

doi: 10.12029/gc20180402

熊盛青, 杨海, 丁燕云, 李占奎. 2018. 中国航磁大地构造单元划分[J]. 中国地质, 45(4): 658–680.

Xiong Shengqing, Yang Hai, Ding Yanyun, Li Zhankui. 2018. Subdivision of tectonic units in China based on aeromagnetic data[J]. Geology in China, 45(4): 658–680(in Chinese with English abstract).

中国航磁大地构造单元划分

熊盛青^{1,2} 杨海^{1,2} 丁燕云¹ 李占奎¹

(1. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083; 2. 自然资源部航空地球物理与遥感地质重点实验室, 北京 100083)

摘要: 本文以我国截止到 2011 年基本覆盖陆域及部分海域的航磁数据编制的全国航磁系列图为基础, 以航磁反映的区域磁场和磁性基底起伏特征为依据, 汲取主流大地构造观的划分理念, 以板块构造理论及大陆动力学思想为指导, 以磁场反映的构造特征为切入点, 结合重力、遥感、地质资料对中国陆域构造单元进行划分。大地构造单元划分 4 个级别: 一级构造单元为陆块区和造山系, 共划分出 8 个; 二级构造单元为陆块、弧盆系和地块, 共划分出 32 个; 三级构造单元为盆地、拗陷带(区)和隆起带(区), 共划分出 85 个; 四级构造单元为隆起和拗陷, 共划分出 332 个。本划分方案旨在为油气地质构造背景研究及油气勘探提供一份地球物理资料。文中重点讨论了一、二级构造单元界线厘定的磁场依据及与前人划分存在的不同之处, 而三、四级构造单元完全依据磁场及磁性基底起伏情况进行划分, 并在盆地和拗陷区给出了深度信息, 这为油气勘探者提供了必要的技术支撑。同时, 借助丰富的航磁信息提示出一些地质构造方面难解现象, 供同行专家参考与讨论。

关 键 词: 航磁; 大地构造; 构造单元划分; 中国; 磁性基底深度

中图分类号: P544, P631.2²² **文献标志码:** A **文章编号:** 1000–3657(2018)04–0658–23

Subdivision of tectonic units in China based on aeromagnetic data

XIONG Shengqing^{1,2}, YANG Hai^{1,2}, DING Yanyun¹, LI Zhankui¹

(1. China Aero Geophysical Survey & Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China; 2. Key Laboratory of Airborne Geophysics and Remote Sensing Geology, Ministry of Natural Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: This research is based on the compiled aeromagnetic map of China that almost covers whole China's continent and part of China's sea areas since 2011 and the magnetic features and fluctuation of magnetic basement reflected by these maps. Learning from subdivision idea of mainstream tectonic views, guiding by theories of plate tectonics and continental dynamics, and taking the tectonic features reflected by magnetic field as key points, in combination with gravity, remote sensing and geological data, the authors divided the tectonic setting of China into four levels. Eight first-order tectonic units include continental block domains and orogenic systems; thirty-two second order tectonic units include continental blocks, arc-basin systems and land mass; eighty-five

收稿日期: 2017–07–12; **改回日期:** 2017–11–17

基金项目: 中国地质调查局“中国陆域航磁特征及地质构造研究”项目(1212011087009)与国家 863 计划主题项目“航空地球物理遥感综合探测技术与解释系统研究”课题(2013AA063905)联合资助。

作者简介: 熊盛青, 男, 1963 年生, 教授级高级工程师, 博士生导师, 长期从事航空地球物理、遥感技术及其地学应用研究工作;

E-mail: xsq@agrs.cn。

<http://geochina.cgs.gov.cn> 中国地质, 2018, 45(4)

third order tectonic units include basins, depression belts (areas), and uplift belts (areas); three hundred and thirty-two fourth order tectonic units include uplifts and depressions. This subdivision provides basic geophysical data for geological and tectonic background research and oil gas exploration. In this paper, the authors discussed the magnetic evidence for delineating boundaries of the first and second order tectonic units, and compared them with previous subdivision of tectonic units in China. The third and fourth order tectonic units were completely defined by the feature of magnetic field and fluctuation of magnetic basement. The magnetic basement depth of basins and depression areas are provided in this study, which provides the necessary technical support for oil and gas prospectors. Meanwhile, aeromagnetic anomalies show some special characteristics that are not consistent with observed geological and tectonic features, which provide raw data for discussion of tectonic features of China.

Key words: aeromagnetic; geotectonic; tectonic unit subdivision; China; magnetic basement depth

About the first author: XIONG Shengqing, male, born in 1963, senior engineer and supervisor of doctor candidates, mainly engages in application of aero geophysics, remote sensing technology in geosciences; Email: xsq@agrs.cn.

Fund support: Supported by China Geological Survey Program (No. 1212011087009) and National High Technology Research and Development Program (No. 2013AA063905).

1 引言

中国大陆位于欧亚板块东南部,南邻印度板块和菲律宾板块,因板块相互作用以及受显生宙以来各期造山运动的影响,特别是从中生代至今被强烈改造后,造成现今独特而复杂的构造面貌。在经过多旋回演变发展历史后,不仅发育有古生代以来的各种造山系,还有古老的陆块区。一直以来,大地构造研究对现代资源评价和预测、油气和固体矿产勘探及成矿理论研究十分必要,因此,构造分区是我国地质学家比较重视的领域,各家用不同的方法、从不同角度探讨了中国大地构造发展规律,并以“多旋回构造学说”、“地质力学说”、“板块构造”等理论为指导思想,对中国大陆进行了一、二级大地构造单元划分并编制出相应图件(李四光,1973;黄汲清等,1980;李春昱等,1982;张文佑,1986;程裕淇,1994;任纪舜,1999;潘桂棠等,2009,2015;万天丰,2011)。同时,应用区域航磁资料研究大地构造的学者也不在少数,如曲国胜和王绳祖(1997)基于1989版的中国及其毗邻海域航空磁力异常图(刘寿彭,1989)对中国及其毗邻海域的航磁大地构造单元进行划分,并分别解释了7个一级构造单元和29个二级构造单元。朱英(2013)基于1987年编制完成的全国1:100万航磁图,对全国航磁特征进行了详细的描述,编制了中国大陆及沿海地区古大陆基础构造分区略图;杨华和梁月明(2013)基于2003年版中国及其毗邻海区1:500万航空磁力异常图,划分了中国地学断块构造。张家生等(1999)运用

航磁等资料对塔里木、扬子地体基底岩石的构造性质进行了解释,提出存在前寒武纪华北—塔南—扬子超陆块。还有大量学者运用航磁资料研究了青藏高原中西部、西昆仑、鄂尔多斯等地的构造特征及其板块碰撞作用(王有学等,2006;贺日政等,2007;王涛等,2007)。尽管这些成果对中国大地构造学研究起到了极大的促进作用,但对全国的航磁解释及大地构造分区均基于老的航磁编图资料。

随着最新版1:100万(成图比例尺1:250万)中国大陆航磁系列图(熊盛青等,2015a, b, c)问世,以及对相同比例尺的重力和遥感资料的深入分析,清晰呈现的中国陆块区、造山系、陆块、弧盆系、地块、拗陷带(区)、盆地和隆起带等诸多构造要素信息,为利用航磁资料厘定中国大地构造单元界线提供了深部视角。笔者基于新版中国大陆航磁系列图,结合重力、遥感、地质等基本特征及磁性基底起伏情况,首次对中国陆域进行4个级别的大地构造单元划分,一级构造单元为陆块区和造山系,共划分出8个,二级构造单元为陆块、弧盆系和地块,共划分出32个,三级构造单元为盆地、拗陷带(区)和隆起带(区),共划分出85个,四级构造单元为隆起和拗陷,共划分出332个。由于篇幅所限,文中对四级构造单元不展开论述,相关论述详见“中国大陆区域构造图(1:250万)”(熊盛青等,2015b)。值得提出的是,本文对塔里木陆块区的东界、华北陆块区的北界和西界、扬子陆块区的西北与东南界、天山—兴安造山系的南界提出了新的划法,并就塔里木陆块区与华北陆块区是否相连、阿拉善地块和敦煌地

块的构造归属提出了新的看法,与前人(张文佑 1984;程裕淇,1994;任纪舜等,1999;潘桂棠等,2009,2015;万天丰,2011)方案对比有较大差别,尤其对青藏地区的构造格架认识与前人(任纪舜等,1999;潘桂棠等,2015)完全不同。另外,笔者在划分三级构造单元的同时还给出盆地、坳陷区的分布范围和沉积地层厚度,并标注了等深度线和深度值,这为油气地质研究、油气勘探提供了重要依据。

2 航磁反映的中国大地构造特征

2.1 航磁研究大地构造的基本理论

一般认为,地磁场由基本磁场(地核磁场) B_m ,岩石圈磁场 B_L 和干扰磁场(外部磁场和电磁感应磁场) B_o 三个部分组成(张昌达,2013)。基本磁场不是地质构造研究的主要对象,岩石圈磁场 B_L 主要由岩石圈中地壳和上地幔顶部具有磁性的岩石或矿石(亚铁磁性磁铁矿等)所引起的局部磁场,是由磁化强度在水平方向和垂直方向上的变化产生的,这种长波长磁异常具有稳定或缓慢变化特点,磁场源大多发生在地壳内部。岩石圈磁场叠加在基本磁场之上,是地球物理勘探工作主要研究对象;而干扰磁场主要与来自地球外部的带电粒子的作用有关。对于地球物理勘探来讲,这种磁场的短期变化是干扰场,可以通过设立磁日变站进行磁日变观测来消除其影响。经过多年世界各大大国相继开展的系统航空磁测,以及获得的全球磁卫星图像表明,地球表面存在磁性层已经是不争的事实。

航磁测量作为透视地下深部地质构造信息的重要地球物理手段之一,与其他各种地球物理资料相比,不仅覆盖得最均匀,而且受地表地形干扰最小,穿透性强,这些特点使利用区域航磁资料研究地质构造成为可能。事实上,任何大规模的地质事件及其所反映出来的地质现象,总是与一定的地球深部背景相联系的,而地质现象又反映出一定的地球物理场特征。因为每一次的构造热事件所造成的结果,都会使原始地壳的磁性物质逐渐得到稀释,乃至接近消失。地球自古生代以来的每一次构造变动,实际上是很不彻底的,先期的残余构造很多被保留下来了。因此,通过对区域航磁异常特征分析,结合地质、古地磁等资料,可以在一定程度上研究地球尤其是地壳的构造演化特征。在大陆上,

磁异常显示出地壳、岩石圈地质和大地构造及其演化。在大洋区,磁异常的走向与等时线平行,因而揭示了洋壳随时间的演化,为板块构造、地壳与地幔的相互作用提供了重要依据。

一般在构造演化过程中,刚性块体的裂解、岩浆岩的演化都能导致块体磁性的变化,不同块体的磁性特征也会被改造和记录。航磁显示的磁异常强度、规模、形态、展布、走向、梯度等反映出浅部与深部磁异常体的空间分布、形状、产状等信息,亦即反映出在漫长的地质历史中经历的多期次复杂构造运动,而磁异常特征走向的改变一般表示磁性体分布的变化以及构造单元内部受到应力方向的变化。一般正岩石圈磁场对应磁性地壳厚度大的克拉通和稳定地块,是古老磁性结晶基底的反映;负岩石圈磁场对应造山带,地质学家还通过对卫星磁异常图和大地构造图对比分析后发现,许多前寒武纪地盾、克拉通、地台、盆地、造山带、活动带以及巨型铁矿等地质构造单元都有磁异常。区域航磁图既能反映当今地质构造信息,也能反映地球历次构造活动的形迹。

中国大陆经历了不同地质历史复杂的构造运动,现今大地构造特征是中国陆域的地壳与上地幔的结构、组成及其演化、运动的综合反映。并且由于沉积盖层通常无磁性或磁性较弱,磁场特征直接反映结晶基底情况,从而可以清晰解读中国不同大地构造单元演化至今的深部结构特征。如陆块区(地台)基底主要由太古宇变质岩系构成,这种性质的基底稳定性好、磁性强、构造变动小,沉积层是在稳定的环境下形成的,厚度大,岩浆活动弱,磁场反映为团块状和条块状正负磁场区,依据磁异常的走向可进一步确定陆块区的范围;造山系基底主要由中新元古界变质岩系构成,这种性质的基底稳定性差、磁性弱、构造变动强烈,岩浆活动剧烈,火山岩十分发育,沉积盖层厚度变化大,在磁场上反映为剧烈变化磁异常区,发育其中的地块构造相对稳定,沉积盖层厚,岩浆活动较弱,在磁场上多反映为块状、条带状磁异常。因此,判读和解释区域磁异常图,研究地壳磁性结构,可以了解地壳结构及成分。

