中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 4 期: 687 ~ 705
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

扬子块体两侧造山带地壳推覆的地球物理证据及其地质意义

李英康[1*], 高建伟[1], 韩健[2], 杨予鄂[3]

1. 国土资源实物地质资料中心, 三河 065201;
2. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
3. 中石化石油工程地球物理有限公司华北分公司, 南阳 473132
* E-mail: yingkangl@.126.com

收稿日期: 2018-08-29; 收修改稿日期: 2018-10-08; 接受日期: 2018-10-26; 网络版发表日期: 2019-01-29
国家自然科学基金项目(批准号: 41574093、41774114)、国家公益性行业科研专项项目(编号: A1011B)和国家深部探测技术与实验研究专项项目(编号: SinoProbe-02)资助

摘要 基于深部地球物理探测结果建立的青藏高原东缘-江南造山带的地壳结构, 发现扬子块体在NW向受到来自青藏高原东缘物质的逆冲推覆, 在SE向受到来自江南造山带物质的逆冲推覆. 这些推覆作用控制了川西-江南雪峰造山带西部地壳构造. 青藏高原向东挤出的物质, 在龙门山断裂带附近遇到坚硬四川盆地的阻挡, 以上、中地壳的向上逆冲推覆, 下地壳插入到四川盆地之下和扬子块体内地壳的褶皱、缩短、增厚方式被吸收, 形成熊坡、龙泉山构造带, 造成浦江-成都-德阳断裂、龙泉山西坡断裂的NW向逆冲. 这些结果回答了青藏高原东向挤出物质的去向问题. 总之, 扬子块体两侧受到造山带地壳逆冲推覆的发现, 为研究华南地区的陆内造山机制, 恢复构造演化历史和青藏高原侧向挤出的运动学过程开阔了视野.

关键词 地球物理, 地壳结构, 扬子块体俯冲, 青藏高原东缘, 江南雪峰造山带

1 引言

中生代和新生代的地壳运动在中国境内主要表现为印支(晚二叠纪至三叠纪, 257~205Ma)、燕山(晚三叠世到白垩世, 205~65Ma)和喜马拉雅(65Ma至今)3个构造活动期(Zheng等, 2013). 印支期由诸多微陆块碰撞、拼接形成联合陆块, 中国中东部三叠纪华南与华北陆块碰撞拼合后, 形成了完整的中国大陆. 在晚侏罗世((165±5)Ma), 西伯利亚板块向南、太平洋板块向西、印度板块向北东, 同时向华北陆块汇聚, 形成了以陆内俯冲和陆内多向造山为特征的"东亚汇聚"构造体系(van der Voo等, 1999; Maruyama等, 2007; 董树文等, 2008). 持续的喜马拉雅期造山运动致使印度板块与欧亚板块之间的距离缩短量高达1360km左右(Rowley, 1996; Yin和Harrison, 2000), 使青藏高原中部各地块地壳增厚、隆升和岩石层侧向朝东、东南方向挤出(Tapponnier等, 1982, 2001), 形成了今日的青藏高原及周缘雄伟壮观的地表特色.

中文引用格式: 李英康, 高建伟, 韩健, 杨予鄂. 2019. 扬子块体两侧造山带地壳推覆的地球物理证据及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 49: 687–705, doi: 10.1360/N072018-00244
英文引用格式: Li Y, Gao J, Han J, Yang Y. 2019. Geophysical evidence for thrusting of crustal materials from orogenic belts over both sides of the Yangtze Block and its geological significance. Science China Earth Sciences, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9290-0

© 2019 《中国科学》杂志社

青藏高原东缘是青藏高原和华南大陆之间的构造过渡带. 它是印度板块和欧亚大陆汇聚过程中产生的主要变形区, 也是中国强烈地震主要发生区. 自北西向南东分布着松潘-甘孜块体、扬子块体、江南造山带等地质构造单元, 其分界断裂是龙门山断裂带(F2)、慈利-保靖-松桃断裂带(F8). 扬子块体又分为川西凹陷区、川中平缓褶皱区、川东隔档褶皱区和川黔隔槽褶皱区, 其分界断裂是龙泉山断裂带(F4)、华蓥山断裂带(F5)和齐曜山断裂带(F6). 江南造山带南东是华夏块体. 测区南西是三江块体, 北东是秦岭-大别造山带(图1).

许多学者分别讨论了不同块体的地质特征与分界断裂带的性质, 包括倾向西北、向南东逆冲的龙日坝断裂带(徐锡伟等, 2008)、龙门山逆冲推覆断裂带(贾东等, 2003)和倾向南东、向北西逆冲的蒲江-成都-德阳断裂带(郑文俊等, 2008; 李敬波等, 2014)、龙泉山断裂带(黄祖智和唐荣昌, 1995; 王伟涛等, 2008; 黄伟和江娃利, 2012)、华蓥山断裂带(周荣军等, 1997)、金佛山-齐曜山断裂带(柏道远等, 2015a; 王赞军等, 2016)、慈利-保靖-松桃断裂带(袁照令等, 2000; 谢建

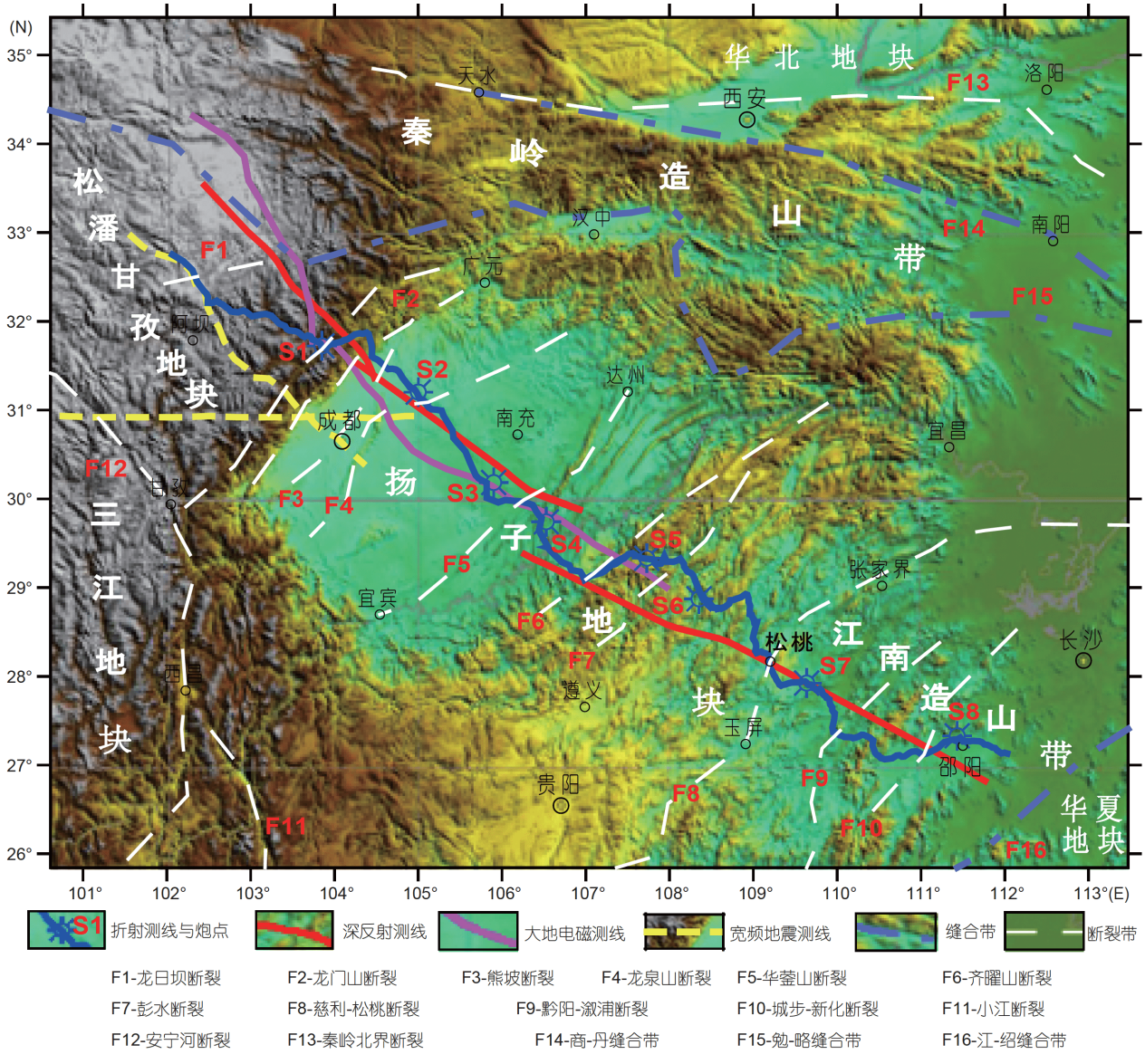

图 1　大地构造分区与测线布置图

磊等, 2006)、安化-溆浦断裂(杨奎锋等, 2004; 柏道远等, 2016), 以及向南东逆冲的城步-新化断裂带(饶家荣, 1996)等断裂构造体系. 张国伟等(2013)基于地质、地球物理资料编制了华南大陆地壳构造剖面简图(图2). 这些断裂带存在的最显著特点是龙门山以西的断裂带向南东逆冲推覆, 以东的断裂带向北西逆冲推覆, 从地质特征上反映了青藏高原东缘与扬子块体内部的构造运动差异. 按照板块运动的机理, 浅部构造与深部构造显示的组合关系, 预示着江南造山带物质向北西逆冲推覆还是扬子块体应向南东俯冲?

为探索青藏高原东缘与扬子块体中复杂多变地貌的形成机制与地球动力学过程, 诸多学者提出了不同的认知. 传统观点认为, 龙门山褶皱带是晚三叠纪时期扬子块体与羌塘块体碰撞的结果, 是扬子块体俯冲到青藏高原东缘之下, 但这也可以是青藏高原东缘逆冲推覆到扬子块体之上. 由于难于解释川西-川中南东向倾斜、北西向逆冲的断裂带系统, 提出了C型(罗志立, 1984)、L型俯冲(刘树根和罗志立, 1991)模型, 认为形成龙门山冲断带的动力来自南东方向, 是由深部地幔物质调整带动四川盆地(扬子板块西缘)的岩石圈沿其内的若干塑性层以多层次、多阶段的向龙门山区和川西高原俯冲形成的. 在青藏高原地壳增厚、隆升, 岩石层向东、南东挤出的动力学环境下, 提出了两个著名的端元假说: 地壳增厚模式(England和Houseman, 1986)和侧向挤出模式(Tapponnier等, 1982, 2001), 前者强调南北向缩短和地壳加厚, 后者强调沿主干走滑断裂的向东挤出, 争论的核心是新生代青藏高原隆升过程(垂向运动)与变形过程(水平运动)相互关系及与印-亚碰撞的关系.

在青藏高原东缘分歧的焦点主要集中在离龙门山逆冲构造带最近的熊坡、龙泉山等构造带的形成上. 一些学者认为, 龙泉山与龙门山构造带属于同一个构造系统, 龙泉山构造是龙门山前陆盆地系统的前隆, 受控于龙门山地区的逆冲推覆作用. 龙泉山东缘断裂为主断裂, 而龙泉山西缘断裂为东缘主断裂的反冲断裂, 龙泉山构造带构成龙门山山前盖层拆离构造的东缘(张岳桥等, 2003; 李康等, 2013). 巴颜喀拉地块朝E-SEE向的挤出受到华南地块强烈阻挡, 在两地块之间形成造山带的一部分: 龙门山断裂带中南段(徐锡伟等, 2008), 大部分能量以龙门山的抬升释放, 一部分通过滑脱层传递到龙泉山, 形成龙泉山背斜(李康等, 2013). 另一些学者认为, 龙泉山西缘断裂带展布规模更大、活动性更强, 应当是主断裂(黄祖智和唐荣昌, 1995; 王伟涛等, 2008). 如果主要向SE倾斜的龙泉山西坡断裂带作为主断裂, 则将龙泉山断裂带归属于龙门山褶皱逆冲带的前缘是否存在困难? 龙门山构造带与新津-熊坡构造带、龙泉山构造带之间在成因上的联系以及是如何推进、传递的? 特别是在第四纪晚期, 在龙门山构造带右旋走滑活动加强的情形下, 龙泉山构造带作为龙门山构造的断层扩展褶皱还能形成吗? 还有学者认为, 龙泉山背斜有可能是受深部滑脱控制的脱顶构造, 但其推力是来自西部、还是东部块体向西的运动, 以及四川盆地下部由东向西俯冲的模式是否成立(黄伟和江娃利, 2012)? 还有对江南-雪峰西推模型(Yan等, 2003; 梅廉夫等, 2010)的动力源提出了质疑(舒良树, 2012; 柏道远等, 2015a, 2015b)等地质问题.

