中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 5 期: 577 ~ 588
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

喜马拉雅东构造结及周边地区上地幔各向异性

常利军*, 王椿镛, 丁志峰, 尤惠川, 楼海, 邵翠茹

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* E-mail: ljchang@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2014-11-16; 接受日期: 2015-01-25; 网络版发表日期: 2015-04-22
国家自然科学基金项目(批准号: 41174070, 41474088, 41274063)、地震行业科研专项项目(编号: 201308011, 201008001)和青海玉树 7.1 级地震科学考察项目资助

摘要 收集了喜马拉雅东构造结地震台阵 17 个宽频带流动地震台站, 以及东构造结周边地区布设的 32 个宽频带流动台站和中国地震台网 10 个宽频带固定台站的远震波形资料, 并对这共计 59 个台站所记录的 XKS(SKS, SKKS 和 PKS)波形资料作偏振分析, 采用最小切向能量的网格搜索法和叠加分析方法求得每一个台站的 XKS 波的快波偏振方向和快、慢波的时间延迟, 并结合其他研究在该区域取得的各向异性参数结果, 获得了喜马拉雅东构造结及周边地区上地幔各向异性图像. 从得到的结果来看, 喜马拉雅东构造结的上地幔快波方向基本为 NE-SW 方向, 其周边地区的快波方向自西向东呈现出 NE-SW 方向到 E-W 方向, 然后到 NW-SE 方向, 最后为 N-S 方向的逐步变化, 其周边地区的快波方向表现出围绕东构造结顺时针旋转的变化特征. 通过该区域快波方向与地表构造走向和运动速度场变化特征的对比分析, 喜马拉雅东构造结及周边地区的快波方向与该区域地表构造走向和由 GPS 得到地表运动速度场运动趋势相一致, 说明该区域地表变形特征与深部上地幔变形特征是一致的, 其岩石圈变形是一种垂直连贯变形模式. 喜马拉雅东构造结的快波方向为 NE 方向, 与印度板块向青藏高原下 NE 方向的俯冲一致, 说明稳定坚硬的印度块体向 NE 方向俯冲到青藏高原下方是引起该区域岩石圈变形的主要原因. 围绕喜马拉雅东构造结的周边地区的快波方向呈现出顺时针旋转的环形变化特征, 我们推测稳定坚硬的印度板块对青藏高原 NE 方向的俯冲作用, 又由于缅甸块体下俯冲板片的东向俯冲和西向后撤对缅甸弧后的岩石圈产生了被动的西向拖曳力作用, 使得绕喜马拉雅东构造结周边地区岩石圈产生了顺时针旋转的环形变形, 进而形成了快波方向绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转的各向异性特征.

关键词
喜马拉雅东构造结
横波分裂
各向异性
岩石圈变形

喜马拉雅造山带是印度板块与欧亚板块相碰撞的结果, 由于陆-陆碰撞导致的喜马拉雅崛起过程已为许多学者所关注(Tapponnier等, 1982; Harrison等, 1997; Yin和Harrison, 2000; 许志琴等, 2008). 喜马拉雅造山带东、西两端的山脉与水系的走向发生了约 90°的大转弯, 故分别称为东构造结和西构造结. 喜

中文引用格式: 常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 2015. 喜马拉雅东构造结及周边地区上地幔各向异性. 中国科学: 地球科学, 45: 577–588
英文引用格式: Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, et al. 2015. Upper mantle anisotropy of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions from shear wave splitting analysis. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-5098-2

马拉雅东构造结位于喜马拉雅造山带东侧, 处于印度板块、缅甸板块和青藏块体的陆-陆碰撞的核心部位, 是青藏高原东南缘地形变化最剧烈、构造最复杂的地区, 这里曾经在1950年发生察隅M_S8.6级大地震(图1), 是开展地球动力学研究的天然实验室. 喜马拉雅东构造结及周边地区的深部结构和岩石圈变形特征对理解两大板块碰撞导致的青藏高原隆升的动力演化过程具有重要意义.

地球动力学研究的一项基本内容是研究地壳和上地幔变形. 地震各向异性研究是了解地壳和上地幔变形的有效方法之一. 横波分裂现象是各向异性在地震波记录最明显的表现形式. 快波偏振方向和快、慢波的时间延迟这两个参数分别反映了壳幔变形的方向和强度(Silver, 1996). 因此, 从地震波传播中获得的各向异性信息有助于了解板块内部的变形特征, 并推断与板块构造运动有关的下覆岩石圈的变形状况(Silver和Chan, 1991). 20世纪90年代, 一些学者用横波分裂测量方法开展对青藏高原上地幔各向异性的研究(如: McNamara等, 1994; 郑斯华等, 1994; Hirn等, 1995; 丁志峰等, 1996; 吕庆田等, 1996; Sandoval等, 1997). 21世纪以来, 随着宽频带数字地震台站的增加, 上地幔各向异性的研究有了较大的进展(如: Huang等, 2000; 姜枚等, 2001; Flesch等, 2005; 廖武林等, 2007; 常利军等, 2008a; Li等, 2011; 王琼等, 2013; 张洪双等, 2013), 在喜马拉雅东构造结外围初步呈现了绕东构造结顺时针旋转的各向异性特征(图1)(Lev等, 2006; 王椿镛等, 2007; Sol等, 2007; 常利军等, 2008b; León Soto等, 2012). 由于以前的地震观测没有进入喜马拉雅东构造结内部, 因而缺少推断东构造结地幔各向异性特征的直接证据. 本文拟利用在东构造结和周边地区新布设的宽频带流动地震台站和研究区内中国地震台网的宽频带固定台站记录的波形资料开展上地幔各向异性研究, 并结合前人在该区域取得的各向异性研究成果分析研究区的上地幔各向异性特征并讨论其动力学含义.

1 数据

地震资料来自于喜马拉雅东构造结地震台阵的17个宽频带流动地震台站, 以及东构造结周边地区布设的32个宽频带流动台站和中国地震台网10个宽频带固定台站, 总计59个台站记录的远震波形资料. 喜马拉雅东构造结地震台阵是中国地震局地球物理研究所在2007年7月到2011年9月期间在雅鲁藏布大峡谷地区实施的流动地震观测项目, 该项目一共布设了17个地震台站, 每个台站至少观测2年. 东构造结周边的32个台站中, 其中15个台站来自2010年青海玉树7.1级地震科学考察项目布设的流动台阵, 观测时间为2010年5月到2010年11月; 另外17个台站来自中国地震科学探测台阵——南北地震带南段项目布设在东构造结东面的台站, 观测时间为2011年8月到2013年9月. 流动地震台站的宽频带地震计为CMG-3ESPC, 频带范围为50 Hz~60 s. 选取的中国地震台网的10个固定台站观测时间为2008年1月到2012年12月. 台站信息见图1和表1.

