

doi:10.3799/dqkx.2016.135

南极洲普里兹湾岩石圈各向异性:海底地震仪观测

牛雄伟¹,高金耀^{1*},吴招才¹,阮爱国¹,卫小冬¹,刘晨光²,李天光²,
沈中延¹,潘少军³,罗孝文¹

1.国家海洋局第二海洋研究所,浙江杭州 310012

2.国家海洋局第一海洋研究所,山东青岛 266061

3.浙江省地质调查院,浙江杭州 311203

摘要:为了研究南极普里兹湾岩石圈深部应力场及其动力学,采用S波分裂旋转相关法,对中国第31次南极科学考察成功回收的3个站位海底地震仪数据(5个远震记录)进行了反演,获得了普里兹湾洋陆过渡带岩石圈各向异性特征.结果表明,台站所在区域各向异性显著,在较小的范围内存在明显的空间差异,快S波偏振方向变化范围是N40°E~N60°E,快慢波时间延迟变化范围为0.2~1.3 s.洋盆的各向异性主要取决于海底扩张地幔流作用,大陆及附近的各向异性主要受上地幔顶部残留构造的影响,而中间过渡带各向异性层厚度较小集中在地壳内,它可能受海底扩张地幔流和残留构造共同作用.

关键词:普里兹湾;各向异性;S波分裂;海底地震仪;海洋地质.

中图分类号: P315.2

文章编号: 1000-2383(2016)11-1950-09

收稿日期: 2016-03-23

Lithosphere Anisotropy of Prydz Bay, Antarctica: From Ocean Bottom Seismometer Long Term Observation

Niu Xiongwei¹, Gao Jinyao^{1*}, Wu Zhaocai¹, Ruan Aiguo¹, Wei Xiaodong¹, Liu Chenguang²,
Li Tianguang², Shen Zhongyan¹, Pan Shaojun³, Luo Xiaowen¹

1.Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China

2.First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China

3.Zhejiang Institute of Geological Survey, Hangzhou 311203, China

Abstract: In order to understand better the stress field and dynamics characteristic of the lithosphere at Prydz bay in the Antarctica, rotation-correlation shear wave splitting method is used to study 5 earthquakes recorded by three ocean bottom seismometers recovered at Prydz bay during the 31th Chinese Antarctic Research Expedition to obtain the anisotropy characteristics of the continent and ocean transition of Prydz bay in this paper. Our inversion results show strong anisotropy in the lithosphere of Prydz bay with spatial differences in small scale. The fast shear wave polarization directions are from N40°E to N60°E, fast and slow shear wave times delay are from 0.2 s to 1.3 s. We think that the anisotropy at the oceanic part is dominated by the mantle flow of mid-ocean ridge spreading, while the continental part is dominated by the relic structural fabric of the ancient lithosphere at the top of the upper mantle, and the middle zone with shallower and thinner anisotropy layer may be influenced by the both reasons above.

Key words: Prydz bay; anisotropy; shear wave splitting; ocean bottom seismometer; marine geology.

基金项目:国家海洋局极地考察办公室对外合作支持项目(No.201610);极地海洋环境监测网系统研发及示范项目(No.201305035);南极周边海洋地球物理考察项目(No.CHARE2015-01-03);南极环境综合分析与评价项目(No.CHARE2015-04-01);国家自然科学基金重大研究计划重点支持项目(No.91228205);西南印度洋洋中脊热液成矿过程与硫化物矿区预测下属课题(No.2012CB417301);国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务费专项资金(No.SZ1518);国际海域资源调查与开发“十二五”前沿性课题(No.DY125-22-QY-03).

作者简介:牛雄伟(1986-),助理研究员,研究方向为洋中脊和大陆边缘海底地震仪探测.E-mail: xwniu@sio.org.cn

* 通讯作者:高金耀,E-mail: jygao@mail.hz.zj.cn

引用格式:牛雄伟,高金耀,吴招才,等,2016.南极洲普里兹湾岩石圈各向异性:海底地震仪观测.地球科学,41(11):1950-1958.

南极洲板块是冈瓦纳古陆的核心,对其现今运动方向进行观测,用来研究深部动力学特征对海底扩张、板块运动及其相互作用和历史重建有重要意义。用地震各向异性方法在南极洲板块开展的这类研究还较少,地震台站分布在南极点和沿岸的科学考察站附近(Müller, 2001; 田宝峰等, 2012),海上探测仪针对浅部进行过浮标和多道地震等研究(Stagg *et al.*, 2004)。然而,大陆岩石圈变形强烈,各向异性局部特征显著,不能很好地描述现今的深部动力学特征(Fouch and Rondenay, 2006; 黄周传, 2011),而海盆的地壳和上地幔受后期改造很小,对于研究深部地幔流的运移方向更有价值(Conrad *et al.*, 2007; Long and Becker, 2010; 黄周传, 2011)。为此,第 29 次和 30 次中国南极科学考察中,在南极中山站外的普里兹湾前后共布设了 6 台海底地震仪(Ocean Bottom Seismometer, OBS; 图 1)。这个区域整体上为洋陆过渡带(Stagg *et al.*, 2004; 董崇志等, 2013),常年季节性浮冰严重,海况恶劣,给 OBS 长期观测增加了难度。本文选用成功回收的 3 台海底地震仪的 5 个地震记录,采用 S 波分裂的方法,对普里兹湾洋陆过渡带岩石圈各向异性进行了反演;进而讨论了各向异性从海向陆的变化规律和成因,为深入探索南极板块深部动力学特征提供了初步的依据。

