

范军、朱介寿、江晓涛等, 2014, 四川及邻区地壳流与动力特征研究, 中国地震, 30(4), 475~489。

四川及邻区地壳流与动力特征研究

范军^{1,2)} 朱介寿¹⁾ 江晓涛¹⁾ 吴朋²⁾ 杨宜海¹⁾

1) 成都理工大学, 成都市成华区二仙桥东三路1号 610059

2) 四川省地震局, 成都市人民南路三段29号 610041

摘要 利用四川地震台网区域地震台站和布设于该地区的流动地震台站的宽频带地震资料, 采用接收函数反演等方法, 对四川及邻区地壳流动与动力作用特征进行研究。结果表明, 四川盆地地壳及上地幔速度显著高于青藏高原东缘。盆地中地壳 v_s 值达 $3.6 \sim 3.8 \text{ km/s}$, 上地幔 v_s 值为 $4.5 \sim 4.8 \text{ km/s}$, 且地壳内无低速层, 岩性上显示为刚强的地块。青藏高原东缘各台站的 v_s 断面最显著的特征是速度值很小, 中地壳 v_s 平均值为 $3.0 \sim 3.4 \text{ km/s}$, 上地幔 v_s 值为 $4.0 \sim 4.5 \text{ km/s}$ 。地壳内普遍存在低速层, 大部份低速层位于深度 $20 \sim 40 \text{ km}$ 的中地壳, 在深度为 $10 \sim 20 \text{ km}$ 的上地壳及 $40 \sim 60 \text{ km}$ 的下地壳中, 也出现少量的低速层。受印度板块向北推移的影响, 青藏高原东缘在向东运动的过程中受到坚硬的四川盆地的阻挡, 产生向南及南东运动。这些运动过程的产生是由于研究区受到较为复杂的力的作用。正是在这些力的作用下, 青藏高原东缘成为地质构造复杂、地震活动强烈的地区。低速的地壳流受到刚强的四川盆地的阻挡出现拆层现象, 并拆分为向上及向下的2或3支分流。向上的分流侵入上地壳引起地表隆升, 形成陡峭的高峰。向下的分流侵入下地壳以至上地幔, 使地壳加厚莫霍界面下沉。青藏高原东缘地壳流主要沿活动断裂带上分布。它从青藏高原东缘中部羌塘地块流出, 主流沿北西南东的鲜水河断裂带流动, 然后转向南北沿安宁河及小江断裂向南。在研究区域的北部, 还有1支北东向及东西向到龙门山的地壳流。

关键词: 四川及邻区 接收函数 地壳流 动力特征

[文章编号] 1001-4683(2014)04-0475-15 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

四川地区位于青藏高原东缘与四川盆地之间, 受青藏高原强烈地块运动的影响, 其地貌形态和地质结构多十分复杂。由于青藏高原地壳物质向外流动时受到周边四川盆地、塔里木盆地等刚性地块阻挡, 地壳物质在这些地方堆积起来形成异常隆升的地貌和增厚的地壳, 最显著的动力隆升出现在青藏高原东缘与四川盆地的交汇带上。该地区陡峭山脉与高峰众多, 深大断裂带发育, 地震活动强烈, 历史和现今都是大地震的高发地区。开展对四川及邻区地壳动力作用特征的研究, 有助于我们进一步了解其地下介质特性、断层分布特征和地下

[收稿日期] 2014-04-30; [修定日期] 2014-10-30

[项目类别] 国家自然科学基金重点项目(40839909)和国家自然科学基金项目(41074062)资助

[作者简介] 范军, 男, 1962年生, 副研究员, 从事地震学研究和地震观测工作。E-mail: fanjun62@sina.com

物质受力状态及流动方向,对认识该地区地震活动规律及减轻地震灾害具有十分重要的作用。

20 世纪 70 年代后期,Vinnik(1977)就尝试从远震体波波形中分离出震源和传播路径的影响,以提取出接收区的响应。Langston(1977)则对远震 P 波波形提出了等效震源假定,并提出了从长周期远震体波波形数据中分离接收台站下地球介质对入射 P 波的脉冲响应的接收函数的方法。Owens 等(1984)在宽频带记录的基础上,提出了远震体波接收函数的线性波形反演方法。刘启元等(1996)提出了从宽频带地震台阵资料获取 3 分量接收函数的方法,并给出了基于 Tarantola 矢量反演理论的接收函数非线性反演方法。目前,接收函数的反演方法经过多年来的发展已日臻成熟,在国内外已获得了日益广泛的实际应用。

有关青藏高原东缘的四川及邻区的地壳流与动力特征的研究,国内外已有相关报道。Burchfiel 等(1995、2008)、Royden 等(1997)、Scchoenbohm 等(2006)和 Clark 等(2000、2003)对青藏高原东缘中下地壳存在的粘滞性层流受板块推挤向东流动,在刚性的四川盆地边界受阻,地壳流上升引起上地壳变形、地表隆升的现象提出了设想与模拟。张培震(2008)对几种层流模型进行了较全面的归纳与讨论,从而使得该方面的研究工作取得了很大的进展。

本文利用四川地震台网区域地震台站和布设于该地区的流动地震台站的宽频带地震资料,采用接收函数反演方法,参考震源机制、重力异常和地震活动性等研究成果,根据地质构造特征,对四川及邻区地壳流动与动力作用特征进行研究,以期弄清研究区的地壳运动和作用特征,为掌握其地震活动特征和活动规律提供依据。

1 地质构造背景和台站分布

1.1 地质构造背景

沿青藏高原东缘的地形地貌自北向南是不规则的并有很大变化。在靠近刚强的四川盆地一侧,地形上表现为一系列的上升陡峭山脉与高峰,而青藏高原东南及东北缘则为平缓下降的斜坡地带(Kirby et al, 2003; Clark et al, 2004、2005; Richardson et al, 2008)。NE 走向的龙门山是青藏高原东缘最靠近四川盆地的山脉,向西还有数条近似平行的 SN 向或 NNW 向山脉,如岷山、邛崃山、大雪山、沙鲁里山等,这些陡峭的山脉高度都在 5000m 以上,与平坦的青藏高原中部形成鲜明对照。青藏高原东缘的陡峻高山已构成了全球著名的大陆上悬崖陡壁地貌(Kirby et al, 2003; Clark et al, 2004、2005)。从平均高程 400 ~ 500m 的四川盆地到其西侧青藏东缘的陡峭山脉及高程达到 5500 ~ 7500m 的山峰,其水平距离仅为 50 ~ 80km。其中著名的高峰有位于岷山的雪宝顶(海拔 5582m)、位于龙门山的九顶山(海拔 4984m)、位于邛崃山的四姑娘山(海拔 6250m)及雪隆包(海拔 5527m)、位于大雪山的海子山(海拔 5820m)及四川最高的贡嘎山(7556m)等。从青藏高原东缘向北东及南西向的高程均逐步平缓下降,无明显突变。而向东通过四川盆地则在盆地边缘有明显异常隆起。这一突然上升的陡峻山峰,称为动态地形,它们与现代地壳深部的动力作用有关(Kirby et al, 2002、2003; Clark et al, 2004、2005)。这种地貌分布特征与青藏高原在新生代强烈隆升有关,其间分布了许多新构造断裂,许多延绵千里的高大山脉的走向受断裂构造线的控制,青藏高原及其边缘地区经常发生强烈地震。在青藏高原东缘有众多的断裂带发育,如鲜水河断裂带、龙门山断裂带、安宁河断裂带、小江断裂带、则木河断裂带和荣经-马边断裂带等,属

