

冲绳海槽及邻区磁异常特征及其地质解释

尚鲁宁^{1,2}, 张训华^{2,3}, 韩波^{2,3}, 杨传胜³

(1. 中国海洋大学 环境科学与工程学院, 山东 青岛 266100; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 山东 青岛 266000; 3. 青岛海洋地质研究所, 山东 青岛 266071)

摘要: 对冲绳海槽及邻区的 ΔT 磁异常特征进行了定性分析和变纬度化极处理, 通过对比 ΔT 磁异常和化极磁异常分布特征, 对冲绳海槽及邻区几个构造地质学问题进行了探讨。冲绳海槽基底埋深较大, 沉积中心位于海槽西部; 钓鱼岛隆褶带大规模基底隆起的南端终止于渔山-久米断裂带, 断裂带以南的东海陆架南部边缘覆盖了厚层沉积物; 以渔山-久米断裂带、舟山-国头断裂带和吐噶喇断裂带为代表的 NW-NWW 向右旋平移断裂带在东海构造演化过程中自西向东逐渐前展, 对构造应力场起到了重要的调节作用, 是东海“南北分块”构造格局中主要的构造单元边界; 中新世以来台湾碰撞造山作用引起了东海陆架南部主要构造单元的顺时针旋转; 菲律宾海板块的俯冲对琉球弧前地区的磁异常分布产生了显著影响。

关键词: 冲绳海槽; ΔT 磁异常; 化极磁异常; 构造地质

中图分类号: P736.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2016)05-0142-08

doi: 10.11759/hyxx20150307004

冲绳海槽位于东海陆架与琉球岛弧之间, 是东海隆-坳相间构造格局的重要组成部分, 西以钓鱼岛隆褶带与东海陆架盆地相隔, 西南端紧邻的台湾山脉是全球最年轻的碰撞造山带之一。对冲绳海槽及邻区构造地质特征进行研究, 是揭示板块俯冲背景下构造运动迁移、探索碰撞造山与弧后张裂相互作用过程的基础。

磁异常的变化不仅对断裂带和岩浆岩体的分布具有良好的指示作用, 而且反映了盆地基底埋深和性质的差异。以往该区以磁力资料为基础的构造地质学研究中, 除对磁异常定性分析和解释外, 主要以深部构造研究为目的进行了定量计算, 如采用频谱分析法计算磁性基底的埋深^[1], 采用径向平均振幅谱法计算居里面深度^[2-3], 根据等效理论计算固定厚度磁源体的等效磁化率^[4], 以及 2.5D 重-磁-震剖面联合反演^[5]等, 均取得了良好的效果。近年来, 我国在东部海区采集了大量海洋磁力资料, 编制了不同精度和比例尺的磁异常图件^[6-11]。本文对冲绳海槽及邻区的 ΔT 磁异常进行了变纬度化磁极计算, 通过对比分析 ΔT 磁异常和化极磁异常特征, 对该区几个构造地质学问题进行探讨。

1 资料来源

本文所采用的磁力数据来源于“中国海及邻域

1:100 万地质地球物理系列图”重磁数据库, 以“七五”期间“中国海区及邻域地质地球物理系列图”磁力数据为基础, 增加了“八五”和“九五”期间的调查成果, 经统改和拼接而成^[12]。数据范围为 120°~130°E, 22°~33°N, 覆盖了冲绳海槽及临近的东海陆架、琉球岛弧、琉球海沟、台湾造山带、菲律宾海盆部分海区。数据基本参数采用 WGS84(World Geodetic System 1984)坐标系统, 地磁参考场采用国际高空物理和地磁协会 5 年一度公布的国际地磁参考场 (IGRF), 投影方式采用墨卡托投影, 网格间距 5 km×5 km。为了便于更加直观地进行对比和解释, 将研究区水深数据(图 1, 水深数据来源于 Marine Geoscience Data System, <http://www.geomapapp.org/index.htm>)叠覆于磁异常等值线图(图 2~图 5), 并与前人编制的构造纲要图(图 2)进行了对比。

收稿日期: 2015-03-07; 修回日期: 2015-05-10

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2013CB429701); 国家自然科学基金项目(41506080)

[Foundation: National Key Basic Research Program of China, No.2013CB429701; National Natural Science Foundation of China, No.41506080]

作者简介: 尚鲁宁(1986-), 男, 山东兖州人, 博士后, 主要从事海洋构造地质和地球物理研究工作, 电话: 13793294916, E-mail: shang1924@163.com; 张训华, 通信作者, 电话: 0532-85755800, E-mail: xunhuazh@vip.sina.com

