

上地幔低速层对 670 km 间断面 PdSwr 震相影响的探讨^{*}

魏东平¹⁾ 周蕙兰¹⁾ 王志秋²⁾

1) 中国北京 100039 中国科学技术大学研究生院

2) 中国北京 100036 中国地震局国际合作司

摘要 比较详细地研究了 670 km 深度间断面 PdSwr 震相的一些性质, 从理论上对该震相进行了一些初步分析, 讨论了在上地幔低速层影响下, 该震相的射线离源角与射线路径、震中距、走时及相对振幅之间的关系; 初步指出了该震相在实际地震观测图上应该具有的特征。PdSwr 震相存在于震中距为 $13.5^\circ \sim 96.5^\circ$ 范围内。当 $\Delta > 33^\circ$ 时, 该震相起始处分辨率较好, 相对容易识别; 在 $13.5^\circ < \Delta < 33^\circ$ 范围, PdSwr 震相的走时曲线由于上地幔低速带及其下部地震波速度的相对快速增加所引起的弱环圈效应, 记录到的 PdSwr 震相波形复杂, 较难分辨。

关键词 上地幔低速层 间断面 射线离源角 走时 震中距

引言

地球内部的地震波速度分布模型从 30 年代表示地幔、外核、内核的简单 3 层模型, 到 80 年代初建立起来的初始参考地球模型(PREM)(Dziewonski, Anderson, 1981), 及随后对此稍作修改而成的 IASP91 模型(Kennett, Engdahl, 1991), 与近现代地震观测技术的发展相辅相成, 互相促进。已经证实, 上地幔 50~220 千米深度范围均存在一地震波的低速度区, 同时存在深度大致为 220, 400 和 670 km 三个典型的地震波速度间断面; 最近的研究表明, 甚至可能存在一个 920 km 深度的速度间断面(Kawakatsu, Niu, 1994)。

对上地幔任一确定的间断面, 仅考虑在该间断面上的一次反射折射及转换时, 共有 20 个相关震相(魏东平等, 1993), 其中, 12 个震相不穿过地核, 8 个震相穿过地核。本文仅研究与 670 km 间断面有关的 PdSwr 震相的一些性质与特征。所谓 PdSwr 震相, 是指射线从震源处以 P 波形式出发, 向下经上地幔低速层, 过间断面, 在抵达外核前折返向上; 当再次过该间断面时, 转换为 S 波继续传播至接收台站的震相(图 1)。走时曲线结果(魏东平等, 1993; 国家地震局地球物理所, 1980a; 国家地震局地球物理所, 1980b)显示, 670 km 间断面 PdSwr 震相具有如下特征: ① 存在该震相震中距的范围比较广, 在 $13.5^\circ \leq \Delta \leq 96.5^\circ$ 范围内都有可能出现该震相; ② 当震源深度不大时, 在 $30^\circ \leq \Delta \leq 96.5^\circ$ 范围, 位于 sP 与 PP 震相之间; 在 $13.5^\circ \leq \Delta \leq 30^\circ$ 范围, 大致位于 sP 与 S 震相之间。

* 国家自然科学基金会(49070191 和 49734150)和国家博士学位点基金(157WJ0704 和 9435811)资助。
1999-03-01 收到初稿, 1999-07-04 收到修改稿并决定采用。

