热测应力: 测震学证据

陈顺云^{1*}, 刘培洵¹, 陈立春^{1,2}, 刘琼颖¹

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

2. 桂林理工大学地球科学学院, 桂林 541006

* 联系人, E-mail: chenshy@ics.ac.cn

2020-01-31 收稿, 2020-04-22 修回, 2020-04-23 接受, 2020-04-27 网络版发表

国家重点研发计划(2018YFC1503304)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项(IGCEA1605, IGCEA1815)和国家自然科学基金(41474162)资助

摘要 通过基岩温度观测可以获取地壳应力动态变化信息(称热测应力), 但缺乏与其他观测手段的对比验证. 本研究基于康定 $M_s6.3$ 地震同震温度响应, 结合测震学结果, 对同震应力变化的量级和空间分布特征等开展对比分析. 结果显示: (1) 热测应力与测震学两种方法获得的结果, 应力变化的量级一致; 从应力张压特性与温度变化上看, 拉张降温, 挤压升温, 与理论和实验结果相吻合. (2) 依据不同基岩温度测点获得的应力变化的张、压分区情况, 康定地震的震源体深度更接近于测震学研究结果的上限范围. 这意味着, 基于基岩温度获取的地壳应力变化结果, 可对震源分析提供一个新的约束条件. 总之, 随着基岩温度测量技术的提高, 基岩温度观测有可能成为一种观测地壳应力动态变化的常规手段.

关键词 热测应力, 基岩温度, 地壳应力, 康定地震, 同震响应

地壳应力的动态变化过程, 是现今地壳运动和地震动力学等地球科学研究领域备受关注的重要参量^[1], 但极难获取, 主要采用变形测力的方法^[1,2]. 事实上, 岩石受力时, 不仅产生变形, 还会引起温度变化^[3,4]. 1983 年, 美国学者在开展花岗岩摩擦生热实验时, 发现岩石温度与载荷呈现同步变化的现象^[5], 但未给出物理解释; 我国一些学者也通过实验发现岩石受力变形伴有热变化^[6-9], 同样未获得明确的物理关系. 随后, 通过一系列理论和实验研究, 弄清了应力变化与温度响应的物理关系: 弹性变形阶段, 应力变化和温度响应与体应力变化有关, 且呈线性关系; 挤压升温, 拉张降温^[3,4,10]. 这一结果后来又数值模拟及更多的实验证实^[11-14]. 理论上, 根据这一应力变化与温度响应的关系, 可以利用基岩温度观测来获取地壳应力动态变化情况^[15], 称为“热测应力”.

然而, 如上所述, 弹性变形阶段, 温度响应只与体应力变化有关, 通过温度获得的应力变化实为主应力之和, 相当于获得地壳应力的拉张或挤压状态的改变情况. 事实上, 人们更希望获得应力变化的大小和方向. 近期的研究已表明, 利用外力作用下圆孔四周的拉张和挤压效应, 通过温度变化不仅可以获得应力变化的大小, 还可以获得应力变化的方向^[16]. 并且, 适于野外应用的高精度温度观测技术系统(测量精度约0.2 mK), 已初步研制成功^[17]. 总之, 通过基岩温度来监测地壳应力动态变化, 不仅理论上, 技术上也正逐渐发展为一项可行的方法.

为了验证野外应用的可能性, 2009~2010年本课题组在青藏高原沿鲜水河断裂带建立了无线地温遥测台网^[18]. 2014年11月22日, 四川省康定县发生了 $M_s6.3$ 级地震. 此次地震正好发生在鲜水河基岩温度观测台网

引用格式: 陈顺云, 刘培洵, 陈立春, 等. 热测应力: 测震学证据. 科学通报, 2020, 65: 2395–2405

Chen S Y, Liu P X, Chen L C, et al. Evidence from seismological observation for detecting dynamic change in crustal stress by bedrock temperature (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 2395–2405, doi: [10.1360/TB-2020-0089](https://doi.org/10.1360/TB-2020-0089)

内,为利用温度探测地壳应力变化的有效性提供了一次良好的机会.台网观测到了清晰的同震温度响应^[19],但是,尚缺乏与其他观测手段的对比验证.本研究拟将基岩温度结果与测震学等其他成果进行对比分析,以检验“热测应力”的有效性.

1 康定地震同震温度响应

1.1 野外观测与康定地震

本研究组专门研发了适于野外观测的无线地温遥测设备^[17],于2009~2010年在青藏高原东部鲜水河断裂带建立了无线地温遥测台网,台站分布于断裂带及附近基岩(图1).台站建设初期共计10个测点,深度约20 m,每个测点安装有8个温度传感器.温度设备安装完之后,用水泥灌注整个钻井,以使温度传感器与基岩耦合为一体.温度采样精度为0.2 mK,采样周期为

15 min.多层温度观测在去除气象因素和分析流体效应,及识别应力变化等多个方面具有独特优点.该项研究中,主要采用了深部4个深度的基岩温度资料.

