

王少坡,孙云强,解孟雨,等,2020. 基于震源机制解的鄂霍次克微板块东部俯冲带地区构造应力场反演. 中国地震, 36(2):181~199.

# 基于震源机制解的鄂霍次克微板块 东部俯冲带地区构造应力场反演

王少坡<sup>1,2)</sup> 孙云强<sup>3)</sup> 解孟雨<sup>4)</sup> 魏东平<sup>1,2)</sup>

1) 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049

2) 中国科学院大学, 地球与行星科学学院, 北京 100049

3) 福建农林大学, 交通与土木工程学院, 福州 350002

4) 中国地震台网中心, 北京 100045

**摘要** 基于国际地震中心(ISC)提供的1970年1月~2016年12月期间的地震震源机制解,对鄂霍次克微板块东部俯冲带地区进行了应力张量反演,得到了日本海沟、千岛海沟和勘察加海沟3个俯冲带区域的构造应力场特征。研究结果显示:①海沟地区浅部区域( $h < 100\text{km}$ )的水平主压应力轴与西北太平洋板块的俯冲方位一致,与海沟走向近似垂直,其洋壳一侧以拉张型应力状态为主,而陆壳一侧则以挤压型应力为主,且在弧后区域均存在拉张的应力状态;80~200km深度范围区域表现出双地震带“I”型构造应力场特征。②日本海沟带由于俯冲角相对较小(相比于千岛海沟和勘察加海沟),水平方向沿NWW向延伸更远,大洋板块与上覆板块之间耦合更加强烈,逆冲型地震发生数量最多。③对于深部区域( $h > 300\text{km}$ ),千岛地区应力场表现出非均匀性特征,可能是由地幔阻力导致的;而勘察加地区应力场表现出拉张型,可能是因俯冲板片的拉伸拖曳作用更强。

**关键词:** 鄂霍次克微板块 俯冲带 震源机制解 构造应力场 反演

[文章编号] 1001-4683(2020)02-0181-19 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

板块边界带附近的应力场主要由两部分构成,即一阶应力场和二阶应力场。其中,一阶应力场是由与板块运动的动力驱动机制直接相关的力产生的,比如洋脊推力、板片拉力、大陆碰撞力等,其水平尺度往往超过1000km,构成某一地区的背景应力场。而二阶应力场主要是由与局部构造直接相关的力产生的,比如局部岩石层的挠曲,局部横向密度差异、横向岩石强度差异等,其水平尺度为100~200km,叠加在大尺度应力场上,反映了局部的地质构造特征(Zoback, 1992; 黄玺英等, 2003, 2004; Wan, 2010)。岩石层中的应力主要来源于板块

[收稿日期] 2020-03-06; [修定日期] 2020-04-15

[项目类别] 国家自然科学基金(41474086, 41874115)资助

[作者简介] 王少坡,男,1991年生,博士研究生,主要从事板块应力场研究。E-mail: wangshaopo14@mails.ucas.ac.cn

魏东平,通讯作者,男,1966年生,教授,主要从事板块动力学及数值模拟研究。E-mail: dongping@ucas.ac.cn

的构造运动,板块运动驱动力的大小决定着岩石层应力的强度,而岩石层的应力状态又决定着构造变形的特征以及板块边界和板块内部的地震活动(谢富仁等,2003)。在俯冲带地区,其构造应力场的特征十分复杂,板块水平运动的大洋板块推力、导致板块重力下沉的大洋板块拉力、海沟附近的断层闭锁和板块俯冲的负浮力等共同制约着俯冲带内的应力场(高祥林等,1994)。俯冲板块内部的应力状态随着区域变化而变化,且同一俯冲板片内的应力状态在沿着俯冲方向及其垂向上均存在变化(张克亮等,2008)。不同俯冲带内应力状态随地理位置、俯冲深度的不同而存在差异,且有些俯冲地区呈现非平行俯冲方向的应力状态(孙振添等,2013)。

地震震源机制是反映地球深部应力状态的主要参数,资料来源最为广泛,因此,基于震源机制解来研究深部构造应力场成为主流方法之一(许忠淮等,1983、1989;郑建常等,2013; Gephart et al, 1984; Matsumoto et al, 2015; Yoshida et al, 2016; Xu et al, 2016; Konstantinou et al, 2017; Wu et al, 2017; )。随着构造应力反演技术的逐步完善,利用地震资料反演俯冲带应力场,成为俯冲带动力学研究的热点问题。Wada 等(2010)通过震源机制解反演得到了卡斯卡迪亚俯冲带的俯冲板片内部的应力场状态。Kumar 等(2016)利用震源机制解研究了秘鲁中部、南部贝尼奥夫带以及纳兹卡板块俯冲板片的应力状态。Christova 研究小组利用 Gephart 等(1984)提出的 FMSIA 方法反演了北海道贝尼奥夫带(Christova et al, 2000)、勘察加半岛贝尼奥夫带(Christova, 2001)、瓦努阿图(Christova et al, 2003)、琉球群岛-九州俯冲带(Christova, 2004)、伊豆-小笠原(Christova, 2005)、千岛群岛贝尼奥夫带(Christova, 2015)等地区的构造应力场特征。Meighan 等(2013)采用阻尼张量反演方法,发现波多黎各海沟存在板片撕裂现象。黄骥超等(2016)基于 Global CMT 目录,利用网格搜索法对汤加-克马德克俯冲带区域进行应力张量反演,得到研究区域内精细的应力场图像,证实了地幔流导致应力场偏转,还发现主俯冲带深部西侧“偏移”板片与主俯冲带是分离的。崔华伟等(2019)利用阻尼应力张量反演方法,得到了帕米尔-兴都库什地区构造应力场图像。杨佳佳等(2018)基于 NIED F-net 矩张量解目录中的震源机制解,采用阻尼应力张量反演方法得到日本海沟俯冲带  $M_w$  9.0 地震震源区应力场图像。李天觉等(2019)基于 Global CMT 提供的地震矩心矩张量解,对西北太平洋俯冲带日本本州至中国东北段的应力场进行反演,得到了从浅表到深部俯冲带应力状态的完整分布图像。

已有的俯冲带应力场研究成果(Christova, 2001、2004、2005、2015; 黄骥超等, 2016; 李天觉等, 2019)丰富了我们对于俯冲过程中俯冲板片的形态及俯冲带内部应力状态的认识。但是,对于鄂霍次克微板块东部边界的日本地区、千岛地区和勘察加地区的俯冲带应力场特征,目前仍缺乏更加细致的对比研究。因此,本文对鄂霍次克微板块东部俯冲带区域内的地震资料进行构造应力场反演,对上述 3 个地区(日本地区、千岛地区和勘察加地区)俯冲带不同深度区域的应力场图像进行细致描绘,并分析其各自应力场分布的异同点。研究结果有助于更加清晰地了解板块边界处的地球动力学过程及其二阶应力场分布特征,并可帮助我们认识板块内部的应力场产生机制和该板块的运动驱动机制。

## 1 区域构造环境概况

西北太平洋俯冲带地震频发,是全球最活跃的俯冲带之一。太平洋板块、菲律宾海板

块、欧亚板块以及北美板块等在此相互作用,以俯冲为主兼有走滑运动,从而影响各个相关板块边缘及板块内部的动力过程、应力场特征和构造运动(臧绍先等,1996)。鄂霍次克微板块自北美板块独立出来,楔形插入欧亚板块和太平洋板块之间,南部与菲律宾海板块相接,东部边界受到太平洋板块的强烈俯冲作用,地震活动频繁发生(Seno et al, 1996; DeMets et al, 2010)(图 1)。在鄂霍次克微板块东部边界,俯冲带的几何形态特征自北向南有所变化,勘察加海沟地区的俯冲角度为  $55^{\circ}$ (Levin et al, 2002)。千岛群岛分布在环太平洋西岸  $45^{\circ}\text{N}$  至  $53^{\circ}\text{N}$  之间,太平洋板块以每年  $80\sim 90\text{mm}$  的速率向千岛群岛下俯冲了  $65\sim 85\text{Ma}$ ,是环太平洋板块俯冲发生较早的地区之一(何建坤等,1998)。由于太平洋板块俯冲,在千岛群岛岛弧西侧发育了拉伸成因的且现已由大洋地壳和过渡性地壳构成的鄂霍次克边缘海(何建坤等,1998)。在鄂霍次克海南部区域,存在因俯冲作用导致弧后扩张形成的千岛海盆,目前依然处于扩张阶段(任建业等,2000)。千岛群岛和达-贝尼奥夫带(Wadati-Benioff)比较规则,呈 NE 走向,俯冲带倾向  $310^{\circ}$ ,俯冲倾角由东北端的  $47^{\circ}$  向西南减缓至  $31^{\circ}$ ,平均俯冲倾角