于非常明显的地壳厚度梯度带和重力梯度带(马杏垣, 1989;Huang et al, 2003)。

环绕四川盆地的青藏高原东缘隆升时间约为 5 ~ 11Ma,地壳仅有少量缩短(Kirby et al, 2003;Clark et al, 2004,2005;Burchfiel et al, 1995)。在青藏高原东缘的地壳变形主要受上新世-第四纪左旋断层控制,这些断层不仅切割了青藏高原东缘的地形地貌,而且切割了地壳上层的老构造(Burchfiel et al, 1995;张培震,2008)。青藏高原东缘升高的陡峻的地形,已被解释为由高原中部流出的地壳物质的累积使地壳增厚、上地壳隆升的直接效应(Kirby et al, 2003;Clark et al, 2000、2003、2004、2005;Burchfiel et al, 2008;Royden et al, 1997;Sechoenbohm et al, 2006)。

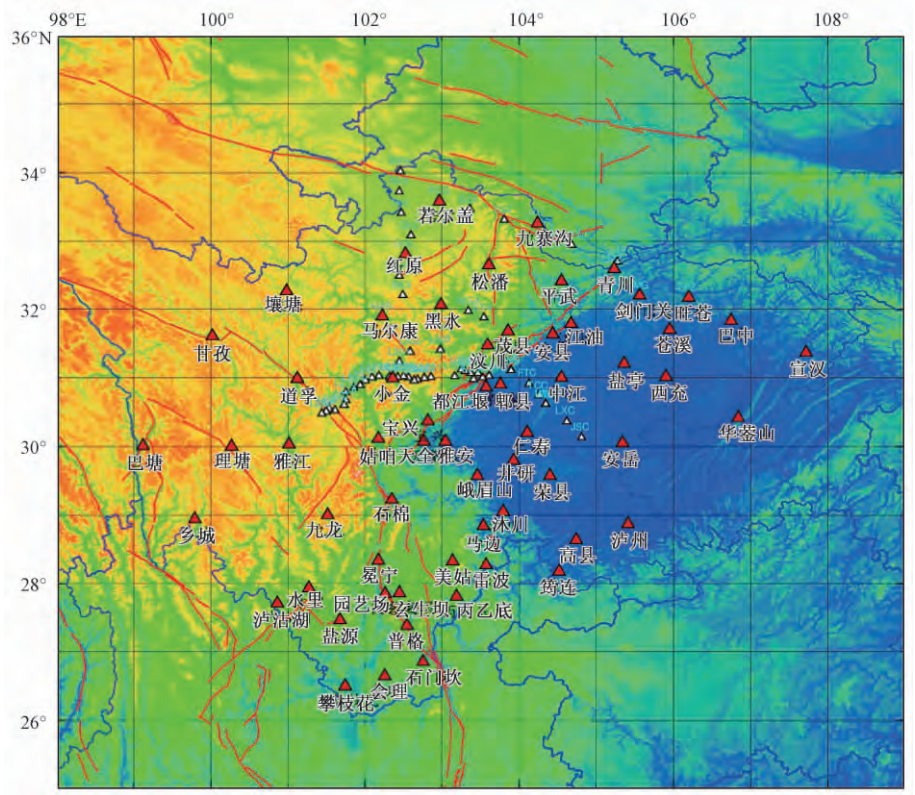


图 1 台站分布图
红色三角形为固定地震台;白色三角形为流动观测台

1.2 台站分布

利用近几年来四川数字地震台网以及成都理工大学与法国地球物理研究所、巴黎高等师范学院等单位合作在研究区域部署的被动源流动地震台阵地震观测,选取了 50 个流动观测台站及 52 个固定台站的地震观测资料,台站分布如图 1 所示。台站记录的远震资料按体波震级 $M_b > 5.5$ 、震中距 Δ 位于 30 ~ 90°区间的标准进行挑选,共获得了 147 个远震地震事件,这些远震大多来自环太平洋地震带、地中海及印度洋中脊地震带,对研究区域有较好的射线覆盖(图 2)。

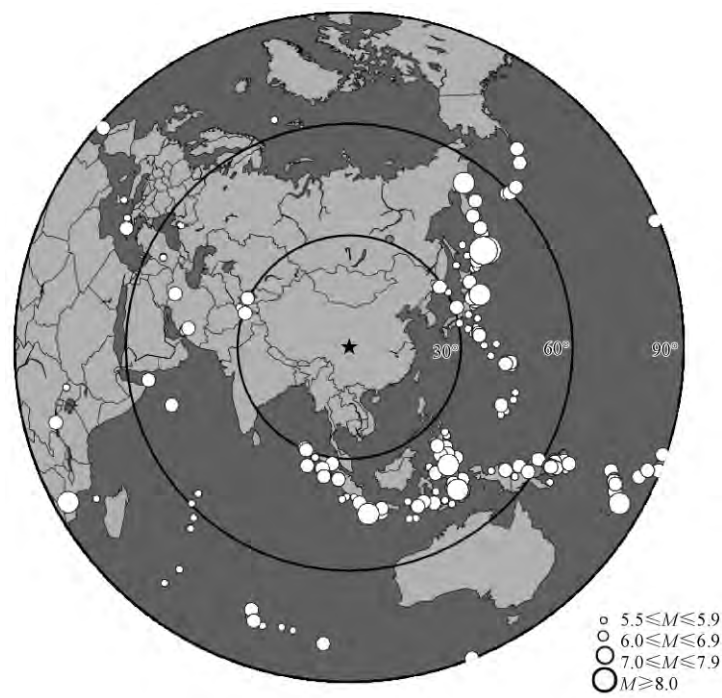


图2 远震分布

2 利用接收函数研究四川及邻区地壳结构

2.1 接收函数 S 波速度反演

在反演台站下方的速度结构以确定速度参数随深度的变化时,需将由实际资料得到的接收函数与理论模型的接收函数进行拟合。而要得到理论接收函数,则需计算某一模型下的理论地震图。

接收函数合成的地震图可用下式表示

$$d_j = R_j[m] \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (1)$$

式中, d_j 表示接收函数的第 j 个数据点; R_j 作用在模型 m 上用以产生数据 d_j ; m 表示 S 波层速度构成的向量, 所以

$$m = (\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_M) \quad (2)$$

初始模型建立以后, 将 R 在其初始模型 m_0 处展开成泰勒级数, 舍弃与 δm 相关的高阶项, 则公式可表示为

$$(D, \delta m)_j \approx R_j[D] - R_j[m_0] \quad (3)$$

式中, δm 为初始模型 m_0 的微扰向量, 是模型修正向量; D 表示泛函 R_j 在 m_0 处的偏导数矩阵, 其元素 D_{ij} 表示 S 波速度结构的微小变化在第 j 层引起的第 i 个采样值的相对变化, 该列向量构成微分地震图。在具体计算中, 为包含接收介质的完全响应, 采用了合成地震图的完全算法来计算接收函数, 并采用了快速算法来计算微分地震图以提高反演效率。