2.2 航磁编图概况

航磁编图比例尺为 1:100 万,采用截至 2011 年中国地质调查局国土资源航空物探遥感中心(简称

航空物探遥感中心)和核工业遥感中心等单位的实测航磁数据,各区测量比例尺分别为1:100万~1:5000,共有568个测区数据。其中,高精度航磁测量测区143个,面积565.4万km²,中低精度航磁测量测区共有425个,面积1668.2 km²。随着逐年测量工作的开展,在一些中、低精度测量区内又进行过多次测量,在拼接中国陆域航磁 ΔT 网格数据时,首选近年最新高精度1:5万、1:10万实测航磁数据,在中、低精度测量工作区内选择质量好、时间近、比例尺大、测量高度低的航磁数据参加计算,最终选择使用了409个测区的航磁数据,其中包括143个测区高精度航磁数据,266个中精度测量数据,覆盖面积为979.6万km²,编图还采用了部分海域的实测航磁数据。数据处理方法采用航空物探遥感中心自主研发的GeoProbe航空物探数据处理软件,网格数据量为4792行 $\times$ 4203列,网格间距为1 km $\times$ 1 km,成图比例尺为1:250万(“中国陆域航磁系列图”,熊盛青,2015c)。地理底图采用北京54坐标系,投影方式为兰伯特等角割圆锥投影,第一标准纬度25°、第二标准纬度47°、中央子午线经度105°、投影原点纬度18°。

由于岩石感应磁化受地球磁场的影响,磁化方向一般不垂直于地表,并且随位置的改变而变化,因此,磁异常的峰值一般不是位于磁源体的正上方,这样就增加了解释工作的难度,为了方便解释,往往对磁异常进行化极处理,得到化极磁力异常并依此异常特征进行解释。中国陆域航磁 ΔT 场数据涉及范围的南部跨度大,并且包括中国南部中低纬度地区,无法采用频率域常规化极方法,必须采用全变倾角磁方向转换方法,逐点变倾角及偏角,即“频率域偶层位变倾角磁方向转换方法”进行化极处理(熊盛青等,2013)。从化极处理结果(“中国陆域航磁 ΔT 化极等值线平面图”,熊盛青等,2015c)看,图面清晰地展示出中国大地构造与磁场间的直接对应关系。

2.3 中国陆域航磁分区特征

在航磁图研究中获得磁结构信息,从中提取地质构造信息是航磁图解释方法研究的核心。一般磁场分区结果就是构造分区结果。纵观中国陆域航磁图,可以看出存在8个迥然不同的磁场区。

天山—兴安磁场区主要以剧烈变化、条带状磁

异常为特征,多由互不相连、相间排列的正、负条带状异常组成,强度为-360~600 nT。异常走向由西向东呈北西向、东西向和北东向展布,其中发育有块状磁异常,这种磁场面貌反映出本区构造活动性大,基底主要由中新元古界和下古生界变质岩系构成,沉积层厚度分布不均,岩浆活动强烈,构造走向分别为北西向、东西向和北东向,磁异常区界线清晰。这是典型的造山系磁场特征。

塔里木磁场区以宽缓的块状、条块状为特征,磁异常走向塔北为近东西向,塔南为北东向。磁异常强度为-50~500 nT。航磁反映出本区构造十分稳定,基底主要由太古宇结晶岩系构成,沉积盖层厚度巨大,岩浆活动微弱,构造走向塔北为东西向,塔南为北东向。这是典型的陆块区磁场特征。

昆仑—祁连—秦岭磁场区主要由北西向线性磁异常带组成,仅在阿尔金地区磁异常走向为北东向,强度多为-100~200 nT。在柴达木盆地以区域性负磁场为主,仅在格尔木北部发育块状正异常,强度为-40~60 nT。航磁显示出本区构造变动大,基底主要由元古宇变质岩系构成,岩浆活动强烈,构造走向为北西向。磁异常区与周缘磁场区界线清晰。这是典型的造山系磁场特征。

华北磁场区主要以块状、条块状磁异常为特征,异常走向以北东向和北北东向为主,并有近东西向和南北向异常,强度为-250~600 nT。航磁反映出华北区构造变动小,基底主要由太古宇结晶岩系构成,沉积盖层厚度大,岩浆活动微弱,构造走向以北东向和北北东向为主,其中发育有东西向和南北向构造。这是陆块区磁场特征。

藏滇磁场区在平静低缓的背景场上叠加有近东西向和北西向线性异常带、团块状异常和串珠状异常。异常梯度陡,强度大,形成一系列近东西向、北西向的线性异常带。这种磁场面貌反映出本区构造活跃,断裂构造发育,岩浆活动剧烈,岩浆岩发育,基底主要由前奥陶系变质岩系构成。在可可西里—巴颜喀拉一带磁场由十分平静的正、负磁异常组成,强度为-40~40 nT,局部异常不发育,这反映出该区构造稳定,岩浆岩不发育。同时反映出区内构造走向为东西向和北西向。这是造山系磁场特征。

喜马拉雅磁场区磁场由低缓的负磁场组成,负背景场上叠加了北西西向的线性高磁异常带,局部

异常不很发育,构造走向为近东西向。基底主要由元古宇构成。这是造山系磁场特征。

扬子磁场区主要以条块状的正负磁异常为特征,异常宽缓且强度大。异常走向主要为北东向,并发育有北西向和南北向磁异常。正异常强度多为 200~400 nT,负异常可达-300 nT,这反映出扬子区构造稳定,基底主要由新太古界—元古宇变质岩系构成,沉积盖层厚度大,岩浆活动较弱,构造走向以北东向为主,并发育有北西向和南北向构造。这是陆块区磁场特征。

华南磁场区主要以剧烈变化磁场为特征,磁异常走向多为北东向,强度为-100~300 nT,在东部沿海地区磁异常密集,强度大,这主要反映了中生代火山岩系的分布状况;在西部地区磁异常分布变得稀疏,强度变弱,这与侏罗—白垩纪花岗岩有关。那些条块状正异常主要是中酸性岩体的反映,区域性负异常则是前泥盆纪变质岩系的反映。这是造山系磁场特征。

3 构造单元划分的基本原则

3.1 构造单元划分依据

3.1.1 造山系划分的磁场依据

造山系是由造山带组成的,它发育在大陆边缘,因受大洋岩石圈俯冲、推挤,造成构造变动强烈,岩浆活动剧烈,由此形成一系列岛弧、火山弧,又残留有裂离地块,再经洋盆萎缩消减、弧—弧、弧—陆碰撞造山作用,从而使造山系构造面貌十分复杂。这种复杂的构造面貌被航磁反映出来,在磁场上多以剧烈和较剧烈变化磁场为特征,其中局部异常十分发育,它们多表现为线性异常带和杂乱变化的异常区,并发育有块状正、负磁场区。实际上,断裂构造往往成为造山系边界,其磁场面貌清晰,异常带连续性好,根据断裂构造圈定出造山系的分布范围。

3.1.2 陆块区划分的磁场依据

陆块区也称之为准地台、克拉通,具有长期和复杂的演化历史,前新太古代为古老陆核形成阶段,该时期形成的硅铝质原始大陆壳地质体称为陆核,它是一个稳定的构造单元,具有稳定的基底和巨厚的盖层,后期构造变动不大,所以岩浆活动微弱。这种构造特征在磁场上以条块状、块状磁场为特征,局部异常不发育。它与造山系剧烈变化的磁

场面貌完全不同,它们之间界线分明,这就为圈定陆块区的分布范围提供了依据。根据磁异常的强度、形态以及走向可以判断陆块区的范围,并且依据陆块区不同演化阶段不同基底和盖层的岩石建造组合以及不同的构造面貌,所产生的磁场特征也会出现差异。通常前震旦纪、太古宙和古元古代以深变质岩系为主,磁性强,磁异常特征明显,反映为块状、条块状正磁异常。中新元古代以中浅变质岩系为主,磁性弱,在磁场上反映为宽缓的负磁异常,由此圈定陆块区范围。

3.1.3 弧盆系和地块划分的磁场依据

弧盆系和地块是造山系的次一级构造单元。在造山系内根据磁异常变化特征,以线性异常带及串珠状异常以及夹持于其间的块状磁异常来区分弧盆系和地块,可进一步划分出弧盆系和地块。

发育在造山系内的弧盆系构造变动大,基底主要由弱磁性的中新元古界变质岩系构成,这种性质的基底不稳定,易发生形变,所以弧盆系内断裂发育,地层破碎、岩浆活动强烈、构造复杂,不同时代的侵入岩和火山岩大面积出露,往往在磁场上反映为剧烈变化的磁异常区;地块是残留于造山系内相对稳定的构造单元,基底主要由强磁性的新太古—古元古界结晶岩系构成,这种性质的基底稳定性好,构造变动小,岩浆活动多以火山岩地层为主,在磁场上多反映为块状、条带状磁场区。虽然剧烈变化的火山岩异常掩盖了结晶岩系引起的块状磁异常,但在磁场上将火山岩异常滤掉后,块状磁异常被突显出来,这与弧盆系引起的剧烈变化磁异常完全不同。依据磁场形态可圈定弧盆系和地块分布范围。

3.1.4 陆块划分的磁场依据

陆块是陆块区内次一级构造单元。由于陆块区是由多个陆块拼贴而成,经过不同时期的演化,这些陆块有着不同的基底和盖层岩石组合,其构造走向和磁异常变化形态各不相同,这在磁场上会引起走向、面貌不同的磁场区,如华北陆块区由不同陆块组成,反映在磁场上,既有东西向磁场区,又有北东向和南北向磁场区等,这为划分陆块的分布范围提供了依据。

3.1.5 盆地、拗陷带(区)、隆起带(区)划分的依据

盆地、拗陷带(区)、隆起带(区)的划分主要依据磁场特征及“中国陆域磁性基底深度图(1:250万)”

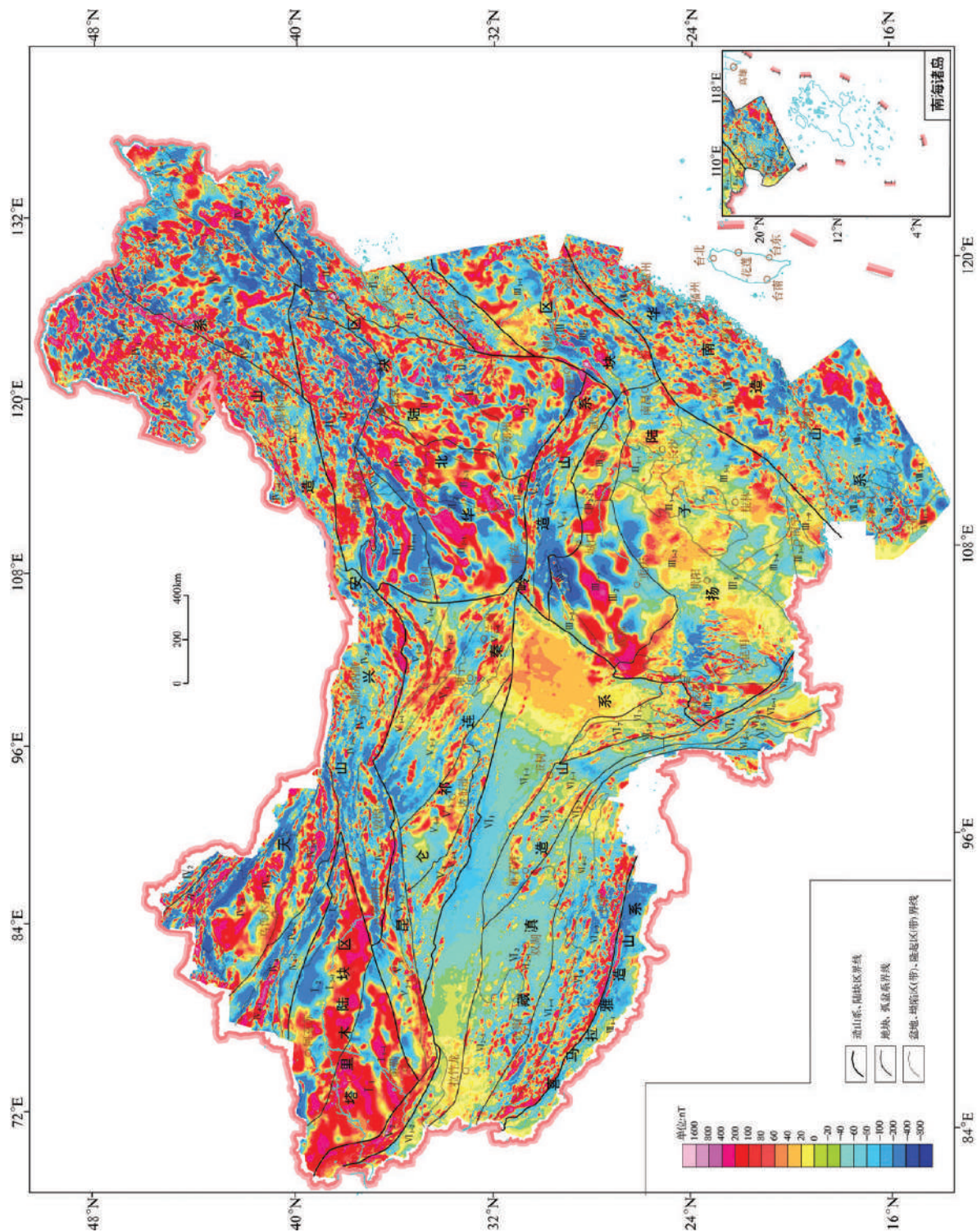


图1 中国大陆航磁划分大地构造单元在航磁化极图上的反映
Fig.1 Tectonic units of China revealed by aeromagnetic map with reduction to pole

