

三江地区地壳结构及动力学意义: 云南遮放-宾川地震反射/折射剖面的启示*

张中杰** 白志明 王椿镛 滕吉文 吕庆田
李继亮 刘一峰 刘振宽

(岩石圈构造演化国家重点实验室 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081; 中国地质科学院矿床资源研究所, 北京 100037; 中国地质大学探测与信息学院, 北京 100083)

摘要 位于中国云南省的三江地区的断裂主要包括金沙江-红河断裂、澜沧江断裂和怒江断裂(三江断裂带). 通过解释跨过滇西构造域中腾冲与保山地块的遮放-宾川宽角反射/折射地震剖面, 文中以地震波旅行时层析成像方法获得了地壳纵波速度结构, 以地震散射成像方法获得地壳反射结构, 从而重建了研究地区的地壳、上地幔反射结构. 给出的研究区地震 P 波速度和反射结构图像表明:该剖面的地壳结构可以划分为 3 个块体, 各块体间地壳速度与反射图像具有明显差异, 保山段地壳速度较东西两段为低, 莫霍界面反射强. 该地区地壳厚度为 40 km 左右, 并具有从西向东增厚的趋势. 腾冲南, 即剖面上 80~115 km 地段, 在 8~10 km 深处存在一组亮点形式的强反射带, 莫霍界面反射波场在横向变化明显. 对三江断裂地带地壳增厚的方式, 地震孕育的构造环境及腾冲、保山地块、潞西海槽之间的接触关系等问题进行了讨论.

关键词 三江地区 宽角反射剖面 地壳结构

中国大陆西南三江地区被认为是特提斯阿尔卑斯构造带和 90°西太平洋构造带的交汇地带, 经历了原特提斯、古特提斯和新特提斯三大演化阶段^[1~4], 构造十分复杂, 挤压变形强烈、断裂极为发育^[1~3], 是研究古特提斯演化最理想的天然实验室, 探讨欧亚大陆和冈瓦纳大陆拼合历史的关键地区^[4~8]. 金沙江-红河断裂、澜沧江断裂和怒江断裂(简称三江断裂带)

分别呈走向为北北西-南南东和近南北方向展布(图 1). 金沙江-红河断裂带, 北起江达以北, 向南经德钦夹若至元江, 然后大致沿红河沿展, 并在金沙江流域伴有大量二叠纪海底火山喷发活动. 三叠纪海底火山岩常常与海底滑塌堆积的混杂岩、基性岩和超基性岩区共生, 构成了所谓的蛇绿带混杂岩, 该带不具有大洋地壳的完整层序. 澜沧江断裂带西北起自丁青

2003-12-03 收稿, 2004-09-23 收修改稿

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-109)与科技部“973”项目(2002CB412604)资助

