

板内强震的中地壳硬夹层孕震 与流体促震假设^{*}

车用太 刘五洲 鱼金子 王基华

(中国北京 100029 中国地震局地质研究所)

摘要 以国内外地壳流体及其与强震活动关系的最新研究结果为基础, 进行了多方面的探索与论证, 提出板内强震的中地壳硬夹层孕震与流体促震(BEH-PEF)的假设。该假设的要点是地壳中存在上下两大流体活动系统, 其间发育有中地壳硬夹层, 该层是地壳应力积累并孕育地震的层。当其中某些部位积累的应力达到屈服强度时, 则进入微破裂-膨胀(扩容)阶段并形成震源体。被扩容的震源体在真空吸泵作用下, 由下层流体系统把流体吸渗到其内, 在震源体内引起剪切力增强与抗剪力减弱的两个过程同步发展, 并最终因剪切力达到抗剪力导致震源体的破裂而发生地震。

关键词 地壳 地震 流体

引言

地震预报的科学探索, 正处在艰难的阶段。这种困难来自多方面, 但最主要来自人类对地震的孕育与发生过程至今知之甚少。近 30 年来, 国内外地震学家们为此进行了多方面的探索, 提出了各种各样的理论、模式与假设, 如弹性回跳模式(Reid, 1910)、组合模式(郭增建等, 1973)、扩容-渗透模式(Nur, 1972; Whitcomb *et al.*, 1973; Scholz *et al.*, 1973)、雪崩模式(Myachkin *et al.*, 1975)、膨胀-蠕动模式(牛志仁, 1978)、坚固体模式(梅世蓉, 1995)、膨胀-热物质涌落模型(车用太等, 1997b)等等。前人的这种认识, 无疑对地震的孕育与发生过程及各类前兆响应机理作出一定的科学解释, 但总体上仍局限于固体力学的框架之中, 对地壳流体的作用考虑得较少。

20 世纪地球科学的发展取得了一系列进展, 其中最重大的进展之一是人类认识到地壳中流体存在的普遍性与流体作用的重要性, 于是本世纪 90 年代国际上出现了地壳流体研究的新热点。这股“热”流, 逐渐波及到地震科学领域中来。国内外越来越多的地震学家们关注流体在地震孕育与发生过程中的作用问题, 开始进行了开拓性的研究, 给出了若干富有新意的成果(Cox, 1995; Gupta, Sarma, 1996; Zhao *et al.*, 1996; 徐常芳等, 1994; 徐常芳, 1996; 车用太等, 1997, 1998(b); 鱼金子等, 1998; 周慎恒等, 1998)。

在前人研究的基础上, 笔者进行了有关上地壳热流体活动特征及其与地震活动关系的

* 地震科学联合基金重点项目(95-07-433)资助。
1999-02-25 收到初稿, 1999-06-23 收到修改稿并决定采用。

研究、中地壳高导层的分布与强震关系的对比研究、流体对岩石力学行为影响的实验研究以及矿区注水与地震活动性变化关系的观测研究及地壳软包体对地应力展布影响的数值模拟研究等(车用太等, 1997a, b; 1998a, b). 综合上述研究结果, 笔者提出了中地壳硬夹层孕育与流体促震的新假设.

1 地壳中存在硬夹层

地球科学家们已发现地壳中普遍发育有流体, 但流体在地壳中的分布是不均一的, 特别是在地壳垂直剖面上存在着两大流体活动系统, 即上地壳流体活动系统与中下地壳流体活动系统.

上地壳流体活动系统, 是大气降水渗入循环形成的系统. 据前苏联科拉超深钻直接揭露出来的结果, 这个系统的下界可深达 10 km(*Коздюевский*, 1984); 据德国 KTB 科学钻探的结果, 深度也达 9 km(李伟源, 1996). 根据我国上地壳热流体的地球化学温标计算结果, 大气降水成因的地下水循环的深度多为 3~9 km(表 1), 因此, 上地壳热流体活动带的深度大体上为 10 km. 这些带上活动的水 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 测试结果, 均被判明是大气降水渗入造成的. 因此, 由地面以下几至十几公里范围内, 存在上地壳上层流体分布与活动系统.