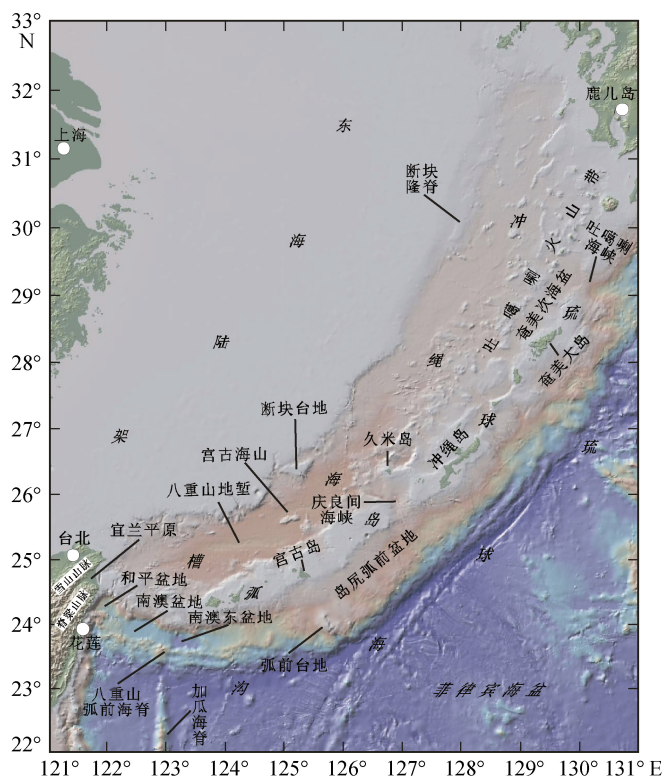


图 1 冲绳海槽及邻区海底地形图

Fig. 1 Bathymetric map of the Okinawa Trough and adjacent areas

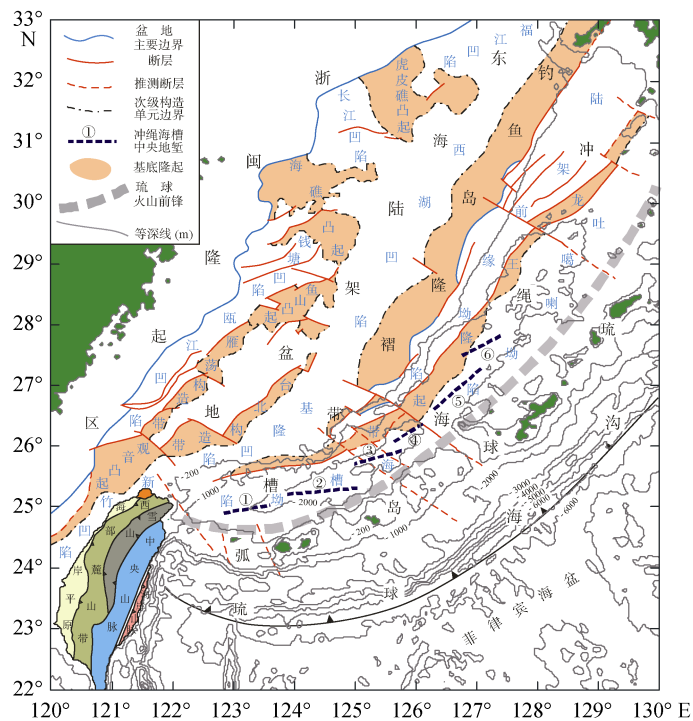


图 2 冲绳海槽及邻区构造纲要图^[13-14]

Fig. 2 Tectonic map of the Okinawa Trough and adjacent areas^[13-14]

：与那国地堑；：八重山地堑；：先岛地堑；：庆良间地堑；：粟国地堑；：伊平屋地堑
：Yonaguni Graben；：Yeayama Graben；：Sakishima Graben；：Kerama Graben；：Aguni Graben；：Iheya Graben

2 ΔT 磁异常分布特征

位于图幅西北角的苏南和上海陆区以较大的负磁异常为主(图 3), 呈近 E-W 向延伸入黄海。浙闽地区以正高磁异常为主, 局部存在小规模低负异常。由温州延伸至长江口的 NNE 向负异常带成为海区与陆区异常的分界线。

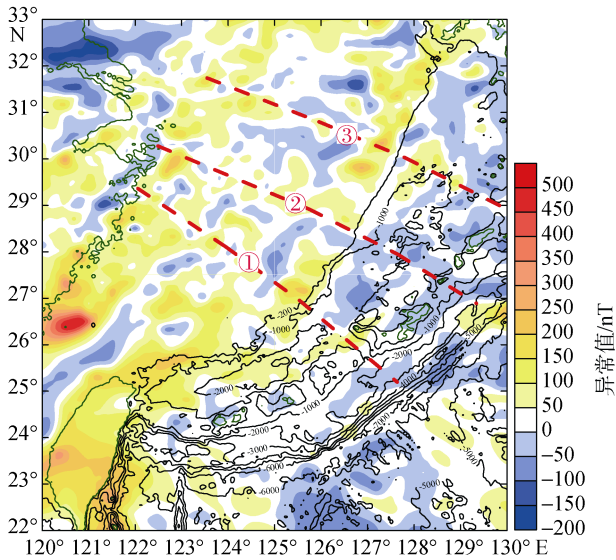


图 3 冲绳海槽及邻区 ΔT 磁异常图

Fig. 3 Total magnetic anomaly of the Okinawa Trough and adjacent areas

黑色实线: 等深线; 红色虚线: 推测的主要断裂带: ①: 渔山-久米断裂带; ②: 舟山-国头断裂带; ③: 吐噶喇断裂带
Black solid line: isobath; red thick dashed lines: inferred main faults; ①: Yushan-Kume fault belt; ②: Zhoushan-Kunigami fault belt; ③: Tokara fault belt