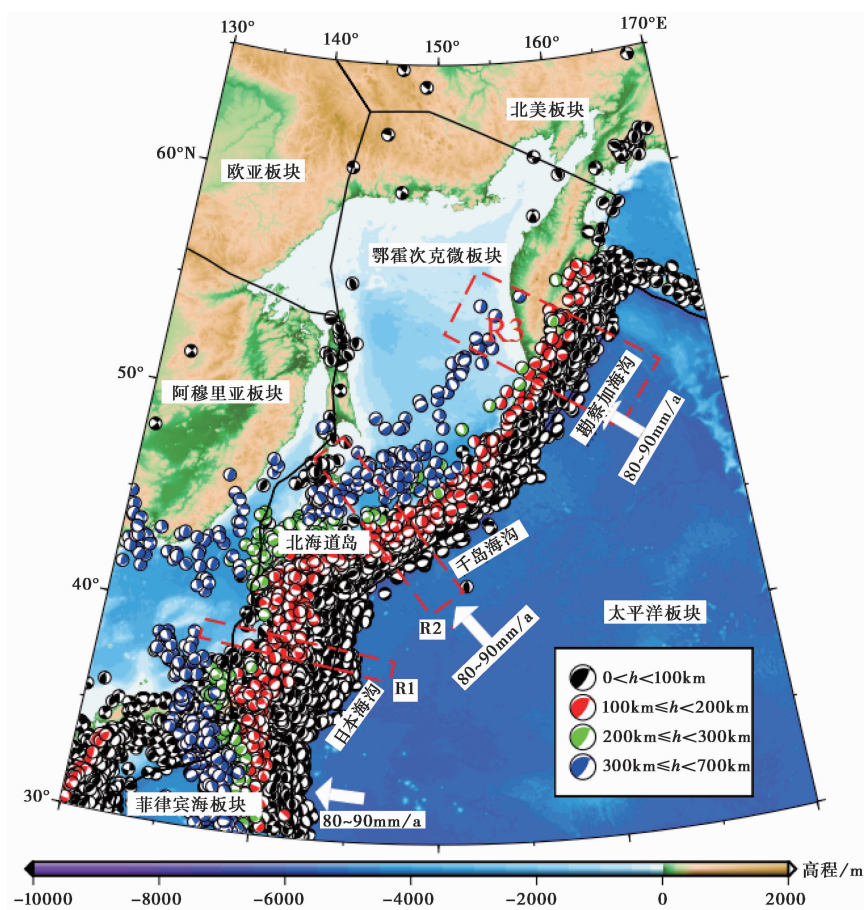


图 1 鄂霍次克微板块及其附近地区震源机制解分布(据 Seno 等(1996))

地形图根据 ETOPO1 高程数据绘制<sup>①</sup>;白色箭头表示太平洋板块俯冲方向;黑色实线为板块边界

<sup>①</sup> <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>

为  $45^\circ$ ; 北海道岛浅源地震呈 NEE 走向, 俯冲带倾向  $322^\circ$ , 俯冲倾角  $36^\circ$ , 北海道岛及其附近地区受日本海俯冲带向西强烈俯冲影响, 浅源地震分布走向变化较大, 由千岛群岛的 NE 向到该区转为近 EW 向(孙文斌等, 2004); 日本海沟地区和达-贝尼奥夫带(Wadati-Benioff)较平直, 走向近 SN, 俯冲带倾向  $283^\circ$ , 平均俯冲倾角  $29^\circ$ (孙文斌等, 2004)。

## 2 方法和数据

### 2.1 方法

根据地震资料的震源机制解获取某一地区的应力场分布, 主要有 2 种方法。一种方法直接对该地区内的所有地震震源机制解进行统计分析, 每个地震震源机制解均给出了其主压应力轴( $P$  轴)、中间应力轴( $B$  轴)和主张应力轴( $T$  轴)的走向、倾伏角等信息, 对  $P$  轴、 $T$  轴方位信息进行归纳分类, 多个地震震源机制解的平均  $P$  轴、 $T$  轴方位与震源区实际应力主轴方位近似(宁杰远等, 1987; 吴忠良等, 1989; 徐纪人等, 2003、2008)。另一种方法是基于多个地震震源机制解来反演该区域的应力张量, 目前成熟的法向应力反演技术主要基于 2 个假设: ①研究区域地壳范围内应力场是均匀的; ②断层的滑动方向与应力张量投影在断层面上的剪切应力方向一致(Wallace, 1951; Bott, 1959)。估计应力场方向和相对大小是非线性求解问题, 既可以直接求解, 也可采用线性化求解(王晓山等, 2015)。前人提出的应力场反演的网格搜索法(Gephart et al, 1984; Wan et al, 2016)和基于采样优化的蒙特卡洛方法(Angelier, 1984; Xu, 2004)均属于非线性求解。目前被广泛应用的最小二乘法是线性反演方法(Michael, 1984; Hardebeck et al, 2006)。Hardebeck 等(2006)开发了 SATSI 软件, 采用阻尼最小二乘反演得到各网格格点的应力张量并进行平滑处理。

本研究所使用的 MSATSI 软件是在 SATSI 软件基础上进一步完善的 MATLAB 应力反演程序包(Martínez-Garzón et al, 2014), 该软件包由 2 个程序组成, 第 1 个程序是 msatsi.m, 第 2 个是 msatsi\_plot.m。程序 msatsi.m 的功能是完成应力反演工作, 根据需求可选择 0D(单个网格的应力反演)、1D(应力场随时间变化)、2D、3D 和 4D(时空分布)5 种计算方式; 程序 msatsi\_plot.m 的功能是将反演结果绘制出图像。应力反演结果的精度依靠自动重采样方法进行评估, 本研究设置的采样次数为 2000 次, 反演应力场参数置信水平的设定范围为 95%。

反演结果最终以应力张量解的特征值及其对应的特征向量表示, 其中特征值  $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$  和  $\sigma_3$  分别为最大主应力(主压应力)、中间主应力及最小主应力(主张应力), 他们之间的关系为  $\sigma_1 \leq \sigma_2 \leq \sigma_3$ (以拉张为正)。使用应力形因子  $R$  来表征主应力量值间的相对大小关系(Gephart et al, 1984)

$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1) \quad (1)$$

当  $R=0.5$  时, 应力张量的本征值呈等差排列, 反演得到的 3 个主应力轴在数值上为等间距的, 主压应力轴和主张应力轴均确定。随着  $R$  不断增大, 中间应力本征值逐渐靠近主张应力本征值。在仅考虑偏应力的情况下, 中间应力轴也表现为张应力的性质,  $R$  值越大, 中间应力轴表现的张应力状态越明显。在  $R=1$  的极端情况下, 中间应力轴和主张应力轴表现的张应力状态一致, 此时主张应力轴和中间应力轴交换并不影响应力状态的描述, 主张应力轴在与主压应力轴垂直的平面内自由旋转, 即呈单轴压缩状态。同理, 随着  $R$  值自 0.5 不断减少, 中间应力本征值逐渐靠近主压应力本征值, 中间应力轴也表现为压应力的性质。 $R$  值



越小,中间应力轴表现的压应力状态越明显。在  $R=0$  的极端情况下,中间应力轴和主压应力轴表现的压应力状态一致,此时压应力轴和中间应力轴交换并不影响应力状态的描述,主压应力轴在与主张应力轴垂直的平面内自由旋转,即呈双轴压缩状态 (Gephart et al, 1984; 万永革等, 2011; 万永革, 2015; 黄骥超等, 2016)。

2.2 数据

从国际地震中心 (International Seismological Centre, ISC) 获取鄂霍次克微板块及其附近区域 1970 年 1 月~2016 年 12 月期间的震源机制解数据。图 1 展示了 14234 个  $M_w \geq 4$  地震的震源机制数据,其震源深度  $h$  在 100km 以内的有 12858 个,在 100~200km 的有 626 个,在 200~300km 的有 174 个,震源深度大于 300km 的有 576 个。本研究参照世界应力图的划分标准 (Zoback, 1992),根据震源机制解  $P$  轴、 $B$  轴、 $T$  轴倾伏角的大小,将震源机制解类型划分为 6 种:正断型 (NF)、正断兼走滑型 (NS)、走滑型 (SS)、逆冲兼走滑型 (TS)、逆冲型 (TF) 和不确定型 (U),具体分类标准见表 1。对上述地震类型进行统计,逆冲型地震占比例最大。

表 1 震源机制解类型划分 (据 Zoback (1992))

类型	$P$ 轴倾角	$B$ 轴倾角	$T$ 轴倾角
NF	$\geq 52^\circ$		$\leq 35^\circ$
NS	$40^\circ \leq \text{倾角} \leq 52^\circ$		$\leq 20^\circ$
SS	$< 40^\circ$	$\geq 45^\circ$	$\leq 20^\circ$
SS	$\leq 20^\circ$	$\geq 45^\circ$	$< 40^\circ$
TS	$\leq 20^\circ$		$40^\circ \leq \text{倾角} < 52^\circ$
TF	$\leq 35^\circ$		$\geq 52^\circ$
U	上述类型之外的震源机制解		

由图1可以看出,大部分地震分布在俯冲带区域,沿着海沟走向展布。为了便于研究,在日本地区、千岛地区和勘察加地区分别选取一个有代表的区域,即 R1、R2 和 R3 (图 1),选取的矩形区域均与各自地区的海沟走向垂直,与俯冲方向近乎一致 (Hayes et al, 2012)。R1 区域宽度为 100km,长度为 1000km;R2 区域宽度为 200km,长度为 1000km;R3 区域宽度为 390km,长度为 1000km。为了更加清晰直观地观察各个小区域的地震分布特征,将 3 个区域内的地震数据投影到对应的矩形剖面上,如图 2、图 3、图 4 所示,图中各个剖面与海沟交汇点为 0km 处,剖面走向分别为  $99^\circ$ 、 $142^\circ$  和  $124^\circ$ 。