在反演接收函数时, 我们通常利用模型光滑度来约束, 在模型跳动幅度和波形拟合度之

间选取折中。为了压制速度模型的急剧变化和不稳定性,获得比较光滑的速度模型,通常采用降低波形拟合精度的方法,但须以不会因此而消除明显存在于地壳上地幔中的速度界面为原则,以力求改善反演的非唯一性。

用接收函数反演 S 波速度时,选取适当的初始模型对其约束、减少结果的不确定性是很重要的。因此,我们可以利用研究区内已有的地壳速度结构资料(朱介寿,2008;崔作舟等,1996;王椿镛等,2003)作为参考。

2.2 四川及邻区地壳结构

采用接收函数法对每一台站地下垂直断面 S 波速度进行反演。每一速度断面反演时,对所记录的波形均经过挑选及处理,使最终计算结果能很好地拟合观测波形。按照不同构造分区,将所得结果归纳为 4 个区域,即四川盆地及青藏高原东缘的北、中、南等 3 个部分,北部为 32°N 以北地区,中部为 $28.5^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 地区,南部是指 28.5°N 以南地区。所得结果如图 3 所示。

由图 3 给出的 v_s 分布可以看出,四川盆地地壳及上地幔速度显著高于青藏高原东缘。盆地中地壳 v_s 值达 $3.6\sim 3.8\text{km/s}$,上地幔 v_s 值为 $4.5\sim 4.8\text{km/s}$,且地壳内无低速层,岩性上显示为刚强的地块。

青藏高原东缘各台站的 v_s 断面最显著的特征是速度值很小,中地壳 v_s 平均值为 $3.0\sim 3.4\text{km/s}$,上地幔 v_s 值为 $4.0\sim 4.5\text{km/s}$ 。地壳内普遍存在低速层(速度剖面中的灰色阴影区),大部份低速层位于深 $20\sim 40\text{km}$ 的中地壳,在 $10\sim 20\text{km}$ 深的上地壳及 $40\sim 60\text{km}$ 深的下地壳中也出现少量的低速层。地壳最上层普遍存在的最低速层一般与沉积岩(四川盆地)或变质岩(高原东缘)相关。图 4 为根据反演结果绘出的研究区莫霍界面深度图。四川盆地地壳厚度一般为 $40\sim 44\text{km}$,青藏高原东缘厚度为 $50\sim 66\text{km}$,普遍比四川盆地厚 $10\sim 20\text{km}$ 。从四川盆地到青藏高原东缘莫霍界面陡然变深的区域为围绕四川盆地西缘的高原地区。

围绕四川盆地西缘的造山带,也是地壳厚度陡然增加的区域。地壳最厚处出现在青藏高原东缘最靠近四川盆地的地方,特别是位于中部的小金、日隆、泸定、康定一带,地壳厚度可达 $64\sim 66\text{km}$,这里也是地势最高的贡嘎山、四姑娘山等所在的位置,此区域内中下地壳的低速层也相对较厚,在向北和向南延伸的过程中,北部和南部地壳厚度有缓慢变薄的趋势,中下地壳的低速层也缓慢变薄。从北部地区向东南到四川盆地,地壳厚度从 58km 变薄至 40km ;从南部地区向东到四川盆地,地壳厚度从 55km 变薄至 40km 。地壳厚度分布图(图 4)显示,地壳物质向东流动时受四川盆地阻挡,引起地壳增厚;研究区的地形变化形态表现为向东南特别是向东高程急剧下降,而其莫霍面深度突变上升,这与地壳物质向东南方向流动及地壳厚度变化趋势一致。

总体来看,青藏高原东缘地区的上地壳界面和下地壳上界面分别比四川盆地的深。高原地区在中地壳的上部有不连续的低速层分布,在其上的上地壳下部存在有脆性的推覆体,而四川盆地地壳内没有发现低速层。在青藏高原东南向的推覆力和四川盆地抵抗力的作用下,高原地壳内推覆体发生向上推移动,形成龙门山的逆冲断裂带活动,在攀枝花-西昌地区和马边地区形成了安宁河断裂带、小江断裂带和荣经-马边断裂带的活动。