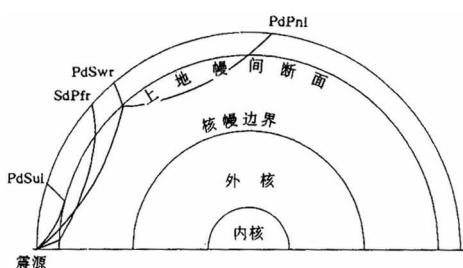


图 1 间断面相关震相 PdSwr 传播路径示意图。图中同时绘出了其它相关震相 PdSul, SdPfr 及 PdPnl 的传播路径

研究地球内部上地幔的精细速度结构,特别是 400~670 km 深处的速度转换层,是我们了解地幔如何演化的关键。它对我们深入了解地幔的实际对流模式,以及建立适当的板块运动驱动机制等一系列关于地球动力学迄今尚未解决的传统问题(Hager, Richards, 1989; King, Masters, 1992; Forte *et al.*, 1995; Wen, Anderson, 1995),都具有十分重要的意义。现代数字地震技术的使用,包括全球台网与区域台阵记录以及相关信号处理技术的采用,使得我们识别与分析上地幔间断面相关的弱震相比以前更为容易。一些学者利用直达波或反射转换波研究了不同区域的局部上地幔精细构造(Walck, 1984, 1985; Tajima, Grand, 1995);与此同时,折射转换波 PdSwr 也成为研究上地幔包括间断面精细结构在内的一个重要的地震震相。其中,Kind 和 Vinnik(1988),Stammler 和 Kind(1991)利用 PdSwr 震相分别研究了大陆不同区域的 670 km 间断面的特征。他们的研究显示,存在全球范围内可以分辨的 PdSwr 震相,利用该震相研究上地幔间断面的性质及特征是可能的,他们得到的有关间断面深度为 660 km;周蕙兰等(1994)使用 1988 年 11 月 5 日青海省托托河沿强震的有关长周期地震记录研究该地区下部上地幔 670 km 间断面的性质,讨论了其可能存在的横向地震波速度差异;王志秋等(1994)研究了有关该震相的偏振处理与识别技术,进而利用 CDSN 台站的长周期资料,给出了中国大陆地区下部上地幔间断面深度起伏的初步分布;陈友麟和臧绍先(1998)利用 CDSN 台网资料,研究了中国东北地区上地幔间断面的分布,他们认为,该地区以下存在深度从 150~1 100 km 范围的数个地震波速度间断面;Shen 等(1998)则利用该震相研究了东南太平洋隆起带下部的上地幔 410 和 660 km 间所谓速度转换层的性质。

另一方面,上地幔 50~220 km 深度范围的地震波低速度区对相关震相存在一定的影响,例如对东太平洋隆起带的有关研究(The MELT Seismic Team, 1998; Toomey *et al.*, 1998; Webb, Forsyth, 1998)。低速带的存在及其下部地震波速度的相对快速增加,导致某些相关震相的走时曲线在某段震中距范围内出现影区,同时在另一些震中距范围内出现分叉、环圈,典型的例子为地球外核 P 波速度的大幅度降低与 S 波震相的消失及内外核间地震波速度的相对快速增加(Dziewonski, Anderson, 1981)。有一些证据表明,地球内核也极有可能存在地震波的低速度带(Song, Helmberger, 1998)。

本研究利用射线追踪方法,依据 PREM 模型(图 2),直接追踪确定射线离源角 i_h 的情况下,该射线的空间路径,依据 Snell 折射反射定律及折射反射系数公式,计算其走时及传播过程中考虑折射和反射转换因素的影响时有关震相的相对振幅;讨论了在上地幔低速层的影响下,该震相的射线离源角与其对应的路径、震中距、走时以及相对振幅之间的关系;初步指出了该震相在观测地震图上应该具有的特征,以期能够对识别和分析观测地震图的相关震相,进而对确定上地幔的局部区域结构,包括间断面与低速层的三维空间分布有所帮助。