远震事件选取的标准是: 震级大于5.5级的深源地震(震源深度>150 km)或震级大于6级的浅源地震(震源深度<150 km), 震中距在85°~135°范围内, 选取的地震事件要求震相波形清晰, 并且没有受到其他震相的干扰. 本研究总共选取了117个远震事件. 图1中的插图(b)显示了本文用于XKS(SKS, SKKS和PKS)波分裂测量的地震事件分布. 地震事件主要集中在南太平洋地区的斐济-汤加一带, 其他地区也有一定分布, 总体上事件方位分布满足研究要求.

2 方法

横波分裂参数测量包括快波偏振方向(φ)和快、慢波之间的时间延迟(δt)的求取. 我们利用Silver和Chan(1991)提出的最小切向能量的网格搜索方法测量不同方位的单个事件确定的横波分裂参数(φ, δt)及其误差, 误差估计采用95%的置信度. 选取的XKS波在旋转到径向和切向坐标轴上, 切向分量要明显, 且质点运动图为椭圆, 以表明横波具有明显的分裂特征. 通过横波分裂分析测量得到横波分裂参数后, 在进行各向异性校正后, 横波旋转到径向和切向坐标轴上, 切向分量变得很小, 且质点运动图为近似直线. 各向异性校正前的快、慢波之间有明显的到时差, 且质点运动图为椭圆; 校正后的快、慢波之间的到时差变得很小, 且质点运动图近似为直线. 以此判断横波分裂参数的可信度. 图2是显示了对2008年4月9日14点17分斐济群岛M_w6.3级地震在HAM台的记录所

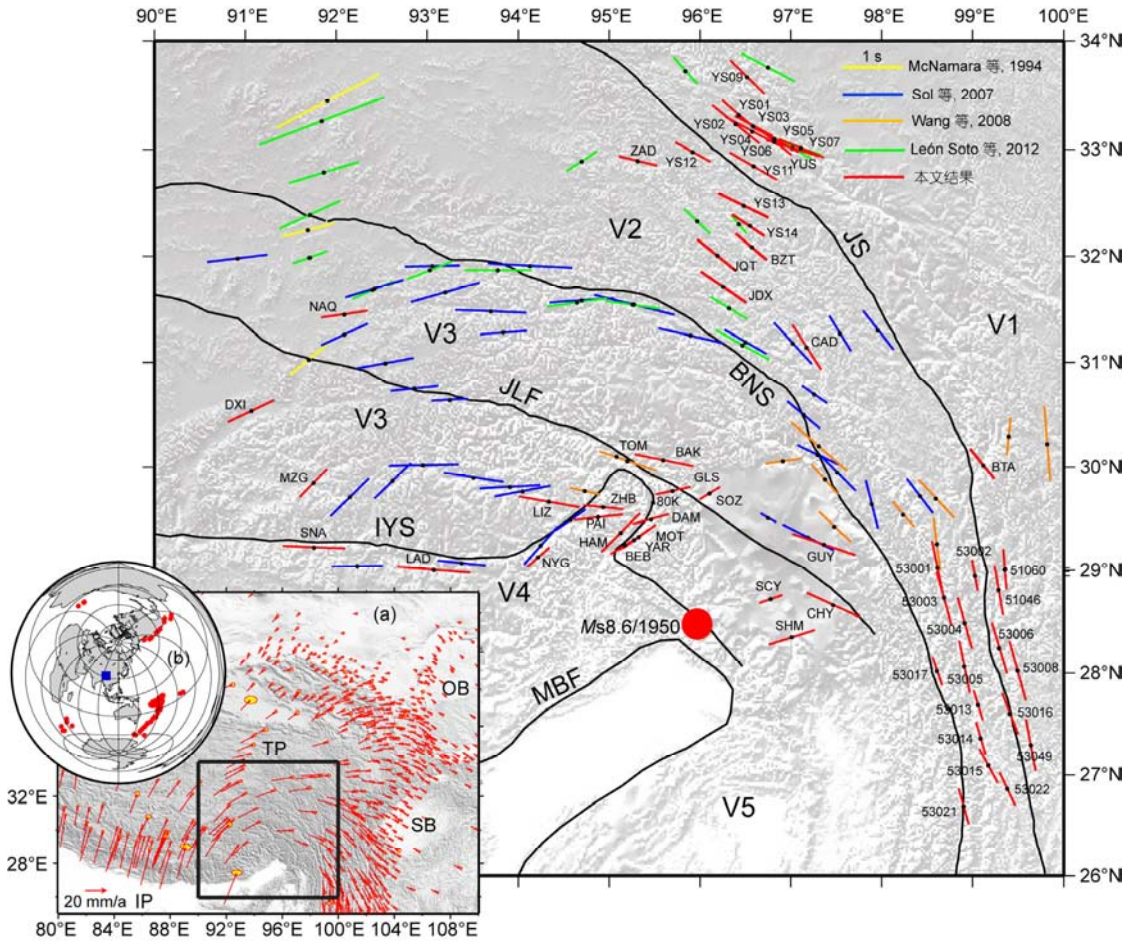

图 1　喜马拉雅东构造结及周边地区构造地质简图和各向异性结果分布图

红色线段为本文的结果, 其他颜色线段为前人在研究区得到的横波分裂结果. 线段方向代表快波偏振方向, 线段长度代表时间延迟大小. 粗黑线标示了研究区主要的地质构造缝合带和断层: 主边界断裂(MBF)、雅鲁藏布江缝合带(IYS)、嘉黎断裂(JLF)、班公怒江缝合带(BNS)和金沙江缝合带(JS). 研究区主要的构造单元: V1: 松潘甘孜块体; V2: 羌塘块体; V3: 拉萨块体; V4: 喜马拉雅地块; V5: 缅甸板块. (a)为由全球定位系统(GPS)测量得到的相对于稳定的欧亚大陆参考系下的地表运动速度场(Gan 等, 2007), 黑色方框代表研究区. (a)中 IP 为印度板块; TP 为青藏高原; SB 为四川盆地; OB 为鄂尔多斯块体. (b)为用于横波分裂分析的远震事件分布图, 红点为地震事件, 蓝色方块为研究区

作的SKS波分裂分析.

对由一组由远震事件得到的台站下方横波分裂参数做“叠加”处理(Wolfe和Silver, 1998), 它类似于(Vinnik等, 1989)提出的分裂参数法. 通过“叠加”处理, 得到每个台站的最佳分裂参数. 对于不同信噪比、从不同方位来的远震XKS波, 这种方法能够提高结果的可靠性. 对于干扰背景较大的台站, 效果尤为明显. 因此, “叠加”分析是提高横波分裂测量质量的一种有效方法. 图3显示了HAM台从3个远震事件(2007年11月19日0点52分M_w6.3; 2008年4月9日14点17分M_w6.3; 2008年4月19日5时58分M_w6.3)获得的SKS波分裂分析结果与使用“叠加”处理后结果的比较, 这3个分裂参数误差较大的事件, 经过叠加之后最终分裂参数的误差明显减小.