根据远震接收函数反演的各台站 v_s 分布,可以对地壳内 20 、 30 、 40km 深度的 v_s 成像。

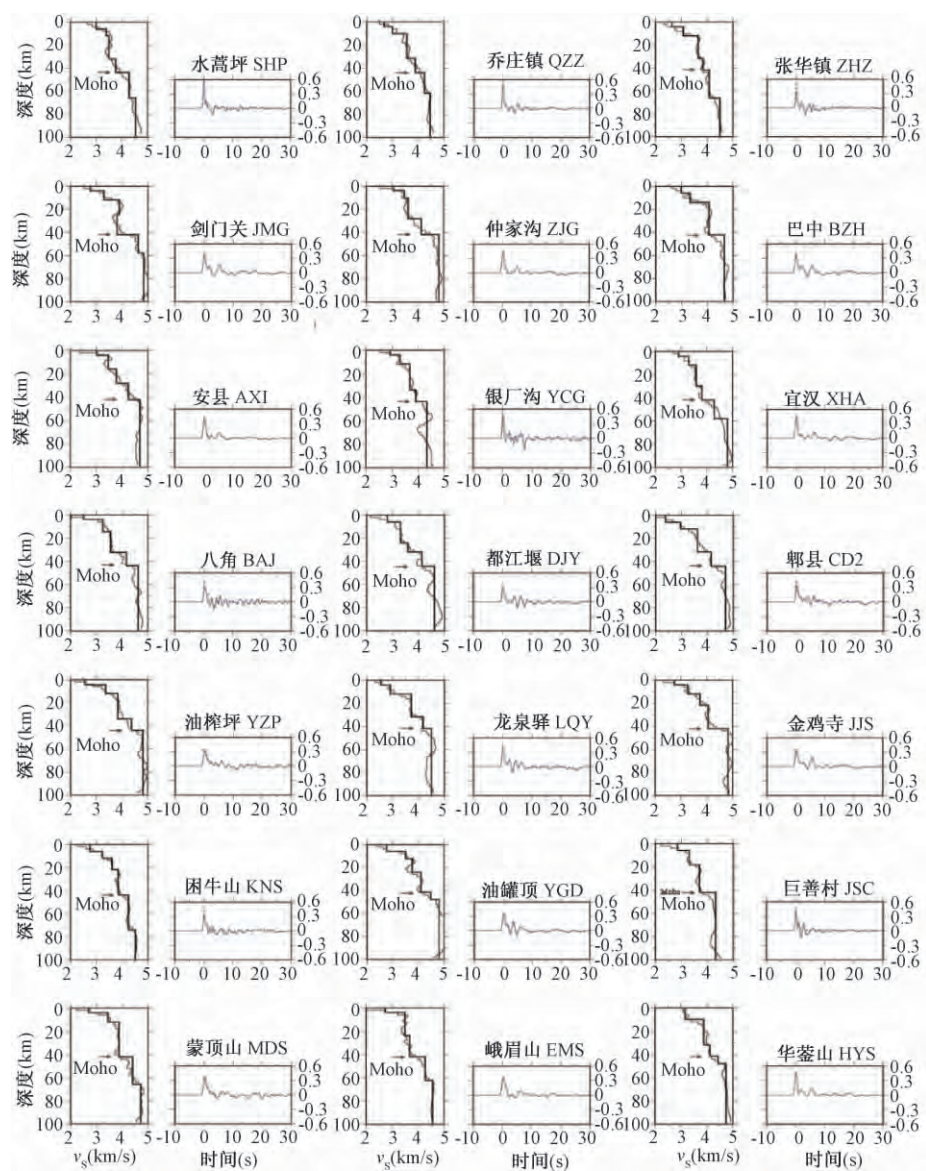


图 3(a) 四川盆地地壳上地幔 v_s 垂直断面及波形拟合图

为将地壳流与研究区主要构造特征及地表现代活动性进行对比,图 5 还绘出了主要活断层及断块运动方向和青藏高原相对于扬子地块的 GPS 速度矢量(Gan et al, 2007; 王阎昭等, 2008; Shen et al, 2005)。由图 5(a) 可见,20km 深度 v_s 图上 NW 至 SE 向沿鲜水河断裂带的地壳流较为明显。此外,沿龙门山西侧边缘发育了较弱的地壳流。由图 5(b)、5(c) 可见,30~40km 深度 v_s 图上四川盆地进入下地壳, v_s 显示为高速,青藏高原东缘已进入中地壳,这一深度范围是地壳流最发育的层位。在此地壳流分布范围及流动方式下,最主要的一股地壳流是由青藏高原中部(羌塘地块)向 SE 方向流动,沿鲜水河断裂向 ES 方向流至康定、泸定、石棉一带受阻,转向南北沿安宁河断裂,继而向南则沿小江断裂向南流动时已较微弱。

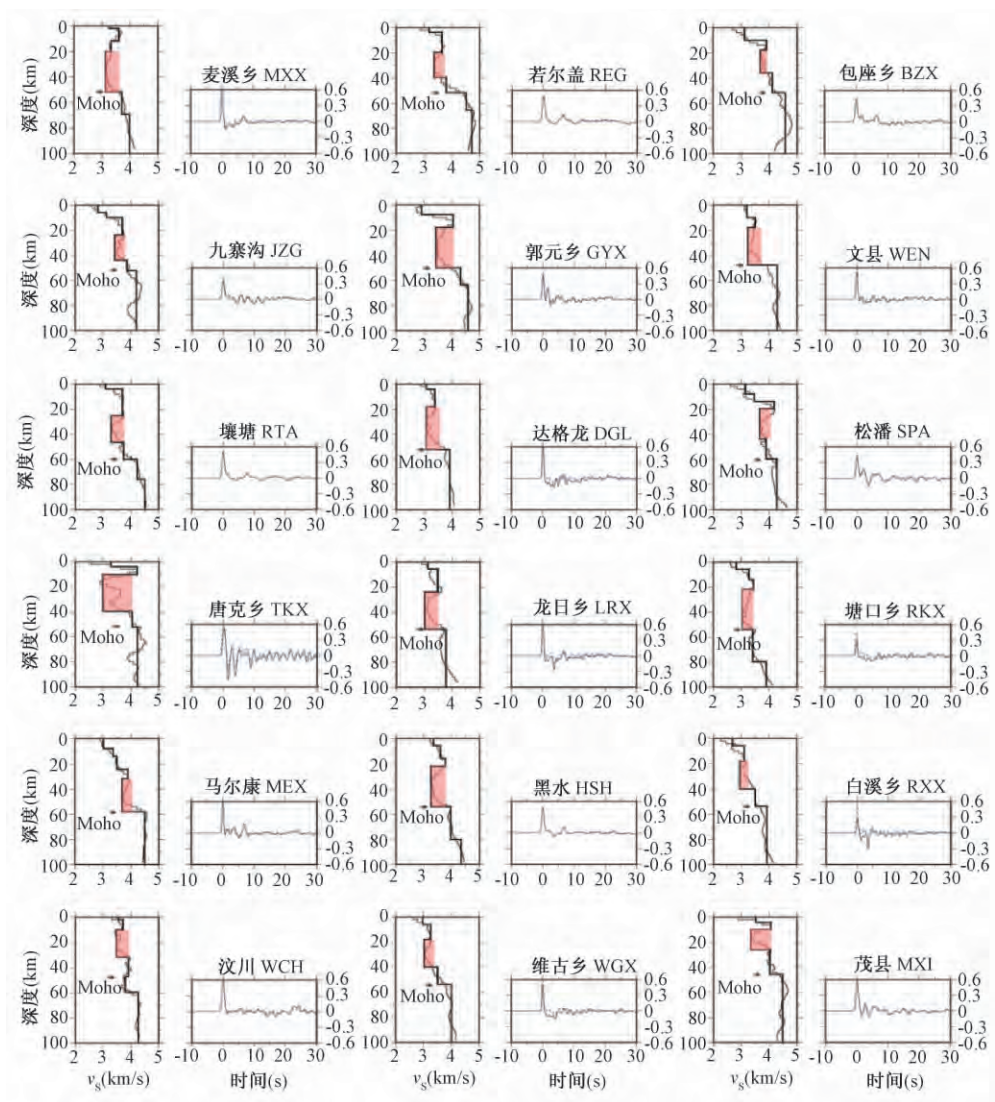


图 3(b) 青藏高原东缘北部地壳上地幔 v_s 垂直断面及波形拟合图

在北部,除向 EN 方向流动的地壳流外,还出现与龙门山垂直的 ES 向地壳流。另外,在西侧沿三江断裂带,还存在 1 支向南流动较弱的地壳流。

由此可见,青藏高原东缘的地壳流并非处处存在,它们仅分布在有限地段内。最主要的 1 条是从高原中部沿着鲜水河断裂向 SE 方向流动。其在鲜水河与安宁河断裂带的交界地带沿安宁河断裂流动、再向南则沿小江断裂向南流动。西侧的 1 支则沿三江断裂带向南流动。其在北部除有向 EN 方向的地壳流外,还出现与龙门山垂直的较强的 ES 向地壳流。地壳流主要被限制在深度 30~40km 的中地壳内,基本沿水平方向流动。但遇到刚性地块阻挡时,则发生向上及向下的分流,引起地壳异常隆升和地壳增厚。