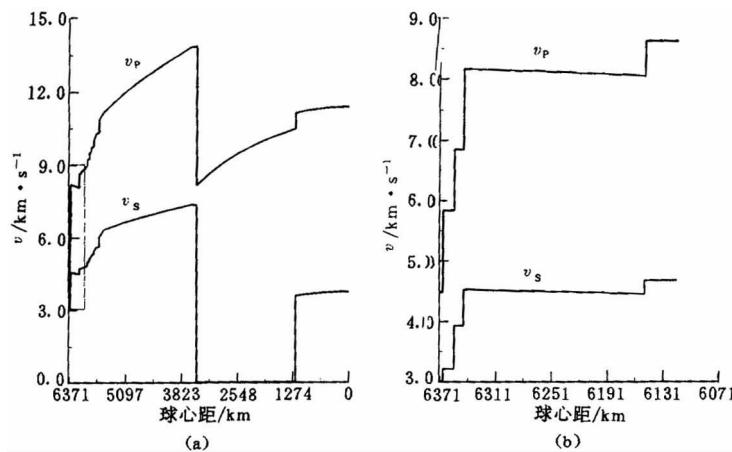


图 2 PREM 模型的 P 波和 S 波速度分布

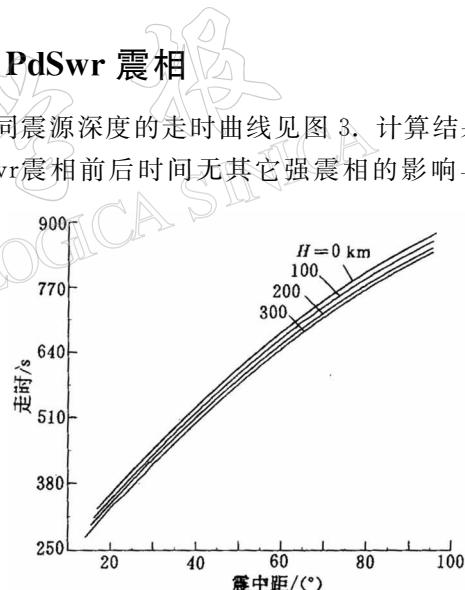
(a) 全深度范围的速度分布; (b) 0~220 km 范围的速度分布

1 PREM 模型中 670 km 间断面的 PdSwr 震相

PREM 模型 670 km 间断面 PdSwr 震相不同震源深度的走时曲线见图 3。计算结果显示, 对于浅源地震, 在很大震中距范围内, PdSwr 震相前后时间无其它强震相的影响与干扰。一般来讲, PdSwr 震相出现在 P 震相(在大多数情况下, 出现在 pP 震相之后)之后, 随着震中距的增大, PdSwr 与 P 震相的走时差从震中距 $\Delta = 13.5^\circ$ 的大约 95 s 减至 $\Delta = 96.5^\circ$ 的大约 66 s; 由于上地幔 50~220 km 间低速度层及 220 km 速度间断面的联合影响, 在 $13.5^\circ < \Delta < 33^\circ$ 范围, PdSwr 的走时曲线存在弱环圈现象, 但在 $\Delta > 33^\circ$ 范围, 其环圈现象逐渐消失而观察不到; 在整个 PdSwr 震相存在的 $13.5^\circ < \Delta < 96.5^\circ$ 范围, 其影区现象都因为极其微弱而观察不到。这种情况对于我们如何选取适当震中距范围内有关观测地震图, 识别和提取相关的 PdSwr 震相,

进而研究包括 670 km 间断面及 50~220 km 间的低速度层及 220 km 速度间断面的有关性质, 都具有十分重要的意义。因为 PdSwr 震相主要存在于震中距 $13.5^\circ < \Delta < 96.5^\circ$ 范围, 不存在空间尺度过小及震相全反射等超出射线理论适应范围的现象。因此, 利用射线理论计算 PdSwr 震相的走时是一个比较合理的假设。

本研究计算方法的一个主要优点在于能够很清楚地给出 PdSwr 震相的震中距与射线离源角的关系(图 4), 同时追踪每条射线(对应每个离源角 i_h)的具体路径, 图 4 得到的图象很有意思, 随着 PdSwr 震相的射线离源角的增大, 对应的震中距呈振荡形式有规则

图 3 PREM 模型 670 km 间断面
PdSwr 震相的走时曲线

地减小。

这种现象不难解释。仔细追踪每条射线的路径可以发现，造成震中距-射线离源角规则振荡递减的原因在于存在上地幔的低速层。地震波在地球内部的传播可以类比于光学射线在空气中的传播，因此，上地幔低速层的作用相当于在光学射线的传播路径上放置了比空气中速度低的凸透镜。低速层对经过该处的 P 及 S 射线束具有汇聚趋势，因此对 PdSwr 震相中的在震源区下方的下行 P 及台站区下方的上行 S 射线束皆产生汇聚，直接效果便是一个台站可以接收到多条 PdSwr 的地震射线，亦即多个射线离源角对应同一震中距的现象。由于整个上地幔低速层覆盖 50~220 km 深度范围，可以将该低速层看成是许多块凸透镜串联而成，图 4 中的每个振荡分支由相应的震源区及台站区下方的一个凸透镜组产生。