横穿青藏高原东缘-四川盆地的地球物理探测结果表明, 由于青藏高原物质的挤出作用, 在龙门山断裂带附近遇到坚硬四川盆地的阻挡, 部分向东流动的物质沿着东南方向流动, 斜插到四川盆地之下(曾融生和孙为国, 1992; 赵启光等, 2011). 上、中地壳(地表至20km)的逆冲断裂作用, 使龙门山叠置于四川盆地之上, 川西高原下方增厚的下地壳、PmP能量弱、高衰减特征是下地壳流动存在的必要条件(Royden等, 1997; 王椿镛等, 2008), 下地壳范围内广泛分布的壳内低阻层, 认为是壳内物质流存在的电性反映(赵国泽等, 2008; 王绪本等, 2009). 青藏高原东缘及四川盆地的大地电磁结果(张乐天等, 2012)分为3个电性结构单元: (1) 浅部高阻、中下地壳低阻的松潘-甘孜块体, (2) 浅部低阻、中下地壳相对高阻的四川盆地, (3) 华蓥山以东整体为高阻特征的扬子块体.

龙门山断裂带表现为倾角较缓、北西倾向的逆冲低阻体, 反映了青藏高原东缘相对四川盆地的推覆作用, 其在地下向青藏高原内部延伸, 深度约为20km左右. 在标志逆冲推覆滑脱面的低阻层下存在一电性梯度带, 表征着低阻的青藏高原中下地壳与高阻的扬子地壳之间的电性转换. 位于四川盆地东边界的华蓥山断裂带在电性结构上表现为一倾向为南东向的低阻体插入高阻的扬子块体之下, 反映了华蓥山向西的推覆作用. Wang X B等(2014)的大地电磁结果认为, 由于四川盆地较厚的高阻刚性基底的楔形构造作用, 在龙门山之下, 使中下地壳的低阻层分为两个分支, 上地

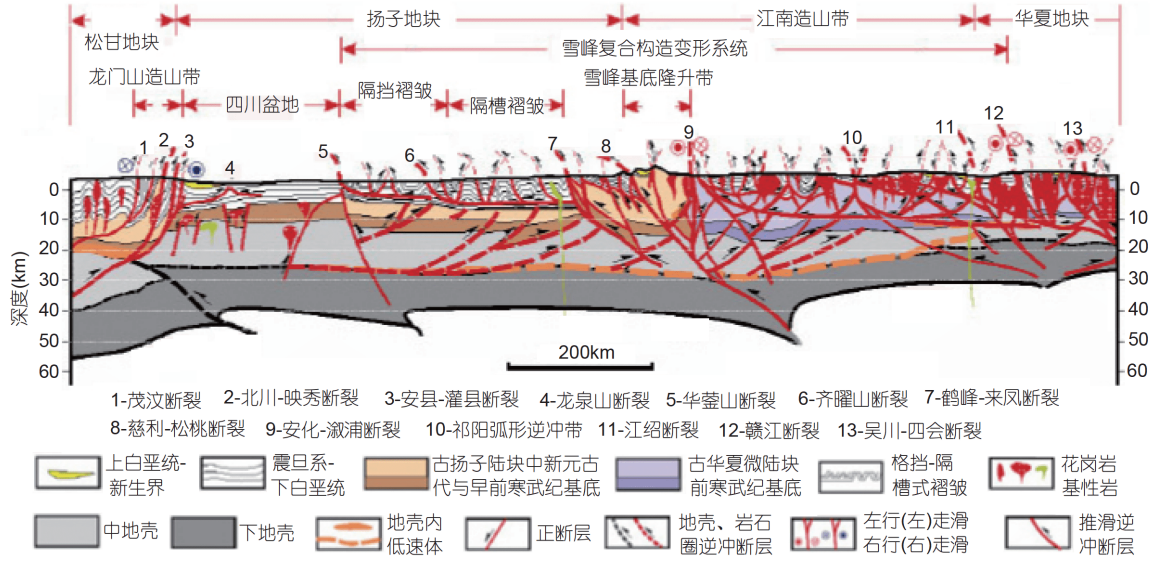

图 2　华南大陆地壳构造剖面简图

据张国伟等(2013)修改

壳低阻的推覆构造逆冲到扬子块体之上，下地壳的低阻层向下伸展到四川盆地岩石圈底部，俯冲到扬子块体岩石圈之下. 王椿镛等(2003)利用深地震测深方法获得了川西藏东为5层的地壳结构，莫霍面在龙门山断裂带下方错断，认为青藏高原东缘块体与扬子块体的构造关系为“鳄鱼结构”式构造. 嘉世旭等(2014)和李佳欣等(2017)由深地震测深方法获得了青海阿坝-四川遂宁8~9界面的地壳结构，认为被改造的松潘-甘孜块体地壳和下地壳塑性流变性导致川西北高原上、中、下地壳的界面增多、速度明显降低. 深反射图像揭示，龙日坝断裂带-龙门山断裂带之间，北西倾斜的上地壳反射呈现向南东逆冲的特点，逆冲带底面向北西逐渐增深，止于中地壳内. 在龙门山断裂带下方，莫霍面错断，形成重叠的双莫霍面，中下地壳的反射带呈现南东倾斜形态(Guo等, 2013).

龙泉山断裂带与华蓥山断裂带之间的川中褶皱区，存在一个反射非常强的下地壳俯冲带，并在中地壳内形成叠瓦状构造带，在俯冲带前缘的华蓥山断裂带-齐曜山断裂带之间，上地壳呈现明显的向北西逆冲推覆特点(Gao等, 2016). 在龙门山之下，上地壳反射带向北西倾斜，向南东逆冲；上、中地壳的分界反射带起伏不大，呈近水平形态；中、下地壳的3条反射带明显向南东倾斜，倾角较大；深部的反射能量较弱、Moho反射模糊(Feng等, 2016). Dong等(2015)由反射剖面揭示了埋藏在上、中地壳的扬子-华夏块体碰撞的造山带变形. Zhang等(2010)利用接收函数法获得的(Ps/P)成像显示，在龙门山断裂带之下莫霍面明显错断，青藏高原东缘的莫霍面、岩石圈-软流圈边界至300km之上的物质向南东俯冲到扬子块体之内，在20~40km深度显示的低速层，认为是由青藏高原中部向东逃逸的地壳流. 李志伟等(2011)地震层析成像得到，龙门山及其邻近区的地壳P波速度结构没有显示低速层，认为松潘-甘孜造山带的中下地壳强度较弱，在受到四川盆地刚性岩石层阻碍后，使龙门山发生垂向变形，基底褶皱抬升向山前盆地逆冲，中下地壳厚度增加，莫霍面弯曲下沉. 邓文泽等(2014)的结果表明，龙门山断裂带是向北西倾斜、高角度的逆冲断裂带，前山断裂和中央断裂在约20km的深度合并到脆韧转换带，未发现20~40km存在低速异常的证据. Liu等(2014)利用接收函数和面波得到了青藏高原东缘松潘地块-四川盆地的S波速度结构，认为在青藏高原缘之下的中地壳存在地壳流，下地壳存在速度递增的过渡层，顶界面比较平缓，深度大约52~57km，底界面(莫霍面)起伏明显，深度大约60~78km左右，总体上表现为向北西倾斜、向南东下插形态. 在龙门山断裂带以西莫霍面明显错断，四川盆地的莫霍面抬升到大约38~42km，与过渡层顶界面重合. 朱介寿等(2017)由接收函数获得的S波速度结构中，上地壳下部存在两个明显的S波高速体，中下

地壳没有明显的S波低速体. 认为中地壳20~40km的地壳流遇到刚性四川盆地阻挡之后, 拆分为向上及向下的二或三支分流: 向上的分流侵入上地壳引起地壳的隆升, 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.

基于地质问题和已有的地球物理研究成果, 可把需要进一步探讨的地质问题归结如下: (1) 青藏高原东缘与扬子块体之间的碰撞作用, 是俯冲还是逆冲? (2) 扬子块体与江南造山带之间的碰撞作用, 是俯冲还是逆冲? (3) 龙门山造山带之下的莫霍面是错断了, 还是连续的向北西倾斜? 它决定着相邻块体的作用方式和动力学过程很重要; (4) 青藏高原挤出物质, 在遇到四川盆地阻挡后的变形方式(深、浅部的逃逸方式)和去向问题; (5) 地表浅部构造(龙泉山-雪峰山)形成的深部构造运动驱动力, 江南-雪峰西推模型是太平洋板块北西向俯冲提供的动力源吗? 为此, 在深反射地震图像的反射带约束下, 我们进行了宽角反射、折射地震资料研究板块俯冲构造的尝试. 首先利用宽角反射、折射地震记录的主要震相走时反演地壳分层结构的平均速度和界面深度, 再利用平均速度以反射带的底部走时换算成反射界面的深度, 构建初始地壳速度结构模型, 通过正演获得与宽角反射、折射地震主要震相和深地震反射连续反射带相适应的、包含青藏高原东缘下地壳向四川盆地之下插入、扬子块体东南向俯冲的地壳速度结构, 最后基于地质、地球物理研究结果讨论了该区的地质构造运动问题.

2　地球物理证据

国家深部探测技术与实验研究专项(SinoProbe)项目在青藏高原东缘-扬子块体-江南造山带等地区开展了大地电磁测深、深反射地震和深地震测深三种地球物理方法的深部探测, 测线位置见图1.

大地电磁测深以天然电磁场为源, 能够穿透高阻区, 同时对低阻体十分敏感, 可探测地下岩石圈尺度的电阻率或电导率电性结构, 对了解深部流体及高温区域的分布情况, 确定岩石圈内部的流变结构具有重要的约束作用(Jones, 1999). 深反射地震剖面提供了地壳内反射体的几何形状高分辨成像能力, 在中国青藏高原内部、高原东北缘、秦岭-大别造山带、中亚造山带、大兴安岭造山带等地区, 开展了大量的深反射剖面研究, 识别了大陆岩石层的许多特征: 透明上地壳、反射下地壳、壳幔边界的不连续反射, 透明的上地幔, 上地壳的叠瓦状构造和逆冲推覆构造、中地壳拆离逆冲断层和层状倾斜反射带, 下地壳内低角度的逆冲断层, 双莫霍面, 下地壳和莫霍面向下俯冲, 错断的弧形莫霍面和上地幔内倾斜的反射带(Mooney和Brocher, 1987; Nelson等, 1996; 高锐等, 2004; Guo等, 2013; Wang H Y等, 2014; 张兴洲等, 2015; Feng等, 2016; Gao等, 2016). 在深地震测深方法获得的地壳速度结构中, 发现在俯冲、碰撞的造山带经常存在双莫霍面和P波速度为7.1~7.6km s^{-1}的壳幔混合带(王椿镛等, 2003; Wang等, 2007; Li等, 2014), P波速度为7.1~7.5km s^{-1}的下地壳到上地幔的俯冲板片(Agudelo等, 2009; Oueity和Clowes, 2010). 由于深反射成像不能确定什么样的物理性质产生了这些反射, 通过深反射和宽角反射、折射地震的联合效能, 以及地壳内构造、俯冲板片的宽角反射、折射震相的识别, 能够建立俯冲、碰撞造山带的精细地壳结构(Hansen和Balling, 2004; Agudelo等, 2009; Oueity和Clowes, 2010), 不仅可给出岩石层结构, 还能推断大陆地壳的成分和物理状态等信息(Mooney和Brocher, 1987; Nelson, 1991). Luetgert(1985)和Stewart等(1986)讨论了宽角反射、折射莫霍面与深反射莫霍面的关系, 认为地壳反射带的底部通常与折射莫霍面相关. Gajewski等(1987)利用折射地震资料获得的地壳速度结构, 计算了垂直入射的双程走时, 通过与反射资料的对比得出了"折射莫霍面的走时位于下地壳反射带的底部"的结论. 在地壳结构中, 特别是莫霍面在构造演化过程中并不是一成不变的, 而是具有时空动态演化的特点, 同时它还具有强烈的横向不均一型, 构成反射性下地壳的底界(Brown等, 1987; Nelson, 1991). 不同莫霍面(Moho)面的形态能够反映不同大地构造背景的莫霍发育特征: 俯冲板块的莫霍反射强; 在板块碰撞弧后盆地, 莫霍面反射较差, 甚至出现透明; 在伸展构造区莫霍面较为连续, 构成强反射的下地壳与弱的或透明的壳幔的分界(Eaton, 2006).

2.1　大地电磁测深结果

国家深部探测技术与实验研究专项2011年完成了横穿松潘-甘孜块体、龙门山造山带、四川盆地和川东滑脱褶皱带的大地电磁测深剖面, 由68个测深点得

到了二维电性反演结构模型(图3), 图3中白实线是莫霍面(Moho), 白虚线是推测的延伸方向(由深反射和折射地震得到).

