜建国等(2010)，进行过较深入的研究论述。

根据野外实际观测并参照 Atmadja 等(1999)的成因分类与分带模式，可将东秦岭震源遗迹的隐爆砾岩按照从隐爆岩体外围到核心的顺序划分为：网格状震裂岩、叠瓦状角砾岩、隐爆角砾岩、隐爆角砾－圆砾岩、流化与圆化隐爆圆砾岩等基本类型。

1.2.2.1　网格状震裂岩

网格状震裂岩为原位震裂岩，震裂网格小者几十厘米，大者可大几米，震裂围岩主要为强硅化的斜长角闪岩、片麻岩等，后期 5～20cm 宽的白色长英质脉沿隐爆震裂网格状裂隙贯入。网格状震裂岩主要出现在与一级隐爆角砾岩体临近的太华群变质岩围岩中。在后沟 PD51 平硐尽头和木头沟 PD02 平硐尽头高约 30m、长约 50m 的揭露面等处，见有典型的大型网格状震裂岩(图 8a)。

1.2.2.2　叠瓦状角砾岩

叠瓦状角砾岩，砾径十厘米至数十厘米，角砾占 80%以上，相邻角砾拼接良好，角砾间基本无位移，角砾成分与围岩成分一致，主要太华群石板沟组片麻岩、斜长角闪岩等各类变质岩，胶结物为含岩屑的硅质脉。叠瓦状角砾岩，主要出现在一级隐爆角砾岩体与围岩的接触带附近。在木头沟 PD02 平硐口等处见有典型的叠瓦状震裂角砾岩(图 8b)。

1.2.2.3　隐爆角砾岩

隐爆角砾岩以棱角状角砾为主，含有少量有一定磨圆的角砾，角砾大小相差悬殊，砾径在 0.2～20cm，角砾含量在 60%以上，相邻角砾不可拼接，角砾成分以太华群石板沟组角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩等为主，角砾多经历热液蚀变。早期隐爆以太华群片麻岩为主的单成分角砾岩；后期隐爆形成的角砾成分复杂，有片麻岩角砾和与早期硅化封闭同时形成的石英角砾及硅质胶结物角砾等。角砾间多

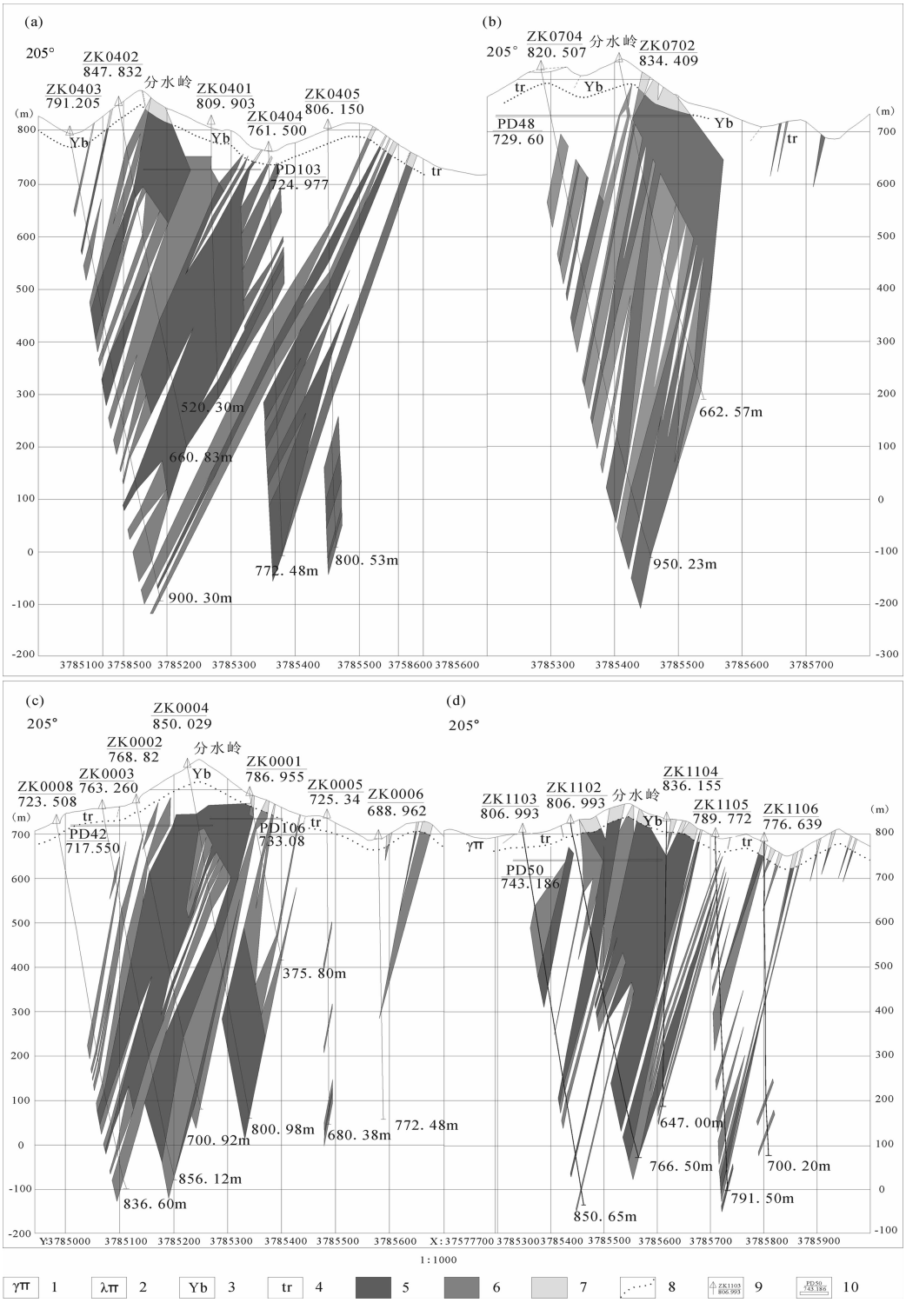

图 7 东秦岭熊耳山南麓第 4、7 号勘探线(a、b)和第 0、11(c、d)号勘探线工程揭露❷的以高温热液辉钼矿体显示的分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ的纵深剖面形态

Fig. 7 Depth feature of the first level cryptoexplosion shattered breccia body YBYT-Ⅰ revealed by the distribution of hydrothermal molybdenite body in the high temperaturethrough two prospecting sections of prospecting line No. 4, No. 7 (a,b) and No. 0, No. 11 (c,d) in the south Xionger mountain of eastern Qinling

1—后期花岗斑岩;2—后期石英斑岩;3—隐爆角砾岩;4—碎裂岩;5—高温热液元素钼的工业矿体;6—低品位钼矿体;7—氧化钼矿体;8—氧化带界线;9—钻孔编号及标高;10—平硐位置及标高

1—Late granite porphyry; 2—late quartz porphyry; 3—cryptoexplosive breccia; 4—fragmentation rocks; 5—high—temperature hydrothermal element molybdenum ore body; 6—low grade molybdenum ore body; 7—molybdenum ore body; 8—oxidation zone boundary; 9—borehole number and elevation; 10—flat position and elevation

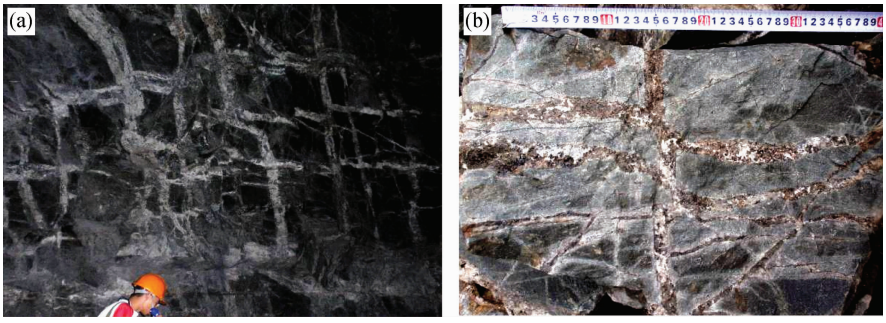

图 8　震源遗迹隐爆角砾岩体边缘的大型网格状震裂岩及叠瓦状震裂角砾岩

Fig. 8　A large grid shattered shattered breccia and breccia imbricated in the edge of source relics hidden breccia

(a)—后沟 PD51 平硐终端大型网格状隐爆震裂岩；(b)—木头沟 PD02 平硐叠瓦状隐爆震裂角砾岩

(a)—Large grid like seismic fracture rock of the rear gully PD51 flat end;

(b)—The PD02 flat and the cracked angular conglomerate of the wood trench

为岩粉、岩屑和硅质胶结，部分为岩浆质胶结。如木头沟隐爆角砾岩筒顶部的平硐内、螃蟹沟 PD19 平硐等，均见有大量棱角分明且被岩粉岩屑胶结的隐爆破碎角砾岩(图 9d)，位于一级隐爆岩体 NW 端的 ZK0903 钻孔岩芯(446～455m 深处，159～162 回次)，见有钾长石－石英岩浆质胶结的角砾岩(图 9e、f)。

1.2.2.4　隐爆角砾－圆砾岩

隐爆角砾－圆砾岩是一种砾径较小、磨圆度较高、含少量次棱角状砾石的隐爆砾岩(图 9a、b)。隐爆角砾－圆砾岩中砾石一般为 0.5～5cm，砾石成分主要为乳白色石英、方解石及钾长石等，砾石含量在 80％以上，其中圆砾石含量远大于角砾石；胶结物主要为被隐爆高压冲击粉碎的岩粉与高温热液流体混合甚至熔融进入流动状态的长英质假熔浆物质，其次为岩粉、岩屑与晶屑，具有一些假熔岩的特征(图 9c)，胶结致密，有后期强硅化。隐爆角砾－圆砾岩多出现在隐爆岩体的中心部位。

由于隐爆角砾岩体中心部位的冲击破碎能力极强，可将岩石爆炸破碎成极细的粉碎状而形成凝灰岩(卿敏等，2002；王忠，2004)。

1.2.2.5　隐爆圆砾岩

隐爆圆砾岩是经流化与圆化作用形成的砾径较大、圆化程度很高的隐爆砾岩(图 5)。

流化作用(fluidization process，Sillitoe，1985)是指由于流体的搅动、泡涌、腾涌、注流及喷流等，使角砾边界产生磨圆，细小的颗粒加入到流体中去，形成特征的流化角砾岩。在隐爆过程中流化作用普遍存在，流化作用导致角砾的磨圆以及角砾岩脉的形成。

溶蚀圆化作用主要是指隐爆角砾间在强烈碰撞、冲击的同时，又经受了流体、化学的溶蚀、热液蚀变等作用，使角砾外部形成皮壳状圆砾化的过程。热液蚀变对隐爆角砾的圆化起到很重要的作用(Mcbirney，1959)。东秦岭震源遗迹中的隐爆圆砾岩皮壳状同心环带状构造，可能就是这种热液蚀变圆化作用的结果。

震源遗迹中的隐爆圆砾岩多形成于一级隐爆角砾岩筒内的核心部位，流化与圆化砾石一般较大，砾径为 20～60cm，砾石成分主要为太华群石板沟组变质岩经强烈蚀变形成的蚀变岩，边缘均呈皮壳状溶蚀的圆化(图 5 b、c、d)。

上述这种在隐爆角砾岩体中，自核心向外围形成的反映隐爆破碎能量由大变小渐变分布、成因上紧密联系、空间上规律伴生但成岩具体方式、砾石粒度和圆度各不相同的一套隐爆成因砾岩组合，可统称为隐爆系列岩。

2　震源遗迹形成时代及深度

2.1　震源遗迹形成时代

大量钻孔、平硐等揭露工程所见露头和岩芯标本上，可见震源遗迹物质中的中－高温热液成矿元素 Mo 矿化形成的辉钼矿，呈浸染状、薄膜状分布在隐爆角砾岩体及隐爆角砾岩中；几乎所有钼矿体都严格受隐爆角砾岩体的控制；一些辉钼矿本身就直接作为隐爆角砾岩的胶结物(图 9b、c)，与隐爆角砾岩密切共生。这就说明东秦岭震源遗迹物质中的辉钼矿与隐爆同时形成。因此，通过准确测定隐爆震源遗迹隐爆角砾岩中辉钼矿中所含 Re-Os 同位素的方法，确定隐爆角砾岩体中辉钼矿的形成时间，便能够确定震源遗迹的隐爆时间。

为使测试样品具有代表性，采集了震源遗迹区

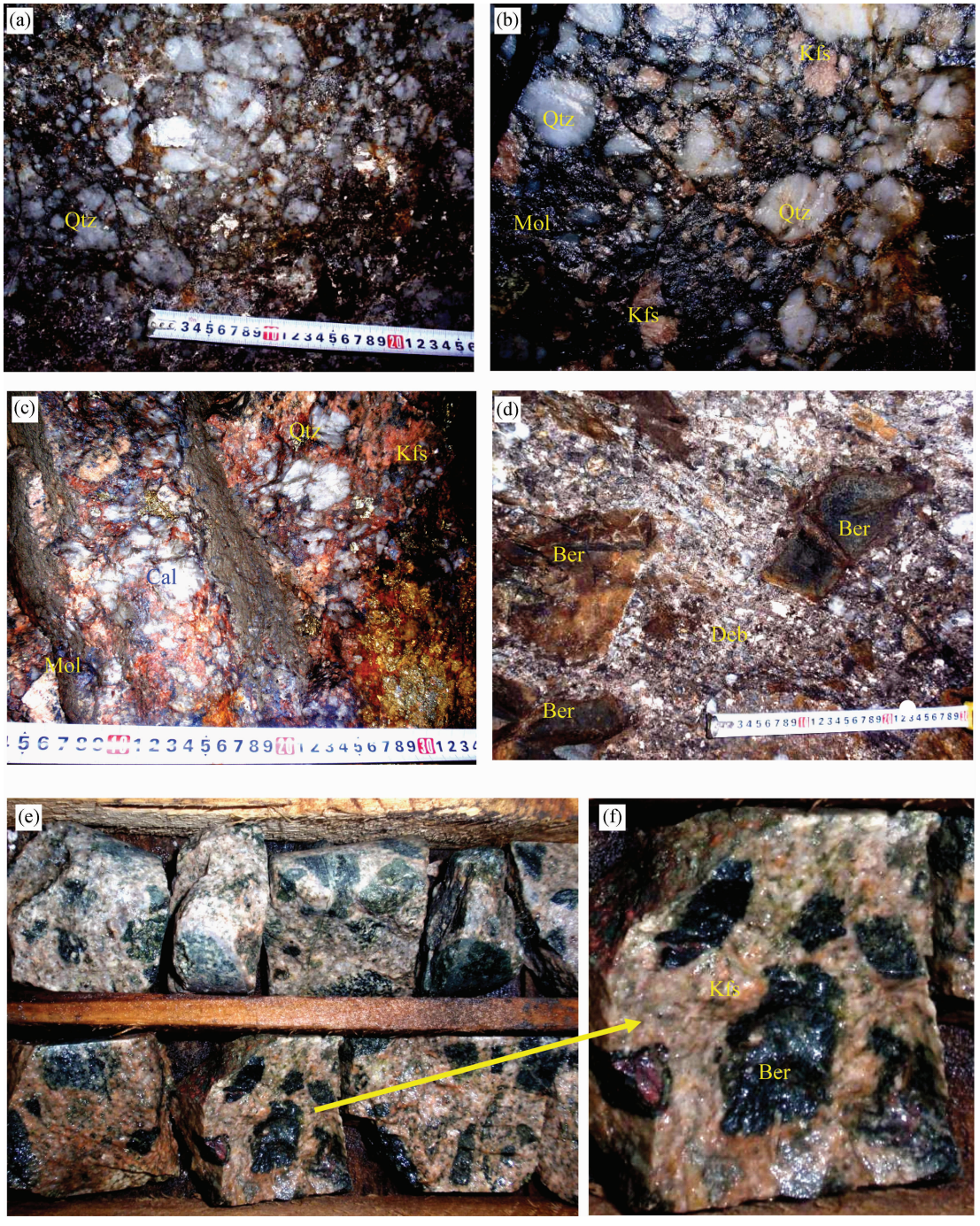

图 9 震源遗迹隐爆角砾岩体核心部位出现的隐爆角砾岩及含角砾隐爆圆砾岩

Fig. 9 Rounded breccia and dust detritus breccia of matrix in the core parts of relics cryptoexplosive source breccia

Qtz—石英;Kfs—钾长石;Cal—方解石;Mol—辉钼矿;Deb—岩粉岩屑;Ber—蚀变岩角砾

(a)—螃蟹沟 PD19 平硐强硅化含角砾隐爆圆砾岩;(b)—螃蟹沟 PD21 硅化石英钾长石辉钼矿含角砾圆砾岩;(c)—螃蟹沟 PD21 石英钾长石方解石含角砾圆砾岩;(d)—螃蟹沟 PD19 强硅化岩砾岩屑角砾岩;(e)—分水岭一级隐爆岩体 NW 端 ZK0903 钻孔的岩浆质胶结隐爆角砾岩岩芯(直径 60mm);(f)—图 e 下中部角砾岩的放大图,角砾主要为蚀变片麻岩。

Qtz—Quartz;Kfs—potassium feldspar;Cal—calcite;Mol—molybdenite;Deb—debris rock powder;Ber—altered breccia

(a)—Strongly silicified breccia cryptoexplosive round conglomerate in Pangxiegou PD19; (b)—silicified feldspar quartz molybdenite breccia round conglomerate in Pangxiegou PD21; (c)—feldspar quartz calcite breccia round conglomerate in Pangxiegou PD21; (d)—strongly silicified conglomerate and cuttings breccia; (e)—watershed level hidden explosive rock NW end ZK0903 drilling magma bond quality of cryptoexplosion angular conglomerate core (60mm in diameter); (f)—map e central angle conglomerate of magnification, brecciated mainly for eclipse variable gneiss