PdSwr 震相的观测振幅在传播过程中主要受下面一些因素的影响：自由表面、几何扩散、介质吸收以及折射与反射转换等。假定震源处具有相同离源角的直达 P 波震相到达接收台站时的振幅为 1.0，考虑到 PdSwr 在传播过程中对介质吸收、几何扩散及自由表面等因素的影响与直达 P 波相似，本研究仅仅计算了考虑折射与反射转换因素时 PdSwr 震相与相应 P 震相的所谓相对振幅(图 5)。

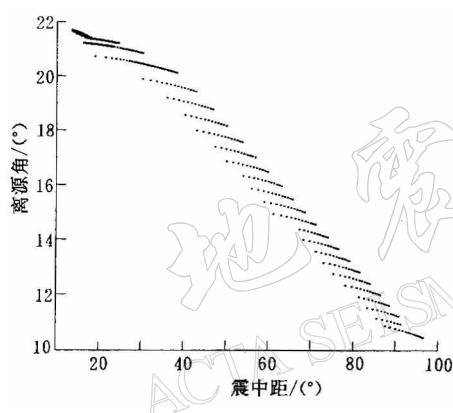


图 4 PdSwr 震相(表面源)的震中距
与射线离源角曲线

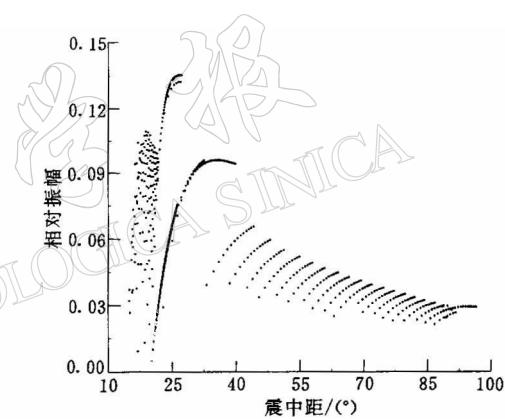


图 5 PdSwr 震相(表面源)的震中距
与相对振幅曲线

670 km 间断面的 PdSwr 震相(表面源)的震中距与相对振幅曲线比较复杂。可分两部分讨论：① $\Delta > 33^\circ$ ；② $13.5^\circ < \Delta < 33^\circ$ 。当 $\Delta > 33^\circ$ 时，震中距-相对振幅曲线呈有规律的振荡，每个振荡分支为递增，即对每个单个的凸透镜，震中距增大时相对振幅也增大；但总体来看，曲线呈递减规律，即震中距增大时相对振幅减小；当 $13.5^\circ < \Delta < 33^\circ$ 时，震中距-相对振幅关系主要有两个小的分支，其右支较有规则地递增；而左支虽然其分布趋势为递增，但总体呈无序分布，零散遍布于相应平面。

2 结论和讨论

分析图 3~5，可以初步得到 670 km 间断面 PdSwr 震相如下比较明显的特征：

PdSwr 震相的震中距-射线离源角以及震中距-相对振幅关系的振荡现象表明，在整个可观测到 PdSwr 震相的震中距范围内，同一震中距可以记录到不同射线离源角的同一 PdSwr 震相，射线离源角不同，PdSwr 的相对振幅可以相差数倍，实际地震图上记录到的便

是这些不同射线离源角所对应的 PdSwr 震相的叠加; 实际计算表明, 对直达 P 波也有完全类似的现象。

当 $\Delta > 33^\circ$ 时, 由于 PdSwr 的走时曲线几乎不存在“分叉”现象, 如忽略其它震相的影响, 记录到的不同射线离源角但为同一震中距的叠加 PdSwr 震相将比较清楚, 起始处分辨程度相对较好; 而由于叠加效应, 在 $13.5^\circ < \Delta < 33^\circ$ 范围, PdSwr 震相的走时曲线由于弱环圈效应的影响, 纵然不考虑其它震相的干扰, 记录到的 PdSwr 震相也将比较复杂, 其起始处较 $\Delta > 33^\circ$ 时难分辨。