审图号: GS(2014) 2904号

(熊盛青, 2015a)反映的磁性基底起伏形态, 沉积盖层发育特征, 并考虑断裂的控制作用。其边界以断裂或磁性基底等深线为界线。深度线小于 0.5 km 或变质基岩和岩体大面积出露地表的区域为隆起带(区)范围, 反之, 则为盆地或坳陷带(区)范围。同时, 在沉积盆地和坳陷区内对变质基底深度按等深度线标注了深度值。尽管通过航磁资料计算的深度值存在 10%~20% 的误差, 但仍满足构造航磁解释精度要求, 标注的深度值供参考使用。

3.1.6 构造单元划分的其他依据

在构造单元的划分过程中, 不仅仅考虑磁场上的划分依据, 还考虑地质、重力、遥感、磁性基底深度等方面的划分依据。如重力图上也有明显的构造分区特征, 尤其是在剩余重力异常图上, 构造分区特征更加明显。造山系和陆块区的重力异常形态特征和走向是不同的, 其中, 陆块区异常显得开阔、规模大, 而造山系异常相对窄小且形态复杂, 如秦祁昆造山系与塔里木陆块区重力场特征是完全不同的, 秦祁昆造山系在剩余重力异常图上反映为北西向重力异常带, 异常规模小、形态复杂, 而塔里木陆块区重力异常不十分发育, 异常开阔、规模相对大, 这些不同的区域场反映出不同的沉积作用、岩浆作用和变质作用。卫星遥感影像也反映出陆块区和造山系的特征是有区别的。陆块区的影像特征相对比较单一, 而造山系的影像特征多变且复杂。磁性体深度特征反映出各构造区基底深度差异, 为划分盆地、坳陷区、隆起区提供了依据。一般磁性基底埋深大(或盖层厚)的地区为坳陷带(区), 磁性基底埋深浅(或盖层薄)的地区为隆起带(区)。

3.2 航磁大地构造单元划分原则及命名

航磁划分大地构造单元以板块构造理论及大陆动力学思想为指导, 结合中国大陆区、造山系演化过程, 以航磁反映的区域磁场特征和磁性基底起伏情况为主要依据, 同时参考重力、卫星遥感影像及地质等资料。

按 1:250 万图面内容将大地构造单元划分到四级。一级构造单元为陆块区和造山系, 二级构造单元为陆块、弧盆系和地块, 三级构造单元为盆地、坳陷带(区)和隆起带(区), 四级构造单元为坳陷、隆起。

一级和二级构造单元的划分主要考虑到变质岩基底的年代、深断裂的控制作用、重磁场和遥感

影像特征, 并参考任纪舜(1999)和潘桂棠(2009, 2015)大地构造划分方案。若重磁场反映的一、二级界线与前人划分的不一致时, 则按重磁资料反映的界线划分。

三、四级构造单元的划分主要根据磁性基底起伏形态, 沉积盖层的发育情况, 同时考虑断裂的控制作用, 并以断裂或磁性基底等深线为边界。将盆地作为三级构造单元单独划出, 若盆地不完整时则按坳陷区划分。

在构造单元命名上, 一、二级构造单元名称参考任纪舜(1999)和潘桂棠(2009, 2015)命名, 三、四级构造单元名称按照基底起伏情况命名, 但盆地沿用已有名称。

4 航磁大地构造划分方案

按照 1:250 万比例尺航磁图, 中国航磁大地构造单元方案如下:

一级构造单元 8 个, 二级构造单元 32 个, 三级构造单元 85 个, 四级构造单元 332 个(文中不展开讨论)(图 1, 图 2, 图 3, 表 1)。

一级构造单元为陆块区和造山系, 全国共划分出 3 个陆块区: 塔里木陆块区、华北陆块区和扬子陆块区; 5 个造山系: 天山—兴安造山系、昆仑—祁连—秦岭造山系、藏滇造山系、喜马拉雅造山系和华南造山系。

二级构造单元为陆块、弧盆系和地块。在造山系内划出弧盆系和地块, 在陆块区内划出陆块。

三级构造单元为盆地、坳陷带(区)、隆起带(区)。

值得说明的是, 尽管一级构造单元名称引用前人叫法, 但界线厘定存在多处差异, 如塔里木陆块区的东界、华北陆块区的北界和西界、扬子陆块区的西北与东南界、天山—兴安造山系的南界均与前人(程裕淇, 1994, 任纪舜, 1999, 潘桂棠, 2009, 2015)划分存在较大的差异, 并且在坳陷区给出了深度概念, 便于油气勘探工作者使用。