内平硐和钻孔中不同位置(参见图 3)、不同深度的 8 件新鲜辉钼矿石样品(表 2)[3,4]，经室内碎样处理和双目镜下挑样，最终得到纯度大于 98%的辉钼矿粉末后送国家地质实验测试中心，用电感耦合等离子体质谱仪(TJA X-series ICP-MS)进行 Re-Os 同位素测定，得到与隐爆早期中—高温条件下辉钼矿成矿年龄值对应的震源遗迹物质的形成年龄。为使测试结果可靠，对 8 件样品进行了两次分析测试。结果列入表 3 和表 4。表 2 的年龄数据是表 3、表 4 两次测试结果的平均值。

其中第一次分析测试的模式年龄变化范围为 156.1±2.6 ～221.1±3.6Ma；第二次分析测试的模式年龄变化范围为 156.1±3.4 ～228.0±4.1Ma。两次分析结果平均值相差不大。由表 3 和表 4 可知，8 个样品测试结果的模式年龄值明显分为相差约 59Ma 的两期：第一期(6 件样品)两次测试的模式年龄为 208.4±3.1 ～228.0±4.1Ma，平均 216.8±4.0Ma；第二期(2 件样品)两次测试的模式年龄为 156.1±3.0 ～159.5±2.9Ma，平均 157.8±3.0Ma，与临近的五丈山花岗岩体 156.8±1.2Ma 的形成时间(毛景文等，2005；李永峰，2005)非常接近，同属燕山中期。

表 2　震源遗迹辉钼矿 Re-Os 法年龄两次测定平均值及采样位置与岩性特征

Table 2　The average value determined by twice testing with Re-Os dating method for molybdenite in remnant of earthquake source as well as its sampling position and lithology

野外样品号	测年编号	采样地点	年龄(Ma)	采样处岩性及主要矿化特征
DB004	TW-1	螃蟹沟 PD21 号平硐内 45 号刻槽样处	222.9±4.1	灰色硅钾化蚀变角砾岩。角砾为石英、钾长石，大小不一，磨圆度较差，硅化、钾化、黄铁矿化、辉钼矿化、褐铁矿化。辉钼矿化呈薄膜状、细脉状。
DB029-4	TW-2	后沟 PD51 号平硐 130 号刻样处(距硐口 542m)	156.1±3.0	灰白色石英脉。见有辉钼矿化及绿帘石化。
DB008	TW-3	后沟 PD51 平硐内尽头采场口 127 号刻槽样处(距硐口 536m)	159.5±2.9	石英脉。石英呈油脂光泽，见有辉钼矿化、钾化、黄铁矿化、方铅矿化等。辉钼矿化呈薄膜状、片状。
DB008-1	TW-4	后沟 PD51 平硐内尽头采场口 127 号刻槽样处(距硐口 536m)	208.4±3.2	石英脉。石英呈油脂光泽，见有辉钼矿化、钾化、黄铁矿化、方铅矿化等。辉钼矿化呈薄膜状、片状。
DB004-2	TW-5	螃蟹沟 PD21 号平硐内 45 号刻槽样处	215.4±3.9	石英脉。石英呈油脂光泽，见有辉钼矿化、钾化、黄铁矿化、方铅矿化等。辉钼矿化呈薄膜状、片状。
DB011	TW-6	后沟 PD51 号平硐 137 号刻槽样处(距洞口 536～542m 间)。	212.2±4.2	浅灰绿色复成分角砾岩。角砾成份为石英、钾长石，角砾大小不一，一般磨圆度，辉钼矿化、黄铁矿化、绿帘石化、褐铁矿化等矿化蚀变。辉钼矿化呈团块状、片状和侵染状，含量较富。
ZK0903-35	TW-7	火古洞沟近分水岭 ZK0903 钻孔 420－421 回次 1196.4m 处	217.6±4.7	斜长角闪片麻岩。在孔深 53.46～1114.83m 间大多为角砾岩；1114.83m 终孔为角闪斜长片麻岩，其间的 1168m 处为辉钼矿化混合岩化片麻岩。
ZK0903-33	TW-8	火古洞沟近分水岭 ZK0903 钻孔 397－399 回次 1128.0m 处	224.6±3.9	同 ZK0903-35 号样，但多为复成分角砾岩。

注：PD51 平硐口位置 3784971.5，37577885.1，691.1m；PD21 平硐口位置 3785310.0，37578884.5，684.8m；ZK0903 钻孔位置 3785471.0，37577893.7，844.0m。

表 3　震源遗迹物质中辉钼矿 Re-Os 同位素含量及模式年龄(第一次分析结果)

Table 3　Re-Os isotope content and mode age of molybdenite in material relics of earthquake source (the first)

样品编号	采样位置	$w_{(Re)}$($\times10^{-6}$)		$w_{(普Os)}$($\times10^{-9}$)		$w_{(^{187}Re)}$($\times10^{-6}$)		$w_{(^{187}Os)}$($\times10^{-9}$)		模式年龄(Ma)	
	(海拔)	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
DB004	686m	245.0	3.2	0.0762	0.0854	154.0	2.0	567.9	5.3	220.9	±4.0
DB029-4	691m	307.7	3.3	0.0874	0.3920	193.4	2.1	503.6	4.9	156.1	±2.6
DB008	691m	54.28	0.45	0.0256	0.0862	34.12	0.28	89.9	0.9	158.0	±2.5
DB008-1	691m	134.1	1.2	0.0053	0.0179	85.36	0.82	296.8	2.4	208.4	±3.1
DB004-2	686m	166.2	1.7	0.3348	0.1158	104.4	1.1	375.0	4.2	215.1	±3.7
DB011	691m	172.1	1.4	0.5040	0.4123	108.2	0.9	382.3	3.5	211.8	±3.1
ZK0903-35	1128m	458.5	6.5	0.1454	0.4890	288.2	4.1	1040	11	216.2	±4.2
ZK0903-33	1196m	271.8	2.8	1.2187	0.5308	170.8	1.8	630.5	6.0	221.1	±3.6

注：模式年龄计算中^{187}Re的衰变常数 λ 国内外均取为 $1.666\times10^{-11}a^{-1}$(Smoliar et al.，1996)，不确定值是 2σ 水平；测试单位：国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室。

表 4 震源遗迹物质中辉钼矿 Re-Os 同位素含量及模式年龄(第二次分析结果)

Table 4 Re-Os isotope content and mode age of molybdenite in remnant material of earthquake source (the second)

样品编号	采样位置	$w_{(Re)}$(×10⁻⁶)		$w_{(普Os)}$(×10⁻⁹)		$w_{(^{187}Re)}$(×10⁻⁶)		$w_{(^{187}Os)}$(×10⁻⁹)		模式年龄(Ma)	
	(海拔)	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
DB004	691m	231.1	3.2	0.0079	0.0355	145.2	2.0	544.8	4.9	224.8	±4.2
DB029-4	691m	320.5	5.7	0.0053	0.0239	201.4	3.6	524.5	4.9	156.1	±3.4
DB008	691m	71.59	1.18	0.0052	0.0116	44.99	0.74	120.8	1.0	160.9	±3.3
DB008-1	686m	135.8	1.3	0.0506	0.2268	84.26	0.75	293.0	2.9	208.4	±3.3
DB004-2	691m	202.0	3.1	0.0052	0.0588	127.0	1.9	457.1	3.8	215.7	±4.1
DB011	1128m	191.6	4.1	0.0053	0.0178	120.5	2.5	427.5	4.1	212.6	±5.2
ZK0903-35	1196m	425.3	8.5	0.1137	0.0301	267.3	5.4	976.5	8.8	218.9	±5.1
ZK0903-33	691m	431.4	6.1	1.5957	0.0213	271.1	3.8	1032	8	228.0	±4.1

注:模式年龄计算中^{187}Re衰变常数λ国内外均取为 $1.666\times10^{-11}a^{-1}$(Smoliar et al.,1996),不确定值是 2σ 水平;测试单位:国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室。

在同样采集于后沟 PD51 号平硐内相距约 20m 之内的四个辉钼矿 Re-Os 法测年样品中,既有 DB029-4 和 DB008 两个测定结果相近且具有全部测样中的最低年龄测定值(156.1±3.0Ma 和 159.5±2.9Ma,均值 157.8±3.0Ma)的样品,同时还有一个测定结果为 212.2±4.2Ma 的 DB011 号样品。由震源遗迹隐爆角砾岩体分布图(参见图 3)可知,三个年龄相差 54.4±1.2Ma 样品的采样处,恰好是分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ北缘与火古洞沟南隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅱ-3 南缘的叠加之处。这三个样品的采样处,是分水岭一级隐爆角砾岩体 YBYT-Ⅰ首期隐爆形成之后约 54.4Ma 的 157.8Ma,又发生了火古洞沟南 YBYT-Ⅱ-3 和可能包括与 YBYT-Ⅰ有重叠的其他三个次级爆角砾岩体的二期隐爆叠加所形成。这有与该时间相近的 156.8Ma,震源遗迹附近发生了较大规模的五丈山花岗岩体侵位活动佐证。

野外地质勘查、探槽揭露等地表工作以及激电中梯剖面测深、高精度磁法等深部探测和钻孔、平硐工程揭露等,鉴别出震源遗迹由不同级别、不同期次隐爆角砾岩筒叠加的情况(参见图 3),也验证了东秦岭震源遗迹由两期以上隐爆叠加形成的 Re-Os 同位素年龄测定结果。

显然,216.8±4.0Ma 的较早一期即首期隐爆时间,是震源遗迹的最早形成时间。属印支晚期(晚三叠世 T_3永坪期 T_3^2 或 Norian Age)。

应用 Isoplot 计算首期隐爆角砾岩体 6 个样品点的等时线年龄为 227±8.4Ma、MSWD=1.2(图 10)。根据等时线的平均平方重权偏差 MSWD=1.2 可判断,该期 6 个样品的测试结果,有较好(≤2)的 MSWD 值,地球化学误差很小。

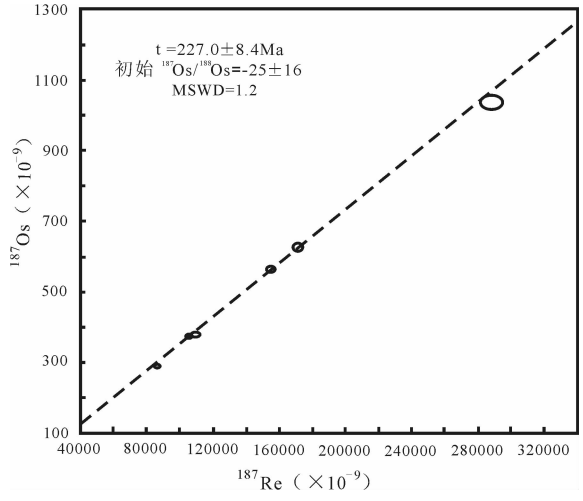

图 10 震源遗迹物质中首期隐爆物质中的辉钼矿 Re-Os 等时线图

Fig. 10 Re-Os isochron diagram of earlier molybdenite samples in remnant material of earthquake source

2.2 震源遗迹形成深度

2.2.1 根据上覆地层厚度,判断震源遗迹的形成深度不少于 10km

张德会等(2011)汇总评述了最近 20 年来国内外关于成岩成矿深度影响因素及其压力估算方法后指出,根据矿床上覆围岩进行确定成矿深度的地质重建方法,是确定成矿深度特别是中新生代成矿深度的最佳方法。

震源遗迹区野外露头、钻探、平硐等大量实际资料显示,截至 156.1Ma 震源遗迹的最晚期隐爆叠加的时间,震源遗迹区内的隐爆角砾全部由太华群石板沟组下部第 1~3 假韵律层(Ar_2S^1~Ar_2S^3)的片麻岩、斜长角闪岩等构成,不仅未见中元古界的熊耳群火山岩,而且也未见太华群石板沟组上部 4~6 假韵律层的岩石。说明隐爆主要形成于变质结晶基底

的太华群下部第 1～3 假韵律层内。换句话说，震源隐爆是在总厚 8680～9241m[1] 的熊耳群(Pt_2x)和约 1.5km 厚太华群石板沟组第 4～6 假韵律层(Ar_2S^4～Ar_2S^6)的上覆岩层之下发生的。石板沟岩组六个假韵律层的厚度[2]分别为：300m、400～500m、700～850m、846m、450m、255m，其中第 1～3 假韵律层(Ar_2S^1～Ar_2S^3)厚为 846＋450＋255m。故震源遗迹形成时的上覆地层总厚度 h＞10km。即：

$$h=(8680\sim9241)\text{m}+(846+450+255)\text{m}$$
$$=10231\sim10792\text{m}$$

2.2.2　根据花山岩体似斑状花岗岩的侵位深度，判断震源遗迹的形成深度＞10km

判断和估算东秦岭震源遗迹的形成深度，附近有一个并不多见的深成侵入岩体特殊参照物，这就是震源遗迹北侧约 3km、含有大量巨斑晶的似斑状花山花岗岩体。

花山岩体现代海拔 1859.6m(天池山)，较之震源遗迹区目前最高海拔的 896.2m 高出近 1km，且二者同属熊耳山变质核杂岩的核部(图 2)，是在变质核隆起中心就位的侵入体与侵入围岩的关系(王志光等，1999)，之间未见断层。因此，震源遗迹形成时(216.8Ma)的深度，一定大于其后侵位的花山岩体形成时(130.7 Ma)的深度。

毕献武等(1995)将花山岩体的岩石样品分析数据投影到 Q-Ab-Or-H_2O 草履图上并得出花山岩体的成岩压力为 3×10^8～5×10^8 Pa 的结论。据静岩压力式：

$$P_{静}=h\cdot\rho\cdot g$$

其中 h 为岩体的侵位深度(m)，$P_{静}=3\times10^8\sim5\times10^8$ Pa 为花山岩体成岩时所处深度的静岩压力，$\rho=2.92\times10^3$ kg /m^3 为花岗岩的岩石密度，$g=9.8$N/kg 为重力。据此可估算出花山岩体侵位时的深度为：

$$h=10.5\sim17.5\text{km}$$

即根据临近震源遗迹的深成侵入岩体的研究成果资料，对比估算东秦岭隐爆遗迹的形成深度 h 同样大于 10km。这与根据上覆地层估算的震源遗迹形成深度基本一致。

3　震源遗迹的成因

震源遗迹的物质属性、物质来源以及震源遗迹物质中存留的热动力、破裂动力等特征信息，指示了东秦岭熊耳山南麓震源遗迹的成因与形成机制。

3.1　震源遗迹的物质属性与来源

3.1.1　岩石地球化学特征

在震源遗迹区内进行钼矿勘查的数十个钻探工程(总进尺 33256.1m，最深钻孔 1300m)及平硐、探槽等揭露工程中，角砾岩体内均未发现有与隐爆伴随的高温热液元素钼矿化有关的斑岩体存在。尽管对于仅依据野外穿插切割关系就能判断属于隐爆之后很晚的细晶正长岩、花岗斑岩等脉岩采样进行的岩石地球化学特征分析表明，震源遗迹形成之后的脉岩等的主要来源是重熔混染形成的 S 型花岗岩浆[3,4]，但早于这类晚期脉岩等真正形成震源遗迹的气液流体来源母岩浆的岩石地球化学特征仍无法判断。

不过距震源遗迹 SW 仅 2km 的晚侏罗世五丈山花岗岩体 156.8±1.2Ma 的年龄，与形成震源遗迹较晚的第二期隐爆的 157.8±3.0Ma 年龄基本一致。这为判断第二期隐爆气液来源岩浆的岩石地球化学特征，提供了可参考依据。李永峰(2005)综合已有的五丈山花岗岩的岩石地球化学特征并进行了进一步的系统研究，结果表明：五丈山花岗岩的 SiO_2 平均含量为 69.09%，属于造山型花岗岩；K_2O 和 Na_2O 的含量为 9.14%，大于 8%，K/(K＋Na)值平均为 0.398，介于 0.33～0.44 之间，为富碱性(尤其富钾质)花岗岩；含铝指数(ALK)平均 0.972，小于 1.1，属Ⅰ型花岗岩范围；里特曼指数 δ 平均为 3.22，小于 4，属于钙碱性花岗岩，在里特曼指数与戈蒂尼指数投影图上落入 B 区，属造山带型；副矿物主要有磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石、黄铁矿，含微量的钍石、金红石、锐钛矿、褐帘石，与Ⅰ型花岗岩的副矿物组合相似；微量元素 Rb、Sr 的平均含量分别为 131.5×10^{-6} 和 1407×10^{-6}，Rb/Sr 值为 0.093，与世界花岗岩 Rb/Sr 平均值 0.63 相比低很多，表明其岩浆来源较深；锶同位素初始比值为 0.7077，属于同熔型或者Ⅰ型花岗岩。五丈山花岗岩的这些特征，表明其来源于较深的上地幔或下地壳并由变质火山岩经深熔形成(周玲棣等，1996；路凤香等，2002；邓晋福等，2003；陈道公等，2009；尹观等，2009)。因此，若产生震源遗迹 157.8±3.0Ma 的第二期隐爆岩浆分异气液流体，若与 156.8±1.2Ma 五丈山花岗岩同源，那么至少产生第二期隐爆的岩浆分异气液流体，也来源于由变质火山岩经深熔形成的Ⅰ型造山带花岗母岩浆。

此外，震源遗迹物质内，见有大量早期由富含石英－钾长石流体的不混溶分离作用形成的石英、钾长石角砾或圆砾(图 9b、c)，如螃蟹沟 PD21 平硐中

的钼矿化石英-钾长石角砾，再如，木头沟尽头分水岭处的多种、多期热液活动露头中的石英－钾长石角砾等。而一般认为，大规模的钾质流体源于母岩浆，其与大规模的硅质流体同属于母岩浆结晶分异热液流体中的前锋流体。震源遗迹隐爆之前，有大规模的富硅钾质流体活动，说明在震源遗迹深部有隐爆气液流体来源的花岗质母岩浆。

3.1.2 稀土元素特征

根据从震源遗迹物质中采集的片麻岩、钼矿石、隐爆角砾岩胶结物中的钾长石和五丈山花岗岩等 6 个样品的稀土元素等离子体质谱法(ICP-MS)测试结果(表 5)，对 ∑REE、∑LREE、∑HREE、∑LREE/∑HREE 系统分析统计表明，震源遗迹物质的轻稀土元素含量均大于重稀土元素，属于轻稀土富集型，反映上地幔岩部分熔融成因且主要呈岩浆演化晚期富集特征。