图3表明: 松潘-甘孜地块浅部表现为向南东逆冲推覆的高阻特点, 深部显示为低阻; 在龙日坝断裂(F1)两侧的中、下地壳存在大范围的低阻体(红、黄色); 黑水-茂汶-龙门山断裂带(F2)呈现北西向倾斜的逆冲低阻条带(黄色), 龙门山断裂带的中下地壳存在一个梨状的高阻体(深蓝色). 四川盆地整体呈现中阻特点(绿、浅蓝色); 龙泉山断裂带(F4)西部到华蓥山断裂带(F5)的下地壳由低阻(浅蓝色)到高阻(深蓝色)的边界, 呈现明显的向南东俯冲特点; 华蓥山断裂带以东的川东滑脱带, 浅部为低阻(绿色)呈现向北西逆冲推覆的特征, 深部为强的高阻(深蓝色)向南东下插. 两者构成了深部向南东俯冲、浅部向北西逆冲推覆的板块构造运动组合. 张乐天等(2012)更详细的讨论了电性结构的特点, 但未给出扬子块体南东向俯冲的结论. Wang X B等(2014)的大地电磁结果与本文的讨论一致, 认为由于四川盆地厚的高阻刚性基底的楔形构造作用, 在龙门山之下, 使中下地壳的低阻层分为两个分支, 上地壳低阻的推覆构造逆冲到扬子地块之上, 下地壳的低阻层向下伸展到四川盆地岩石圈底部.

2.2 深反射地震结果

"深地震反射剖面探测实验与地壳结构研究"项目于2011~2014年完成了"若尔盖-龙门山-四川盆地-华南地区"的深地震反射剖面, 中段的深反射剖面见图4. 图4中的界面是利用折射结果, 并结合反射特征绘制的, 多数情况下选择反射带底部, 作为折射地震的反射界面.

图4表明, 西部龙日坝断裂带(F1)两侧的壳内强反射带以断裂为中心呈向上发散的羽状汇聚结构. 龙日坝断裂带(F1)-龙门山断裂带(F2)之间, 北西倾斜的上地壳反射呈现向南东逆冲的特点, 逆冲带底面向北西逐渐增深, 止于中地壳内. 在龙门山断裂带下方, 莫霍面出现显著的错断, 并形成重叠的双莫霍面, 中下地壳的反射带呈现南东倾斜形态. 扬子块体莫霍面上翘(14s), 松潘-甘孜块体的莫霍面下插(16.5s), 到时差为2.5s, 深度差约7~8km. 在龙门山前四川盆地沉积巨厚, 双程反射时间达6.3s, 厚度大约12km左右, 基底向北西倾斜. 龙泉山断裂带(F4)下方, 存在一个宽30km柱状反射体, 一直延伸到上地幔顶部(长方形), 可能与岩浆作用的残留体或汇聚带有关. 龙泉山断裂带与华蓥山断裂带之间的川中褶皱区, 存在一个反射非常强的下地

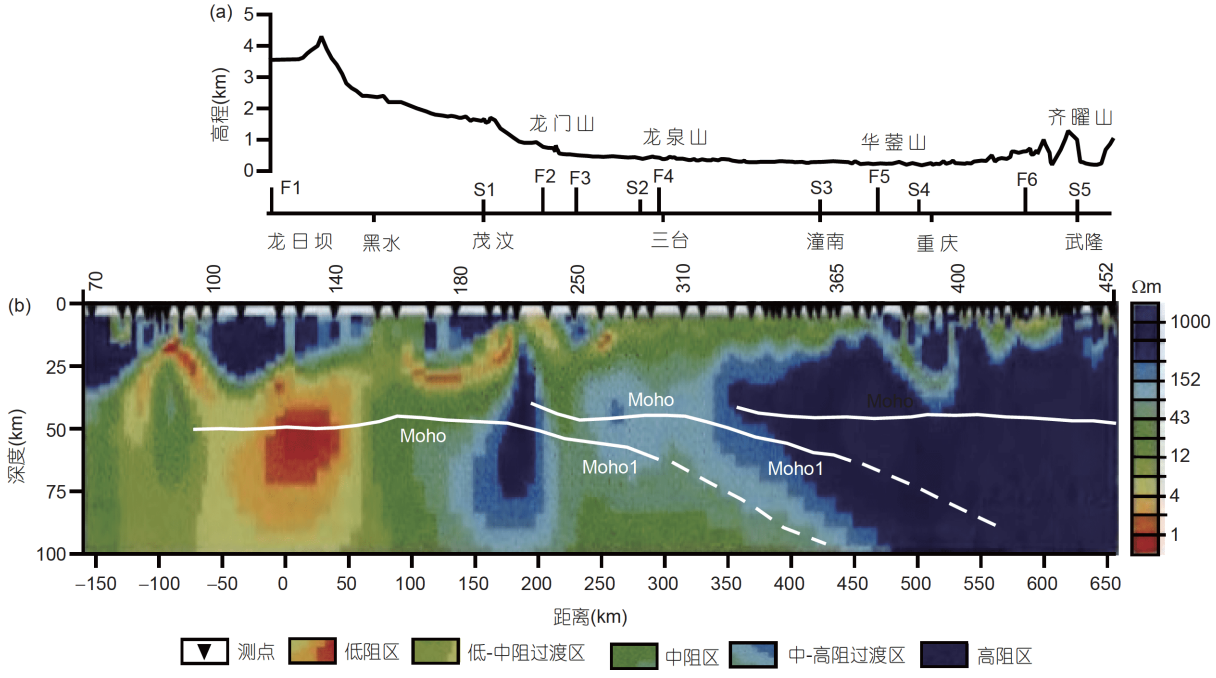

图 3 地形、断裂、地名和炮点位置(a)和青藏高原东缘-川东地区的大地电磁剖面(b)

(b)据张乐天等(2012)修改

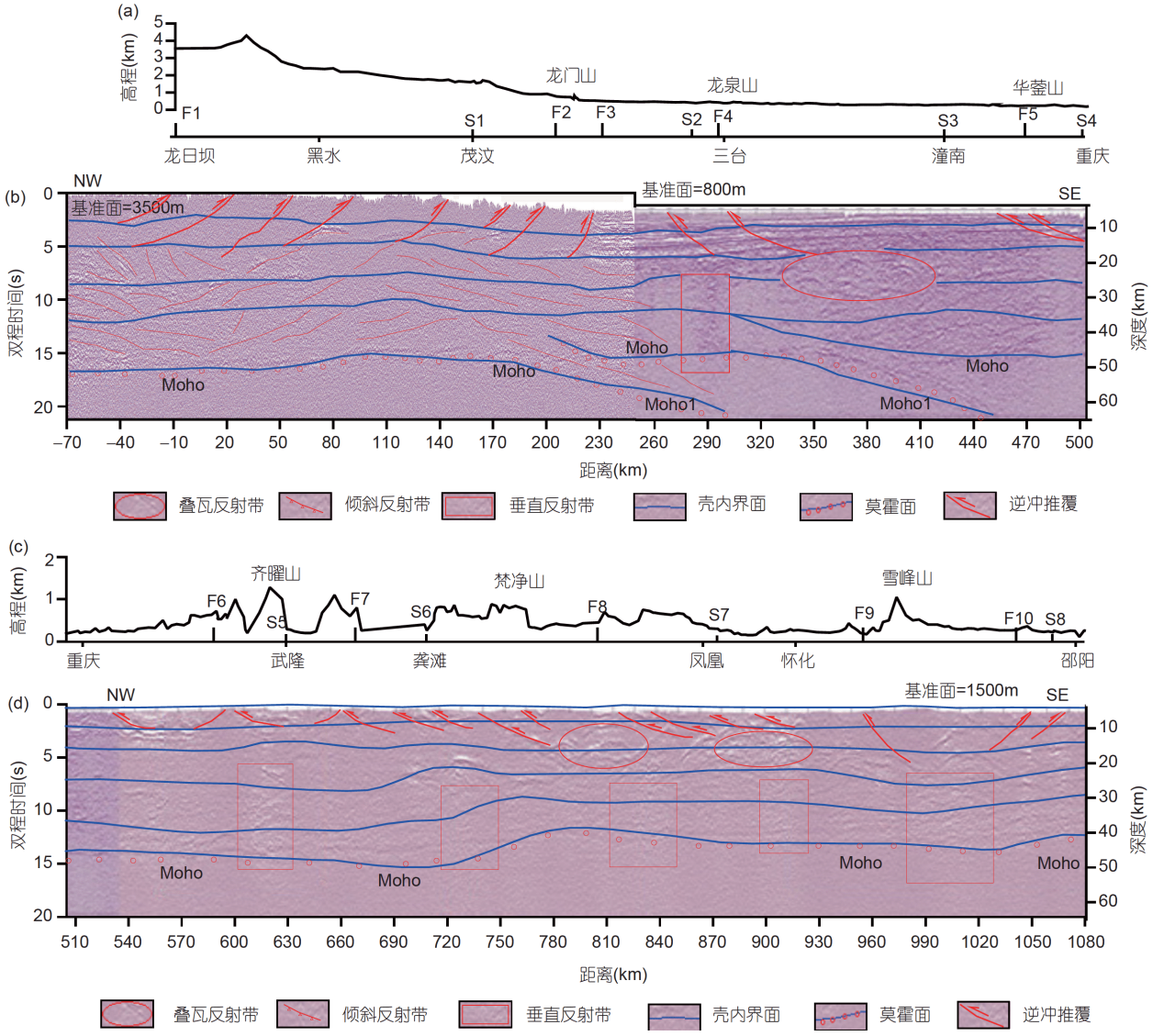

图 4　**地形、断裂、地名和炮点位置((a), (c))和青藏高原东缘-江南造山带的深反射剖面西段((b), (d))**

壳俯冲带，并在中地壳内形成叠瓦状构造带(椭圆区). Morgan等(1994)和Calvert等(1995)认为中、下地壳延伸至上地幔的反射波组是从顶部进入到上地幔的板片俯冲作用或者是插入地幔的下部板片导致的逆冲作用所致. 在俯冲带前缘的华蓥山断裂带(F5)与金佛山-齐曜山断裂带(F6)之间，上地壳呈现明显的向北西逆冲推覆特点，与Guo等(2013)和Gao等(2016)的结果一致; 与Feng等(2016)给出的结果仅存在龙门山断裂带下莫霍面反射倾斜方向相反的差异，其原因可能是深部的反射能量较弱、Moho反射模糊, 不易判别或受以往研究结果的局限性所致. 从金佛山-齐曜山断裂带(F6)、慈利-松桃断裂带(F8)到江南造山带地区，上中地壳出现了非常强的叠瓦状反射、向北西逆冲推覆反射和许多造山带变形引起的弧形强反射. 陆内汇聚带反射主要出现在齐曜山、梵净山和雪峰山下的边界断裂带附近(长方形)，造成莫霍面明显错断，并向南东下插，与剖面中部俯冲带的俯冲方向一致.

总体上看, 沿剖面的反射图像分区特征明显: 龙门山断裂带以西的青藏高原东缘，上中地壳为向南东逆冲的反射带，中下地壳反射带呈现南东倾斜形态，下地壳明显增厚. 龙门山断裂带以东到华蓥山断裂带以西，四川盆地的沉积巨厚，中地壳为弧形反射的叠瓦

状构造，下地壳两层减薄，底层向南东俯冲到上地幔内，下地壳延伸至上地幔的反射波组，认为是从顶部进入到上地幔的板片俯冲带．华蓥山断裂-武隆之间，上地壳向北西逆冲，中下地壳分层均匀，反射界面平直．武隆以东多为倾斜、弯曲的造山带反射和莫霍面明显错断的汇聚带反射．总之，在深反射剖面中发现了四川盆地之下存在南东向的俯冲带，Gao等(2016)认为是残留的新元古代俯冲带．其俯冲作用形成的叠瓦状构造、逆冲推覆和俯冲带本身，在扬子块体内构成了典型的陆内俯冲构造组合体，从而导致四川盆地、川中、川东地区的地壳明显增厚.