1 OBS 观测环境和地震记录

普里兹湾位于东南极普里兹构造带,晚古生代和早中生代处于印度板块、澳大利亚板块与南极洲

板块裂离 3 联点(Stagg, 1985; Zhao *et al.*, 1995; 陈廷愚等, 2008),其深部构造动力学特征是认识冈瓦纳古陆裂解重要证据之一。海底地震仪(OBS)布设区位于普里兹湾洋陆过渡带,水深变化大(500~2 700 m),有明显的陆架坡折带。重力和折射浮标地震确定普里兹湾地壳厚度从海向陆增厚(17~28 km)(Stagg *et al.*, 2004; 董崇志等, 2013),现今的构造环境为被动大陆边缘拉张盆地(Stagg, 1985; 陈廷愚等, 2008)。

2013 年 2 月,第 29 次中国南极科学考察用“雪龙”船在南极普里兹湾洋陆过渡带从海向陆布设了 5 台(OBS1~OBS5)国产 I-4C 型双球双释放系统宽频带海底地震仪(阮爱国等, 2010),台站间距约为 20 km(图 1),设计工作时间 6 个月,最长回收时限为 18 个月, OBS 工作水深 > 5 000 m,回收脱钩方式为电腐蚀脱钩(OBS 内置释放器)或机械释放器脱钩(外置备用释放器)。地震计灵敏度为 4 000 v/(m/s),频带宽度为 0.016 7~50 Hz,数据采样间隔为 8 ms(电量充足)或 20 ms(电量发生一定损耗后)。2014 年 2 月,“雪龙”船再次到达 OBS 投放点时(第 30 次南极科学考察),站位上方完全被海冰覆盖,无法在预定回收时限内回收。在 OBS2 站位西南 1 km 处又投放一台 OBS(OBS6),其参数设置与其他 5 台 OBS 基本相同,但为单球单释放器(只有内置释放器)。

2015 年 2 月,利用普里兹湾海冰较少(约 20% 浮冰)的有利时机,在第 31 次南极科学考察期间对上述 OBS 实施了回收作业。2013 年航次投放的 5 套 OBS 此时都已耗尽电量,只能使用备用释放器回

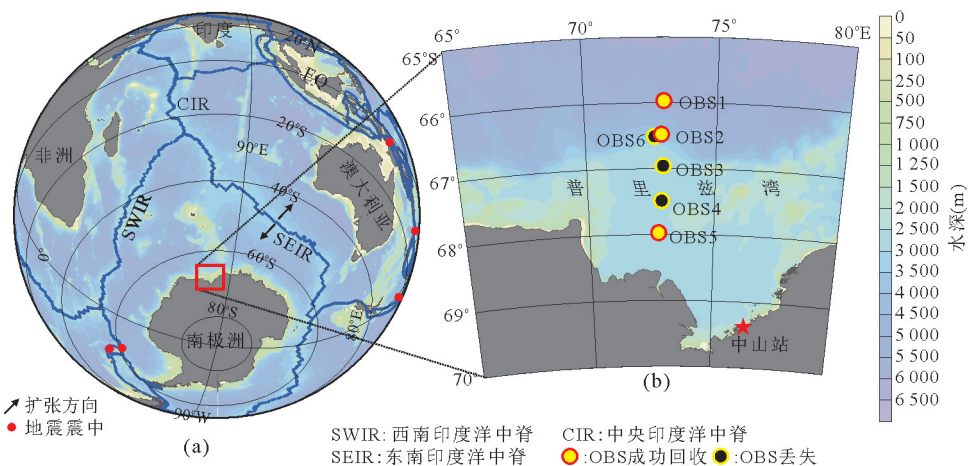


图 1 (a) 研究区在全球的位置和地震震中分布, (b) OBS 站位分布

Fig.1 (a) The location of study area and the positions of earthquake hypocenters, (b) positions of OBSs for long term earthquake observation

SEIR 的扩张方向为 NE-SW 向(Baran *et al.*, 2005)