表 5 震源遗迹物质的稀土元素特征表($\times10^{-6}$)

Table 5 The characteristics of rare earth element in remnant material of earthquake source($\times10^{-6}$)

样号元素	DB025	DB027	DB030	DB008	ZK0903-33	DB002
	片麻岩	花岗岩	花岗岩	钼矿石	钼矿石	钾长石
La	70.90	135.00	67.30	75.80	91.20	281.00
Ce	138.00	232.00	126.00	117.00	157.00	440.00
Pr	14.50	24.20	13.10	12.90	17.50	42.80
Nd	47.30	79.30	45.30	44.20	62.90	128.00
Sm	7.27	12.60	7.87	7.76	12.30	15.50
Eu	1.18	3.03	1.48	1.47	2.65	3.60
Gd	5.62	9.95	6.85	5.87	9.35	11.30
Tb	0.87	1.43	0.99	0.79	1.53	1.53
Dy	4.74	7.28	4.94	3.55	8.82	7.57
Ho	1.02	1.50	1.00	0.65	1.93	1.68
Er	2.96	4.17	2.81	1.86	6.41	5.07
Tm	0.43	0.56	0.44	0.22	0.98	0.74
Yb	2.79	3.64	2.76	1.37	6.67	4.67
Lu	0.45	0.56	0.45	0.19	1.00	0.67
Y	28.30	38.90	28.10	18.90	52.70	45.00
∑REE	326.33	554.12	309.39	292.53	432.94	989.13
∑LREE	279.15	486.13	261.05	259.13	343.55	910.90
∑HREE	47.18	67.99	48.34	33.40	89.39	78.23
∑LREE/∑HREE	5.92	7.15	5.40	7.76	3.84	11.64
δEu	0.54	0.80	0.60	0.64	0.73	0.80
$(La/Yb)_N$	17.13	25.00	16.44	37.30	9.22	40.57
$(Ce/Yb)_N$	12.79	16.49	11.81	22.09	6.09	24.37
δCe	0.98	0.91	0.96	0.83	0.89	0.87

注：①∑REE 为稀土元素 La→Lu 再加上 Y 的含量之和($\times10^{-6}$)；②∑LREE/∑HREE 为轻、重稀土元素的比值；③球粒陨石标准。

在稀土元素配分模式图上(图 11)，临近的五丈山花岗岩(DB027、DB030)与震源遗迹内的钼矿石(DB008、ZK0903-33)具有相似的右倾特征，表明五丈山花岗岩与震源遗迹物质在成因上的密切联系。

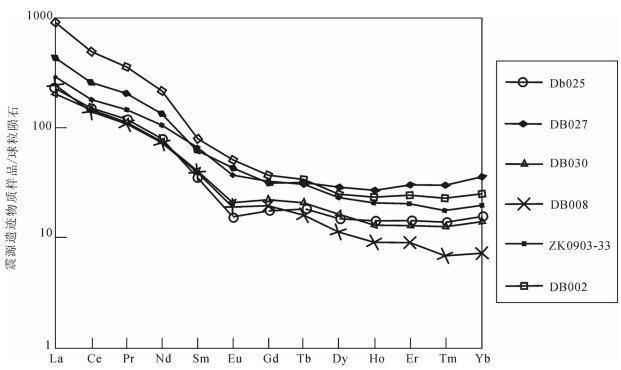

图 11 震源遗迹物质的稀土配分图

Fig. 11 Distribution diagram of rare earth matter in remnant material of earthquake source

其他重要稀土参数亦得出同样的规律。因此，以钼矿石为代表后续添加成为震源遗迹的物质，与五丈山花岗岩同源。由此可见，形成震源遗迹的岩浆分异气液流体等物质，与五丈山花岗均源于变质火山岩深熔形成的Ⅰ型造山带花岗岩，其钙碱性特征表明其来源于较深的上地幔或者下地壳(周玲棣等，1996；陈道公等，2009；尹观等，2009；邓晋福等，2003)。

$(La/Yb)_N$-δEu 变异图(图 12)显示，震源遗迹矿石、五丈山花岗岩平均值及钾长石均落入壳幔型，说明形成震源遗迹及其气液流体物质的壳幔混合成因。太华群变质岩则落入壳型区。

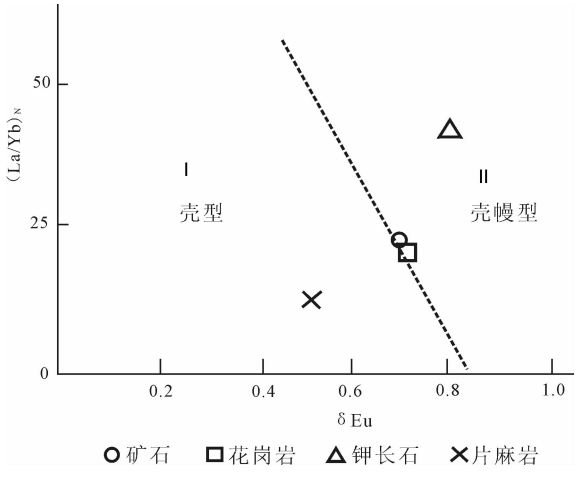

图 12 震源遗迹物质的$(La/Yb)_N$～δEu 变异图

Fig. 12 $(La/Yb)_N$～δEu variogram in remnant material of earthquake source

○—矿石；□—花岗岩；△—钾长石；

Ⅰ—壳型；Ⅱ—壳幔型

○—Ore; □—granite; △—feldspar; ×—gneiss

Ⅰ—shell type; Ⅱ—mantle type

3.1.3　同位素特征

硫、铅同位素常用来追溯硫化物等物质的来源,氢、氧同位素也常用于流体来源的示踪分析(陈道公等,2009;尹观等,2009;邓晋福等,2003)。

3.1.3.1　硫同位素特征

震源遗迹区在考虑不同类型的矿石、不同深度、不同岩性和不同矿物特征的基础上选取 9 件样品,测试 $\delta^{34}S$ 同位素值,分析结果见表 6。

表 6　震源遗迹矿物岩石中的硫同位素分析结果

Table 6　The sulfur isotope analysis in mineral rocks of remnant of earthquake source

序号	样号	采样位置	测定矿物	$\delta^{34}S$(‰)
1	DB002	PD21 平硐,10 号刻槽样处	黄铁矿	−7.4
2	DB005	PD21 平硐,45 号刻槽样处	方铅矿	−17.3
3	DB006	PD49 平硐,63 号刻槽样处	黄铁矿	−7.4
4	DB014	PD02 平硐,221 号刻槽样处	方铅矿	−5.9
5	HZK0202-1	ZK0202 钻孔,140.7m 处	黄铁矿	−5.0
6	ZK0903-27	ZK0903 钻孔,930.3m 处	铁锌矿	−10.1
7	DB027	PD51 平硐,148 号刻槽样处	花岗岩	−0.7
8	DB025	PD51 平硐,硐口矿石堆	片麻岩	−7.6
9	DB002	PD21 平硐,10 号刻槽样处	钾长石	3.1

震源遗迹物质中的金属硫化物矿物中的 $\delta^{34}S$ 的阈值为−17.3‰～−5.0‰,极差为 12.3,平均−8.85‰,总体看硫同位素值变化较大;硫同位素 $\delta^{34}S$ 既有接近陨石硫同位素值(如−0.74‰)亦有接近生物硫同位素值(−17.3‰),其平均值又接近片麻岩者,表明震源遗迹物质的硫既有深部来源,又有壳源。表明震源物质形成以来,因区域上的地壳隆升、盖层大量剥蚀、后期矿化等多种地质事件的叠加,使得本区硫同位素的来源变得复杂化。

3.1.3.2　氢、氧同位素特征

氢、氧同位素组成的变化范围和标记特征,可确定热液流体的来源(陈道公等,2009;尹观等,2009)。本研究分析了震源遗迹物质中的石英−辉钼矿 6 件样品中石英和石榴石−辉钼矿中的氧同位素及其内包裹体水氢同位素组成。分析结果(表 7)表明两个显著特征:

表 7　震源遗迹中石英和石榴子石中的氧同位素组成表(‰)

Table 7　The oxygen isotopic composition (‰) of quartz and garnet in remnant of earthquake source

样品号	样品名称	$\delta^{18}O_{H_2O}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$	δD_{H_2O}
DB003	石英	12.8	5.23	−82
DB004	石英	9.8	0.5	−76
DB006	石英	10.1	1.14	−77
HZK0202-9	石英	8.7	−1.0	−83
ZK0903-30	石英	8.9	3.07	−72
DB014	石榴石	3.5	−2.12	−81

(1)震源遗迹区内石英包裹体的氧同位素 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 3.5‰～12.8‰,极差 2.18‰,平均值 12.27‰,基本为岩浆水的范围(标准岩浆水的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 5‰～10‰)。

(2)震源遗迹物质石英包裹体的 δD_{H_2O} 值为−72‰～−83‰,落在标准岩浆岩水 δD_{SMOW} −40‰～−80‰的范围内(陈道公等,2009;周玲棣等,1996)。

将 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 δD_{H_2O} 值投影到 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$ 坐标图上(图 13),落点为原生岩浆水的左下方,表明震源遗迹流体是以岩浆水为主混入了少量大气降水的混合水。

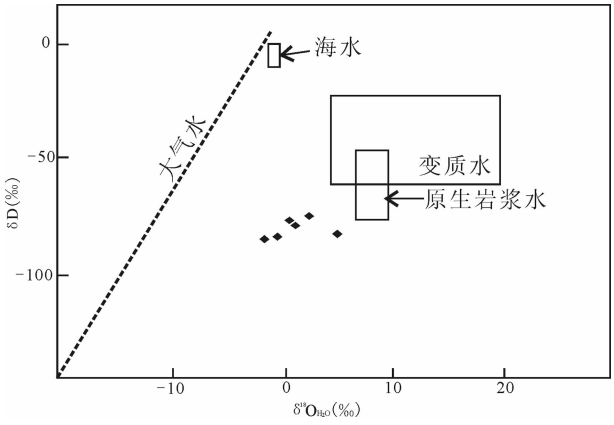

图 13　震源遗迹物质的 δD-$\delta^{18}O\ H_2O$组成图

("◆"为震源遗迹水的投影点。底图据 Taylor,1974)

Fig. 13　δD-$\delta^{18}O\ H_2O$ correlation diagram in remnant of earthquake source ("◆" as projection point by water in remnant material of earthquake source. The base map basis Taylor,1974)

3.1.3.3　铅同位素特征

采集震源遗迹区的黄铁矿、方铅矿、闪锌矿及几种岩石等 11 件样品进行铅的同位素测定结果(表 8)表明,震源遗迹物质的铅同位素组成变化很小。将铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb$−$^{206}Pb/^{204}Pb$ 数据投点于铅的构造环境演化图解(Zartman et al.,1981)中,11 个样品的投影点均位于地幔铅演化线与造山带铅演化线之间且靠近造山带演化线(图 14),表明震源遗迹物质铅的来源于深部并与造山带密切相关。

3.1.3.4　硅同位素特征

本研究分析的 6 个矿石石英 $\delta^{30}Si$ 同位素范围为−0.2‰～−0.4‰(表 9),其中作为胶结物的石英与非胶结物的石榴石 $\delta^{30}Si$ 值十分接近,说明其 Si 的来源一致,即岩浆活动提供了一定数量的硅,震源遗迹物质具有岩浆来源的特征。

上述岩石地球化学特征表明,震源遗迹物质具

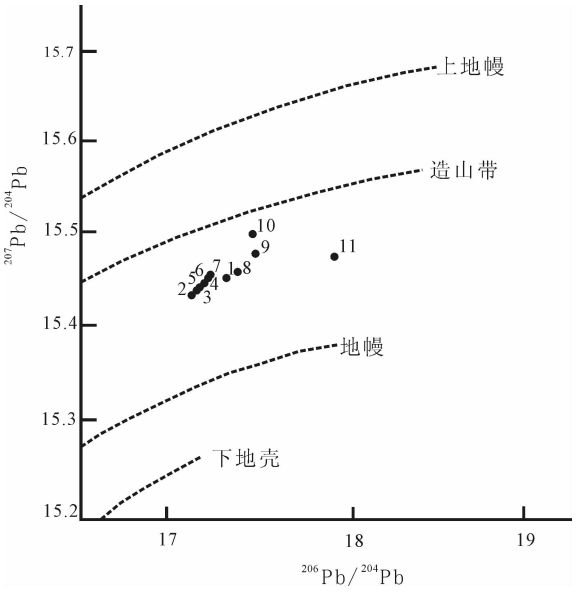

图 14 震源遗迹物质铅同位素演化图解

Fig. 14 $^{207}Pb/^{204}P$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram on remnant material of earthquake source

有Ⅰ型造山带钙碱性花岗岩浆来源特征；稀土元素特征表明震源遗迹物质具有上地幔部分熔融成因属性；铅、硅同位素特征表明，震源遗迹物质主要来自于地幔但有一定壳源物质加入；硫、氢、氧等同位素分析结果均表明，震源遗迹物质中的流体属于以深源岩浆水为主的混合水。

震源遗迹物质的岩浆成因及其物质来源的深源属性，可以排除它们是以壳源物质构成的太华群深变质岩因断层剪切摩擦熔融形成的“假熔岩”(Shand，1961)等地震岩(Holland，1900；Clough at al.，1909)。

震源遗迹物质中的大量钾化和广泛的硅化特征还表明，震源遗迹区存在大规模的高硅钾质流体，而高硅钾质流体源与大规模的富硅质前锋流体同属于母岩浆结晶分异的产物，说明震源遗迹深部有隐伏的气液流体的母岩浆源。

3.1.3.5 辉钼矿 Re 元素含量特征

Re 主要富集于地幔中，且 Re 的地球化学行为

表 8 震源遗迹物质的铅同位素特征表

Table 8 Lead isotope characteristics on remnant material of earthquake source

序号	样品编号	测试对象	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	DB002	黄铁矿	37.4696	15.4503	17.3873	2.15500	0.88859
2	DB005	方铅矿	37.4200	15.4327	17.1607	2.18060	0.89930
3	DB006	黄铁矿	37.4220	15.4387	17.1969	2.17609	0.89776
4	DB014	方铅矿	37.4492	15.4442	17.2266	2.17392	0.89654
5	DB020	方铅矿	37.4279	15.4398	17.1989	2.17620	0.89773
6	HZK0202-1	黄铁矿	37.5081	15.4493	17.2559	2.17364	0.89531
7	ZK0903-27	铁锌矿	37.4805	15.4521	17.2684	2.17048	0.89482
8	DB027	花岗岩	37.6816	15.4580	17.4324	2.16158	0.88674
9	DB030	似斑状花岗岩	38.0209	15.4760	17.5473	2.16675	0.88196
10	DB025	片麻岩	39.1629	15.4964	17.5275	2.23437	0.88412
11	DB002	钾长石	37.5215	15.4745	18.0371	2.08024	0.85793

表 9 震源遗迹物质的硅同位素分析结果

Table 9 Silicon isotope analysis on remnant material of earthquake source

样品号	岩(矿)石名称	样品名称	$\delta^{30}Si_{NBS-28}$(‰)
DB003	石英辉钼矿石	石英	−0.4
DB004	石英辉钼矿石	石英	−0.2
DB006	石英硫化物矿石	石英	−0.4
HZK0202-9	石英硫化物矿石	石英	−0.2
ZK0903-30	石英辉钼矿石	石英	−0.3
DB014	石榴石硫化物矿石	石榴石	−0.3

与 Mo 相似，在辉钼矿中能达到最大的富集程度。因此，辉钼矿中 Re 元素的含量可以在一定程度上反映相关矿床的物质来源。孟祥金等(2007)对全国斑岩型辉钼矿 Re-Os 同位素测试数据进行了分析总结，并将其归纳为：成矿物质来源是以地幔物质为主的钼矿，其辉钼矿 Re 含量基本为 100×10^{-6}～1000×10^{-6}；成矿物质完全来自壳源的矿床，其辉钼矿 Re 含量为 1×10^{-6}～$n\times10^{-6}$或更低。

震源遗迹区采集的 8 个样品两次分析(表 3、表 4)各有一个样小于 100×10^{-6}，余者均在 135×10^{-6}～430×10^{-6}，两次分析 Re 的平均值分别为 251.16×10^{-6}和 226.21×10^{-6}，均落在 100～1000×10^{-6}的区间内，表明震源遗迹物质中的辉钼矿主要来源于地球深部。

3.2 震源遗迹的热动力及爆炸动力特征

3.2.1 包裹体形态、种类与热动力特征

对震源遗迹中的 45 块辉钼矿化蚀变隐爆角砾岩样品，在光学显微镜下观察，取其中 10 个包裹体相对丰富的代表样(取样位置及类型如表 10 所示)[34]进行分析。结果表明，震源遗迹隐爆角砾岩

中的包裹体较为发育,以原生为主,少量假次生和次生。

本研究所选原生包裹体有椭圆形、菱形、梯形和不规则形等形状(图 15)。包裹体个体相对较小,多数在 2μm×3μm～10μm×15μm 之间,个别达 15μm×24μm。在测温片的局部区域内,可见液体、气体、纯气体以及含子晶的包裹体相互共生。从相态看,有单一液相包裹体、气液两相包裹体和富气相包裹体 3 种类型,气液比变化较大,从 5%～100%均有产出,但以 5%～30%的气液比常见。偶见熔融包裹体。

震源遗迹物质中的流体包裹体特征,显示出流体沸腾的气液不混溶特征(徐兆文等,1998b,2000;谢广东等,1993;范宏瑞等,2000)。液相包裹体与气

表 10　震源遗迹物质中包裹体测试样品及岩(矿)石类型

Table 10　Test samples of inclusions and types of rock (ore) on remnant material of earthquake source