3　研究结果和分析

表1列出了喜马拉雅东构造结及周边地区59个宽频带地震台站新得到的横波分裂参数结果. 流动台站虽然观测条件有限, 除玉树科考地震台站观测时间较短, 其他流动台站两年以上的观测获得可用于横波分裂分析的远震记录较多, 并且在单个事件分

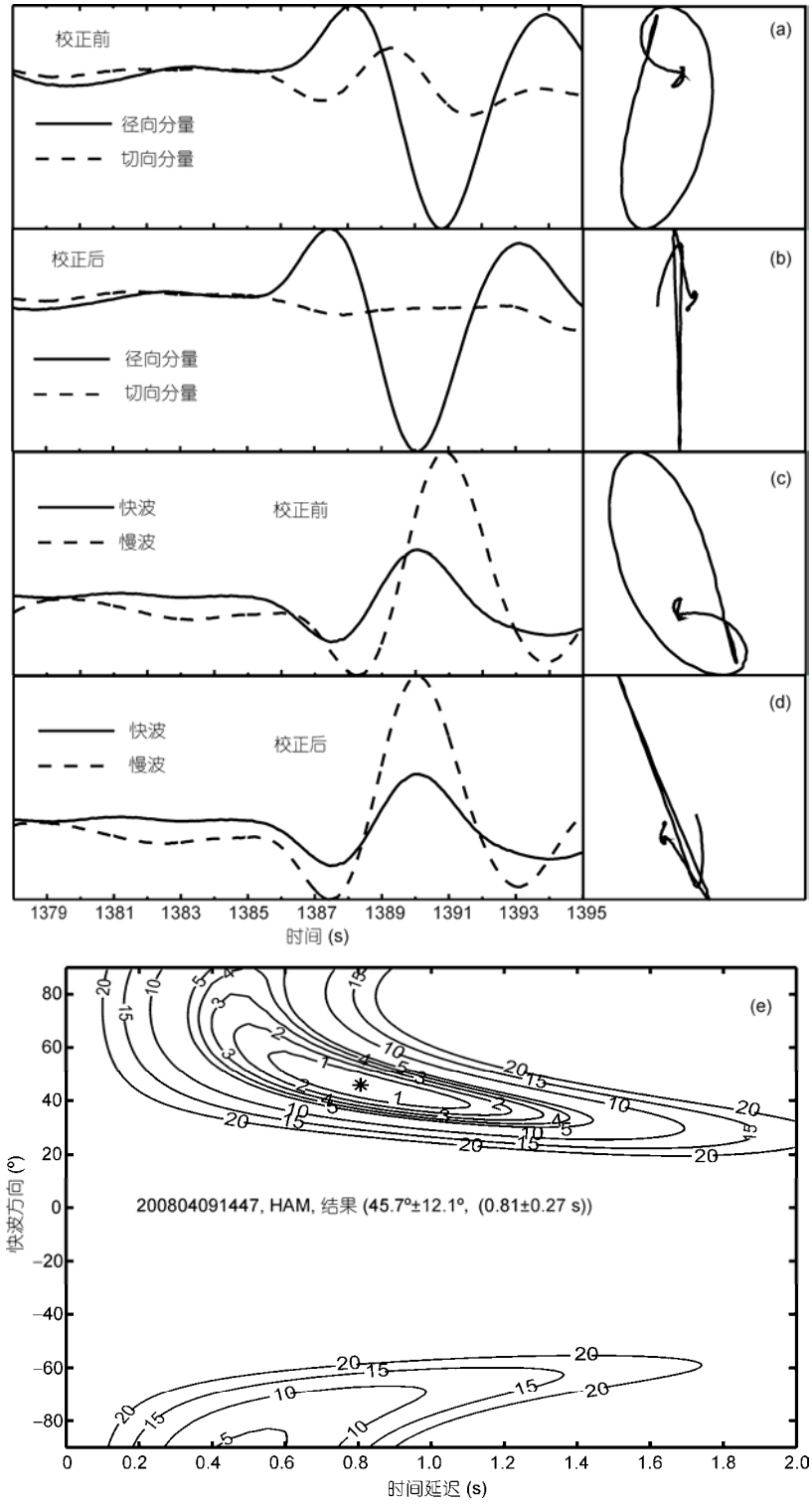

图 2　SKS 波分裂分析示例

(a) 原始的径向和切向上的波形和质点运动图; (b) 经过各向异性校正后的径向和切向上的波形和质点运动图; (c) 原始 SKS 震相转到快波和慢波轴方向的波形和质点运动图; (d) 经过各向异性校正后 SKS 震相在快波和慢波轴方向的波形和质点运动图; (e) 切向能量等值线图, 星号处对应了最佳的分裂参数