根据 Zoback (1992) 震源机制类型划分标准,将各个区域内地震进行分类统计。在图 2、图 3 和图 4 中,根据俯冲板片的轮廓将区域内地震目录事件按照其位置、深度、震源机制类型密集度等标准划分成不同的小区域,其中对浅部俯冲系统的不同部位着重做了区分,比如海沟洋壳一侧的大洋板片上部、弧前大洋板片平缓俯冲段、地幔楔、岛弧区、弧后地区以及陡倾俯冲段等 (李天觉等, 2019),再使用区域阻尼应力反演方法对各个小分区内的应力场进行反演解算。

3 构造应力场反演结果与分析

因为研究区域构造十分复杂,根据不同研究区域的特点,使用不同的划分方法分区,使用 0D 反演模式得到每个小区域的构造应力场,计算时每个小区域的阻尼因子默认为 1.0。

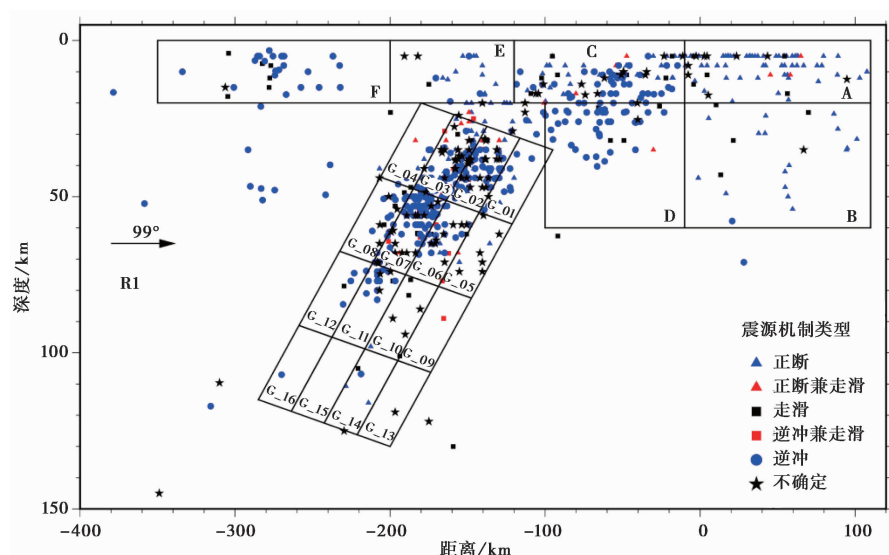


图 2 R1 区域剖面震源机制解类型分布

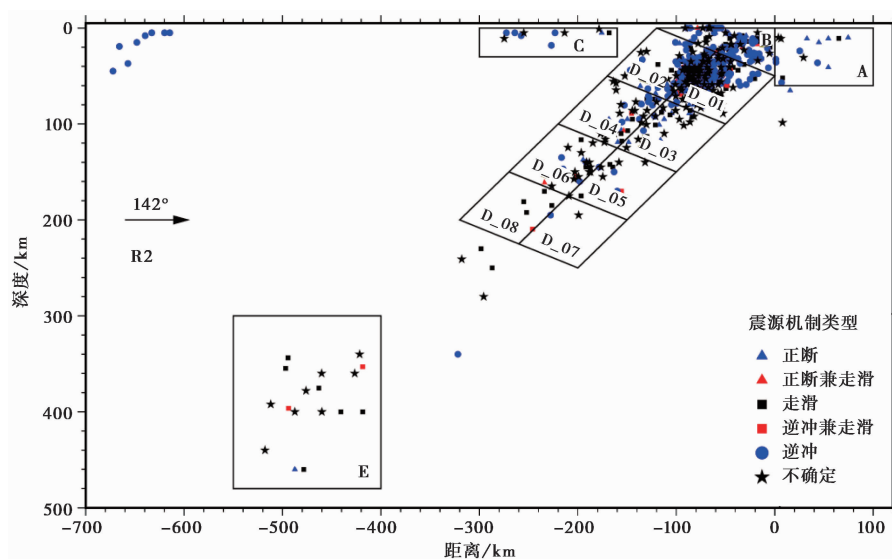


图 3 R2 区域剖面震源机制解类型分布

反演结果的主要参数包括主压应力轴( $\sigma_1$ )、中间应力轴( $\sigma_2$ )、主张应力轴( $\sigma_3$ )的方位角(azimuth)和倾伏角(plunge)以及应力形因子  $R$  值。

将 R1 区域细分成 A、B、C、D、E、F、G 等 7 个小区域,其中 G 区域又按照俯冲形状再分成 16 个小区域。对每一个小区域分别进行构造应力 0D 反演,应力反演结果如图 5 所示。A 区域反演得到的主压应力轴( $\sigma_1$ )方位角为  $163^\circ$ ,倾伏角为  $79^\circ$ ,主张应力轴( $\sigma_3$ )方位角为  $281^\circ$ ,倾伏角为  $5^\circ$ ,应力形因子  $R$  为 0.3,应力类型为 NF(表 2,图 5)。结果显示 A 区域主张应力轴与太平洋板块俯冲方向基本平行,与日本海沟走向近似垂直,而主压应力轴走向与海沟走向近似平行。分析认为,太平洋板块弯曲,弯曲外侧表现为正断型,局部张力超过板块

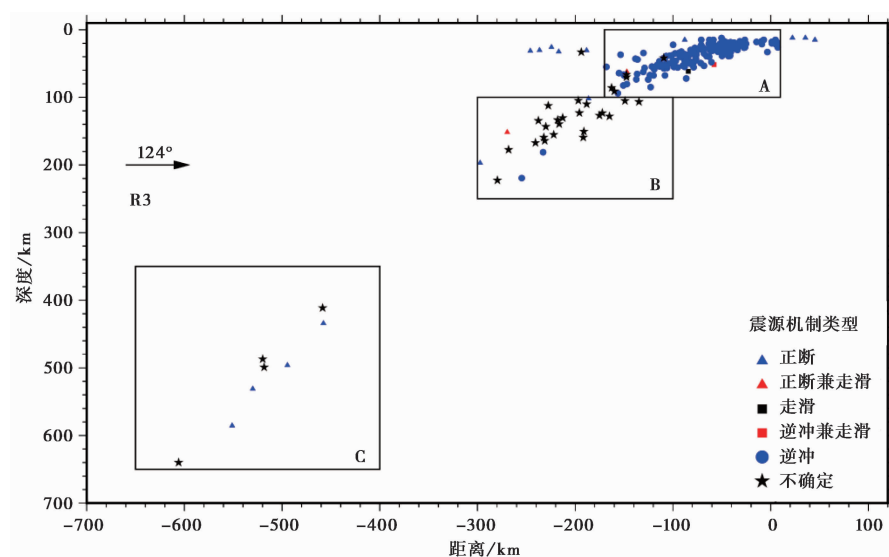


图 4 R3 区域剖面震源机制解类型分布

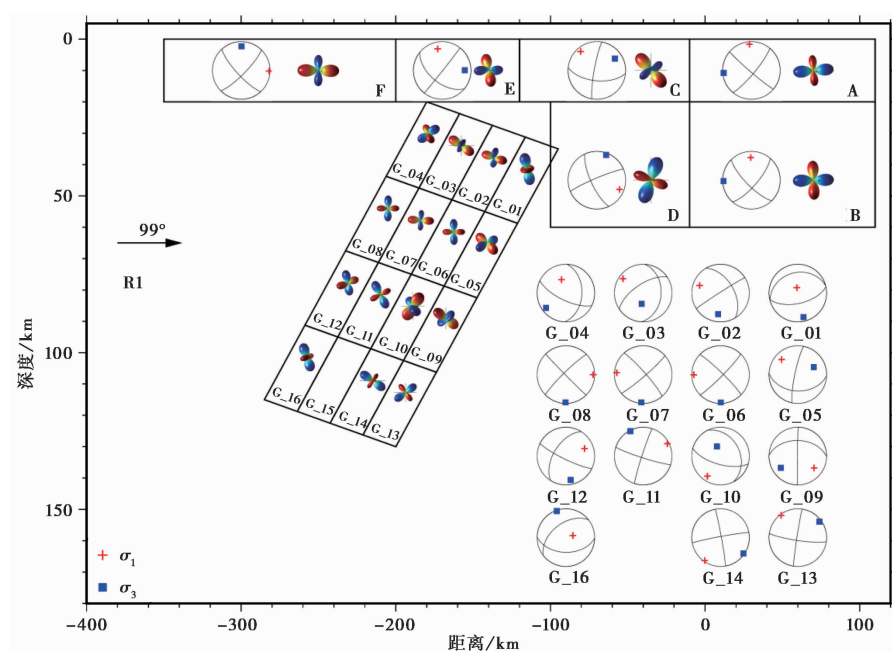


图 5 区域 R1 应力反演结果

$\sigma_1$  轴和  $\sigma_3$  轴最优解为沿剖面走向 ( $99^\circ$ ) 里半球投影; 主应力空间投影为沿剖面走向 ( $99^\circ$ ) 视图; 红色代表主压应力轴; 蓝色代表主张应力轴

强度, 在俯冲板块弯曲的海沟地区发生张性破裂, 多产生正断层型地震。图 5 中 B 区域应力特征与 A 区域类似, 且 A、B 两区域应力形因子  $R$  值均小于 0.5, 俯冲板片的拖曳作用导致正断型应力。