东海陆架区磁异常走向以 NE-NNE 向为主, 东西分带特征明显。陆架西部分布着宽阔的正高磁异常带, 向北延伸至济州岛附近, 该带北部磁异常低于南部。陆架中部相间分布着两列正负磁异常带, 磁异常幅值变化较小, 多在 $-50 \sim 50$ nT 之间, 仅南部出现大面积正高磁异常区, 与台湾及冲绳海槽西端的正磁异常区连为一体。陆架东缘分布着串珠状的正高磁异常带, 自日本九州岛以西延伸至 26°N 附近, 并且在 28°N 以北被 NWW 向的负异常带分隔。

以庆良间峡谷为界, 以北的冲绳海槽和琉球岛弧中-北部以负异常为主, 其次为 $0 \sim 50$ nT 的正低异常, 局部分布着 >50 nT 的高磁异常。以南的冲绳海槽南部以 $50 \sim 100$ nT 的正异常为主, 而琉球岛弧及弧前地区则表现为 $0 \sim 50$ nT 的宽广“磁静带”, 局部有

小规模负异常分布。

图幅范围内的菲律宾海盆磁异常可以分为三部分, 西部和东部以正低异常为主, 中部以负异常为主, 总体走向 NW。

3 化极磁异常

磁异常化极的目的在于把斜磁化的异常转换为垂直磁化的异常, 使得磁异常中心与有效磁化中心在地表的投影位置更加接近, 便于分析和计算^[3]。磁异常化极是基于研究区两个重要的前提条件进行的: 第一, 除菲律宾海盆区及海槽轴部有限宽度的区域外, 冲绳海槽及邻区大部分地区地壳性质为减薄的陆壳为主, 地球磁极倒转引起的反向磁化作用不存在或影响甚微^[4]; 第二, 从以往的经验来看, 化极后的磁异常图更加清晰地显示了主要构造单元界线^[3], 对构造解释有利。

3.1 计算方法

研究区范围较大, 纬度跨度达 11° , 经度跨度达 10° , 因此采用变纬度化极。分区的经度间隔和纬度间隔均为 2° , 各分区地磁偏角和倾角采用国际地磁参考场 IGRF11 模型提供的研究区 2000 年地磁场数据(表 1), 化极结果如图 4 所示。

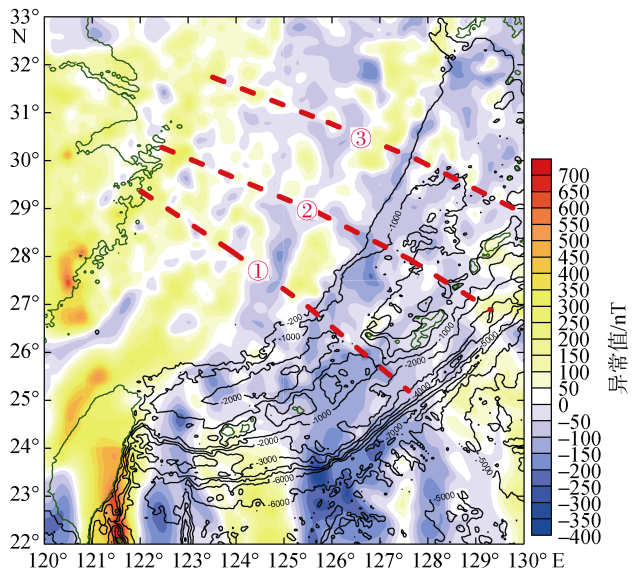


图 4 冲绳海槽及邻区化极磁异常图

Fig. 4 Pole-reduced magnetic anomaly of the Okinawa Trough and adjacent areas

黑色实线: 等深线; 红色虚线: 推测的主要断裂带: ①: 渔山-久米断裂带; ②: 舟山-国头断裂带; ③: 吐噶喇断裂带
Black solid line: isobaths; red thick dashed lines: inferred main faults; ①: Yushan-Kume fault belt; ②: Zhoushan-Kunigami fault belt; ③: Tokara fault belt

表 1 变纬度化磁极控制点地磁参数

Tab. 1 Magnetic parameters of the pole-reduction reference points

经度(°)	纬度(°)	高程(m)	地磁倾角(°)	地磁偏角(°)	年份	经度(°)	纬度(°)	高程(m)	地磁倾角(°)	地磁偏角(°)	年份
121	23	2199	32.55	-2.9	2000	125	29	0	42.28	-4.85	2000
121	25	0	36.16	-3.37	2000	125	31	0	45.32	-5.42	2000
121	27	0	39.59	-3.84	2000	125	33	0	48.2	-5.99	2000
121	29	313	42.84	-4.33	2000	127	23	0	31.8	-3.32	2000
121	31	7	45.92	-4.83	2000	127	25	0	35.37	-3.88	2000
121	33	0	48.82	-5.34	2000	127	27	0	38.75	-4.45	2000
123	23	0	32.33	-3.09	2000	127	29	0	41.96	-5.03	2000
123	25	0	35.92	-3.59	2000	127	31	0	44.99	-5.62	2000
123	27	0	39.34	-4.1	2000	127	33	0	47.86	-6.22	2000
123	29	0	42.57	-4.62	2000	129	23	0	31.52	-3.35	2000
123	31	0	45.63	-5.15	2000	129	25	0	35.06	-3.94	2000
123	33	0	48.52	-5.7	2000	129	27	0	38.43	-4.53	2000
125	23	0	32.08	-3.23	2000	129	29	0	41.63	-5.14	2000
125	25	0	35.66	-3.76	2000	129	31	0	44.65	-5.76	2000
125	27	0	39.05	-4.3	2000	129	33	0	47.51	-6.38	2000