** E-mail: Zhangzj@mail.igcas.ac.cn

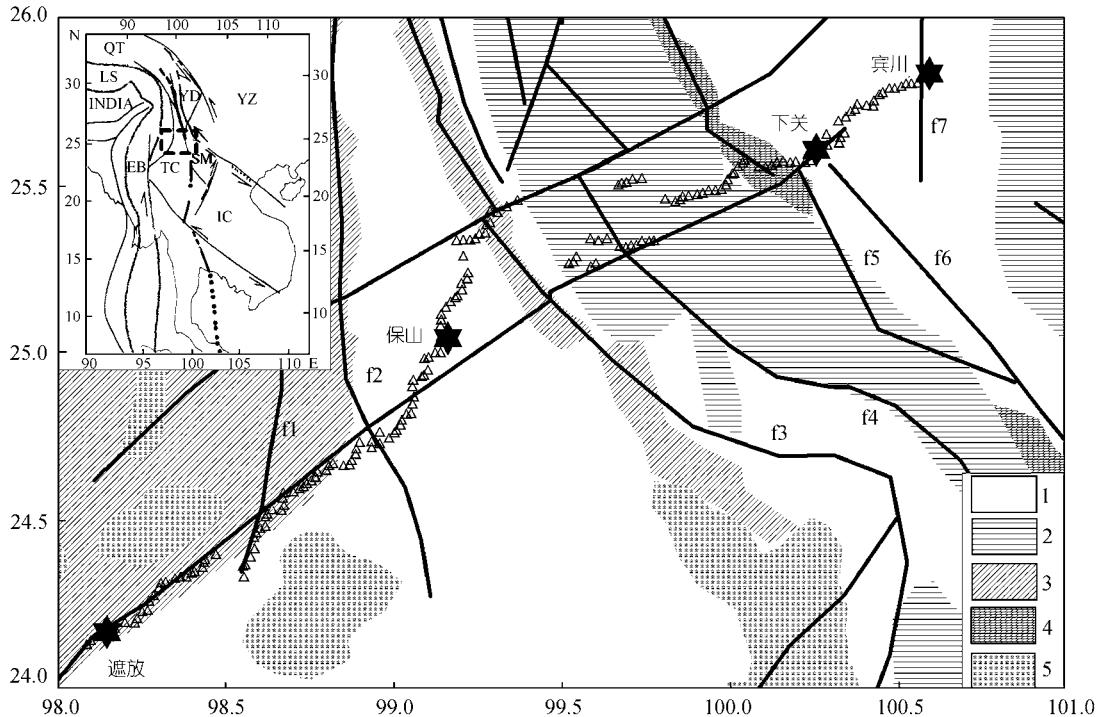


图1 三江地区地质构造示意图

1. 三叠纪沉积; 2. 侏罗纪-始新世沉积; 3. 高级变质岩; 4. 阿辽山红河变质岩带; 5. 侵入岩。f1: 腾冲断裂; f2: 怒江断裂; f3: 澜沧江断裂; f4: 无量山断裂; f5: 维西-乔后-巍山断裂; f6: 红河断裂; f7: 程海断裂

一带, 向南经类乌齐、维西、无量山至景洪一线, 这里发育有古生代和三叠纪不同时代的变质带和火山岩带^[2~3]。

云南地区是中国西部主要的地震多发区之一, 不仅经常发生中强度以上地震, 且火山、温泉活动活跃。云南地区强震发生带域通常受控于规模较大的断裂带。1950~2000年期间在云南地区所发生地震的震中位置主要沿泸西地槽、金沙江和墨江展布, 震源深度绝大多数位于20~40 km。研究区西侧震源深度10~20 km, 属浅源地震。显然, 三江地区地壳结构和构造研究对于理解该区地震孕育与发生规律具有重要意义。

滇深82工程中, 中国地震局和其他协作单位在云南三江地区进行了包括遮放-宾川剖面在内的宽角反射/折射地震探测(共三条剖面), 并利用地震几何学特征获得了地壳结构与速度分布^[9~11], 为地壳精细结构的深化研究提供了基础。当时资料处理与解释方案以水平成层模型为基础, 注重地震波运动学特

征研究。采用适于研究非均匀结构的新的成像方法, 综合多炮观测资料, 提取出新的地壳结构属性, 对进一步深化认识研究区的地壳结构、构造及其动力学属性均具有重要意义。我们采用旅行时层析成像新方法^[12]和散射成像技术^[13]对遮放-宾川宽角反射剖面所探测的地壳速度和反射结构进行重建, 获取该剖面探测的地壳细结构, 并探讨其动力学涵义。

文中首先简要介绍研究区构造背景, 然后分别介绍宽角反射地震资料与地壳速度结构、地壳反射结构, 最后对地壳增厚方式、孕震环境及腾冲、保山地块、泸西海槽缝合带的接触关系进行了讨论。

1 研究区构造背景

本文所研究的宽角反射地震剖面起始于云南的遮放、止于云南省宾川, 它跨越了滇西构造域中的腾冲地块与保山地块, 而连接这两个地块的为泸西带。此外, 该剖面还跨过了碧土-昌宁-孟连缝合带、兰坪地块、金沙江-墨江缝合带及扬子地块西南部。遮放-