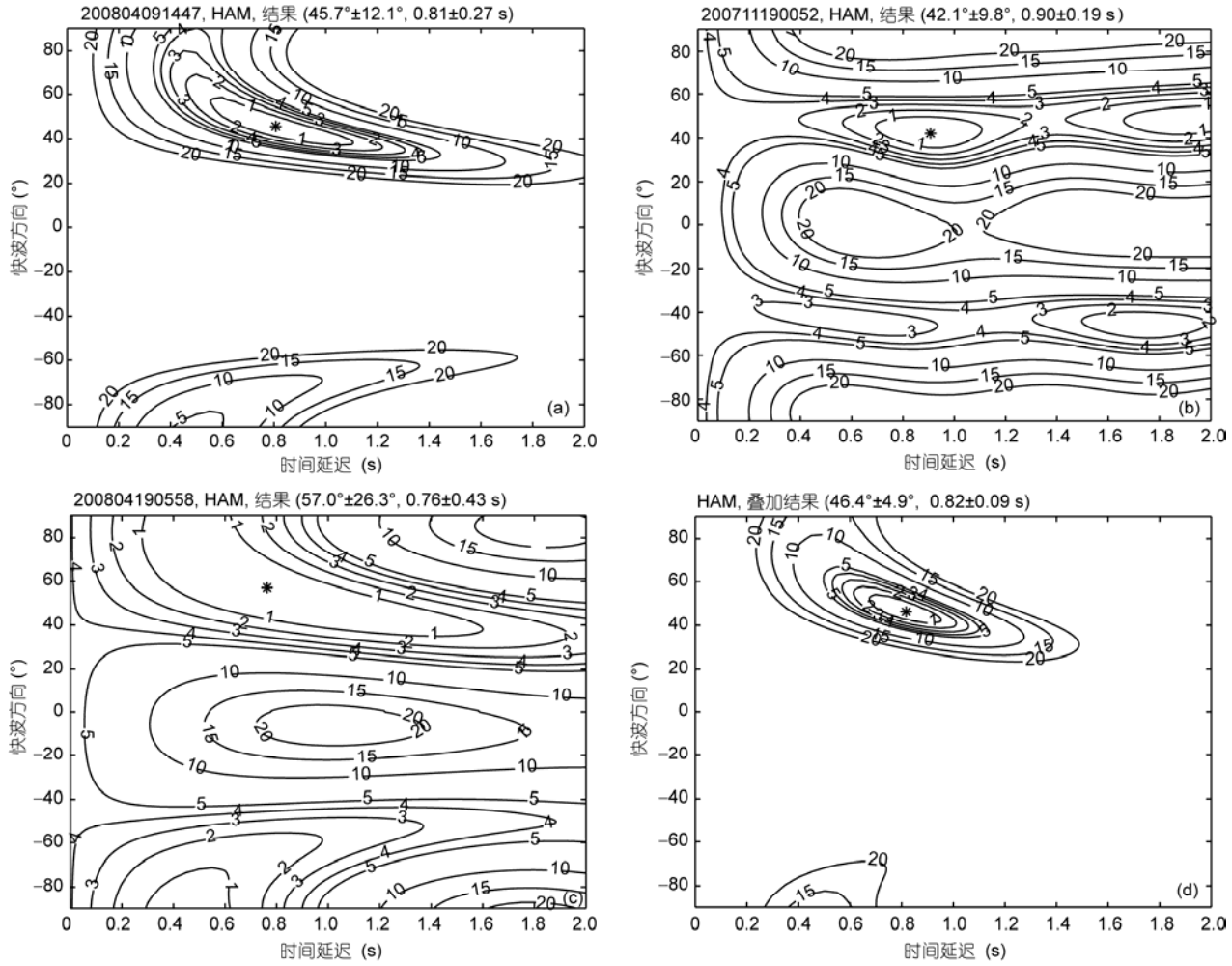

图 3　HAM 台单个远震事件 SKS 波分裂分析的切向能量等值线图((a)~(c))及由这三个事件叠加得到的切向能量等值线图(d)

星号表示最佳分裂参数的位置

析的基础上进行“叠加”分析, 因而多数台站的分裂测量结果比较好. 固定台站的台基一般为基岩, 背景噪音低, 而且观测时间长, 所以得到的分裂测量结果好. 从表1看出, 大多数台站的测量结果质量都比较高, 其快波方向的误差在10°以内, 时间延迟的误差在0.2 s以内. 但是由于个别流动台站记录的数据质量差或切向能量很小, 造成了80K台和TOM台2个台站没有找到适合XKS分裂的事件波形记录, 没有得到有效结果. 在喜马拉雅东构造结及周边地区, 绝大部分台站的时间延迟范围在0.50~1.20 s(表1), 快波方向没有表现出随分裂测量事件反方位的变化, 其中的无效测量事件(校正前切向能量很小事件)的反方位一般平行或垂直于快波偏振方向(图4), 显示了单层各向异性特征.

根据喜马拉雅东构造结及周边地区各台站的远震XKS波形资料的偏振分析结果, 并结合前人在该区域已经发表过的横波分裂参数结果(McNamara等, 1994; Sol等, 2007; Wang等, 2008; León Soto等, 2012), 我们绘制了喜马拉雅东构造结及周边地区的上地幔各向异性图像(图1). 从图1中看, 不仅固定台站结果与其临近的前人结果一致, 而且流动台站的结果与其邻近的前人结果也基本一致. 根据快波方向趋势的分布, 喜马拉雅东构造结的快波偏振方向基本为NE-SW方向, 其外围地区的快波偏振方向围绕东构造结呈现出顺时针旋转的趋势, 自西向东呈现出从NE-SW方向到E-W方向, 再到NW-SE方向, 最后为

表 1　喜马拉雅东构造结及周边地区各台站 XKS 波分裂参数 [a)]

代码	北纬	东经	φ (°)	δt (s)	事件数	备注
BAK	30.1°	95.6°	100.3±2.5	0.99±0.05	10	1
BEB	29.2°	95.2°	57.6±5.3	0.56±0.04	32	1
DAM	29.5°	95.5°	75.1±6.7	0.61±0.05	15	1
GLS	29.8°	95.7°	77.8±7.2	0.59±0.05	12	1
GUY	29.2°	97.2°	109.4±9.8	1.12±0.11	4	1
HAM	29.4°	95.1°	44.4±3.2	0.90±0.06	18	1
LAD	29.0°	93.1°	94.8±6.2	1.20±0.07	9	1
MOT	29.3°	95.3°	54.6±9.7	0.67±0.11	6	1
NYG	29.2°	94.2°	48.5±4.6	0.62±0.06	15	1
PAI	29.5°	94.8°	82.3±8.2	0.80±0.08	6	1
SCY	28.7°	96.8°	70.2±8.7	0.42±0.08	7	1
SHM	28.4°	97.0°	72.6±11.6	0.82±0.11	4	1
SOZ	29.7°	96.1°	58.0±13.4	0.40±0.20	2	1
TOM	30.1°	95.1°	–	–	0	1
YAR	29.3°	95.3°	55.6±6.8	0.63±0.07	14	1
ZHB	29.6°	94.9°	95.2±3.7	0.68±0.08	12	1
80K	29.7°	95.5°	–	–	0	1
YS01	33.3°	96.4°	131.6±9.9	0.77±0.09	3	2
YS02	33.2°	96.4°	129.0±8.7	1.00±0.08	3	2
YS03	33.2°	96.6°	118.0±9.9	0.70±0.16	1	2
YS04	33.2°	96.6°	118.0±14.5	1.00±0.23	3	2
YS05	33.1°	96.8°	119.0±12.3	0.90±0.17	2	2
YS06	33.1°	96.8°	129.8±8.6	0.79±0.10	4	2
YS07	33.0°	97.1°	112.0±16.4	0.80±0.24	1	2
YS09	33.7°	96.5°	135.8±8.8	0.82±0.08	4	2
YS11	32.9°	96.6°	120.0±13.3	0.90±0.13	1	2
YS12	33.0°	95.9°	119.0±15.2	0.66±0.12	2	2
YS13	32.3°	96.4°	121.2±11.3	0.89±0.13	2	2
YS14	32.5°	96.5°	132.4±12.1	0.78±0.11	2	2
BZT	32.1°	96.5°	132.8±9.2	0.74±0.10	4	2
JDX	31.7°	96.3°	131.3±9.4	0.90±0.13	2	2
JQT	32.0°	96.2°	132.2±8.1	0.93±0.10	4	2
51046	28.8°	99.3°	170.3±11.4	0.82±0.12	2	3
51060	29.0°	99.4°	174.6±7.1	0.68±0.08	5	3
53001	29.0°	98.6°	168.2±5.1	0.91±0.05	19	3
53002	29.0°	99.0°	169.5±8.6	0.53±0.09	6	3
53003	28.7°	98.7°	165.5±6.0	0.92±0.06	21	3
53004	28.5°	98.9°	165.2±5.3	0.87±0.06	19	3
53005	28.1°	98.9°	168.9±7.4	0.86±0.06	11	3
53006	28.3°	99.3°	164.4±6.2	0.88±0.07	12	3
53008	28.0°	99.5°	164.4±6.3	1.03±0.06	11	3