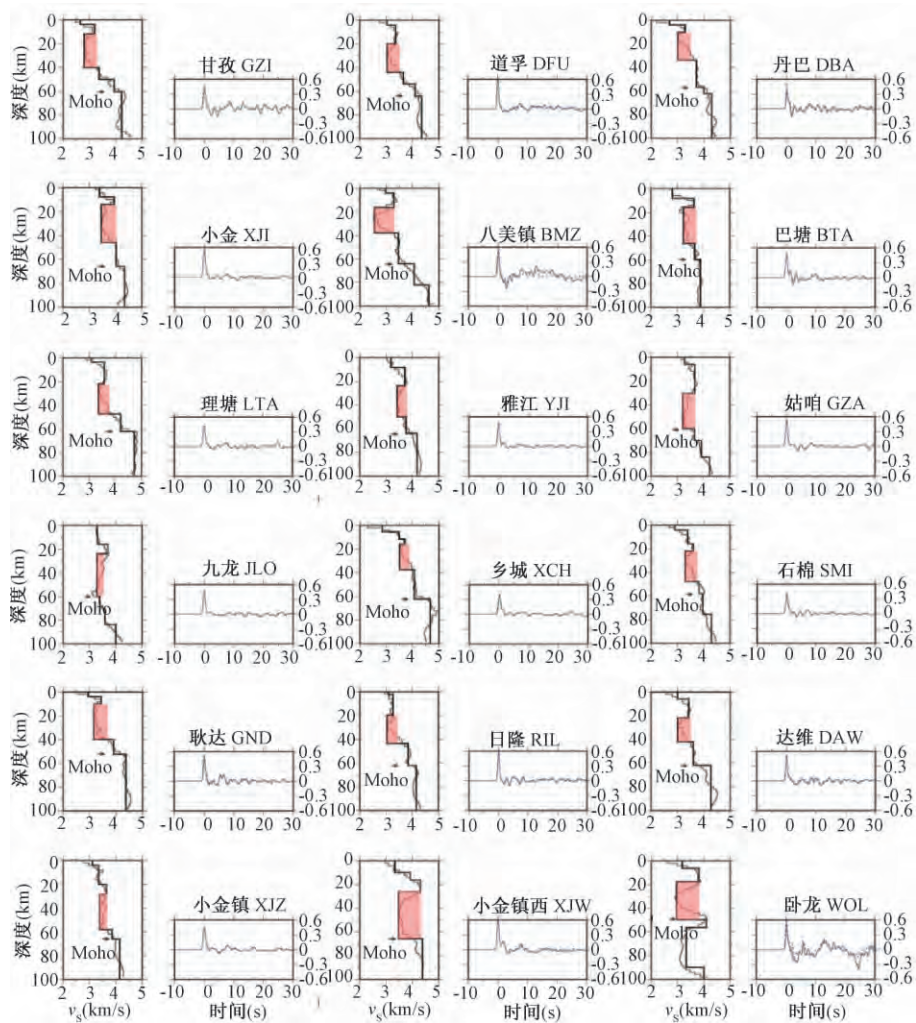


图 3(c) 青藏高原东缘中部地壳上地幔 v_s 垂直断面及波形拟合图

3 四川及邻区地下动力作用特征

3.1 断层类型分布特征与动力作用

地震的发生是由于地壳岩层在区域应力场作用下,应变累积能量达到一定程度,岩层发生破裂和错动而产生的。地震发生与区域应力场的强度和分布密切相关,震源机制解是利用地球物理学方法判别断层类型和地震发震机制的 1 种方法。震源机制解能给出地震发生时断层的力学机制和错动断层的运动类型,如正断层、逆断层和走滑断层及其几种类型的组合,它含有大量的震源应力场和震源破裂错动信息,震源机制解的研究是人们深刻了解和认识震源断层动力学特征、地震破裂力学机制、构造应力场状态的有效途径(钱晓东等, 2011)。

对四川及邻区构造应力场的研究显示,该区域内发生地震的类型较为分散且每种类型都有(曹颖等,2013)。受印度板块向北推移的影响,青藏高原东缘向东运动,受到坚硬的四

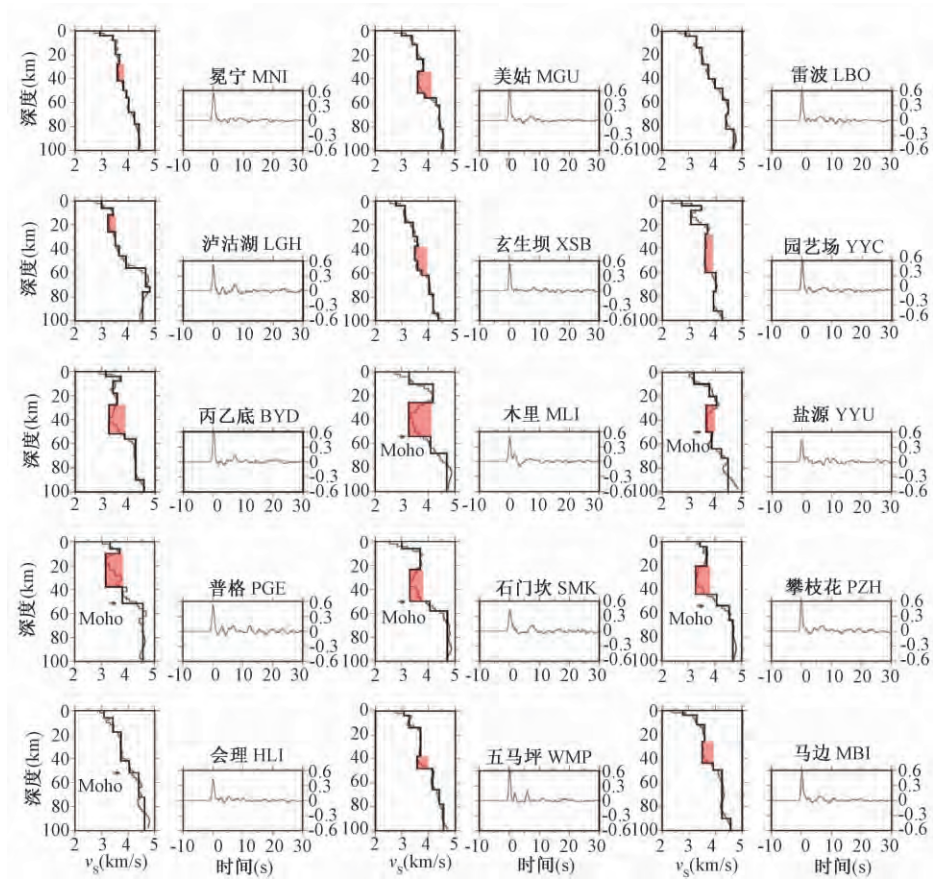


图 3(d) 青藏高原东缘南部地壳上地幔 v_s 垂直断面及波形拟合图

川盆地的阻挡,产生南向运动。在这些运动过程中,研究区受到较为复杂的力的作用:首先受到来自 SE 的青藏高原块体的作用;其次受到北面西北块体 SEE 向的作用;再次是印度板块向北与欧亚板块顶撞时,喜马拉雅弧与缅甸弧的交汇部分的一角嵌入了川滇藏交界一带;最后受到华南地块的 NW、NNW 向应力的作用(曹颖等,2013)。正是在这些力的作用下,青藏高原东缘成为地质构造复杂、地震活动强烈的地区。在这个作用过程中产生了多条大断裂带,主要有青藏高原东缘的鲜水河断裂带、青藏高原东缘靠近四川盆地的龙门山断裂带、青藏高原东缘南部的安宁河断裂带和大凉山断裂带,地震主要沿各条断裂带发生。其中,龙门山断裂带受到来自华南地块的 NW 向及来自西北地块的 NEE 向应力场作用作右旋逆冲运动,其断裂带上的地震震源机制主要表现为逆冲型,块体的运动方向与断裂带方向近乎垂直,地壳流从青藏高原东缘近乎垂直流动并在断裂带受阻。鲜水河断裂带受到青藏高原的 NE、EW 向应力场作用作左旋错动运动,安宁河断裂带和小江断裂带受到川滇块体 SE、SSE 向应力场作用,同时还受到来自华南地块的 NW、NNW 向应力场作用作左旋运动。鲜水河断裂带、安宁河断裂带和小江断裂带及丽江断裂带主要表现为走滑型,块体的运动方向与断裂带方向近乎平行,地壳流主要沿这些断裂带近乎平行的方向流动。从区域构造来看,在青藏高原东缘中北部(川西高原)地区,现今构造应力场接近水平,主要受近 EW 向挤压