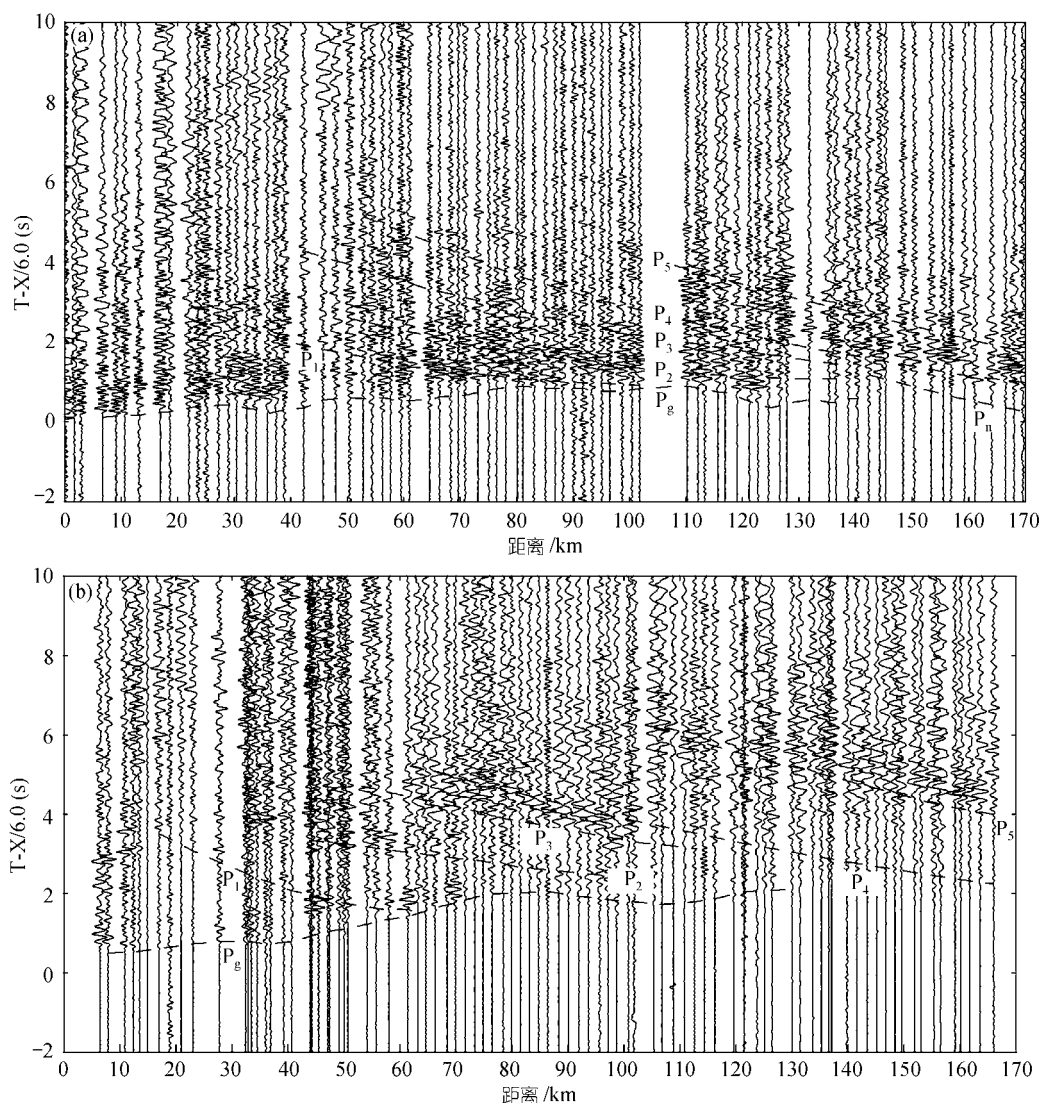


图 2 遮放-宾川测线垂直分量折合 P 波地震剖面

(a) 遮放炮垂直分量记录; (b) 保山炮垂直分量记录. 折合速度为 6.0 km/s, 其中 P_g 为来自结晶基底的回折波, P_5 为来自上地幔的反射波, P_4 为来自莫霍面的反射波, P_1 - P_3 为来自其他壳内反射界面的反射波

宾川宽角反射地震资料的重新解释将有益于更好地理解冈瓦纳型大陆的地壳结构与演化. 遮放-宾川宽角反射剖面近于东西向展布, 自西至东该剖面近正交切穿 7 条近南北向的断裂, 即: 腾冲断裂、怒江断裂、澜沧江断裂、无量山断裂、维西-乔后-巍山断裂、红河断裂和程海断裂.