据中国地震台网(CENC)测定,2014年11月22日,在鲜水河断裂带中南段乾宁与康定之间,发生了 $M_s6.3$ 级地震,地震深度为18.0 km.并且,11月25日在 $M_s6.3$ 级地震中东南约10 km处再次发生 $M_s5.8$ 级地震.两次地震的震源机制均为左旋走滑^[20],其中, $M_s6.3$ 级地震的破裂长度约20 km, $M_s5.8$ 级地震约10 km.另外,美国地质调查局(USGS)等多个国际研究机构也给出了这次地震的震源参数.其中,美国地质调查局和全球矩心矩张量(Global Centroid-Moment-Tensor, GCMT)工作组给出的地震深度分别为9.0和24.6 km,国际地震中心(ISC)未给出具体深度,而是给出了一个深度范围:9.0~18.0 km.总之,不同机构给出的 $M_s6.3$ 级地震震源深度位于9.0~24.6 km之间,差异较大,存在明显不确

图1 基岩温度观测台站与康定地震. 103#, 105#, 106#和108#为温度台站

Figure 1 Spatial distribution of bedrock measurement stations and Kanding earthquake. 103#, 105#, 106# and 108# represent the bedrock measurement stations

定性。

康定地震正好发生在鲜水河基岩温度观测台网内, 为利用温度探测地壳应力变化的有效性提供了一次绝佳的机会。2014年, 康定 $M_s6.3$ 级地震时, 有4个测点运行良好, 观测到了清晰的同震温度响应。

1.2 同震温度响应

基岩温度是气象因素、地壳应力、流体效应和地热等共同作用的结果。其中, 地热因素相对稳定, 容易分辨。从基岩温度观测资料中, 获取地壳应力变化信息, 重点需要考虑气象和流体的影响, 数据处理过程较为繁杂。此处, 对数据处理及相关原理进行简要叙述, 详细过程可参见文献[19]。

(i) 气象因素。浅层地壳的温度变化主要受太阳辐射和大气变化驱动, 不同深度上的温度具有显著的热传导特征: 相位差和振幅衰减。可采用多层温度观测来去除热传导效应。主要数据处理流程包括: (1) 利用年周期成分计算获得热扩散率。不同深度(D1, D2, D3和D4), 年周期成分的幅度和相位均不一样, 可以用来计算不同深度之间介质的热扩散率。(2) 利用浅部(D1)深度上的温度波, 结合热扩散率, 计算出其余深度上(D2, D3和D4)的传导效应引起的温度波。该计算获得

的温度, 本质上属于太阳辐射对浅表的贡献, 与应力的变化无关。为了叙述方便, 称为传导温度。(3) 将不同深度上(D2, D3和D4)的观测结果, 减去上述获得的传导温度。温度效应引起的温度变化, 包含在余下的部分之中。(4) 考虑到地震引起的温度变化时间较短, 进一步将长期成分(周期大于170 d)滤除。图2给出地震前后的温度变化结果。从图中可以看出, 在康定 $M_s6.3$ 级地震时, 存在清楚的同震温度响应, 相关的同震响应信息归纳于表1。诚然, 同震温度响应是否代表同震应力变化, 有待进一步分析。

(ii) 地壳应力。理论与实验研究, 应力变化时, 会产生温度变化。地壳应力变化具有区域性, 引起的温度变化, 在空间上, 不同台站, 或同一台站不同深度, 温度变化具有同步响应特征, 这是与热传导效应存在相位滞后特点之间最显著的区别; 另外, 对于测点这个局部区域来说, 地壳应力产生的温度, 不改变原来地温梯度, 不会引起热扩散效应, 时间上表现为阶跃特征。因此, 不同台站及不同深度上的同步响应与时间过程上的阶跃变化, 是地壳应力变化的两个重要特点。从图2中可以看出, 康定地震时, 在不同台站、不同深度上, 均观测到清晰的同步响应, 同震温度响应含有应力变化信息。进而, 可根据应力与温度响应的关系: 拉张降温、

图2 康定 $M_s6.3$ 级地震基岩温度随时间的变化^[19]。其中, 0代表地震发生时间(2014年11月22日); 103#, 105#, 106#和108#为测点编号; D2, D3和D4为传感器深度编号

Figure 2 Variations in the bedrock temperature at stations 103#, 105#, 106# and 108#. The Kangding earthquake occurred at day 0 (22 November 2014). 103#, 105#, 106# and 108# represent bedrock measurement stations; D2, D3 and D4 are depths of sensors

表 1 康定 $M_s6.3$ 级地震的同震温度响应^{[19]a)}

Table 1 Information for co-seismic response of the $M_s6.3$ Kangding earthquake

基岩温度测点 及其编号	深度 标识	深度 (m)	标准差 ^{b)} (mK)	变化幅度 (mK)	温度响应形态	原因	应力状态
瓦泽乡 (103#)	D2	9.0	0.19	11.50	指数形式	流体	拉张
	D3	11.0	0.20	5.60	指数形式	流体	
	D4	11.2	0.20	5.80	指数形式	流体	
康定地震台 (105#)	D2	12.7	0.26	6.41 + 0.98	指数形式 + 阶跃	流体 + 应力	挤压
	D3	14.3	0.18	0.48	阶跃	应力	
	D4	14.8	0.18	0.31	阶跃	应力	
折多塘村 (106#)	D2	16.8	0.18	—	—	—	—
	D3	18.4	0.17	—	—	—	
	D4	18.9	0.18	—	—	—	
道孚中谷 (108#)	D2	14.6	0.19	<0.15	—	—	挤压
	D3	16.2	0.18	0.36	阶跃	应力	
	D4	16.7	0.21	0.48	阶跃	应力	

a) “—”表示未观测到同震温度变化; b) 康定地震前4 d基岩温度观测值的标准均方差

挤压升温^[4], 判断应力变化的张压情况.