3.2 化极磁异常分布特征

化极结果显示,除局部地区由于控制点边界效应发生等值线弯折和变形之外,绝大部分地区等值线较为平滑。化极之后的磁异常走向和幅值均发生了一定程度的变化,主要构造单元界线更加清晰。

26°N 以北的东海陆架区磁异常走向为 NNE 向,东西分带特征明显。西部的高异常带与浙闽隆起带对应。陆架盆地以负异常为主,29°N 以北表现为大面积负异常,而以南则发育 NNE 向正高磁异常。西湖拗陷和基隆凹陷为明显的带状负异常,与东侧的钓鱼岛隆褶带高磁异常形成鲜明对比。钓鱼岛隆褶带正高磁异常南端终止于 27°N 附近,并且在 29°~30°N 之间被 NW 向的负低异常分隔为南、北两部分。

除西南侧的南海西北部为负异常外,台湾及周边地区以正高磁异常为主。东南部 N-S 向正高磁异常与海岸山脉及吕宋岛弧对应,西北部 NE-NEE 向正高磁异常与东海陆架南部的高磁异常区连片分布,反映了东海南部及台湾北部的基底隆起和岩浆岩带。

菲律宾海盆具有近 N-S 向正负相间排列磁异常。异常宽度不等,多数向北延伸至琉球岛弧甚至冲绳海槽之下,反映了板块俯冲对磁异常分布的影响。

冲绳海槽和琉球岛弧以负异常为主,局部叠加有小规模正异常圈闭。海槽内磁异常走向与地形及构造方向平行,负异常中心位于海槽西侧,面积最大的正异常位于海槽北部断块隆脊附近。与基隆凹陷相对应的负异常在 26°~27°N 之间与冲绳海槽负异

常区相连,形成了北起日本、南至台湾的 NNE 向高值负异常带。

3.3 化极磁异常向上延拓

磁异常的向上延拓是将地表异常值换算到地表之上某一高度,实质是人为增大测点与场源的距离,因此可以压制浅部异常而突出深部异常,对深部构造尤其是基底属性和深大断裂的研究有利。对研究区化极磁异常进行了上延 10 km 和 20 km 计算(图 5)。随着上延高度的增大,化极磁异常值逐渐减小,但大范围内的异常形态特征趋于稳定。同一延拓高度下,对不同区域浅部异常的压制效果不同,反映了不同区域磁源和深部构造存在差别。

29°N 以北的东海陆架区以大面积连片分布的负低磁异常为主,而 29°N 以南以正高磁异常为主,仅陆架盆地东部的西湖凹陷和基隆凹陷为负异常。冲绳海槽为 NNE 向的负异常,钓鱼岛隆褶带表现为负异常背景之上的正异常,南端终止于 27°N 附近,在 29°~30°N 之间被 NW 向负异常分隔为南、北两部分。图幅范围内主要的正高磁异常分布于浙闽沿海和陆区、东海陆架南部、台湾东北部和吕宋岛弧。菲律宾海盆仍表现为近 N-S 向正负相间排列磁异常,并对琉球岛弧磁异常分布产生了显著影响。