表 1 我国大陆部分地区热水的热储温度与水循环深度计算结果

地区	井泉数量	水温 /℃	热储温度 /℃	水循环深度 /km	计算方法	资料来源
晋冀蒙交界地区	后郝窑等 16 个	30~87	80~205	2.36~6.53	SiO_2 温标	王基华等 ^①
秦岭北缘断裂带	武山等 9 个	20~56	62~118	2.50~5.0	SiO_2 温标	姜大庸等 ^②
					K-Na-Ca-Mg 温标	
云南红河断裂带北段	下关泉等 18 个	41~60	70~230	3.0~8.8	SiO_2 温标	林元武, 1994
福建漳州盆地	21 个	35~98	~140	3.5~4.0	SiO_2 温标	汪集阳等, 1993
山东半岛	临沂、威海等 9 个	48.5~97	115~213	4.17~7.13	Na-K 温标	上官志冠等, 1998
辽宁半岛	金州、辽阳等 11 个	46.2~78.8	112.3~169.7	3.74~5.66	Na-K 温标	上官志冠等, 1998
吉林	长白山天池 3 个			3.5~4.0	Na-K 温标	上官志冠等, 1998
西藏	羊八井区 21 个		97~250	1.0~2.7	SiO_2 温标	安可士等, 1980

下地壳与上地幔中存在着流体及其极为活跃的证据, 主要来自火山活动. 火山喷发物是复杂的, 按其物理性质可分为液体、气体与固体. 液体主要指熔岩, 固体主要指碎屑物质, 气体则以水蒸气为主, 一般占 60%~90%, 此外还有 CO_2 、 HCl 、 H_2S 等. 喷发物中, 碎屑物多来自中上地壳, 而液体与气体主要来自地幔. 据公元 750~960 年间我国长白山火山喷发物的研究(刘若新等, 1995), 固体喷发物体积为 172 km^3 , 流体喷发物体积较其应大得多, 其中仅 Cl 喷发量达 $2 \times 10^6 \text{ kt}$, S 喷发量达 $2 \times 10^4 \text{ kt}$, CO_2 释放量达 10^5 kt . 此外, 地壳深部流体活动的证据还来自深源岩石构造及其中流体包裹体的研究. 下地壳与上地幔深源岩石中已发现很多流体活动的痕迹, 如孔、管等空隙. 对深源岩石包裹体测试结果, 其中含有组成复杂的流体(表 2).

① 王基华等. 1998. 晋冀蒙交界地区热水地球化学特征. 中国地震局 95-07-433 课题阶段交流材料.

② 姜大庸等. 1998. 秦岭北缘断裂带热水地球化学特征. 中国地震局 95-07-433 课题阶段交流材料.

表 2 我国东部深源岩石流体包裹体的主要组成(据杜乐天资料^①简化, 1998) mol

地 区	岩 石	H ₂ O	CO ₂	CO	H ₂ S	SO ₂	H ₂	N ₂	CH ₄
黑龙江科洛	橄榄岩	7.6%	80.6%				3.8%		4.1%
河北大麻坪	橄榄岩	16.6%	42.6%	2.1%	5.4%	1.5%	5.8%		12.2%
山东大方山	橄榄岩		45.5%		11.5%		6.7%	11.3%	
安徽女山	内铬透辉石	23.2%	44.8%	16.3%	2.3%			9.2%	1.8%
福建明溪	橄榄岩	10.8%	75.4%		6.9%				6.8%

中下地壳中存在流体及其活动的证据, 主要来自深部地球物理探测及地球化学研究结果。国内外大量 MT, CT 探测结果, 都揭示出中下地壳中发育有高导低速层, 其电阻率较其上下邻层低 2~3 个数量级(徐常芳等, 1994), 其弹性波速度较上下邻层可低 10%~20%(Natiional Reserch Council, 1990)。这个高导低速层顶板埋深一般为十几到二十几公里(图 1a), 个别地区为几公里或几十公里。对这个具有特殊物性的地壳层的成因, 有 3 种观点, 即岩浆熔融说、碳膜说与卤“水”说。目前越来越多的地球化学家趋向于卤“水”说, 认为该层地壳中裂隙发育并充满高矿化度的卤“水”所致。这种“水”, 一部分可能来自上地幔与下地壳, 是岩浆冷凝析离的原生流体; 另一部分是中下地壳岩石变质成因的变质流体。因此, 中地壳流体与下地壳流体共同构成地壳下层流体活动系统。这个系统中的活动流体, 一般认为是超临界流体, 似水非水, 似气非气, 具有很高的温度与压力, 表现出很强的化学作用力(徐常芳, 1996)。