Zhao (2012) 的地震层析成像结果显示, 图 5 中的 C、D 区域俯冲板片的俯冲角度约为

表 2 区域 R1 反演得到的应力场参数

区域	震源 机制解 数目	$\sigma_1$ 轴/(°)		$\sigma_2$ 轴/(°)		$\sigma_3$ 轴/(°)		R 值	应力 类型
		方位角	倾伏角	方位角	倾伏角	方位角	倾伏角		
A	101	163(40~163)	79(71~87)	12(-6~24)	9(-45~12)	281(281~294)	5(3~14)	0.30(0.2~0.6)	NF
B	22	183(-357~2)	67(21~90)	8(-7~46)	23(-45~68)	278(-96~-46)	2(-20~22)	0.45(0.1~0.7)	NF
C	95	119(101~133)	47(35~58)	354(-52~32)	28(-5~47)	247(-149~-57)	29(7~48)	0.82(0.4~0.9)	U
D	43	80(-8~174)	21(-14~42)	349(-100~79)	1(-36~24)	256(-104~-30)	69(52~86)	0.31(0.1~0.6)	TF
E	33	163(-11~332)	63(6~89)	345(-110~69)	27(-39~82)	254(-195~-16)	1(-33~33)	0.56(0.3~0.9)	NF
F	37	96(83~149)	1(-27~15)	5(-7~181)	17(-47~78)	190(-350~10)	73(-12~90)	0.65(-0.4~0.9)	TF
G_01	14	184(-264~-81)	15(-22~41)	278(-178~7)	13(-21~36)	47(10~101)	70(54~85)	0.10(0.1~0.5)	TF
G_02	97	122(101~137)	18(2~35)	219(-191~3)	21(-53~75)	355(-143~37)	62(-23~82)	0.71(0.3~0.9)	TF
G_03	127	115(108~121)	34(23~44)	241(-180~2)	41(-30~67)	2(-122~62)	30(-42~64)	0.93(0.7~1.0)	U
G_04	9	172(55~239)	38(-30~69)	53(-9~166)	32(-38~69)	296(-98~34)	35(9~62)	0.46(0.1~0.7)	U
G_05	11	129(-50~309)	38(-47~89)	346(-192~146)	45(-42~84)	235(-214~16)	20(-51~63)	0.52(0.1~0.9)	SS
G_06	36	285(-162~12)	0(-42~20)	195(-253~-78)	0(-27~45)	61(-119~241)	89(58~90)	0.40(0.1~0.7)	TF
G_07	154	106(100~114)	4(-1~19)	196(-170~-155)	0(0~20)	287(-86~35)	86(70~89)	0.70(0.5~0.8)	TF
G_08	25	91(14~170)	0(-40~22)	181(-256~-96)	4(-52~86)	356(-183~176)	86(4~90)	0.36(0.1~0.9)	TF
G_09	2	61(57~72)	30(28~38)	186(-186~-154)	45(26~48)	311(-63~-39)	30(21~45)	0.78(0.3~0.9)	U
G_10	7	308(-91~52)	53(13~75)	73(22~159)	24(-30~65)	176(122~237)	27(-18~43)	0.51(0.1~0.9)	NF
G_11	20	270(-181~0)	27(-5~38)	2(-90~89)	4(-35~35)	99(57~128)	63(51~77)	0.25(0.1~0.6)	TF
G_12	5	244(-134~-47)	19(-11~32)	152(129~222)	8(-11~46)	40(-12~139)	70(43~88)	0.45(0.2~0.8)	TF
G_13	1	103(66~103)	53(34~53)	3(-14~3)	8(-24~8)	268(-92~-68)	36(36~53)	0.30(0~0.4)	U
G_14	4	284(-214~-25)	55(-22~82)	189(-251~-127)	4(-63~67)	96(21~105)	35(-1~42)	0.11(0~0.6)	NF
G_15	0								
G_16	1	207(-184~-153)	6(4~6)	299(-93~-61)	18(18~19)	100(74~100)	71(71~72)	0.31(0.1~0.4)	TF

注:方位角原有的负值参数已经加 360°取为正值,括号中的数值为各个参数 95%置信度的不确定范围,下同(表 3、表 4)。



10°~25°;俯冲板片与上覆板块耦合比较强烈,地震频发。发生在 C、D 区域内的地震多为逆冲型(TF)地震(图 2)。我们的反演结果显示 2 个区域的主压应力轴方位角近 EW 向,与俯冲方向的方位角近似,但是倾伏角有所差别,上部的 C 区域倾伏角为 47°,而下部的 D 区域倾伏角为 21°;2 个区域主张应力轴( $\sigma_3$ )的方位角近乎相等,分别为 247°和 256°,倾伏角有所不同,下部的 D 区域倾伏角更大,为 69°;上部的 C 区域内应力形因子  $R$  值为 0.82(表 2),大于 D 区域;根据应力类型划分标准,C 区域为不确定型(U),但是根据其 3 个主应力轴的倾伏角来看,接近于逆冲型,D 区域为逆冲型(TF);上部的 C 区域所受的构造应力相对于 D 区域更加复杂。

E 区域反演得出主压应力轴( $\sigma_1$ )的方位角为 153°,倾伏角为 63°;主张应力轴( $\sigma_3$ )的方位角为 254°,倾伏角近水平向(1°);应力类型为正断层型(NF),应力形因子  $R$  值为 0.56;该区域主压应力轴的方位角与俯冲方向不相符,该区域所受构造应力不均匀性较强,可能是因为弧后地区受张性应力环境的影响。F 区域反演得到主压应力轴( $\sigma_1$ )的方位角为 96°,倾伏角为 1°;主张应力轴( $\sigma_3$ )的方位角为 190°,倾伏角为 73°,近垂直向;应力类型为逆冲型(TF),应力形因子  $R$  值为 0.65;该区域主压应力轴的方位角与太平洋板块俯冲方向一致。

综上所述,在 R1 区域的浅部地区(深度 20km 以内),自海沟洋壳一侧(A 区域)逐渐向陆壳一侧延伸的过程中,反演结果显示的构造应力类型是逐渐变化的,即正断型(NF)—逆冲型(TF)—正断型(NF)—逆冲型(TF)(图 5)。

俯冲板片逐渐下插入岩石层和上地幔中,对上覆板块进行推挤,从而多形成逆冲型地震(图 2 中 G 区域)。但是在更具体的不同位置,其地震类型及数量分布有所区别。为了进一步分析不同位置的构造应力特征,对 G 区域进行细化分区,根据其几何形态划分成等大小的 16 个小区域,并分别对每个小区域的构造应力场进行反演。研究结果显示 G\_01、G\_02、G\_03 和 G\_04 小区域深度较浅,所受的构造应力更加复杂,中间区域主压应力轴的方位角与俯冲带俯冲板片的俯冲方位一致,近 NWW—SEE 向,应力形因子均大于 0.7,近似单轴压缩;而两侧区域则有所不同,应力形因子均小于 0.5,尤其是右侧(东侧)的 G\_01 区域,其  $R=0.1$ ,近似于双轴压缩。G\_06、G\_07 和 G\_08 区域主压应力轴的方位角与俯冲板片的俯冲方位一致,倾伏角近乎水平,主张应力轴的倾伏角近乎垂直,应力类型均为逆冲型(TF)。G\_05 区域主应力轴方位角与前述 3 个小区域类似,但应力类型为走滑型(SS)。在 G\_09~G\_16 震源深度较大的区域内,开始表现出应力类型上下分层的特征:下层的 G\_09、G\_13 为不确定型(U),G\_10、G\_14 为正断层型(NF),上层的 G\_11、G\_12、G\_16 为逆冲型(TF);上层小区域主压应力轴的方位与俯冲方位近似,而下层小区域主张应力轴的范围与俯冲方位近似。我们的反演结果证实了该地区的俯冲深度范围内存在双地震带。

图 6 为千岛地区的 R2 区域反演结果,同样为了方便统计,将 R2 细分成 A、B、C、D、E 等 5 个小区域,其中 D 区域再细分成 8 个更小的区域。反演结果显示 A 区域的主压应力轴( $\sigma_1$ )方位角为 161°,倾伏角为 58°;主张应力轴( $\sigma_3$ )方位角为 20°,倾伏角为 26°;应力形因子  $R$  值为 0.80,应力类型为 NF。该区域位于海沟洋壳一侧,处于太平洋板块弯曲拉张应力状态。B、D\_01、D\_02 小区域内主压应力轴的走向与俯冲板片的俯冲方位近乎平行,根据其各个主应力轴的倾伏角大小,B 区域和 D\_01 区域的应力类型虽然为 U 型,但是比较接近逆冲型(TF),应力形因子大于 0.5。C 区域为弧后地区,该区域的反演结果显示其应力类型为

