

水向地幔深部运移的地震学证据

H. Kawakatsu S. Watada

摘要 介绍了日本东北部俯冲带中水向地幔深部运移的地震学证据。资料表明,水在 100 km 以上的浅部从含水的洋壳中释放出来,然后在俯冲板块顶部形成含水的地幔物质沟渠,这就是水进入地幔深部的通道。本文对寒冷的俯冲带环境中水从海洋运移到地幔深部的机制提供了直接证据。

地幔中的水被认为在许多重要的地球动力学过程中起着关键作用,包括岛弧火山的形成(Tatsumi, 1989)、可能诱发大地震的俯冲带板块边界的润滑(Magee and Zoback, 1993),以及地幔流变的控制(Karato, 2003)。虽然通常认为俯冲的含水洋壳是水的主要携带者,但水运移到地幔的机制一直是一个未解之谜,妨碍了地球科学家对地球系统中全部的水循环流量做出正确评价(Iwamori, 2007)。

在日本东北下面,古老的太平洋板块正沿着日本海沟向下俯冲。部分由于该俯冲带几何形状适宜、地震台网分布密集而且运转良好等原因,这是地球上被研究得最详细的一个俯冲带,并且取得了很多关于俯冲过程的发现。近年来对此地的研究结果包括:双震层的发现(Hasegawa *et al.*, 1978);地幔楔中低速区的详细编图,它可能对应于岩浆的熔融迁移通路,从而形成岛弧火山(Zhao *et al.*, 1992; Nakajima *et al.*, 2001, 2005);活火山的指状分布(Tamura *et al.*, 2002; Honda and Yoshida, 2005);以及地震学各向异性从平行于海沟向垂直于海沟方向的转换等(Nakajima and Hasegawa, 2004)。基于这些发现,我们现在对俯冲带的详细机理有了更多的认识。但是,如果我们把俯冲带看作是物质消耗(海洋板块俯冲)和产生(岛弧

火山形成)的场所,那么水是如何运移到地幔的这一基本问题,一直还是一个未解之谜。

水以各种含水矿物的形式存在于洋壳中。当海洋板块在海沟俯冲时,地壳以含水准玄武岩的形式[如蓝片岩(Peacock, 1993)]携带水分。含水矿物在洋壳中的存在导致其地震波速度大大低于周围地幔(Helfrich, 1996; Hacker *et al.*, 2003),在不同的俯冲环境下俯冲板块顶部存在类似的低速层的证据都有发现(Matsuzawa *et al.*, 1986; Yuan *et al.*, 2000)。实验证明,在俯冲带浅部(大约 50 km 深)特有的压力和温度环境下,这些含水矿物会变得不稳定,从而脱水形成无水的榴辉岩洋壳。这种脱水过程被认为发生在深度大约 50~150 km 的类似日本东北部下方的寒冷俯冲带环境下(Hacker *et al.*, 2003; Iwamori and Zhao, 2000),同时由于地幔楔内的浮力作用,排出的自由水应该直接向上运移。因为水的存在大大降低了地幔橄榄岩的溶解温度,通常认为,水最终导致地幔熔解并形成岛弧火山(Tatsumi, 1989)。问题是这个过程在地幔楔里是如何发生和在哪里发生的。

基于地震层析成像和数值模拟的结果,Iwamori 和 Zhao (2000)提出了地幔楔中的自由水使地幔橄榄岩变质(或水化)成为含水的蛇纹岩,蛇纹岩化的地幔缓慢地沿着俯冲