4 磁异常的地质解释

4.1 场源类型及分布

地球表面磁异常分布与地壳内岩石的磁性特征

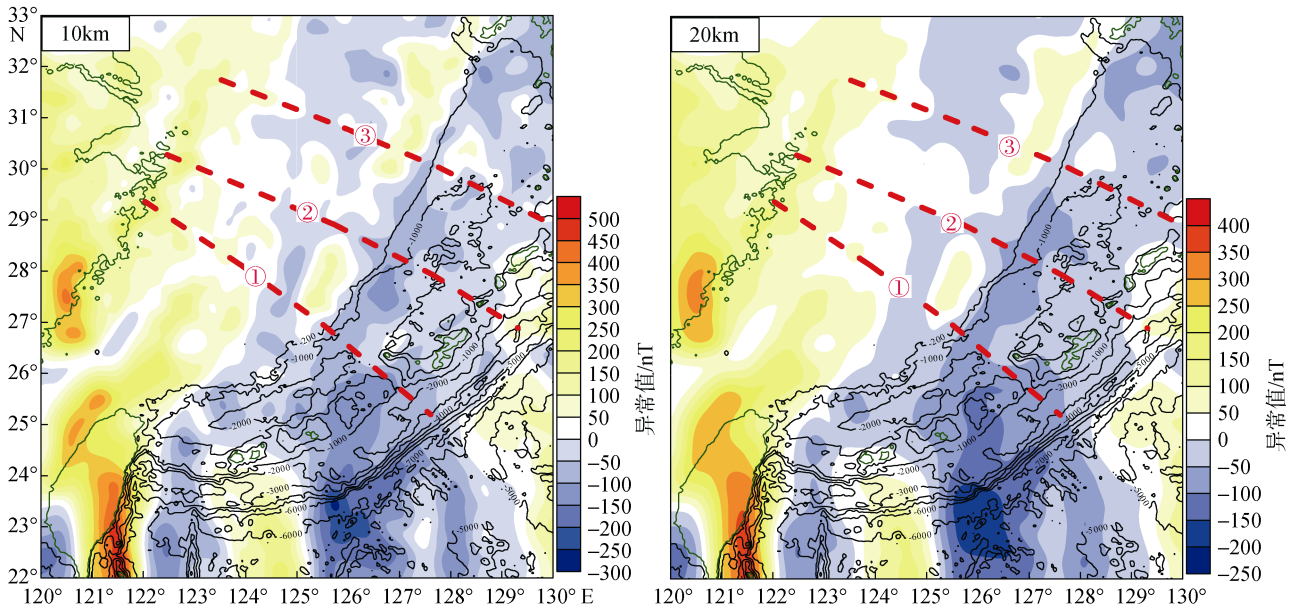


图 5 冲绳海槽及邻区化极磁异常向上延拓 10 km 和 20 km

Fig. 5 10 km and 20 km upward continuations of the magnetic anomaly Isobath lines are colored in black

黑色实线: 等深线; 红色虚线: 推测的主要断裂带; ①: 渔山-久米断裂带; ②: 舟山-国头断裂带; ③: 吐噶喇断裂带

Black solid line: isobath; ; red thick dashed lines: inferred main faults; ①: Yushan-Kume fault belt; ②: Zhoushan-Kunigami fault belt; ③: Tokara fault belt

有关。东海不同类型岩石磁性特征的统计结果^[12]表明, 岩石磁化率和剩余磁化强度顺序为基性岩浆岩>中性岩浆岩>酸性岩浆岩>变质岩>沉积岩。此外, 磁异常分布与磁性体的埋深和规模也存在密切关系, 埋藏较浅或出露地表的岩浆岩通常规模较小, 其引起的高频、强振幅磁异常容易分辨; 沉积岩的剩余磁化强度最小, 因此厚层沉积物覆盖的盆地区磁异常较低且变化平缓, 而基底隆起区磁异常则相对较高。

浙闽陆区广泛分布着磁性较强的中-新生代岩浆岩^[15], 据此推测东海陆架西部的正高磁异常由浙闽隆起之上沿断裂带侵入的岩浆岩形成。

东海陆架盆地以宽缓的 NE-NNE 向低频、低幅值磁异常为主, 正、负异常分别与基底隆起和坳陷相对应。大致以 29°N 为界, 南、北两侧磁异常特征存在显著不同, 以北以大面积负异常为主, 而以南存在大面积正高磁异常, 这一特征在化极磁异常上延图上表现更为明显(图 5)。南部的正高磁异常主要与岩浆岩侵入体有关, 部分岩浆岩体已被钻井^[15]和地震剖面揭露^[16]。

东海陆架东缘正高磁异常在上延 20 km 后仍然十分明显, 与钓鱼岛隆褶带大规模基底隆起相对应, 其上分布的串珠状正高磁异常圈闭与中新世和前中

新世岩浆作用形成的火成岩体有关。该正异常带南端终止于 27°N 附近, 并且被 29°~30°N 之间的 NW 向负异常分隔成南北两部分。反射地震资料表明, 赤尾屿以南的陆架边缘并不存在如北部那样宽阔平坦的基底隆起^[17-19], 部分学者认为钓鱼岛隆褶带的南端即终止于 27°N 附近的鱼山-久米断裂带^[4, 13]。而 29°~30°N 之间的负异常则与另一条 NW 向断裂带(舟山-国头断裂带)有关^[20-21]。

除西侧陆坡局部地区和东侧琉球火山前锋表现为串珠状正磁异常外, 冲绳海槽大部分地区以负异常为主, 为基底埋深较大的沉积盆地。负异常中心位于海槽轴部以西, 与反射地震揭示的沉积层厚度分布特征和基底起伏特征相吻合^[22]。27°N 以南, 与东海陆架盆地东部坳陷带(西湖凹陷、基隆凹陷)相对应的负异常与冲绳海槽负异常区相连。Kong 等^[19]认为 Taiwan-Sinzi 隆起带南部开始形成于中中新世晚期, 在其形成之前, 东海陆架盆地向东延伸至琉球岛弧隆起带, 因此, 现今的冲绳海槽西南部可能存在与东海陆架盆地南部相似的前中新统地层^[19]。西南冲绳海槽北侧的反射地震资料也表明从陆架边缘至海槽内部均覆盖了厚层沉积物, 仅局部存在深部岩浆上涌形成的小规模隆起, 与磁异常解释结果一致^[22]。

4.2 主要的北西向断裂带展布特征

聚敛型板块边缘受板块力学性质、相对运动方向、汇聚速率等因素的影响,往往发育垂直于板块边界的走滑断裂体系。对东海近 NW 向断裂体系的研究由来已久^[19-26],部分学者认为冲绳海槽及邻区发育有多条等间距分布的 NW 向走滑断裂,自琉球岛弧向西延伸至东海陆架甚至中国大陆,对区域构造应力场起到了重要的调节作用^[19-26]。