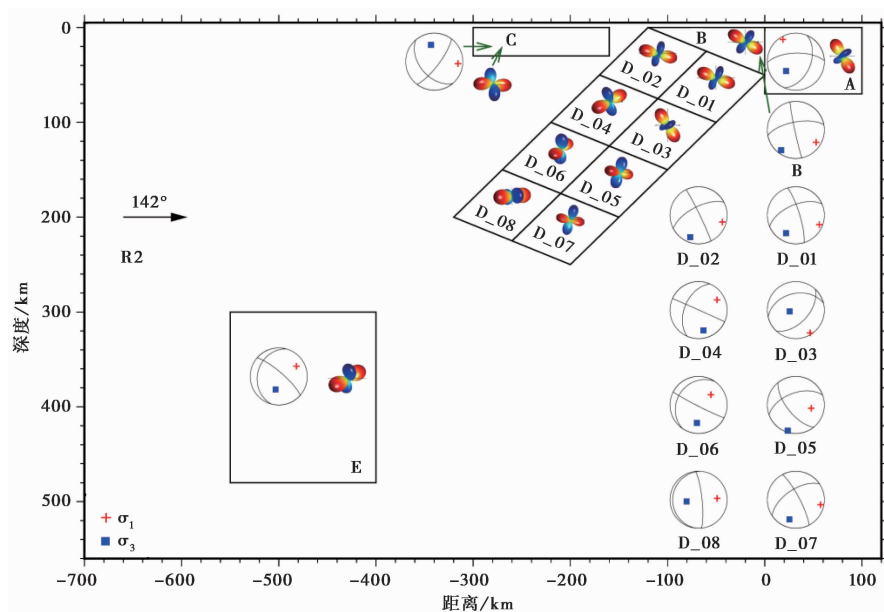


图 6 区域 R2 应力反演结果

$\sigma_1$  轴和  $\sigma_3$  轴最优解为沿剖面走向 (142°) 里半球投影; 主应力空间投影为沿剖面走向 (142°) 视图; 红色代表主压应力轴; 蓝色代表主张应力轴

逆冲兼走滑型 (TS), 主压应力轴方位角与俯冲方向近乎一致。反演结果显示 D\_03 区域的主压应力轴方位角为 128°, 倾伏角为 57°; 主张应力轴方位角为 32°, 倾伏角为 4°; 应力类型为正断层型 (NF)。D\_04 区域主压应力轴方位角为 290°, 倾伏角为 26°; 主张应力轴方位角为 74°, 倾伏角为 59°; 应力类型为逆冲型 (TF)。D\_05 区域主压应力轴的方位角为 95°, 倾伏角为 8°; 主张应力轴的方位角为 339°, 倾伏角为 72°; 应力类型为逆冲型 (TF)。D\_06 区域主压应力轴的方位角为 269°, 倾伏角为 28°; 主张应力轴的方位角为 43°, 倾伏角为 53°; 应力类型为逆冲型 (TF)。区域 D\_05 和 D\_06 的主压应力轴方位角与板块俯冲方向近似一致。在深部的 D\_08 区域及 E 区域, 根据其主压应力轴和主张应力轴的倾伏角可知, 应力类型均接近于走滑型 (SS), 主压应力轴的方向与俯冲方位近似 (表 3)。

在勘察加地区的 R3 区域, 震源机制数量较少, 俯冲带浅部区域震源机制类型也比较单一 (图 4)。将该地区分成 3 个小区域, 反演结果显示 A 区域的主压应力轴的方位角为 124°, 与俯冲方位近乎平行, 倾伏角为 7°; 主张应力轴的方位角为 296°, 倾伏角为 83°; 应力形因子接近 0.5, 应力类型为逆冲型 (TF) (图 7)。B 区域的主压应力轴的方位角为 301°, 与俯冲方位近乎平行, 倾伏角为 28°; 主张应力轴的方位角为 95°, 倾伏角为 59°; 应力形因子接近 0.5, 应力类型为逆冲型 (TF)。C 区域的主压应力轴的方位角为 287°, 与俯冲方位近乎平行, 倾伏角为 59°; 主张应力轴的方位角为 191°, 倾伏角为 3°; 应力形因子接近 0.92, 应力类型为正断层型 (NF) (表 4)。从该区反演结果 (图 7) 可以看到, 区域自上而下主压应力轴的方位角变化不大, 但是倾伏角逐渐增大; 在地壳及岩石层区域, 俯冲板片对上覆板块进行逆冲推挤, 多形成挤压型地震; 在 350~650km 深度范围的地幔中, 俯冲板片呈拉张应力状态。

表 3 区域 R2 反演得到的应力场参数

区域	震源 机制解 数目	$\sigma_1$ 轴/(°)		$\sigma_2$ 轴/(°)		$\sigma_3$ 轴/(°)		R 值	应力 类型
		方位角	倾伏角	方位角	倾伏角	方位角	倾伏角		
A	9	161(-16~336)	58(-8~89)	281(-211~30)	17(-69~82)	20(-74~115)	26(-48~71)	0.80(0.2~0.9)	NF
B	94	119(106~130)	29(17~40)	222(-152~-103)	22(7~56)	343(-40~18)	52(23~70)	0.83(0.5~0.9)	U
C	11	122(30~197)	4(-42~44)	28(-152~208)	41(-48~89)	217(-323~37)	49(-41~90)	0.47(0.2~0.9)	TS
D_01	216	127(119~131)	21(13~28)	231(-141~-124)	32(19~42)	9(-9~18)	50(40~62)	0.75(0.5~0.8)	U
D_02	158	125(115~131)	15(6~23)	222(-151~-122)	23(3~52)	5(-39~25)	62(34~81)	0.77(0.5~0.9)	TF
D_03	32	128(107~182)	57(29~80)	300(-149~41)	32(-15~59)	32(-60~120)	4(-45~-44)	0.77(0.3~1.0)	NF
D_04	44	290(-85~-51)	26(11~40)	192(-284~-104)	16(-63~73)	74(6~191)	59(-15~79)	0.74(0.5~0.9)	TF
D_05	12	95(39~180)	8(-23~39)	188(-338~-22)	16(-67~88)	339(-179~135)	72(-12~88)	0.63(0.2~0.9)	TF
D_06	23	269(-137~-52)	28(-2~50)	167(73~226)	23(-51~70)	43(3~182)	53(-14~80)	0.54(0.2~0.9)	TF
D_07	2	127(127~204)	11(5~29)	224(-136~-56)	31(17~35)	20(20~62)	57(53~57)	0.35(0.1~0.4)	TF
D_08	5	285(-85~-66)	4(0~20)	156(17~196)	84(7~88)	15(-23~38)	5(-80~82)	0.71(0.4~0.9)	SS
E	17	287(-90~-57)	26(7~40)	172(91~211)	42(-23~73)	39(13~176)	37(-7~65)	0.59(0.4~0.9)	U

表 4 区域 R3 反演得到的应力场参数

区域	震源 机制解 数目	$\sigma_1$ 轴/(°)		$\sigma_2$ 轴/(°)		$\sigma_3$ 轴/(°)		R 值	应力 类型
		方位角	倾伏角	方位角	倾伏角	方位角	倾伏角		
A	179	124(23~132)	7(-1~16)	34(33~53)	1(-37~4)	296(-192~52)	83(74~90)	0.47(0.3~0.8)	TF
B	25	301(-79~-13)	28(7~48)	204(-266~-87)	11(-63~73)	95(25~214)	59(-12~80)	0.54(0.3~0.9)	TF
C	8	287(-85~-67)	59(53~63)	99(10~191)	30(-5~37)	191(-261~-81)	3(-36~36)	0.92(0.8~1.0)	NF

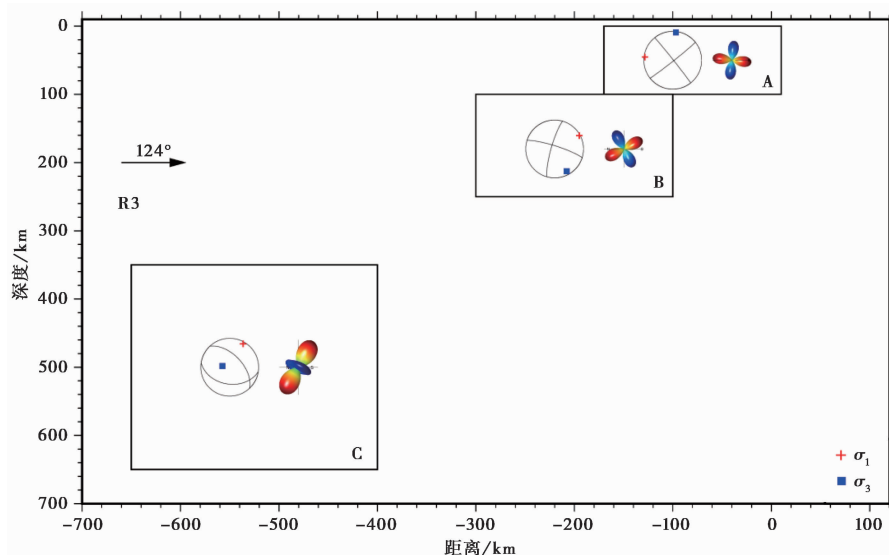


图 7 区域 R3 应力反演结果

$\sigma_1$  轴和  $\sigma_3$  轴最优解为沿剖面走向 ( $124^\circ$ ) 里半球投影; 主应力空间投影为沿剖面走向 ( $124^\circ$ ) 视图; 红色代表主压应力轴; 蓝色代表主张应力轴