(iii) 流体效应. 从安装开始, 便考虑了流体作用, 每一个测点均用水泥灌封. 即使如此, 也不能确保没有水的影响. 此时, 水可以分为两种情况: 连通水和封闭水. 对于与地表连通的水, 由于地表温度日周期波的存在, 可以通过温度中是否含有日周期成分来进行判读. 对于封闭水, 温度效应和液位变化有关. (1) 从力学角度看, 压缩时, 水位上升; 拉张时, 水位下降. 采用多层温度观测, 可以了解水的流向. 反过来, 可根据流向间接判断受力状态. 这正是多层温度观测的另一个优点之一. (2) 从热扩散角度看, 水位变化引起的温度效应, 等效于微小流体改变产生的有限热量变化引起的扩散问题. 这种有限热量变化引起的温度随时间的变化形式, 呈现出类似于指数变化. 反之, 可以根据温度变化的指数特征, 识别可能的流体效应.

综上所述, 如表1所示, 同震温度响应分为两类: 指数变化型和阶跃变化型. 前者变化幅度为5.6~11.5 mK (均值为7.33 mK), 应代表同震应力变化引起的流体效应; 后者温度变化为0.31~0.98 mK (均值为0.52 mK), 应代表应力变化引起的温度变化. 根据钻孔岩芯的热应力系数 (均值0.77 mK/MPa), 康定地震的同震应力响应为~0.40 MPa. 关于应力张压状态, 如上文所述, 除可根据温度响应直接判断外, 还可以利用流体效应间接判

断, 两种方法获得的应力状态一致. 如表1所示, 103#为拉张, 105#和108#为挤压, 106#应力状态没有变化.

然而, 上述地壳应力变化信息, 是通过基岩温度资料获得的, 还有待其他手段加以验证. 另外, Yang等人^[13]的绝热加卸载实验结果表明, 水的应力-温度响应系数比常见岩石 (干燥条件下) 的高出一个数量级. 地震过程中, 岩层孔隙流体的温度响应, 可能不仅仅来自于其流动, 还可能需要考虑流体本身被加压或卸压时的绝热温度变化. 更进一步分析时, 孔隙水本身的应力-温度响应也应考虑. 还应注意的是, 随后的 $M_s5.8$ 级地震却没有观测到同震温度响应.

2 对比分析

2.1 体应力量级估计

对于一个给定的地震, 从静态变化的角度, 采用点源模型^[21], 等效体应变 ϵ_v 为

$$\epsilon_v = \frac{9M_0}{4\pi(3\lambda + 2G)r^3}, \quad (1)$$

其中, λ 和 G 为拉梅常数; M_0 为地震矩; r 为测点到震源的距离, 单位为m. 根据(1)式, 测点处的体应力与震级和距离的关系可近似表示为

$$\sigma_v \propto \frac{M_0}{r^3}, \quad (2)$$

其中, σ_v 为体应力, 即3个主应力之和.

根据研究, 面波震级(M_s)和地震矩(M_0)存在如下经验关系^[22,23]:

$$\log(M_0) = 1.5M_s + 9.1. \quad (3)$$

并且, 由此定义了矩震级(M_w)^[22,24]:

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6.07, \quad (4)$$

其中, M_0 单位为 N·m.

根据(2)和(3)式, 有

$$\sigma_v \propto \frac{1}{r^3} 10^{1.5M_s+9.1}, \quad (5)$$

根据(5)式, 理论上, 可以获得计算出震级、距离和应力之间的定量关系. 另外, 应指出根据(4)式, (5)式中的面波震级 M_s 换成矩震级(M_w)也是适用的.

进一步, 根据应力变化与温度响应的量级关系为1

mK/MPa^[3,4,10,13,16], 进而可以获得震级、距离、应力和温度响应之间的定量关系, 如图3所示.

(i) 关于距离 r 选取. 温度测点接近震中区, 震中是有一定空间尺寸的断层段, 结合地震观测结果, 本研究选取测点(103#, 105#, 106#, 108#)到发震断层段的最短距离为 r 的值, 分别为: 20.0、21.0、21.5 和 15 km. 如前所述, 震源深度存在不确定性, 若震源深度以 9 km 计算, 台站与震源的距离 r 分别为 21.9、22.8、23.3 和 17.5 km; 若震源深度以 18 km 计算, 则 r 分别为 26.9、27.7、28.0 和 23.4 km; 若震源深度以 24 km 计算, 则 r 分别为 31.2、31.9、32.2 和 28.3 km. 简单来说, 台站与震源的距离 r 约为 17.5~32.2 km 之间.