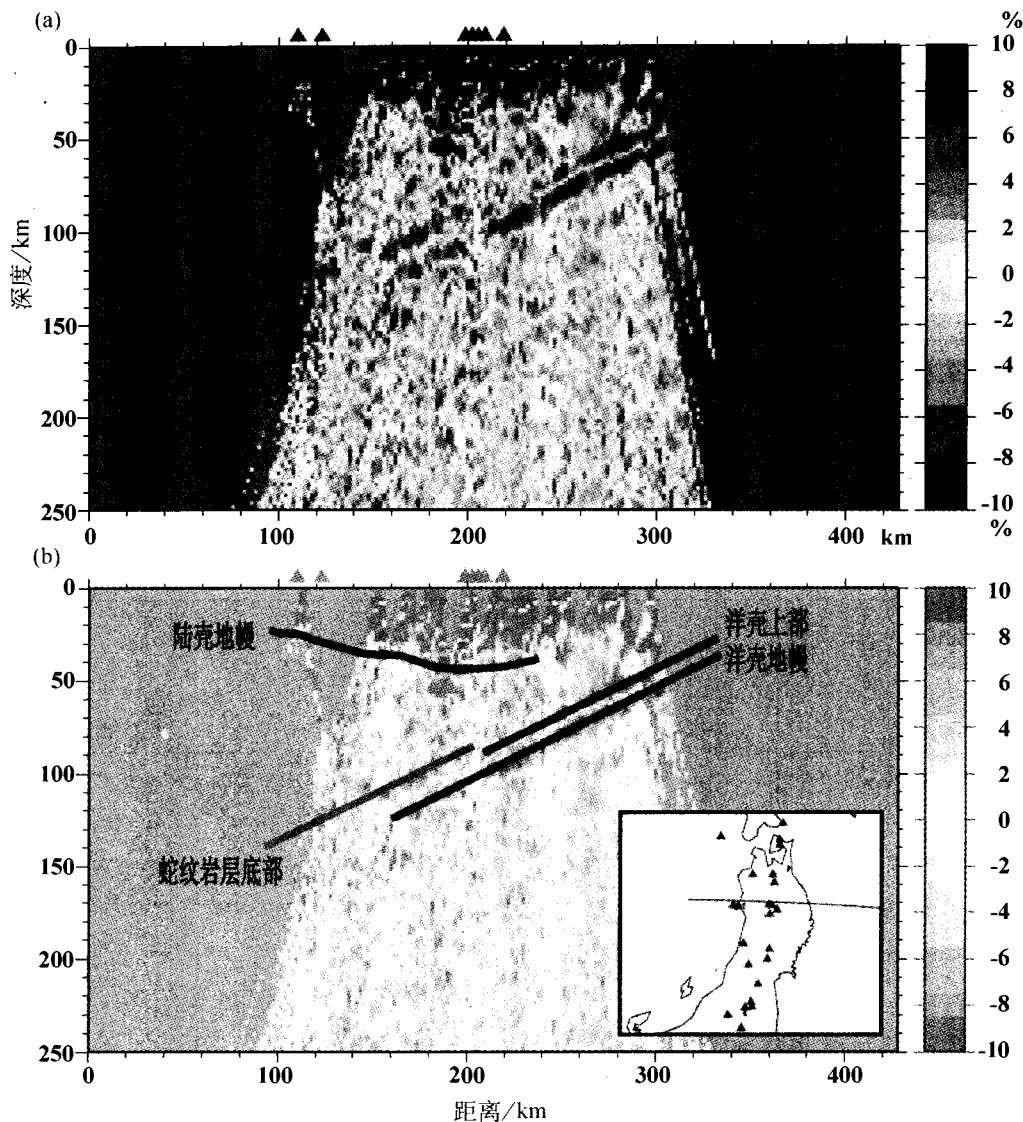


图 1 日本东北下面的反射率剖面。(a)接收函数反射率代表局部 S 波速度变化, 这是因为 P-S 转换波对 S 波速度变化比较敏感。红色和蓝色(原图为彩色图——译注)分别对应于速度随着深度增加和减少。颜色标尺以一阶不连续的相等的 S 波速度变化(百分比)给出。(b)绘制在图(a)的反射率剖面上成像的解释。分析中采用的频率范围造成大陆地幔成像不清晰。(插图)日本东北部地图。红线表示所研究的 100 km 宽剖面的位置。图中的红三角代表最近 1 万年内的活火山(全球火山作用计划, 史密森学会), 也标在剖面图的顶部

的方向拖曳, 从而形成沿着俯冲板块上表面分布的蛇纹岩薄层。这个假设的蛇纹岩层可能是大量的水运移到地幔深部的通道(Iwamori, 2007)。但是, 由于灵敏性不够,