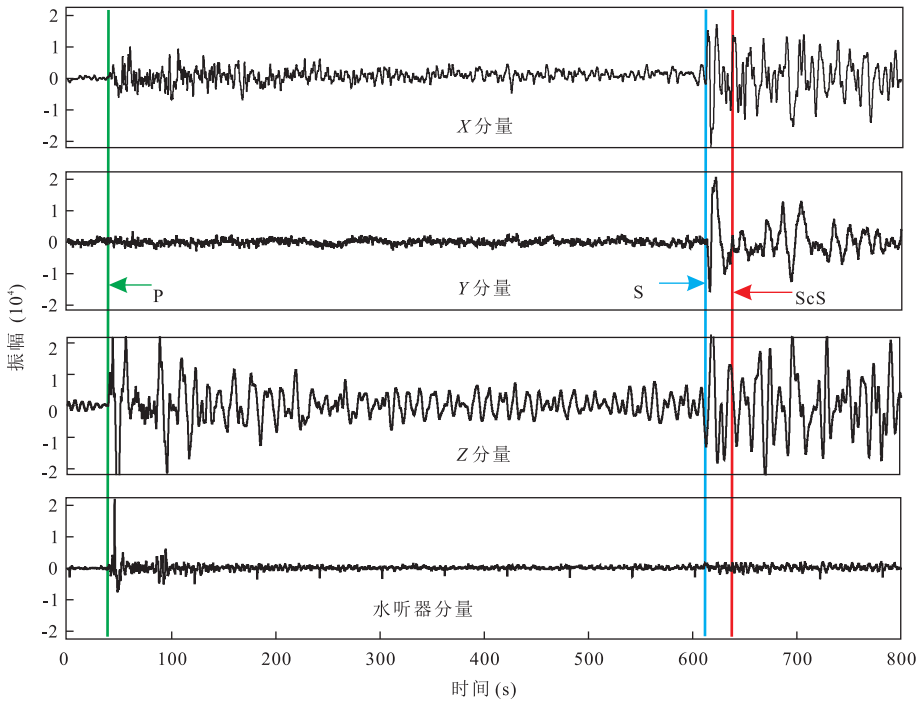


图 2 OBS2 站位事件 2 的波形

Fig.2 The waveform of earthquake No. 2 recorded by OBS2

表 1 地震事件与 S 波分裂反演结果

Table 1 Earthquake events and S wave splitting inversion results

地震事件编号	发震时间 (格林威治时间)	纬度(°)	经度(°)	震源深度(km)	地震震级(M _s)	OBS1			OBS2			OBS5		
						d1	φ1	t1	d2	φ2	t2	d5	φ5	t5
1	2013-04-06 T04:42:35.860Z	-3.517	138.476	66.0	7.0	77.314	—	—	77.200	44	0.2	77.795	52	0.5
2	2013-05-23 T17:19:04.750Z	-23.009	-177.232	173.7	7.4	76.884	42	0.9	76.683	44	0.4	76.046	56	0.2
3	2013-06-05 T04:47:26.240Z	-11.401	166.299	39.0	6.1	81.023	40	0.8	80.989	—	—	80.840	—	—
4	2013-06-16 T02:51:35.750Z	-56.280	-27.443	91.2	5.5	44.287	40	1.3	43.947	—	—	42.998	—	—
5	2013-07-15 T14:03:39.880Z	-60.857	-25.070	11.0	7.3	39.879	—	—	39.521	—	—	38.522	60	0.8

注:d1,d2,d5 分别代表 OBS1,OBS2 和 OBS5 对某一地震事件的震中距,单位为°;φ1,φ2,φ5 分别代表 OBS1,OBS2 和 OBS5 对某一地震事件的快波方位角,单位为°;t1,t2,t5 分别代表 OBS1,OBS2 和 OBS5 对某一地震事件的慢波时间延迟,单位为 s;“—”为未记录或未得到结果。

收,虽然都能收到备用释放器的应答信号,但只回收了 3 台 OBS,由于超过回收时限,有 2 台 OBS 的钢缆由于被腐蚀而断裂,地震仪主体与镇重铁架提前分离而丢失,只回收到剩下的释放器和浮球.2014 年投放的 OBS6 因为设备故障,没能回收.成功回收的 OBS1、OBS2 和 OBS5 共记录了长达 7 个月的天然地震(约 2 500 个 M_s 3.0 以上地震;据美国地质调查局官方网站公布的地震目录).本文选取震级 M_s 5.5 以上、方位角合适、地震波形清晰和初动信噪比高的 5 个地震的记录(图 2 和表 1),开展了 ScS 波各向异性研究,以期对普里兹湾的应力场和板块动力学进行初步研究.

2 各向异性反演

2.1 方法

地震波通过各向异性介质时最直接的特征是剪切波的分裂现象(Crampin, 1977; Keith and Crampin, 1977),两个偏振方向不同的 S 波具有不同的传播速度,从而使 S 波失去分裂前的粒子线性运动状态.通过适当的旋转和时间校正,可以将它们分离开来,恢复线性运动,从而确定各向异性参数.其中的快波偏振方向为张应变方向,对应地幔流或板块运动方向;时间延迟反映各向异性的强度和厚

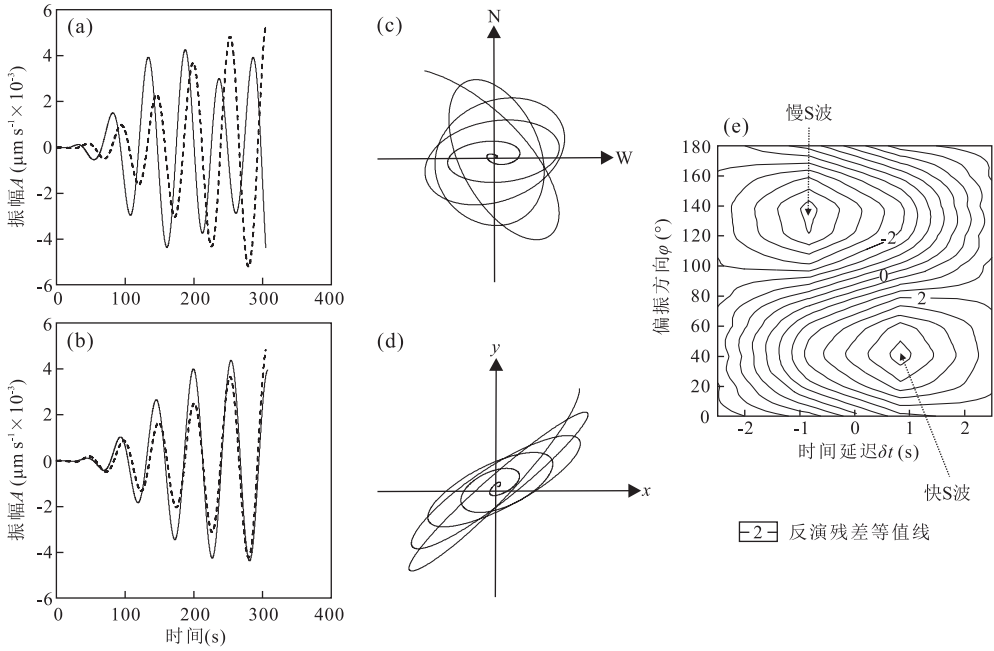


图 3 OBS1 站位事件 2 的 S 波分裂反演结果及分析

Fig.3 S wave splitting inversion results and analysis for earthquake No. 2 recorded by OBS1

a.旋转相关计算前的快慢波波形;b.旋转相关计算后的快慢波波形;c.旋转相关计算前的质点运动轨迹;d.旋转相关计算后的质点运动轨迹;
e.反演结果,横轴 δt 为时间延迟,纵轴 φ 为偏振方向,两个极值点分别代表快波($\delta t > 0$)和慢波($\delta t < 0$)的结果,极值点对应的纵轴值分别为快波和慢波的偏振方向,横轴值分别为快慢波的时间延迟.如 e 图中快慢波的时间延迟为 0.9 s,快波方向为 $N42^{\circ}E$,慢波方向为 $N138^{\circ}E$