(ii) 关于应力值估算. 以上述距离为基础, 根据(4)式, 康定 $M_s 6.3$ 级地震在基岩温度测点处产生的应力变化约为 0.11~0.87 MPa. 根据测点处实际基岩, 采用单轴加载, 获得的应力变化与温度响应的关系 0.77 mK/MPa^[19]. 应指出的是, 上述通过测震学计算得到的是体应力变化, 与单轴温度实验获得的结果一致, 二者可以

$M \backslash r$		8	12	16	20	24	28	32	36	40	44	48	52	T
EQ	4.5	0.0138	0.0041	0.0017	0.0009	0.0005	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.10 μ K
	4.6	0.0195	0.0058	0.0024	0.0013	0.0007	0.0005	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	0.0001	
	4.7	0.0276	0.0082	0.0035	0.0018	0.0010	0.0006	0.0004	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001	
	4.8	0.0390	0.0116	0.0049	0.0025	0.0014	0.0009	0.0006	0.0004	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	
	4.9	0.0551	0.0163	0.0069	0.0035	0.0020	0.0013	0.0009	0.0006	0.0004	0.0003	0.0003	0.0002	
	5.0	0.0778	0.0231	0.0097	0.0050	0.0029	0.0018	0.0012	0.0009	0.0006	0.0005	0.0004	0.0003	1.00 μ K
	5.1	0.1099	0.0326	0.0137	0.0070	0.0041	0.0026	0.0017	0.0012	0.0009	0.0007	0.0005	0.0004	
	5.2	0.1553	0.0460	0.0194	0.0099	0.0058	0.0036	0.0024	0.0017	0.0012	0.0009	0.0007	0.0006	
	5.3	0.2193	0.0650	0.0274	0.0140	0.0081	0.0051	0.0034	0.0024	0.0018	0.0013	0.0010	0.0008	
	5.4	0.3098	0.0918	0.0387	0.0198	0.0115	0.0072	0.0048	0.0034	0.0025	0.0019	0.0014	0.0011	
	5.5	0.4376	0.1297	0.0547	0.0280	0.0162	0.0102	0.0068	0.0048	0.0035	0.0026	0.0020	0.0016	0.01 mK
	5.6	0.6182	0.1832	0.0773	0.0396	0.0229	0.0144	0.0097	0.0068	0.0049	0.0037	0.0029	0.0023	
	5.7	0.8732	0.2587	0.1091	0.0559	0.0323	0.0204	0.0136	0.0096	0.0070	0.0052	0.0040	0.0032	
	5.8	1.2334	0.3654	0.1542	0.0789	0.0457	0.0288	0.0193	0.0135	0.0099	0.0074	0.0057	0.0045	
	5.9	1.7422	0.5162	0.2178	0.1115	0.0645	0.0406	0.0272	0.0191	0.0139	0.0105	0.0081	0.0063	
EQ	6.0	2.4609	0.7292	0.3076	0.1575	0.0911	0.0574	0.0385	0.0270	0.0197	0.0148	0.0114	0.0090	0.10 mK
	6.1	3.4762	1.0300	0.4345	0.2225	0.1287	0.0811	0.0543	0.0381	0.0278	0.0209	0.0161	0.0127	
	6.2	4.9102	1.4549	0.6138	0.3143	0.1819	0.1145	0.0767	0.0539	0.0393	0.0295	0.0227	0.0179	
	6.3	6.9359	2.0551	0.8670	0.4439	0.2569	0.1618	0.1084	0.0761	0.0555	0.0417	0.0321	0.0253	
	6.4	9.7972	2.9029	1.2246	0.6270	0.3629	0.2285	0.1531	0.1075	0.0784	0.0589	0.0454	0.0357	0.50 mK
	6.5	13.8389	4.1004	1.7299	0.8857	0.5126	0.3228	0.2162	0.1519	0.1107	0.0832	0.0641	0.0504	
	6.6	19.5479	5.7920	2.4435	1.2511	0.7240	0.4559	0.3054	0.2145	0.1564	0.1175	0.0905	0.0712	
	6.7	27.6122	8.1814	3.4515	1.7672	1.0227	0.6440	0.4314	0.3030	0.2209	0.1660	0.1278	0.1005	
	6.8	39.0032	11.5565	4.8754	2.4962	1.4446	0.9097	0.6094	0.4280	0.3120	0.2344	0.1806	0.1420	
	6.9	55.0935	16.3240	6.8867	3.5260	2.0405	1.2850	0.8608	0.6046	0.4407	0.3311	0.2551	0.2006	0.50 mK
	7.0	77.8217	23.0583	9.7277	4.9806	2.8823	1.8151	1.2160	0.8540	0.6226	0.4677	0.3603	0.2834	
	7.1	109.9260	32.5707	13.7408	7.0353	4.0713	2.5639	1.7176	1.2063	0.8794	0.6607	0.5089	0.4003	
	7.2	155.2747	46.0073	19.4093	9.9376	5.7509	3.6216	2.4262	1.7040	1.2422	0.9333	0.7189	0.5654	
	7.3	219.3313	64.9871	27.4164	14.0372	8.1234	5.1156	3.4271	2.4069	1.7547	1.3183	1.0154	0.7987	
	7.4	309.8137	91.7966	38.7267	19.8281	11.4746	7.2260	4.8408	3.3999	2.4785	1.8621	1.4343	1.1281	
	7.5	437.6234	129.6662	54.7029	28.0079	16.2083	10.2070	6.8379	4.8025	3.5010	2.6303	2.0260	1.5935	