利用透射波层析成像方法很难识别到这一薄层。相比而言, 地震散射波场对局部的速度变化比较敏感, 因而有可能识别到这一薄层。我们构建了一个这样的散射波场来重现

日本东北下面的反射率剖面(图1)。我们采用了接收函数(RF)方法(Vinnik, 1977; Langston, 1979; Ammon, 1991)和日本高灵敏度地震观测网(Hi-net, 见在线辅助材料)的资料(Obara *et al*, 2005)。接收函数成像(图1和图S1)清晰地显示了俯冲的太平洋板块顶部的成像: 正的接收函数(图中红色, 代表速度随深度增加)表示的海洋莫霍面平行于双震层的上层(Hasegawa *et al*, 1978)。在其上部, 可以看到含水的洋壳导致速度明显地降低(负接收函数, 蓝色)。

接收函数的幅度在50~90 km深处迅速减小(图2), 在这里含水矿物被认为发生脱水作用。含水洋壳的速度大大低于周围地幔, 尽管无水的榴辉岩地壳在地震学上很难识别(Helffrich, 1996)。这样, 脱水程度可能明显地控制俯冲带上部的反射率, 该成像与已知的洋壳脱水模型一致(Hacker *et al*, 2003; Iwamori and Zhao, 2000)。由此可以推断, 接收函数振幅的降低提供了在这一深度范围内俯冲的洋壳发生脱水的直接证据。

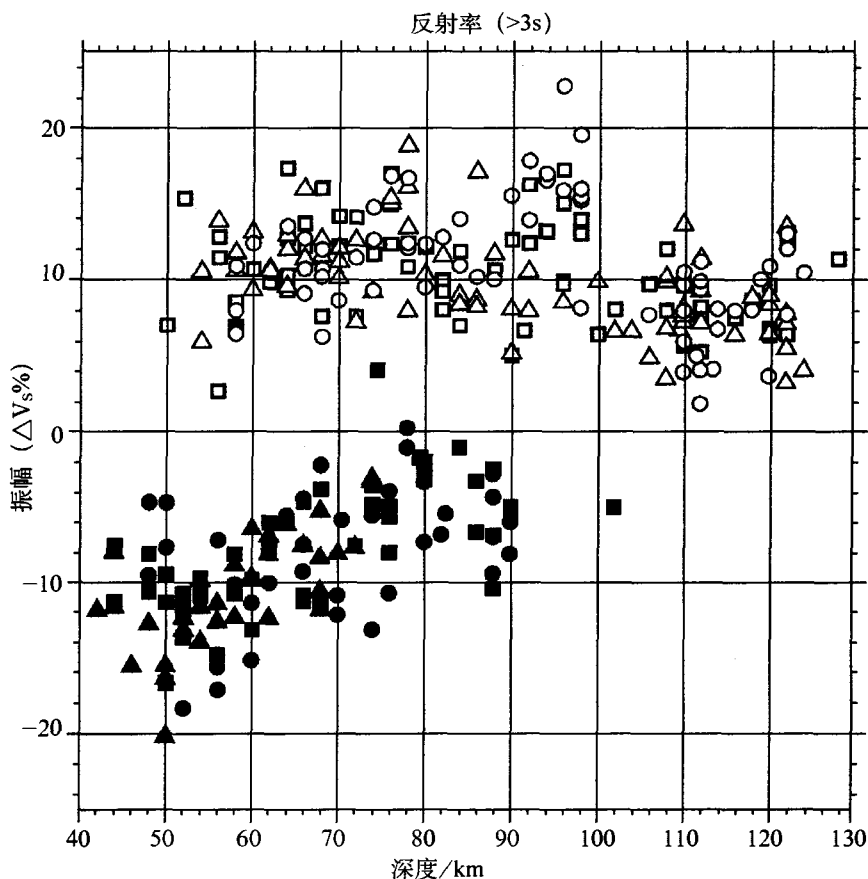


图2 反射率成像峰值的振幅变化。3个剖面(图1a、图S1的d和f)反射率成像峰值(沿着图1b的红线和蓝线)随着深度的变化。空心 and 实心符号分别对应图1的红色和蓝色成像。反射率值由等价的S波速度增加值给出。负反射率振幅(或大小)随着深度减小, 正值在小于100 km深度几乎不变, 大于100 km减小。大约13%的低速与充分含水的洋壳(蓝片岩)一致