续表1

代码	北纬	东经	φ (°)	δt (s)	事件数	备注
53013	27.7°	99.1°	163.8±8.4	0.53±0.06	10	3
53014	27.4°	99.1°	163.9±8.1	0.55±0.07	6	3
53015	27.1°	99.2°	153.7±7.6	0.66±0.07	6	3
53016	27.6°	99.4°	157.8±6.5	0.72±0.06	13	3
53017	28.0°	98.6°	163.3±9.3	0.52±0.08	5	3
53021	26.7°	98.9°	165.4±12.6	0.66±0.14	2	3
53022	26.7°	99.38°	155.0±15.4	0.60±0.14	1	3
53049	27.3°	99.6°	169.3±6.4	0.77±0.07	10	3
BAT	30.0°	99.1°	130.5±5.1	0.64±0.06	16	4
CAD	31.1°	97.2°	145.4±2.7	0.91±0.05	32	4
CHY	28.7°	97.5°	115.6±3.1	0.95±0.07	11	4
DXI	30.5°	91.1°	64.7±2.5	0.86±0.05	33	4
LIZ	29.7°	94.3°	101.2±3.4	1.04±0.07	12	4
MZG	29.8°	91.7°	44.3±3.3	0.66±0.07	21	4
NAQ	31.5°	92.1°	80.8±3.4	0.78±0.05	21	4
SNA	29.2°	91.8°	93.6±6.7	1.06±0.07	7	4
YUS	33.0°	97.0°	108.8±5.5	0.92±0.12	11	4
ZAD	32.9°	95.3°	104.5±4.7	0.67±0.05	12	4

a) φ是快波偏振方向, δt是快、慢波的时间延迟. "–"代表没有找到有效的分裂事件. 备注栏中注明该台站属于: 1. 喜马拉雅东构造结地震台阵; 2. 玉树地震科学考察项目台阵; 3. 中国地震科学探测台阵; 4. 中国地震台网

N-S方向的逐步变化. 在研究区东南部快波方向呈现出近N-S方向, 与该区域附近其他学者得到的固定台站(常利军等, 2006; Wang等, 2008)和流动台站的结果(Lev等, 2006)相一致, 但是与Shi等(2012)在该区域附近的固定台站ZoD和GoS存在一定的差别, 其快波方向为NW-SE方向. 这种差异可能是由于Shi等(2012)资料处理和选择标准, 以及结果统计标准的不同引起的, 例如, ZoD台的快波方向在其文图5中明显趋向N-S方向, 但文中统计的平均结果为109.8°.

在东构造结也存在着小尺度的变化, 如ZHB, PAI和HAM之间存在40°~50°的差异, 台站之间相距约30 km, 按照菲涅尔带(Huang等, 2000)来分析, 各向异性层位于45 km以上深度范围. 而这3个台站得到的时间延迟平均值为0.8 s, 似乎45 km的深度很难产生如此大时间延迟. Rümpker等(2000)的模拟结果显示, 在块体边界, 各向异性快波方向在较短距离内会出现明显变化. ZHB, PAI与HAM位于具有不同各向异性特征的东构造结和拉萨块体的边界附近, 因而产生了小尺度的变化.

4 讨论和结论

4.1 各向异性层的分布和厚度

用XKS波来研究各向异性, 在横向上具有很高的分辨率, 但是在其传播路径上很难确定各向异性层的深度. 地壳和地幔都可能存在各向异性层, 并且各向异性可以解释为岩石圈的变形, 也可以归因于软流圈地幔流的贡献. 下面的约束可以帮助我们认识喜马拉雅东构造结及周边地区各向异性层的分布. 尽管青藏高原东南缘地壳厚度很厚(Zurek等, 2005; Wang等, 2010), 但是通过Moho界面的Ps转换波得到的该区域地壳横波分裂延迟时间一般不超过0.2 s (McNamara等, 1994; Sherrington等, 2004; Ozacar和Zandt, 2004), 他们认为该区域地壳各向异性对XKS波分裂分析的影响较小. 但是, 最近的研究显示关于青藏高原东南缘地壳各向异性的约束存在争议, Sun等(2012)在该区域运用79个台记录的Ps转换波仅得到12个台站的测量结果显示, 时间延迟介于0.2~0.9 s, 5个台的结果超过0.6 s, 认为各向异性主要分布在地