5 中国一、二级构造单元基本特征

中国陆域一至四级构造单元划分, 涉及一级构造单元 8 个, 二级构造单元 32 个, 三级构造单元 85 个, 四级构造单元为 332 个。本节重点探讨中国一、

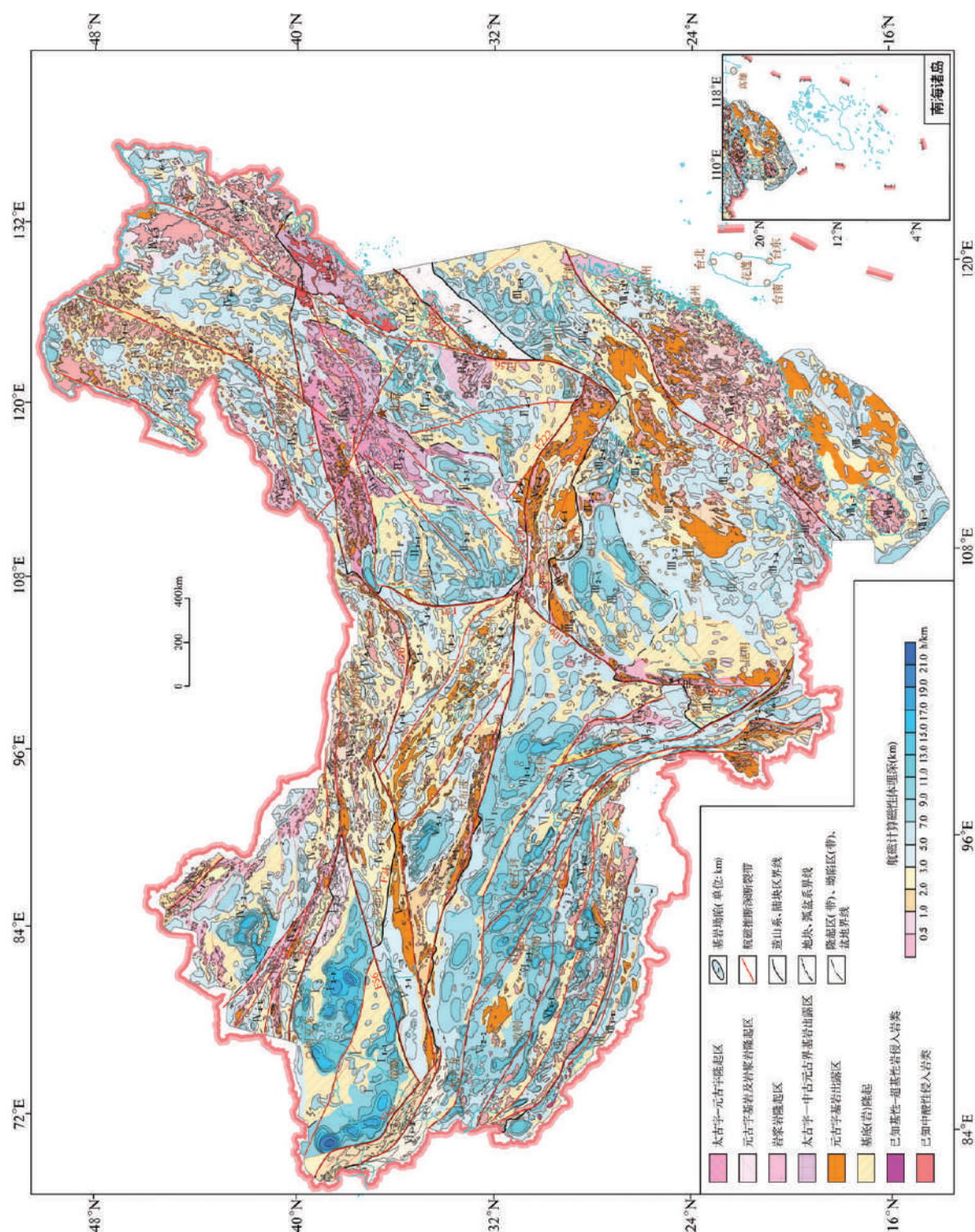


图2 中国陆域航磁划分大地构造简图

审图号: GS(2014) 2904号

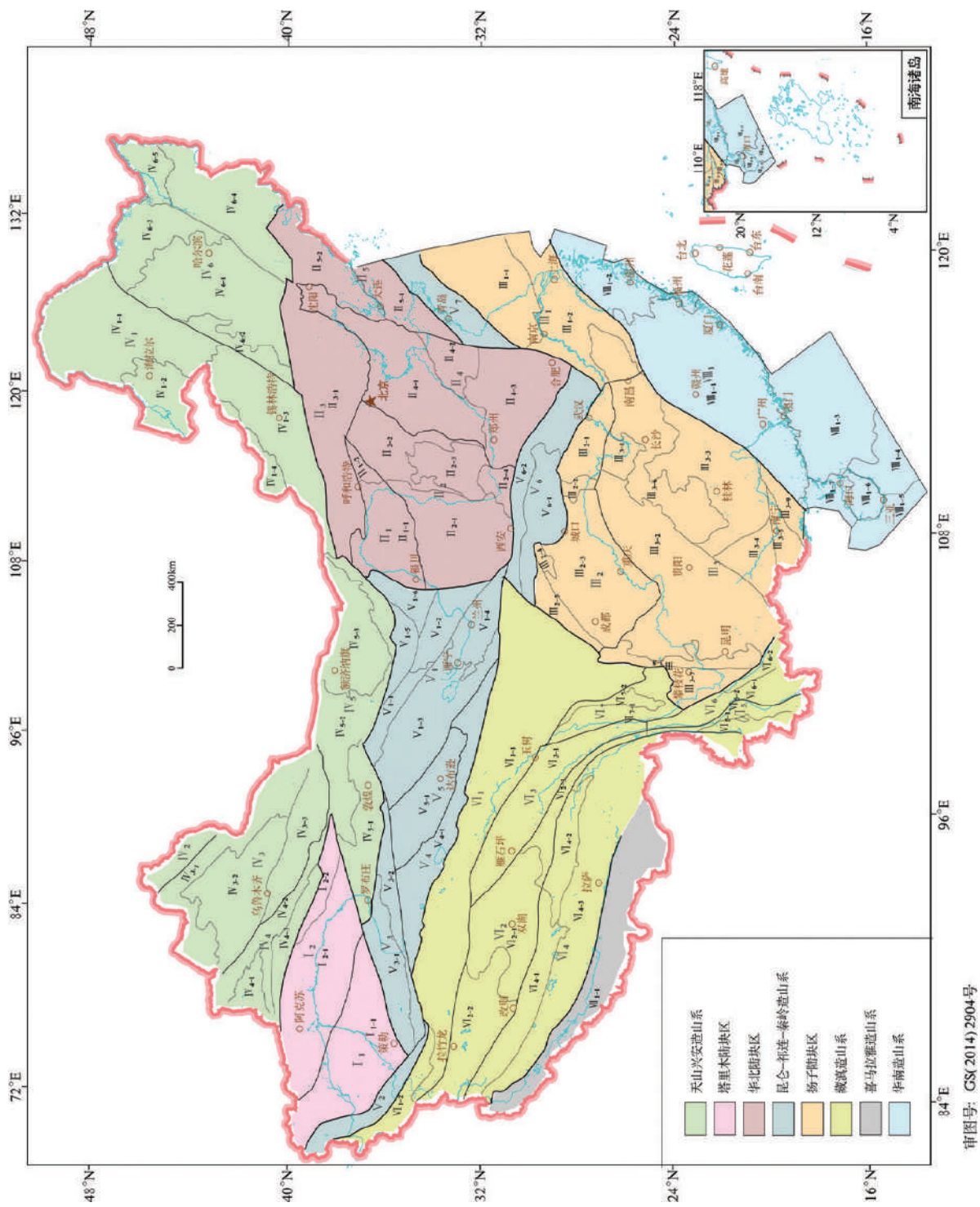


图3 中国陆域大地构造单元简图

Fig.3 Schematic map of tectonic units in China revealed by aeromagnetic data

表1 中国航磁大地构造单元划分
Table 1 Tectonic units of China revealed by aeromagnetic data

一级构造单元	二级构造单元	三级构造单元	
		名称及编号	航磁计算盆地或拗陷区沉积层厚度/km
I 塔里木陆块区	I ₁ 塔南陆块	I ₁₋₁ 塔南拗陷区	和田—策勒<1, 其余 7~21
	I ₂ 塔北陆块	I ₂₋₁ 塔北拗陷区	2~18
		I ₂₋₂ 库鲁克塔格隆起带	
II 华北陆块区	II ₁ 包头—银川陆块	II ₁₋₁ 北鄂尔多斯拗陷区	伊盟、贺兰山<3, 其余 5~11
		II ₁₋₂ 集宁隆起带	
	II ₂ 太行—吕梁陆块	II ₂₋₁ 南鄂尔多斯拗陷区	2~11
		II ₂₋₂ 五台隆起带	大同 2~5
		II ₂₋₃ 沁水盆地	临汾<3, 其余 3~9
		II ₂₋₄ 三门峡隆起带	
	II ₃ 阴山—冀北陆块	II ₃₋₁ 阴山—燕山隆起带	2~7
	II ₄ 河淮陆块	II ₄₋₁ 渤海湾盆地	埕宁、陈庄、葫芦岛<3, 其余 3~11
		II ₄₋₂ 鲁西隆起区	涌泉 2
		II ₄₋₃ 华北南部盆地	0.5~9
	II ₅ 胶辽陆块	II ₅₋₁ 北黄海盆地	0.5~7
		II ₅₋₂ 辽东隆起带	1~3
III 扬子陆块区	III ₁ 下扬子陆块	III ₁₋₁ 南黄海—苏北盆地	1~11
		III ₁₋₂ 南京拗陷区	1~9
		III ₁₋₃ 黄山隆起区	
	III ₂ 四川—江汉陆块	III ₂₋₁ 江汉盆地	天门<1, 其余 1~13
		III ₂₋₂ 黄陵隆起区	
		III ₂₋₃ 四川盆地	4~11
		III ₂₋₄ 汉南隆起带	1~1.5
		III ₂₋₅ 龙门山隆起带	3~7
	III ₃ 滇黔桂陆块	III ₃₋₁ 洞庭湖盆地	太阳山、石首<1, 其余 3~9
		III ₃₋₂ 江南隆起北缘拗陷带	1~7
		III ₃₋₃ 江南隆起南缘拗陷带	1~9
		III ₃₋₄ 百色拗陷区	3~7
		III ₃₋₅ 十万大山盆地	3~7
		III ₃₋₆ 雪峰隆起带	2~3
		III ₃₋₇ 楚雄盆地	3~9
		III ₃₋₈ 康滇隆起带	
		III ₃₋₉ 钦州隆起带	2~5
IV 天山—兴安造山系	IV ₁ 兴安弧盆系	IV ₁₋₁ 大兴安岭隆起带	2~9
		IV ₁₋₂ 海拉尔盆地	杭乌拉、嵯岗、海拉尔、巴彦山<1, 其余 3~9
		IV ₁₋₃ 二连盆地	巴音乌兰、查干诺尔<0.8, 其余 3~9
		IV ₁₋₄ 巴音宝力格隆起区	
	IV ₂ 阿尔泰弧盆系		
	IV ₃ 准噶尔—吐哈地块	IV ₃₋₁ 准噶尔盆地北缘隆起区	1~7
		IV ₃₋₂ 准噶尔盆地	木垒北部<2, 其余 2~15
		IV ₃₋₃ 吐哈盆地	博格达山、南湖、烟墩<2, 其余 2~9
	IV ₄ 伊宁—中天山地块	IV ₄₋₁ 伊宁盆地	2~7
		IV ₄₋₂ 那拉提隆起带	3~5
		IV ₄₋₃ 巴音布拉克拗陷带	2~5
	IV ₅ 北山地块	IV ₅₋₁ 敦煌盆地	安西<1, 其余 1~7
		IV ₅₋₂ 北山—狼山隆起区	1~5
		IV ₅₋₃ 银根—额济纳旗盆地	巴彦特拉、苏怀图、湖西新村、咸水、巴音毛道<1, 其余 1~5

续表 1

一级构造单元	二级构造单元	二级构造单元	
		名称及编号	航磁计算盆地或坳陷区沉积层厚度/km
IV 天山—兴安造山系	IV ₆ 吉黑地块	IV _{6.1} 松辽盆地	龙江<0.8,其余 1.5~9
		IV _{6.2} 乌兰哈达隆起带	2~5
		IV _{6.3} 小兴安岭隆起区	2~5
		IV _{6.4} 张广才岭隆起区	1~5
		IV _{6.5} 三江盆地	富锦<2,其余 3~9
V 昆仑—祁连—秦岭造山系	V ₁ 祁连弧盆系	V _{1.1} 酒泉—民乐盆地	3~7
		V _{1.2} 武威盆地	永昌—甘塘、海城<2,其余 2~5
		V _{1.3} 祁连山隆起带	2~7
		V _{1.4} 陇西盆地	循化<2,其余 2~5
		V _{1.5} 潮水盆地	金昌、牙抓山<1,民勤 2~3
		V _{1.6} 巴彦浩特盆地	1~7
	V ₂ 西昆仑弧盆系		
	V ₃ 阿尔金弧盆系	V _{3.1} 且末坳陷带	2~13
		V _{3.2} 喀什塔什—阿尔金隆起带	
	V ₄ 东昆仑弧盆系	V _{4.1} 布尔汗布达隆起带	2~3
	V ₅ 柴达木地块	V _{5.1} 柴达木盆地	大柴旦<1,其余 2~16
	V ₆ 秦岭—大别地块	V _{6.1} 南秦岭坳陷带	1~5
		V _{6.2} 大别隆起带	
	V ₇ 苏鲁地块		
VI 藏滇造山系	VI ₁ 松潘—甘孜地块	VI _{1.1} 可可西里—松潘坳陷区	0.5~13
		VI _{1.2} 甜水海隆起带	
	VI ₂ 羌塘地块	VI _{2.1} 羌塘盆地	双湖<1,其余 5~13
		VI _{2.2} 龙木错—丁沟坳陷区	戈木日<3,多玛 3~13
		VI _{2.3} 巴青—丁青坳陷带	类乌齐、永曲<2,其余 2~9
	VI ₃ 吕都地块	VI _{3.1} 雁石坪—吕都盆地	2~13
	VI ₄ 冈底斯—念青唐古拉地块	VI _{4.1} 措勤盆地	3~15
		VI _{4.2} 比如盆地	班戈<1,那由 5~11
		VI _{4.3} 隆格尔—拉萨坳陷带	冈底斯—波密<1,隆格尔—申扎 5~15
	VI ₅ 中缅—马苏地块	VI _{5.1} 镇康坳陷带	1~5
		VI _{5.2} 贡山—临沧隆起带	
	VI ₆ 兰坪—思茅地块	VI _{6.1} 思茅盆地	2~9
		VI _{6.2} 哀牢山隆起带	
	VI ₇ 理塘弧盆系	VI _{7.1} 巴塘—木里坳陷区	江达—巴塘、木里<3,其余 3~11
		VI _{7.2} 理塘隆起带	
VII 喜马拉雅造山系	VII ₁ 喜马拉雅地块	VII _{1.1} 札达—定日坳陷区	普兰—康马、聂拉木<3,其余 5~11
VIII 华南造山系	VIII ₁ 华夏地块	VII _{1.1} 武夷—云开隆起带	1~3
		VII _{1.2} 浙闽坳陷带	0.5~3
		VII _{1.3} 珠江口盆地	0.5~9
		VII _{1.4} 琼东南盆地	2~9
		VII _{1.5} 莺歌海盆地	2~9
		VII _{1.6} 海南岛隆起带	
		VII _{1.7} 北部湾盆地	0.5~7

二级航磁大地构造单元划分情况。从西向东,以8个一级构造单元为切入点,简述二级构造单元磁场特征及地质内涵,并结合磁性基底深度特点探讨构造单元基本特征。

5.1 塔里木陆块区

位于新疆的塔克拉玛干沙漠覆盖区。其北以南天山断裂(F_{46})为界,南以西昆仑北缘断裂(F_{61})为界,东以策勒—尾亚断裂(F_{56})为界。在磁场图上以较强的磁异常变化幅度与阿尔金、北山、天山构造区磁场特征相区别(图1);在剩余重力场上反映为宽缓的重力异常分布区。关于塔里木陆块区东部边界与华北陆块是否相连接一直存在争议。潘桂棠等(2015)将敦煌地块和阿拉善地块划归塔里木陆块区,二者衔接了塔里木陆块区和华北陆块区两大构造单元。朱英(1989)通过航磁异常认为塔里木地台的东部边界应划在罗布泊—尾亚一带,两侧磁场面貌有较大差别。此次通过1:100万全国航磁编图认为,塔里木陆块区的东界应划在策勒、安迪尔、托尕木一线,即以策勒—尾亚断裂(F_{56})为界(两侧的磁场、重力场面貌完全不同),而不是沿阿尔金山山根或车儿臣河一线。依据磁场特征,此次将前人所谓的敦煌地块划归天山—兴安造山系,将阿拉善地块划归昆仑—祁连—秦岭造山系。磁场同时显示出塔里木陆块区未向东延伸,也不与华北陆块区相连接,这是与前人(程裕淇,1994,任纪舜等,1999,潘桂棠等,2015)划法的最大不同。依据磁场特征,塔里木陆块区由2个前寒武纪陆块拼合而成,即塔南陆块和塔北陆块。

5.1.1 塔南陆块

位于塔里木陆块区南部地区。以北东走向升高的正磁异常带为特征,磁异常强度 $-50\sim 300$ nT,应是太古宇结晶岩系的反映,其向南延伸与西昆仑北西向分布的正磁异常带相交。在其南部的铁克力克已见新太古代喀拉喀什岩群结晶杂岩出露,并与升高的正磁异常带对应,可见新太古界结晶岩系构成了塔南陆块的基底,埋藏深度为 $9000\sim 21000$ m。沉积盖层主要为新生界陆相碎屑岩,并发育有古生界和中生界,其中缺失三叠系,在坳陷内可能存在一定厚度的元古宙地层。塔南坳陷内沉积盖层厚 $7000\sim 21000$ m,隆起上厚 $7000\sim 9000$ m,属低隆起性质。

5.1.2 塔北陆块

位于塔里木盆地北部。以近东西向展布的正、负磁场为背景,磁异常强度 $-150\sim 500$ nT。在库鲁克塔格出露了新太古界达格拉格布拉克群、古元古界兴地塔格群及中新元古界长城系—青白口系变质岩系。其上不整合覆盖有震旦系冰碛岩组碎屑岩,并见有寒武—奥陶系和志留—泥盆系分布。古生代沉积以陆表海为主,沉积盖层厚度较大。从磁场特征分析,塔北南部升高正磁异常应是中新太古界强磁性结晶岩系的反映,可能与达格拉格布拉克群相当,负磁场背景主要是元古宇浅变质岩系弱磁岩石的反映。航磁反映出沉积盖层厚 $2000\sim 18000$ m。据地震勘探,陆块震旦系和古生界十分发育,厚度为 $8000\sim 14000$ m,中新界保存全,厚度为 $2000\sim 3000$ m。这显示出古生代以来为一长期稳定的坳陷区。塔北坳陷区沉积盖层在坳陷内厚 $7000\sim 18000$ m,隆起上厚 $3000\sim 5000$ m,局部为 $7000\sim 9000$ m。

5.2 华北陆块区

位于中国秦岭—大别山以北地区,其北以白云鄂博—西拉木伦断裂(F_{14})为界,东以鄂尔多斯西缘断裂(F_{91})为界,西以郯庐断裂(F_{156})南段及诸城—海州断裂(F_{195})为界,南以秦岭北缘断裂(F_{90})和三门峡—霍山断裂(F_{222})为界(图2)。在磁场上为十分醒目的块状升高变化异常区。在剩余重力场上主要反映为宽阔的重力异常分布带区。

就华北陆块区北界而言,黄汲清等(1980)、任纪舜等(1999)大致划在和龙—桦甸—四平南—赤峰—化德—白云鄂博—狼山—巴彦诺日公—金塔—一线。潘桂棠等(2015)大致划在和龙—桦甸—四平南—赤峰—化德—白云鄂博—一线。此次通过航磁图发现,前人划分的北界中段(即四平南—赤峰—化德—白云鄂博—一线)应向北推移约 80 km,即沿白云鄂博—镶黄旗北—克什克腾旗—西拉木伦河—一线。因为沿这一线有一条线性高磁异常带,以该磁异常带为界,两侧的磁异常面貌完全不同,南侧反映为正负变化的磁异常区,异常走向多为北东向,强度为 $-200\sim 500$ nT,其异常走向和形态特征与华北陆块区相一致,北侧磁异常走向为东西向和北东向,强度 $-100\sim 100$ nT,磁异常形态特征、强度、走向与北山—锡林浩特磁场面貌相同,应属兴安弧盆

系磁异常特征;在布格重力图和剩余重力异常图上也有相同反映。重磁场特征揭示沿线两侧分属不同构造单元,且基底性质、盖层发育程度、构造变动方式和岩浆活动特点等均有差异。因此认为,沿这一线存在一条分割性极强的深断裂,即白云鄂博—西拉木伦深断裂带(F_{14}),它构成了华北陆块区北部西段界线。故华北陆块区北界应为和龙—桦甸—四平南—西拉木伦河—克什克腾旗—镶黄旗北—白云鄂博一线,其北界止于白云鄂博西部的狼山一带。

对华北陆块区西界的划分也有较大争议,有多种划法。如程裕淇(1994)认为它与塔里木陆块区相连,并包含河西走廊、阿拉善地区;任纪舜等(1999)也将河西走廊及阿拉善地区划归华北陆块区范围内。本次根据重磁场特征,将华北陆块区西界划在乌拉特后旗东—阿拉善左旗—同心—宝鸡一线,这一划法与潘桂棠等(2009, 2015)、万天丰(2011)认识是一致的。从航磁图可见,河西走廊及阿拉善地区的磁异常走向为北西向,强度为 $-100\sim -80$ nT,其形态特征与祁连山地区的磁异常特征相一致;而华北陆块区反映的磁异常走向多为北东向,规模较大,梯度较缓,强度为 $-200\sim -400$ nT。可见,以乌拉特后旗东—阿拉善左旗—同心—宝鸡一线为界,两侧的磁场面貌是完全不同的,前者是造山系磁场特征,后者是陆块区特征;剩余重力异常也有相同反映,说明河西走廊及阿拉善地区在构造上应属祁连弧盆系。