2.3 深地震测深结果

阿尔泰-台湾地学断面的青藏高原东缘(四川黑水)-江南造山带(湖南邵阳)的深地震测深剖面于1986年由国土资源实物地质资料中心(原地矿部五六二综合地质大队)完成. 沿地震测线(图1)布设8个炮点, 分别是茂汶(S1)、三台(S2)、潼南(S3)、北碚(S4)、武隆(S5)、龚滩(S6)、凤凰(S7)、新邵(S8)，台站间距2~5km．在野外观测中，投入德国2030G型、法国GPS型和DZSM-I型(重庆地质仪器厂)模拟地震仪共120台, 完成了8炮地震数据的采集, 取得了较高质量的地震资料．2013~2014年在国家公益性行业科研专项项目“深地震反射剖面探测实验与地壳结构研究”的资助下, 开展了“华南大剖面宽角反射、折射地震与近垂直反射地震剖面联合处理实验”课题, 对原青藏高原东缘四川黑水-湖南邵阳的深地震测深资料进行了重新处理和解释. 采用最高8Hz的频率滤波, 折合速度为6.0km s^{-1}, −3~6s的时窗绘制了折合时地震记录截面图见网络版附图1~7(http://earthcn.scichina.com)，图中对低信噪比和正演推测的震相用虚线表示, 与有效震相进行区分.

在地震记录截面图上，识别出7个震相，分别是Pg震相为基底界面之上的回折波，P2震相为上地壳底面的宽角反射波，P3震相为中地壳底面宽角反射波，P4震相为下地壳上层界面的宽角反射波，Pm、Pm1震相为莫霍面(Moho)的宽角反射波和Pn首波．在震相分析中发现，因俯冲界面(M1)的倾斜角度较大，导致Pm1震相在水平分向(*x*指向炮点方向)上的能量强，垂直分向(*z*)上的能量减弱．因莫霍面(M)比较平缓，Pm震相的能量特点基本上与Pm1相反，见网络版附图1~4．附图1和附图2中的Pm1震相的水平分向能量强，它是青藏高原东缘俯冲界面引起的宽角反射波．附图2(续)中的Pm1震相水平分向能量强，附图3中的Pm1震相水平和垂直分向的能量都很强，附图4中的Pm1震相水平分向能量强，它们是扬子块体的俯冲界面引起的宽角反射波.

在解释过程中，以剖面上高程最高点4300m为零，建立了地壳初始模型，经过震相走时反演和SEIS88程序正演计算(网络版附图1~7)，得到了二维地壳速度模型(图5)．射线追踪正演拟合精度为时间误差多数小于0.05s, 最大不超过0.1s. 速度误差小于0.05km s^{-1}, 莫霍面深度误差小于0.5km, 最大不超过1km.

图5表明, 研究区内的地壳具有横向分块和垂向分层的特点．基于地壳和上地幔顶部的速度变化和莫霍面的形态特征，在横向上可分为五个块体：分别是龙门山断裂带(F2)以西的松潘-甘孜褶皱带块体、龙门山断裂带(F2)与龙泉山断裂带(F4)之间的川西断陷块体、龙泉山断裂带(F4)与华蓥山断裂带(F5)之间的川中褶皱带块体、华蓥山断裂带(F5)与慈利-松桃断裂带(F8)之间的川东滑脱带、川黔造山带块体和慈利-松桃断裂带(F8)以东的江南造山带块体．在垂向上地壳分为五层和俯冲作用引起的两个壳幔混合带(速度为7.0~7.6km s^{-1})．整个地壳平均速度为6.35~6.45km s^{-1}．由首波Pn正反演得到的上地幔顶部速度为7.7~8.2km s^{-1}．在慈利-松桃断裂带以西的梵净山之下的Pn速度最小为7.7~7.8km s^{-1}，四川盆地三台附近龙泉山之下的Pn速度最大为8.1~8.2km s^{-1}.

上地壳为两层：(1) 上层层速度为4.3~5.9km s^{-1}, 基底界面深度为7.8~12km，四川盆地的层速度最小为4.3~5.6km s^{-1}和深度最大为12km，重庆附近的层速度最大为5.2~5.95km s^{-1}．(2) 下层层速度为5.8~6.25km s^{-1}, 界面深度为13.2~19.2km, 四川盆地三台附近的层速度最小为5.8~6.15km s^{-1}和深度最大为19.2km；武隆、黑水附近的层速度最大为6.05~6.25km s^{-1}. 上地壳的两个界面在龙门山、龙泉山、齐曜山、梵净山和雪峰山下起伏剧烈，并伴有速度变化. 上地壳底部未发现低速异常层.

中地壳为一层: 层速度为6.25~6.47km s^{-1}, 界面深度为21.2~28km，四川盆地三台附近的层速度最小为6.25~6.42km s^{-1}；武隆附近的七曜山下层速度最大为6.34~6.47km s^{-1}，界面深度最大为28km，龚滩附近界面深度最小为21.2km.

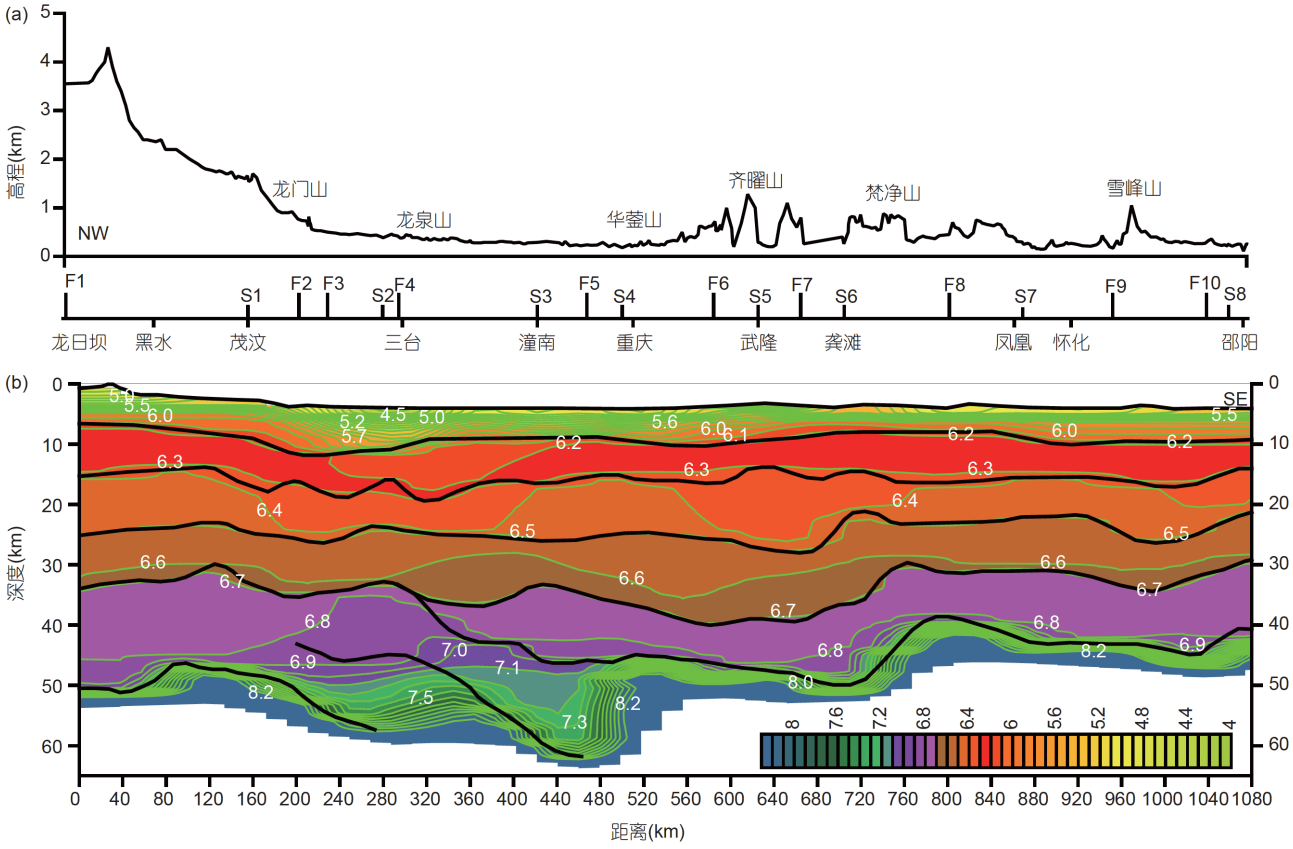

图 5　地形、地点、断裂、炮点位置(a)和地壳速度结构剖面(b)

黑实线为界面, 底部为莫霍面; 绿线为速度等值线, 数字单位为km s^{-1}

下地壳为两层: (1) 上层层速度为6.5~6.65km s^{-1}, 界面深度为29.3~39.8km, 龚滩-凤凰附近梵净山下层速度最小为6.5~6.58km s^{-1}, 武隆附近的齐曜山下层速度最大为6.5~6.65km s^{-1}, 界面最深为39.8km, 剖面东端邵阳附近的深度最小为29.3km. (2) 下层层速度为6.68~6.9km s^{-1}, 正常莫霍面的深度为38.5~50.7km, 龚滩东部的梵净山下层速度最小为6.68~6.85km s^{-1}和莫霍面深度最小为38.5km. 龚滩西部的层速度最大为6.74~6.9km s^{-1}和莫霍面深度较大为49.9km. 剖面西部黑水以西的莫霍面最深为50~50.7km和层速度较大为6.73~6.87km s^{-1}.

壳幔混合层: 在剖面西部的华蓥山断裂带(F5)-龙门山断裂带(F2)之间, 莫霍面两次折断, 形成具有双莫霍面的壳幔混合层.

(1) 扬子块体东部的莫霍面在龙泉山断裂带(F4)之下与下地壳上层的界面趋于重合.

(2) 扬子块体西部的莫霍面在龙门山断裂带(F2)之下折断, 向东俯冲到华蓥山断裂带(F5)之下的上地幔内, 莫霍面深度为43.2~62km, 并形成层速度为7.0~7.6km s^{-1}的壳幔混合层.

(3) 松潘-甘孜块体的莫霍面在龙门山断裂带之下, 向南东下插到龙泉山断裂带之下的上地幔内, 莫霍面深度为47.4~57.5km, 并形成层速度为7.0~7.5km s^{-1}的壳幔混合层.

青藏高原东缘-江南造山带地壳速度结构的主要参数见表1. 由于宽角反射震相的走时曲线没有呈现存在低速层的特征, 因此速度剖面中没有低速层结构(图5).

王椿镛等(2003)给出了川西藏东的地壳结构, 川西地壳为5层, 地壳平均速度为6.42~6.5km s^{-1}, 层速度为4.8~6.7km s^{-1}, 地壳厚度为45~50km, Pn为8.0~8.2km s^{-1}; 藏东地壳为6层, 地壳平均速度为6.32~6.36km s^{-1}, 层速度为5.2~6.9km s^{-1}, 上、中地壳之间具有5.8~5.9km s^{-1}的低速层, 地壳厚度为

表 1　青藏高原东缘-江南造山带的地壳结构参数

构造单元	松潘-甘孜	龙门山造山带	川西-川中	川东地区	江南造山带
平均速度(km s^{-1})	6.34~6.4	6.32~6.4	6.37~6.42	6.36~6.43	6.35~6.41
层速度(km s^{-1})	4.7~6.87	4.3~6.82	4.3~6.9	5.1~6.9	5.15~6.87
M面深度(km)	46.2~51.3	41.5~46.2	41.5~46.2	38.7~49.6	37~44.9
M1平均速度(km s^{-1})		6.52~6.58	6.53~6.6		
M-M1层速度(km s^{-1})		7.0~7.4	7.0~7.5		
M1深度(km)		51~57.5	45~61.6		
Pn波速度(km s^{-1})	8.0~8.1	8.1~8.2	8.2	7.7~8.1	7.8~8.0

60~65km, Pn为7.7~7.8km s^{-1}. 嘉世旭等(2014)和李佳欣等(2017)在青海阿坝-四川遂宁的地壳结构中, 把青藏高原东缘地壳分为8~9层的高、低速相间的薄层和低速体结构, Braile和Chiang(1986)认为宽角反射、折射资料对于薄层状速度结构(厚度小于5km)的反映是很不敏感的. 地壳平均速度为6.23km s^{-1}, 地壳厚度为53~57km, Pn为7.9km s^{-1}. 中地壳顶部至下地壳上层的6.12~6.45km s^{-1}和下地壳底层6.5~6.85km s^{-1}的速度明显偏低, 认为松潘-甘孜块体的地壳被改造和下地壳存在塑性流变性, 导致地壳内的界面增多和速度明显降低. 四川盆地地壳分为5层, 平均速度为6.45km s^{-1}, 厚度为41~43km, Pn为8.1~8.2km s^{-1}. 下地壳的速度为6.65~7.2km s^{-1}. 底层速度为6.9~7.2km s^{-1}明显偏高, 应存在壳幔混合体的反映, 是由未区分俯冲界面反射震相Pm1和莫霍面反射震相Pm引起的. 此剖面的深反射图像显示在龙门山之下, 上地壳反射带向北西倾斜, 向南东逆冲; 上、中地壳的分界反射带起伏不大, 呈近水平形态; 中、下地壳的3条反射带明显向南东倾斜, 倾角较大(Feng等, 2016), 呈现5~6层结构.