序号	编号	包体片数	取样位置	岩(矿)石类型
1	DB003	2	PD21	石英辉钼矿石
2	DB004	2	PD21,45 号刻槽样处	石英辉钼矿石
3	DB006	2	PD49,63 号刻槽样处	石英硫化物矿石
4	DB008	2	PD51,127 号刻槽样处	钾硅化辉钼矿石
5	DB029	2	PD51 最深采场口 130 号样处	细脉状辉钼矿石
6	HZK0202-9	2	ZK0202	石英硫化物矿石
7	ZK0903-30	2	ZK0903	石英辉钼矿石
8	DB010	2	左峪后沟 PD51,189 号样处	碳酸岩脉
9	DB014	2	PD2,221 号样处	石榴石硫化物矿石
10	DB005	2	PD21,45 号刻槽样处	碳酸岩化硫化物矿石

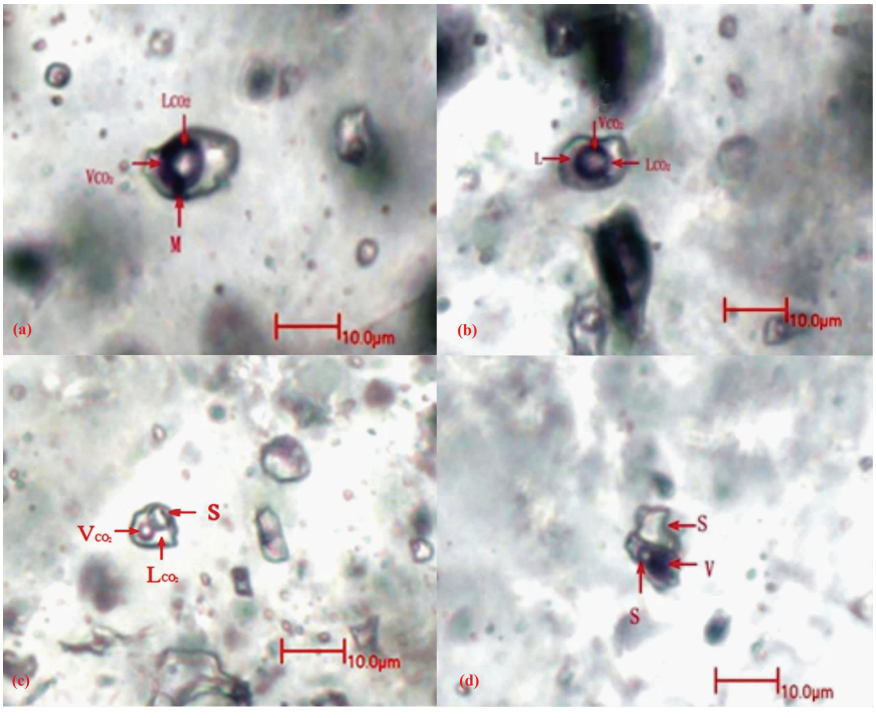

图 15　震源遗迹物质中包裹体的主要类型

Fig. 15　The micrograph of inclusions of different types on remnant material of earthquake source

V—包裹体气相;L—包裹体液相;S—包裹体固相;M—熔融包裹体;V－L—气液两相包裹体;V－L＋S—多相包裹体;V_{CO_2}—含二氧化碳气相包裹体;L_{CO_2}—含二氧化碳的液相包裹体

(a)—石英中的 L_{CO_2}＋M 包裹体;(b)—石英中的 L_{CO_2}－V_{CO_2}包裹体;(c)—石英中的 L_{CO_2}－V_{CO_2}＋S 包裹体;(d)—石英中的 L_{CO_2}－V_{CO_2}＋S 包裹体

V—Inclusion phase; L—fluid Inclusion phase; S—solid inclusions; M—Melt inclusion; V－L—gas-liquid inclusions; V—L＋S multiphase inclusions; V_{CO_2}—containing carbon dioxide gas inclusions; L_{CO_2}—containing carbon dioxide gas-liquid inclusions

(a)—L_{CO_2}＋M inclusion in quartz; (b)—L_{CO_2}－V_{CO_2}inclusion in quartz; (c)—L_{CO_2}－V_{CO_2}＋S inclusion in quartz; (d)—L_{CO_2}－V_{CO_2}＋S inclusion in quartz

相包裹体共存现象，是岩浆热液热液流体发生过剧烈热液沸腾的判别性标志，是流体沸腾的有力证据（谢广东等，1993；Roedder，1984；Simmons，1992），是含矿热液流体自超临界状态向临界点转化时应力骤然降低的结果（黄民智等，1999）。

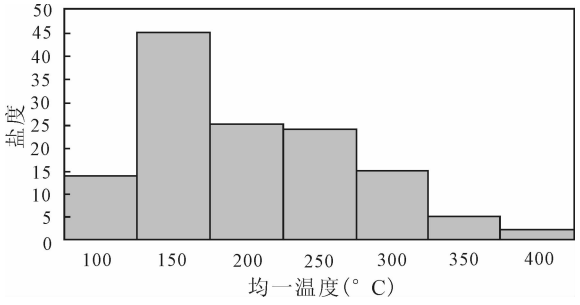

图 16 震源遗迹物质中的石英包裹体均一温度直方图

Fig. 16 Histogram of homogenization temperature in quartz inclusions of remnant material of earthquake source

3.2.2 包裹体温度和盐度特征

对保存于石英、石榴石和方解石中 175 个包裹体进行的测温结果表明，保存于震源遗迹石英、石榴石、方解石中的包裹体均一温度在 111～550℃之间，平均 247.1℃（图 16），属中—高温热液流体。其中大于 300℃的有 51 个包裹体（表 11），高于水的临界点的包裹体有 14 个，代表早期的隐爆成矿温度的 9 个石榴石中包裹体的温度为 247～468℃，平均 338.9℃。流体的盐度为 1.23%～58.41%，集中于 1.0%～10.0%，平均 8.77%，盐度变化水平中等。

包裹体温度和盐度特征表明，震源遗迹流体是一个高温度和中等盐度、富 CO_2、贫 CO_2 以及气相和液相包裹体共存的中－高温硅酸盐流体，经历过剧烈的热液沸腾（徐兆文等，1998a；刘玄等，2011）。

3.2.3 隐爆角砾岩蚀变特征

震源遗迹角砾岩中普遍、强烈的浸染状黄铁矿化、硅化、钾长石化等蚀变，表明震源遗迹物质经历过剧烈的气液沸腾过程。岩浆热液流体的沸腾，必然引起 CO_2、H_2S 等酸性气体大量逸失，造成热液流体的 pH 值升高和温度的降低，因 Fe 的硫化物、Al 的氢氧化物以及 SiO_2 的溶解度等随温度降低而降低，黄铁矿和硅酸盐（绿泥石、钾长石）等便发生大量沉淀，使围岩发生广泛的黄铁矿化、硅化、钾长石化等蚀变（徐兆文等，1998a）。

震源遗迹区地表露头观察和揭露工程所见角砾岩中的角砾普遍具有强烈的浸染状黄铁矿化、硅化、钾长石化等蚀变的地质事实❷❸❹，表明震源遗迹物质经历过剧烈的气液沸腾过程。

3.2.4 隐爆角砾岩的爆炸破碎特征

震源遗迹区探槽、钻探、平硐工程揭露出来的隐爆角砾岩中，见有大量由粉粹程度很高且很细的岩粉、岩屑含量很高的隐爆角砾岩，如螃蟹沟平硐 PD19、PD21、PD103、ZK0805 钻孔和火古洞沟 PD10 等（参见图 3）。如 ZK0805 钻孔在 20～258m 段主要是细碎隐爆角砾岩，角砾成分主要为蚀变片麻岩角砾、斜长角闪岩角砾、乳白色石英角砾及方解石角砾，角砾粒径在 2～20mm 左右，胶结物主要为硅质胶结的岩粉、岩屑等，见有萤石、石英、方解石，主要蚀变有绿泥石化、绿帘石化，矿化主要有浸染状黄铁矿化、颗粒状萤石化、方铅矿化等。

在这些隐爆角砾岩中，粒径在 1～2mm 的高度破碎的岩粉、岩屑等含量很高，普遍达到 20%以上（图 9），一些强硅化细碎角砾岩，小于 10mm 的岩粉、岩屑等可达 50%（图 9a、d）。

在地表条件下的二十次矿石爆破粒度分布试验结果（谭英显等，1992）表明，由瞬间剧烈爆炸所产生破碎矿石的粒度－频度（某一粒度的破碎角砾的含量）关系为：爆破中粒径小于 10mm 的平均含量为 6.4%，粒径小于 20mm 的含量平均为 12.2%。将东秦岭震源遗迹隐爆角砾岩体的破碎特征，与矿石爆破的粒度－频度试验结果对比表明：东秦岭震源遗迹隐爆角砾岩体特别是中心部位，小于 10mm 高度破碎的岩粉、岩屑等含量普遍在 20%以上的细碎隐爆角砾岩，不仅说明了东秦岭震源遗迹是由瞬间剧烈爆炸所形成，而且还说明在深部隐蔽爆炸形成该震源遗迹的岩石破碎程度，较之矿石爆破的破碎程度要大得多，即形成震源遗迹的深部隐蔽爆炸强度要大得多。

3.2.5 隐爆角砾岩的微观破裂特征

硅钾化隐爆碎裂角砾岩的脆性破裂动力特征（图 17）。钻孔 ZK0202B01 号硅钾化碎裂角砾岩标本薄片，镜下见石英脆性破裂形成 0.03～0.3mm 多边形角砾之间的石英亚颗粒破碎带，石英亚颗粒 0.02～0.15mm；PD21 平硐内的 45 号刻槽样处采集的碎裂角砾岩标本薄片，镜下见石英的网格状破裂特征。有数条成线状隐形破裂，宽 0.02～0.15mm。这与花岗岩围岩内进行地下核爆炸试验中，在距离爆心数十米所取样品的显微镜下观察所见的石英网格状破裂等特征（赵敬珍，1992）一致。

3.2.6 震源遗迹硅化岩石的力学性质

将普通岩石 4～7MPa 的拉张强度（陈颙等，2009）与东秦岭震源遗迹隐爆角砾岩筒内岩石拉张

表 11　震源遗迹物质流体包裹体显微测温在 300℃ 以上的 51 个包裹体

Table 11　The remnant material of earthquake source of the fluid inclusions in the above 300 ℃ 51 inclusions remnant material of earthquake source

样号及测定样品名称	主矿物	类型	种类	形态	大小(μm)	气液比(%)	均一温度(℃)
DB003 石英辉钼矿石	石英	原生	L_{CO_2}	规则	10×15	30	372
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	9×19	70	386→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	8×11	30	362
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	10×11	30	364
	石英	原生	L_{CO_2}	不规则	12×26	40	422→V
	石英	原生	V－L	规则	15×24	20	303
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	10×16	30	＞550
	石英	原生	V－L	不规则	14×23	30	315
DB006 石英硫化物矿石	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×5	30	＞550
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×4	70	361→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×6	70	＞550
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×5	15	304
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×5	50	382→V
	石英	原生	V－L	规则	3×6	40	323
	石英	原生	V－L	不规则	6×10	20	300
DB029 细脉状辉钼矿石	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×5	30	301
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×6	30	308
HZK0202-9 石英硫化物矿石	石英	原生	L_{CO_2}	不规则	2×6	30	340
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×6	20	312 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×4	20	304
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×6	20	307
HZK0903-30 石英辉钼矿石	石英	原生	L_{CO_2}	规则	6×9	30	322 爆裂
	石英	原生	V_{CO_2}	规则	6×7	80	377→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	5×13	25	305 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	5×9	25	347 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×7	60	353→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	8×8	70	359→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	5×9	25	362
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	10×13	20	306 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	不规则	9×22	25	345 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	7×10	20	331 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	8×9	30	317 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×5	40	341→V
	石英	原生	L_{CO_2}	不规则	6×14	40	333 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	6×7	60	372→V
DB010 石英碳酸岩脉	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×4	20	337
	石英	原生	L_{CO_2}	不规则	4×9	70	394 爆裂
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×5	80	424→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×6	60	339→V
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	4×7	40	377→V
DB014 石榴石硫化物矿石	石榴石	原生	V－L＋S	不规则	4×12	15	353
	石榴石	原生	V－L	不规则	2×4	20	310
	石榴石	原生	V－L	不规则	2×7	10	316
	石榴石	原生	V－L	规则	2×6	20	340
	石榴石	原生	V－L	规则	2×6	20	405
	石榴石	原生	V－L	规则	4×6	15	316
	石榴石	原生	V－L	不规则	12×17	25	468
DB005 碳酸岩化硫化物矿石	方解石	原生	L_{CO_2}	规则	7×7	50	422 爆裂
	方解石	原生	L_{CO_2}	不规则	4×7	50	356 爆裂
	方解石	原生	L_{CO_2}	规则	2×3	30	362
	石英	原生	L_{CO_2}	规则	3×5	20	320 爆裂

注：V—包裹体气相；L—包裹体液相；S—包裹体固相；V－L—气液 2 相包裹体；V－L＋S 多相包裹体；V_{CO_2}—含二氧化碳的气体包裹体；L_{CO_2}—含二氧化碳的气液 2 相包裹体。

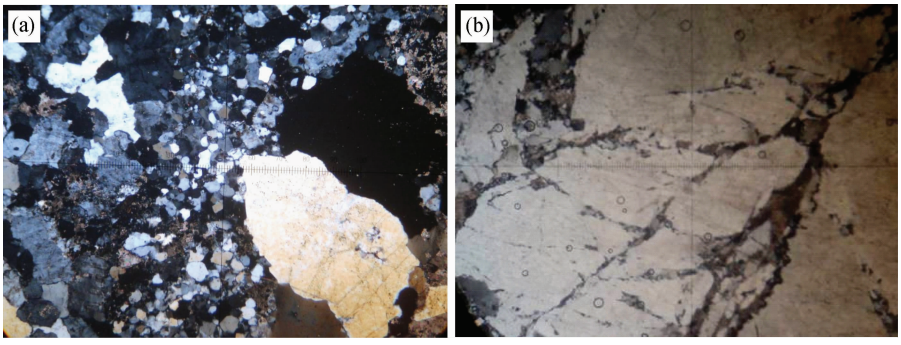

图 17 震源遗迹的隐爆角砾岩的脆性破裂亚颗粒集合体(a)和石英的网格状破裂(b)

Fig. 17 Brittle fracture sub-particles aggregate (a) and grid-like quartz rupture (b) of cryptoexplosive breccia earthquake source ruins

(a)—钻孔 ZK0202B01 号标本薄片,+,×50 倍。硅钾化隐爆角砾岩内硅质岩的显微脆性破碎石英亚颗粒集合体,破碎石英亚细粒 0.02mm～0.15mm;(b)—平硐 21 内 P1110290 号标本薄片,+,×50 倍。隐爆角砾岩内石英显微网格状破裂(图内比例尺 1 小格为 0.01mm)

(a)—specimen sheet , +, × 50 times of drilling No. ZK0202B01 specimen sheets. Microscopic crushing brittle sub-particles quartz aggregate siliceous rocks in silicon potassic hydrothermal breccia, crushed quartz sub-fine from 0.02 to 0.15mm; (b)—specimen sheets, −, × 50 times of adits No. P1110290. Microscopic quartz grid rupture samples in hydrothermal breccia (figure scale within a small grid of 0.01mm).

强度的测试结果(表 12)对比可知,东秦岭震源遗迹的隐爆围岩片麻岩等,由于是经过富硅质热液流体贯入后发生过普遍硅化的岩石,所测得的 11～15 MPa 拉张强度值,普遍是未硅化花岗岩、石英岩、闪长岩等岩石拉张强度的 2 倍。

由此表明,富硅质热液流体的先期贯入围岩形成的岩石普遍硅化,在震源遗迹的形成中,具有极为特殊的重要意义。

表 12 震源遗迹相关岩石力学性质测试结果

Table 12 Test results for properties of main rock mechanic in remnant of earthquake source

测试岩性	样品编号	制样号	岩石抗拉强度(σ_T:MPa)
硅化片麻岩角砾	0803-01	1-1	12.865
强硅化黄铁矿化化麻岩角砾	0828PD103-1	2-1	14.256
强硅化片麻岩角砾	0902PD103-B02	3-1、2	15.597
硅化黄铁矿化片麻岩角砾	0828PD103-3	4-1、2	11.403
黄铁矿化片麻岩角砾	0828PD103-2	5-1	7.834
硅化强黄铁矿化片麻岩角砾	0828PD51-4	6-1、2	12.412
硅化斜长角闪岩角砾	0911-04-B01	7-1、2	11.065
硅化斜长角闪岩角砾	0911-04-B02	8-1	13.125
熊耳群安山岩	—	10-1	9.915

测试单位:北京科技大学分析检验中心,测试人员:黄正均

3.3 震源遗迹形成的大地构造背景

Mattauer 等(1985)报道了秦岭山阳断裂南侧,扬子陆块北缘的多硅白云母和钠闪石的^{39}Ar-^{40}Ar 年龄分别为 232±5Ma 和 216±7Ma,并将其解释为扬子陆块和华北陆块对接后,陆壳被进一步挤压而发生的陆内俯冲和缩短事件。据此,南秦岭 236～217Ma 的$^{39}Ar-^{40}Ar$ 年龄,可被视为华北、华南地块碰撞时代的上限。李曙光等(1989)根据秦岭一大别山造山带的 C 型榴辉岩和镁铁一超镁铁质岩(辉石岩)Sm-Nd 同位素年龄测定结果表明,中国华北、华南地块碰撞时代应在 217～243.9Ma 之间。随后,李曙光等(1996)又根据南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的 S m-Nd 和 Rb-Sr 全岩等时线年龄,认为勉略构造带洋盆在 242±21Ma 和 221±13Ma 闭合,华南陆块(包括扬子陆块和华夏古陆)与秦岭微陆块及华北陆块碰撞,引发了陆壳俯冲及南秦岭的强烈变形及造山运动。张宗清等(1999)研究提出 213Ma 的秦岭沙河湾奥长环斑花岗岩年龄,代表了秦岭造山带主造山过程结束和陆内造山作用开始的时间上限。张国伟等(2003)将沿勉略带内及北侧发育系列俯冲碰撞型花岗岩的同位素年代集中于 220～206Ma(孙卫东等,2000)的事实,作为勉略带板块俯冲碰撞的重要证据。综合同位素年代学等证据,确定秦岭一大别造山带南缘的勉略构造带,其