综合上述,笔者认为华北陆块区北界应划在和龙—桦甸—四平南—西拉木伦河—克什克腾旗—镶黄旗北—白云鄂博一线,西界应划在乌拉特后旗东—阿拉善左旗—同心—宝鸡一线。航磁资料还反映出华北陆块区由包头—银川陆块、太行山—吕梁山陆块、阴山—冀北陆块、河淮陆块和胶辽陆块5个构造走向不同的陆块拼贴而成。

5.2.1 包头—银川陆块

位于鄂尔多斯盆地北部银川、东胜地区,包括鄂尔多斯盆地北部。磁场以正负变化的条带状、块状磁异常为特征,异常走向为近东西向,正负磁异常相间排列。强度 $-250\sim -500$ nT。陆块内大部分地区被第四系覆盖,仅在西缘和北缘广泛出露中新太古界乌拉山岩群、集宁岩群、千里山群、贺兰山岩群

和古元古界色尔腾山群。经对比,在集宁—包头一带的乌拉山岩群、集宁岩群与正异常对应较好,这套地层具强磁性,那些宽缓的正异常应是乌拉山岩群和集宁岩群强磁性基岩的反映。负磁场则是弱磁性的千里山群、贺兰山岩群和色尔腾山群的反映。这两套地层构成了陆块的基底,构造走向主要为东西向。本区自古生代及中新生代以来属长期沉积区,古生界和中新生界很发育,其中古生界缺失了上奥陶统至下石炭统,这套地层主要分布于北鄂尔多斯拗陷区。在拗陷内盖层沉积厚 $5000\sim 11000$ m,隆起上下古生界缺失,上古生界和中生界分布不均,厚度大都小于 3000 m,仅在低隆上仍有 5000 m厚的盖层沉积。

5.2.2 太行山—吕梁山陆块

位于西安、太原地区,包括了鄂尔多斯盆地南部。磁场以北东向展布的正负磁异常带为特征,正异常为主,负异常范围较窄,强度 $-250\sim -400$ nT。在吕梁山、太行山、伏牛山地区出露有中新太古界阜平岩群、五台群、滹沱群、赞皇群、登封群变质岩系,其中,阜平岩群、赞皇群、登封群具强磁性,它们引起了 $50\sim 300$ nT的磁异常。新太古界五台群和古元古界滹沱群变质岩系磁性弱,出露区与负异常相对应,它们能引起 $-50\sim -250$ nT的磁异常。可见陆块的基底由中新太古界阜平群、赞皇群、登封群、五台群和古元古界滹沱群构成。陆块沉积盖层为古生界和中新生界,在山西中南部、冀西南、豫北、沁水盆地形成了陆表碳酸盐台地。汾渭裂谷为新生代张剪性裂谷盆地,新生界厚可达 7000 m;在新生代伴随有3次玄武岩喷溢。沉积盖层在南鄂尔多斯拗陷区厚 $5000\sim 11000$ m,隆起上厚度小于 5000 m,属于低隆起,沁水盆地在拗陷内厚 $3000\sim 9000$ m,隆起上厚 3000 m左右。

5.2.3 阴山—冀北陆块

位于华北陆块区北部。磁场以剧烈变化的磁异常为特征,异常呈东西向和北东向,正负异常交替分布,强度 $-200\sim -400$ nT。异常对应较老的地层有中新太古界乌拉山岩群、集宁岩群、迁西岩群等,其中的角闪片麻岩、花岗角闪片麻岩、花岗片麻岩和磁铁石英岩具强磁性,可引起区域性正异常,而混合岩、混合花岗岩、石英岩、石英片岩为弱磁性,它们是引起区域性负异常的主因。那些叠加在区域场之上的局

部磁异常是侏罗纪中酸性火山岩系和晚古生代、中生代中酸性岩体的反映。陆块的基底主要由乌拉山岩群、集宁岩群、迁西岩群等构成,构造走向为东西向和北东向。陆块上沉积盖层大多缺失,仅在一些山间拗陷仍有2000~7000 m厚的盖层沉积,其中多被中生界充填,古生界厚度不大。

5.2.4 河淮陆块

位于河淮地区。磁场以团块状磁异常为特征,异常走向多变,为近南北向、北东向和东西向,异常强度-250~400 nT。陆块大部分被第四系覆盖,仅在鲁西、淮北、霍邱地区分别见有中新太古界泰山岩群、五河群、霍邱岩群出露。泰山岩群具中等至强磁性,出露区与正异常相对应。五河群、霍邱岩群也与正异常对比较好,说明区内的正异常是由上述强磁性变质岩系引起的。中新太古界变质岩系中的均质混合岩、花岗片麻岩、混合花岗岩磁性很弱,当它们分布有一定面积时可引起负异常。陆块的基底主要由中新太古界泰山岩群、五河群、霍邱岩群构成,构造走向为近南北向、北东向和东西向。陆块覆盖有华北陆块型全套沉积盖层,厚2000~11000 m,但盖层分布不均匀,厚度变化较大。中新元古界和下古生界主要为一套碳酸盐岩;石炭一二叠系则主要是薄层灰岩、煤系及砂泥;中生界主要为含火山岩的陆相碎屑岩;新生界则为砂泥岩互层。渤海湾盆地拗陷内厚5000~11000 m,隆起上厚2000~3000 m;华北南部盆地拗陷内厚5000~9000 m,隆起上厚度小于3000 m。

5.2.5 胶辽陆块

位于辽东和胶东半岛。磁场以剧烈变化的磁异常为特征,异常呈北东向,正负异常交替分布,强度-150~400 nT。基底由新太古界鞍山群、龙岗群、胶东群和古元古界辽河群等变质杂岩组成。异常对应的新太古界鞍山群、龙岗群大多具强磁性,可引起区域性正异常,古元古界变质岩系磁性较弱,反映为负磁场背景。那些叠加在区域场之上的局部磁异常主要是中生代中酸性岩体的反映。依据磁场特征分析,新太古界鞍山群的构造线主要是近东西向,而古元古界辽河群构造线走向主要为北东向。古生界出露了中寒武—奥陶系、石炭一二叠系,具陆表海特征,厚度不大,岩相稳定,可与华北地层区对比。中新生界为陆相碎屑岩夹火山岩沉

积,这套地层主要发育于北黄海盆地,厚1000~3000 m,局部可达5000~7000 m。

5.3 扬子陆块区

位于秦岭—大别山以南,东南沿海以西,青藏高原以东地区,磁场主要以条块状正负磁异常为特征,异常宽缓,但强度大,多为-300~400 nT;剩余重力场以宽缓的重力异常为特征。笔者根据磁场和重力场特征,对扬子陆块区的西北界和东南界的西南段提出了新的认识。就其西北界而言,原认为陆块区的西北界为龙门山断裂,现认为其西界应划在武都、理县、康定一线,即以武都—康定断裂(F_{106})为界,陆块区的西界向西北推移了约90 km,将龙门山构造带划归扬子陆块区。这从重、磁场图上看,龙门山地区的重磁异常形态与松潘—甘孜地块重磁异常特征完全不同,而与扬子陆块区的重磁场特征相似。磁场反映龙门山地区为正负变化的磁异常区,异常强度很大,为-200~300 nT,异常走向为北东向,与扬子区磁异常走向和强度一致。而松潘—甘孜地区航磁反映为平缓变化的正负异常区,异常强度-40~40 nT(图1)。且龙门山断裂不是深断裂,它是叠加在北东向构造之上的推覆带前缘断裂。潘桂棠等(2015)也将龙门山构造区划归扬子陆块区;就其东南界线而言,其东南与华南造山系西南段的界线应划在临川(抚州)、汝城、北流一线(此段界线有的划在茶陵、郴州一线,有的划在江南隆起南缘一带),即以北海—江山—绍兴断裂(F_{203})西南段为界。在磁场上,沿北流—临川—江山—绍兴一线出现不同磁场区界线和线性密集带,这是北海—江山—绍兴断裂带的反映,亦是扬子陆块与华南活动带对接带的位置。在断裂带两侧,重磁场面貌完全不同。西北侧为相对平静变化的磁场区,区域磁场主要显示为块状特点,磁场强度为-50~100 nT,磁异常走向为北东向、北西向和南北向。而在断裂东南侧则为剧烈变化的磁异常区,磁异常走向主要为北东向,磁异常强度为-100~300 nT,显示出岩浆岩的磁异常特征;在布格重力异常图上显示出重力梯级带,同时构成了不同重力场界线,两侧的重力异常走向是不同的。东南侧重力异常走向为北东向,而西北侧重力异常走向多变。沿线也是一条重要的构造—岩浆岩分界线。界线东南的华南区,在中生代岩浆的侵入和喷发活动相对强烈,形成了大

面积分布的中酸性侵入岩和火山岩系,而西北侧岩浆岩相对不很发育,以岩浆侵入活动为主,火山岩不发育。在临川—博白东南侧元古宙地层大面积出露,古生代地层保存不全,断裂和地层走向主要为北东向,而西北侧古生代地层发育,保存较好,断裂和地层走向多变,为北东向、南北向。可见北海—江山—绍兴断裂带构成了扬子陆块区的东南界线。这条界线也与万天丰(2011)划分的界线比较接近。潘桂棠等(2015)也将扬子陆块区西南界线大致划在这一线。从磁场特征分析,陆块区由基底性质不同的下扬子陆块、四川—江汉古陆块和滇黔桂陆块3个陆块拼贴而成。

5.3.1 下扬子陆块

位于苏浙皖地区。从磁场特征分析,以长江为界,苏南地区以正负变化磁异常为特征,这些北东向的磁异常叠加在低缓的背景磁场上,呈正负相间的磁异常条带;苏北的南黄海—苏北盆地呈块状和条带状正负磁异常,异常梯度较缓,强度 $-200\sim 300$ nT。这种磁场面貌反映出苏北和苏南基底性质和构造面貌是有差别的。

南黄海—苏北盆地基底主要由新太古—古元古界胶南群(或胸山系)构成,上覆中新元古界海州群,基底埋藏深度多为 $4000\sim 11000$ m。震旦及古生代显示为稳定陆表海环境,中新生界厚度大,为 $2000\sim 7000$ m。沿如皋—南京一线显示为一条负磁异常带,这是一条断面南倾的断裂带的反映,其南部隆起向北逆冲推覆在黄海—苏北盆地之上。

苏南的景德镇地区广泛出露中新元古界浅变质岩系,由于其磁性很弱,因此,在磁场上主要反映为平缓的负磁场特征。在江山—绍兴一带磁场显示为变化和升高特征,沿这一带发育有新元古界上溪群等变质岩系。在金山地区、宁镇山脉东段钻井在震旦系之下见到角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩(同位素年龄 $1123\sim 1771$ Ma),在奉贤、嘉定等地钻井见到与浙西相同的震旦—奥陶系不整合在深、浅变质不同的基底杂岩之上。上述表明,这些地区的基底性质与景德镇出露区相同。陆块的盖层发育良好,由海相中古生界和陆相中新生界构成。沉积盖层在南黄海—苏北盆地的拗陷中厚 $5000\sim 11000$ m,隆起上厚 $1000\sim 3000$ m。在南京拗陷区的拗陷内厚 $3000\sim 9000$ m,隆起上厚 $1000\sim 2000$ m。

5.3.2 四川—江汉古陆块

位于四川盆地和江汉盆地。磁场以条块状正负磁异常为特征,异常宽缓,强度 $-300\sim 400$ nT。四川盆地异常走向主要为北东向,江汉盆地为北西向。四川盆地在早期就被解释为一个由古元古界康定岩群构成的刚硬地块。从磁场特征分析,江汉地区同样存在一个古老陆核,这个陆核主要由古元古界崆岭群深变质岩系构成,其上还不整合覆盖了厚度较大的中新元古界西乡群等变质岩系。负异常则是弱磁性的中新元古界会理群、昆阳群、西乡群等变质岩系的反映。据分析认为,四川—江汉古陆块可能是从华北陆块区分裂出来而成为元古宇洋盆中的古陆核(杨华等,2013)。这种磁场面貌反映出其深层为一菱形的结晶基底岩块,它在构造上十分稳定,其上覆盖有厚度很大的盖层沉积,形成了四川盆地和江汉盆地。盖层沉积发育,自震旦纪至中生代地层均有发育,但在不同地区分布是不均匀的,如四川盆地缺失了新生代沉积,而在江汉盆地等就很发育。震旦系、古生界和三叠系主要为陆表海沉积,之后的地层为陆相沉积。沉积盖层在江汉盆地厚 $2000\sim 13000$ m,拗陷内沉积厚 $5000\sim 13000$ m,隆起上厚 $1000\sim 3000$ m。四川盆地厚 $4000\sim 11000$ m,拗陷内厚 $7000\sim 11000$ m,隆起上仍有 $3000\sim 6000$ m的盖层沉积。