图3 震级、应力变化和温度响应之间的关系. M 代表震级; r 代表台站与震源间距离(km); 数值代表 σ_v (MPa); T 代表温度响应, 用颜色条带表示, 其中应力变化与温度响应关系取 1 mK/MPa; EQ 代表康定地震

Figure 3 Relations among magnitude, stress change and temperature response. M represents seismic magnitude; r is the distance between the station and seismic source (km); value in table represents the σ_v (MPa); T is temperature variation, described by the color belts. Relation between the stress variation and temperature response is 1 mK/MPa; EQ represents the Kangding earthquake

进行对比分析. 代入相关参数, 上述应力变化引起的温度改变为0.08~0.67 mK. 以此观之, 通过测震学获得的理论值与观测值相比较, 量级上是一致的.

另外, 从图2中还可以看出, M_s 5.8级地震的应力变化为0.02~0.15 MPa, 需要达到0.01 mK量级的温度测量精度才能观测到. 当时的仪器精度约为0.2 mK^[17], 探测不到0.01 mK量级的温度变化, 这也较好地解释了 M_s 6.3级地震之后的 M_s 5.8级地震为什么未观测到同震温度响应.

还应进一步考虑的问题是: 如表1所示, 实际观测的同震温度变化, 存在张、压分区特征; 尤其是106#测点, 地震时温度观测值几乎没有响应.

2.2 体应变空间分布

上述分析, 只考虑同震应力大小问题, 尚未考虑同震应力的空间分布情况. 对于近场问题来说, 这是不能忽视的. 上述应力估算值, 可能需根据台站的方位角进行修正. 由于测点是固定的, 这种修正只会改变具体值的大小, 不会改变值的正负号(分别代表张压状态). 另外, 与正断或逆冲型地震不同(断层一侧不存在应力分区), 走滑型地震引起的应力分布, 断层两侧存在四象限分布特征. 上述张压分区特征, 可能与康定地震属于走滑类型有关.

实际上, 根据地震学或大地测量反演获得的同震滑动情况, 可以计算出同震体应变的空间分布情况, 从而间接获得应力拉张与挤压的空间分布特征. 本研究中, 根据Okada位错模型^[25], 利用USGS提供的Coulomb软件^[26,27], 计算了康定地震引起体应变空间分布情况, 结果如图3所示. 其中, 弹性参数选取: 泊松比0.25, 杨氏模量80 GPa; 测点深度0.02 km; 摩擦系数取0.4; 滑动面和滑距参数, 综合参考易桂喜等人^[20]、Xie等人^[28]结果, 选取滑动面走向143°、倾角82°和宽6 km及矩震级6.1, 进行同震体应变的空间分布计算. 其中, 滑动面深度范围: 21~27 km, 关于不同深度的影响后文详细讨论.

体应变分布如图4所示. 从图中可以清楚地看出, 在近场情况, 体应变分布呈现出明显的分区特征. 还应指出的是, 此体应变拉张区和挤压区的空间分布特征, 与InSAR观测结果一致^[29], 意味着该结果是可靠的. 如图4所示, 也给出了温度的同震响应情况. 从温度测点的分布情况看, 103#位于拉张区, 105#位于挤压区, 106#位于拉张和挤压区的分界处, 108#位于发震断层附近偏挤压一侧. 对比体应变和温度响应, 可以清晰地看出, 温度响应反映出的应力张压变化, 与体应变的空

图4 康定 M_s 6.3级地震同震体应变分布与温度响应. 色标中红和蓝分别代表拉张和挤压; 三角符号代表基岩温度测点; 线条代表断层分布
Figure 4 Change in bedrock temperature and spatial distribution of seismic volumetric strain induced by the Kangding earthquake. The red and blue represent the extension and compression; triangles represent the bedrock temperature stations; lines are the faults

间分布情况一致: 挤压升温, 拉张降温. 其中, 106#位于拉张和挤压转换区, 温度不发生变化. 这与理论分析和实验结果完全吻合^[4,16].

3 讨论

3.1 弹性参数的影响

理论上, 根据弹性参数和体应变, 可计算出体应力变化的大小. 实际上, 真实地壳的弹性参数难以准确获知. 本研究中, 选取不同的弹性参数, 计算出不同的体应变分布情况. 断层面长度均取20 km, 摩擦系数为0.4, 震源体深度取21~27 km, 结果如图5(a1, a2)所示. 从图中可以看出, 改变弹性参数, 并不改变体应变的空间分布特征, 弹性参数不同反映在体应变的变化量级上. 即, 弹性参数的选取, 并不影响体应变的分区特征. 从这一点来说, 空间分布的一致性, 更进一步显示出热测应力的可行性.

同震体应变的空间分布特征, 具有空间稳定性. 温度响应反映出的空间分布特征与体应变结果相同, 预示着温度测点处的应力变化, 至少是达到了温度测量系统的灵敏度^[17].