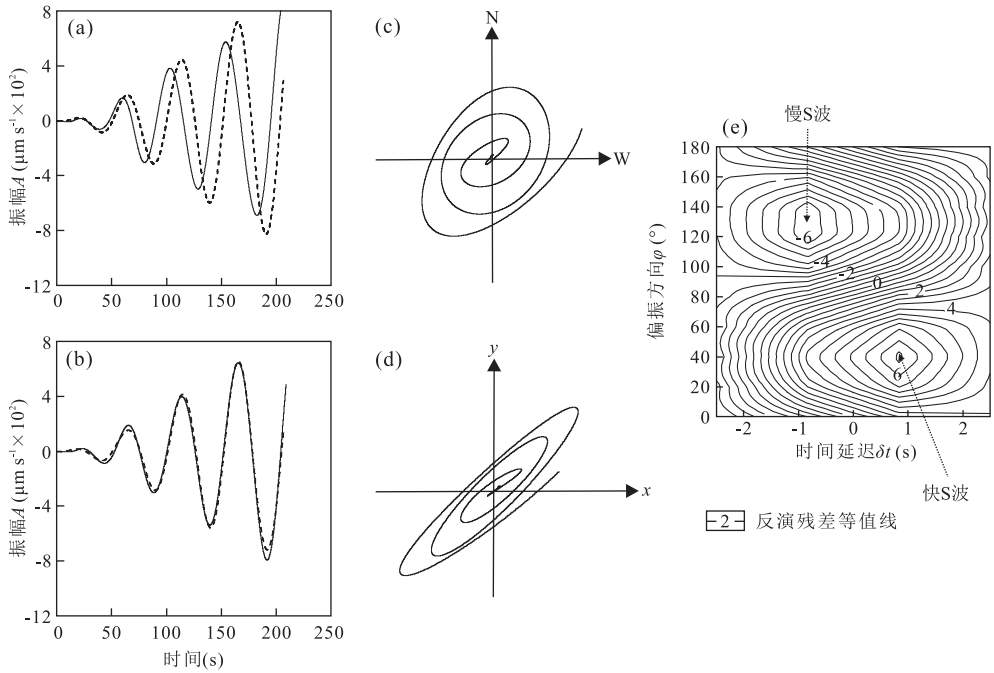


图 4 OBS1 站位事件 3 的 S 波分裂反演结果及分析

Fig.4 S wave splitting inversion results and analysis for earthquake No. 3 recorded by OBS1

相关说明同图 3;e 图中的快慢波时间延迟为 0.8 s,快 S 波偏振方向为 $N40^{\circ}E$

度.至于用哪种 S 波,取决于震中距及实测数据质量.由于研究区(普里兹湾)存在沉积层(丁巍伟等,

2013;董崇志等,2013),海底地震仪未能与海底基岩紧密耦合,造成部分台站 S 波的初动不是很清晰,增

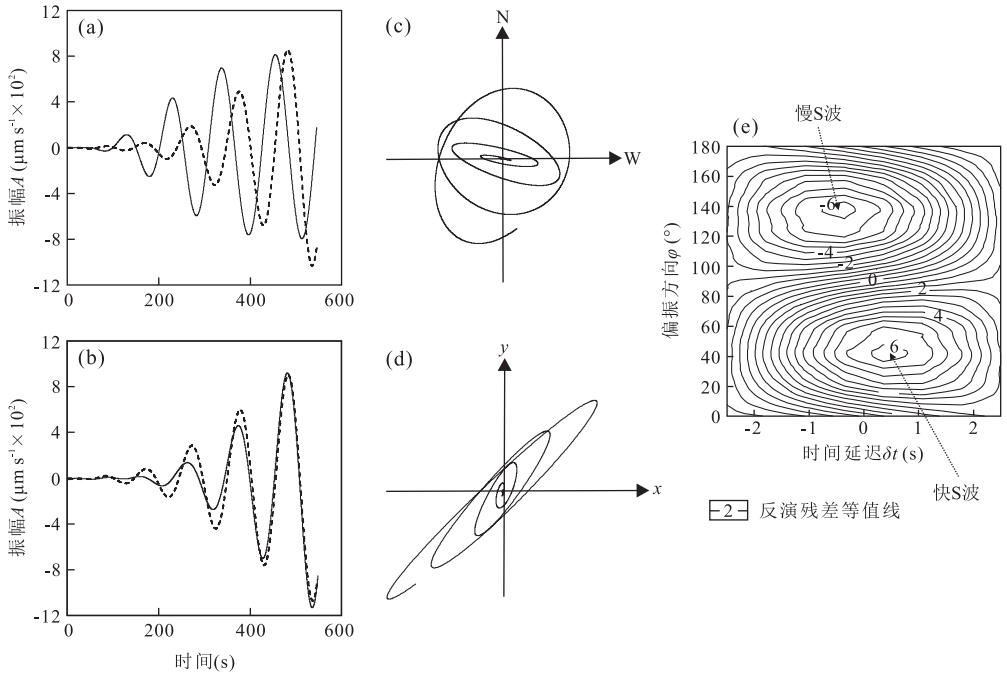


图 5 OBS2 站位事件 2 的 S 波分裂反演结果及分析

Fig.5 S wave splitting inversion results and analysis for earthquake No. 2 recorded by OBS2
相关说明同图 3; e 图中的快慢波时间延迟为 0.4 s, 快 S 波偏振方向为 N44°E