5.3.3 滇黔桂陆块

位于滇黔桂地区。磁场以平静低缓、走向北东向为特征,强度 $-50\sim 100$ nT。其中在康滇地区发育有南北向磁异常带,它们叠加在低缓磁场之上。基底主要由中新元古界会理群、昆阳群、四堡群、梵净山群、冷家溪群等构成。变质基底之上不整合覆盖有下江群、板溪群等的砂页岩、火山碎屑岩夹碳酸盐岩,其时代相当于新元古代青白口系,它们已普遍轻微变质褶皱。这套地层磁性很弱,显示为降低磁异常背景区,其中发育有平缓的正背景场应是中新元古界之下变质较深、含有中基性火山岩组分的结晶岩系的反映。变化异常主要是侵入基底的中基性岩浆岩的反映。全区从震旦纪到三叠纪大部分地区处于稳定的构造环境中,盖层除缺失泥盆系外,总体比较齐全,但各地发育程度不一。沉积盖层在洞庭湖盆地主要为中新生界,古生界较薄,拗陷内厚 $3000\sim 7000$ m,隆起上厚 $500\sim 1000$ m;在江南隆起北

缘拗陷带上主要被古生界和中生界充填,拗陷内厚5000~7000 m,隆起上厚1000~3000 m;江南隆起南缘拗陷带主要为古生界,拗陷内厚3000~9000 m,隆起上厚2000~3000 m;百色拗陷区主要为上古生界和三叠系,厚3000~7000 m;十万大山盆地为古生界和中生界,厚3000~7000 m;楚雄盆地主要为侏罗系和三叠系,拗陷内厚5000~9000 m,隆起上厚1000~4000 m。峨眉山玄武岩集中分布于川南滇北地区。

5.4 天山—兴安造山系

位于中国北部,南界大致位于和龙、桦甸、克什克腾旗、白云鄂博、阿拉善右旗、安西、焉耆一线,北界至国界,包括天山、准噶尔、阿尔泰、北山、内蒙古高原北部、大小兴安岭和吉黑等地区。磁场主要以剧烈变化、条带状磁异常为特征,多由互不相连、相间排列的正、负条带状异常组成,其中发育有块状磁异常,强度-350~600 nT;剩余重力场以走向多变的重力异常为特征。异常走向由西向东呈北西向、东西向和北东向展布。需要指出,笔者将敦煌地区划归天山—兴安造山系,与任纪舜等(1999)划法相同,但潘桂棠等(2015)将该区划归塔里木陆块区。从磁场特征看出,该造山系由兴安弧盆系、阿尔泰弧盆系、准噶尔—吐哈地块、伊宁—中天山地块、北山地块和吉黑地块组成。

5.4.1 兴安弧盆系

位于大兴安岭和内蒙北部,总体走向北东向。磁场以剧烈变化磁异常为特点,异常强度大,梯度陡,局部异常呈条带状,强度-200~500 nT不等,磁异常走向在内蒙古高原北部异常走向主要为北东向,在大兴安岭主要为北东向。在中部的根河—齐齐哈尔地区发育一个呈北西向展布的强磁性块体,这是古元古界结晶地块存在的有力证据,它在磁场上引起了宽缓升高的正磁异常。围绕这个块体的是降低的负磁异常区,表明弧盆系的变质基底主要由弱磁性的中、新元古界构成,其中残留有古元古界强磁性结晶地块。其中,磁力高主要是基底隆起及晚古生代和中生代岩浆岩的反映,在磁场相对平缓的地区主要是断陷盆地的反映,盆地中充填了上古生界和厚度较大的中生界陆相含煤、油页岩、碎屑岩系及中基性火山岩系。沿二连—贺根山发育有蛇绿岩,这被认为是蒙古西伯利亚古陆的一次俯冲活动,其北侧分布的中基性火山岩及花岗岩

带被认为是古岛弧带,磁场上沿这一线剧烈升高磁异常带就是其综合反应。可见弧盆系构造变动强烈,伴随的岩浆活动剧烈,它是一个典型的构造活动区。本区最大的盆地是海拉尔盆地和二连盆地。海拉尔盆地主要被上古生界、侏罗系和白垩系充填,在侏罗纪和白垩纪时期发生了火山喷发,形成了中酸性火山岩建造,在拗陷内厚3000~9000 m,隆起上厚500~2500 m;二连盆地沉积盖层为上古生界海相沉积和中新生界陆相沉积,在拗陷内厚3000~9000 m,隆起上小于600 m。

5.4.2 阿尔泰弧盆系

位于阿尔泰地区。磁场反映为剧烈变化的磁异常区,异常强度大,梯度陡,强度-360~600 nT,异常轴向呈北西向,由多个相间排列的正、负条带状异常组成。区内出露最老的地层为新元古界或寒武系变质岩系,志留系见有变质的碎屑岩,泥盆系、石炭系发育有火山岩系。区内以晚古生代为主的花岗岩类十分发育,并形成巨大的花岗岩链。负磁场应是中新元古界和下古生界中浅变质岩系的反映,而那些块状正异常主要与晚古生代中酸性侵入岩有关,但其中可能残留有中下奥陶统、震旦—寒武系(或古元古界)强磁性变质岩系。

5.4.3 准噶尔—吐哈地块

位于准噶尔、吐鲁番、哈密地区。磁场中部以块状正磁异常为主,四周被负磁异常围绕,强度-250~300 nT。推测准噶尔盆地的块状正磁异常应是古元古界具强磁性结晶岩系的反映,其上可能覆盖有下古生界(或中新元古界)变质岩系。泥盆—石炭纪在准噶尔北侧主要发育陆缘碎屑复理石及中基性火山岩系,在南部发育北天山博罗科努深海槽带,中间的准噶尔盆地地区基底相应下沉为水下台地,泥盆—石炭系沉积厚度不大,二叠纪发育陆相碎屑岩并伴有中酸性火山活动,中生界为厚达万米的陆相碎屑及含煤建造。盆地周缘以火山喷发为主,形成晚古生代大面积分布的火山岩系。准噶尔盆地和吐哈盆地是在稳定的结晶地块之上发育起来的,构造稳定,沉积盖层为上古生界和中新生界,厚5000~15000 m。而其他区域则构造变动大,岩浆活动剧烈,沉积层受到了强烈的改造,上古生界大面积出露。准噶尔盆地中生界厚度数百至8000 m,上古生界厚2000~7000 m,隆起为低隆起;

吐哈盆地坳陷内厚 5000~9000 m, 隆起属于长期隆起区, 中新界分布于低洼地区, 厚 1000~2000 m。

5.4.4 伊宁—中天山地块

位于伊宁盆地和天山地区。磁场上以北西西走向的条带状正负磁异常为特征, 强度 -350~500 nT。区内块状正异常应是古元古界强磁性结晶岩系和中酸性侵入岩的共同反映, 平缓的负磁场是中新元古界和下古生界弱磁性变质岩的反映, 而那些条带状的局部磁异常是火山岩系的反映。北部降低平缓磁场带对应着北天山泥盆—石炭系很厚的细碎屑及火山岩系沉积区; 南部平缓磁场带对应着南天山志留—泥盆系很厚的陆缘—碳酸盐岩及火山岩系沉积区。中部线性磁异常带与中天山元古宇—下古生界隆起带对应, 其两侧广泛出露有元古宇深变质杂岩, 并发育一系列中基性、基性—超基性岩浆岩带, 推断磁力高带是它们的综合反应。地块的构造变动多表现为大幅度隆升和沉降, 从而使基底起伏变化大, 隆起区基底裸露或浅埋, 盆地地区基底埋藏深, 沉积盖层厚。航磁反映出伊宁盆地可能发育一个构造相对稳定的古元古界结晶块体。其上被上古生界、中生界覆盖, 这套地层在坳陷内厚 3000~7000 m。

5.4.5 北山地块

位于河西走廊北部的北山地区, 总体走向东西向。磁场以剧烈变化磁异常为特点, 背景场以平缓降低场为特征, 其上叠加了磁异常带, 异常梯度陡, 强度 -100~100 nT。在地块南部古元古界变质岩系已出露, 上覆奥陶—志留系中浅变质岩系, 发育在这一地区的磁异常带与其有关。但北部大部分地区沉积了古生界碎屑岩及火山岩系, 并发育一系列早古生代中酸性岩。在北山中部出露有古元古界北山群结晶杂岩及中新元古界变质岩系, 古元古界北山群可能是引起块状正磁异常的主因。在敦煌—安西地区分布有北东向条块状升高磁异常带, 应是沿带出露的古元古界敦煌岩群的反映。那些磁异常带多与岩浆岩有关。本区构造走向主要为东西向, 仅在额济纳旗及银根地区发育有北东向构造, 它分割了东西向构造的连续性。地块内最大的盆地是银根—额济纳旗盆地, 沉积盖层为上古生界和中生界, 在坳陷中厚 2000~5000 m, 隆起上厚度小于 1000 m; 敦煌盆地沉积盖层主要为中生界,

厚 2000~7000 m。

5.4.6 吉黑地块

位于大兴安岭东部的松辽地区。磁场以北东走向的负磁场为主, 并发育有不同走向的正磁异常条带, 磁异常强度 -300~300 nT。区内正异常是古元古界麻山群和中酸性岩体的共同反映, 区域性负磁场应由元古宇和寒武系弱磁性变质岩系引起。在地块东部的佳木斯及周围地区古元古界麻山群及中新元古界黑龙江群、马家街群已出露地表, 被称为布列亚—佳木斯微陆块或佳木斯地块(任纪舜等, 1999)。其上覆盖有下古生界滨浅海相碎屑岩及生物灰岩沉积, 上古生界陆相含煤碎屑岩及中基性火山岩系和中生界滨海陆相碎屑岩及火山、红色类磨拉石建造。磁场特征反映吉黑地块的基底主要由弱磁性的元古宇变质岩系构成, 古元古界强磁性结晶地块以小型块体残留于地块中, 在磁场上引起宽缓的正磁异常。沉积盖层主要发育于盆地区, 厚 3000~9000 m 不等。中生代沉积集中分布在松辽盆地和三江盆地的坳陷内, 沉积厚度较大。古生界为滨浅海相沉积, 厚 2500~4500 m, 中生界厚 4000~6000 m。

5.5 昆仑—祁连—秦岭造山系

位于中国中部的昆仑山、阿尔金山、祁连山、秦岭、大别山及山东半岛南部地区, 北部与天山—兴安造山系、华北陆块区相接, 西部与塔里木陆块区相邻, 南界大致沿库尔塔什干、琼木孜塔格峰、衣山干、纳赤台、天水、宁陕、城口、襄樊、广济及山东半岛南缘一线, 也称之为中央造山系。该造山系总体呈北西走向, 主要由线性正磁异常带和块状正负磁场区组成, 异常走向多为北西向, 并有北北西向异常。剩余重力场表现为重力异常走向变化大, 规律性不强的特点。依据磁异常特征可分为祁连弧盆系、西昆仑弧盆系、东昆仑弧盆系、阿尔金弧盆系、柴达木地块、秦岭—大别地块和苏鲁地块。

5.5.1 祁连弧盆系

位于祁连山和河西走廊地区。磁场以正负磁场为特征, 其上叠加有北西向线性正磁异常带, 正磁异常强度为 50~200 nT。航磁还反映出弧盆系的基底主要由元古宇变质岩系构成, 但东部和西部的基底性质是不同的, 西部主要由中新元古界和下古生界弱磁性变质岩系组成, 而东部地区存在一个古

元古界结晶块体,其特点是结晶程度高、磁性强,在磁场上反映为正磁场。该块体构造十分稳定,故在这一区域发育了一些沉积盆地,其内主要发育上古生界和中新生界。酒泉—民乐盆地主要被中新生界充填,厚度大部分为3000~8000 m;武威盆地上古生界和中新生界厚度较大,坳陷内厚3000~5000 m;陇西盆地中新生界直接覆盖在变质基底之上,坳陷内厚3000~5000 m;潮水盆地主要为中新生界,坳陷内厚2000~3000 m;巴彦浩特盆地主要为中新生界,古生界分布不均匀,厚度薄,坳陷内厚5000~7000 m,隆起上小于3000 m。

5.5.2 西昆仑弧盆系

位于西昆仑山地区。航磁显示为北西向强度较大的正磁异常带,强度100~200 nT,最高可达800 nT以上。分布于红其拉甫山口的古元古界条带状片麻岩磁性相当强。另外,燕山期和华力西期花岗岩有较弱的磁性。据此认为,西昆仑西段的强磁异常主要是由古、中元古界变质岩系和不同时代的花岗岩类引起。另外,从航磁图上可见,西昆仑东段,塔南北东向以正为主的强磁异常带与西昆仑强磁异常带相交,似有“嵌入”之势。朱英(2013)认为,新疆最南部的高山,以及在塔里木盆地南缘的边缘山系都是在塔南古陆的基础上发育起来的。因此,在西昆仑东段深部有可能存在太古宇结晶基底。

5.5.3 东昆仑弧盆系

位于东昆仑地区,走向北西西向。磁场反映为正、负变化的磁异常区,磁异常以负为主,仅在东部发育有范围不大的宽缓升高正磁异常区,而南部为变化的正磁异常带。从磁场特征分析,平缓降低的磁异常是广泛发育且厚度很大的下古生界中基性火山岩、碎屑岩及碳酸盐岩的反映,这套岩系厚达6000~8000 m,轻微变质,在柴达木盆地西部已有十余口井钻遇这套岩系,说明东昆仑弧盆系的基底主要由中新元古界和下古生界弱磁性变质岩构成,仅在其东部的格尔木以北和南部残留有新太古—古元古界较强磁性的结晶块体,是金水口岩群构成的柴达木结晶地块的一部分。沿东昆仑山已见元古宇和新太古界及晚古生代中酸性侵入岩体大面积出露,它们在磁场上引起了较剧烈变化的正异常。上古生界分布普遍,为半深海槽盆沉积;中新生代为陆相沉积。航磁反映出弧盆系的基底起伏变化