板块俯冲消减与碰撞造山阶段为 $P_2 \sim T_{2-3}$，时限结束于 200Ma，T_3 及其之后已转入后造山板内（陆内）构造演化时期。李锦铁（2001）根据沉积地层学的研究指出，中朝地块和扬子地块的碰撞对接是在中三迭世晚期发生的。张国伟等（2003）研究指出，370～200Ma 的晚海西－印支期，是秦岭板块构造体制演化的最后阶段，板块从洋壳消减将尽到陆壳初始接触至最后全面陆－陆碰撞，上部地壳聚敛收缩和伸展隆升，发生强烈变形和变质以及花岗岩浆作用，秦岭主造山期后的中新生代陆内造山时期发生了强烈伸展、大幅度隆升和断陷以及大规模花岗岩浆活动。卢欣祥等（2004）根据秦岭内部广泛发育的碰撞型花岗岩、商丹缝合带内代表造山后产物的环斑花岗岩，认为扬子克拉通和华北克拉特两个大陆碰撞闭合于印支期末，之后开始碰撞造山作用。毛景文等（2005）综合相关研究成果并通过对东秦岭包括花山岩体、五丈山岩体等 8 个花岗岩体的测年和同位素特征分析，将东秦岭地区 200～160 Ma 期间划归为后碰撞造山过程。吴峰辉等（2009）对位于勉略缝合带北侧陕西勉县的西秦岭光头山花岗岩锆石 U-Pb 年代学进行研究认为，勉略洋盆闭合和勉略缝合带形成时期大约为 221～199Ma。约 221Ma 英云闪长岩的侵位时代约束了勉略洋盆的闭合与勉略缝合带形成时间的下限，约 199Ma 二长花岗岩的形成年龄可能揭示了秦岭造山带同碰撞的主造山期时代。陈衍景（2010）概括了地学家关于秦岭造山带复杂地质演化研究所形成的共识是：印支期（三叠纪：251～199.6 Ma）彻底实现了由海盆向大陆造山带的转变，同时在综合分析地质、地球物理、地球化学等研究成果的基础上，认为秦岭古特提斯洋于 230～200 Ma 期间自东向西拉链式缝合，扬子陆块与华北－秦岭联合大陆之间的碰撞造山作用接踵而至，三叠纪的秦岭构造背景并非单一的陆陆碰撞，更非过去认为的造山后或碰撞后，而是勉略洋板块向北俯冲的结果。

综上所述，东秦岭震源遗迹在 216.8Ma 首期隐爆时，仍处于 199～251Ma 华北板块与扬子板块碰撞秦岭造山带主造山阶段，形成震源遗迹的岩浆气液流体的深部母岩浆，很可能是扬子板块和华北板块碰撞增厚导致上地幔或者下地壳部分熔融的产物。这与其源于深部变质火山岩深熔形成造山带型的Ⅰ型花岗岩特征的大地构造背景一致。

与东秦岭震源遗迹紧密相邻的五丈山花岗岩体和花山花岗岩体，很可能是在华北克拉通与扬子克拉通的碰撞造山增厚产生深部壳幔混熔（张进江等，2003）形成同类型的Ⅰ型花岗质母岩浆源之后，在震源遗迹形成后间隔 60～86Ma 的中国东部地球动力学体制大转换时期（毛景文等，2005；李永峰等，2005），使已经形成的Ⅰ型花岗岩又在伸展拉张减压熔融的过程中产生强烈岩浆活动，进而在熊耳山变质核杂岩形成过程中，在变质核隆起中心就位的侵入体（王志光等，1999）。现代地表不足 $2km^2$ 的震源遗迹，也反映产生震源遗迹的狭小气液流体通道处于碰撞挤压的大地构造背景，其后的熊耳山变质核杂岩以及较大规模侵位的五丈山岩体和侵位时间更晚、规模更大的花山岩体，均表明了后期伸展拉张的大地构造背景。

东秦岭熊耳山南麓震源遗迹形成的上述大地构造背景，可用图 18 示意说明。

3.4　震源遗迹形成的基本过程

根据震源遗迹事实及遗迹的物质属性、来源、热动力、爆炸动力等特征，可从下述几方面简要概括东秦岭震源遗迹的形成：

（1）在华北板块与扬子板块碰撞形成秦岭造山带的主造山阶段，板块碰撞增厚导致东秦岭震源遗迹深部的上地幔或者下地壳部分熔融形成深熔的Ⅰ型花岗质母岩浆；花岗质母岩浆在结晶分异过程中，产生大量富含硅质和以 FeS 为主的贱金属硫化物热液流体以及大量挥发性气体，并在深部高温高压条件下形成富硅质和硫化物的高温高压气液流体和超临界流体；高温高压气液流体和超临界流体在震源遗迹地区沿断裂等薄弱带迅速上升。

（2）富硅质的高温高压气液流体和超临界流体沿断裂构造上升并沿断裂、节理、裂隙等薄弱带贯入位于震源遗迹区的太华群片麻岩等上覆地层中，形成震源遗迹上覆地层的广泛“硅化封闭”[3,4]——由深部的富硅质高压热液流体贯入其所经过的围岩及上覆地层中，使岩石地层整体发生强烈硅化并同时将所经过岩石中的断裂破碎带以及节理、裂隙充填物等发生强烈硅化固结，形成一个相对完整、强化的硅化岩石封闭体系。

（3）随着深部花岗质母岩浆源区的岩浆结晶分异演化的继续，含水流体相与挥发分被更多地从岩浆中离析出来生成大量的高温高压气液流体和超临界流体，由深部上升至 10km 以下且已被硅化封闭的断裂或其它薄弱带的局部空间内积聚并产生巨大压力。Burnhan（1967，1979，1980）对岩浆体系研究后指出，当初始含水 2.7％的酸性岩浆熔体侵位于

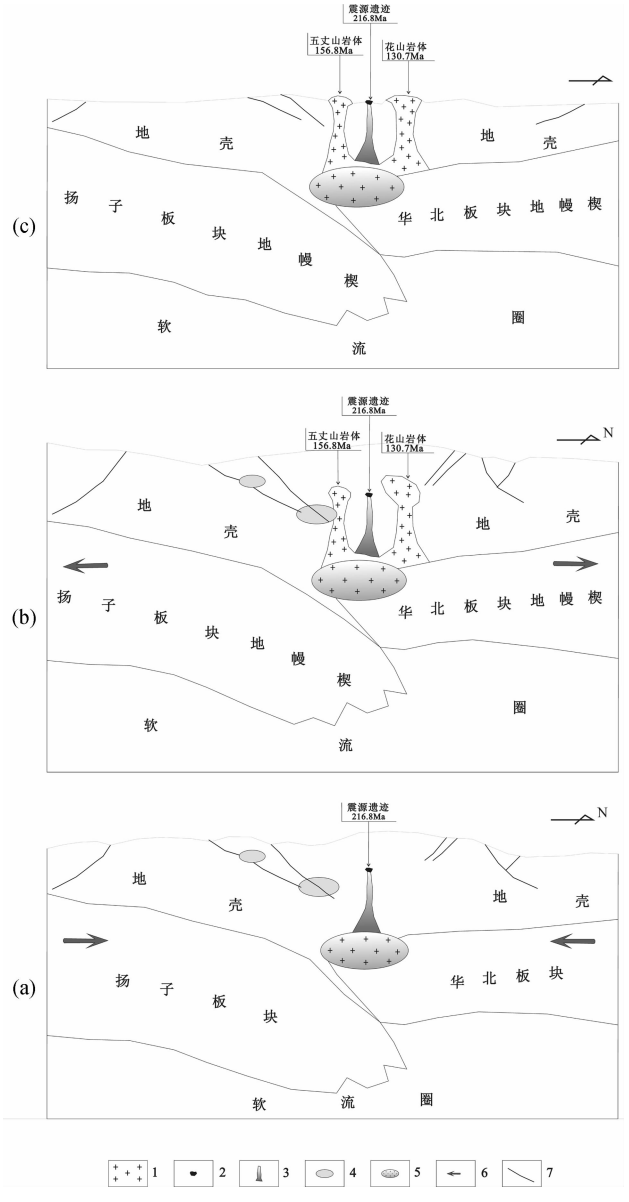

图 18 形成震源遗迹的岩浆气液流体与临近岩体的同源、不同时关系及其相应的大地构造背景示意图

Fig. 18 Homology, not simultaneously relationship of the magmatic gas-liquid of formation earthquake source ruins and close rock body, and the tectonic background

(a)—216.8Ma 震源遗迹隐爆形成时的板块碰撞造山期;(b)—130.7Ma 花山花岗岩体侵位时的伸展拉张期;(c)—剥蚀出露的现代地表

1—燕山期花岗岩体;2—隐爆震源遗迹;3—壳幔同熔花岗岩浆分异气液流体及其上涌通道;4—地壳熔融花岗岩;5—壳幔同熔花岗质母岩浆;6—大地构造背景应力场的主应力方向;7—拆离断层

(a)—Plate collision orogenic period of earthquake ruins cryptoexplosive formation in 216.8Ma; (b)—the tension period of Huashan granite body intrusion in 130.7Ma; (c)—erosive exposed modern surface

1—Yanshan granite body; 2—cryptoexplosive earthquake source ruins; 3—differentiational gas and liquid of crust and mantle melting granite magma and upwelling channel; 4—crustal melting granite; 5—granitic parental magma of melting crust and mantle; 6—principal stress directions of stress field in the tectonic background; 7—detachment fault

2km 深处时,当其有 33%熔体结晶时将被水饱和,体积将膨胀约 50%,所聚集的内压可达到数亿帕。因为,按照地球的初步参考模型(PREM)在 24.4～150km 范围内绝热体积弹性模量(或不可压缩系数)k 变化于 128.7～131.5GPa 之间(Dziewonski, et al.,1981)。因此,在这个深度范围内,地球物质的体积若有 1% 的增量,必将引起 1.287～1.315GPa 的压力增量。多数围岩难以借弹塑性变形适应如此巨大的体积变化,必将导致岩石剧烈破裂(於崇文,1993)。

(4)随着深部岩浆结晶分异与气液流体的不断积聚,被硅化封闭的断裂空间内的压力也随之增大,当硅化封闭的断裂空间内的压力超过围岩的破裂强度与上覆岩层的静压力之和时,所聚集的气液流体高压便在断裂空间内产生剧烈的首期隐爆,并形成与岩浆作用没有直接关系的热液爆发角砾岩筒构造(Baker et al.,1986;赵财胜等,2003)。由于首期隐爆对围岩破坏的范围最广、程度最高、能量最大、流体最多、活动性最强,故隐爆破碎角砾受到气液流体的机械碰撞与研磨作用、化学溶蚀作用的强度也就最大,对隐爆中心附近底部角砾的圆化作用和对上部角砾的流化作用也最强,便形成了 Atmadja 隐爆角砾岩筒模式中的典型分带模式:隐爆中心上部以流化角砾为主、底部以皮壳状溶蚀和蚀变的圆化角砾为主。

在隐爆中心,由于在岩浆热液流体的隐爆过程中,流化作用普遍存在,并达到注流和喷流的剧烈程度,形成具有流化、注流和喷流特征的流化与圆化角砾岩(章增凤,1991;卿敏等,2002;黄定华等,1997)。在远离隐爆中心的部位则形成叠瓦状震裂角砾岩,稍近地段形成棱角状破碎角砾岩等。

根据静岩压力式 $P_{静}=h\cdot\rho\cdot g$[h 为深度(m),$P_{静}$为静岩压力(Pa),ρ 为岩石的比重(kg/m^3),g 为重力加速度($g=9.8$N/kg)],震源遗迹区内太华群片麻岩和各类角砾岩的平均比重 ρ 为 2920kg/m^3,即使按照震源遗迹形成深度的下限值 $h=10$km 估算,震源遗迹隐爆形成时的上覆地层静岩压力为 286MPa。即

$$P_{静}=h\cdot\rho\cdot g=1\times10^4\,\text{m}\times2.92\times10^3\,\text{kg/m}^3\times9.8\text{N/kg}=286\text{MPa}。$$

该震源遗迹形成的隐爆总压力,是隐爆遗迹所在深度的静岩压力与隐爆压碎区等效球形地质体在隐爆压力作用下破裂的岩石强度围限压力之和。不过,仅震源遗迹隐爆时所处深度的静岩压力

286MPa,就已经超过了 H_2O、CO_2、CO 等深部气液流体物质 10^6～10^7 Pa 的临界压力。

关于高温高压气液流体和超临界流体等产生高压并导致岩石破裂的具体机制、过程以及在高温高压气液流体和超临界流体作用下形成的角砾岩特征解释,已有一些较深入的专门论述(Burnhan,1985;杨果岳等,2006;杜建国等,2010)。震源遗迹隐爆时所处深度的静岩压力 286MPa 压力,已超过 H_2O、CO_2、CO 等深部气液流体物质 10^6～10^7 Pa 临界压力(杜建国等,2010)的 10～100 倍;代表早期隐爆成矿温度的石榴石中包裹体的均一温度为 247～468℃,平均 338.9℃(岩浆气液流体内临界温度最高的 H_2O 的临界值为 374.1℃,SO_2、H_2S 和 CO_2 的温度临界值分别仅有 157.7℃、100.6℃和 31.1℃。据杜建国等,2010)。因此,从温度上看,形成震源遗迹的岩浆结晶分异气液流体中,至少有一部分属于超临界流体。

这种处于临界温度和临界压力以上、气液相不分、高密度的超临界流体,在很小的压力变化下,就将产生很大的密度变化。这是由深部岩浆分异形成气液流体上升至硅化封闭空间内聚集产生巨大压力,最终发生隐爆形成地震的主要原因。

(5)在震源遗迹形成后相隔 60～86Ma 的中国东部地球动力学体制大转换时期(毛景文等,2005;李永峰等,2005),在伸展拉张大地构造背景下,地壳发生韧性伸展拆离作用,部分熔融的下地壳物质汇聚成岩浆房沿裂隙向伸展拉张中心即熊耳山变质核杂岩核部主动上升侵位,形成五丈山、文峪、花山等壳幔混源的Ⅰ型花岗岩体(王志光等,1999;张进江等,2003;毛景文等,2005;李永峰,2005;孙卫志等,2013)。

4　形成隐爆震源遗迹主震的能量与震级

产生前述隐爆角砾岩体及相应的一系列破裂与破碎角砾岩(隐爆地震岩)等地质遗迹事实,由深部岩浆气液流体在深部断裂等局部空间积聚发生隐爆时,必然伴随有巨大的地壳振动而形成地震。通过估算由岩浆气液流体积聚产生隐爆的能量及其转化的地震能,可大致给出产生东秦岭熊耳山南麓震源遗迹隐爆主震的地震强度即震级。

宁建国等(2010)根据在无限岩土介质中爆炸的岩土破坏特征,对于岩土介质被爆炸冲击波破坏的程度进行了分区,从爆炸中心由近及远依次分为压碎区、破裂区和震动区(图 19)。郝保田(2002)则对地下核爆炸过程中岩石介质的破坏程度进行了类似但要详细的分区,从深部核爆中心由近及远依次分为汽化区、液化区、粉碎压实区、剪切破裂区、破裂区和弹性区。根据形成震源遗迹主震隐爆角砾岩内的细碎、粉碎和砾石形态等破碎特征对比,东秦岭震源遗迹主震的岩石破坏程度,大致与无限岩土介质中爆炸的压碎区(宁建国等,2010)或地下核爆炸的粉碎压实区(郝保田,2002)相当。

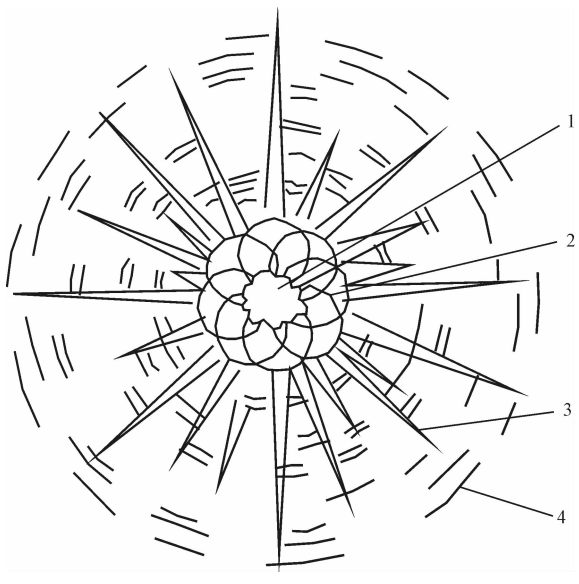

图 19　地壳深部隐蔽爆炸的岩石破坏分区及特征
(据宁建国等,2010)

Fig. 19　The damage zoning and characteristics of hidden explosIve rocks in deep(According Ning Jianguo et al., 2010)
1—爆腔;2—压碎区;3—破裂区;4—震动区
1—Explosive chamber; 2—crushing zone;
3—rupture zone; 4—vibration area

在一般花岗岩、砂岩等硬岩介质条件下的地下核爆炸试验中,核爆能量 Q 与岩石介质的粉碎压实区或者一般岩土爆炸的压碎区半径 R,有下述经验关系(郝保田,2002):

$$R=11.13Q^{1/3} \tag{1}$$

式中 Q 的单位为 kt 当量 TNT,压碎区半径 R 的单位为 m。

地质勘查、钻孔与平硐揭露工程、地球物理勘查等确定形成震源遗迹主震的分水岭一级隐爆岩体 YBYT-1 的现代地表平面尺度为:长 1.4km、宽 0.4km;根据勘探线上钻探揭露的分水岭隐爆岩体纵深尺度与形态,不计上部已经剥蚀的部分,按照勘探线揭露的分水岭一级隐爆岩体深部近似三角形的几何形态(参见图 7),以平均海拔 800m 标高为上限

和以 0m 标高为下限，则纵深剖面倒三角形的高为 800m，底宽为 400m，分水岭一级隐爆岩体即长度为 1400m、底宽 400m、高 800m 的三角柱体的体积约为 0.224km^3，与其等体积的球状隐爆地质体的等效圆半径 R 为 376.7m。