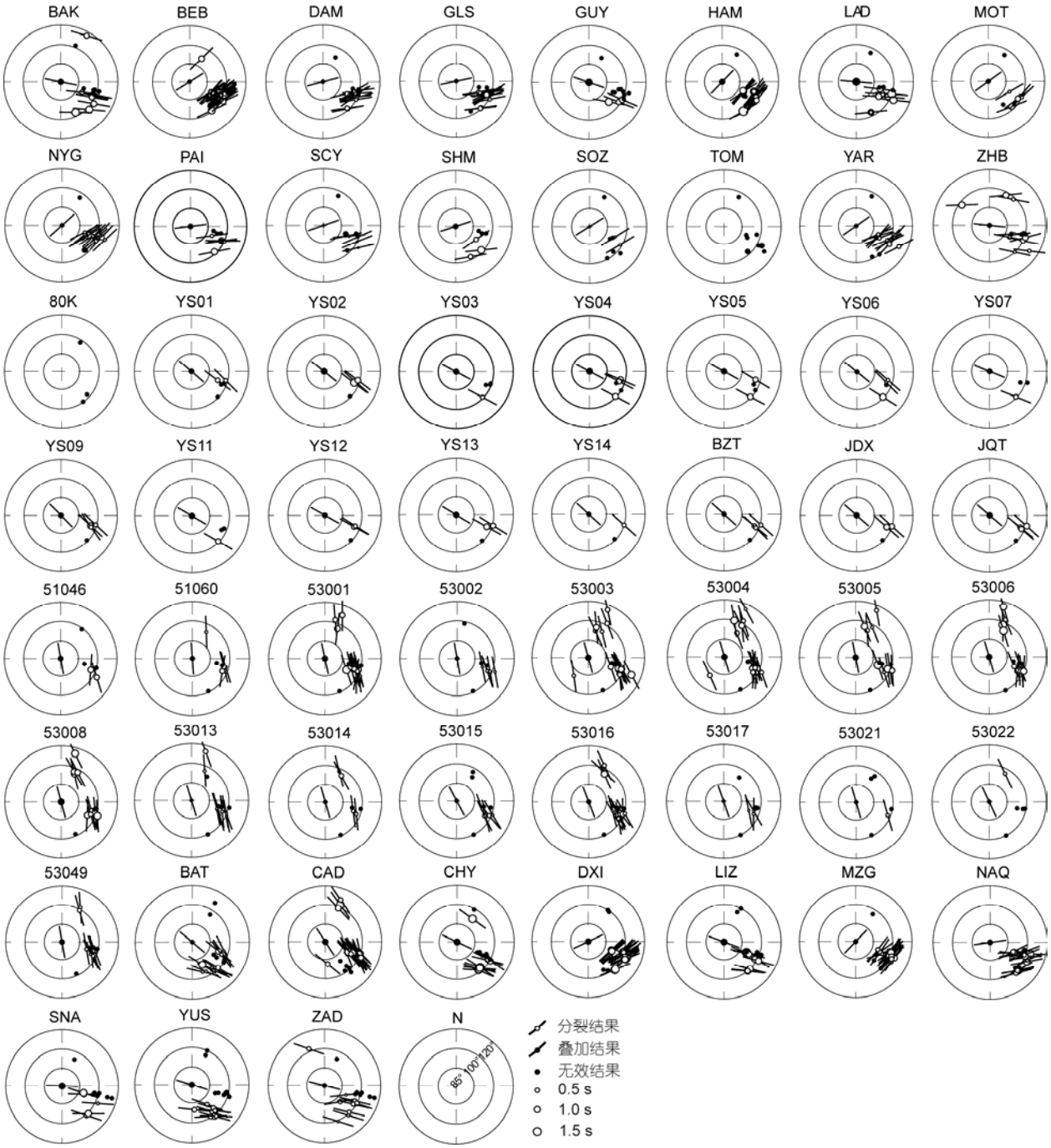

图 4　各台站 XKS 波分裂测量结果

同心圆半径大小表示震中距大小, 震中距由里向外从 80°增加到 140°. 单个测量用一根实心杆和空心小圆环表示; 平均结果画在图的中心并用实心杆和实心小圆环表示; 无效的测量用实心小圆环表示. 可以看出, 无效的测量事件的反方位平行或垂直于快波轴方向

壳, 而Chen等(2013)在该区域利用94个台站记录的Ps转换波得到的地壳各向异性平均值为0.19 s. 此外, 常利军等(2010)、Shi等(2012)、石玉涛等(2013)和Chang等(2014)通过近垂直入射、记录清晰的直达S波在青藏高原东南缘估算的地壳各向异性延迟时间为0.1~0.2 s. Yao等(2010, 2012)在该区域通过面波成像

估算地壳各向异性延迟时间与Sun等(2012)的结果相当, 但是在地幔各向异性结果二者差异较大. Sun等(2012)文中认为上地幔是近乎各向同性的, 但Yao等(2010, 2012)的结果显示出上地幔具有一定的各向异性, Lei等(2014)的研究结果也显示了上地幔顶部存在较强的各向异性. 综上所述, 我们认为在喜马拉雅东构造结及周边地区各向异性不仅存在于地壳, 也存在于上地幔, 但是关于地壳各向异性约束仍需今后进一步研究.

假设该区域地幔的各向异性度为4%(Mainprice和Silver, 1993), 由该研究区得到的横波分裂时间延迟估算的各向异性层厚度为60~140 km. 通过一阶Fresnel带(Alsina和Snieder, 1995)的推断, 研究区各向异性层分布在60~160 km, 与青藏高原东南缘他人研究结果基本一致(Lev等, 2006; Meltzer等, 2007). 该区域的岩石圈厚度为170~200 km(An和Shi, 2006), 根据以上推断各向异性层应主要位于岩石圈.

4.2 各向异性成因

上地幔各向异性一般被认为是由于变形导致地幔橄榄岩等矿物晶格的优势排列引起的(Silver和Chan, 1991). 通过分析地幔变形场与各向异性之间的关系, 人们认识到横波分裂参数是描述地球介质变形的关键参数之一. 产生地幔物质变形的原因可能多种多样, 但最为直接的原因是板块运动. 板块运动的速度和方向在很大程度上决定着上地幔各向异性的强度和方向. 在板块驱动的假设下, 当前流行两个壳幔变形运动学的端元模型, 即简单软流圈流动(Simple Asthenospheric Flow, SAF; Vinnik等, 1992; Silver和Holt, 2002)和垂直连贯变形(Vertical Coherent Deformation, VCD; Silver, 1996). 简单软流圈流动则意味着板块自驱动, 并由力学上软弱的软流圈与岩石圈有效解耦, 地幔变形归因于软流圈顶部和底部的差异速度. 岩石圈垂直连贯变形预示地壳强烈地耦合于地幔, 作用于地壳变形场的地壳浮力可以传递到地幔, 从而影响地幔变形, 使地幔变形场和地表变形场相同, 地壳和地幔的有限应变场是一致的. 因此, 可以通过GPS测量的现今地表变形场来预测表征地幔变形场的各向异性快波方向(Flesch等, 2005; Wang等, 2008). Silver(1996)指出符合垂直连贯变形模式的地区, 快波方向一般平行于地表的构造走向. 例如, 在现代板块聚合带附近, 各向异性主轴平行于板块边界; 在裂谷区, 各向异性主轴平行于地壳裂谷的拉伸方向; 在造山带, 各向异性主轴与山脉的走向平行; 在大型走滑断裂带附近, 与断裂带的走向平行(Silver和Chan, 1991).

根据GPS确定的地表运动速度场(Zhang等, 2004; Gan等, 2007)来看(图1(a)), 在青藏高原东南缘地表运动速度场表现为绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转的趋势, 与我们在该区域得到的快波方向变化趋势一致, 而且区域内大部分台站得到的快波方向与断裂、缝合带和山脉等地表构造走向也表现出一致性. 喜马拉雅东构造结及周边地区的快波方向与该区域地表构造走向和由GPS得到地表运动速度场运动趋势相一致, 说明该区域地表变形特征与深部上地幔变形特征是一致的, 其岩石圈变形是一种垂直连贯变形模式. 此外, 将XKS分裂观测的快波方向与由GPS测量的地表变形场预测的各向异性快波方向(Wang等, 2008; León Soto等, 2012)(图5)进行比较, 尽管新台站没有得到预测的快波方向, 但是我们可以将新台站测量的快波方向与前人在临近台站预测的快波方向进行比较. 总体来看, 在高原内部, 测量的快波方向与预测的最大左旋剪切方向一致; 在高原周边, 测量的快波方向与预测的最大拉伸方向一致. 由GPS测量的地表变形场预测的岩石圈地幔各向异性快波方向与测量得到的快波方向表现出的一致性进一步支持了该区域岩石圈变形是一种垂直连贯变形模式.

有关青藏高原东南缘的岩石圈变形特征, 面波各向异性的结果模拟发现青藏高原东南部地区不同深度的地壳和上地幔方位各向异性存在明显差异(Yao等, 2010, 2012), 预示了该区域浅部和深部的变形模式不同, 与我们的结论不一致. 对于这两种争议的变形模式, 需要进一步的研究来确定.