由上可见, 地壳内存在两大地下流体活动系统: 一是大气降水渗入形成的上层流体系统; 另一是上地幔岩浆析离作用与下地壳岩石变质作用生成的下层流体系统。这两大系统, 除了在地壳的深大断裂带上有可能沟通其它地区外, 一般是各自独立而不相连通的, 其间发育有“无”流体活动的“隔水层”。这个夹层, 被命名为地壳中的硬夹层。

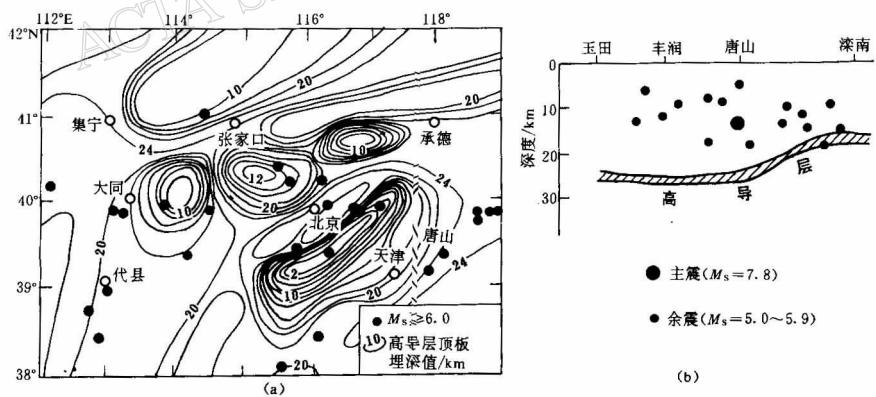


图 1 华北地区地壳中高导层的分布及其与强震的关系

(a) 壳内高导层顶板埋深等值线图^②; (b) 唐山地区高导层及地震分布图(据刘国栋等, 1989)

① 杜乐天. 1998. 地球排气作用与自然灾害. 中国地震局地质研究所学术报告.

② 赵俊猛. 1999. 中国地震局 95-07-433 课题阶段交流材料.

2 硬夹层是多震层

据中国大陆 1900~1980 年间强震震源深度统计, $M_s \geq 6.0$ 地震可发生在 0~70 km 深度范围内, 但 90% 以上的地震发生在 10~20 km 深度范围(薛峰, 黄剑文, 1989)。一些强震区 MT 探测出的高导层与震源深度关系分析结果表明, 这些强震及其余震的震源深度分布总是限定在某一深度之上, 这个深度就是高导低速层顶界面。例如 1975 年海城地震震源深度为 12 km, 大量余震深度到 15 km 就不再向下扩展了, 这个深度恰好是该区高导层的顶界(郭增建, 秦保燕, 1979)。类似的现象在 1976 年唐山地震区也曾发现, 如图 1b 所示。1998 年 1 月 10 日张北-尚义 $M_s 6.2$ 地震后, 现场 MT 探测结果也是如此(赵国泽等, 1998), 如图 2 所示。

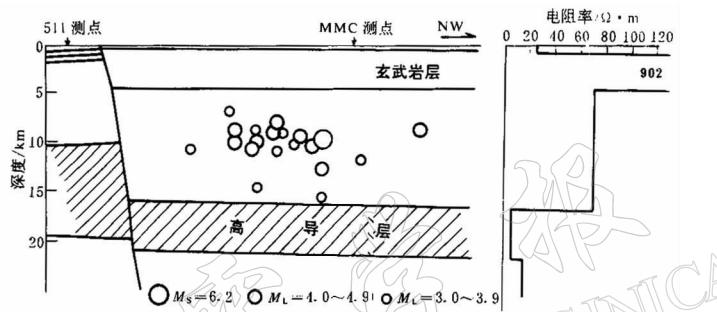


图 2 张北-尚义地震震中区地壳电性结构与震源深度[据赵国泽等(1998)资料改绘]