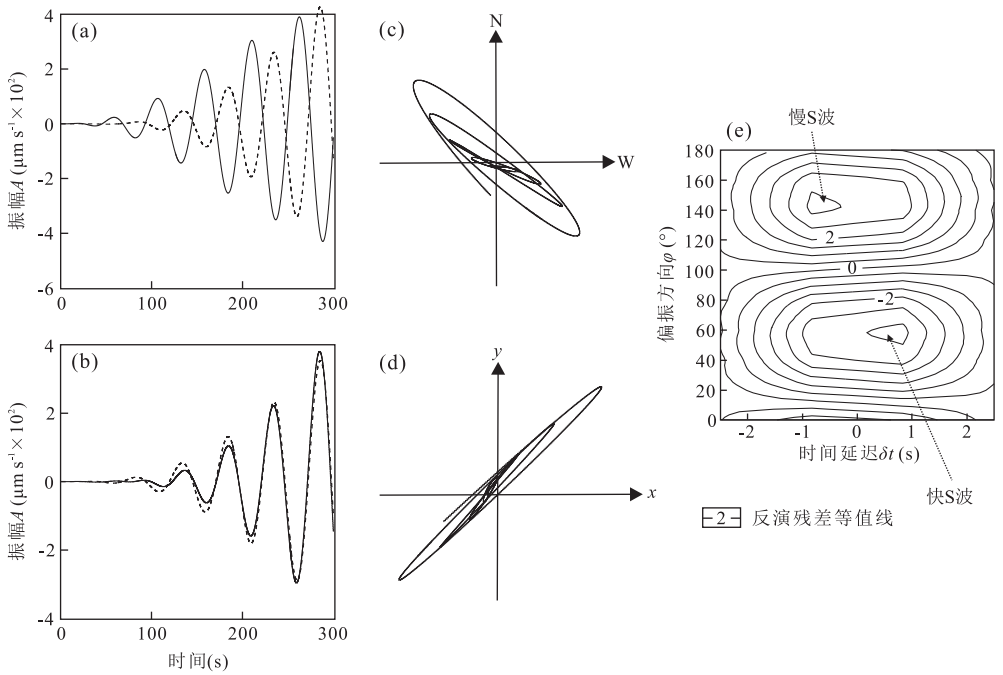


图 6 OBS5 站位事件 2 的 S 波分裂反演结果及分析

Fig.6 S wave splitting inversion results and analysis for earthquake No. 2 recorded by OBS5
相关说明同图 3; e 图中的快慢波时间延迟为 0.2 s, 快 S 波偏振方向为 N56°E

大了读取误差, 累积误差可能降低结果的可靠性(崔培等, 2010). 本研究选出 5 次地震的核幔边界反射 ScS 并采用旋转相关法进行 ScS 波各向异性反演

(Bowman and Ando, 1987; Ruan *et al.*, 2012).

旋转相关法是对经过旋转后重新投影而分解的两个水平分量波列进行时间延迟校正和相关分析,

将相关性为最大时对应的旋转方向和时间延迟作为反演结果,并根据时间延迟结合及其他资料估算各向异性厚度和强度.具体做法是将两个水平分量分解为南北(Y 分量)和东西(X 分量)方向的分量,然后相对正北方向顺时针以步长 $\Delta\varphi = 2^\circ$ 在 $0^\circ \sim 180^\circ$ 范围内旋转,得到两个新的分量如下:

$$S_1 = Y \cos\varphi + X \sin\varphi, \quad (1)$$

$$S_2 = -Y \sin\varphi + X \cos\varphi, \quad (2)$$

对于每一个旋转角度,以时间步长 $\Delta\tau = 0.08$ s, 在 $-2.4 \sim 2.4$ s 范围内变化时间延迟 τ , 求得两水平波列的相关函数:

$$C(\varphi, \tau) = \int_{t_1}^{t_2} S_1(t) S_2(t + \tau) dt, \quad (3)$$

其中的 t_1 和 t_2 为所选定的参加计算的数据起点和终点.需要说明的是,由于或多或少存在一些干扰,所以在计算前笔者对记录进行了滤波处理(带通滤波, $0.01 \sim 0.80$ Hz).

2.2 结果

3 个台站下方岩石圈各向异性最终反演结果列于表 1.从表 1 中可以看出大多数解是稳定的, OBS1 快波方向为 $N40^\circ E \sim N42^\circ E$, 时间延迟范围 $0.8 \sim 1.3$ s; OBS2 快波方向为 $N44^\circ E$, 时间延迟范围为 $0.2 \sim 0.4$ s; OBS5 快波方向为 $N52^\circ E \sim N60^\circ E$, 时间延迟范围为 $0.2 \sim 0.8$ s. 个别偏差较大的解, 其产生的原因可能有 3 方面: 一是原始记录中随机性干扰造成各台站的记录质量存在差异; 二是所选取的计算 ScS 的起始时间可能有误差, 原因为地震的定位误差使得震中距和走时计算存在微小误差(张莉等, 2013); 三是地震本身造成的, 例如震源深度不同, 在震中距相同时, S 波在核幔边界的反射点实际是不一样的. 可能还有其他原因, 包括射线路径上的方位非均匀性差异、面波的干扰以及海底地震仪未能与海底基岩良好耦合(由于有沉积层)等.