3.2 破裂长度的影响

一般地, 随着破裂长度的增加, 断层附近的应力应变张压区范围会增加. 根据地震精定位研究结果^[20], M_s 6.3级地震的破裂长度约为20 km. 为了考虑破裂长

图5 不同弹性参数(a1, a2)、破裂长度(b1~b3)和摩擦系数(c1~c3)的体积应变分布。 E 、 L 和 μ 分别代表杨氏模量、破裂长度和摩擦系数;三角符号为温度测点;滑动面深度取21~27 km

Figure 5 Spatial distribution of seismic volumetric strain with different elastic parameters (a1, a2), rupture lengths (b1~b3), and friction coefficients (c1~c3). E , L and μ are Young modulus of surrounding rock, length of seismic sliding surface and friction coefficients of fault surface, respectively; triangles represent the bedrock temperature stations; the depths on sliding surface are set into 21–27 km

度不确定对同震体应变分布的影响,分别计算了破裂长度约为18、20和22 km的情况,其中破裂面宽度均取6 km,震源体深度取21~27 km,结果如图5(b1~b3)所示。从图中可以看出,10%的破裂长度的变化,对基岩温度测点位置的应力张压特性影响不明显。也就是说,在基岩温度测点位置附近,破裂长度变化不大时(<10%),同震体应变之张压特性是稳定的。

3.3 摩擦系数的影响

利用Coulomb软件计算体应变时,需要假定摩擦系

数。为了了解断层摩擦系数的影响,选取摩擦系数为0.2、0.4和0.6三组数据进行了计算,结果如图5(c1~c3)所示。其中,与上文讨论深度影响时一致,断层面长度均取20 km;震源体深度取21~27 km。从图中可以看出,在其他参数不变的情况下,仅改变摩擦系数,对体应变的张压分区特征几乎没有影响。

3.4 震源深度的影响

如上所述,假定震源深度稳定时,弹性参数、破裂长度和摩擦系数对体应变分布基本没有影响。实际

上,地震震源深度存在较多的不确定性.不同的反演算法获得的震源深度往往差异较大,如前所述,不同机构或学者给出的地震深度并不一致,给出的震源深度位于9.0~24.4 km之间,差异较大,有必要对震源深度的影响进一步分析.

此处,假定震源体大小不变,仅改变破裂面的埋深,计算不同破裂面深度下的体应变分布情况.为了突出深度的影响,体应变计算时破裂长度采用20 km.结果如图6所示.从图中可以看出,不管哪一种深度情况,均存在体应变的空间分区特征.然而,不同深度下,体应变的空间分布范围存在明显差异.

根据不同基岩温度测点获得的应力变化的张、压分区情况,震源体深度至少应为18~24 km的范围,比精确定位获得的6~12 km^[20]或者多种方法联合反演获得5~15 km^[28]的高值要高,更偏向于主流机构给出的震源深度的上限值.由于地震深度确定存在明显的不确定性,通过形变观测反演破裂面的深度均需要已知物性特征,这可能会引起系统性偏差.本研究中,仅考虑分区特征,可以避开物性的影响.这预示着,通过温度观测的应力变化结果,还可以对震源体的深度提供一个约束.但由于非均匀性的存在,实际情况依然很复杂,

有待进一步探索.

4 结论

本研究以康定地震同震温度响应^[19]为基础,结合测震学等其他手段获得的结果,对同震应力变化的量级和空间分布特征等开展对比分析.获得以下认识:

(1) 通过热测应力与测震学两种方法获得的结果,量级上是一致的;并且,从应力张、压特征分布上看,拉张降温,挤压升温,与理论和实验结果相吻合.这说明利用基岩温度观测地壳应力的动态变化,在野外观测上是可行的.

(2) 根据不同基岩温度测点获得的应力变化的拉张、挤压分区情况,康定地震的震源体深度至少应为18~24 km范围,接近于测震学研究结果的上限.这意味着,基于基岩温度获取的地壳应力变化分布,可对震源分析提供一个新的约束条件.

总之,随着基岩温度测量技术的提高,基岩温度观测有可能成为一种观测地壳应力变化的日常手段.诚然,考虑到野外工作的复杂性,还有许多工作要做.随着数据的积累,有可能对地震研究带来新的认识^[30].

图6 不同震源深度下体应变的空间分布.左上角24~30 km等数值代表滑动面深度范围;三角符号为基岩温度测点

Figure 6 Spatial distribution of seismic volumetric strain with different focal depths. The depth ranges of sliding surface are expressed by the values of 24~30, etc. Triangles represent the bedrock temperature stations

致谢 此项工作是在中国地震局地质研究所马瑾院士生前领导下完成的, 谨以此文纪念马瑾先生. 中国地震局地质研究所闻学泽研究员和周永胜研究员对结果分析提供了细致建议, 中国地震局地质研究所刘力强研究员提供了技术支持, 与首都医科大学张智河及中国地震局地质研究所郭彦双、卓燕群、王凯英、汲云涛、张国宏和甘卫军等多位同事进行过有益的讨论; 感谢两位匿名审稿人提供了具有建设性的意见.