PdSwr 震相的相对振幅一般仅及相应的 P 震相的 0.05~0.1(图 5), 由于介质吸收效应及几何扩散效应对 PdSwr 和 P 的影响程度相当, 当地震射线与自由表面之间的夹角为 45° 时, 自由表面效应对 PdSwr 和 P 的影响程度也相当; 因此一般而言, 在观测地震图上出现的 PdSwr 震相也大致为 P 震相的 0.05~0.1; 由于上地幔包括低速层的横向不均匀性效应, 如果考虑到同一震中距但为不同射线离源角的 PdSwr 震相叠加时其相位差的影响, 这种比值将依赖区域特征, 或者得到增强, 或者互相抵消; 因而可能造成即使对同一震中距的 PdSwr 震相, 由于区域位置不同, 在某些地区台站得到的观测地震图上该震相容易识别, 而在另一些地区台站的则几乎没有, 或振幅极小而难以识别。

研究间断面相关震相, 对于深入了解上地幔过渡区的低地震波速度区与上地幔过渡区间断面等地球内部结构, 特别是地球内部上地幔结构的三维精细特征, 具有十分重要的意义; 但是, 实际情况非常复杂, 仅就 PdSwr 震相而言, 就有如下诸多因素影响我们在观测地震图上对它进行准确地分析、识别和提取:

(1) 地震震级和噪音的影响。由于上地幔 670 km 间断面相对微弱, PdSwr 震相记录较弱; 在震级较小时, 观测地震图上便很难准确地从背景噪音中识别和提取 PdSwr 震相。

(2) pP 震相的影响。当震源深度较大时(> 250 km), PdSwr 震相紧接着 pP 震相后面出现, 甚至与 pP 同时出现或出现在 pP 之前。此时, 识别和分析观测地震图上的 PdSwr 震相将变得比较困难。

(3) 同一间断面的其它相关震相的影响。① PdSul 震相(图 1, 魏东平等, 1993), 即 670 km 间断面向地表方向的 P 到 S 反射转换震相, 当 $\Delta \leq 24^\circ$ 时, 将有 670 km 间断面的 PdSul 震相在 PdSwr 震相附近出现。因为它们都属于横波的 SV 波性质, 在观测地震图上不易区别。② SdPfr 震相(图 1, 魏东平等, 1993), 即 S 到 P 在震源下部 670 km 间断面上的折射转换震相, 对浅震源地震, 自始至终存在 670 km 间断面的 SdPfr 震相的干扰。虽然该震相与 PdSwr 不同, 一者它属于纵波性质; 再者它反应的是震源以下的 670 km 间断面特征, 而不是如 PdSwr 那样反应的是接收台站以下的 670 km 间断面特征, 但由于实际地球模型比较复杂, SdPfr 震相的存在仍然干扰着我们识别和提取 PdSwr 震相; 随着震源深度的增加, SdPfr 渐渐超前于 PdSwr, 两者之间的走时差渐渐增大, 观测地震图上 SdPfr 震相的干扰则渐渐减小。③ PdPnl 震相(图 1, 魏东平等, 1993), 即 670 km 间断面背地表方向的反射 P 震相, 当震中距在 $70^\circ \sim 85^\circ$ 区间时, 将有 670 km 间断面的 PdPnl 震相在 PdSwr 震相附近出现, 特别是在 77° 震中距附近时, 此二震相在观测地震图上几乎完全重合。与 SdPfr 相似, PdPnl 的存在也干扰着我们识别和提取 PdSwr 震相。④ 其它间断面有关震相的影响。除去上地幔 670 km 间断面的 PdSwr 震相, 由于还存在上地幔其它深度的间断面(陈友麟, 沾绍先, 1998; Kawakatsu, Niu, 1994), 这些间断面一些相关震相与 670 km 间