有趣的是地壳中的多震层(马宗晋, 1997), 与上述地壳中的硬夹层深度大体相当。上界面是上层流体活动层的底界面, 下界面就是高导层的顶界面。这种现象的存在启迪我们: 强震活动, 首先与中地壳硬夹层的存在密切相关。

3 硬夹层内应力易集中

为了说明地壳构造运动作用下硬夹层的力学表现, 笔者进行了软包体模型下应力分布的简单的数值模拟研究。

有限单元模型为由 $7 \times 7 \times 7$ 个单元组成的立方体, 其中央设置 $3 \times 3 \times 3$ 个单元组成的软包体(图 3a)。软包体单元与外围单元的力学参数差异如表 3 所列。作为三维粘弹性模型, 进行了模型中应力分布的数值模拟。其结果表明, 无论在垂直方向还是水平方向上都显示出软包体边界外围区应力集中的图像(图 3b, c)。

由此可见, 如果把中地壳高导低速层视为地壳中的软包体层, 那么在区域构造力的作用下, 其顶部的硬夹层中必然导致应力的集中并由此孕育地震。由这样的结果, 可以解释为什么地震多发生在硬夹层内, 使硬夹层成为多震层的事实。

表 3 软包体模型不同单元的力学参数对比

单元类型	弹性模量/MPa	泊松比	粘滞系数/Pa·s
外围单元	0.84×10^5	0.25	0.1×10^{20}
软包体单元	0.80×10^5	0.26	0.1×10^{18}

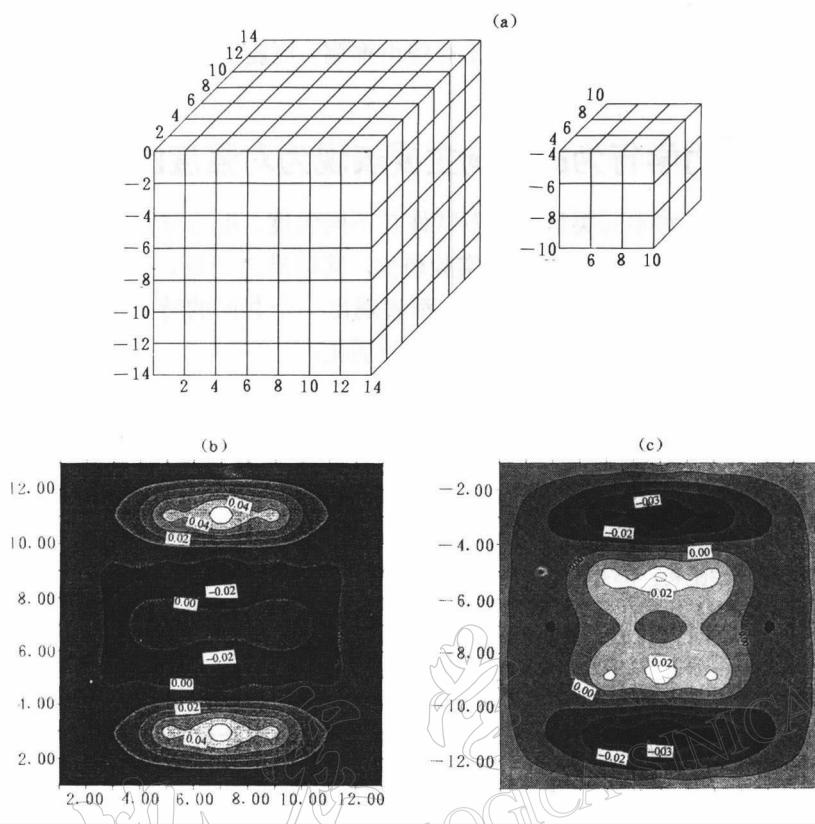


图3 软包体模型及其数值模拟结果
(a)模型; (b)平面上平均主应力分布; (c)剖面上平均主应力分布
(图中“ \odot ”号表示压应力, 深色调表示压应力的集中程度)