2 宽角反射地震资料与地壳速度结构

遮放至宾川宽角反射地震剖面全长近 310 km,

炮点分别位于遮放、保山、下关和宾川, 每炮爆破当量为 3000 kg, 非等炮间距激发. 使用单分量(垂直分量)模拟地震仪沿纵测线观测, 道间距约为 4 km. 经过模数转换, 获得该剖面的数字化记录. 采用 6.0 km/s 为折合速度, 并以 1~10 Hz 为带通进行地震数据带通滤波处理以提高地震资料的信噪比. 所得位于遮放和保山的单炮折合地震剖面如图 3 所示.

通过 P_g 震相走时层析成像获得了结晶基底至地表的 P 波速度结构. 继而利用来自莫霍界面和其他不

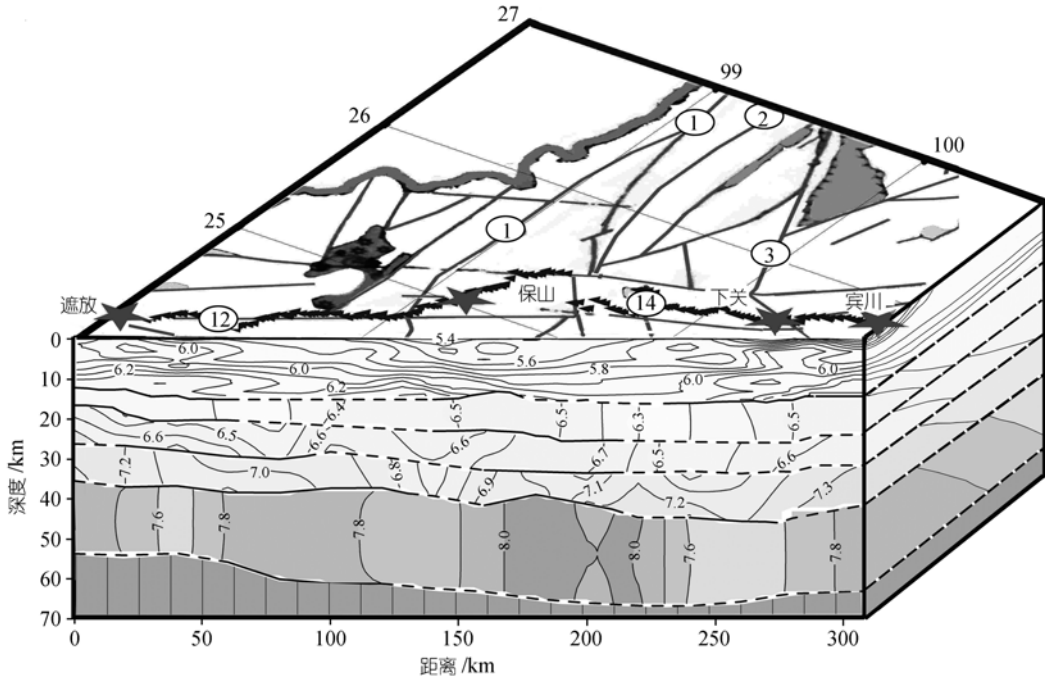


图3 遮放-宾川剖面地壳速度结构

实线为反演得到的反射界面,虚线为推断的界面位置,实线之间数值为所处位置的P波速度(单位为km/s).除深度与沿剖面位置坐标外,另两个方向数据表示经纬度

连续界面的反射旅行时进行速度反演,从而获得了整个地壳的速度结构与几何形态(图3所示).地壳速度成像结果表明:

(1) 结晶基底变化显著,其深度从剖面两侧的8 km逐步增加到剖面中段的15 km,其中保山至下关之间沉积厚度最大,P波速度变化范围为5.5~5.8 km/s.