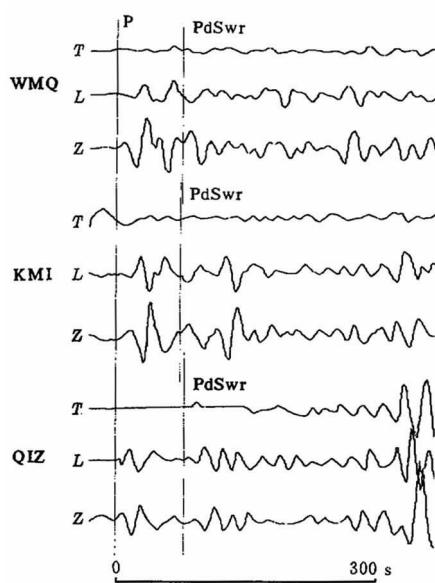


图 6 1991 年 5 月 17 日新几内亚 ($m_b = 5.9$) 地震的 WMQ, KMI 和 QIZ 台的 LP 记录, 经过滤波和偏振处理后的结果. 图中 Z 表示台站处的垂直方向, L 表示从震中指向台站的大圆弧切线方向, T 方向垂直于 Z 与 L 组成的入射面, 并与 Z 和 L 组成右手坐标系

站对该地震事件的 LP 记录图上的 PdSwr 震相便很难识别.

表 1 WMQ, KMI 和 QIZ 观测台站的基本参数

台站	$\lambda_E/(\circ)$	$\varphi_N/(\circ)$	震中距/(\circ)	方位角/(\circ)	$(t_{PdSwr} - t_p)/s$	
					理论值	观测值
WMQ	87.69	43.82	68.81	118.92	70.5	76.0
KMI	102.74	25.12	48.64	121.59	73.6	74.1
QIZ	109.84	19.03	39.84	122.57	76.3	79.2

本研究使用的参考地球模型是 PREM 模型, 该模型存在 P 和 S 震相的 670 km 深度的速度间断面及 50~220 km 深度范围的低速度层; 最近给出的 IASP91 地球模型 (Kennett, Engdahl, 1991) 表明, P 和 S 震相存在一个 660 km 深度的速度间断面, 但不存在明显的如 PREM 模型中 50~220 km 深度范围的低速度层, 只是 P 和 S 震相的速度增加幅度放缓. 依据 IASP91 模型进行同样的分析, 660 km 间断面的 PdSwr 震相离源角及相对振幅的振荡现象将相应地大大减小, 在某些震中距范围甚至完全消失. 实际的地震波速度模型并不等同 PREM 或 IASP91 等描述的一维速度分布模型, 而是依地区不同呈三维分布特征, 精细的三维地震波速度结构的获得需要解析更多的观测地震图资料. 本研究的目的在于试图从观测地震图上识别 670 km 深度速度间断面相关的 PdSwr 震相, 进而利用该 PdSwr 震相研究上地幔 670 km 深度速度间断面及可能的 50~220 km 深度范围低速度层的全球精细结构.

断面 PdSwr 震相的走时曲线在某些震中距范围内相互交叉, 因而也影响着我们在观测地震图上提取相应的 PdSwr 震相.

这里引入一个实际例子, 来具体说明 PdSwr 震相在实际观测图上的特性(图 6).

新几内亚地震事件 ($m_b = 5.9$) 发生于 1991 年 5 月 17 日, 震中位置为 4.39°S , 142.69°E , 震源深度为 44 km. 我们取 CDSN 台网地震台的 LP 地震记录进行分析, 利用接收函数法及偏振处理法(周蕙兰等, 1994; 王志秋等, 1994) 处理有关数据资料的结果表明, PdSwr 震相的信号虽然非常微弱, 但在一定程度上仍可识别, 一个典型的特征即是, PdSwr 震相为 SV 性质, 因此在观测地震图上的 T 分量非常微弱, 而相应的 L 和 Z 分量则相对强些. 表 1 给出了 WMQ, KMI 和 QIZ 3 个台站的 LP 地震信号经过滤波和偏振处理后得到的 PdSwr 震相与 P 震相的走时差; 然而, 由于附近时间段其它震相的干扰, CDSN 台网的其它台站, 如 BJI, ENH, HIA, MDJ 及 SSE 等台