喜马拉雅东构造结的快波方向为NE方向, 与印度板块向青藏高原下NE方向的俯冲一致, 说明稳定坚硬印度块体向NE方向俯冲到青藏高原下方是引起该区域变形的主要原因. 而围绕喜马拉雅东构造结周边地区的快波方向表现出顺时针旋转的环形特征. 缅甸俯冲带的几何结构(Ni等, 1989; 张浪平等, 2013)和地震层析成像研究(Li等, 2008)揭示了缅甸块体下的俯冲板片东向俯冲. 我们推测由于俯冲板片的东

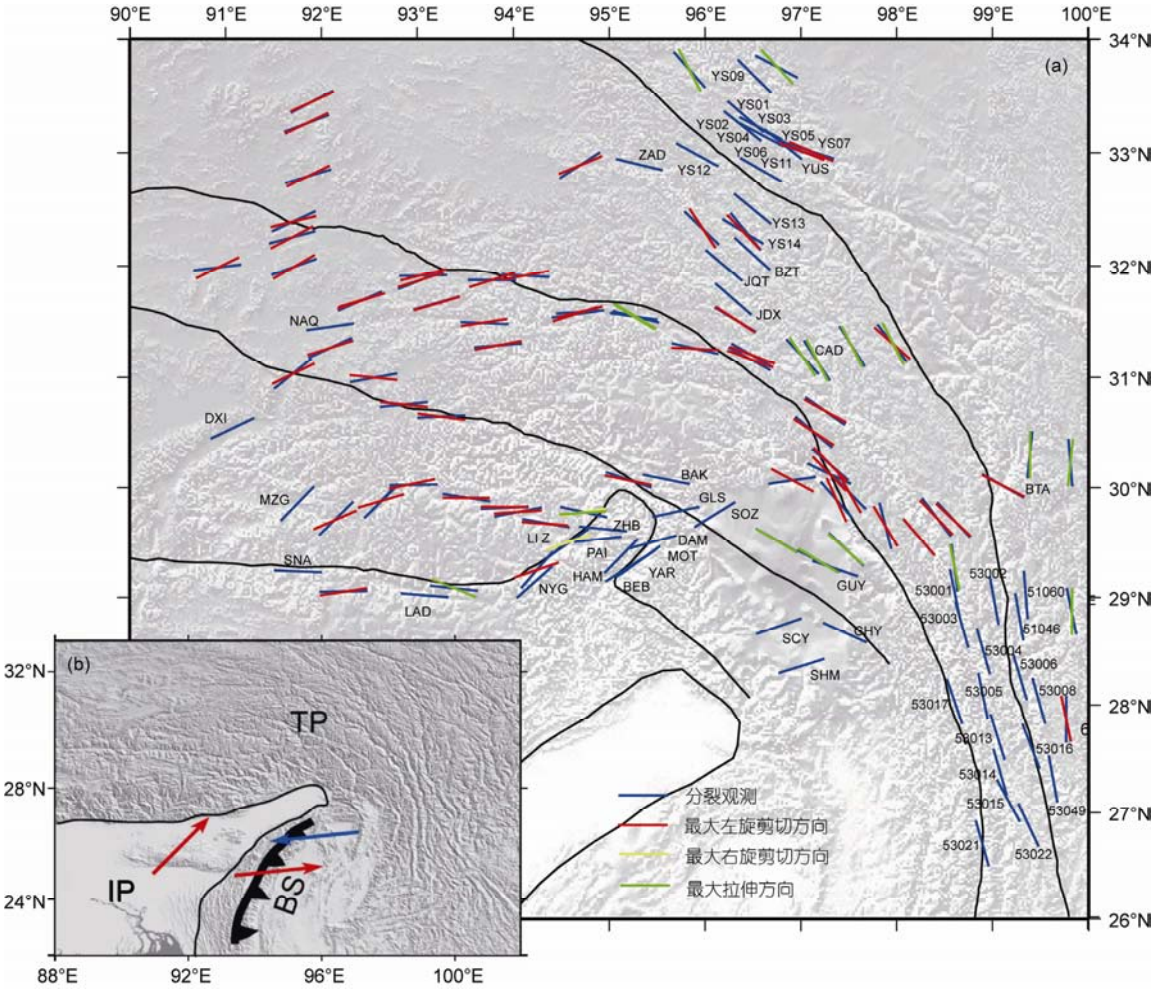

图 5　XKS 分裂观测的快波方向与地表变形场预测的各向异性快波方向比较

(a)中蓝色线段为 XKS 分裂观测得到的快波方向, 由 GPS 测量的表面变形场预测的各向异性方向是最大左旋剪切方向(红色线段)、最大右旋剪切方向(黄色线段)和最大拉伸方向(绿色线段). (b)中红色箭头为板块俯冲方向, 蓝色箭头为俯冲板片的后撤方向(Richard 等, 2007), 黑线为板块边界, 黑色粗锯齿线段为缅甸海沟; IP 为印度板块, BS 为缅甸俯冲带, TP 为青藏高原. 由 GPS 测量的表面变形场预测的快波方向来自 Wang 等(2008)和 León Soto 等(2012)

向俯冲和西向后撤(Richards等, 2007)对东构造结东部岩石圈产生了一个被动的西向拖曳力, 而东构造西部岩石圈又受到稳定坚硬的印度板块沿NE方向俯冲作用, 使得绕喜马拉雅东构造结周边岩石圈产生了顺时针旋转的环形变形, 使得上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质变形的方向, 进而在周边地区形成了快波方向绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转的各向异性特征. 有关俯冲带由地震各向异性推断的环形变形特征, 在世界其他地方也有类似观测. 例如, 在墨西哥西部(León Soto等, 2009)和阿尔卑斯西部(Barruol等, 2011).

4.3　结论

本文利用新得到的喜马拉雅东构造结和周边地区59个宽频带地震台站的横波分裂参数, 并结合前人在该区域取得的各向异性结果, 获得了目前该区域最全面的各向异性图像. 特别是, 我们利用喜马拉雅东构造结台阵的17个流动台站的资料, 首次获得了描述东构造结各向异性特征的直接证据. 喜马拉雅东构造结的各向异性特征与其周边地区不同. 喜马拉雅东构造结的快波方向为NE方向, 与印度板块向青藏高原下NE方向的俯冲一致, 说明稳定坚硬的

印度块体向NE方向俯冲到青藏高原下方是引起东构造结岩石圈变形的主要原因. 东构造结周边地区的快波方向则呈现绕构造结顺时针旋转的环形变化特征, 我们推测缅甸块体下俯冲板片的东向俯冲和西向后撤促进了东构造结周边岩石圈顺时针旋转的环形变形, 它使上地幔中橄榄岩的晶格排列方向平行于物质变形的方向, 进而在周边地区形成了快波方向绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转的各向异性特征. 喜马拉雅东构造结及周边地区测量的快波方向与该区域地表构造走向和由GPS得到地表运动速度场运动趋势相一致, 并且与由GPS测量的地表变形场预测的各向异性快波方向一致, 说明该区域地表变形特征与深部上地幔变形特征是一致的, 其岩石圈变形是一种垂直连贯变形模式.