4 强震震源体内充满了流体

尽管强震发生在流体活动并不活跃的地壳硬夹层中, 但强震发生后的深部地球物理探测结果表明, 震源体内充满了流体。郭增建和秦保燕(1979)根据 MT 探测结果认为, 1920 年海原 $M_S 8.5$ 特大地震的震源体的电阻率震后 50 年仍然非常低, 仅 $1 \Omega \cdot m$, 推测其中有水溶液存在, 而且可能是大震所致。这样的观点, 被后来的研究结果进一步得到证实。

Zhao 等(1996)根据 1995 年日本阪神地震的 3 200 多次余震与 431 次微小震所产生的 64 000 多个 P 波与 49 000 多个 S 波资料的系统研究结果发现, 震中区正下方 $16\sim23\text{ km}$ 深度上存在横向延伸约 25 km 的三维震源体, 其标志是 v_p 与 v_s 较外围低 $1\%\sim4\%$, 泊松比高 $1\%\sim6\%$ 。他们认为, 这是因为其中充满流体所致。Gupta 和 Sarma(1996)研究了 1993 年印度拉托尔地震的震源体之后, 也认为其具有高导低速的异常物性并解释其内充满流体。

汤吉等(1998)根据张北-尚义地震现场 MT 动态观测结果发现, 震中区及其外围电阻率在地震前后有明显的变化, 震中区(梅茂村)电阻率震后逐渐上升, 外围区(万全县何李庄)震后电阻率较震前明显降低。认为电阻率的这种变化, 可能与该区地壳深部的流体震后由震中区向外围扩散有关。

综上可见，地震的发生很可能与流体作用有关。地震的孕育是在“无”水的硬夹层中，但震源体中震后又发现充满着流体，因此有理由推测，地震孕育与发生的后期有可能流体进入到震源体内并起了重要的促震作用。

5 流体对岩石力学行为的影响主要表现为对强度的弱化

笔者组织有关人员对不同类型的岩石试件在不同温度、压力与孔隙压力条件下进行了一系列流体对岩石力学行为影响的力学实验研究。其结果之一是，无论对细砂岩与花岗岩试件在不同温度、压力与孔隙压力条件下，都表现出一个共同的特征，即流体对岩石力学行为的影响集中表现在岩石破裂阶段对其强度的弱化。

图4所示为一组山东临沂白垩系细砂岩试件的三轴力学实验结果。曲线A所示为干试件在无孔隙压力与常温下实验得到的差应力($\sigma_1 - \sigma_3$)—应变(ϵ)关系；曲线B所示为被NaCl溶液浸泡35天之后的试件，在围压(P_c)200 MPa与孔隙压(P_p)100 MPa条件下实验得到的差应力($\sigma_1 - \sigma_3$)—应变(ϵ)关系；曲线C所示为同样被NaCl溶液浸泡35天， $P_c = 200$ MPa， $P_p = 100$ MPa和加温到200℃的条件下实验得到的差应力($\sigma_1 - \sigma_3$)—应变(ϵ)关系。由3种不同条件下实验结果，都显示出流体对岩石力学行为的影响，集中表现在岩石进入屈服阶段之后，突出表现为强度的弱化，而且随着温度的增加强度弱化的现象变得更为明显。

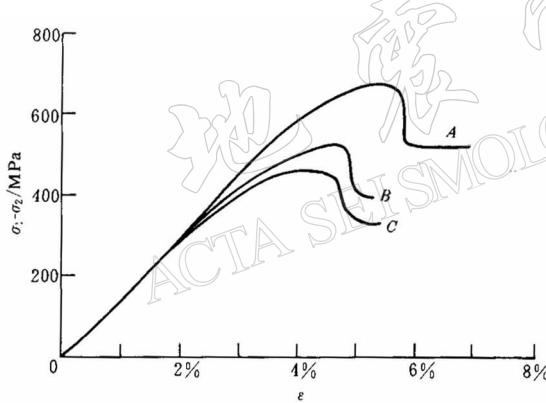


图4 不同条件下细砂岩试件三轴实验结果

在山东某煤矿进行的旱采与水采条件下矿震活动特征差异的对比观测结果表明，当向煤层顶部砂岩层注水后开采(水采)时，采区的矿震活动表现出 $M_L \geq 1.0$ 地震的次数较旱采时明显减少，而 $M_L < 1.0$ 地震的次数又明显增多(车用太等，1998b)。这是因为煤层顶部砂岩层被注水之后，其强度减弱，因采煤被悬空时，其中被积累的应力-应变能一般达不到发生 $M_L \geq 1.0$ 地震所需的能量水平，而多在 < 1.0 级能量水平下岩层就破裂并发生较多的相应