世界应力图计划2008 (WSMP2008) 共有 21750 个应力数据<sup>②</sup>, 其中在鄂霍次克微板块及其附近地区有 1502 个有效数据, 而给出主应力轴方位角和倾伏角的数据有 1456 个。在该区域内, WSMP2008 的应力数据绝大部分是由震源机制解给出, 并且深度均小于 50km。将区域 R1、R2 和 R3 范围内的应力数据的主应力方位分别绘制成图 (图 8(a)、8(b)、8(c)), 并和对应区域的反演结果主应力轴方位角进行对比。在 R1 区域内 (图 8(a)), A、C、G\_02 和 F 区域的反演结果 (应力类型和主应力轴方位) 与 WSMP2008 数据基本一致, 这里选择 G\_02 区域而不使用 E 区域, 是因为 WSMP2008 在该经纬度范围内的数据深度为 30~50km, 与 G\_02 及 G\_03 区域的范围深度更为符合。在 R2 区域内 (8(b)), B 和 C 区域的反演结果 (应力类型和主应力轴方位) 与 WSMP2008 数据较为吻合, 而 A 区域的反演结果其应力类型与 WSMP2008 一致, 均为 NF 型, 但主张应力轴方位有所不同, 可能是区域内地震类型比较复杂且数量较少 (图 3), 导致反演结果有稍微偏差。在 R3 区域内 (图 8(c)), A 区域的反演结果 (应力类型和主应力轴方位) 与 WSMP2008 数据比较吻合, 其主压应力轴方位角和板块俯冲方向一致。

## 4 讨论

根据 3 个俯冲带区域的剖面分区反演结果, 可以归纳出俯冲带区域从浅到深不同的应力场分布特征。

在日本海沟俯冲带地区, 浅部区域自海沟附近洋壳一侧逐渐向陆壳一侧延伸的过程中, 所受到的构造应力类型是逐渐变化的, 即正断型 (NF) — 逆冲型 (TF) — 正断型 (NF) — 逆冲

<sup>②</sup> <http://www.world-stress-map.org>

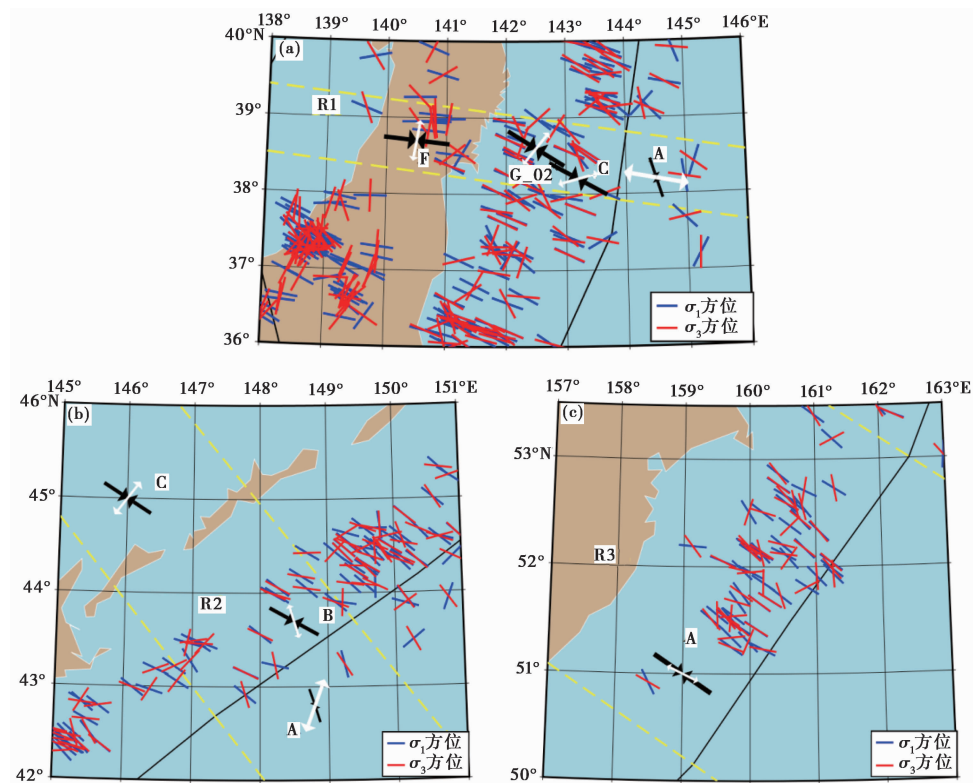


图 8 世界应力图数据及部分反演结果的主应力方位分布

(a) 日本地区; (b) 千岛地区; (c) 勘察加地区; 其中, 世界应力图数据来源于 WSMP2008 (Heidbach et al, 2010); 蓝色横线表示主压应力轴方位; 红色横线表示主张应力轴方位; 箭头表示反演结果; 黑色箭头表示主压应力轴方位; 白色箭头表示主张应力轴方位

型(TF)。太平洋板块在海沟附近处, 顶层区域(A 区域) 板块张裂, 板块中下层(B 区域) 受俯冲板片下行的拖曳作用(slab pull)而发生弯曲, 总体上呈水平拉张的应力环境。自海沟起大洋板块进入低角度的俯冲, 对弧前缘(C、D 区域) 的上覆板块呈强烈挤压作用, 而且此处大洋板块与上覆板块耦合较强烈(Uyeda, 1992; Christophersen et al, 2015; 李天觉等, 2019)。在岛弧部位(E 区域), 除了承受来自海沟方向的板块挤压作用以外, 随着俯冲板片下潜到深部的含水矿物到达一定深度后失稳脱水, 加入到次级对流中, 进而导致底辟流上升形成拉张应力环境(Uyeda, 1992; Stern, 2002; 李天觉等, 2019)。而距离海沟更远的 F 区域受大洋板块推挤作用的大环境影响, 主要呈现出挤压应力环境。

在大洋板片开始俯冲下行的区域(G 区域), 较浅部的 G\_01~G\_08 主要以逆冲挤压应力环境为主, 而在更深的区域(G\_09~G\_16), 表现出上下分层的情况, 即上层沿着俯冲方向压缩、下层沿着俯冲方向拉张的应力状态, 这种情况属于双地震带“I”型, 在日本本州东北、日本关东、千岛-勘察加岛弧等地区均存在(张克亮等, 2011)。在海沟处俯冲并弯曲的海洋板块, 俯冲到一定深度时会伸直, 使其上、下部分分别产生 DDC(down-dip compression)、DDT(down-dip tension)的应力分布状态, 并到大约 200km 深度时完全汇合(Hasegawa et al, 1978、1994; Yamasaki et al, 2003)。





在区域构造应力反演过程中,每个震源机制解权重是一样的,为了防止小震数据过多而掩盖真实信息,将每个区域内 7 级及以上地震的震源机制解各项参数单独列出进行讨论(表 5、表 6、表 7),表中以发震时间作为每个震源机制的编号。在区域 R1 内有 9 个 7 级及以上地震的震源机制解,均位于浅部区域。其中,震源机制 20051114 位于 A 区域,震源机制类型为 NF, $T$  轴走向与俯冲方位近似一致。震源机制 20121207 位于 B 区域,类型为 TF, $P$  轴走向与俯冲方位近似一致;震源机制 20110710 位于 C 区域,类型为 U, $T$  轴走向为  $284^{\circ}$ ,与俯冲方位近似一致;在海沟附近地区,海沟展布不是严格的直线以及震中定位可能有偏差,20110710、20121207 这 2 个地震投影到剖面时位于  $x=0$  附近,因此,2 个震源机制的类型与区域应力反演结果不一致也属于正常情况。震源机制 19810118 和 20050816 均位于 G\_03 小区域,TF 类型, $P$  轴走向与俯冲方位近似一致,与区域反演结果一致。震源机制 20030526 和 20110407 位于 G\_08 小区域,TF 类型, $P$  轴走向与俯冲方位近似一致,与区域反演结果也一致。震源机制 20110309 和 20110311 位于 C 区域,TF 类型, $P$  轴走向与俯冲方位近似一致; $x=-102$  及  $x=-116$ (图 2、图 5),处于俯冲板块与上覆板块耦合强烈的地区(C 区域)。

表 5 区域 R1 内 7 级及以上地震震源机制解各项参数

编号	经度 /( $^{\circ}$ E)	纬度 /( $^{\circ}$ N)	深度 /km	震级	$P/(^{\circ})$		$B/(^{\circ})$		$T/(^{\circ})$		震源机制 类型	$x$ /km
					走向	倾伏角	走向	倾伏角	走向	倾伏角		
19810118	142.75	38.64	30	7.0	137	28	34	22	272	52	TF	-106
20030526	141.57	38.94	61	7.0	277	27	11	7	114	62	TF	-211
20050816	142.04	38.28	36	7.1	114	24	207	6	309	65	TF	-161
20051114	144.89	38.11	11	7.0	58	69	185	14	279	16	NF	89
20110309	142.78	38.56	14	7.3	108	33	200	3	295	57	TF	-102
20110311	142.60	38.49	10	9.0	115	32	208	5	306	58	TF	-116
20110407	141.66	38.46	51	7.1	294	3	25	6	175	83	TF	-197
20110710	143.45	38.00	10	7.0	23	21	152	58	284	23	U	-34
20121207	144.09	38.01	58	7.2	276	4	183	35	12	54	TF	21