传统观点认为, 上地壳底部存在低速层(Gutenberg, 1955; Landisman和Mueller, 1966; Giese等, 1971). 由于这个原因, 在王椿镛等(2003)和嘉世旭等(2014)的地壳结构中包含了“低速层结构”, 但未给出判断标志(Giese等, 1971; Zorin等, 2002). Fuchs(1969)认为当地壳内存在低速层时, 垂直反射能得出同样的结果, 但在图4和Feng等(2016)的结果中未显示出来. Liu等(2014)认为青藏高原东南部地壳的S波速度低于全球的平均值. 在龙门山造山带未发现20~40km存在低速异常的证据(邓文泽等, 2014).

此外, 在进行深地震反射和宽角反射、折射地震资料联合解释之前, 曾按照宽角反射、折射地震资料的常规处理和解释方法, 在不区分莫霍面(M)和俯冲界面(M1)震相的情况下, 得到了没有俯冲的地壳速度结构(网络版附图8). 能够反映龙门山造山带下方(在距离150~270km)地壳结构特征的地震记录、主要震相和射线路径见网络版附图9和10. 网络版附图8与图5存在的主要差异是地壳内的速度变化更均匀. 在青藏高原东缘和重庆-武隆之间的莫霍面剧烈起伏是由两个震相(Pm, Pm1)解释为一个Pm震相引起的. 在三台下方显示的莫霍面的形态, 可解释为扬子块体的莫霍面向青藏高原东缘下插, 下地壳向青藏高原东缘俯冲, 从而容易得出与图5结果相反的结论, 并与深地震反射和大地电磁的结果相悖(图3和4).

总之, 在青藏高原东缘-江南造山带剖面上, 地壳内界面起伏和速度变化特征表明: (1) 四川盆地的沉积巨厚, 在龙门山前厚度达12km, 龙泉山前厚度为9.2km, 基底向西倾斜, 构成一个西厚东薄的沉积楔状体, 与地质调查结果一致(邓起东等, 1994); (2) 龙门山断裂西侧-龙泉山断裂带-华蓥山断裂以西的地壳内的界面起伏剧烈, 深地震反射图像表现为弧状、叠瓦状特征(图4), 大地电磁图像呈现从中阻到高阻的变化特点(图3), 这些现象可能是由于地壳褶皱、缩短引起的; (3) 华蓥山断裂以东-齐曜山断裂带之间, 地壳反射界面平缓, 在龚滩附近具有向下俯冲的现象? 东侧地壳内的界面明显上隆, 表现为向北西上冲的特点; (4) 在龙门山断裂带-华蓥山断裂带之间, 存在两个下地壳底层的向下逆冲作用带, 青藏高原东缘的地壳底层插入到龙泉山之下, 西扬子块体的地壳底层俯冲到华蓥山之下, 华蓥山断裂带以东的扬子块体的地壳底层可能俯冲到梵净山之下, 东端到达慈利-松桃断裂带附近, 以东的江南造山带的莫霍面比扬子块体明显抬升4~5km, 在雪峰山下壳内界面下凹, 两侧抬升, 形成汇聚带. Dong等

(2015)认为，反射剖面中显示的褶皱和逆冲叠瓦状构造是扬子-华夏块体碰撞造山带的遗留物，NW向逆冲的齐曜山断裂(F6)、慈利-大庸-松桃断裂(F8)一直延续到中地壳底部，双程反射时间达7~8s，深度大约22~25km. 龙门山断裂带两侧的茂汶至三台区域是青藏高原东缘与扬子块体的强烈作用带. 宽频地震观测的接收函数与面波结果也证明莫霍面在龙门山下错断, 青藏高原东缘的物质向南东运动, 插入到四川盆地的上地幔内(Zhang等, 2010; Liu等, 2014; Wang X B等, 2014).

2.4　天然地震探测结果

青藏高原东缘-扬子块体的天然地震P波、接收函数和面波探测结果(Zhang等, 2010; 李志伟等, 2011; Liu等, 2014; 邓文泽等, 2014; 朱介寿等, 2017)显示地壳为5~6层结构(图6), 测线位置见图1的黄虚线. Zhang等(2010)利用接收函数法获得的(Ps/P)成像显示，在龙门山断裂带之下莫霍面明显错断，青藏高原东缘的莫霍面、岩石圈-软流圈边界至300km之上的物质向南东俯冲到扬子块体之内(图6a, 测线为NW-SE方向的黄虚线). Liu等(2014)利用接收函数和面波得到了青藏高原东缘松潘地块-四川盆地的S波速度结构，认为下地壳存在速度递增的过渡层，顶界面比较平缓，深度大约52~57km，底界面(莫霍面)起伏明显，深度大约60~78km左右，总体上表现为向北西倾斜、向南东下插的形态. 在龙门山断裂带以西莫霍面明显错断，四川盆地的莫霍面抬升到大约38~42km，与过渡层顶界面重合(图6b，测线为E-W方向的黄虚线). 李志伟等(2011)认为松潘-甘孜造山带受到四川盆地刚性岩石层阻碍后, 使龙门山发生垂向变形, 基底褶皱抬升向山前盆地逆冲, 中下地壳厚度增加, 莫霍面弯曲下沉. 邓文泽等(2014)认为龙门山断裂带是向北西倾斜、高角度的逆冲断裂带，前山断裂和中央断裂在约20km的深度合并到脆韧转换带，未发现20~40km存在低速异常的证据. 朱介寿等(2017)认为中地壳20~40km的地壳流，遇到刚性四川盆地阻挡之后，拆分为向上及向下的二或三支分流: 向上的分流侵入上地壳引起地壳的隆升, 向下的分流侵入下地壳至上地幔, 使地壳加厚, 莫霍界面下沉. 总之, 由天然地震探测结果也得到了青藏高原东缘的深部物质向南东插入的推论.

3　讨论

青藏高原东缘的松潘-甘孜褶皱带属于喜马拉雅-青藏高原新生代碰撞造山带的组成部分，大规模造山作用和主要变形形成于印支晚期(晚三叠世)，新生代时期受到强烈改造，并向东挤出，形成东侧逆冲叠置岩片组成的龙门山-锦屏山增生楔及前陆盆地(许志琴等，2007). 特别是在晚新生代起始于中新世晚期(12~8Ma)，结束于上新世早期(约3.6Ma)的青藏运动，奠定了青藏高原东部新构造和构造地貌格局，最显著的特征是青藏高原东部地块有序地向东挤出，使高原东部地壳增厚和高原东缘年轻山系(六盘山、岷山、龙门山、锦屏山、大凉山等)的快速隆升. 构造挤出作用向东扩展导致扬子块体盖层滑脱褶皱，在四川盆地内形成NE-SW向的熊坡、龙泉山、大凉山等褶皱山链(徐锡伟等, 2008; 张岳桥和李海龙, 2016).

3.1　阻挡作用机制

青藏高原的挤出物质在龙门山断裂带附近遇到坚硬的四川盆地阻挡后，上地壳形成向东南逆冲的推覆构造，下地壳物质向东南方向流动，斜插到四川盆地之下，导致上地壳形成向北西逆冲的推覆构造，中地壳形成叠瓦状构造，地壳缩短、增厚，并在拼合带之下的地壳下部至上地幔顶部形成汇聚带(图4~7).

3.2　逆冲推覆构造的驱动力

在青藏高原东缘-江南雪峰造山带存在着龙门山、熊坡、龙泉山、华蓥山、齐曜山、梵净山和雪峰山逆冲推覆构造. 一些学者认为龙泉山与龙门山构造带属于同一个构造系统，龙泉山构造是龙门山前陆盆地系统的前隆, 受控于龙门山的逆冲推覆作用(张岳桥等, 2003; 李康等, 2013), 驱动力是青藏高原向东挤出作用. 包含华蓥山、齐曜山、梵净山和雪峰山逆冲推覆构造的江南-雪峰西推模型(Yan等, 2003; 梅廉夫等, 2010)，认为驱动力是太平洋板块向华南大陆的俯冲. 许多学者对这些逆冲推覆构造的形成驱动力提出了质疑(黄祖智和唐荣昌，1995; 王伟涛等，2008; 黄伟等, 2012; 舒良树, 2012; 柏道远等, 2015a, 2015b).

对于太平洋板块向华南大陆俯冲的时代和范围，多数学者认为自中生代燕山运动以来，主要表现为三个阶段: 175~135、120~85和43~0Ma(Koppers等,

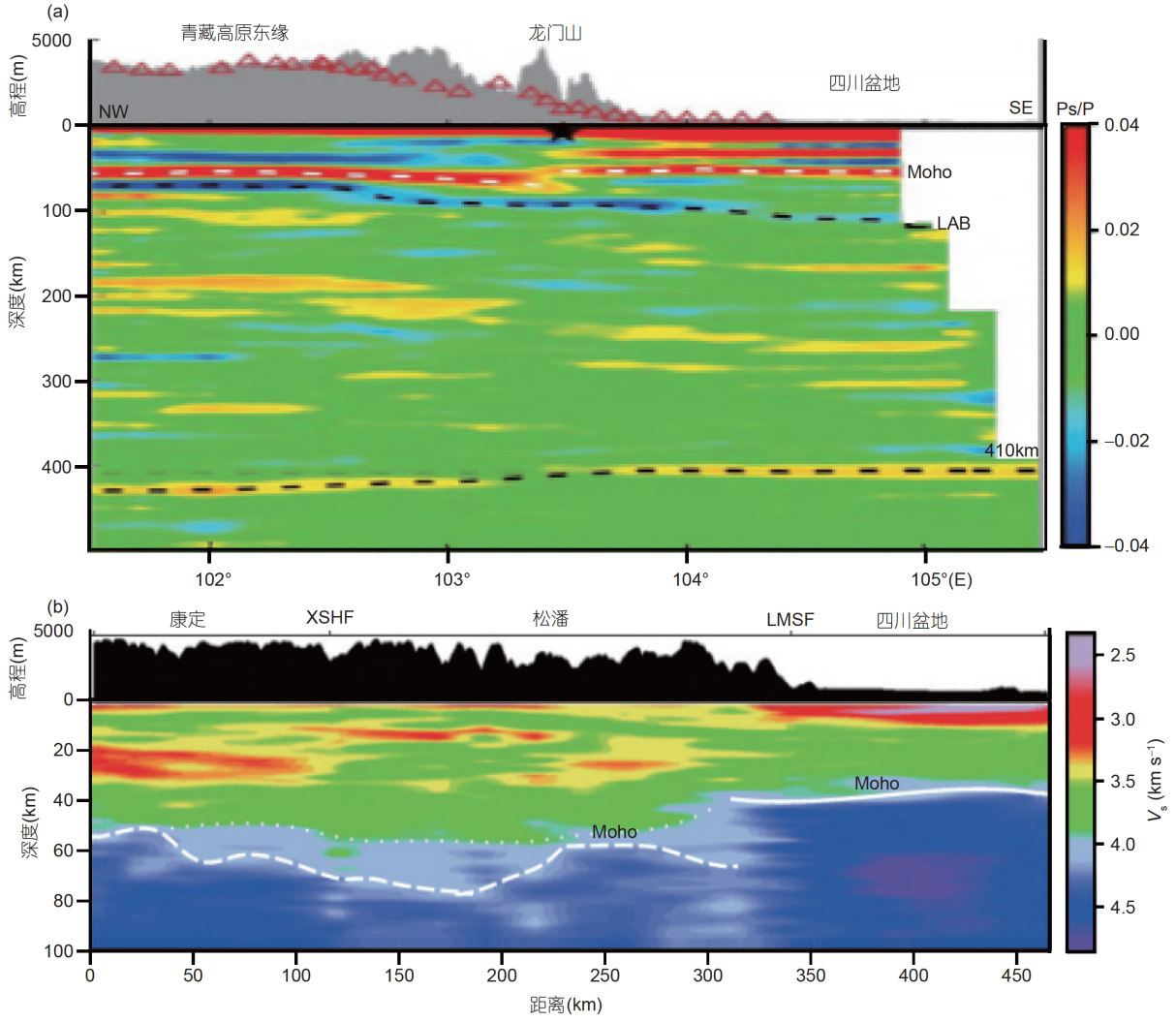

图 6　青藏高原东缘-四川盆地的接收函数和面波结构

(a) 据Zhang等(2010)修改; (b) 据Liu等(2014)修改; 红三角为测点位置、黑星为汶川地震位置、LAB为岩石圈-软流圈边界、Moho为莫霍面. (b)中, XSHF代表鲜水河断裂, LMSF代表龙门山断裂. 测线位置见图1