小震。这样的事实，在一定程度上也说明了流体对岩石强度的弱化影响。

由此可以推测，当震源体中有流体进入时，由于强度弱化作用的存在，完全有可能在其内应力水平不再显著增强的情况下，导致破裂并发生地震。

6 硬夹层孕震与流体促震的假设

根据上述研究成果，笔者提出板内地壳硬夹层孕震与流体促震的假设(a hypothesis on breeding earthquakes in a hard-layer in the crust and promoting earthquakes by a fluids，简称BEH-PEF假设)。这个假设的基本点，如图5所示。

这个假设首先认为，由于地壳中存在两大相互隔离的地下流体活动系统，其间存在着地下流体不活跃的硬夹层(图5a)。在区域构造力作用下，地壳应力主要集中在硬夹层内，

特别是集中在靠近以高导低速层为标志的下层地下流体活动系统之上的硬夹层中。

区域构造作用力逐渐增强时，高导低速层顶上的硬夹层中的应力也逐渐得到积累(图 5b 中 I)，这就是孕震过程。当应力积累到一定程度时，硬夹层中的强度相对薄弱带首先进入屈服阶段而发生微破裂并膨胀(图 5b 中 II)，这就是震源体的形成。由于震源体发生微破裂，是在高压的相对封闭环境下产生，破裂出的空隙几乎处于真空状态。此时破裂带与下部高导低速层流体活动带间产生理论上无穷大的压力梯度，并由此引发真空吸泵作用(suction-pumps)(沈照理等，1994)，从而导致地壳下层流体系统中的流体被吸入膨胀体内(图 5b 中 III)。震源体膨胀被流体充填之后，当区域构造力继续增强时，其中会同步产生两个相对应的力学过程：一方面岩石中剪切力增强(应力强化)，另一方面因孔隙压力等作用导致岩石介质的抗剪力减弱(强度弱化)(图 5b 中 IV)，最终导致剪切力与抗剪力相等而破裂，并发生地震(图 5c)。地震发生之后，震源体内流体有可能向外围扩散流出(图 5b 中 V)。

由上可见，地震的孕育是在“无水”的硬夹层中发生的力学过程，而地震的发生则是在流体作用下产生的更为复杂的物理化学过程。在后一种过程中，除了存在应力强化与强度弱化等力学作用之外，可能还有深部热流体的迁移与扰动作用、超临界流体的强烈化学腐蚀作用等其它更为重要的作用。

7 讨论与推论

板内强震的地壳硬夹层孕震与流体促震的科学观点，目前还只是假设，但这种假设为一些地震及其前兆现象的理解提供了新的思路，特别是对下列几种现象的理解是十分有益的。

很多地震学家一直关注为什么一些强震频发区的地应力远低于我们想象中的水平，为什么地震发生前后的应力降并不大等等问题。笔者认为，这与地震的孕育和发生过程并不是单一的应力强化过程有关。如果强度弱化也是引发地震的重要条件，那么完全有可能在相对“低”应力水平下可发生地震，地震前后的应力降当然也可以不大。

同样，地震预报专家们注意到，强震发生前出现一段“前兆平静期”，或地震往往发生在多数前兆出现峰值过后甚至前兆过程结束之后。这种现象，用前兆的力学成因说是难以解释的。以力学含义最为明确的加卸载响应比 Y 值异常为例，从其理论本身而言，随着发震时间的到来，Y 值理应逐渐升高，临震时 Y 值应急剧升高，但实际震例研究结果并不如此。以新疆地区 1980~1998 年间 25 次 $M_s \geq 5.0$ 地震的系统研究结果为例^①，没有一次地