(2) 除结晶基底层之外,上地壳还包括速度为6.2~6.5 km/s,厚度为5~10 km的地层.在剖面0~100 km地段P波速度变化较小,其他地段横向速度变化明显.特别是在剖面中段速度最大,可达6.5 km/s.

(3) 第3层地震波速度在横向上变化剧烈,速度变化范围为6.4~6.8 km/s,在保山炮下方速度最大.该层厚度为7 km左右.

(4) 第4层,地震波速度变化范围为6.7~7.5 km/s,其中保山炮下方速度最低,并以此为界向东西方向速度变化均较明显.该层厚度为10 km左右.

(5) 第5层,地震波速度变化范围为7.6~8.1 km/s,其中在剖面170~230 km段下方速度值最大,达到

8.0~8.1 km/s.该层厚度约20~30 km.

第4和5层间的不连续界面被解释为地壳与上地幔之间的边界,即莫霍界面.可以看出,地壳厚度由测线西段向东段具有增厚的趋势.

3 地震反射结构

利用上述地震P波速度结构,采用宽角反射地震资料重建地壳反射结构的散射成像(偏移)技术^[12],重建了遮放至宾川剖面的地震反射结构.在计算中,将成像模型深度扩展至70 km,地壳速度结构以1 km×km网格进行离散.假定莫霍界面以下介质速度垂向均匀.该剖面地壳反射结构重建结果如图4所示,地壳反射特征的主要现象如下:

(1) 以保山(150 km)为界,保山与腾冲地块的地壳速度与反射结构具有明显的差异.其中腾冲地块的上地壳P波速度较保山地块大,下地壳则刚好相反.且腾冲地块较之保山地块莫霍界面反射强度大.保山地块内上地壳反射波发育,在15~25 km深处的反射同相轴具有较好的连续性.