参考文献

- Jaeger J, Cook N G, Zimmerman R. Fundamentals of Rock Mechanics. 4th ed. Malden: Blackwell Publishing, 2007. 399–436
- Qiu Z H, Tang L, Zhao S X, et al. Fundamental principle to determine seismic source moment tensor using strain seismographs (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2020, 63: 551–561 [邱泽华, 唐磊, 赵树贤, 等. 用应变地震观测求解震源矩张量的基本原理. *地球物理学报*, 2020, 63: 551–561]
- Liu P X, Liu L Q, Chen S Y, et al. An experiment on the infrared radiation of surficial rocks during deformation (in Chinese). *Seismol Geol*, 2004, 26: 502–511 [刘培洵, 刘力强, 陈顺云, 等. 地表岩石变形引起热红外异常的实验研究. *地震地质*, 2004, 26: 502–511]
- Chen S Y, Liu L Q, Liu P X, et al. Theoretical and experimental study on relationship between stress-strain and temperature variation. *Sci China-Earth Sci*, 2009, 52: 1825–1834 [陈顺云, 刘力强, 刘培洵, 等. 应力应变与温度响应关系的理论与实验研究. *中国科学: 地球科学*, 2009, 39: 1446–1455]
- Lockner D A, Okubo P G. Measurements of frictional heating in granite. *J Geophys Res*, 1983, 88: 4313–4320
- Geng N G, Cui C Y, Deng M D, et al. Remote sensing rock mechanics and its application prospects (in Chinese). *Adv Geophys*, 1993, 8: 1–7 [耿乃光, 崔承禹, 邓明德, 等. 遥感岩石力学及其应用前景. *地球物理进展*, 1993, 8: 1–7]
- Wu L X, Wang J Z. Features of infrared thermal image and radiation temperature of coal rocks loaded (in Chinese). *Sci China Ser D Earth Sci*, 1998, 28: 41–46
- Liu S J, Wu L X, Wu Y H, et al. Analysis of affecting factors and mechanics of infrared radiation coming from loaded rocks (in Chinese). *Mine Surv*, 2003, 3: 67–70 [刘善军, 吴立新, 吴育华, 等. 受载岩石红外辐射的影响因素及机理分析. *矿山测量*, 2003, 3: 67–70]
- Wu L, Cui C, Geng N, et al. Remote sensing rock mechanics (RSRM) and associated experimental studies. *Int J Rock Mech Min Sci*, 2000, 37: 879–888
- Ma J, Liu L Q, Liu P X, et al. Thermal precursory pattern of fault unstable sliding: An experimental study of en echelon faults (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2007, 50: 1141–1149 [马瑾, 刘力强, 刘培洵, 等. 断层失稳错动热场前兆模式: 雁列断层的实验研究. *地球物理学报*, 2007, 50: 1141–1149]
- Li L Y, Xie H P, Ma X, et al. Experimental study on relationship between surface temperature and volumetric strain of rock under uniaxial compression (in Chinese). *J China Coal Soc*, 2012, 37: 1511–1515 [黎立云, 谢和平, 马旭, 等. 单向压缩下岩石表面温度与体积应变关系实验. *煤炭学报*, 2012, 37: 1511–1515]
- Liu X Y, Hu C B, Shi Y L. Numerical simulation of temperature evolution during rock deformation process based on experimental data (in Chinese). *J Univ Chin Acad Sci*, 2015, 32: 644–651 [刘旭耀, 胡才博, 石耀霖. 基于实验数据的岩石变形过程中温度场演化的数值模拟. *中国科学院大学学报*, 2015, 32: 644–651]
- Yang X, Lin W, Tadai O, et al. Experimental and numerical investigation of the temperature response to stress changes of rocks. *J Geophys Res Solid Earth*, 2017, 122: 2016JB013645
- Ren Y Q, Ma J, Liu P X, et al. Experimental study of thermal field evolution in the short-impending stage before earthquakes. *Pure Appl Geophys*, 2017, (1): 1–13
- Chen S, Liu P, Liu L, et al. Bedrock temperature as a potential method for monitoring change in crustal stress: Theory, *in situ* measurement, and a case history. *J Asian Earth Sci*, 2016, 123: 22–33
- Chen S, Guo Y, Liu P, et al. Theoretical and experimental investigations on temperature variations in granodiorite with a hole during biaxial loading and its potential implications for monitoring changes in the crustal stress. *Geophys J Int*, 2018, 215: 996–1002
- Zhang Z H, Chen S Y, Liu P X. A key technology for monitoring stress by temperature: Multichannel temperature measurement system with high precision and low power consumption (in Chinese). *Seismol Geol*, 2018, 40: 499–510 [张智河, 陈顺云, 刘培洵. 热测应力的技术基础: 高精度多通道低功耗温度测量系统. *地震地质*, 2018, 40: 499–510]
- Chen S Y, Liu P X, Liu L Q, et al. A phenomenon of the rock temperature change prior to Lushan earthquake observed in Kangding (in Chinese). *Seismol Geol*, 2013, 35: 634–640 [陈顺云, 刘培洵, 刘力强, 等. 芦山地震前康定地温变化现象. *地震地质*, 2013, 35: 634–640]
- Chen S Y, Liu P X, Guo Y S, et al. Co-seismic response of bedrock temperature to the *M*_s6.3 Kangding earthquake on 22 November 2014 in Sichuan, China. *Pure Appl Geophys*, 2019, 176: 97–117
- Yi G X, Long F, Wen X Z, et al. Seismogenic structure of the *M*_s6.3 Kangding earthquake sequence on 22 Nov. 2014, Southwestern China (in

- Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 1205–1219 [易桂喜, 龙锋, 闻学泽, 等. 2014年11月22日康定M6.3级地震序列发震构造分析. 地球物理学报, 2015, 58: 1205–1219]
- 21 Aki K, Richards P. *Quantitative Seismology*. 2nd ed. Sausalito: University Science Books, 2002. 53–62
- 22 Kanamori H. The energy release in great earthquakes. *J Geophys Res*, 1977, 82: 2981–2987
- 23 Purcaru G, Berckhemer H. A magnitude scale for very large earthquakes. *Tectonophysics*, 1978, 49: 189–198
- 24 Hanks T C, Kanamori H. A moment magnitude scale. *J Geophys Res*, 1979, 84: 2348–2350
- 25 Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seismol Soc Am*, 1992, 82: 1018–1040
- 26 Lin J, Stein R S. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *J Geophys Res*, 2004, 109: B02303
- 27 Toda S. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J Geophys Res*, 2005, 110: B05S16
- 28 Xie Z J, Zheng Y, Liu C L, et al. An integrated analysis of source parameters, seismogenic structure, and seismic hazards related to the 2014 Ms6.3 Kangding earthquake, China. *Tectonophysics*, 2017, 712–713: 1–9
- 29 Jiang G Y, Wen Y M, Liu Y J, et al. Joint analysis of the 2014 Kangding, southwest China, earthquake sequence with seismicity relocation and InSAR inversion. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 3273–3281
- 30 Ma J. On “whether earthquake precursors help for prediction do exist” (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2016, 61: 409–414 [马瑾. 从“是否存在有助于预报的地震先兆”说起. 科学通报, 2016, 61: 409–414]

Summary for “热测应力：测震学证据”

Evidence from seismological observation for detecting dynamic change in crustal stress by bedrock temperature

Shunyun Chen^{1*}, Peixun Liu¹, Lichun Chen^{1,2} & Qiongying Liu¹

¹ State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China;

² College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin 541006, China

* Corresponding author, E-mail: chenshy@ies.ac.cn

Dynamic changes in crustal stress are of crucial importance in present-day crustal movements and earthquake dynamics, but they are very difficult to be determined. Recently, dynamic crustal stress is mainly obtained by measuring rock deformations due to crustal stress. In fact, stress change not only generates rock deformation, but also changes rock temperature. Under adiabatic condition, temperature variations are directly related to the volumetric strain variation. During loading, temperature is decreased in tension area while it is increased within compression area. Bedrock temperature is potentially modified by loading from surrounding rock bodies during tectonic activity process. Thus, bedrock temperature is a potential tool for observing dynamic changes in crustal stress. However, this needs to be verified by *in situ* experiments.

On November 22nd, 2014, an $M_s6.3$ earthquake hit Kangding County, Sichuan Province, southwestern China. The earthquake occurred on the segment of the Xianshuihe fault zone between Kangding and Daofu. About five years earlier, a bedrock temperature measurement network was installed near the epicentral location. Thus, this event made it possible to directly verify the accuracy of the method of determining crustal stress by *in-situ* measurements of bedrock temperature. Co-seismic temperature responses of $M_s6.3$ Kangding earthquake were detected and regarding temperature response to stress change, these co-seismic temperature changes represented co-seismic stress changes.

Here, we have compared the co-seismic temperature responses of Kangding earthquake with co-seismic stress change which was achieved by seismology. First, the order of magnitude of the stress change was achieved by a simple point source model in seismology. Second, the spatial distribution characteristics of compression or tension state accompanying with Kangding earthquake were calculated according to seismic dislocation model. Besides, the effects of different Young moduli of surrounding rocks, length of seismic sliding surfaces, friction coefficients of fault surfaces, and focal depths on spatial distribution of seismic volumetric strain (or stress) were thoroughly analyzed. The following two conclusions were drawn: (1) The order of magnitude of stress change obtained from bedrock temperature was consistent with that of seismological method. Temperature was decreased in tension area due to seismology, whereas it was increased within compression area, which highly complied with experimental and theoretical results. Thus, bedrock temperature could be applied to monitor dynamic changes in crustal stress. (2) According to the spatial distributions of the increase and decrease of temperature, the focal depth of Kangding earthquake had to be at least in the range of 18 to 24 km, which was close to the upper limit value of depths given by different institutes using seismology. This meant that the stress distribution of the earth's crust based on bedrock temperature could provide a new constraint to focal source analyses. In other words, by improving bedrock temperature measurement technology, bedrock temperature observations can be a conventional means for monitoring crustal stress changes. With the accumulation of data through future research works, we can improve our understanding of earthquake dynamics.

detecting stress by temperature, bedrock temperature, crustal stress, Kangding earthquake, co-seismic response

doi: [10.1360/TB-2020-0089](https://doi.org/10.1360/TB-2020-0089)