总之，分析、识别和提取观测地震图上的670 km间断面PdSwr震相，是一件比较困难的事情；尤其是在处理观测地震图时，不但需要使用先进的信号处理技术，比如台阵信号叠加技术，更需要具有丰富的读图经验，本研究仅仅试图从理论上对670 km间断面的PdSwr震相进行初步的分析探讨。在实际地震波观测资料的处理过程中，有许多问题需要进一步研究才能解决。

感谢余东文和张熙川对本文有关图件的绘制提供了必要的帮助。

参 考 文 献

- 陈友麟, 藏绍先. 1998. 中国东北地幔间断面的研究. 见: 陈□, 王水, 秦蕴珊, 等主编.《寸丹集》. 北京: 科学出版社, 703~714
- 国家地震局地球物理所编. 1980a. 新编地震走时表. 北京: 地震出版社, 88~150
- 国家地震局地球物理所编. 1980b. 震相走时便查表. 北京: 地震出版社, 1~876
- 王志秋, 周蕙兰, 魏东平. 1994. 偏振分析在识别上地幔深部间断面相关震相中的应用. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 等主编. 中国固体地球物理学进展——庆贺曾融生教授诞生70周年. 北京: 海洋出版社, 270~275
- 魏东平, 周蕙兰, 王志秋. 1993. 上地幔670 km间断面相关震相的走时. 科学通报, **38**(22): 2 063~2 066
- 周蕙兰, 王志秋, 魏东平. 1994. 青海省托托河沿北部上地幔间断面的转换波研究. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 等主编. 中国固体地球物理学进展——庆贺曾融生教授诞生70周年. 北京: 海洋出版社, 91~99
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference earth model. *Phys Earth Planet Int*, **25**: 297~356
- Forte A M, Peltier W P, Dziewonski A M, et al. 1995. Dynamic surface topography: A new interpretation based upon mantle flow models derived from seismic tomography. *EOS Trans AGU*, **76**: 563
- Hager B H, Richards M R. 1989. Long-wavelength variation in earth's geoid: Physical models and dynamical implication. *Phil Trans R Soc Lond A*, **328**: 309~327
- Kawakatsu H, Niu F. 1994. Seismic evidence for a 920 km discontinuity in the Mantle. *Nature*, **371**: 301~305
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, **105**: 429~465
- Kind R, Vinnik L P. 1988. The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J Geophys Res*, **62**: 138~147
- King S D, Masters G. 1992. An inversion for radial viscosity structure using seismic tomography. *Geophys Res Lett*, **19**: 1 551~1 554
- Shen Y, Sheehan A F, Dueker K G, et al. 1998. Mantle discontinuity structure beneath the southern east Pacific Rise from P-to-S converted phases. *Science*, **280**: 1 232~1 235
- Song X, Helberger D V. 1998. Seismic evidence for an inner core transition zone. *Science*, **282**: 924~927
- Stammler K, Kind R. 1991. Broadband observations of PS conversions from the upper mantle in Eurasia. *Geophys J Int*, **105**: 801~804
- Tajima F, Grand S P. 1995. Evidence of high velocity anomalies in the transition zone associated with southern Kurile subduction zone. *Geophys Res Lett*, **22**: 3 139~3 142
- The MELT Seismic Team. 1998. Image the deep seismic structure beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT experiment. *Science*, **280**: 1 215~1 218
- Toomey D R, Wilcock W S D, Solomon S C, et al. 1998. Mantle seismic structure beneath the MELT region of the East Pacific Rise from P and S wave tomography. *Science*, **280**: 1 224~1 227
- Walck M C. 1984. The P-wave upper mantle shear structure beneath an active spreading center: the Gulf California. *Geophys J R astr Soc*, **76**: 697~723
- Walck M C. 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geophys J R astr Soc*, **81**: 243~276
- Webb S C, Forsyth D W. 1998. Structure of the upper mantle under the EPR from waveform inversion of regional events. *Science*, **280**: 1 227~1 229
- Wen L, Anderson D L. 1995. Mantle convection constrained by subduction, geoid, topography and seismology. *EOS Trans AGU*, **76**: 663