参考文献

常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2008a. 四川及邻区上地幔各向异性研究. 中国科学: 地球科学, 38: 1589–1599

常利军, 王椿镛, 丁志峰, 等. 2008b. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 51: 431–438

常利军, 丁志峰, 王椿镛. 2010. 2010年玉树7.1级地震震源区横波分裂的变化特征. 地球物理学报, 53: 2613–2619

丁志峰, 曾融生. 1996. 青藏高原上地幔横波各向异性的探测研究. 地球物理学报, 39: 211–220

姜枚, 许志琴, Hirn A, 等. 2001. 青藏高原及其部分邻区地震各向异性和上地幔特征. 地球学报, 22: 111–116

廖武林, 丁志峰, 曾融生, 等. 2007. 喜马拉雅地区S波分裂研究. 地球物理学报, 50: 1437–1447

吕庆田, 马开义, 姜枚. 1996. 青藏高原南部下的横波各向异性. 地震学报, 18: 215–223

石玉涛, 高原, 张永久, 等. 2013. 松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂. 地球物理学报, 56: 481–494

王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 2007. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. 中国科学: 地球科学, 37: 495–503

王琼, 高原, 石玉涛, 等. 2013. 青藏高原东北缘上地幔地震各向异性: 来自SKS, PKS和SKKS震相分裂的证据. 地球物理学报, 56: 892–905

许志琴, 蔡志慧, 张泽明, 等. 2008. 喜马拉雅东构造结-南迦巴瓦构造及组构运动学. 岩石学报, 24: 1463–1476

张洪双, 滕吉文, 田小波, 等. 2013. 青藏高原东北缘岩石圈厚度与上地幔各向异性. 地球物理学报, 56: 459–471

张浪平, 邵志刚, 马宏生, 等. 2013. 基于地震参数的缅甸弧俯冲带处板块间几何接触方式的研究. 中国科学: 地球科学, 43: 653–664

郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性. 地震学报, 16: 131–140

Alsina D, Snieder R. 1995. Small-scale sublithospheric continental mantle deformation-constraints from SKS splitting observations. Geophys J Int, 123: 431–448

An M J, Shi Y L. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese Continent. Phys Earth Planet Int, 159: 257–266

Barruol G, Bonnin M, Pedersen H, et al. 2011. Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: The Western Alps. Earth Planet Sci Lett, 302: 429–438

Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. 2014. Variations of shear wave splitting in the 2013 Lushan M_s7.0 earthquake region. Sci China Ser Earth Sci, 57: 2045–2052

Chen Y, Zhang Z, Sun C, et al. 2013. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions. Gondwana Res, 24: 946–957

Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in Central Asia using GPS, geologic, and shear-wave splitting data. Earth Planet Sci Lett, 238: 248–268

Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. J Geophys Res, 112: B08416, doi: 10.1029/2005JB004120

Harrison T M, Ryerson F J, Le Fort P, et al. 1997. A late Miocene-Pliocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism. Earth Planet Sci Lett, 146: 1–7

Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath Himalayas and Tibet. Nature, 375: 571–574

Huang W C, Ni J F, Tilmann F, et al. 2000. Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. J Geophys Res, 105: 27979–27989

León Soto G, Ni J F, Grand S P, et al. 2009. Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone. Geophys J Int, 179: 1004–1012

León Soto G, Sandvol E, Ni J F, et al. 2012. Significant and vertically coherent seismic anisotropy beneath eastern Tibet. J Geophys Res, 117: B05308, doi: 10.1029/2011JB008919

Lev E, Long M D, Van der Hilst R D. 2006. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear-wave splitting reveals changes in lithospheric

deformation. Earth Planet Sci Lett, 251: 293–304
Li C, Van der Hilst R D, Meltzer A S, et al. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. Earth Planet Sci Lett, 274: 157–168
Li Y H, Wu Q J, Zhang F X, et al. 2011. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan Plateau from shear wave splitting analysis. Earth Planet Sci Lett, 304: 147–157
Mainprice D, Silver P G. 1993. Interpretation of SKS using samples from the subcontinental lithosphere. Phys Earth Planet Int, 78: 257–280
McNamara D, Owens T, Silver P, et al. 1994. Shear-wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 99: 13655–13665
Ni J F, Guzmanspeziale M, Bevis M, et al. 1989. Accretionary tectonics of Burma and the 3-dimensional geometry for the Burma subduction zone. Geology, 17: 68–71
Ozacar A A, Zandt G. 2004. Crustal seismic anisotropy in central Tibet: Implications for deformational style and flow in the crust. Geophys Res Lett, 2004, 31: L23601, doi: 10.1029/2004GL021096
Richards S, Lister G, Kennett B. 2007. A slab in depth: Threedimensional geometry and evolution of the Indo-Australian plate. Geochem Geophys Geosyst, 8: Q12003, doi: 10.1029/2007GC001657
Rümpker G, Ryberg T. 2000. New “Fresnel-Zone” estimates for shear-wave splitting observations from finite-difference modeling. Geophys Res Lett, 27: 2005–2008
Sandvol E, Ni J, Kind R, et al. 1997. Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas-Tibet collision zone. J Geophys Res, 102: 17813–17823
Sherrington H F, Zandt G, Frederickson A. 2004. Crustal fabric in the Tibetan Plateau based on wave form inversions. J Geophys Res, 109: B02312, doi: 10.1029/2002JB002345
Shi Y, Gao Y, Su Y, et al. 2012. Shear-wave splitting beneath Yunnan area of Southwest China. Earthq Sci, 25: 25–34
Silver P G, Chan W W. 1991. Share-wave splitting and subcontinental mantle deformation. J Geophys Res, 96: 16429–16454
Silver P G, Holt W E. 2002. The mantle flow field beneath western North America. Science, 295: 1054–1057
Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. Annu Rev Earth Planet Sci, 24: 385–432
Sol S, Meltzer A, Bürgmann R, et al. 2007. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. Geology, 35: 563–566
Sun Y, Niu F, Liu H, et al. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. Earth Planet Sci Lett, 349: 186–197
Tapponnier P, Peltzer G, Le A Y, et al. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611–616
Vinnik L P, Farra V, Romanowicz B. 1989. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations. Bull Sesimol Soc Amer, 79: 1452–1558
Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, et al. 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. Geophys J Int, 111: 433–447
Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. 2008. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. Geology, 36: 363–366
Wang C Y, Lou H, Silver P G, et al. 2010. Crustal structure variation along 30°N in the eastern Tibetan Plateau and its tectonic implications. Earth Planet Sci Lett, 289: 367–376
Wolfe C J, Silver P G. 1998. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations. J Geophys Res, 103: 749–771
Yao H J. 2012. Lithospheric structure and deformation in SE Tibet revealed by ambient noise and earthquake surface wave tomography: Recent advances and perspectives. Earthq Sci, 25: 371–383
Yao H, van der Hilst R D, Montagner J P. 2010. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. J Geophys Res, doi: 10.1029/2009JB007142
Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibet orogen. Annual Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280
Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. Geology, 32: 809–812
Zurek B D, Meltzer A, Sol S, et al. 2005. Measurements of crustal thickness and Poisson’s ratio in southeastern Tibet from receiver functions. AGU Fall Meeting Abstracts, 1: 1283