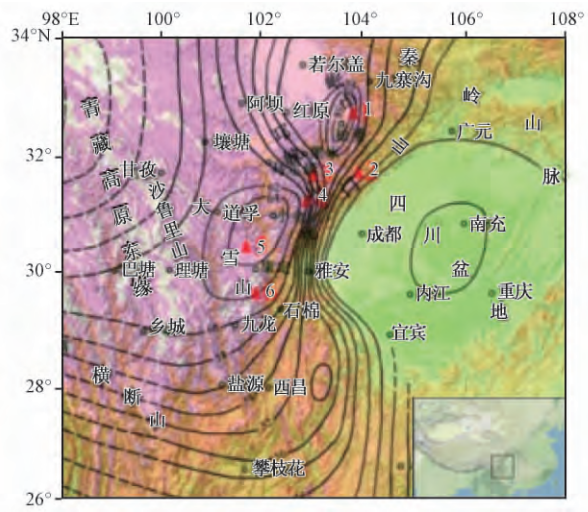


图4 研究区地壳厚度

1:雪宝顶;2:九顶山;3:四姑娘山;4:雪隆包;5:海子山;6:贡嘎山

作用,断层破裂面较陡,平均 P、T 轴的仰角近水平,受水平错动力作用。在青藏高原东缘中南部(川滇地块北部)地区,主要受到近 NS 向的水平挤压作用的影响,区域应力场背景以水平作用力为主,断层破裂面呈大倾角,呈现水平走滑错动(曹颖等,2013)。

3.2 地壳流的运动方式与地壳变形

青藏高原东缘与四川盆地毗邻边界,出现了一系列 NE 走向或近似 SN、NW 走向的陡峻山脉。在这些地区地壳增厚,且中下地壳出现低速层。通过人工爆破(朱介寿,2008;蔡学林等,2008;王椿镛等,2003;嘉世旭等,2009)及接收函数方法对青藏高原东缘和四川盆地地壳及上地幔精细 v_s 结构的研究,得到了不同深度 v_s 成像以及低速层在剖面上的表现形式。

为研究地壳流在中地壳中的流动方式及其对地壳形变的作用,图 6 给出了横穿青藏高原东缘及四川盆地的 5 条地壳上地幔 v_s 断面图。由图 6 可见,位于 20 ~ 40km 深度的地壳流是不规则的,沿着流动方向其厚度及强弱是有变化的。低速的地壳流受到刚强的四川盆地的阻挡出现拆层现象,这时地壳流不再水平流动,而是拆分为向上及向下的 2 或 3 支分流。向上的分流侵入上地壳引起地表隆升,形成陡峭的高峰。向下的分流侵入下地壳以至上地幔,使地壳加厚、莫霍界面下沉。青藏高原东缘地壳流平均厚度为 20km,在某些地段可达 30km。爆破地震剖面也显示了青藏高原的中地壳(20 ~ 30 km 深)有一厚十几千米的低速层,而四川盆地的地壳内不存在低速层。因此可以推断,在青藏高原地壳流向东运动过程中,受到四川盆地(扬子克拉通)阻挡,其中上地壳向上逆冲推覆,为上地壳的解耦推覆,其间极易发生地震,也为形成异常隆升山脉创造了有利条件。

图 7 为四川及邻区构造带与地壳流流动方向图。从目前所得结果来看,青藏高原东缘地壳流并不是处处存在,而仅局限在有限区域,主要沿 NW-SE 向及 NS 向的活动断裂带上分布。它从青藏高原中部羌塘地块流出,主流沿 NW-SE 的鲜水河断裂带流动,然后转向 NS 沿安宁河及小江断裂向南。在研究区域的北部,还有 1 支 NE 向及 EW 向到龙门山的地