2001; 杨奎锋等, 2004; Li和Li, 2007; Seton和Muller, 2008; 张岳桥等, 2012; 毛建仁等, 2014). 中晚侏罗世至早白垩世(175~135Ma)的燕山运动, 古太平洋板块(伊泽奈崎-Izanagi)向华南大陆斜向俯冲, 陆内造山作用形成了NE-NNE向褶皱, 主要褶皱构造形成于160Ma之前的晚侏罗世, 而沿海地区挤压造山起始于155Ma之前, 并持续到135Ma(张岳桥等, 2012), 以钦杭结合带和长江中下游结合带为代表, 120Ma后太平洋板块发生了约80°的旋转开始向西俯冲(118~85Ma), 以东南沿海结合带的上火山岩系为代表(毛建仁等, 2014), 造成雪峰隆起带南东侧安化-溆浦断裂带再次发生推覆(杨奎锋等, 2004), 岩浆活动主要集中在华南中部的江西南部、湖南南部及福建西部, 广州北部少许, 具有由西往东逐渐变新的规律(Li和Li, 2007). 因来自南东方向的应力逐渐减弱, 使慈利-松桃断裂带表现为以左行走滑活动为主(袁照令等, 2000). 在43~0Ma, 太平洋板块再次向西俯冲(Koppers等, 2001; Seton和Muller, 2008), 导致华南大陆东部的琉球弧、日本弧俯冲, 日本海、渤海、黄海、东海拉开和中国东部玄武岩喷发, 边缘海盆地逐渐向东扩展, 并与新生代火山岩研究结论一致, 暗示中国东部大陆岩石圈受到具有向上和向东两个方向分量力的作用, 具有主动向东运动的性

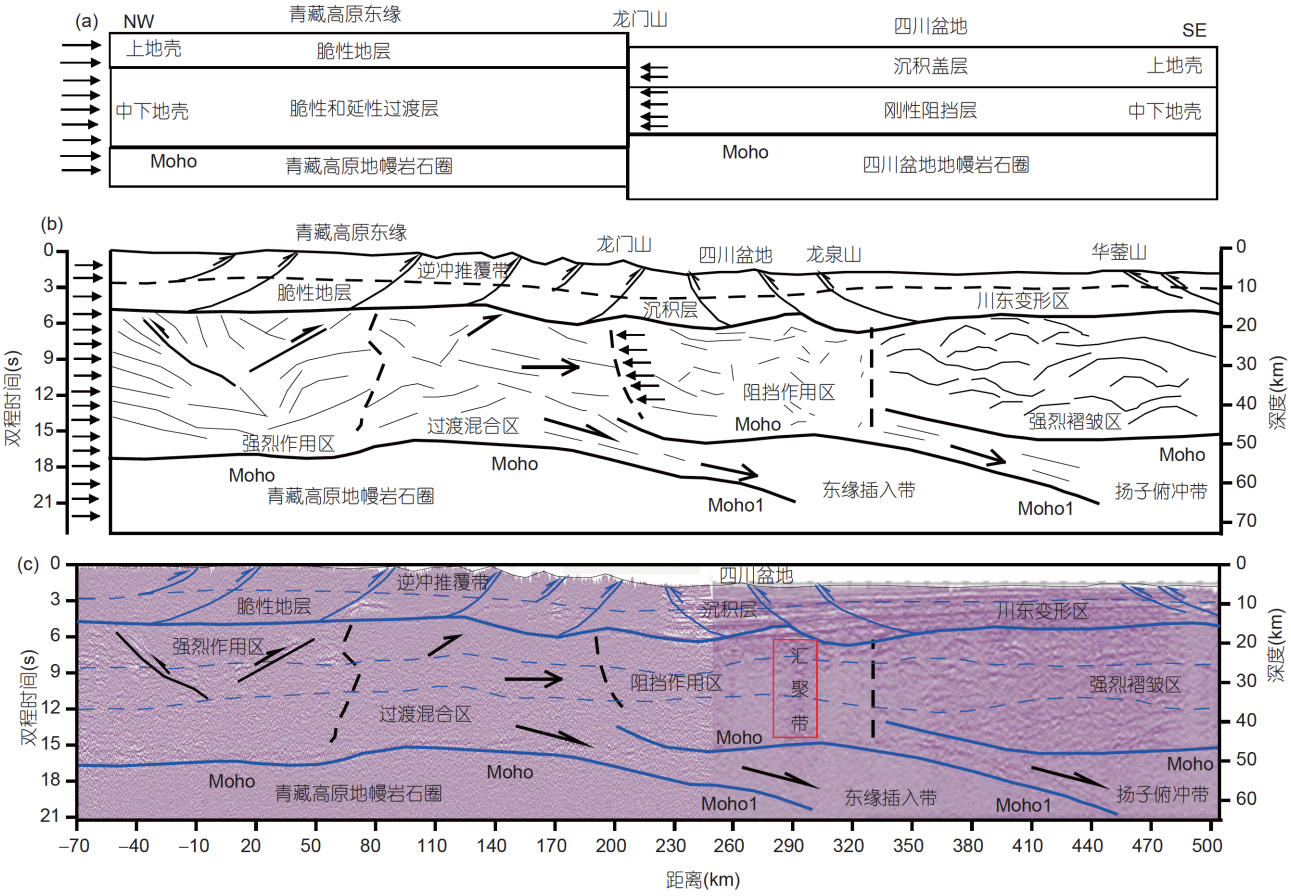

图 7　青藏高原挤出物质受阻后的变形与运动模型

(a) 变形前; (b) 变形后; (c) 反射剖面中显示的变形

质，因此造山过程不可能是由太平洋板块俯冲触发的(肖庆辉等，2010). 晚白垩世近NS向伸展和随之发生的NE-SW向挤压与古太平洋板块俯冲没有直接关系，其动力更多来自印度-欧亚大陆发生的俯冲和碰撞(Yin和Harrison，2000). 另一些学者认为，江南造山带西翼的成因是扬子块体在其周边板块构造运动及远程效应影响下，扬子克拉通从边缘向内部多期次的渐进活化作用引起的的陆内变形构造系统(张国伟等，2013; 柏道远等, 2015b). 上述结果表明, 太平洋板块的三期俯冲效应主要出现在华南大陆的中东部地区，对位于华南西北部的扬子块体影响较小，难以为江南造山带的逆冲推覆构造形成提供足够的驱动力.

深部地球物理探测结果反映了青藏高原东缘-江南造山带的电磁阻抗、反射亮点和地震波速度组成的地壳内部结构、构造. 它保留了自新元古代至今地质构造运动留下的地球物理痕迹和现状. 基于图4~6的结果绘制了青藏高原东缘深部地壳向南东下插、扬子块体深部地壳南东向俯冲的岩石圈结构图(图8)，用于说明青藏高原东向挤出、流动的物质在遇到四川盆地阻挡后的变形方式和构造活动过程.

(1) 在青藏高原东缘的龙日坝断裂带两侧的地壳内，强反射带以断裂为中心呈现向上发散的羽状汇聚结构，龙日坝断裂带-龙门山断裂带之间的地壳内，强反射带向NW倾斜, 向SE逆冲推覆. 在龙门山造山带之下, 形成重叠的双莫霍面, 扬子块体莫霍面上翘, 松潘-甘孜块体的莫霍面下插，中下地壳的强反射带呈向SE倾斜(图4). 地壳内的界面和速度等值线剧烈起伏(图5).

(2) 四川盆地内向西倾斜的沉积层反射一直延续到华蓥山断裂带以西，在龙门山前沉积厚度达12km,

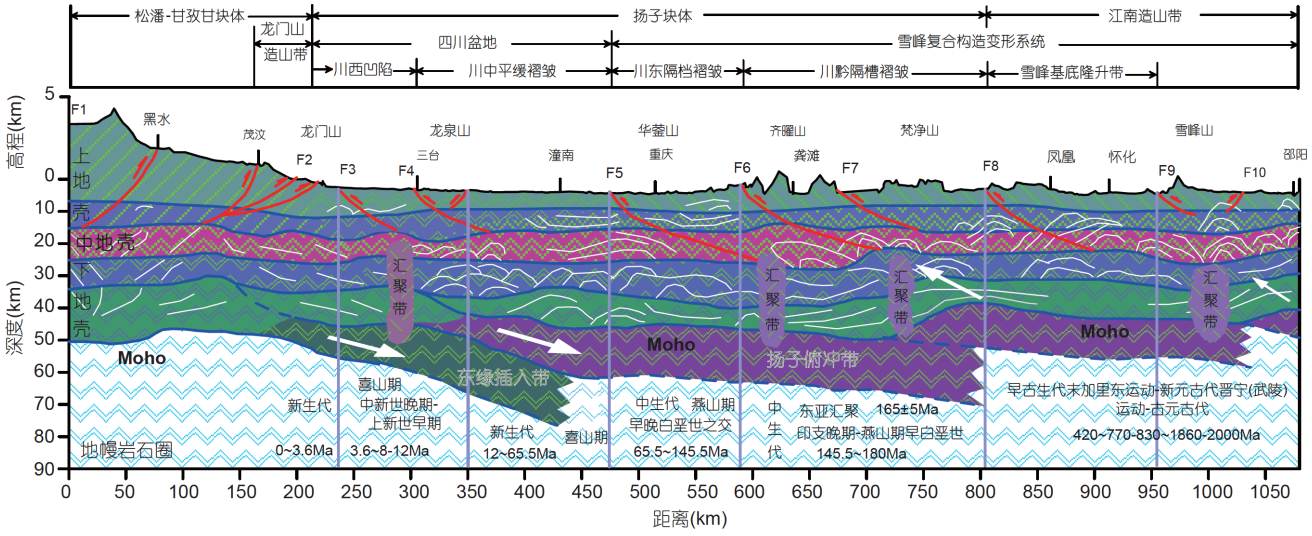

图 8　扬子块体俯冲和两侧造山带地壳推覆的岩石圈结构

白色线为反射剖面中的强反射, 白色箭头表示物质运动方向

龙泉山前为9.2km, 基底向西倾斜, 构成西厚东薄的沉积楔状体. 中部在龙泉山断裂-华蓥山断裂之间, 俯冲莫霍面的强反射特征明显, 中地壳内形成叠瓦状构造带. 华蓥山断裂带以东出现向北西逆冲推覆构造和造山带变形引起的许多弧形强反射. 东部在齐曜山、梵净山和雪峰山下的边界断裂带附近, 莫霍面错断, 向SE下插, 下地壳呈现相间的陆内汇聚带反射特征. 这表明扬子块体可能发生过多期俯冲或拼合作用, 前期俯冲的下地壳岩片向造山带下挤入并被后期俯冲、拼合的岩片推挤, 形成自西向东展布的一系列陆内汇聚带构造(图4和8).

(3) 在扬子块体内存在两个下地壳底层的俯冲或插入作用带, 青藏高原东缘下地壳下插到龙泉山之下, 扬子块体西部下地壳俯冲到华蓥山之下, 华蓥山断裂带以东的扬子块体前锋俯冲到梵净山之下的慈利-松桃断裂带附近. 其东部江南造山带的地壳上冲, 莫霍面比扬子块体明显抬升4~5km(图2和5). 在雪峰山下, 壳内界面下凹, 两侧抬升, 形成汇聚带(图4和8).

(4) 青藏高原向东挤出(逃逸)的物质, 在龙门山断裂带附近遇到坚硬的四川盆地阻挡后, 以上、中地壳的向上逆冲推覆, 下地壳向下插入和扬子块体内的地壳褶皱、缩短、增厚方式被吸收, 形成熊坡、龙泉山构造带, 造成浦江-成都-德阳断裂、龙泉山西坡主断裂的NW向逆冲和川东-江南雪峰造山带西翼, 各断裂带、构造带的NW向逆冲推覆(图2和8).

总之, 扬子块体可能发生过多期俯冲、拼合作用, 不断地为江南造山带西翼的NW向逆冲推覆提供了驱动力, 并在深部形成自西向东展布, 前期俯冲的下地壳岩片向造山带下挤入, 并被后期俯冲的岩片推挤的一系列陆内汇聚带和叠瓦状构造(图4和8).

3.3　扬子块体南东向俯冲的过程与时代

关于扬子块体下地壳东南向俯冲的时代, 可以通过川西、川中、川东各构造带的形成和边界断裂活动的时期追踪、推测. 四川东部向SE倾斜、NW逆冲的华蓥山断裂(F5)、金佛山-齐曜山断裂(F6)、慈利-松桃断裂(F8)、安化-溆浦断裂(F9)均形成于新元古代的晋宁时期, 直至中晚更新世长期活动(周荣军等, 1997; 王赞军等, 2016).