据(1)式并考虑 1ktTNT 当量＝ 4×10^{12}J 的换算关系，可得产生东秦岭震源遗迹的岩浆气液流体聚积压力隐爆的总能量为：

$$Q=(R/11.13)^3=(376.7/11.13)^3$$
$$=38770.5\text{kt 当量 TNT}=1.55\times10^{17}\text{J}$$

该能值相当于 2585 颗广岛原子弹(单体核当量为 1.5 万吨 TNT，即 6×10^{13}J)在地下深部同时爆炸的能量。

M. 巴特(1978)给出了地下核爆炸所产生地震的体波震级 m 与爆炸量 Y 和地震耦合因子 a 间的下述近似关系(即地震能量与总爆炸能量的比率)：

$$m=5.4+0.4\log aY \qquad (2)$$

式中爆炸量 Y 的单位为 ktTNT 当量；在花岗岩层中爆炸的地震耦合因子 $a=0.1$(M. 巴特，1978)。据(2)式计算得出东秦岭震源遗迹主震产生的体波震级 m 为 6.8。即：

$$m=5.4+0.4\log aY=5.4+0.4\log(0.1\times38786.1)$$
$$=5.4+1.435=6.8$$

又根据体波震级 m 与面波震级 M_S 的换算关系(M. 巴特，1978)：

$$m=0.56M_S+2.9 \qquad (3)$$

得出相应的面波震级(中国的国家标准震级) M_S 为 7.0。即：

$$M_S=(m-2.9)/0.56=3.935/0.56=7.0$$

因此，东秦岭熊耳山南麓震源遗迹一级隐爆岩体形成时产生的主震强度，为面波震级 M_S 7.0 级。

据此，还可估算得到中国印支－燕山期若干其他隐爆角砾岩体(筒)形成时产生的隐爆地震的强度(表 13)。将表 13 所列 19 个典型隐爆角砾岩体等

表 13 中国印支－燕山期 19 个典型隐爆角砾岩体(筒)形成时所产生的地震强度

Table 13 China some typical cryptoexplosive breccia (cylinder) generated by the estimation of seismic strength formation

	隐爆角砾岩体(岩筒)	隐爆形成时代(Ma)	角砾岩体尺度		本栏以左数据资料来源	等效球状隐爆压碎区半径 R(m)	隐爆能量及产生地震的强度		
			长轴(m)	短轴(m)			隐爆能量 Q(kt,TNT)	体波震级 m	面波震级 M_S
1	黑龙江争光金矿隐爆岩体	～182	200	100	高荣臻等,2014	80	371	6.0	5.6
2	辽宁灰山屯钼矿隐爆岩体	～156.3	2458	250～400	刘长纯等,2014	504	92855	7.0	7.3
3	北京延庆大庄科钼矿龙潭隐爆岩体	137.6	1700	300～700	董得茂等,1985；刘舒波等,2012	465	72925	7.0	7.2
4	冀东唐杖子金矿隐爆岩体	172～173	400	200	尹利君等,2013	150	2448	6.3	6.2
5	山西堡子湾－九对沟金钼矿隐爆岩体	142.9	2000	40	韩金良等,2002,2003；龙灵利等,2012	160	2971	6.4	6.2
6	内蒙古陈家杖子金矿隐爆岩体	191	1000	800	郭利军等,2002；王忠,2004；佘宏全等,2005	505	93409	7.0	7.3
7	山东七宝山金铜矿隐爆岩体	116	400	290	孙思等,2010 王永等,2008	175	3887	6.4	6.3
8	东秦岭熊耳山南麓震源遗迹	216.8	1400	400	本文	377	38786.1	6.8	7.0
9	东秦岭雷门沟钼矿隐爆岩体	132.4	1500	500	李永峰等,2006；刘征华,2010	489	84599	7.0	7.6
10	新疆伊犁盆地卡拉盖雷铜金矿隐爆岩体	353.9～356.3	250	240	葛文胜等,2013	240	10027	6.6	6.6
11	西藏夏垅铅锌银矿隐爆岩体	32(赋矿岩体)	180	120	纪现华等,2014	147	2304	6.1	6.3
12	吉林金厂沟金矿Ⅰ号隐爆岩体	燕山期	出露面积 0.8m^2		刘全德等,2008	505	93410	7.0	7.3
13	天津蓟县东山金矿隐爆岩体	印支	直径约 100m		秦正永等,2003	50	91	5.8	5.1
14	山西耿庄金银矿隐爆岩体	燕山期	直径约 150 m		张维根,1988；	75	306	6.0	5.5
15	东秦岭祈雨沟金矿 J_7 隐爆岩体	127～130.3	出露面积 0.71m^2		邵克忠等,1992 齐金忠等,2005	475	77729	7.0	7.3
16	江西会昌红山铜矿隐爆岩体	109.9	面积约 1.6km^2		周济元等,1998	714	264003	7.2	7.6
17	江西金溪熊家山钼矿隐爆岩体	151～161.6	面积＞0.4km^2		孟祥金等,2007	357	33000	6.8	7.0
18	福建紫金山二庙沟金铜矿隐爆岩体	91～157	直径约 700m		郝秀云等,1999；林书平等,2012	350	31097	6.8	7.0
19	新疆东准噶尔卡拉麦里气田柯克巴斯套隐爆岩体	345.6	直径约 1200m(据比例尺图测)		谭佳奕等,2010	600	156664	7.1	7.5

效球状隐爆地质体的压碎区半径 R 与其产生地震强度的面波震级 M_S 进行统计分析,可得到隐爆地质体压碎区半径 R 与其所产生地震的面波震级 M_S 有经验关系:

$$M_S=1.40+0.95\ln(R) \quad (4)$$

5　讨论

隐爆成因地震问题事关重大而且涉及面较广,本文仅作为一个初步研究报道。现就东秦岭震源遗迹研究发现中的几个相关问题讨论如下,不当之处恳请指正。

第一,东秦岭的震源遗迹为地下深部瞬间隐蔽爆炸形成的问题,还需要更为深入、系统的研究。

虽然根据隐爆角砾岩破碎形态特征等,使得与东秦岭震源遗迹角砾岩密切相关的隐爆角砾岩型多金属矿,是由深部瞬间剧烈隐蔽爆炸所形成,已经成为众多地质学家的基本共识;本文也通过与已有的工程爆炸试验中得到的破碎岩石粒度-频度关系的比较,阐明了东秦岭震源遗迹的隐爆角砾岩体的深部瞬间隐蔽爆炸形成机制;通过与花岗岩内地下核爆炸岩石样品中石英网格状破裂等特征的比较,说明了东秦岭震源遗迹的深部瞬间隐蔽爆炸形成机制。但是,由于在岩石中产生爆炸与冲击的力学问题,还没有一套完整而系统的理论分析体系和定量计算的依据(宁建国等,2010),东秦岭震源遗迹"瞬间"隐蔽爆炸形成的准确时间,目前尚不能定量地给出。通过隐爆角砾岩破碎角砾的粒度-频度统计,并与岩石的工程爆破甚至地下核爆炸的岩石破碎问题进一步的定量比较研究,可能是确认其瞬间剧烈隐蔽爆炸形成有效且可行的途径之一。

第二,东秦岭震源遗迹形成过程中所产生的实际地震强度,可能要大于 7.0 级。

(1)如前所述(参见 3.2.6),在该震源遗迹区内采集的隐爆围岩,在隐爆前是经历过深部上涌的富硅质热液流体贯入而发生普遍的硅化固结即硅化封闭的岩石,实验测得这些岩石的拉张破裂强度为 11～15MPa,普遍 2 倍于未硅化的普通花岗岩、石英岩、闪长岩等一般岩石 4～7MPa 的拉张破裂强度(陈颙等,2009)。而估算本例隐爆地震能所用地下核爆能量经验式(1),是由未经硅化强化的一般岩石强度得出。

据此,东秦岭震源遗迹产生的主震强度,应大于按照未硅化的一般岩石的拉张破裂强度得到的震级(M_S 7.0)。

(2)本文依据地下核爆炸试验得到的破碎区尺度与核爆能量的经验关系式(1),估算震源遗迹主震的隐爆能量 Q,并没有考虑地下核爆随深度变化的因素。到目前为止,地下核爆试验都在地表以下 2km 以上的浅表处,而东秦岭震源遗迹隐爆发生的深度是在当时地表的 10km 以下。显然,在同等围岩条件下,产生 10km 之下的深部隐爆能量,要远大于 2km 之上浅层处的隐爆能量,相应的地震强度也就更大。

(3)本文的地震强度估算,是在未考虑现代地表以上被剥蚀部分隐爆角砾岩体的体积情况下的估算。据各勘探线剖面不难看出,被剥蚀部分的隐爆岩体还有较大一部分。

据此,产生东秦岭震源遗迹的主震强度还要更高,震级还应更大。

由于震源遗迹区地表的植被覆盖较为严重,加大勘查投入,设计并实施更多的探槽、钻孔、平硐等揭露工程,将能更加准确地确定东秦岭震源遗迹的地震强度。

第三,隐爆角砾岩破碎及假熔岩特征(图 9a、b、c、e、f)及其与传统假玄武玻璃、假熔岩等构造地震断层摩擦岩石的区别,可能是了解隐爆地震形成机制的一个切入点。

就目前的认识看,震源遗迹物质的岩浆成因及其深部来源属性,可以排除它们是以壳源物质构成的太华群深变质岩因断层剪切摩擦熔融形成的"假熔岩"。以往的假玄武玻璃、假熔岩等很可能是深部隐蔽爆炸初期,因爆炸中心附近的压力远超过岩石的动态抗压强度,加之流体的存在,岩石被压碎进入流动状态(宁建国等,2010)再冷凝成岩的产物。震源遗迹隐爆角砾岩体中心附近一些隐爆角砾岩显示的熔岩特征,便是一个佐证。

第四,隐爆地震诱发断裂活动进而有可能引起构造地震的伴生。东秦岭熊耳山隐爆地震的成因机制表明,隐爆成因地震与断裂构造密切相关。隐爆成因地震与断裂构造构造的相关性主要表现在:一方面,断裂或节理等构造裂隙是岩浆分异气液流体上升与压力集聚最终形成隐爆地震的重要条件;另一方面,隐爆地震爆发时产生的巨大能量完全有可能诱发处于临界状态的断裂构造活动进而诱发断层地震。但是,直接产生东秦岭熊耳山震源遗迹地震效应的,是隐爆作用,而不是断裂构造活动。

仅由岩浆气液流体隐爆产生的地震可称之为"隐爆地震",由隐爆触发产生的构造地震,则应称之

为“隐爆触发构造地震”或者“隐爆－构造地震”。

6 结论

总结本文,可有下述几点主要认识:

(1)野外地质勘查、工程揭露和地球物理探测等事实及相关分析表明,东秦岭地震遗迹是在216.8Ma前(等时线年龄为227±8.4Ma,平均平方重权偏差MSWD=1.2)的印支晚期,由岩浆气液流体在当时地表10km以下隐爆作用形成的古地震,后经构造抬升和剥蚀出露于地表,成为现今可视、可入的古地震的震源实体遗迹——震源遗迹。

(2)东秦岭熊耳山南麓震源遗迹的隐爆角砾岩体中心部位,存在大量粒径在1～2mm的等破碎程度很高且该粒径范围破碎角砾含量在20%以上的隐爆角砾岩。参照铁矿石爆破粒径小于10mm的含量为1.3%～12.25%(平均6.44%)的粒度－频度试验研究结果,东秦岭震源遗迹内以高含量的细碎角砾为代表的隐爆角砾岩,应为岩石在深部瞬间隐蔽爆炸所形成。

隐爆角砾岩型多金属矿的深部瞬间隐蔽爆炸成因,是众多地质学家的基本共识。

(3)岩石地球化学、同位素示踪、同位素测年分析结果及稀土元素特征、包裹体特征等事实表明,东秦岭震源遗迹是在印支晚期(晚三叠世)杨子板块与华北板块碰撞对接后的主造山阶段末期,上地幔或下地壳因碰撞增厚部分熔融形成源于变质火山岩的I型造山带深熔钙碱性花岗岩,由该岩浆结晶分异产生高温高压气液流体和超临界流体沿断裂等薄弱部位形成的通道上升,进入受到硅化封闭地层的断裂或者裂隙等局部空间内积聚形成巨大压力,当聚集空间内的压力超过其所处深度的静岩压力与围岩强度的围限压力二者之和时,便在10km以下的深部发生隐爆所形成。

(4)根据10km以下286MPa的静岩压力以及代表早期隐爆角砾岩体形成温度的石榴石中包裹体247～468℃的均一温度等,表明形成震源遗迹的岩浆结晶分异气液流体中的一部分,属于超临界流体。

(5)根据粉碎区的尺度及相关资料综合分析,形成该古地震震源遗迹主震的岩浆分异高温高压气液流体和超临界流体的隐爆总能量约为1.55×10^{17}J,其所产生隐爆主震的面波震级M_S为7.0级。

(6)东秦岭216.8Ma前在10km以下隐爆形成的7.0级古地震的震源遗迹,与一般的“地震遗迹”不同,该遗迹不仅是一个震源遗迹,而且还是一个震源实体、震源深度、发生时代和地震强度(震级)等地震要素完整、可见的古震源遗迹。该震源遗迹不仅为地震的隐爆成因提供依据,而且还有可能补充和完善地震特别是构造地震的成因理论,并有助于克服一些地震成因研究中的震源不可视与不可入性难题,为发展和完善地震成因理论乃至地震预测的研究,提供有意义的线索。

(7)已经成为地质学家“地下深部剧烈隐蔽爆炸形成”共识的诸多隐爆角砾岩－斑岩型钼、铜、金、铀等多金属矿床,已有较多研究报道实例。依据东秦岭震源遗迹,可推知这类隐爆角砾岩型多金属矿,均为隐爆角砾岩体以相近方式产生的震源遗迹。这有助于确认岩浆分异气液流体乃至超临界流体隐爆形成地震的地震成因类型存在,并为该类地震成因机制的深入研究乃至地震预测探索提供可直接观测研究的震源实体。

(8)根据中国印支－燕山期19个典型隐爆角砾岩体的揭露尺度,得到形成隐爆地震的等效球状地质体的压碎区半径R,与面波震级M_S的经验关系$M_S=1.40+0.95\ln(R)$。

隐爆地震特别是隐爆－构造地震的具体产生机制;隐爆地震、断裂构造活动两者相互关系及相关证据与实例;传统构造地震、隐爆地震、岩浆及其气液流体活动、断裂构造活动等因素的相关关系;由隐爆地震引发的地表形态、热场与热流、气液流体场乃至电磁场的变化等地震先兆,都是有待今后深入研究的重要内容。

隐爆成因地震的地震预测意义特别是地震预测的途径与方法等,还需要在继续深入详尽地研究隐爆地震发震机理的基础上进行探索。因此,应当考虑建立此类地震成因的科学研究基地,以便加强震源遗迹的保护和进行相关的地震预测研究。

致谢:东秦岭震源遗迹是作者在承担《河南省嵩县大石门沟钼矿成矿地质条件研究》项目的过程中所发现。中国地震局地质研究所徐锡伟研究员对作者的探索给予了极大鼓励和支持;河南省国防科技工业局胡龙廷高工和中国地质大学(北京)王根厚教授,给予了作者很大支持与帮助;中国科学院大学吴春明教授和闫全人教授应邀阅读文稿并与作者讨论了相关问题,使作者深受启示;国家地质实验测试中心、中国地质科学院矿产资源研究所、中国地质科学院地质研究所、北京科技大学分析测试中心、北京宇光地矿科技开发研究所等,为钼成矿地质条件研究进行了Re-Os测年、硅氧氢硫铅同位素、稀有稀土

元素、流体包裹体、岩石力学等分析测试;王宝德教授、韦飞隆高工、杨正光高工和王立武、黄园、张彦伟、顾超、刘燕翔、范永康等研究生以及刘凯、梁中华、陈墨、师明园、刘振华、董利杰等同学参加了钼成矿地质条件研究的部分野外工作;在作者承担钼成矿地质条件及钼矿化特征研究项目的实施过程中,河南省核工业地质调查院,提供了野外工作及相关资料等方面的便利;贾学民教授及韦运武、时伟、徐大伟、徐强、程光杰、韩美伶、卫俊、刘静等研究生在查找资料、绘制图件、校对稿件等方面给予作者帮助。特在此一并致谢。

注　释

❶ 河南省地质矿产勘查开发局第一地质调查队(1996～1998). 2002. 木柴关幅 1∶5 万区域地质测量地质图及地质图说明书(I49E011016).

❷ 河南省核工业地质地质调查院,河南嵩县大石门沟金矿外围钼矿详查报告,2009. 12.

❸ 陈志耕、王立武、王根厚、王宝德、张彦伟等,河南省嵩县大石门沟钼成矿地质条件研究,2010. 12.

❹ 陈志耕、王根厚、王立武、王宝德、胡龙廷等,华北地台南缘熊耳山大石门沟钼成矿地质条件及矿化特征研究,2013. 05.

❺ 河南省地质矿产勘查开发局第一地质队,木柴关幅(9-46-68-乙)1∶5 万水系沉积物测量综合异常图,1984。

参　考　文　献

白思胜. 2004. 隐爆地震. 灾害学,3:92～95.

毕献武,骆庭川. 1995. 洛宁花山岩体地球化学特征及成因的探讨. 矿物学报,4:433～441.

陈道公,支霞臣,杨海涛编著. 2009. 地球化学(第二版). 合肥:中国科学技术大学出版社,230～232,284～286.

陈顒. 1993. 地震学进展,中国地球物理学会第七届年会报告,地球物理学进展,8(1):1～17.

陈顒,黄庭芳,刘恩儒. 2009. 岩石物理学. 合肥:中国科学技术大学出版社,1～231.

陈云杰,赵如意,武彬. 2012. 甘肃龙首山地区茨岭铀矿床隐爆角砾岩发现及成因探讨,地质与勘探,48(6):1101～1108.

陈运泰,吴忠良,吕苑苑. 2003. 地震的分类,城市与减灾,1:13.