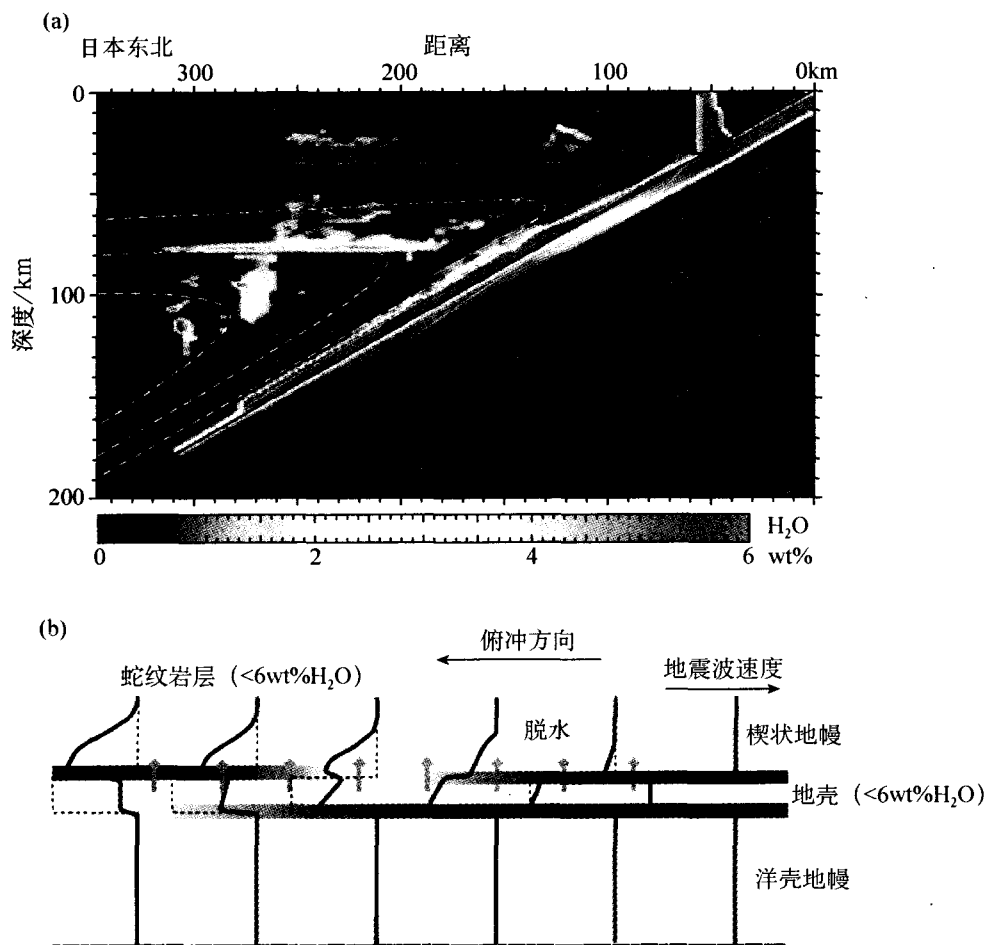


图 3 反射率剖面上水在地幔楔中运移的解释(原图为彩色图——译注)。(a)日本东北下部水运移的数值模拟(Iwamori, 2007)。亮色表示水高度聚集。含水洋壳中的水(小于 50 km 浅部的倾斜的红色层)被排出用来蛇纹岩化地幔楔,然后沿着俯冲板块上部向下拖曳并形成蛇纹岩层(较深的倾斜红色层)。(b)地壳脱水对俯冲板块顶部附近速度影响的示意图。同时给出了倾斜面上不同位置垂直于俯冲板块上部的速度剖面(黑线)。红色和蓝色分别表示类似于图 1 反射率剖面的预期反射率。浅蓝色箭头表示脱水过程。俯冲板块表面旋转为水平方向

在 90 km 深度附近,明显的负接收函数消失,正接收函数沿着俯冲方向开始出现(图 1b 粉红色直线)。由于对应于海洋莫霍面(红线)的正接收函数就在其下延伸,故其不可能是由于一些未知的结构造成海洋莫霍面本身向上迁移。正接收函数表示速度增加,因此观测到的特征表明俯冲板块上面的速度较低。我们的接收函数成像与数值模拟