许多地学家认为, 华南大陆在新元古代(晋宁运动: 830~770Ma)时已经存在板块运动机制, 华夏块体向扬子块体的俯冲/碰撞拼接, 形成了江南造山带(Zhang和Zheng, 2013), NE-NEE走向的绍兴-江山-萍乡断裂带是扬子与华夏块体的新元古代拼合带(丘元禧等, 1998; 舒良树, 2012). 桃江-城步断裂带(F10)是武陵-加里东期壳下岩石圈古俯冲碰撞带(饶家荣等, 1996), 溆浦-靖州断裂(F9)是武陵(晋宁)运动中扬子块体与东南侧岛弧的弧-陆碰撞带内主断裂(柏道远等, 2013). 早古生代末发生的加里东运动是扬子块体与华夏块体拼接的主造山期, 导致江南构造带及华南广大

地区的隆起(丘元禧等, 1998). Dong等(2015)通过地层区域变质和岩浆作用的地质年代分析, 认为扬子-华夏块体碰撞埋藏的造山带在古元古代(~2.0~1.86Ga)发育, 并在新元古代延续, 随后被新元古代地壳裂谷改造. 古生代四川盆地东部以张性活动伸展为主, 中生代印支期(三叠纪)华北块体和扬子块体碰撞, 呈现近S-N向挤压, 形成了秦岭-大别造山带及华南地区的近东西向褶皱. 扬子块体由向北俯冲转换到南东运动的时代在中、晚侏罗世之交((165±5)Ma), 这时正是"东亚汇聚"时期(Dong等, 2008; 张岳桥等, 2009). 中生代燕山期(晚三叠世末-白垩纪, 170~135Ma)古太平洋板块(伊泽奈崎)向北西俯冲, 形成了近E-W的挤压, 白垩纪中晚期(118~85Ma)太平洋板块俯冲的挤压应力使雪峰隆起带南东侧的安化-溆浦断裂带(F9)再次发生推覆(杨奎锋等, 2004), 由于来自南东方向的应力向北西逐渐减弱, 使得慈利-松桃断裂带(F8)表现为以左行走滑活动为主(袁照令等, 2000).

喜山期印度板块与欧亚板块的碰撞, 形成晚期NE-SW向挤压. 新生代(第三纪)由于印度板块向欧亚板块的汇聚, 产生北东向挤压力, 慈利-松桃断裂带(F8)走滑机制从左行向右行转化(谢建磊等, 2006). 四川盆地东部逆冲推覆构造的形成主要与燕山期近E-W向挤压作用有关. 鄂渝湘黔隔槽式褶皱变形带形成于印支晚期到燕山期早白垩世, 边界为齐曜山断裂带(F6); 隔档式褶皱变形带形成于早晚白垩世之交(K1-K2), 边界为华蓥山断裂带(F5)(张国伟等, 2013). 王二七和孟庆任(2008)推测, 青藏高原与四川盆地之间的汇聚作用可能发生在地壳深部,可能受下地壳流动的控制, 认为青藏高原东缘的扩张和隆升很可能始于8~13Ma. 华蓥山断裂以西的川中褶皱变形推测为早晚白垩世之交(张岳桥等, 2011). 晚新生代中新世晚期(12~8Ma)至上新世早期(约3.6Ma)的青藏运动, 形成NE-SW向挤压和四川盆地内的熊坡、龙泉山构造带(张岳桥和李海龙, 2016). 龙泉山西坡断裂作为成都断陷的边界断裂自中、晚更新世至今都在活动, 1967年仁寿林场发生过5.5级地震(黄祖智和唐荣昌, 1995; 唐荣昌等, 1996). 蒲江-新津-成都-德阳(熊坡)断裂形成于晚更新世, 1962年洪雅发生过5.1级地震(唐荣昌等, 1996; 郑文俊等, 2008).

由此可见, 扬子块体俯冲变化特点可概括为: 在新元古代晋宁运动华夏向扬子块体俯冲拼接; 中生代早期的印支运动(三叠纪)扬子块体向华北块体俯冲拼接; 中生代中晚期燕山运动(侏罗-白垩纪)扬子块体下地壳向江南造山带(江南-雪峰)俯冲碰撞, 是四川东部隔档式褶皱、隔槽式褶皱的主要形成期, 并伴有强烈的北西向逆冲推覆; 新生代的喜山运动, 扬子块体下地壳继续向南东俯冲, 使四川东部褶皱构造剧烈隆升, 而上地壳向北西逆冲推覆; 晚新生代(晚中新世-晚更新世)青藏高原物质向东挤出, 形成向北西逆冲推覆的熊坡、龙泉山构造带. 由于无法从深部采集古俯冲带的岩石样本进行准确的地质年龄测定, 使如何有效地限制古俯冲带和扬子块体受到逆冲推覆的年龄成为一个关键、复杂的问题, 为此我们把前人地质调查得到的地质构造运动的大约年代信息标于图8中.

扬子块体下地壳表现的南东向俯冲不是偶然的, 是受新元古代至新生代由华夏块体与扬子块体之间的碰撞拼接、古太平洋板块向华南大陆俯冲、印度-欧亚大陆碰撞、青藏高原隆升与物质东流、挤出等构造运动, 形成的SE-NW挤压的主应力控制下, 多期次的向SE俯冲、碰撞作用, 造就了当今青藏高原东缘至江南造山带的构造地貌(图1和8).

总之, 自中生代中、晚期燕山运动到新生代扬子块体持续受到来自南东方向江南造山带和西北方向青藏高原东缘物质的逆冲推覆, 对川西-江南雪峰造山带西翼的构造演化起着主导作用, 是不同构造单元向北西逆冲推覆的主因, 并受控于以走滑运动为主的慈利-松桃分界断裂带的控制; 白垩纪中晚期(118~85Ma)太平洋板块俯冲时期, 慈利-松桃断裂带为左行走滑, 喜山期转化为右行走滑. 在地质分区上, 北部属扬子区, 沉积了一套以碳酸盐建造为代表的地层, 生物属华北型. 南东部为华南区, 以碳酸盐岩、碎屑岩建造为主, 生物群属华北-华南混合型; 沿断裂带展布方向布格重力异常梯级陡变带明显(袁照令等, 2000). 人工地震测深和天然地震面波层析成像显示, 川东大陆岩石圈地幔受到东向江南造山带的逆冲推覆(蔡学林等, 2005). 总之, 青藏高原东缘物质推覆到扬子块体之上, 而扬子块体南东缘又受到来自江南造山带物质的逆冲推覆. 这些逆冲构造的发现, 对重新认识青藏高原东缘、扬子块体、江南造山带的地球动力学过程、青藏高原向东挤出的物质去向, 以及尚存的争议、质疑地质问题提供了约束, 具有重要的地学意义.

4 结论

(1) 深部地球物理探测结果证实, 扬子块体没有向NW俯冲到青藏高原东缘之下, 而是青藏高原东缘物质SE向逆冲推覆到扬子块体西缘之上; 扬子块体没有向SE俯冲到江南造山带之下, 而是江南造山带物质NW向逆冲推覆到扬子块体东缘之上. 这些推覆构造主导了华蓥山断裂带以东、通道-安化断裂以西的江南造山带西部, NW向逆冲推覆构造的形成和慈利-松桃断裂带(F8)以西地壳的增厚(图5和8). 通道-安华断裂带以东至萍乡-郴州-钦防断裂带之间的江南造山带东部显示的向SE逆冲推覆的构造变形, 应主要由华夏块体和太平洋板块的向西俯冲引起.

(2) 青藏高原向东挤出(逃逸)的物质, 在龙门山断裂带附近遇到坚硬四川盆地的阻挡后, 造成下地壳插入到四川盆地之下, 上、中地壳向SE逆冲推覆叠置于四川盆地之上. 强烈的挤压应力继续向SE传递, 导致扬子块体的下地壳向SE俯冲, 上、中地壳向NW逆冲推覆, 使地壳褶皱缩短、加厚, 形成熊坡、龙泉山构造带, 造成的浦江-成都-德阳断裂、龙泉山西坡主断裂的向北西逆冲.

(3) 青藏高原向东挤出的物质, 以上、中地壳的向上逆冲推覆, 下地壳物质向下插入和扬子块体内地壳的褶皱缩短、增厚方式保留下来, 被深部地球物理探测的结果反映出来(图3~6), 回答了青藏高原向东挤出物质的去向问题.

总之, 扬子块体东西两侧地壳物质的逆冲推覆作用主导了川西-江南雪峰造山带西部各构造带的演化过程. 通过扬子块体两侧地壳推覆过程和时代的讨论, 为研究陆内造山机制, 恢复构造演化和青藏高原侧向挤出(逃逸)的运动学过程开阔了视野.

致谢 作者感谢审查专家提出的意见和建议, 并感谢参与地球物理数据收集和处理的所有人员.

参考文献

柏道远, 钟响, 贾朋远, 熊熊, 黄文义. 2013. 雪峰造山带南段靖州盆地成因性质及形成背景. 中国地质, 40: 1079–1091

柏道远, 熊雄, 杨俊, 钟响, 姜文. 2015a. 齐岳山断裂东侧盆山过渡带褶皱特征及其变形机制. 大地构造与成矿学, 39: 1008–1021

柏道远, 钟响, 贾朋远, 熊雄, 黄文义, 姜文. 2015b. 雪峰造山带及邻区构造变形和构造演化研究新进展. 华南地质与矿产, 31: 321–343

柏道远, 钟响, 贾朋远, 熊雄, 黄文义. 2016. 雪峰造山带溆浦-靖州断裂活动历史及构造属性. 地球科学与环境学报, 38: 306–317

蔡学林, 朱介寿, 曹家敏, 程先琼. 2005. 中国东南大陆边缘带岩石圈三维结构与动力学型式. 海洋地质与第四纪地质, 25: 25–34

邓起东, 陈社发, 赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 16: 389–403

邓文泽, 陈九辉, 郭飚, 刘启元, 李顺成, 李昱, 尹昕忠, 齐少华. 2014. 龙门山断裂带精细速度结构的双差层析成像研究. 地球物理学报, 57: 1101–1110

董树文, 张岳桥, 陈宣华, 龙长兴, 王涛, 杨振宇, 胡健民. 2008. 晚侏罗世东亚多向汇聚构造体系的形成与变形特征. 地球学报, 29: 306–317

高锐, 董树文, 贺日政, 刘晓春, 李秋生, 管烨, 白金, 李朋武, 黄东定, 钱桂华, 匡朝阳, 李三忠. 2004. 莫霍面地震反射图像揭示扬子地块深俯冲过程. 地学前缘, 11: 43–49

黄伟, 江娃利. 2012. 四川龙泉山断裂带及其活动性与潜在地震危险性讨论. 西北地震学报, 34: 50–56

黄祖智, 唐荣昌. 1995. 龙泉山活动断裂带及其潜在地震能力的探讨. 四川地震, 1: 18–23

贾东, 陈竹新, 贾承造, 魏国齐, 李本亮, 张惬, 魏东涛, 沈扬. 2003. 龙门山前陆褶皱冲断带构造解析与川西前陆盆地的发育. 高校地质学报, 9: 402–410

嘉世旭, 刘保金, 徐朝繁, 刘志, 酆少英, 张建狮, 林吉焱, 田晓峰, 刘巧霞, 郭文斌. 2014. 龙门山中段及两侧地壳结构与汶川地震构造. 中国科学: 地球科学, 44: 497–509

李康, 徐锡伟, 谭锡斌. 2013. 龙泉山背斜的地壳缩短与隆升——来自河流阶地变形的证据. 地震地质, 35: 22–36

李敬波, 李勇, 赵国华, 颜照坤, 周荣军, 郑立龙, 闫亮, 杨聿强. 2014. 四川盆地熊坡背斜构造特征及其成因机制. 现代地质, 28: 761–771

李佳欣, 洪启宇, 郑需要. 2017. 龙门山断裂带中段深地震宽角反射/折射剖面研究. 地震学报, 39: 188–206

李志伟, 胥颐, 黄润秋, 郝天珧, 徐亚, 刘劲松, 刘建华. 2011. 龙门山地区的P波速度结构与汶川地震的深部构造特征. 中国科学: 地球科学, 41: 283–290

刘树根, 罗志立. 1991. 一种新的俯冲类型——龙门山型俯冲成因机制研究. 石油实验地质, 13: 314–324

罗志立. 1984. 试论中国型(C-型)冲断带及其油气勘探问题. 石油与天然气地质, 5: 315–324

毛建仁, 厉子龙, 叶海敏. 2014. 华南中生代构造-岩浆活动研究: 现状与前景. 中国科学: 地球科学, 44: 2593–2617

梅廉夫, 刘昭茜, 汤济广, 沈传波, 凡元芳. 2010. 湘鄂西-川东中生代陆内递进扩展变形: 来自裂变径迹和平衡剖面的证据. 地球科学——中国地质大学学报, 35: 161–174