(2) 在剖面上80~115 km地段,深度范围8~10

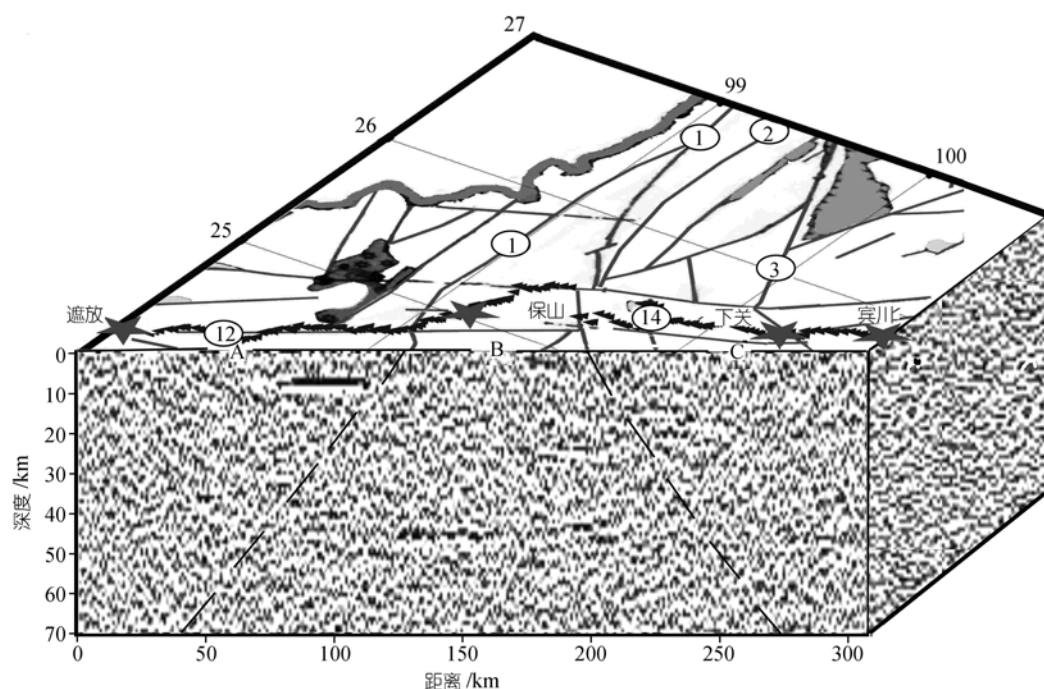


图 4 遮放-宾川剖面地壳反射结构

km 处, 存在一组强反射震相。

(3) 在整个剖面上, 在 38~44 km 深度范围内存在一组强反射事件, 但反射强度沿剖面具有明显的变化, 该组反射被认为是来自莫霍界面的地震反射事件。剖面上 100~200 km 地段的 Moho 反射强度最强, 表征出莫霍界面的强间断面反射特征。在 0~100 km 和 200~300 km 地段, 下地壳反射发育, 具有类似的地壳反射样式, 这说明了地壳沿剖面的分块性。

(4) 剖面上 80~140 km 地段, 在 60 km 左右深度处存在一组强反射震相, 并在 120~140 km 地段上表征出亮点强反射性质。

总之, 腾冲和保山地块内地壳反射发育, 而路西带上地壳反射发育。

4 讨论

4.1 地壳结构、构造及地壳增厚方式

结合地壳介质中地震 P 波速度模型和反射图像可知, 该剖面地壳结构在纵向上和横向上都具有强烈非均匀性, 所切割的 7 个地表断裂带在深部均有程度不同的反应。腾冲断裂、怒江断裂、澜沧江断裂

均为西倾的地壳尺度断裂带, 其中怒江断裂倾角 30° 左右, 而澜沧江断裂倾角 25° 左右。无量山断裂和维西-乔后-巍山断裂为东倾的结晶基底尺度断裂带, 红河断裂也是东倾 25° 左右的地壳尺度断裂带, 而楚雄通海断裂是一组东倾 25° 的上地壳尺度断裂带。

三江地区下地壳地震波速度范围为 6.7~7.5 km/s。综合全球造山带宽角反射地震资料的解释结果可知, 造山带下地壳平均厚度为 14 km, 平均地震 P 波速度为 6.5~6.9 km/s。显然, 其 P 波速度较之全球造山带的下地壳平均速度偏高 0.2~0.4 km/s, 可能与班公湖-怒江缝合带南侧下地壳速度特征类似, 其成因解释为下地壳中存在壳幔混合物。由地壳 P 波速度结构与反射图像可见: 腾冲与保山地块的地壳增厚主要体现在下地壳。该剖面中, 上地壳厚度约为 18 km, 而下地壳厚度达到 22 km 左右。相比于全球不同构造域的上、下地壳平均厚度, 研究区下地壳明显增厚。该区下地壳增厚被推断为与特提斯洋壳俯冲、消减、碰撞造山及壳幔相互作用有关。

4.2 孕震环境

在剖面上 0~115 km 范围内具有一组明显的强反

射带,与其相对应的是地震波速度在 6.1~6.3 km/s, 5.7~6.1 km/s 之间变化,这里恰位于腾冲南部。结合“腾深 99 工程”中山-自治剖面所显示的地壳速度低的特征,推测低高速转换带与强反射亮点出现区是腾冲火山区的岩浆囊反应。此外,1976 年 5 月 29 日在龙陵地震区连续发生了 7.3 与 7.4 级地震,其震源深度位于 12 km 左右;而其位置恰位于高速块体和低速块体的转换带。据此可以推断,该强反射带和低、高速交界地带乃是由于应力积累、能量聚集、强地震“孕育”和发生的主要场所。