得到的地幔楔中的含水量相似,由此可以推测(图 3b):洋壳脱水导致其速度增加,反之排出的水引起地幔楔橄榄岩的蛇纹岩化导致其速度降低。随着该过程向深部俯冲带的扩展,在某一深度蛇纹岩化的地幔楔速度会小于下面洋壳的速度,在大于该深度的地区,洋壳顶部和底部的速度都随着深度增加,从而形成图 1a 所示的正接收函数。蛇

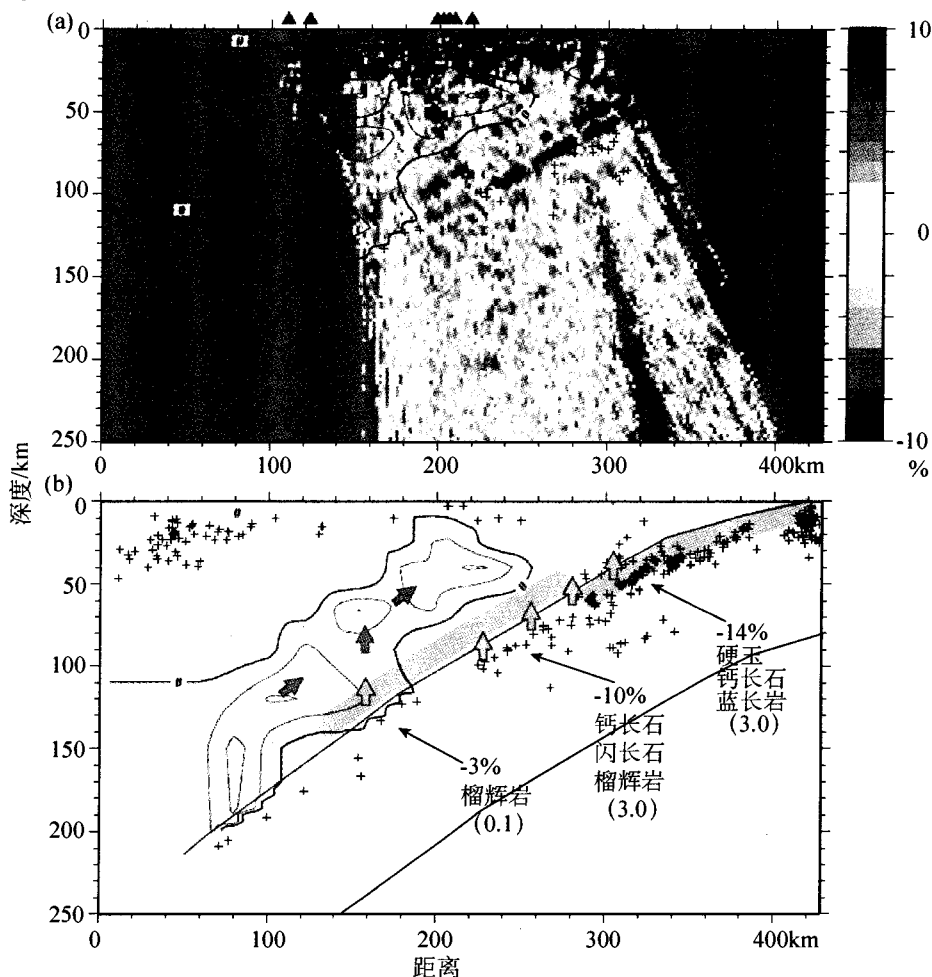


图4 东北俯冲带下面完整的成像和水运移模型示意图(原图为彩色图——译注)。(a) 图1a的倾斜校正反射率成像与层析成像(Nakajima *et al.*, 2001)和日本气象厅给出的地震活动性(震级大于3级)的比较。俯冲板块上的S波层析成像以3%速度变化为间隔的等值线表示。粗实线表示平均速度。地幔楔中的细线对应于低速区。十字符号表示地震。红三角与图1相同。(b)Iwamori [2007; 同样见 Hasegawa 和 Nakajima(2004)] 给出的水运移通道, 淡蓝色和红色分别表示非岩浆和岩浆通道。负百分比表示 Hacker 和 Abers (2004)给出的相对于俯冲地幔的充分含水洋壳的S波速度(他们也给出了稳定的地壳岩相的名字, 并在括号中给出了水分子的重量百分比)。蓝线示意地表示俯冲板块的板块边界。同时也给出了地震和图4a中地幔楔的低速区的等值线