很大,在南部地区元古宇变质基底已出露地表,在一些山间坳陷中基底埋深为2000~3000 m。

值得指出的是,东、西昆仑构造区区别较大。从磁场上看,西昆仑弧盆系磁场为正异常带,该区一直处于隆起状态,古生界已被剥蚀殆尽,其基底可能与塔南陆块相当。而东昆仑弧盆系磁场区以负异常为主,表明东昆仑变质基底主要由中上元古界变质岩系组成,其基底性质与祁连弧盆系相同,但东昆仑隆起幅度不大,其上仍有一定厚度的古生界和中新生界。磁场差异表明东、西昆仑受阿尔金断裂的分割基底组成、构造变动、沉积层保存情况是不同的,其在构造上应不属于同一构造区。

5.5.4 阿尔金弧盆系

位于阿尔金山、喀什塔什山及民丰、且末和若羌地区,走向北东向。需要说明的是,依据磁场特征,将原属塔里木陆块区的民丰、且末和若羌地区划归阿尔金弧盆系,命名为且末坳陷带。阿尔金异常带宽30~180 km,最南端与西昆仑正异常带交汇。异常带由正负异常组成,强度-100~100 nT。沿带见有古元古界阿尔金山群和中元古界蓟县系变质岩系出露,并与正负磁异常相对应。这些变质岩系磁性很弱,在磁场上反映为负磁场区,不可能引起区域性正磁异常。从磁异常特征分析,该正异常与西昆仑东段正异常相连,并可以对比。据此推测中元古界之下分布有古元古界布伦库勒群,这套变质岩系具有强磁性,它是引起正异常的主因。在阿尔金山北坡出露太古宇米兰群,虽然其与块状正磁异常对应,但不是引起正磁异常的主因。负异常是阿尔金山群和中元古界长城系弱磁性变质岩系的反映。沉积盖层为上古生界和中新生界,多发育在且末坳陷带内,厚2000~5000 m,局部达7000~13000 m。

5.5.5 柴达木地块

位于柴达木盆地。在磁场上以区域性正、负磁场为特征,强度为-40~60 nT。块状正异常位于格尔木北部,是由金水口岩群变质岩系引起,区域性负磁场区应是中新元古界弱磁性变质岩系的反映。在柴达木盆地内已有十几口井钻到元古宙花岗片麻岩基底,并见有下古生界轻微变质岩系且构成基底,其上不整合覆盖有泥盆系红色磨拉石建造,石炭—二叠系海陆相碎屑及含煤建造,中下侏罗统一

白垩系河湖相红色碎屑及含煤建造,新生界为河湖相红色碎屑。沉积盖层主要分布于柴达木盆地,以中新世为主,其中,新生界最发育,厚3000~16000 m,中生界厚500~1800 m。

5.5.6 秦岭—大别地块

位于秦岭、大别山地区,总体走向北西向。磁场以宽缓变化正负磁场区为特征,强度为-100~100 nT。其中发育有线性变化的正磁异常带,强度30~200 nT不等。区内变化的正磁异常带是不同时代岩浆岩的反映,那些宽缓的正磁场区主要是古元古界大别山岩群、秦岭岩群强磁性变质岩系的反映,而低缓变化的负磁场区则是中新元古界武当山群、红安群、应山岩群、佛子岭岩群中浅变质岩系的反映,这两套地层已大面积出露地表,分别与正、负磁场相对应。在秦岭地区下古生界已发生变质,这套中浅变质岩系对磁场产生一定影响。在大巴山以北地区为拗陷沉积区,沉积了下古生界、泥盆—石炭系及二叠—三叠系,厚1000~5000 m。在印支—燕山期由北向南发生了推覆,形成一系列韧性剪切带和冲断层。沿断裂带发育有“飞来峰”和“构造窗”,并向扬子陆块区仰冲。

5.5.7 苏鲁地块

位于山东半岛南部。磁场反映为北东向展布的正、负磁异常带。地面已见新太古界、古元古界和中生代岩浆岩杂岩大面积出露。基底主要为新太古—早元古代东海群、中元古代海州群和张八岭群。它们在磁场上引起变化的磁异常区。航磁反映出该地块基底未出露的地区埋深也很浅,一般小于1000 m,岩浆活动剧烈,构造走向为北东向。

5.6 藏滇造山系

位于西藏、青海南部和西南三江地区。北界大致沿库尔塔什干、琼木孜塔格峰、衣山干、纳赤台、河南、天水一线,东界大致沿武都、康定、丽江、红河一线,南至国界。

该造山系总体呈北西向、近东西走向,主要由线性正磁异常带和块状正负磁场区组成,异常走向多为北西向、近东西向,并有北北西向异常。在剩余重力场上显示出重力异常在西藏地区走向为东西向,在西南三江地区为北西向的特点。雅鲁藏布江缝合带、班公湖—怒江缝合带、金沙江缝合带(任纪舜等,1999)就处于该造山系内,在磁场上都

反映为线性异常带和线性延伸的串珠状异常带。需要说明的是,航磁反映的造山系总体范围与前人(任纪舜等,1999)基本一致,但笔者对西藏地区构造格局看法与前人观点是完全不同的。任纪舜等(1999)、王德发等(2013)和潘桂棠等(2015)认为,青藏地区受班公湖—怒江断裂、龙木错—双湖—澜沧江断裂、拉竹龙—金沙江断裂的控制,使西南三江和西藏地区的构造格局呈向北东突出的弧形。然而,航磁反映出,发育在西南三江地区金沙江、澜沧江、怒江断裂由南东向北西延伸至西藏东部后并未西转,而是继续沿北西向延伸到布若错、雪莲湖等地区,是特提斯断裂系统中单独存在的一组北西向断裂系,它们与青藏近东西向深断裂没有关联,互不隶属,彼此呈相交关系(熊盛青等,2012)。由此认为,青藏地区由西南三江地区北西向构造与西藏地区近东西向构造构成,这一认识改变了青藏地区的构造格局,即青藏地区不存在向北东突出的弧形构造。依据磁异常特征,可划分出松潘—甘孜地块、羌塘地块、昌都地块、冈底斯—念青唐古拉地块、中缅马苏地块、兰坪—思茅地块和理塘弧盆系。

5.6.1 松潘—甘孜地块

位于可可西里、巴颜喀拉山地区,总体走向北西向。磁场由十分平静的正、负磁异常区组成,强度为-40~40 nT,局部异常不发育。大致以玛沁—达日一线为界,以东为平缓变化的正磁场区,强度为40 nT,以西为低缓变化的负磁场区,强度为-40 nT。这种负磁场面貌主要反映出由中新元古界变质岩系组成的弱磁性基底的磁场特征。而位于东部的团块状宽缓升高的磁场区可能与元古宇绿泥石墨帘石片岩、混合花岗岩、花岗片麻岩、绿片岩有关,因为这套变质岩系具有较强的磁性,其时代可能为古元古界,地质界所谓的若尔盖地块可能由这套变质岩系构成。该地块沉积盖层厚度多为5000~11000 m,这与地质上认为的三叠系厚度达4500~23000 m差距是很大的,可见地质上的提法值得商榷。

5.6.2 羌塘地块

位于西藏北部的羌塘地区,总体走向东西向。磁场反映为平静的背景场,说明基底埋藏很深,其中发育有局部磁异常,这是中生代岩浆岩的反映。前震旦纪变质岩系(戈木日群或吉塘群)构成了

地块的基底,在磁场上显示为平静降低的背景场。奥陶—志留系以稳定的陆表海沉积为主,基本上不含火山岩。上古生界为冰海浊积岩—深水碳酸盐岩—基性火山岩组合;三叠系主要为一套碳酸盐岩—类复理石组合,上三叠统含有火山岩系。侏罗系为碎屑岩—碳酸盐岩组合,它们构成了羌塘地块的盖层沉积。这套盖层主要分布于羌塘盆地和龙木错—丁沟拗陷区,在拗陷内厚5000~13000 m,最厚为15000 m,在隆起上为2000~3000 m。磁场反映出地块区构造走向主要为东西向,仅在东部边缘受到昌都地块北西向构造影响,构造走向呈北西向。区内岩浆活动频繁,主要集中在地块中部,东部和西部相对微弱。

5.6.3 昌都地块

位于昌都、丽江以北地区。此次研究不但将其单独划分出来,而且包括了原属松潘—甘孜地块西南部的川西北地区。磁场清楚反映为北西向展布的磁异常区,这些磁异常应是不同时代的具磁性的中酸性侵入岩和火山岩系的反映。其基底构成可能较复杂,既有前震旦系宁多群变质岩系,且下奥陶—下志留统变质岩也可能是基底的组成部分。前震旦系变质岩系磁性弱,所以在磁场上反映为平静降低的背景场。古生界和中生界构成了本区的沉积盖层,岩性与羌塘地块可以对比,在雁石坪—昌都盆地这套盖层的拗陷内厚度为5000~11000 m,在隆起上为2000~3000 m。

5.6.4 冈底斯—念青唐古拉地块

位于措勤、拉萨地区。在磁场上反映为强度较大、梯度剧烈变化的正负磁异常带,这是由古近纪、新近纪和白垩纪基性、中酸性火山岩、喜马拉雅期和燕山期花岗岩类引起的。在地块内发现3条规模较大的蛇绿岩带,即班公错—怒江蛇绿岩杂岩带,狮泉河—申扎—嘉黎蛇绿混杂岩带,雅鲁藏布蛇绿混杂岩带。后者航磁反映十分醒目,表现为一条近东西走向的线性正磁异常带,强度高达200~1000 nT,宽30~50 km,与地面展布的基性—超基性岩带相对应。在地块内出露最古老的地层为前震旦纪或前奥陶纪念青唐古拉群变质岩系。在墨脱地区分布有大面积混合杂岩,被称为冈底斯群和南迦巴瓦群,它们与中酸性侵入岩共同构成地块的变质基底。沉积盖层应为古生界和中生界。其中,奥陶

—二叠系为陆表海建造系列,中生界主要为复陆屑—浅水碳酸盐岩—火山岩组合。这套地层主要分布于盆地中,厚3000~15000 m。其中措勤盆地厚达7000~15000 m,比如盆地厚5000~11000 m。

5.6.5 中缅马苏地块

位于贡山、双江、澜沧地区。磁场反映为变化的正负磁异常带。据地质资料,在该地块西部地区古生界广泛分布,三叠系分布零星,它们构成了地块区的主体沉积,厚度为1000~3000 m,最厚可达5000 m,主要分布于镇康拗陷带内。而在其东部地区已见中元古界澜沧群深变质岩和花岗岩大面积出露,并构成了地块的基底,航磁反映出该地块内岩浆活动比较频繁,而且以火山喷发为主,断裂主要以近南北向展布。

5.6.6 兰坪—思茅地块

位于澜沧江以东,红河以西地区。磁场表现为北北西向的磁异常带。在哀牢山地区见有古元古界哀牢山岩群大面积出露,它构成了地块的基底。古生界分布十分零星,在墨江地区见有志留系碎屑岩系出露。沉积盖层主要为上古生界和中新生界。上古生界的沉积既有稳定型磨拉石建造、砂泥质和碳酸盐岩建造,又有地槽型的中基性火山岩建造和复理石建造,侏罗—古近纪为陆相沉积。这套地层主要分布于思茅盆地中,厚3000~9000 m。上古生界保存不全,厚1000~4000 m,中新生界发育,厚2000~6000 m。

5.6.7 理塘弧盆系

位于德格、中甸和木里地区,走向北北西向。磁场上反映为北北西向的异常区,其中见有南北向的异常带。中元古界恰斯群变质岩系和青白口系绿片岩相变质岩系构成了基底。震旦系、早古生代碳酸盐—碎屑岩建造,晚古生代碎屑岩和碳酸盐岩夹基性火山岩建造;早中三叠世碎屑岩、碳酸盐岩及火山岩建造,晚三叠世碳酸盐岩夹中基性—中酸性火山岩组合。沿义敦—沙鲁里为非常醒目的带状花岗岩带。虽然该弧盆系构造变动大、岩浆活动强烈,但仍然沉积了厚度很大的沉积地层,航磁反映出沉积地层厚500~9000 m。

5.7 喜马拉雅造山系

位于雅鲁藏布江断裂(F_{126})以南,笔者研究范围仅涉及到喜马拉雅地块。该地块磁异常主要分为

东、西两个部分,东部为负背景场上叠加了北西向的线性高磁异常带,与雅鲁藏布江航磁异常带平行。西部为弱负磁场叠加了串珠状弱的正磁异常。在地块南部前震旦系变质岩系广泛出露,在喜马拉雅山称为中新元古界聂拉木群,区域性的负背景磁场主要为这些弱磁性变质岩系的反映。沉积盖层主要为古生界和中生界,厚 3000~11000 m。古生界为砂泥岩、板岩及结晶灰岩等沉积,厚 4500~5200 m。中生界为碎屑岩及碳酸盐岩建造,厚度很大。该地块区内岩浆活动不很剧烈,以酸性岩浆侵入活动为主,地表见有断续分布的花岗岩,在札达地区见有超基性岩出露。从区域磁场较为平缓表明该地块岩浆岩不发育。