为了对反演结果进行评估, 笔者做了 3 方面的分析(以 OBS1 站位记录的事件 2 为例). 首先是考查反演前后两水平分量的波形, 可以看出, 由于没有将快慢波分离, 两列原始波形不存在一致性(图 3a), 而反演校正后两列波基本一致(图 3b). 二是考查反演前后运动轨迹, 可以看出校正以后的运动轨迹明显呈线性状态(图 3d), 而原始轨迹较乱(图 3c). 三是分析相关函数等值线的稳定性, 等值线图中收敛圆的中点对应最大相关函数, 其坐标读数就是各向异性的参数(图 3e). 与此类似, 图 4 给出了 OBS1 站位事件 3 的各向异性反演结果, 可以看出其结果是比较稳定的, 快波

方向约 $N40^\circ E \sim N42^\circ E$. 等值线图同时也指示出慢波方向约 138° (时间延迟为负值). OBS2 站位和 OBS5 站位的结果也非常稳定(表 1). 稳定的结果保证了所得到的各向异性来自台站下方, 消除了震源处、核幔边界等区域各向异性.

值得一提的是, 地震事件 2 震级最大、震源最深, 在 3 个 OBS 站位上均有很好的记录. 用该地震的各向异性反演结果进行对比, 可在一定程度上消除能量大小和方位角变化等因素的影响, 能较真实地反映研究区岩石圈各向异性的规律. 从图 3、图 5 和图 6 中可以看出, 快波偏振方向总体上为 NE 方向, 由海向陆逐渐偏东, 分别为 $N42^\circ E$ 、 $N44^\circ E$ 和 $N56^\circ E$.

3 讨论与结论

3.1 普里兹湾深部张应变方向的变化

上地幔各向异性是由于应变导致的橄榄石晶格的优势排列, 而这种应变是由于上地幔或岩石圈物质的运动造成的(Silver and Chan, 1991). 由地震方法得到的快 S 波偏振方向代表了张应变方向, 也就是现今地幔流方向(Kubo *et al.*, 1995; Kubo and Kanao, 1997; Reading and Heintz, 2008). 普里兹构造带自冈瓦纳古陆裂解至今, 随着南极板块的西南向运动(陈廷愚等, 2008), 其应力场不断发生变化, 可能形成上地幔小尺度(< 100 km)各向异性(Debayle and Kennett, 2000; Reading and Heintz, 2008). S 波分裂各向异性反演结果表明, 普里兹湾岩石圈各向异性变化是有规律的, 张应变方向总体上为 SW-NE 向, 从海向陆逐渐偏东.

关于普里兹湾构造带各向异性的成因有 3 种说法: (1) 冈瓦纳古陆破裂时形成的(Kubo *et al.*, 1995; 陈廷愚等, 2008; Reading and Heintz, 2008), 因为冈瓦纳古陆破裂是这一区域最重要的构造事件. 冈瓦纳古陆破裂时, 普里兹湾构造带的扩张方向应该是近 N-S 向(Steven *et al.*, 2011). 假如当时形成了地幔各向异性, 其快波方向应该也为近 N-S 方向, 很明显与本研究得到的结果不一致. (2) 对应着现今海底扩张方向(SW-NE 向)(Raitt *et al.*, 1969). 这个看法与本研究从 3 个 OBS 台站得到的张应变方向基本一致(图 1), 但本研究的结果更好地反映了小尺度地幔对流从海向陆的变化规律. (3) 受残留构造的影响(Kubo *et al.*, 1995; Reading and Heintz, 2008). 这个看法的依据是普里兹湾周边陆地台站的观测(Reading and Heintz, 2008), 陆地的

快 S 波方向为南极大陆的切向(图 7),也就是沿海岸线旋转变化. Reading and Heintz(2008)用未发育成功的转换拉张断裂构造来解释这种现象. Boger and Wilson(2003)对岩石样品的研究也证明了残留古构造的存在. 本研究得到的快 S 波方向似乎也有这种变化趋势,从海向陆逐渐偏东(偏向海岸切线). 因此, OBS1 更靠近洋盆,可能受海底扩张地幔对流的影响较大; OBS5 在陆架上,各向异性成因更接近于陆地;而 OBS2 位于洋陆过渡带的陡变带上,其各向异性可能是受残留构造和海底扩张的共同作用. 需要指出的是,由于海底地震仪在海底工作时间短(受电池限制),所记录到的大地震相对较少,其各向异性结果与陆地台站研究相比会稍有差异,但整体趋势还是一致的.

3.2 各向异性层厚度

快波和慢波的相对速度差与各向异性层厚度有一定的正相关性,即快波和慢波的时间延迟反映各向异性层的厚度. 在地壳中,每 10 km 厚度各向异性层产生的时间延迟不超过 0.2 s,范围为 0.1~0.3 s (Silver and Chan, 1991);而在上地幔,当时间延迟为 1 s 时,各向异性层厚度为 115 km (Christensen, 1984). 本文 3 个台站对不同事件的时间延迟有一定的差异,由于数据有限,排除误差的影响外,这里使用延迟时间的平均值对 3 个台站进行分析. OBS1 台

站距离陆地最远,位于洋陆过渡带的向海一侧,其快波和慢波时间延迟较大(0.8~1.3 s,平均 1.0 s;表 1 和图 7),表明这个区域的各向异性层在上地幔,厚度约为 115 km. OBS2 台站位于陆坡的坡折带上,对应着洋陆过渡带的地壳减薄区域(董崇志等, 2013),时间延迟小(0.2~0.4 s,平均 0.3 s;表 1 和图 7),表明台站下方的各向异性层出现在地壳. OBS5 台站靠近陆地,时间延迟中等(0.2~0.8 s,平均 0.5 s;表 1 和图 7),表明台站下方的各向异性层在上地幔顶部,厚度为 50~60 km,与 Reading and Heintz (2008)的结果一致. 3 个台站各向异性厚度的分析与上述关于成因机制的分析也是一致的.