注: $x$  表示剖面内横坐标,下同(表 6、表 7)。

表 6 区域 R2 内 7 级及以上地震震源机制解各项参数

编号	经度 /( $^{\circ}$ E)	纬度 /( $^{\circ}$ N)	深度 /km	震级	$P/(^{\circ})$		$B/(^{\circ})$		$T/(^{\circ})$		震源机制 类型	$x$ /km
					走向	倾伏角	走向	倾伏角	走向	倾伏角		
19780323	149.23	43.81	42	7.0	130	25	39	3	303	65	TF	-6
19781206	145.82	44.74	181	7.8	282	28	140	56	21	18	SS	-255
19840324	148.62	44.17	31	7.1	124	29	31	5	293	61	TF	-68
19941004	147.63	43.60	68	8.3	112	20	218	36	360	47	TS	-66
19941109	147.96	43.87	33	7.2	125	27	33	5	293	63	TF	-73

千岛地区的地震资料分布和反演结果显示,该地区俯冲板片倾角变化不大,海沟洋壳一侧受板块弯曲作用呈拉张状态,海沟陆壳一侧受大洋板块的挤压作用,主压应力轴的方位呈 NWW 向,且接近于水平。而在俯冲带上应力场随深度不同发生变化,较为浅部的区域

表 7 区域 R3 内 7 级及以上地震震源机制解各项参数

编号	经度 /(°E)	纬度 /(°N)	深度 /km	震级	P/(°)		B/(°)		T/(°)		震源机制 类型	x/km
					走向	倾伏角	走向	倾伏角	走向	倾伏角		
19930608	158.75	51.36	46	7.5	125	16	216	5	324	73	TF	-100
19931113	159.27	52.00	54	7.0	121	14	212	3	315	76	TF	-110
20081124	154.31	54.18	487	7.3	288	50	35	14	135	36	U	-520
20130524	153.22	54.63	640	8.4	289	54	195	3	102	36	U	-606
20160130	158.52	53.89	152	7.2	307	49	91	35	195	18	NS	-270

(D\_01、D\_02)主要以挤压应力类型为主,主压应力走向与俯冲方向一致;D\_03 和 D\_04 区域呈现双地震带“1”型特征,在 D\_03 区域为拉张应力环境,D\_04 区域为挤压应力环境;而在 D\_05和 D\_06 区域,双地震带汇合(到 200km 深度左右),均呈挤压应力环境。在300~450km 深处的 E 区域,主压应力轴接近俯冲带走向,但是整个区域地震资料较分散,U 型和 SS 型震源机制解数量占比较大,应力场不均匀性较强。本文反演的结果与吴忠良等(1989)利用地震资料统计 P、T 轴的走向和倾伏角等信息得出的结果类似,并与 Christova (2015)采用 FMSIA 方法描绘千岛地区不同深度区域的构造应力场图像结果相似。千岛俯冲带地区浅部区域主要的地球动力学驱动力是板片拉力(slab pull)和洋脊推力,在中部深度区域伸直的板片处观察到双层地震应力图像,而在深部区域出现的应力场不均匀性主要是由于地幔阻力所导致(Christova,2015)。在 R2 区域内,7 级及以上地震的震源机制解共有 5 个(表 6)。其中震源机制 19780323、19840324 和 19941109 位于 B 区域,且均为 TF 类型,与区域应力反演结果一致,P 轴走向与俯冲方位近似一致。震源机制 19941004 位于 D\_01 小区域,为 TS 类型,P 轴走向与俯冲方位近似一致。震源机制 19781206 位于 D\_08 小区域,属于中源地震,与区域应力场反演结果一致。

在勘察加地区,本研究所采用的 ISC 震源机制解数据量较少,故在分区时只按照深度划分了 3 个小区域。由图 1 和图 4 可见,在海沟洋壳一侧也存在少量正断型地震,而在陆壳一侧以逆冲型地震为主,浅部区域的应力类型分布状态与千岛海沟地区类似,在图 4 中,距离海沟 200~300km 的浅部地区存在有少量正断型地震,可能与弧后扩张有关;俯冲带中部区域(B 区域)主要为挤压型应力特征,主压应力轴的方位也与俯冲方位一致;而在深部区域(C 区域)主要呈拉张型应力状态,俯冲板片的拖曳力导致俯冲带前缘板片平行受压,板片内部向下延伸至平行方向(Christova,2001)。在 R3 范围内 7 级及以上地震的震源机制解有 5 个(表 7),其中震源机制 19930608 和 19931113 位于 A 区域,均为 TF 类型,P 轴走向与俯冲方位近似一致,各项参数符合区域构造应力反演结果。高原等(1995)用宽频带波型拟合方法研究了震源机制解 19931113 的破裂过程,研究表明复杂的破裂图像与该地区的地壳结构和构造应力场具有直接的关系,太平洋板块的挤压在此处比较强烈,并且是导致这次地震的主要成因。震源机制 20160130 位于 B 区域,类型为 NS,P 轴走向与俯冲方位近似一致。震源机制 20081124 和 20130524 位于 C 区域,类型为 U,P 轴走向与俯冲方位近似一致,倾伏角较大,而 T 轴倾伏角较小,近似于拉张型。

ISC 提供的地震震源机制解数据其震源深度有一定的误差,但是误差范围相对较小,因

此,震源深度误差并不影响本文的反演结果。综上所述,在整个鄂霍次克微板块东部俯冲带地区,日本海沟、千岛海沟和勘察加海沟 3 个不同区域所受应力场特征既有相似之处,又存在各自的特点,西北太平洋板块对鄂霍次克微板块的强烈俯冲是整个俯冲带地区挤压型应力场的主要来源,而 3 个区域的俯冲板片不同俯冲角度以及上覆板块的地质特征差异造成了其各自二阶应力场差异。

## 5 结论

通过使用 MSATSI 软件,对鄂霍次克微板块东部俯冲带地区不同区域的震源机制解资料进行构造应力场反演,反演得到的剖面应力场图像展示了不同深度区域的应力分布特征,主要得到以下结论:

(1)在日本海沟、千岛海沟和勘察加海沟地区的浅部区域水平面内的主压应力轴与西北太平洋板块的俯冲方位一致,与海沟走向近似垂直。海沟地区洋壳一侧以拉张型应力状态为主,陆壳一侧以挤压型应力为主,且在弧后区域均存在拉张的应力状态;80~200km 深度范围区域表现出双地震带“I”型构造应力场特征。

(2)日本海沟地区的俯冲带由于俯冲角较小(相对于千岛和勘察加海沟地区),水平方向沿北西西向延伸更远,大洋板块与上覆板块之间耦合更加强烈,逆冲型地震发生数量最多。

(3)对于深部区域( $h>300\text{km}$ ),千岛地区应力场表现出非均匀性特征,可能是由地幔阻力导致的;而勘察加地区应力场表现出拉张型,可能是因为俯冲板片的拉伸拖曳作用更强。

**致谢:** 本文图件使用开源软件 GMT 软件绘制,主应力空间图样部分的绘图程序由万永革研究员提供,黄骥超对本文计算部分提供了帮助,匿名审稿专家对本文提出了建设性的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

## 参考文献

- 崔华伟,万永革,黄骥超,等,2019. 帕米尔-兴都库什地区构造应力场反演及拆离板片应力场因子特征研究. 地球物理学报, **62**(5):1633~1649.
- 高祥林,罗焕炎,平原和郎,1994. 日本俯冲带应力产生与传播的数值模拟. 地震地质, **16**(2):97~108.
- 高原,吴忠良,1995. 1993 年 11 月 13 日堪察加大地震的破裂过程及其构造意义. 地球物理学报, **38**(1):55~63.
- 何建坤,刘福田,1998. 俯冲板片形貌特征和活动大陆边缘演化体制的关系. 地球物理学进展, **13**(2):15~25.
- 黄骥超,万永革,盛书中,等,2016. 汤加-克马德克俯冲带现今非均匀应力场特征及其动力学意义. 地球物理学报, **59**(2):578~592.
- 黄玺英,魏东平,陈棋福,等,2003. 全球观测应力场的短波分量分析. 地震学报, **25**(1):40~46.
- 黄玺英,魏东平,2004. 全球板块运动对板块边界带应力场的影响. 中国科学院研究生院学报, **21**(2):227~232.
- 李天觉,陈棋福,2019. 西北太平洋俯冲带日本本州至中国东北段应力场反演. 地球物理学报, **62**(2):520~533.
- 宁杰远,臧绍先,1987. 日本海及中国东北地震的深度分布及其应力状态. 地震地质, **9**(2):49~61.
- 任建业,李思田,2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景. 地学前缘, **7**(3):203~213.
- 孙文斌,和跃时,2004. 西太平洋 Benioff 带的形态及其应力状态. 地球物理学报, **47**(3):433~440.
- 孙振添,魏东平,韩鹏,等,2013. 板块运动与地震各向异性及应力场的相关性统计分析. 地震学报, **35**(6):785~798.
- Uyeda S,1992. 日本岛弧和俯冲作用. 潘秋霞,译. 海洋地质翻丛, (4):41~46.
- 万永革,2015. 联合采用定性和定量断层资料的应力张量反演方法及在乌鲁木齐地区的应用. 地球物理学报, **58**(9):