纹岩化的低速层顶部没有在图1a中成像, 可能反映了含水/脱水过程的扩散性造成反射界面是渐进的。

同一地区接收函数成像与地震活动性和层析成像的精确相对位置的比较是解释中不可或缺的, 但是由于倾斜界面引起图像错

位,不可能对接收函数成像进行这种直接比较。我们改为使用倾斜校正后的接收函数成像(见在线辅助材料)进行比较(图 4a)。由此可能观测到两个重要的现象。其一,双震层中上层的多数地震分布在正接收函数峰值的上部或附近,也就是发生在洋壳里(或海洋莫霍面附近);其二,解释为蛇纹岩层底部的正接收函数分布在比地幔楔内明显的低速区深得多的位置,显而易见,它与岛弧火山作用的熔融通路相关(Nakajima *et al.*, 2005),因而不大可能直接与这一特征相关。

俯冲板块的顶部附近存在低速层已经在一些俯冲带观测到(Matsuzawa *et al.*, 1986; Yuan *et al.*, 2000; Okada, 1979; Abers, 2000; Ferris *et al.*, 2003),并且通常被解释为俯冲的含水洋壳(Helffrich, 1996; Matsuzawa *et al.*, 1986)。我们的观测资料为如何解释这种低速结构提供了新的证据。假设含水量可以大体确定地壳和地幔二者的速度降低,而且大多排出的水使地幔蛇纹岩化,那么洋壳顶部成像不清楚的深度可能大体与地壳约一半脱水的深度相当[蓝片岩脱水的完成(Hacker *et al.*, 2003),大约深 90 km]。随着脱水作用的进一步持续,海洋地幔的成像也会变得不清楚(大约深 125 km),表明洋壳几乎完全脱水。在大于该深度的地区,蛇纹岩层底部决定了反射率剖面,直到蛇纹岩本身变得不稳定为止,从而向上释放水分引起地幔楔发生熔融(Iwamori, 2007)(深 130~150 km, 图 4)。如果该地区的温度足够低,另外的含水矿物——a 相可能进一步携带水分进入 300 km 深度以下(Iwamori, 2007);俯冲板块顶部的 a 相应该显示一个类似于图 3b 中蛇纹岩层的速度剖面,除非蛇纹岩脱水后成像微弱。类似的在俯冲带顶部速度明显增加的构造已经在日本中部地区(Okada, 1979)的深部(深 250~400 km)观测到。该特征早期被归因

于地幔楔的部分熔融(Okada, 1979),后被归因于洋壳的低速(Matsuzawa *et al.*, 1986)。如上文所述,我们认为这是作为蛇纹岩层延续的含水的地幔楔造成的。Furumura 和 Kennett (2005)最近指出,根据日本波形资料所说的延续的深部(100~250 km)低速地壳层(Matsuzawa *et al.*, 1986; Abers, 2000)并非必需。的确,一个近似平行于深俯冲带内地震活动性的与速度增加对应的反射率剖面一直延续到大约 400 km 深,正好到达日本中部 410 km 不连续面的上部(Kawakatsu and Watada, 2005)。示意图 4b 中的模型与至今为止大多数在日本东北部和中部的观测(Matsuzawa *et al.*, 1986; Okada, 1979; Furumura and Kennett, 2005; Kita *et al.*, 2006)一致,可以对俯冲带顶部反射率的深度变化作出解释(Helffrich, 1996)。该模型可以把很多单独观测统一起来,与岩石学和地球动力学(Iwamori, 2007; Hacker *et al.*, 2003; Iwamori and Zhao, 20004)论点一致。由此可知,我们的结果对冷俯冲带环境下水向地幔楔里地幔深部运移的过程提供了有说服力的地震学证据。