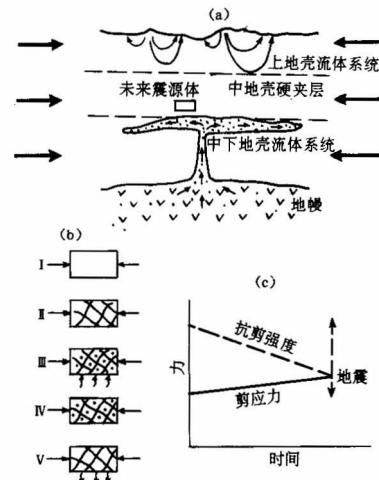


图 5 地壳硬夹层孕震与流体促震假设示意图

(a) 地壳中的流体及硬夹层；(b) 震源体演化：
I 应力积累，II 微破裂，III 流体挤入(真空吸泵作用)，
IV 剪切力增强与抗剪力减弱同步发生，最终发展，
V 震后部分流体被挤出；(c) IV 阶段说明

^① 王海涛, 1999. 加卸载响应比理论在地震预报中的应用综合研究. 中国地震局地球物理研究所博士论文.

震是发生在 Y 异常峰值期内，而多发生在出现峰值后约半年到一年半时间，说明地震并不完全是应力强化的结果。由此可以推测，地震前兆异常的产生也不是单一的力学机理。

如果上述的推论可以成立，那么对当前以应力-应变理论为主导思想的地震前兆观测与地震预报探索的科学思路是值得商榷的。笔者认为，地震孕育的前期（大约距发震时间半年以前），应力强化类前兆的显示可能是主要的；但地震过程进入破裂阶段之后，应力强化类前兆的显示可能不再是主要的，主要的可能是与强度弱化有关的前兆显示。后一类前兆的产生可能多与地壳深部的热物质迁移和扰动等有关，有可能集中表现为地壳放气、放热动态的异常，以及电磁场的扰动异常等。

这种推测，被 1998 年 1 月 10 日张北-尚义 $M_S 6.2$ 地震前的某些异常事实所证实。到目前为止，一般认为这次地震前非常显著的异常有怀来断层气 CO_2 与电磁波异常、延庆五里营井水位异常（其异常机理与井水放气量变化有关）、北京塔院井水温异常及京西北地区 H_2 与 He 大面积大幅度释放异常（车用太等，1998a；王基华等，1998；孙振傲等，1998；丁鉴海等，1998）。这些异常集中出现在 1997 年 10~12 月间，展现在距震中 100~200 km 范围，异常的信噪比都很高，都是在震前发现，而且依据这些异常在震前提出过较好的短临预测意见^{①②③}。

因此，笔者建议在地震前兆监测与预报的科学思路上作必要的调整，在中期-中短期阶段应集中力量监测与关注应力-应变类的异常，而在短期-短临阶段则应集中力量监测与关注地下气体和地壳热释放及与其有关的电磁类异常。

参 考 文 献

- 安可士，张锡根，何世春。1980. 羊八井地热田地球化学特征. 水文地质工程地质, (1): 14~18
 车用太，鱼金子，王基华。1997a. 地壳中的流体及其在构造作用和地震活动中的作用概述. 国际地震动态, (9): 1~8
 车用太，鱼金子，高维安。1997b. 唐山地震前兆形成与演化的坚固体膨胀-热物质涌落模式. 见：国家地震局地质研究所编. 地震监测预报的新思路与新方法. 北京：地震出版社，10~23
 车用太，王基华，林元武。1998a. 张北-尚义地震前的地下流体异常及其跟踪预报. 地震地质, 20(2): 99~104
 车用太，刘五洲，鱼金子。1998b. 地壳流体与地震活动关系及其在强震预测中的意义. 地震地质, 20(8): 8~12
 丁鉴海，陈学忠，刘杰。1998. 地震预报探索与张北 6.2 级地震. 地震, 18(3): 211~218
 郭增建，秦保燕，徐文耀，等。1973. 震源孕育模式的初步讨论. 地球物理学报, 16(1): 43~48
 郭增键，秦保燕。1979. 震源物理. 北京：地震出版社，51~63, 167~168
 李伟源。1996. 欧州共同体国家地壳流体研究的某些进展与发展趋势. 地学前缘, 3(4): 313~323
 林元武。1994. 温泉热储温度对断裂弱化作用及其对地震活动性的影响. 地震学报, 16(2): 251~257
 刘国栋，孙洁，刘金汉。1989. 华北地壳、上地幔电性结构. 中国岩石圈动力学图集. 北京：中国地图出版社，60
 刘若新，魏海泉，李继泰。1995. 长白山天池火山. 见：刘若新主编. 火山作用与人类环境. 北京：地震出版社，1~13
 马宗晋。1997. 大陆强震的机理性预测研究构想. 见：国家地震局地质研究所编. 地震监测预报的新思路与新方法. 北京：地震出版社，1~9
 梅世蓉。1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一). 地震学报, 17(3): 273~282
 牛志仁。1978. 构造地震的前兆理论. 地球物理学报, 21(3): 199~212
 上官志冠，都吉夔，藏伟，等。1998. 郑庐断裂及胶辽断块区现代地热流体地球化学. 中国科学, D 辑, 28(1): 23~29
 沈照理，钟佐燊，文东光。1994. 地质流体研究进展. 地球科学进展, 9(3): 43~47