- 3144~3156.
- 王永革, 盛书中, 许儒雅, 等, 2011. 不同应力状态和摩擦系数对综合 P 波辐射花样影响的模拟研究. 地球物理学报, **54**(4): 994~1001.
- 王晓山, 吕坚, 谢祖军, 等, 2015. 南北地震带震源机制解与构造应力场特征. 地球物理学报, **58**(11): 4149~4162.
- 吴忠良, 臧绍先, 1989. 千岛-鄂霍次克海地区的地震分布、震源机制及应力状态. 地震地质, **11**(2): 85~95.
- 谢富仁, 崔效锋, 赵建涛, 2003. 全球应力场与构造分析. 地学前缘, **10**(增刊 I): 22~30.
- 徐纪人, 赵志新, 河野芳辉, 等, 2003. 日本南海海槽地震区域应力场及其板块构造动力学特征. 地球物理学报, **46**(4): 488~494.
- 徐纪人, 赵志新, 石川有三, 2008. 中国大陆地壳应力场与构造运动区域特征研究. 地球物理学报, **51**(3): 770~781.
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等, 1989. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, **32**(6): 636~647.
- 许忠淮, 阎明, 赵仲和, 1983. 由多个小地震推断的华北地区构造应力场的方向. 地震学报, **5**(3): 268~279.
- 杨佳佳, 张永庆, 谢富仁, 2018. 日本海沟俯冲带  $M_w$  9.0 地震震源区应力场演化分析. 地球物理学报, **61**(4): 1307~1324.
- 臧绍先, 宁杰远, 1996. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. 地球物理学报, **39**(2): 188~202.
- 张克亮, 魏东平, 2008. 环太平洋俯冲带内双地震带及其成因机制研究进展. 地球物理学进展, **23**(1): 31~39.
- 张克亮, 魏东平, 2011. 双地震带的影响因素探讨. 地球物理学报, **54**(11): 2838~2850.
- 郑建常, 王鹏, 李冬梅, 等, 2013. 使用小震震源机制解研究山东地区背景应力场. 地震学报, **35**(6): 773~784.
- Angelier J, 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. J Geophys Res Solid Earth, **89**(B7): 5835~5849.
- Bott M H P, 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, **96**(2): 109~117.
- Christophersen A, Berryman K, Litchfield N, 2015. The GEM Faulted Earth Project, Version 1.0. GEM Technical Report 2015-02 V1.0.0.
- Christova C, 2001. Depth distribution of stresses in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms. J Geodyn, **31**(4): 355~372.
- Christova C, 2004. Stress field in the Ryukyu-Kyushu Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms. Tectonophysics, **384**(1~4): 175~189.
- Christova C, 2005. Space distribution of the contemporary stress field in the Izu-Bonin Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms. J Geodyn, **39**(4): 413~428.
- Christova C, Scholz C H, 2003. Stresses in the Vanuatu subducting slab: A test of two hypotheses. Geophys Res Lett, **30**(15): 1790. doi:10.1029/2003GL017701.
- Christova C, Tsapanos T, 2000. Depth distribution of stresses in the Hokkaido Wadati-Benioff zone as deduced by inversion of earthquake focal mechanisms. J Geodyn, **30**(5): 557~573.
- Christova C V, 2015. Spatial distribution of the contemporary stress field in the Kurile Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms. J Geodyn, **83**: 1~17.
- DeMets C, Gordon R G, Argus D F, 2010. Geologically current plate motions. Geophys J Int, **181**(1): 1~80.
- Gephart J W, Forsyth D W, 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. J Geophys Res: Solid Earth, **89**(B11): 9305~9320.
- Hardebeck J L, Michael A J, 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. J Geophys Res: Solid Earth, **111**(B11): B11310.
- Hasegawa A, Horiuchi S, Umino N, 1994. Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis. J Geophys Res: Solid Earth, **99**(B11): 22295~22311.
- Hasegawa A, Umino N, Takagi A, 1978. Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. Tectonophysics, **47**(1~2): 43~58.
- Hayes G P, Wald D J, Johnson R L, 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. J Geophys Res: Solid Earth, **117**(B1): B01302.
- Heidbach O, Tingay M, Barth A, et al, 2010. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. Tectonophysics, **482**(1~4): 3~15.

- Konstantinou K I, Mouslopoulou V, Liang W T, et al, 2017. Present-day crustal stress field in Greece inferred from regional-scale damped inversion of earthquake focal mechanisms. *J Geophys Res; Solid Earth*, **122**(1): 506~523.
- Kumar A, Wagner L S, Beck S L, et al, 2016. Seismicity and state of stress in the central and southern Peruvian flat slab. *Earth Planet Sci Lett*, **441**: 71~80.
- Levin V, Shapiro N, Park J, et al, 2002. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. *Nature*, **418**(6899): 763~767.
- Martínez-Garzón P, Kwiatak G, Bohnhoff M, et al, 2014. MSATSI: A MATLAB package for stress inversion combining solid classic methodology, a new simplified user-handling, and a visualization tool. *Seismol Res Lett*, **85**(4): 896~904.
- Matsumoto S, Nakao S, Ohkura T, et al, 2015. Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone. *Earth Planets Space*, **67**: 172.
- Meighan H E, Pulliam J, Ten Brink U, et al, 2013. Seismic evidence for a slab tear at the Puerto Rico Trench. *J Geophys Res; Solid Earth*, **118**(6): 2915~2923.
- Michael A J, 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J Geophys Res*, **89**(B13): 11517~11526.
- Seno T, Sakurai T, Stein S, 1996. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?. *J Geophys Res; Solid Earth*, **101**(B5): 11305~11315.
- Stern R J, 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, **40**(4): 3-1~3-38.
- Wada I, Mazzotti S, Wang K, 2010. Intraslab stresses in the cascadia subduction zone from inversion of earthquake focal mechanisms. *Bull Seismol Am*, **100**(5A): 2002~2013.
- Wallace R E, 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J Geol*, **59**(2): 118~130.
- Wan Y G, 2010. Contemporary tectonic stress field in China. *Earthq Sci*, **23**(4): 377~386.
- Wan Y G, Sheng S Z, Huang J C, et al, 2016. The grid search algorithm of tectonic stress tensor based on focal mechanism data and its application in the boundary zone of China, Vietnam and Laos. *J Earth Sci*, **27**(5): 777~785.
- Wessel P, Uieda L, Luis J M F, et al, 2017. The generic mapping tools 6: Classic versus modern mode. In: AGU Fall Meeting, AGU Fall Meeting Abstracts. AGU. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFMIN44A.02W/abstract>.
- Wu W N, Lo C L, Lin J Y, 2017. Spatial variations of the crustal stress field in the Philippine region from inversion of earthquake focal mechanisms and their tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, **142**: 109~118.
- Xu P L, 2004. Determination of regional stress tensors from fault-slip data. *Geophys J Int*, **157**(3): 1316~1330.
- Xu Z G, Huang Z C, Wang L S, et al, 2016. Crustal stress field in Yunnan: implication for crust-mantle coupling. *Earthq Sci*, **29**(2): 105~115.
- Yamasaki T, Seno T, 2003. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J Geophys Res; Solid Earth*, **108**(B4): 2212~2232.
- Yoshida K, Hasegawa A, Okada T, 2016. Heterogeneous stress field in the source area of the 2003 M6.4 Northern Miyagi Prefecture, NE Japan, earthquake. *Geophys J Int*, **206**(1): 408~419.
- Zhao D P, 2012. Tomography and dynamics of Western-Pacific subduction zones. *Monogr Environ Earth Planets*, **1**(1): 1~70.
- Zoback M L, 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J Geophys Res; Solid Earth*, **97**(B8): 11703~11728.



## Inversion of Tectonic Stress Field in the Eastern Subduction Zone of Okhotsk Micro-plate Based on Focal Mechanism Solution

Wang Shaopo<sup>1,2)</sup> Sun Yunqiang<sup>3)</sup> Xie Mengyu<sup>4)</sup> Wei Dongping<sup>1,2)</sup>

1) Key Laboratory of Computational Geodynamics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2) College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3) College of Transportation and Civil Engineering, Fujian Agriculture and Forestry University, Fuzhou 350002, China

4) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

**Abstract** Based on the seismic focal mechanism solution from years of 1970 to 2016 provided by the International Seismological Center (ISC), we performed stress tensor inversion in the subduction zone of the eastern Okhotsk micro-plate, and obtained the characteristics of tectonic stress field in the subduction zone of the Japan trench, the Kuril trench and the Kamchatka trench. The results show that: ① The principal horizontal compressive stress axis in the shallow region ( $h < 100\text{km}$ ) of these trenches are consistent with the subduction orientation of the northwest Pacific plate and almost perpendicular to the direction of these trenches. In the trench area, the stress state on oceanic crust side is mainly tensile, while that on the continental crust is mainly compressive. Moreover, the tensile stress state exists in all post-arc regions. The region with a depth of  $80 \sim 200\text{km}$  shows the “I” type tectonic stress field characteristics of the double seismic zone. ② The subduction zone in the Japan trench has a lower subduction dip angle (compared with the angles of Kuril trench and Kamchatka trench), and the subduction zone also extends farther in the horizontal direction toward the NWW, which leads a strong coupling between the oceanic plate and the overlying plate, and the large number of TF earthquakes. ③ In deep the subduction zone ( $h > 300\text{km}$ ), the stress field of Kuril area shows non-uniformity, which may be caused by mantle resistance. The stress field of Kamchatka region ( $h > 300\text{km}$ ) is tensional, which may be due to the relatively stronger tensile drag of subduction plates.

**Keywords:** Okhotsk micro-plate; Subduction zone; Focal mechanism solution; Tectonic stress field; Inversion