3.3 结论

本文选取南极洲普里兹湾洋陆过渡带 3 个 OBS 台站 5 次地震记录,用旋转相关法进行了 ScS 波分裂各向异性反演. 结果表明,普里兹湾下方岩石圈存在明显的各向异性,张应变方向总体上为 SW-NE 向,从海向陆的变化规律是逐渐偏东. 结合时间延迟反映的各向异性等效厚度,笔者对这一现象的解释为,靠近洋盆各向异性成因主要受海底扩张影响;靠近南极大陆,其各向异性可能与陆地台站相同,主要受上地幔顶部残留构造影响;而洋陆过渡带地壳减薄区的各向异性受海底扩张和残留构造两种因素共同影响,各向异性层较薄且仅存在于地壳中. 由于获得的地震数据

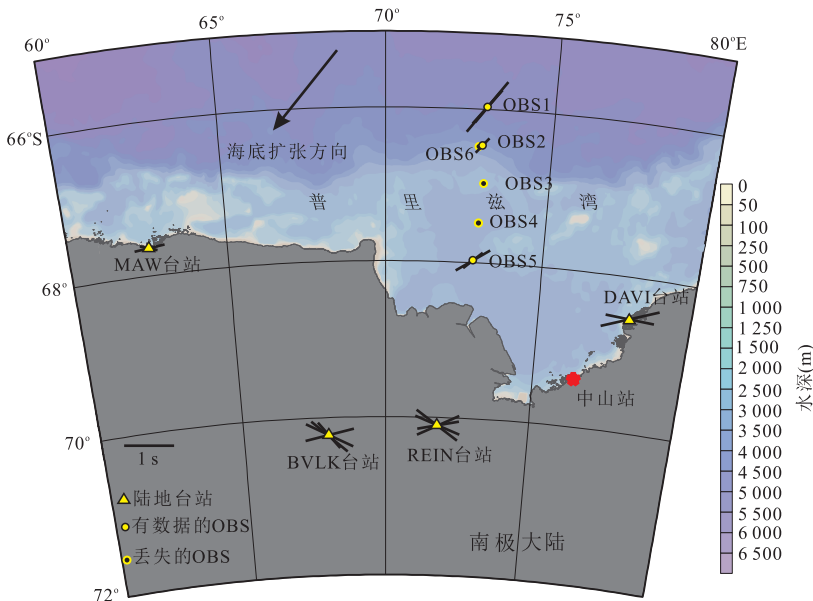


图 7 普里兹湾区域 S 波分裂反演得到的快波方向和时间延迟

Fig.7 S wave splitting inversion results of fast wave polarization directions and the times delay between fast and slow waves at Prydz bay

陆地台站的信息来源于 Reading and Heintz(2008)

较少,此结论还有待于将来在普里兹湾区域布设更多 OBS 进行更长时间的地震观测来验证。

致谢:参加“雪龙”号中国第 29、30 和 31 次南极科学考察的科考队员和船员为地震数据采集付出了艰辛的劳动,特别是第 31 次南极科学考察袁绍宏领队和王勇队长为冰区回收 OBS 提供了装备和现场指导。国家海洋局极地考察办公室和中国极地研究中心组织并保障了上述航次。感谢两位匿名审稿人提供的建设性意见。部分图件使用了 Ocean Data View 绘图软件。

References

- Baran, J. M., Cochran, J. R., Carbotte, S. M., et al., 2005. Variations in Upper Crustal Structure due to Variable Mantle Temperature along the Southeast Indian Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 (11): 292 – 309. doi:10.1029/2005GC000943
- Boger, S. D., Wilson, C. J. L., 2003. Brittle Faulting in the Prince Charles Mountains, East Antarctica: Cretaceous Transtensional Tectonics Related to the Break-up of Gondwana. *Tectonophysics*, 367: 173 – 186.
- Bowman, J. R., Ando, M., 1987. Shear-Wave Splitting in the Upper-Mantle Wedge above the Tonga Subduction Zone. *Geophysical Journal International*, 88 (1): 25 – 41. doi:10.1111/j.1365-246x.1987.tb01367.x
- Chen, T. Y., Shen, Y. B., Zhao, Y., et al., 2008. Geological Development of Antarctica and Evolution of Gondwanaland. The Commercial Press, Beijing (in Chinese).
- Christensen, N. L., 1984. The Magnitude, Symmetry and Origin of Upper Mantle Anisotropy Based on Fabric Analyses of Ultramafic Tectonites. *Geophysical Journal International*, 76(1): 89 – 111. doi:10.1111/j.1365-246x.1984.tb05025.x
- Conrad, C. P., Behn, M. D., Silver, P. G., 2007. Global Mantle Flow and the Development of Seismic Anisotropy: Differences between the Oceanic and Continental upper Mantle. *J. Geophys. Res.*, 112: B07317. doi: 10.1029/2006JB004608
- Crampin, S., 1977. A Review of the Effects of Anisotropic Layering on the Propagation of Seismic Waves. *Geophysical Journal International*, 49 (1): 9 – 27. doi: 10.1111/j.1365-246x.1977.tb03698.x
- Cui, P., Wang, J. H., Li, B., 2010. Research of Design Method for Ocean Bottom Seismometer Based on the Coupling Theory. *Ship Science and Technology*, 32 (4): 89 – 92 (in Chinese with English abstract).
- Debayle, E., Kennett, B. L. N., 2000. Anisotropy in the Australasian Upper Mantle from Love and Rayleigh Waveform Inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 184 (1): 339 – 351. doi:10.1016/S0012-821X(00)00314-9
- Ding, W. W., Dong, C. Z., Cheng, Z. H., 2013. Sedimentary Characteristics and Hydrocarbon Potential in the Prydz Bay, East Antarctica. *Earth Science*, 38(1): 103 – 112 (in Chinese with English abstract).
- Dong, C. Z., Ding, W. W., Li, J. B., et al., 2013. The Gravity and Magnetic Anomaly and Crustal Structure of Prydz Bay, East Antarctica. *Chinese Journal of Geophysics*, 56 (10): 3346 – 3360 (in Chinese with English abstract). doi:10.6038/cjg20131011
- Fouch, M. J., Rondenay, S., 2006. Seismic Anisotropy beneath Stable Continental Interiors. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158 (2 – 4): 292 – 320. doi: 10.1016/j.pepi.2006.03.024
- Huang, Z. C., 2011. A Seismological Study of Structure and Dynamics in the Earth; Mainland China and Northeast Japan as Examples (Dissertation). Nanjing University, Nanjing (in Chinese with English abstract).
- Keith, C. M., Crampin, S., 1977. Seismic Body Waves in Anisotropic Media: Synthetic Seismograms. *Geophysical Journal International*, 49(1): 225 – 243. doi:10.1111/j.1365-246x.1977.tb03710.x
- Kubo, A., Hiramatsu, Y., Kanao, M., et al., 1995. An Analysis of the SKS Splitting at Syowa Station in Antarctica Geosciences. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 8: 25 – 34.
- Kubo, A., Kanao, M., 1997. Crust-Mantle Decoupling Revealed by Seismic Velocity Anisotropy beneath Syowa Station, Antarctica. *Antarctic Record*, 41(2): 497 – 512 (in Japanese).
- Long, M. D., Becker, T. W., 2010. Mantle Dynamics and Seismic Anisotropy. *Earth & Planetary Science Letters*, 297(3): 341 – 354.
- Müller, C., 2001. Upper Mantle Seismic Anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea Region. *Geophysical Journal International*, 147(1): 105 – 122.
- Raïtt, R. W., Shor, G. G., Francis, T. J. G., et al., 1969. Anisotropy of the Pacific Upper Mantle. *Journal of Geophysical Research*, 74 (12): 3095 – 3109. doi: 10.1029/jb074i012p03095
- Reading, A. M., Heintz, M., 2008. Seismic Anisotropy of East Antarctica from Shear-Wave Splitting: Spatially Varying Contributions from Lithospheric Structural Fabric and Mantle Flow? *Earth & Planetary Science Letters*, 268(3-4): 433 – 443.
- Ruan, A. G., Li, J. B., Chen, Y. S., et al., 2010. The Experiment of Broad Band I-4C Type OBS in the Southwest Indian