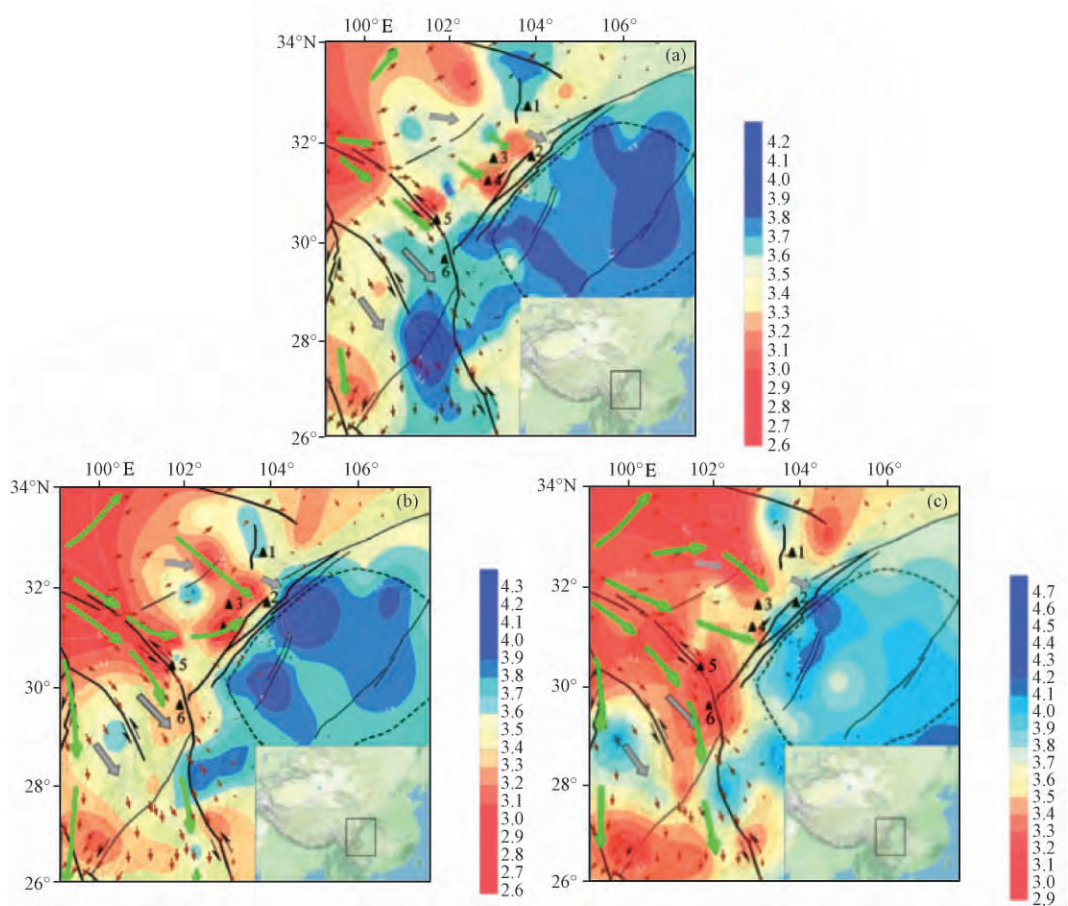


图5 (a) 20、(b) 30、(c) 40km 深度 v_s 速度分布及构造对比

灰色箭头为 GPS 速度矢量;绿色箭头为地壳流流动方向

壳流。

4 结论和讨论

根据以上研究结果,并参考层析成像和大地电磁测深的结果(Wang et al, 2010; Bai et al, 2010; 赵国泽等, 2008)可以推断,青藏高原东缘的地壳流主要是从高原中部的羌塘地块中下地壳内(20~50km 深度)流出,沿 SE 向玉树-甘孜断裂及鲜水河断裂以及与其大体平行的澜沧江断裂、怒江断裂,由 NW 向 SE 或向 S 流出,这支强劲的地壳流宽约 200~300km,在泸定、石棉处转向 SN,沿安宁河断裂以及小江断裂流动。在 NW 向鲜水河断裂带与 NE 向龙门山断裂带之间,还有 1 支 NE 向的地壳流,它主要由 SE 向 NW 方向流动,以及与四川盆地西边界垂直沿 EW 向或偏 ES 向流动。

关于青藏高原东缘地壳流的物质来源及其性质,近年来已有不少学者对青藏高原浅色花岗岩进行了研究,认为在青藏高原地壳内 20~40km 深处普遍观测到的低速层,是与浅色花岗岩的分布及部分熔融现象有关的(张培震, 2008; 郑度等, 2004)。它们在 700~850℃ 即

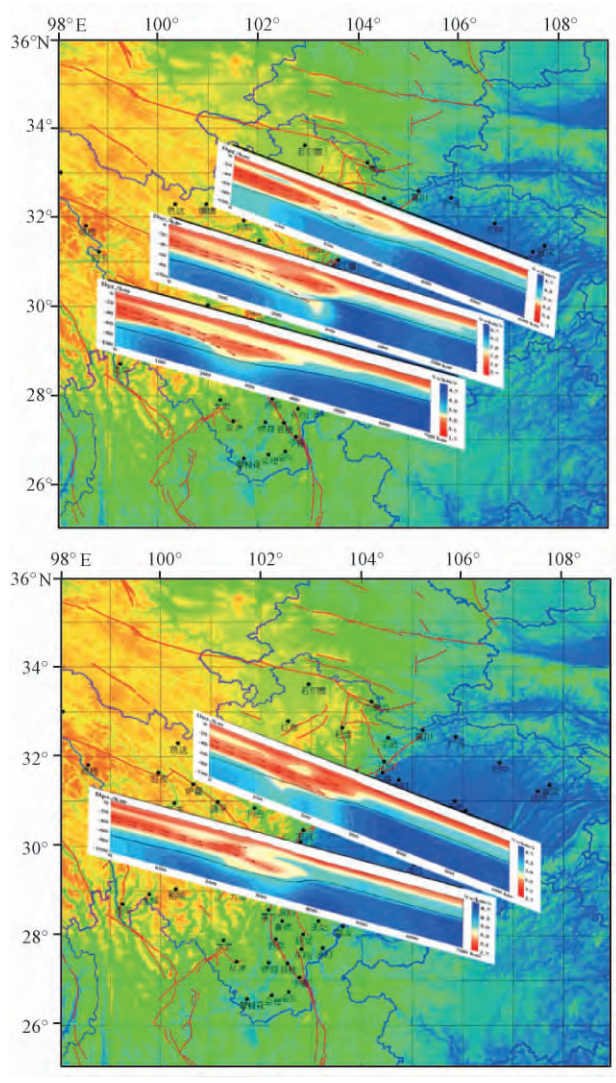


图 6 跨青藏高原东缘至四川盆地的 5 条地壳流断面

可产生 10% ~ 50% 的熔体,使地震波波速及电阻率显著下降。进一步研究 (Westaway, 1995) 发现,青藏高原浅色花岗岩形成的高峰期是晚中新世 9 ~ 13MaBP,这与该时期高原快速隆升,中、下地壳的花岗岩、片麻岩的熔融与地壳增厚、高原隆升有密切关系。由于青藏高原快速隆升,使其中下地壳粘滞性的部分熔融的流体向邻近的周边地区 (尤其是向东南) 流动。

初步研究表明,中、下地壳的花岗岩、片麻岩的熔融与地壳上地幔变形增厚、地壳隆升存在密切关系。青藏高原东缘的地壳流的源头来自羌塘地块中下地壳部份熔融的粘滞性流体。由于高原中部与处于扬子地台的四川盆地间高差达 3000 ~ 4000m,由地形高差梯度产生的压力差使地壳流由 W 向 E 及 SE 方向不断流动,这一过程已持续了数百万年。

川西及滇西北的活动地块是青藏高原物质大规模向 ES 方向流动的通道,也是自上新

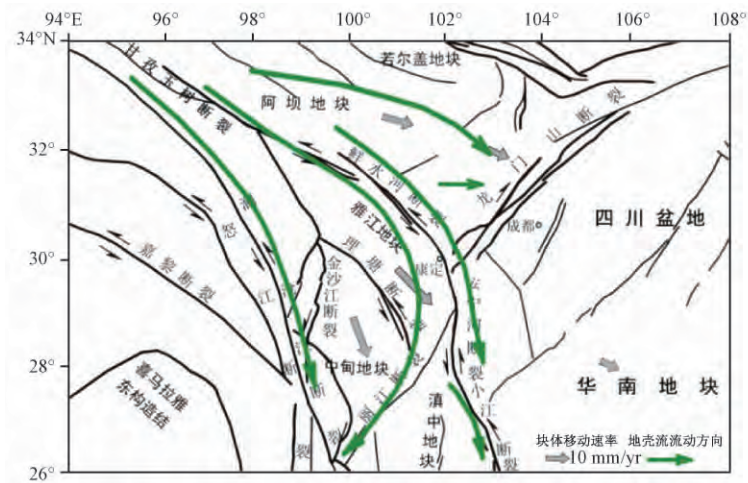


图7 四川及邻区构造带与地壳流流动方向

世以来青藏高原大幅隆起的延伸区,第四纪以来川西地区隆升幅度可达 2000 ~ 3500m (郑度等,2004)。由近 30 年来水准观测资料可见,该区现今仍处于快速隆升阶段,其中位于鲜水河断裂带东南端的贡嘎山为隆升速率最高的地区,相对四川盆地上升率达 5.8mm/a,而位于理塘、中甸间的沙鲁里山及大小雪山为 3 ~ 4mm/a (王庆良等,2008)。在龙门山以西地区,利用河流切割基岩的高差,可以计算出岷山从更新世至全新世平均上升速率为 2 ~ 3mm/a (Kirby et al, 2003)。以上这些初步认识,为研究地壳及上地幔的形变与地壳流之间的关系提供了重要依据。