NW 向断裂在冲绳海槽、琉球岛弧及弧前地区的地形、重磁异常、反射地震剖面上特征明显^[23-24];在东海陆架东缘的地震剖面上表现为负花状构造^[19, 22];进入东海陆架内部以后,变为仅发育于前中新统地层和沉积基底内的断裂^[23-24],对其位置特征的研究主要依靠重磁场分布及反演计算完成。前人提出的三条主要的 NW 向断裂带(鱼山-久米断裂带、舟山-国头断裂带和吐噶喇断裂带)在磁异常图上特征明显。

鱼山-久米断裂带自我国浙江象山岸外的鱼山列岛向东南延伸至久米岛南侧,并穿过庆良间海峡进入琉球弧前地区。 ΔT 磁异常图上,与浙闽隆起带相对应的正高磁异常区向北终止于该断裂带;在东海陆架区表现为一系列串珠状磁异常圈闭,南侧磁异常走向为 NE 向,东西分带特征明显,北侧磁异常分布不规则;断裂带以北的冲绳海槽区分布着大面积负异常,而以南侧以正异常为主。化极磁异常图上,鱼山-久米断裂带在海槽西侧终止了钓鱼岛隆褶带正高磁异常的向南延伸,在海槽东侧终止了与琉球火山前锋相对应的正低磁异常的向南延伸。舟山-国头断裂带呈 NWW 向,自舟山群岛延伸至琉球群岛的冲良永部岛。该断裂带在近岸海域和陆架盆地表现为磁异常梯度带,分隔了北侧的大面积正低-负异常区和南侧的不规则磁异常区;在陆架东缘则与 NWW 向的负异常相对应,在 29°N 附近将钓鱼岛隆褶带正高磁异常分为南北两部分,该负异常向东延伸至琉球弧前地区。吐噶喇断裂带自长江口以东延伸至琉球群岛吐噶喇海峡,与舟山-国头断裂带平行展布。该断裂带在陆架区表现为一系列串珠状正异常,将陆架盆地北部的正低-负异常区一分为二;在陆架东缘引起了钓鱼岛隆褶带正高磁异常的右旋错动;在冲绳海槽和琉球岛弧表现为负异常背景上的正异常条带,向东延伸至琉球弧前地区。

三条主要的 NW 向断裂带呈弧形展布,自西向东与 NE-NNE 向的主体地形和构造单元走向垂直。中生代以来在太平洋板块、菲律宾海板块与欧亚版

块汇聚作用下,东海的构造活动具有向东迁移的趋势^[27],NW 向断裂带随构造活动的迁移逐渐向东前展,对构造应力场起到了重要的调节作用,而一条主要断裂带可能由多条相互叠接的次级走滑断裂组成,分别对局部构造应力场起到调节作用。钻井、地震资料及海陆地质资料的对比^[20-21]表明舟山-国头断裂带和鱼山-久米断裂带两侧在盆地结构、基底性质、构造演化等方面均存在显著的差异。因此,NW 向断裂是东海“东西分带,南北分块”构造格局中“南北分块”的主要界线。

4.3 台湾碰撞造山作用对东海陆架南部构造格局的影响

ΔT 磁异常图上,台湾及周边地区以正高磁异常为主,与东海陆架南部的正高磁异常连片分布。化极磁异常及上延计算结果更加清晰地显示了磁异常分布与不同构造单元的对应关系。台湾及邻区的正高磁异常包括南、北两部分,南部正高磁异常区以海岸山脉和吕宋岛弧为中心,呈 NS 向展布,与菲律宾海盆磁异常走向一致。北部正高磁异常区与台湾西北的观音凸起和新竹凹陷对应,走向 NE-NEE,相对于东海陆架南部 NNE 向的正高磁异常,发生了顺时针偏转。

台湾造山带主造山期开始于中-晚中新世,具有持续时间短、演化迅速的特点。目前普遍认为造山作用是吕宋岛弧与东亚大陆边缘发生“弧-陆碰撞”的结果^[28-29],但也存在“弧-弧(吕宋岛弧与古琉球岛弧)碰撞”的观点^[30-31]。磁异常分布特征表明,碰撞作用产生的挤压应力场不仅造成了台湾地区地壳的强烈变形和缩短,也引起了东海陆架南部的块体旋转。

5 结论

磁异常分布特征反映了东海隆坳相间的构造格局。冲绳海槽为基底埋深较大的沉积盆地,沉积中心位于海槽西部;钓鱼岛隆褶带大规模基底隆起仅存在于中-北部,南端终止于鱼山久米断裂带;东海陆架南部边缘覆盖了厚层沉积物,沟通了东海陆架盆地东部坳陷带和冲绳海槽盆地;东海陆架及以西的正高磁异常主要由火成岩体产生。

以鱼山-久米断裂带、舟山-国头断裂带和吐噶喇断裂带为代表的 NW-NWW 向右旋平移断裂带在东海构造演化过程中自西向东逐渐前展,对构造应力场起到了重要的调节作用,形成了东海“南北分块”构造格局中主要的构造单元边界。

受中新世以来台湾碰撞造山作用的影响,东海陆架南部主要构造单元发生了顺时针旋转。菲律宾海板块的磁异常分布特征与东海陆架和冲绳海槽存在显著不同,但对琉球弧前地区的磁异常分布产生了显著影响。

参考文献:

[1] 韩波,张训华,孟祥君. 东海磁场及磁性基底特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(1): 71-76.
Han Bo, Zhang Xunhua, Meng Xiangjun. Magnetic field and basement features analysis in the East China Sea[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2010, 30(1): 71-76.