① 国家地震局地质研究所一室。1997 年 12 月 27~28 日. CAPnet 网上的紧急会商意见.

② 王基华，林元武。1997 年 12 月 29 日. 短临预报卡片.

③ 孙振傲等。1997 年 12 月. 国家地震局分析预报中心震情周会商会上的发言.

- 孙振傲, 孙天林, 简春林. 1998. 张北-尚义地震前北京地下水位井网动态异常特征. 地震, **18**(4): 367~372
- 王基华, 林元武, 高松升. 1998. 怀来断层气 CO₂ 监测及张北-尚义地震的短临预报. 地震地质, **20**(2): 99~104
- 汪集阳, 熊亮萍, 庞忠和. 1993. 中低温对流型地热系统. 北京: 科学出版社, 218
- 汤吉, 赵国泽, 王继军. 1998. 张北-尚义地震前后电阻率的变化及其分析. 地震地质, **20**(2): 164~171
- 徐常芳, 赵国泽, 詹燕. 1994. 壳内低速层的形成及其与地震关系. 见: 国家地震局地质研究所编. 现今地球动力学研究及其应用. 北京: 地震出版社, 100~107
- 徐常芳. 1996. 壳内高导层成因, 高温高压下卤水物态及其电导率(二). 地震学报, **18**(3): 352~357
- 薛峰, 黄剑文. 1989. 地震震源深度分布. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 25
- 鱼金子, 车用太, 刘五洲. 1998. 地壳中的 CO₂ 及其释放与地震短临预测. 国际地震动态, (8): 8~12
- 赵国泽, 刘国栋, 詹燕. 1998. 张北-尚义地震区及其邻区地壳上地幔结构. 地震地质, **20**(2): 155~163
- 周慎恒, 邓万明, 向才英. 1998. 壳内多震层孕震环境研究进展. 地震地质, **20**(4): 443~453
- Cox S F. 1995. Faulting processes at high fluid pressure: an example of fault valve behavior from the water gully fault, Victoria, Australia. *JGRB*, **100**(7): 12 841~12 859
- Gupta H K, Sarma S V S. 1996. Seismologic and magnetotelluric studies revealed a low-velocity, high conductive anomaly near the hypocenter of the 1993 Latur earthquake in India. *Geophys Res Lett*, **23**(13): 1 569
- National Research Council. 1990. The role of fluids in crustal processes. Washington: National Academy Press, 3~23, 114
- Myachkin V I, Brace W F, Sobolev G A. 1975. Two models for earthquake forerunners. *Pure Appl Geophys*, **113**(1~2): 169~182
- Nur A. 1972. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_S/t_P travel times. *Bull Seism Soc Amer*, **62**(5): 1 217~1 222
- Scholtz C H, Sykes L R, Aggrawal Y P. 1973. Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**: 803~809
- Reid H F. 1910. The mechanism of the earthquake. *The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission*, 2. Washington, D C: Carnegie Institution, 1~192
- Robert F, Boullier A M, Firdaus K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *JGRB*, **100**(7): 12 861~12 879
- Whitcomb J H, Garmany J D, Anderson D L. 1973. Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. *Science*, **180**: 632~641
- Zhao D F, Hiroo K, Hiraki N. 1996. Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: evidence for fluids at the hypocenter?. *Science*, **274**: 1 891~1 894
- Козловский, Е А 主编. 1984; 张秋生等译. 1988. 科拉超深钻井. 北京: 地质出版社, 189~199