参考文献

- 蔡学林、曹家敏、朱介寿等,2008,龙门山岩石圈地壳三维结构及汶川大地震成因浅析,成都理工大学学报(自然科学版),**35**(4),357 ~ 365。
- 曹颖、吴小平、沈娅宏等,2013,由震源机制解资料研究川滇地区构造应力场,地震研究,**36**(2),165 ~ 172。
- 崔作舟、卢德源、陈纪平等,1996,花石峡-邵阳深部地壳结构和构造,49 ~ 168,北京:地质出版社。
- 嘉世旭、张先康、赵金仁等,2009,若尔盖盆地及周缘褶皱造山带地壳结构——深地震测深结,中国科学:D 辑,**39**(9),1200 ~ 1208。
- 刘启元、Rainer Kind、李顺,1996,接收函数复谱比的最大或然性估计及非线性反演,地球物理学报,**39**(4),502 ~ 511。
- 马杏垣,1989,中国岩石圈动力学图集,1 ~ 68,北京:中国地图出版社。
- 钱晓东、秦嘉政、刘丽芳,2011,云南地区现代构造应力场研究,地震地质,**33**(2),91 ~ 106。
- 王椿镛、吴建平、楼海等,2003,川西藏东地区的地壳 P 波速度结构,中国科学:D 辑,**33**(增刊),181 ~ 189。
- 王庆良、崔笃信、王文萍等,2008,川西地区现今垂直地壳运动研究,中国科学:D 辑,**38**(5),598 ~ 610。
- 王阎昭、王恩宁、沈正康,2008,基于 GPS 资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率,中国科学:D 辑,**38**(5),582 ~ 597。
- 张培震,2008,青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程,中国科学:D 辑,**38**(9),1041 ~ 1056。
- 赵国泽、陈小斌、王立凤等,2008,青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据,科学通报,**53**(3),345 ~ 350。
- 郑度、姚檀栋,2004,青藏高原隆升与环境效应,北京:科学出版社。
- 朱介寿,2008,汶川地震的岩石圈深部结构与动力学背景,成都理工大学学报(自然科学版),**35**(4),348 ~ 356。
- Bai D, Unsworth M J, Meju M A, et al, 2010, Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric

- imaging, *Nat Geosci*, **3**, 358 ~ 362, doi:10.1038/ngeo830.
- Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al, 1995, Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, Central China, *International Geology Reviews*, **37**, 661 ~ 735.
- Burchfiel B C, Royden L H, Van der Hilst R D, et al, 2008, A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, the People's Republic of China, *GSA Today*, **18**, 4 ~ 11, doi:10.1130/GSATG18A.1.
- Clark M K, Royden L H, 2000, Topographic ooze: building the Eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology*, **28**(8), 703 ~ 706.
- Clark M, Royden L, Burchfiel B C, et al, 2003, Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet: implication for lower crustal flow, *Geophys Res Abs*, **5**, 12969.
- Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al, 2004, Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns, *Tectonics*, **23**, TC1006, doi: 10.1029/2002TC001402.
- Clark M K, Bush J W M, Royden L H, 2005, Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau, *Geophys J Int*, **162**, 575 ~ 590, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02580.x.
- Gan W, Zhang P, 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.
- Huang Z W, Su Y, Peng Y, et al, 2003, Rayleigh wave tomography of china and adjacent regions, *J Geophys Res*, **108**(B2), 2073, doi: 10.1029/2001JB001696.
- Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al, 2002, Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology, *Tectonics*, **21**(1), 10.1029/2000TC001246.
- Kirby E, Whipple K X, Tang W, et al, 2003, Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, *J Geophys Res*, **108**(B4), 2217, doi: 10.1029/2001JB000861.
- Langston C A, 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull Seism Soc Am*, **67**(4), 1029 ~ 1050.
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R, 1984, Seismic evidence for ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J Geophys Res*, **89**(B9), 7783 ~ 7795.
- Richardson N J, Densmore A L, Seward D, et al, 2008, Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: Insights from low temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau, *J Geophys Res*, **113**, B04409, doi: 10.1029/2006JB004739.
- Royden L H, Burchfiel B C, King W R, et al, 1997, Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet, *Science*, **276**, 788 ~ 790, doi:10.1126/Science.276.5313.788.
- Schoenbohm I M, Burchfiel B C, Chen Z, 2006, Propagation of surface uplift, lower crustal flow and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan plateau, *Geology*, **34**(10), 813 ~ 816.
- Shen Z K, Lu J, Wang M, 2005, Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau, *J Geophys Res*, **110**, B11409, doi:10.1029/2004JB003421.
- Vinnik L P, 1977, Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys Earth Planet Int*, **15**, 39 ~ 45.
- Wang Z, Zhao D, Wang J, 2010, Deep structure and seismogenesis of the north-south seismic zone in southwest China, *J Geophys Res*, **115**, B12334, doi:10.1029/2010JB007797.
- Westaway R, 1995, Crustal volume balance during the India-Eurasia collision and altitude of the Tibetan plateau: A working hypothesis, *J Geophys Res*, **100**, B8, 15173 ~ 15192.

Research on crustal flow and dynamic characteristics in Sichuan and its adjacent area

Fan Jun^{1,2)} *Zhu Jieshou*¹⁾ *Jiang Xiaotao*¹⁾ *Wu Peng*²⁾ *Yang Yihai*¹⁾

1) Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2) Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract On the basis of the broadband data of regional seismic stations from the Sichuan Seismic Network and the mobile seismic stations, the receiver function inversion method was adopted for studying the characteristics of crustal flow and dynamic effects in Sichuan and its adjacent area. The results showed that the crust and upper mantle velocity in the Sichuan basin is significantly higher than the eastern edge of the Qinghai-Tibetan plateau. The earth's crust velocity v_s is from 3.6 to 3.8 km/s, and the upper mantle velocity v_s is from 4.0 to 4.5 km/s. And there is no low-velocity layer in the crust. The lithology showed a nature of strong block. In the eastern edge of Qinghai-Tibetan plateau, the velocity v_s is in low speed, the average velocity v_s in earth's crust is from 3.0 to 3.4 km/s, and the upper mantle velocity v_s from 4.0 to 4.5 km/s. Low-velocity layer appear frequently in the crust. Most of the low-velocity layers are located in the intermediate crust with the depth of 20 km to 40 km. A small number of low-velocity layers appear in the upper crust of 10 km ~ 20 km and lower crust of 40 km ~ 60 km. Affected by the Indian Plate northward, the eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau moved in the eastward direction. It was blocked in hard Sichuan Basin. The movement is in the southeastward and southward direction. The movement process is produced by the complicated force in the research area. Because of this, the eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau become complicated geological structure and intense seismic activity area. Low speed crustal flow by strong Sichuan Basin barrier is delaminated into two or three shunts upward and downward. The shunts into upper crust uplift the surface, forming steep peaks. The downward flow intrudes into lower crust and the upper mantle. It makes the crust thickened and Moho sinking. Crust flow is mainly distributed along the active faults of the eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau. In the eastern margin, mainstream flow is from central Qiangtang block, and along the NW-SE direction along the Xianshuihe fault, then turned south and has two branches: a southward branch along the Anninghe fault and Xianshuihe fault, the other along the Nujiang River fault, Lancangjiang River fault zone to the south. In the research area in the north, there is a NE and EW crustal flow to the Longmenshan Mountain fault.

Key words: Sichuan and its adjacent area Receiver function Crust flow
Dynamic characteristics