[2] Lin J Y, Sibuet J C, Hsu S K. Distributions of the east China Sea continental shelf basins and depths of magnetic sources[J]. Earth Planets Space, 2005, 57: 1063-1072.

[3] 李春峰, 陈冰, 周祖翼, 等. 中国东部及邻近海域磁异常数据所揭示的深部构造[J]. 中国科学, 2009, 39(12): 1770-1779.
Li Chunfeng, Chen Bing, Zhou Zuyi, et al. Deep crustal structures of eastern China and adjacent seas revealed by magnetic data[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2009, 39(12): 1770-1779.

[4] Hsu S K. Magnetic inversion in the East China Sea and Okinawa Trough: Tectonic implications[J]. Tectonophysics, 2001, 333: 111-122.

[5] 高德章, 赵金海, 薄玉玲, 等. 东海重磁地震综合探测剖面研究[J]. 地球物理学报, 2004, 47(5): 853-861.
Gao Dezhang, Zhao Jinhai, Bo Yuling, et al. A profile study of gravitative-magnetic and seismic comprehensive survey in the East China Sea[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2004, 47(5): 853-861.

[6] 刘光鼎. 中国海区及邻域地质地球物理图集[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
Liu Guangding. Geologic-Geophysical Maps of China Sea and adjacent regions[M]. Beijing: Science Press, 1992.

[7] 张洪涛, 张训华, 温珍河, 等. 中国东部海区及邻域地质地球物理系列图(1:100万)[M]. 北京: 海洋出版社, 2011.
Zhang Hongtao, Zhang Xunhua, Wenzhenhe, et al. Geologic-Geophysical Maps of eastern China seas and adjacent regions(1:1000000)[M]. Beijing: China Ocean Press, 2011.

[8] 张训华. 中国海区区域地质编图中重磁图的编制方法[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1994, 14(4): 95-100.
Zhang Xunhua. Gravity-Magnetic map compilation method for the mapping of regional geology of China

sea areas[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1994, 14(4): 95-100.

[9] 张训华, 孟祥君, 韩波. 块体与块体构造学说[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29(5): 59-64.
Zhang Xunhua, Meng Xiangjun, Han bo. Block and Block Tectonics[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2009, 29(5): 59-64.

[10] 郭兴伟, 张训华, 王忠蕾, 等. 从海洋角度看中国大地构造编图进展[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32(1): 141-150.
Guo Xingwei, Zhang Xunhua, Wang Zhonglei, et al. A progress review of tectonic map compilation in China in perspective of offshore mapping[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2012, 32(1): 141-150.

[11] 张训华, 王忠蕾, 温珍河, 等. 中国海陆 1:500 万地质地球物理系列图与数据库研制[J]. 地球信息科学学报, 2013, 15(1): 115-122.
Zhang Xunhua, Wang Zhonglei, Wen Zhenhe, et al. Serial maps compilation and database construction of geology and geophysics on China seas and land on the scale of 1:5000000[J]. Journal of geo-information science, 2013, 15(1): 115-122.

[12] 韩波. 东海地球物理场及深部地质构造研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2008.
Han Bo. Geophysical field and deep tectonic features of East China Sea[D]. Beijing: University of Chinese Academy Sciences, 2008.

[13] 杨文达, 崔征科, 张昇彪. 东海地质与矿产[M]. 北京: 海洋出版社, 2010.
Yang Wenda, Cui Zhengke, Zhang Yibiao. Geology and Mineral Resources of the East China Sea[M]. Beijing: China Ocean Press, 2010.

[14] Huang C Y, Chien C W, Yao B C, et al. The Lichi mélange: A collision mélange formation along early arcward backthrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision[J]. The Geological Society of America, 2008, Special Paper 436: 127-154.

[15] 杨传胜, 李刚, 杨长清, 等. 东海陆架盆地及其邻域岩浆岩时空分布特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32(3): 125-133.
Yang Chuansheng, Li Gang, Yang Changqing, et al. Temporal and spatial distribution of the igneous rocks in the East China Sea Shelf Basin and its adjacent regions[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2012, 32(3): 125-133.