陈运泰. 2007. 地震预测——进展、困难与前景. 地震地磁观测与研究,28(2):1～24(3).

陈运泰. 2009. 地震预测:回顾与展望. 中国科学 D 辑:地球科学,39(12):1633～1658.

陈运泰. 2010. 热流佯谬,10000 个科学难题·地球科学卷,北京:科学出版社,546～547.

陈学忠. 2010. 对地震预测有关问题的看法,国际地震动态,2:8～12.

陈衍景. 2010. 秦岭印支期构造背景、岩浆活动及成矿作用,中国地质,37(4):854～865.

车用太,鱼金子. 2006. 地震地下流体学. 北京:气象出版社,380.

邓晋福,苏尚国,赵海玲,莫宣学,肖庆辉,周肃,刘翠,赵国春. 2003. 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程. 地学前缘,3:42～50.

丁鉴海,卢振业,余素荣编著. 2011. 地震地磁学概论,合肥:中国科学技术大学出版社,Ⅳ.

丁梦麟. 1981. 关于华北地区几个古地震遗迹的认识,地震地质,3(1):67～76.

董得茂,崔彬,李殿奎. 1985. 北京大庄科爆破角砾岩型钼矿床地质特征,中国地质,7:23～26.

杜建国,刘连柱,康春丽. 1997. 地震活动中地壳深部流体的作用研究进展. 地球科学进展,5:418.

杜建国,李营,王传远等. 2010,高压地球科学. 北京:地震出版社:126～129,266,267.

杜远生,张传恒,韩欣,顾松竹,林文娇. 2001. 滇中中元古代昆阳群的地震事件沉积及其地质意义. 中国科学(D),31(4):283～289.

段吉业,刘鹏举,万传彪. 2002. 华北燕山中－新元古代震积岩系及其地震节律. 地质学报,76(4):441～445.

傅承义,陈运泰,祁贵仲著. 1985. 地球物理学基础. 北京:科学出版社:401.

傅承义. 1985. 地震成因,地球物理研究所键所 35 周年纪念文集. 吴忠良等编,地震预测研究向何处去? 地震地磁观测与研究,2001,4:38～44.

范宏瑞,谢奕汉,王英兰. 1994. 豫西花山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因. 岩石矿物学杂志. 13(1):19～23.

范宏瑞,谢奕汉,郑学正,王英兰. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究. 岩石学报,16(4):559～563.

费琪. 2009. 壳幔物质流变的底辟作用孕育大地震——卫星重力资料的证据. 地学前缘,16(3):282～293.

高木. 1972. 地震的发生是应力的作用吗?. 日本《气象厅研究所报告》. 转自:国际地震动态,1980,12:15.

高荣臻,吕新彪,杨永胜,李春诚. 2014. 黑龙江争光金矿床隐爆角砾岩特征及其地质意义,地质与勘探,50(5):874～882.

葛文胜,李小飞,薛运清,郭鹏志,贾琦,付强,韩冬,裘立刚,刘亚然. 2013. 新疆昭苏卡拉盖雷铜金矿床成矿地质背景探讨,地球学报,34(3):275～286.

郭利军,董福辰,蔡红军,孟立军,王忠. 2002. 内蒙古宁城县陈家杖子隐爆角砾岩型金多金属矿床地质特征,矿床地质,21(SI):594～597.

郭增建,秦保燕. 1982. 某些震源物理化学现象与地震预测,地震,2:2～4.

郝秀云,刘文达,王静,徐辛. 1999. 福建紫金山金铜矿床地质特征及成因探讨. 黄金,20(4):8～11.

韩金良,张宝林,蔡新平,梁光河,高浩中,汝福,王杰. 2003. 山西堡子湾金矿隐伏矿体预测及其工程验证. 地质与勘探,39(5):6～10.

韩金良,张宝林,魏广庆,丁汝福,高浩中,王杰. 2002. 山西堡子湾金矿的矿床成因与成矿时代探讨. 矿床地质,21:598～602.

河南省地质矿产局. 1986. 河南省区域地质志,北京:地质出版社,541～545.

侯广顺,夏含峰,曹高社,司荣军,庞绪成,王珠峰,何军华. 2013. 嵩山地区假玄武玻璃的发现及其古地震意义,河南理工大学学报(自然科学版),32(2):151～155.

胡宝群，吕古贤，王方正，孙占学，李满根，白丽红. 2009. 岩石圈中水的临界奇异性与断裂耦合触发地震，地震地质，31(2)：218～225.

胡能高，王志博，杨家喜. 1995. 贺兰山群变质杂岩中假玄武玻璃的成因. 西安地质学院学报，17(2)：6～12.

胡正国，钱壮志. 1994. 小秦岭地质构造新认识，地质论评，40(4)：289～295.

黄定华，向树元，朱云海，叶俊林，1997. 中浅成岩浆的隐爆机制及其成矿动力学意义，地质科技情报，16(1)：77～80.

黄民智，陈伟十，李蔚铮，许仿实，李先粤. 1999. 广西龙头山次火山－隐爆角砾岩型金矿床. 地球学报，20(1)：39～46.

纪现华，孟祥金，杨竹森，张乾，田世洪，李振清，刘英超，于玉帅. 2014. 西藏纳如松多隐爆角砾岩型铅锌矿床绢云母 Ar-Ar 定年及其地质意义. 地质与勘探，50(2)：1101～1108.

贾志海，洪天求，郑文武，李双应. 2003. 皖北新元古代望山组震积岩的基本特征及其形成环境分析. 地层学杂志，27(2)：146～149.

郝保田. 2002. 地下核爆炸及其应用. 北京：国防工业出版社，60～65.

李锦铁. 2001. 中朝地块与扬子地块碰撞的时限与方式—长江中下游地区震旦纪—侏罗纪沉积环. 地质学报，75(1)：25～34.

李胜荣. 1995. 以隐爆角砾岩型为主的金矿床系列模式. 有色金属矿产与勘查，4(5)：272～277.

李生元，马小兵. 1999. 晋东北隐爆岩及其对金银的控矿意义. 地质找矿论丛，14(4)：8～14.

李曙光，Hart S R，郑双根，郭安林，刘德良，张国伟. 1989. 中国华北，华南陆块碰撞时代的钐－钕同位素年龄证据. 中国科学(D辑)，3，312～319.

李曙光，孙卫东，张国伟，陈家义，杨永成. 1996. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据. 中国科学(D辑)，26(3)：223～230.

李永峰. 2005. 豫西熊耳山地区中生代花岗岩时空演化与钼金成矿，中国地质大学(北京)博士论文. 34～38，63，66.

李永峰，毛景文，胡华斌，郭保健，白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景，矿床地质，24(3)：292～304.

李永峰，毛景文，刘敦一，王彦斌，王志良，王义天，李晓峰，张作衡，郭保健. 2006. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U－Pb 和辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义，地质论评，52(1)：122～131.

梁定益，聂泽同，万晓樵，陈国民. 1991. 试论震积岩及震积不整合——以川西，滇西地区为例. 现代地质，5(2)：138～146.

梁定益，宋志敏，赵崇贺，聂泽同. 2002. 河北省白石山中元古代地震遗迹的发现. 地质通报，21(10)：625～630.

梁俊红，巩恩普，姚玉增，杨洪英，崔显德. 2007. 河北丰宁隐爆角砾岩型银多金属矿床地质特征，地质找矿论丛，22(1)：48～51.

梁景时，漆富勇，胡论元，丁勇. 2012. 江西安远园岭寨矿区钼矿床地质特征及矿床成因探讨. 中国地质，39(5)：1327～1338.

林爱明，2008，地震化石：假熔岩的形成与保存. 北京：高等教育出版社，1～321.

林爱明，孙知名，杨振宇. 2002. 桐柏－大别造山带内与脆性－韧性剪切带共生的假玄武玻璃的发现及意义. 地质学报，76(3)：373～381.

林书平，刘莎，王春龙，黄文婷，李振杰，王翠芝，祁进平，梁华英. 2012. 紫金山矿田二庙沟铜多金属矿点隐爆角砾岩活动中心的厘定及意义. 大地构造与成矿学，36(3)：450～456.

林运准. 1980. 隐爆角砾岩钨矿，地质与勘探. 第 02 期：25～29.

刘长纯，杨中杰，王成龙，姜春雨，刘国昊，姚志宏. 2014. 辽宁灰山屯钼矿地质特征及找矿标志. 地质与资源，23(6)：560～563.

刘家远. 1981. 江西燕山期隐蔽爆破相岩石及其与成矿关系的初步研究，地质地球化学，1981 年第 09 期.

刘家远. 1992. 一种值得重视的新类型金矿床_爆破岩筒型斑岩金矿床. 贵金属地质，2－3：148～152.

刘家远. 1996. 岩浆隐蔽爆破构造与贵重、有色金属成矿. 新疆地质，14(3)：238～246.

刘家远，王容嵘，吴郭泉，1991. 羊鸡山爆破岩筒型斑岩金矿床及其成矿岩浆建造，河北地质学院学报，14(3)：255～268.

刘建民，董树文. 2001. 假玄武玻璃的研究进展与现状. 地质论评，47(1)：64～69.

刘建民，董树文，张家声，刘晓春，陈柏林. 2005. 大别造山带东部假玄武玻璃的显微构造特征及其意义. 地球学报，26(3)：229～234.

刘鹏举. 2001. 河北平泉中元古代高于庄组震积岩及地震节律. 现代地质，15(3)：266～268.

刘全德，王相文，陈铁力. 2008. 吉林金厂沟隐爆角砾岩型金矿床地质特征浅析. 有色矿冶，24(6)：8～14.

刘舒波，李超，岑况，屈文俊. 2012. 含辉钼矿全岩样品 Re-Os 同位素定年研究：在北京大庄科钼矿床中的应用，现代地质，26(2)：254～260.

刘玄，范宏瑞，胡芳芳，胡保根，朱小云. 2011. 江西德兴斑岩铜钼矿床流体包裹体子矿物 SEM－EDS 研究及其对成矿流体性质的制约. 岩石学报，27(05)：1397～1409.

刘武英. 1991. 岩浆活动与内陆地震关系的探讨—以 1976 年唐山大震为例. 内陆地震，5(2)：106～111.

刘武英，李龙海，吴建华，马兰花. 1996. 从地球化学角度讨论 1976 年唐山 7. 8 级地震的成因. 地质地球化学，第 5 期，66～69.

刘征华. 2010. 河南省嵩县雷门沟钼矿爆发角砾岩的特征与成矿的关系，内蒙古科技与经济，226：46～47.

刘雨田. 1989. 天津地区古地震遗迹及其研究意义，地震学刊，4：149～151.

龙灵利，王玉往，王晶斌，廖震，张会琼，唐萍芝. 2012. 山西堡子湾～九对沟金钼矿区岩石地球化学特征及其意义. 矿床地质，31(3)：493～513.

陆蕾，冯文杰，董江涛. 2014. 云南大红山铁铜矿床隐爆角砾岩的岩石学特征. 成都理工大学学报(自然科学版)，41(5)：640～644.

卢欣祥，董有，尉向东，于在平，叶安旺. 2002. 小秦岭—熊耳山地区金矿成矿的临界－超临界流体. 黄金地质，8(3)：1～6.

卢欣祥，尉向东，董有，于在平，常秋玲，张冠山，刘树林，叶安旺，索天元，晋建平. 2004. 小秦岭－熊耳山地区金矿特征与地幔流体. 北京：地质出版社，1～20，28.

路凤香，桑隆康，邬金华，廖群安. 2002. 岩石学，北京：地质出版社，43～58，89～95.

吕贻峰，秦松贤，邓兆伦. 1989. 河北谏源木吉村矿田隐裸相角砾岩发育特征及其形成机制. 地球科学——中国地质大学学报，14(SI)：212～127.

毛景文，谢桂青，张作衡，李晓峰，王义天，张长青，李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景，岩石学报，21(1)：169～188.

孟祥金，侯增谦，董光裕，刘建光，屈文俊，杨竹森，左力艳，万禄进，肖茂章. 2007. 江西金溪熊家山钼矿床特征及其 Re-Os 年龄，地质学报，81(7)：946～950.

M. 巴特. 1973. 地震学引论. 中译本：许立达、叶世元译校，北京：地震出版社，1978，第 88～94、281～284、288.

马宗晋. 2009. 我坚信地震预测可以实现(记者：洪蔚). 科学时报. 5 月 11 日.

梅世蓉. 1982. 一九七六年唐山地震. 北京：地震出版社.

宁建国，王成，马天宝编著. 2010. 爆炸与冲击动力学，北京：国防工业出版社，145～160.

庞振山. 2006. 河南西部中生代花岗岩类地质特征及成因. 郑州：黄河水利出版社，9～46.

彭阳，杨天南，乔秀夫，李典志，王国帧，杨中柱，杨小波. . 2001. 大连上震旦统地震灾害事件研究. 地质学报，75(2)：221～227.

齐金忠，马占荣，李莉. 2004. 河南祁雨沟金矿床成矿流体演化特征. 黄金地质，10(4)：1～10.

齐金忠，李汉光，葛良胜，罗锡明，李莉. 2005. 祁雨沟隐爆角砾岩型金矿床构造应力、成矿流体及元素地球化学，北京：地质出版社，17～18，26～31，100～103.

乔秀夫，高林志. 1999. 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，44(16)：1753～1757.

乔秀夫，高林志，彭阳，李海兵. 2001. 古郯庐带沧浪铺阶地震事件，层序及构造意义. 中国科学(D)，31(11)：911～918.

乔秀夫，宋天锐. 2006. 地层中地震记录(古地震). 北京：地质出版社，89～112，153～160，211～229.

秦正永，林晓辉，郭鹏志. 2003. 天津蓟县东山隐爆角砾岩型金矿地质特征. 地质调查与研究，26(3)：169～176.

卿敏，韩先菊. 2002. 隐爆角砾岩型金矿研究述评. 黄金地质，8(2)：1～7.

邵克忠，王宝德，吴新国，李胜荣，奕文楼，杨竹森. 1992. 祁雨沟地区爆发角砾岩型金矿成矿地质条件及找矿方向研究，河北地质学院学报，15(2)：107～182.

邵世才. 1995. 爆破角砾岩型金矿床的成因及其定位机制——以河南祁雨沟金矿为例，矿物学报，15(2)：230～235.

佘宏全，张桂兰，张德全，李大新，丰成友，王忠，孟立军，王启. 2005. 赤峰陈家杖子隐爆角砾岩型金矿床地质地球化学特征与成因. 矿床地质，24(4)：373～387.

石本已四雄. 1932. 地震初动方向分布震源四重源推定，东京帝国大学地震研究所刊，449～613.

孙卫东，李曙光，Chen Yadong，李育敬. 2000. 南秦岭花岗岩锆石 U－Pb 定年及其地质意义，地球化学，29(3)：209～216.

孙卫志，李磊，谢劲松，刘德民，张灯堂，杨小芬. 2013. 豫西地区变质核杂岩的基本特征及其对金矿床的控制，黄金，34(8)：10～16.

孙振明，任云生，鞠楠，赵华雷，陈聪，孙宇超. 2014. 吉林延边天宝山矿集区的叠加成矿————来自同位素年代学证据，岩石学报，30(7)：20181－2091.

孙思，李永刚，张小允，刘洪举. 2010. 山东七宝山隐爆角砾岩型金铜矿床含矿蚀变斑岩石英颗粒中高温高盐度沸腾包裹体的发现及其意义. 岩石学报，26(11)：：320～3326.

谭佳奕，王淑芳，吴润红，张元元，郭召杰. 2010. 新疆东准噶尔石炭纪火山机构类型与时限. 岩石学报，26(2)：440～448.

谭文娟，魏俊浩，张可清，陆建培，赵洁心，鲍明学. 2006. 隐爆角砾岩型金矿床成矿特征浅析——以山西堡子湾、河南祁雨沟金矿床为例，地质找矿论丛. 21(1)：15～18.

谭英显，周百川，黄国君. 1992. 控制爆堆粒度实现块粉平衡，全国第五届岩石破碎学术会论文选集.

唐菊兴. 1995. 含金热液隐爆角砾岩的特征及研究意义. 成都理工学院学报，22(3)：59～64.

陶奎元. 1980. 华东地区爆发角砾岩的成因类型及其形成机理的探讨，中国地质科学院院报·南京地质矿产研究所分刊，1(1)：91～101.

滕吉文. 2008. 地震预测存在三大困难，记者：陆琦 肖洁，科学时报，5 月 26 日.

天洪水，万中杰，王华林. 2003. 鲁中寒武系馒头组震积岩的发现及初步研究. 地质论评，49(2)：123～131.

王宝德，李胜荣. 1996. 河南祁雨沟爆发角砾岩型金矿床地质地球化学特征初步研究. 地质地球化学. 6：37～44.

王华林. 1995. 1668 郯城 8.5 级地震断裂的全新世滑动速率、古地震和强震的复发周期，西北地震学报，17(4)：1～12.

王焕，李海兵，司家亮，黄尧. 2013. 汶川地震断裂带结构特征与龙门山隆升的关系，岩石学报，29(6)：2051～2054.

王卫星，邓军，龚庆杰，韩志伟，吴发富，张改侠. 2010. 豫西熊耳山五丈山、花山、合峪花岗岩体与金成矿关系. 黄金地质，31(4)：12～17.

王永，范宏瑞，胡芳芳，蓝廷广. 2008. 山东五莲七宝山 Cu－Au 矿床成矿流体特征及成矿作用，岩石学报，24(9)：2029～2036.

王照波. 2001. 隐爆岩及其形成模式探讨. 地质找矿论丛，3：201～204.

王照波，司荣军，仲卫国，杨学生. 2003. 隐爆角砾岩筒型矿床成矿流体演化趋势曲线特征. 地质地球化学，31(4)：62～67.

王志光，张录星. 1999. 熊耳山变质核杂岩构造研究及找矿进展. 有色金属矿产与勘探，6：388～392.

王志辉，王润民. 1996. 伊犁阿希矿化角砾岩筒型金矿床. 成都理工学院学报，22(1)：95～100.