浅部(深约 50 km)洋壳两侧反射率剖面的振幅较大,与含有重量为 6%水分的充分含水洋壳(图 2)一致(Iwamori, 2007; Hacker *et al.*, 2003)。要形成如图所示(图 1)的与蛇纹岩层底部对应的接收函数成像,脱水作用引起的从洋壳中排出的大量水必须用于蛇纹岩化地幔楔。从而大量的水(重量的几个百分点)必须通过这一通道运移到大约 130~150 km 深处。弄清楚多少水通过通道运移到多深至关重要,它可以定量地评价俯冲带水循环的流量。分析 150 km 以下俯冲带顶部的宽频带反射波和转换波可能有助于解答这些问题,并且最终对地球系统水循环流量给出估计(Iwamori, 2007)。

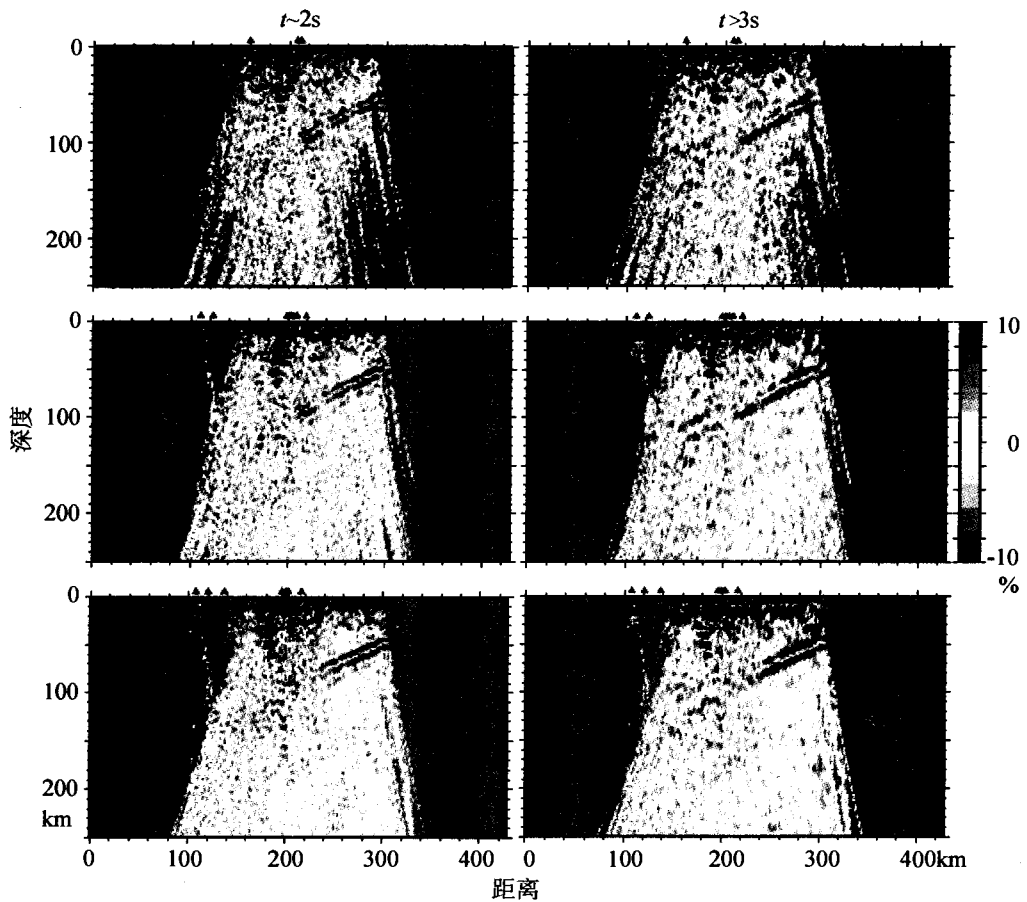


图 S1 更多的反射率成像。图 1 中剖面的北 50 km(a 和 d)和南 50 km(c 和 f)的两个不同频带的反射率剖面(a、b 和 c 为约 2s 的周期, d、e 和 f 的周期大于 3s; e 与图 1a 相同)