[16] 李刚, 龚建明, 杨长清, 等. “大东海”中生代地层分布——值得关注的新领域[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2012, 32(3): 97-104.
Li Gang, Gong Jianming, Yang Changqing, et al. Stratigraphic features of the Mesozoic “Great East China Sea”—A new exploration field[J]. Marine Geol-

- ogy and Quaternary Geology, 2012, 32(3): 97-104.
- [17] 李桂群, 李学伦. 东海陆架外缘隆起带地质构造特征[J]. 青岛海洋大学学报, 1995, 25(2): 199-205.
Li Guiqun, Li Xuelun. Geological tectonic characteristics of the Outer Margin Upwarped Zone of the East China Sea Shelf[J]. Journal of Ocean University of Qingdao, 1995, 25(2): 199-205.
- [18] 李学伦, 刘保华, 林振宏, 等. 东海陆架外缘隆褶带的形成与构造演化[J]. 海洋学报, 1997, 19(5): 76-82.
Li Xuelun, Liu Baohua, Lin Zhenhong, et al. Formation and evolution of the Outer Margin Upwarped Zone of the East China Sea Shelf[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1997, 19(5): 76-82.
- [19] Kong F C, Lawver L A, Lee T Y. Evolution of the southern Taiwan-Sinzi Folded Zone and opening of the southern Okinawa Trough[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 18: 325-341.
- [20] 刘光鼎. 中国海区及邻域地质地球物理特征[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
Liu Guangding. Geologic-geophysics features of China seas and adjacent regions[M]. Beijing: Science Press, 1992.
- [21] 焦荣昌. 论舟山-国头断裂带的性质及其向陆区的延伸[J]. 物探与化探, 1988, 12(4): 249-255.
Jiao Rongchang. On properties of Zhoushan-Guotou fault zone and its extension towards the continent[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 1988, 12(4): 249-255.
- [22] 尚鲁宁. 冲绳海槽构造地质特征及形成演化研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2014.
Shang Luning. Tectonics and evolution of the Okinawa Trough[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2014.
- [23] 李乃胜. 冲绳海槽断裂构造的研究[J]. 海洋与湖沼, 1988, 19(4): 347-358.
Li Naisheng. On the fracturing structures of the Okinawa Trough[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1988, 19(4): 347-358.
- [24] 李乃胜. 冲绳海槽横断裂初探[J]. 海洋学报, 1990, 12(4): 455-462.
Li Naisheng. Primary studies on the transverse faults of the Okinawa Trough[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1990, 12(4): 455-462.
- [25] 柴利根. 论鱼山-久米断裂带性质及其对东海地质构造的控制作用[J]. 石油与天然气地质, 1986, 7(2): 107-115.
Chai Ligen. The nature of Yushan-Kume fault belt and its control over East China Sea[J]. Oil and Gas Geology, 1986, 7(2): 107-115.
- [26] Hsu S K, Sibuet J C, Monti S, et al. Transition between the Okinawa Trough backarc extension and the Taiwan collision: New insight on the Southernmost Ryukyu subduction zone[J]. Marine Geophysical Research, 1996, 18: 163-187.
- [27] 索艳慧, 李三忠, 戴黎明, 等. 东亚及其大陆边缘新生代构造迁移与盆地演化[J]. 岩石学报, 2012, 28(8): 2602-2618.
Suo Yanhui, Li Sanzhong, Dai Liming, et al. Cenozoic tectonic migration and basin evolution in East Asia and its continental margins[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(8): 2602-2618.
- [28] Teng L S. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan[J]. Tectonophysics, 1990, 183: 57-76.
- [29] Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, et al. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica[J]. Tectonophysics, 2000, 325: 1-21.
- [30] Sibuet J C, Hsu S K. How was Taiwan created ?[J]. Tectonophysics, 2004, 379: 159-181.
- [31] Hsu S K, Sibuet J C. Is Taiwan the result of arc-continent or arc-arc collision?[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 136: 315-324.

Magnetic anomaly pattern and interpretation of the Okinawa Trough and adjacent areas

SHANG Lu-ning^{1, 2}, ZHANG Xun-hua^{2, 3}, HAN Bo^{2, 3}, YANG Chuan-sheng³

(1. College of Environmental Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Function Laboratory for Marine Mineral Resource Geology and Exploration, Qingdao National Oceanography Laboratory, Qingdao 266000, China; 3. Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China)

Received: Mar. 7, 2015

Key words: Okinawa Trough; total magnetic anomaly; pole-reduced magnetic anomaly; geotectonics

Abstract: In this study, we applied pole-reduction calculations with varied declinations and inclinations to the total magnetic anomaly of the Okinawa Trough and adjacent areas to obtain the pole magnetic anomaly. In a comparison and correlation of the ΔT and pole magnetic anomalies, we examined several tectonic problems of the study areas. The results show that the basement of the Okinawa Trough is buried deeply and the depocenter is located in the western part of the trough. The large-scale basement uplift of the Diaoyudao belt terminates in the south by the Yushan-Kume fault belt. The shelf edge area south of the Yushan-Kume fault belt is covered by thick sediments. The NW-NWW trending dextral strike-slip faults are represented by the Yushan-Kume fault, the Zhoushan-Kunigami fault, and the Tokara fault, which have propagated southeastward during the tectonic evolution history of the East China Sea, then transferred the tectonic stress field and formed the main boundaries of the blocked tectonic framework from the south to the north. Induced by the Taiwan collision process, the tectonic trends of the southwestern part of the shelf have rotated clockwise. The magnetic anomaly patterns of the arc and forearc areas are influenced by the subducting Philippine slab.

(本文编辑: 李晓燕)