王忠. 2004. 内蒙古陈家杖子隐爆角砾岩型金矿床地质特征及找矿方向. 中国地质，31(2)：206～212.

吴峰辉，刘树文，李秋根，王宗起，苏黎，杨凯，张帆，闫全人，闫臻. 2009. 西秦岭光头山花岗岩锆石 U－Pb 年代学及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版)，(1).

夏阳，张立飞. 2013. 中源地震脱水脆变机制的岩石学研究进展. 地球科学进展，28(9)：997～1005.

肖灯意，李德威，罗文行，李华亮. 2009，假玄武玻璃年代学研究现状及其地震学指示意义，矿物岩石地球化学

通报，28(4)：407～415.

谢广东. 1993. 热液沸腾作用与金矿化的关系及其找矿意义. 地质科技情报，12(3)：61～65.

谢奕汉，范宏瑞，李若梅，王英兰，1991. 河南祁雨沟爆破角砾岩型金矿床包裹体研究，矿物学报，11(4)：370～376.

徐常芳. 1997. 壳内流体演化及地震成因(三). 地震学报，19(2)：139～144.

徐常芳. 1998. 地震流体成因说及其应用研究. 地震，18：89～97.

徐兆文，陆现彩，杨荣勇，解晓军，任启江. 2000. 河南省栾川县上房斑岩钼矿床地质地球化学特征及成因. 地质与勘探，36(1)，14～16.

徐兆文，杨荣勇，陆现彩，任启江. 1998a. 金堆城斑岩钼矿床地质地球化学特征及成因. 地质找矿论丛，3(4)：18～27.

徐兆文，杨荣勇，刘红樱，陆现彩，徐文艺，任启江. 1998b. 陕西金堆城斑岩钼矿床成矿流体研究. 高校地质学报，4(4)：423～431.

晏锐，蒋长胜，邵志刚，周龙泉，李迎春. 2011. 关于震源附近流体、热和能量分配问题的研究进展，中国地震，27(1)：14～28.

杨亮，杨富林，汤超. 2006. 内蒙古额济纳旗呼伦西白隐爆角砾岩型金矿地质特征. 地质调查与研究，29(2)：100～106.

杨果岳，张家生. 2006. 流体参与下的岩石破裂机制及其分形特征，地质与勘探，42(3)：107～110.

杨智娴，陈运泰，苏金蓉，陈天长，吴朋. 2012. 2008 年 5 月 12 日汶川 M_W7. 9 地震的震源位置与发震时刻. 地震学报，34(2)：127～136.

П. Ф. 伊万京. 1965. 论浅成侵入体伴生的隐蔽爆发岩及其在金属矿床形成中的作用，华东地质科学研究所. 火山岩与火山喷发作用. 南京：南京大学出版社，1973，87～92.

尹观，倪师军编著. 2009. 同位素地球化学. 北京：地质出版社，157～195.

尹利君，刘继顺，刘卫明，罗依珍，崔莎莎，刘文恒. 2013. 冀东唐杖子金矿：一个典型的隐爆角砾岩型金矿. 地质与勘探，49(6)：1098～1107.

於崇文. 1993. . 热液成矿作用动力学，北京：中国地质大学出版社，1～310.

曾明果，悦辉，符 广，杨大雄. 2009. 汶川大地震震中喷发气，石的“爆烈式泥火山”场景——兼讨论地震的超临界水流体退相爆发成因. 地质学报，29(2)：250～256.

曾融生著. 1984. 固体地球物理学导论，北京：科学出版社，369～371.

曾融生、陆涵行、丁志峰. 1988. 从地震折射和反射剖面结果讨论唐山地震成因，地球物理学报，31(4)：383～397.

曾雄飞. 2013. 地震结构爆裂理论与短临预测. 地学前缘，20(6)：1～14.

赵财胜，孙丰月，李碧乐，丁清峰，吴尚昆. 2003. 马来西亚沙捞越邦达、什兰江控矿角砾岩筒构造对比研究及其找矿意义. 世界地质，22(4)：366～372.

赵克常编著. 2012. 地震概论，北京：北京大学出版社，96～97.

赵敬珍. 1992. 地下核爆炸对空腔围岩致密性的影响. 爆炸与冲击，2：10～16.

翟淳. 1988. 桐柏北部韧性剪切带中假玄武玻璃的成因. 地质论评，34(3)：203～213.

章邦桐，王湘云，饶冰，张富生. 1998. 赣南 6722 铀矿床隐爆碎屑岩地质构造特征与地下核爆炸地质效应的对比. 高校地质学报，4(4)：406～412.

张德会，徐九华，余心起，李健康，毛世德，王科强，李沁泉. 2011. 成岩成矿深度：主要影响因素与压力估算方法，地质通报，30(1)：112～125.

张国伟，董云鹏，赖绍聪，郭安林，孟庆任，刘少峰，程顺有，姚安平，张宗清，裴先治，李三忠. 2003. 秦岭－大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带，中国科学(D 辑)，33(12)：1126～1127.

张国伟，张宗清，董云鹏等. 1995. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报，11(2)：101～114.

张会琼，王京彬，王玉往. 2012. 山西灵丘支家地铅锌银矿隐爆角砾岩筒的岩相分带性研究及其勘查意义. 地质论评，58(6)：1046～1055.

张家声. 1986. 震源实体构造研究概况，地震地质译丛，2：1～8.

张家声，江来利，许建东. 2003. 大别山东麓前寒武纪二长花岗质片麻岩抬升冷却过程的递进变形. 地质科学，38(1)：114～127.

张家声，周春平，杨桂枝. 1992. 古震源实体初步研究. 地震地质，14(2)：165～178.

张进江，郑亚东. 1995. 假玄武玻璃及其形成过程和机制综述. 地质科技情报，14(4)：22～28.

张进江，郑亚东，刘树文. 2003. 小秦岭金矿田中生代构造演化与矿床形成，地质科学，38(1)：74 ～84.

张培震. 2010. 中国地震局专家释疑解惑：地震预测难准确. 光明日报. 4 月 19.

章新寿. 1992. 江西洋鸡山隐爆角砾岩型金矿床金的富集规律. 黄金，13(10)：13～17.

张维根. 1988. 山西省耿庄金银矿区隐爆角砾岩研究. 岩石学报，3：79～88.

章增凤. 1991. 隐爆角砾岩的特征及其形成机制. 地质科技情报，10(4)：1～5.

张宗清，张国伟，唐索寒，卢欣祥. 1999. 秦岭沙河湾奥长环斑花岗岩的年龄及其对秦岭造山带主造山期结束时间的限制. 科学通报，44(9)：981～984.

周济元，崔炳芳，陈世忠，陈宏明，1998. 江西会昌红山隐爆角砾岩筒及其成因和动力学，成都理工学院学报，25(2)：261～268.

周玲棣，赵振华，周国富. 1996. 我国一些碱性岩的同位素年代学研究，地球化学，25(2)：164～171.

周仕勇，许忠淮. 2010. 现代地震学教程，北京：北京大学出版社，195.

周振昊，杜远生. 2013. 贵州铜仁枫木寨隐爆角砾岩筒的发现及地质意义，地质科技情报. 32(1)：94～98.

邹长春，刘东明，聂昕，项彪，牛一雄，孔广胜. 2012. 利用成像测井资料分析汶川地震断裂带科学钻探 3 号孔(WFSD-3)裂缝特征，现代地质，26(6)：1147.

Atmadja R S，Noeradi D，Priadi B. 1999. Cenozoic magrnatism in Kaliman tan and its related geodynamic evolulion. Journal ofAsian Earth Science，17：25～45.

Baker E M，Kirwin D J，Taylor R G. 1986. Hydrothermal breccia pipes：EGRU Contribution 12. James Cook University，

TownsviUe, Australia: 2～9.

Becken M, Ritter O, Park S K, Bedrosian P A, Weckmann U, Weber M. 2008. A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield, California. Geophysical Journal International. 173(2): 718～732.

Burnhan C W. 1967. Hydrothermal fluid at the magmatic stage. In: Barnes H. L. ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposit. Hot, Rinehart and Winston Inc.

Burnhan C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposit. 2nd ed. John Wiley and Sons Inc.

Burnhan C W. 1985. Energy release in subvolcanic environments: implications for breccia formation. Econ Geol, 80(6): 1515～1522.

Breiter K. 2001. From Explosive Breccia to Unidirectional Solidification Textures: Magmafic Evolution of a Phosphorus and Fluorine Rich Granite System. Bulletin of the Czech Geological Survey, 77(2): 67～92.

Brune J N, Henyey L T Roy R F. 1969. Heat flow, stress and rate of slip along the San Andreas fault, California , J. Geophys. Res. , 74 (15) : 3821～3827.

Christopher. 1999. Earthquake prediction: feasible and useful?. 4 March, Nature debate on earthquake prediction.

Clough C T, Maufe H B, Bailey E B. 1909. The cauldron－subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena. J Geo Soc Lond, 65: 611～678.

Davies A G S, Cooke D R, Gemmell J B, Simpson K A. 2008. Diatreme Braccias at the Kelian Gold Mine, Kalimantan, Indonesia: Precuraors to epithermal gold mineralization. Economical Geology, 103: 689～716.

Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson. 1981. Preliminary reference earth model, Physics. Earth Planet. Int. , 25: 297～356.

Evison F F. 1963. Earthquakes and fault. BSSA, (5): 873～892.

Francis P W. 1972. The pseudotachylyte problem. Comments on Earth Sciences. Geophysics, 3: 35～53.

Geller R J, Jackson D D, Kagan Y Y, Mulargia F. 1997. Earthquakes cannot be predicted. Science, 275: 1616～1617.

Geller R J. 1999a. Earthquake prediction: is this debate necessary? 25 Feb. Nature debate on earthquake prediction.

Geller R J. 1999b. Without progress no funding. 18 March, Nature debate on earthquake prediction.

Henyey T L , G J Wasserburg. 1969. Heat-flow near major strike-slip faulfts in California, J. Geophys. Res. 76(17): 7924.

Holland T. 1900. The Charnockits Series: a group of Archean Hypersthenic Rocks Peninsular India. Men Geol Surv India, 28: 119～249.

Ian. 1999. Is the reliable prediction of individual earthquakes a realistic scientific goal?. Nature debate on earthquake prediction, 25 Feb.

Lachenbruch A H and Sass J H. 1988. The Stress Heat－Flow Paradox and Thermal Results from Cajon Pass, Geophys Res Lett, 15(9): 981～984.

Landtwing M R, Dillenbeck E D, Leake M H, Heinrich C A. 2002. Evolution of the Breccia－Hosted Porphyry Cu～Mo～Au Deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive Unroofing of a Magmatic Hydrothermal System. Economic Geology, 97(6): 1273～1292.

Lin A, Shimamoto T. 1998. Selective melting processes as inferred from experimentally－generated pseudotachylytes. J Asian Earth Scnecei, 16: 533～545.

Lin A, Sun Z, Yang Z. 2003. Multiple generations of pseudotachylyte in the brittle to ductile regimes, Qinling-Dabie Shan ultrahigh－pressure metamorphic complex. Central China. Island Arc, 12: 423～435.

Lin A. 1989. ESR and TL dating of active faults in the Iida area of the southern Ina valley. Active Fault Res, 7: 49～62.

Lin A. 1996. Injection veins of crushing-originated pseudotachylyte and fault gouge formed during seismic faulting. Engineer Geol, 43: 213～224.

Macelwane J B. 1946. Forecasting earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 36: 1～4.

Mattauer M, P H Matte, J Malavieille, P Tapponnier, H Maluski, Xu Zhi Qin, Lu Yi Lun, Tang Yao Qin. 1985. Tectonic of the Qinling Belt: Build-up and Evolution of Eastern Asia. Nature, 317: 496～500.

McCallum M E. 1985. Experimental Evidence for Fluidization Processis in Breccia Pipe Formation. Economic Geology, 80(6): 1523～1543.

McBirney A R. 1959. Factors Governing Emplacement of Volcanic Necks. American Journal of Science, 257: 431～448.

Melluso L, Perrotte A, Morra V, Scarpati C, Adabbo M. 1995. The Eruption of the Breccia Museo: Fractional crystallization processes in a shallow, zoned magma chamber and implications for the eruptive dynamics. Journal of Volcanology and Geothermal Reserch, 68(4): 325～339.

Norton D, Cathle L M. 1973. Breccia Pipes Products of Exsolved Vapor from Magmas. Economic Geology, 68: 540～546.

Notman D I, Sawkins F J. 1985. The Tribag breccia pipes Precambrian Cu～Mo deposits, Batchawana Bay, Ontario. Economic Geology, 80: 1593～1621.

Reid F H. 1910. The elastic-rebound theory of earthquakes. Univ Calif Pub Bull Dept Geol Sci, 6: 413～444.

Richard S H. 1985. Illitoe. Ore～Related Breccias in Volcanoplutioonic Arcs. Economic Geology, 80(6) : 1467～1514.

Richter R C. 1958. Elementary Seismology, Series of books in. Freeman.

Roedder E. 1984. Fluid-inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition. Gold 82. Rotterdam: A. A. Balkema Pub: 129～165.

Scholz. 2002. Faults without friction?. nature, 1998. 381: 556～557.

Shand S J. 1961. The pseudotachylyte of Parijs(Orange Free State

), and its relation to 'trap-shotten gneiss' and 'flinty crush rock'. Quart J SOC LOND, 72: 198～221.

Sharp J E. 1979. Cave Peak A Molybdenum～mineralized Breccia Pipe Complex in Calbweson County. Texas. Economic Geology, 74(3): 517～534.

Shelnutt J P, Noble D C. 1985. Premineralization Radial Dike of Tourmalinized Fluidization Breccia, Julcani Distrc, Peru. Economic Geology, 80: 1622～1632.

Sibson R H. 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. Geophys J R Astro Soc, 43: 775～940.

Sibson R H. 1980. Transient discontinuities in ductile shear zones. J Struct Geology, 2: 165～174.

Sillitoe R H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. Econ. Geol, 80(6): 1467～1514.

Simmons S F. 1992. Hydrologic implications of alteration fluid inclusion studies in the Fresnillo District. Mexico. Econ. Geol, 86: 1579～1601.

Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group ⅡA, ⅢA, ⅣA and ⅥB iron meteorites. Science, 271: 1099～1102.

Sornette D. 1999. Earthquakes: from chemical alteration to mechanical rupture. Phys Rep. In the press.

Spray J G. 1995. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? Geology, 23: 1119～1122.

Taylor H P. 1974. The Application of Oxygen and Hydrogen Isolope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition Econ Geol, 69: 843～883.

Wyss Max, Aceves Richard L, Park Stephen K, Robret J Geller, David D Jackson, Yan Y Kagan, Francesco Mulargia. 1997. Cannot earthquakes be predicted?. Science, 278: 487～490.

Zartman R. E and Doc B R. 1981. Plumbotectonics the model. Tectonophysics, 75: 135～162.

Zoback M D, M L Zoback, V S Mount, J Suppe, J P Eaton, J H Healy, D Oppenheimer, P Reasenberg, L Jones, C B Raleigh, I B Raleigh, I G Wong, O Schtti. 1987. New evidence on the state of stress of the San Andreas fault zone, Science, 238: 1105～1111.

Source Remains of a Ms 7 Cryptoexplosive Earthquake Occuring before 21.8Ma in East Qinling Mountains

CHEN Zhigeng

Geodynamics and Applied Research Institute of Hebei Geological College, Shijiazhuang, 050031

Abstract

Earthquake prediction is a worldwide recognized scientific challenge, and the causes of earthquakes is the basis and key of earthquake prediction. Because it can not be directly observed and studied, it is hard to knowledge the causes and mechanism of the earthquake. Based on the fact of field geological and geophysical probe etc, a ancient remnant of earthquake source formed at in 216.8±4Ma (isochron age is 227±8.4M) has been found in the north of Xiong'er mountain of the eastern Qinling China. Combined with the characteristics analysis of cryptoexplosion pipes and cryptoexplosion breccia, rock geochemistry, isotope tracer, isotopic dating, REE, gas-liquid inclusions, and the macroscopic and microscopic crushing characteristics of breccia show that the remnant of earthquake has been formed by a strong hidden explosion in the deep crust on the collision and docking of late Indosinian orogeny between Yangtze plate and north China Plate, the upper mantle or lower crust form I-type granites magma by the depth melt of orogeny squeeze, in upwelling process generated high temperature and pressure gas-liquid-supercritical fluid by the crystallization differentiation and reduced pressure boiling, the supercritical fluid and expansion pressure accumulate in weak parts of the enclosed silicified space such as fracture or cracks ect, when the enormous expansion pressure of supercritical fluid exceeds bearing pressure of the depths of static pressure and broken rock strength. According to the thickness of the overlying strata, eruption ages and depth of the referenced plutonic rock, modern relative height contraction, modern outcrops scale of main remnant earthquake, and the experimental data of underground nuclear explosions suggest that the cryptoexplosion depth of the remnant of earthquake is about 10km below the surface, with the major cryptoexplosion energy earthqukes being about 1.55×10^{17} J, corresponding main earthquake's surface

wave magnitude Ms of about 7.0. Thus it can be infered that 20 typical cryptoexplosive breccia polymetallic deposits generateing cryptoexplosive earthquakes of magnitude is 5.1～7.6(M_S), in the Indo-Yanshan China. The empirical relationship of crushed radius R and surface wave magnitude M_S is $M_S=1.40+0.95\ln(R)$ of the cryptoexplosion earthquake equivalent spherical explosive hidden geologic body. Different form everage remnants, the "remnant of earthquake" is not only a entity "earthquake source" remnant, but also integral visible and consistent remnent with focal depth, the occurrence of age, earthquake intensity. This earthquake source and the cryptoexplosive breccias in China Indo-Yanshan have been formed in the similar way, which not only confirms seismogenesis type existence of the cryptoexplosion formed by the gas-liquid magma and the supercritical fluid cryptoexplosion, but provides numerous examples basis and direct observation and study earthquake entity for the genesis and prediction of earthquake.

Key words: China Eastern Qinling; cryptoexplosion earthquake; cryptoexplosive breccia; silicified closed; supercritical fluid; Ancient earthquake ruins; earthquake source ruins