丘元禧, 张渝昌, 马文璞. 1998. 雪峰山陆内造山带的构造性质与演

化. 高校地质学报, 4: 432–443
饶家荣. 1996. 桃江-城步壳下岩石圈碰撞断裂带及其地质意义. 见: 乌家达, 主编. 湖南地学新进展. 长沙: 湖南科学技术出版社. 14–148
舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31: 1035–1053
唐荣昌, 黄祖智, 钱洪, 龚宇, 文德华, 马声浩, 周荣军. 1996. 成都断陷区活动断裂基本特征及其潜在地震能力的判定. 中国地震, 12: 285–293
王椿镛, 吴建平, 楼海, 周民都, 白志明. 2003. 川西藏东地壳P波速度结构. 中国科学D辑: 地球科学, 33(增刊) : 181–189
王椿镛, 楼海, 吕智勇, 吴建平, 常利军, 戴仕贵, 尤惠川, 唐方头, Zhu L, Silver P. 2008. 青藏高原东部地壳上地幔S波速度结构-下地壳流的深部环境. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 22–32
王二七, 孟庆任. 2008. 对龙门山中生代和新生代构造演化的讨论. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 1221–1233
王绪本, 朱迎堂, 赵锡奎, 余年, 李 坤, 高树全, 胡清龙. 2009. 青藏高原东缘龙门山逆冲构造深部电性结构特征. 地球物理学报, 52: 564–571
王伟涛, 贾东, 李传友, 郑文俊, 魏占玉. 2008. 四川龙泉山断裂带变形特征及其活动性初步研究. 地震地质, 30: 968–979
王赞军, 王宏超, 何宏林, 冉勇康, 郑文俊, 赵强, 于天航, 王杰, 储海燕. 2016. 七曜山-金佛山断裂带武隆土坎段最后活动时代研判厘定. 四川地震, 158: 25–29
谢建磊, 杨坤光, 马昌前. 2006. 湘西花垣-张家界断裂带构造变形特征与ESR定年. 高校地质学报, 12: 14–21
肖庆辉, 刘勇, 冯艳芳, 邱瑞照, 张昱. 2010. 中国东部中生代岩石圈演化与太平洋板块俯冲消减关系的讨论. 中国地质, 37: 1092–1101
徐锡伟, 闻学泽, 陈桂华, 于贵华. 2008. 巴颜喀拉地块东部龙日坝断裂带的发现及其大地构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 529–542
许志琴, 李化启, 侯立炜, 付小芳, 陈文, 曾令森, 蔡志慧, 陈方远. 2007. 青藏高原东缘龙门-锦屏造山带的崛起——大型拆离断层和挤出机制. 地质通报, 26: 1262–1276
杨奎锋, 杨坤光, 马昌前. 2004. 雪峰山安化-溆浦断裂带变形特征及其ESR定年. 大地构造与成矿学, 28: 263–269
袁照令, 李大明, 易顺华. 2000. 对保靖-慈利逆冲断裂带的一些认识. 地质与勘探, 36: 59–61
张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺有, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1553–1582
张乐天, 金胜, 魏文博, 叶高峰, 段书新, 董浩, 张帆, 谢成良. 2012. 青藏高原东缘及四川盆地的壳幔导电性结构研究. 地球物理学报, 55: 4126–4137
张兴洲, 曾振, 高锐, 侯贺晟, 郭冶, 蒲建彬, 付秋林. 2015. 佳木斯地块与松嫩地块俯冲碰撞的深反射地震剖面证据. 地球物理学报, 58: 4415–4424
张岳桥, 徐先兵, 贾东, 舒良树. 2009. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录. 地学前缘，16: 234–247
张岳桥, 杨农, 陈文, 马寅生, 孟晖. 2003. 中国东西部地貌边界带晚新生代构造变形历史与青藏高原东缘隆升过程初步研究. 地学前缘, 10: 599–612
张岳桥, 董树文, 李建华, 施炜. 2011. 中生代多向挤压构造作用与四川盆地的形成和改造. 中国地质, 38: 233–250
张岳桥, 董树文, 李建华, 崔建军, 施炜, 苏金宝, 李勇. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展. 地球学报, 33: 257–279
张岳桥, 李海龙. 2016. 青藏高原东部晚新生代重大构造事件与挤出造山构造体系. 中国地质, 43: 1829–185
赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 王继军, 汤吉, 万战生, 张继红, 詹艳, 肖骑彬. 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: 345–350
赵启光, 楼海, 王椿镛. 2011. 青藏高原东缘深部速度结构远震层析成像. CT理论与应用研究, 20: 311–320
郑文俊, 王伟涛, 李传友, 魏占玉, 高翔. 2008. 熊坡背斜构造变形与蒲江-新津断裂活动特征. 地震地质, 30: 957–967
曾融生, 孙为国. 1992. 青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论. 地震学报, 14: 531–561
周荣军, 唐荣昌, 钱洪, 文德华, 马声浩, 何玉林, 蒲晓虹. 1997. 地震构造类比法的应用——以川东地区华蓥山断裂为例. 地震研究, 20: 316–322
朱介寿, 王绪本, 杨宜海, 范军, 程先琼. 2017. 青藏高原东缘的地壳流及动力过程. 地球物理学报, 60: 2038–057
Agudelo W, Ribodetti A, Collot J Y, Operto S. 2009. Joint inversion of multichannel seismic reflection and wide-angle seismic data: Improved imaging and refined velocity model of the crustal structure of the north Ecuador-south Colombia convergent margin. J Geophys Res, 114: B02306
Braile L W, Chiang C S. 1986. The continental Moho discontinuity: Results from near-vertical and wide-angle seismic reflection studies. Reflection Seismol-A Glob Perspect, 13: 257–272
Brown L, Wille D, Zheng L, Devoogd B, Mayer J, Hearn T, Sanford W, Caruso C, Zhu T F, Nelson D, Potter C, Hauser E, Klemperer S, Kaufman S, Oliver J. 1987. COCORP: New perspectives on the deep crust. Geophys J Int, 89: 47–54
Calvert A J, Sawyer E W, Davis W J, Ludden J N. 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. Nature, 375: 670–674
Dong S W, Zhang Y Q, Chen X H, Hu J M. 2008. The formation and deformational Characteristics of eastasia multi-direction convergent tectonic system in Late Jurassic. Acta Geosci Sin, 29: 306–317
Dong S W, Zhang Y Q, Gao R, Su J B, Liu M, Li J H. 2015. A possible

buried Paleoproterozoic collisional orogen beneath central South China: Evidence from seismic-reflection profiling. Precambrian Res, 264: 1–10

Eaton D W. 2006. Multi-genetic origin of the continental Moho: Iinsights from Lithoprobe. Terra Nova, 18: 34–43

England P, Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia Collision Zone. J Geophys Res, 91: 3664–3676

Feng S Y, Zhang P Z, Liu B J, Wang M, Zhu S B, Ran Y K, Wang W T, Zhang Z Q, Zheng W J, Zheng D W, Zhang H P, Tian X F. 2016. Deep crustal deformation of the Longmen Shan, eastern margin of the Tibetan Plateau, from seismic reflection and Finite Element modeling. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 767–787

Fuchs K. 1969. On the properties of deep crustal reflectors. Geophysics, 35: 133–149

Gajewski D, Holbrook W S, Prodehl C. 1987. Combined seismic reflection and refraction profiling in southwest Germany-detailed velocity mapping by the refraction survey. Geophys J Int, 89: 333–338

Gao R, Chen C, Wang H Y, Lu Z W, Brown L, Dong S W, Feng S Y, Li Q S, Li W H, Weng Z P, Li F. 2016. SINOPROBE deep reflection profile reveals a Neo-Proterozoic subduction zone beneath Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 454: 86–91

Giese P, Morelli C, Prodehl C, Vecchia O. 1971. Crust and upper mantle beneath the southern part of the zone of Ivrea. Geophysics, 101: 182–183

Guo X Y, Gao R, Randy K G, Xu X, Wang H Y, Li W H. 2013. Imaging the crustal structure beneath the eastern Tibetan Plateau and implications for the uplift of the Longmen Shan range. Earth Planet Sci Lett, 379: 72–80

Gutenberg B. 1955. Channel waves in the earth's crust. Geophysics, 20: 283–294

Hansen T M, Balling N. 2004. Upper-mantle reflectors: Modelling of seismic wavefield characteristics and tectonic implications. Geophys J Int, 157: 664–682

Jones A G. 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. Lithos, 48: 57–80

Koppers A A P, Morgan J P, Morgan J W, Staudigel H. 2001. Testing the fixed hotspot hypothesis using $^{40}Ar/^{39}Ar$ age progressions along seamount trails. Earth Planet Sci Lett, 185: 237–252

Oueity J, Clowes R M. 2010. Paleoproterozoic subduction in northwestern Canada from near-vertical and wide-angle seismic reflection data. Can J Earth Sci, 47: 35–52

Landisman M, Mueller S. 1966. Seismic studies of the Earth's crust in continents II: Analysis of wave propagation in continents and adjacent shelf areas. Geophys J Int, 10: 539–548

Li Y K, Gao R, Yao Y T, Mi S X, Li W H, Xiong X S. 2014. Crustal velocity structure from the northern margin of the north China craton to the southern margin of the Siberian plate. Chin J Geophys, 57: 48–63

Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35: 179–182

Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, Yao H J, Chen J H, Guo B, Qi S H, Wang J, Huang H, Li S C. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. Nat Geosci, 7: 361–365

Luetgert J H. 1985. Lithospheric structure in the northern Appalachians from 1984. Maine-Quebec seismic refraction data, Eos Trans. AGU, 66, 308

Maruyama S, Santosh M, Zhao D. 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. Gondwana Res, 11: 7–37

Morgan J V, Hadwin M, Warner M R, Barton P J, Morgan R P L. 1994. The polarity of deep seismic reflections from the lithospheric mantle: Evidence for a relict subduction zone. Tectonophysics, 232: 319–328

Nelson K D. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. Geophys J Int, 105: 25–35

Nelson K D, Zhao W, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X, Klemperer S L, Makovsky Y, Meissner R, Mechie J, Kind R, Wenzel F, Ni J, Nabelek J, Leshou C, Tan H, Wei W, Jones A G, Booker J, Unsworth M, Kidd W S F, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Wu C, Sandvol E, Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project indepth results. Science, 274: 1684–1688

Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth Planet Sci Lett, 145: 1–13

Royden L H, Clark B B B C, King R W, Wang E, Chen Z L, Shen F, Liu Y P. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 276: 788–790

Seton M, Muller R D. 2008. Reconstructing the junction between Panthalassa and Tethys since the Early Cretaceous. In: PESAE eastern Australasian Basins Symposium III. Sydney. 263–266

Stewart D B, Unger J D, Phillips J D, Goldsmith R, Poole W H, Spencer C P, Green A G, Loiselle M C, St-Julien P. 1986. The Quebec-western Maine seismic reflection profile: Setting and first year results. In: Barazangi M, Brown L, eds. Reflection Seismology: The Continental Crust, 14: 189–199

Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982.

Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611–616

Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677

van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia. Nature, 397: 246–249

Mooney W D, Brocher T M. 1987. Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: A global review. Rev Geophys, 25: 723–724

Wang C Y, Han W B, Wu J P, Lou H, Chan W W. 2007. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. J Geophys Res, 112: B07307

Wang H Y, Gao R, Zeng L S, Zeng L S, Kuang Z Y, Xue A M, Li W H, Xiong X S, Huang W Y. 2014. Crustal structure and Moho geometry of the northeastern Tibetan plateau as revealed by SinoProbe-02 deep seismic-reflection profiling. Tectonophysics, 636: 32–39

Wang X B, Zhang G, Fang H, Luo W, Zhang W, Zhong Q, Cai X L, Lu H Z. 2014. Crust and upper mantle resistivity structure at middle section of Longmenshan, eastern Tibetan plateau. Tectonophysics, 619-620: 143–148

Yan D P, Zhou M F, Song H L, Wang X W, Malpas J. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). Tectonophysics, 361: 239–254

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Zorin Y A, Mordvinova V V, Turutanov E K, Belichenko B G, Artemyev A A, Kosarev G L, Gao S S. 2002. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: Receiver function data and their possible geological implication. Tectonophysics, 359: 307–327

Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G. 2013. Introduction to tectonics of China. Gondwana Res, 23: 1189–1206

Zhang S B, Zheng Y F. 2013. Formation and evolution of Precambrian continental lithosphere in South China. Gondwana Res, 23: 1241–1260

Zhang Z J, Yuan X H, Chen Y, Tian X B, Rainer K, Li X Q, Teng J W. 2010. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 292: 254–264

(责任编委: 郑永飞)