腾冲等地出露火山岩群。剑川等地存在富碱斑岩,它们成分上相当于玄武质或向安山岩质过渡的岩浆系列,即中性岩浆,故表明斑岩岩浆为幔源玄武岩浆在基性斜长石分异作用后的残余熔体。实验岩石学表明,玄武岩源区深度约 50~80 km,对应于本文 50~60 km 深的下地壳(P 波速度 6.8~7.2 km/s)和上地幔(7.8~8.0 km/s)之间的地层,它可能是壳、幔过渡带中残存的地幔岩片。腾冲地壳区火山被推测源自软流层上涌体的部分熔融,现今的地表壳构造格局乃是经历了多期构造叠加和改造后的现状,或代表“新”构造运动过程中软流层上涌体的熔体及其流体的垂向底辟和侧向底侵作用所引起的构造热事件,可能使得古老岩层完全改造。

4.3 块体接触关系

地壳速度分布和反射结构表征出该剖面中腾冲地块,保山地块与潞西带的接触关系。根据地壳速度与反射结构,该剖面地壳结构分为 A, B, C 三段: A 段对应于腾冲地块, B 段对应于潞西带, C 段对应于保山地块。其中,结晶基底上部沉积建造在 A 段的地震波速度较 C 段高。在 A 段中、下地壳 P 波速或略小于 B 段,而在结晶基底以上则以 B 段速度最低。中地壳中段 P 波速度最大,下地壳地震波速度在 B 段也最低。

B 段莫霍界面的反射波场清晰。反射波场显示 A 段莫霍界面的深度浅于 B 段莫霍界面深度,壳内反射不强,但仍可见 8~10 km 深处的反射。C 段莫霍界面的反射能量较弱,于 18~22 km, 40 km 和 50 km 深处可见强亮点反射。

结合该区板块构造演化过程^[14],可见潞西带与

保山地块之间的西向断裂带可能是古大洋东向俯冲消亡后的遗迹。而腾冲地块与潞西海槽缝合带域的东向断裂带可能指示怒江缝合带西向俯冲消亡后的遗迹,从而呈现出侏罗纪-白垩纪时期以保山为界相向俯冲的图像。这一现象支持研究区多向层架构造模式中地壳部分的结果^[8]。

致谢 作者对中国地震局系统有关单位提供研究区宽角反射地震资料以及钟大赉院士和潘桂赏研究员等人在解释方面的指导与帮助表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 潘浴生. 青藏高原西北部大地构造演化. 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室 1989~1990 年报. 北京: 中国科学技术出版社, 1991
- 2 李兴振、刘增乾、潘桂赏, 等. 西南三江地区大地构造单元划分及地史演化. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊(13). 北京: 地质出版社, 1991
- 3 钟大赉, 丁 林. 从三江及邻区特提斯演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生, 亚洲的增生. 北京: 地震出版社, 1993, 5~8
- 4 Hsü K J, Bernoulli D. Genesis of the Tethys and Mediterranean. In: Hsü K J, Montadart L. eds. Initial reports of deep sea drilling project, 1978, 42(1): 943~949
- 5 Sengör A M C. The evolution of Paleo-Tethys in the Tibetan segment of the Alpides in : Geological and Ecological studies of Qihai-Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1981. 51~56
- 6 高 锐. 青藏高原地壳上地幔地球物理研究成果综述(上、下). 中国地质, 2000, 4: 26~28; 5: 20~220
- 7 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 1987
- 8 钟大赉, 丁 林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. 中国科学, D 辑, 2000. 30(增刊): 1~8
- 9 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报, 1993, 15(4): 427~440
- 10 胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 等. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. 地球物理学报, 1986, 29(2), 133~143
- 11 白志明, 王椿镛. 云南地区上部地壳结构和地震构造环境的层析成像研究. 地震学报, 2003, 25(2), 117~127
- 12 Ammon C J, Vidale J E. Tomography without rays. Bull Seism Soc Amer, 1993, 83, 509~528
- 13 张中杰, 秦义龙, 陈 赟, 等. 由宽角反射地震资料重建壳幔反射结构的相似性剖面. 地球物理学报, 2004, 47(3), 469~474
- 14 彭兴阶, 刘嘉惠, 吴精汇. 怒江-澜沧江-金沙江地区地质. 北京: 地质出版社, 1998. 105
- 15 胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 云南地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义. 中国科学, D 辑, 2003, 33(8), 714~722[摘要][PDF]