- Ridge. *Chinese Journal of Geophysics*, 53(4): 1015 – 1018 (in Chinese with English abstract). doi:10.3969/j.issn.0001–5733.2010.04.026
- Ruan, A. G., Li, J. B., Lee, C. S., et al., 2012. Passive Seismic Experiment and ScS Wave Splitting in the Southwestern Sub-Basin of South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, 57(25): 3381 – 3390. doi:10.1007/s11434.012.5132.0
- Silver, P. G., Chan, W. W., 1991. Shear Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 96 (B10): 16429 – 16454.
- Stagg, H. M. J., 1985. The Structure and Origin of Prydz Bay and the Mac. Robertson Shelf, East Antarctica. *Tectonophysics*, 114: 315 – 340.
- Stagg, H. M. J., Colwel, J. B., Direen, N. G., et al., 2004. Geology of the Continental Margin of Enderby and Mac. Robertson Lands, East Antarctica: Insights from a Regional Data Set. *Marine Geophysical Researches*, 25: 183 – 219.
- Steven, D. B., 2011. Antarctica-before and after Gondwana. *Gondwana Research*, 19: 335 – 371.
- Tian, B. F., Yang, J. S., Liu, S., et al., 2012. Progress of Seismological Research in Antarctica Region. *Acta Seismologica Sinica*, 34(2): 267 – 279 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, L., Zhao, M. H., Wang, J., et al., 2013. Correction of OBS Position and Recent Advances of 3D Seismic Exploration in the Central Sub-Basin of South China Sea. *Earth Science*, 38(1): 33 – 42 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Y., Liu, X. C., Song, B., et al., 1995. Constraints on the Stratigraphic Age of Metasedimentary Rocks of the Larsemann Hills, East Antarctica: Possible Implication for Neo-Pro-Terozoic Tectonics. *Precambrian Research*, 75: 175 – 188.

附中文参考文献

- 陈廷恩, 沈炎彬, 赵越, 等, 2008. 南极洲地质发展与冈瓦纳古陆演化. 北京: 商务印书馆.
- 崔培, 王纪会, 李彪, 2010. 基于耦合理论的海底地震仪设计方法研究. *舰船科学技术*, 32(4): 89 – 92.
- 丁巍伟, 董崇志, 程子华, 2013. 南极洲东部普里兹湾区沉积特征及油气资源潜力. *地球科学*, 38(1): 103 – 112.
- 董崇志, 丁巍伟, 李家彪, 等, 2013. 南极洲东部普里兹湾海域重磁场特征及地壳结构. *地球物理学报*, 56(10): 3346 – 3360.
- 黄周传, 2011. 利用天然地震研究地球内部结构与动力学: 以中国大陆和东北日本为例 (博士学位论文). 南京: 南京大学.
- 阮爱国, 李家彪, 陈永顺, 等, 2010. 国产 I-4C 型 OBS 在西南印度洋中脊的试验. *地球物理学报*, 53(4): 1015 – 1018.
- 田宝峰, 杨建思, 刘莎, 等, 2012. 南极地震学研究进展. *地震学报*, 34(2): 267 – 279.
- 张莉, 赵明辉, 王建, 等, 2013. 南海中央次海盆 OBS 位置校正及三维地震探测新进展. *地球科学*, 38(1): 33 – 42.