在线辅助材料

1 使用 Hi-net 数据进行接收函数分析

Hi-net 包含近 700 个短周期三分量台站, 设置在间距约 20 km、深约 100 km 的钻孔里, 覆盖整个日本列岛 (Obara *et al.*, 2005); 其密集一致的高精度观测对日本俯冲带的研究提供了前所未有的高质量的数据 (Obara, 2002)。我们使用 2001 年 1 月至 2005 年 5 月发生的震中距 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 、矩震级 5.5 以上的 473 个地震。采用 0.1 ~ 0.5 Hz 频率范围的水位校正 (water level

correction) ($C = 0.001$) (Ammon, 1991) 对去除仪器响应的地震波构建接收函数。在所有 281000 个接收函数中, 我们选取 98157 个信噪比较好的数据, 将其转化到空间域, 在每 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ 的空间范围进行叠加。文中图 1b 所示的剖面图表示所研究的沿着大圆线 100 km 宽的范围的平均值。没有进行特殊的平滑处理。具体的处理过程和整个日本俯冲带的成像将在另外一篇文中加以介绍。

2 倾斜校正接收函数

接受函数分析通常假设一个水平界面作为 P-S 转换面。如果界面像俯冲带顶部一样倾斜, 得到的转换点就几乎水平地向较浅的倾斜方向偏移约几十千米, 导致无法对接

收函数与其他地球物理学信息进行比较。为了避免这种情况,我们根据地震活动性估计的倾角对俯冲的太平洋板块倾斜的影响进行校正(Gudmundsson and Sambridge, 1998)。对于每个转换点,只使用符合倾斜界面上斯奈尔定律的 P-S 转换波构建接收函数。在图 4a 中,倾斜校正应用于 40 km 深度以下的成像。

3 沿着岛弧变化

假设的蛇纹岩层的信号在剖面图 1(同样见图 S1e)的正北 50 km(图 S1d)和正南 50 km(图 S1f)观测到,其他地区没有发现。这种沿着岛弧方向的变化可能是由以下两个因素造成的:其一,由于良好的台站性能和非三维结构模型的影响[我们在接收函数深度转换时使用一维模型,使用可得到的三维模型(Nakajima *et al.*, 2001)没有明显地改进图像],在该地区得到的接收函数质量是最好的;其二,类似于火山分布特征(Tamura *et al.*, 2002; Honda and Yoshida, 2005),俯冲过程本身很可能存在沿着岛弧方向的变化。尽管这种现象如何影响水在地幔楔中分布还不清楚,但水运移到地幔楔的途径可能是变化的。我们只是注意到了研究区存在火山,远离日本海沟,而且双震面的上层地震活跃(Kita *et al.*, 2006)。

4 频率依存性

与图 1 相比,图 S1 所示的是在较高频率范围(峰值周期大约 2s)得到的接收函数。在高频成像中,与蛇纹岩层底部对应的成像

不够清晰。我们认为这是由于蛇纹岩层底部的转换特性和未采用对短周期数据更敏感的三维模型造成的。在该频率范围成像不清楚,说明转换发生在 10 km 量级,也就是 3~4s 接收函数具有足够的灵敏度。这一观点与蛇纹岩层底部从洋壳顶部略有偏移(约 5 km)的图像相互一致(图 1)。分析宽频带波形台阵资料可能有助于解决频率依存性的问题(遗憾的是目前在日本东北还没有密集的宽频带地震台阵)。

已有若干将接收函数方法用于日本地下构造的研究(Li *et al.*, 2000; Yamauchi *et al.*, 2003; Shiomi *et al.*, 2004; Ramesh *et al.*, 2005; Tonegawa *et al.*, 2005, 2006a, b; Niu *et al.*, 2005)。其中 Tonegawa 等(2006a)采用类似的数据和方法研究了相同地区。他们观测到了类似本文的较浅超低速地壳层,但是没有提及图 2 的振幅变化。另外,他们没有观测到我们这里发现的蛇纹岩层底部的信号。这一不同可能在于他们似乎分析了类似于图 S1 左侧框图的高频数据(我们注意到了在较高频的数据中也可以看到类似于图 2 的振幅变化)。

译自: Science. 2007. **316**: 1468~1471

原题: Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle

(东京大学地震研究所 白玲译; 张天中校)