5.8 华南造山系

位于北海—江山—绍兴断裂(F_{203})东南,包括武夷山—云开山、东南沿海地区及南海北部珠江口盆地、琼东南盆地、莺歌海盆地、北部湾盆地及海南岛地区,航磁研究范围仅涉及到华夏地块。剩余重力场反映为北东向的重力异常分布区,以负异常为主。南部临海地区磁场以剧烈变化为特征,磁异常走向主要为北东向,强度为 $-100\sim 300$ nT,在东部沿海地区磁异常密集,强度大,这主要反映了中生代火山岩系的分布状况;西部地区磁异常分布变得稀疏,强度变弱,它们与侏罗—白垩纪花岗岩有关。元古宇深变质的云母石英片岩、片岩、斜长角闪岩、辉石斜长变粒岩、花岗片麻岩具强磁性。元古宇混合花岗岩、混合岩、浅粒岩、二云斜长片岩、片麻岩磁性较弱,出露在海南岛地区的元古宇石碌群为弱磁性。广东地区的下古生界变质岩系磁性也较弱。根据岩石磁性特征推测,那些条块状正异常主要是元古宇强磁性变质岩和中酸性岩体的反映,区域性负异常则是前泥盆系弱磁性变质岩系的反映。沉积盖层主要发育在沿海盆地中,厚 1000~9000 m。

6 讨论

在本次解释研究过程中,还存在很多现象难以解释,篇幅所限,不在全部列出,笔者将其罗列如下供同行专家讨论:

(1)华北陆块区、扬子陆块区、南塔里木陆块均呈现出相似的北东向的条块状强磁异常带,磁异常走向略有差异,塔里木陆块区为 $18\sim 28^\circ$,扬子陆块

区为 $29\sim 39^\circ$,华北陆块区为 $44\sim 55^\circ$ 。通过物性调查推断塔南地区的正磁异常应是太古宇结晶岩系的反映,华北陆块区宽缓的正异常应是太古宇强磁性变质基岩的反映,扬子陆块区宽缓的正异常是古元古界变质岩系的反映。3个陆块区何以呈现出这样的异常格局,是偶然还是有成因联系?

(2)秦岭—大别地块为明显的负磁场区上叠加了大量线性高磁异常带,走向多为北西向。西部与弱正磁异常的松潘—甘孜地块相区别,该异常带在西端被松潘—甘孜地块的磁异常分为两支形成“Y”型,其中,沿文县—徽县—凤县分布一条北东向正磁异常带,与地表出露的无磁性的沉积地层不符合,是否存在深部结构与浅部结构的解耦,有待进一步研究。

(3)松潘—甘孜地块东西两端以弱的正磁异常为主,而中部为平静的负磁场。目前较公认的是在松潘—甘孜地块东部的若尔盖地区存在稳定的基底,可能与元古宙绿泥石绿帘石片岩、混合花岗岩、花岗片麻岩、绿片岩有关,因为这套变质岩系具较强的磁性,其时代可能为古元古代。为何西部也存在大面积与东部相似的弱的正磁异常?

7 结论

本次编图是在融合了前人大地构造单元划分的基础上,以磁场面貌及磁性基底埋藏深度(沉积层厚度)为主要依据,结合重力、遥感等资料进行的一次尝试,以期为中国大地构造研究提供地球物理视角。通过编图主要获得以下几点认识。

(1)主要大地构造单元的磁场特征十分明确,如塔里木陆块区、华北陆块区、扬子陆块区,三者都存在走向相似的条块状正磁异常,但扬子陆块区磁异常特征明显不同于塔里木陆块区和华北陆块区,根据磁场分为上扬子陆块、四川—江汉陆块和滇黔桂陆块。上扬子陆块为负磁异常背景叠加线性正磁异常,四川—江汉陆块以条块状正磁异常为特征,滇黔桂陆块为弱的负磁背景场上叠加弱的正磁异常。并且,四川—江汉陆块区的强磁异常带明显有两个走向,一组平行于龙门山构造带,一组平行于秦岭造山带。

(2)华北陆块区东部可大致看出两条南北向分布的正磁异常带,一条是河北保定至安徽阜阳,该带并不连续,而是被负磁异常带分割为数个块状正

磁异常。另一条是郯庐断裂带所显示的线性正磁异常带,值得注意的是,郯庐断裂磁异常带在临沂以北分散呈放射状磁异常带,形状似蒲扇。以郯庐断裂为东边界,在渤海湾西部至合肥盆地南部形成了一个长轴呈南北向展布的椭圆形磁异常区,朱英(2013)认为该区域存在河淮陆核。

(3)根据磁场特征认为,塔里木陆块区的东界应划在策勒、安迪尔、托尕木一线,即以策勒—尾亚断裂为界,而不是沿阿尔金山山根或车儿臣河一线。磁场同时显示出该陆块区未向东延伸,也不与华北陆块区相连接。

(4)华北陆块区的北界应划在和龙—桦甸—四平南—西拉木伦河—克什克腾旗—镶黄旗北—白云鄂博一线,与前人(黄汲清等,1980,任纪舜等,1999;潘桂棠等,2009,2015)的划分方案相比,北移约80 km。西界应划在乌拉特后旗东—阿拉善左旗—同心—宝鸡一线,阿拉善地区背景场以弱的负磁场为主,而鄂尔多斯地区背景场为明显的正、负磁场,二者的磁场面貌有很大差异,本次编图认为阿拉善地块不归属于华北陆块区。

(5)根据磁场特征,将扬子陆块区的西北界划在武都、理县、康定一线,即以武都—康定断裂为界,并非龙门山断裂带,陆块区的西界向西北推移了约90 km,将龙门山构造带划归扬子陆块区。其与华南造山系西南段的界线应划在临川(抚州)、汝城、北流一线,即以北海—江山—绍兴断裂西南段为界。

总之,新编的中国陆域及部分海域航磁系列图,清晰展现了磁场面貌,为中国陆域地质构造研究提供了丰富的深部透视信息,笔者仅能窥其一二,期望通过本文为同行专家提供新的视角,推动中国大地构造研究。鉴于中国陆域地质构造的复杂性,航磁资料局限性和解释的多解性,其中提出的与地质认识不一致的地方还有待进一步证实,还有许多地质现象有待采用综合方法进行深入研究。笔者认为,关注和研究这些不一致的问题是促进地学研究不断深入的重要途径之一,本文主要起到抛砖引玉的作用。

致谢:参加本项研究工作的还有范正国、张洪瑞、郭志宏、黄旭钊、周道卿、王万银、王有学等专家,席玉凤、蔡玉梅和贾伟杰等同志负责图件的编

绘,张明华、乔计花等协助编制了中国陆域重力异常相关图件。在此,感谢为此工作曾付出辛苦的同人们!感谢匿名审稿专家提出的宝贵意见!

References

- Cheng Yuqi. 1994. An Introduction to Regional Geology in China[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- He Rizheng, Gao Rui, Zheng Hongwei, Zhang Jisheng. Matched-filter analysis of aeromagnetic anomaly in mid-western Tibetan Plateau and its tectonic implications[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2007, 50(4): 1131–1140 (in Chinese with English abstract).
- Huang Jiqing, Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, Qin Deyu. 1980. The Geotectonic Evolution of China[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya, Tang Yaoqing. 1982. Tectonic Map of Asian (1:8,000,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Li Siguang. 1973. Introduction to Geomechanics[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Liu Shoupeng. 1989. Aeromagnetic Anomaly Map of China and Its Adjacent Sea Area (1:4000,000) [M]. Beijing: Sino Maps Press (in Chinese).
- Pan Guitang, Xiao Qinghui. 2015. Explanatory Note to the Tectonic Map of China (1: 2,500,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Pan Guitang, Xiao Qinghui, Lu Songnian, Deng Jinfa, Feng Yimin, Zhang Kexin, Zhang Zhiyong, Wang Fangguo, Xin Guangfu, Hao Zhiguo, Feng Yanfang. 2009. Subdivision of tectonic units in China[J]. Geology in China, 36(1):1–28 (in Chinese with English abstract).
- Qu Guosheng, Wang Shengzu. 1997. Aerial magnetic anomaly-tectonic interpretations in mainland continent and their adjacent seas of China[J]. Scientia Geologica Sinica, 32(4): 455–464 (in Chinese with English abstract).
- Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei, Jiang Chunfa, Niu Baogui, Li Jintie, Xie Guanglian, He Zhenjun, Liu Zhigang. 1999. Chinese Tectonics from a Global View—instruction of Tectonic Map of China and Adjacent Regions[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wan Tianfeng. 2011. The Tectonics of China—Data, Maps and Evolution[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wang Defa, Wang Naidong, Zhang Yongjun, Zou Weilei, Zhang Derun. 2013. Aeromagnetic Series Maps and Its Explanatory Note in Qinghai-Tibet Plateau and Adjacent Area[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wang Tao, Xu Mingjie, Wang Liangshu, Liu Shaowen, Hu Xuzhi. Aeromagnetic anomaly analysis of Ordos and adjacent regions and its tectonic implications[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2007,

- 50(1): 163–170 (in Chinese with English abstract).
- Wang Youxue, Jiang Mei, Xiong Shengqing, Xue Ddianjun, Wittlinger G, Paul A. 2006. Delamination of the lithosphere below the West Kunlun and its tectonic implications—evidence from Seismic tomographic images and aeromagnetic anomalies[J]. *Geology in China*, 33(2): 299–308 (in Chinese with English abstract).
- Xiong Shengqing, Ding Yanyun, Li Zhankui. 2012. Characteristics of gravity and magnetic field in Xizang (Tibet) and new understanding on tectonic framework in Eastern Xizang[J]. *Geological Review*, 58 (2):201–207 (in Chinese with English abstract).
- Xiong Shengqing, Ding Yanyun, Li Zhankui. 2015a. Map of Magnetic Basement Depth in Chinese Continent (1:2,500,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Xiong Shengqing, Ding Yanyun, Li Zhankui. 2015b. Map of Regional Structure in Chinese Continent (1:2,500,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Xiong Shengqing, Fan Zhengguo, Zhang Hongrui. 2013. Series Map of Aeromagnetic in Chinese Continent and Its Explanatory Note (1:5,000,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Xiong Shengqing, Fan Zhengguo, Zhang Hongrui. 2015c. Series Map of Aeromagnetic in Chinese Continent and Its Explanatory Note (1:2,500,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Yang Hua, Liang Yueming. 2013. Nationwide aeromagnetic ΔT anomalies and China's geoscience block structures[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 37(6):957–967 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Changda. 2013. Research on Development of Magnetism and Time Domain Electromagnetic Method[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press(in Chinese).
- Zhang Jiangsheng, Lao Qiuyuan, Li Yan. 1999. Tectonic implication of aeromagnetic anomaly and evolution of Huabei–South Tarim–Yangtze superlandmass[J]. *Earth Science Frontiers*, 6(4): 379–390 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Wenyou. 1986. Tectonics of Land and Sea in China and Its Adjacent Area[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Zhu Ying. 1989. Some geotectonic problems around eastern margin of the Tarim Basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 32(4):399–408 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Ying. 2013. Tectonic and Deep Structure of China and Its Adjacent Area—preliminary Interpretation of Aeromagnetic Map of China(1:1000,000) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- 配滤波分析与构造意义[J]. *地球物理学报*, 50(4):1131–1140.
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社.
- 李春昱, 王荃, 刘雪亚, 汤耀庆. 1982. 亚洲大地构造图(1:800万)[M]. 北京: 地质出版社.
- 李四光. 1973. 地质力学概论[M]. 北京: 科学出版社.
- 刘寿彭. 1989. 1:400万中国及其毗邻海区航空磁力异常图[M]. 北京: 中国地图出版社.
- 潘桂棠, 肖庆辉. 2015. 中国大地构造图(1:250万)说明书[M]. 北京: 地质出版社.
- 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 邓晋福, 冯益民, 张克信, 张智勇, 王方国, 邢光福, 郝国杰, 冯艳芳. 2009. 中国大地构造单元划分[J]. *中国地质*, 36(1):1–28.
- 曲国胜, 王绳祖. 1997. 中国大陆及邻近海域航磁——大地构造解释及分区[J]. *地质科学*, 32(4):455–464.
- 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 姜春发, 牛宝贵, 李锦铁, 谢广连, 和政军, 刘志刚. 1999. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京: 地质出版社.
- 万天丰. 2011. 中国大地构造学[M]. 北京: 地质出版社.
- 王德发, 王乃东, 张永军, 邹为雷, 张德润. 2013. 青藏高原及邻区航磁系列图及说明书[M]. 北京: 地质出版社.
- 王涛, 徐鸣洁, 王良书, 刘绍文, 胡旭之. 鄂尔多斯及邻区航磁异常特征及其大地构造意义[J]. *地球物理学报*, 2007, 50(1):163–170.
- 王有学, 姜枚, 熊盛青, 薛典军, Wittlinger G, Paul A. 2006. 西昆仑岩石圈的折沉作用及其深部构造含义——地震层析成像及航磁异常证据[J]. *中国地质*, 33(2):299–308.
- 熊盛青, 丁燕云, 李占奎. 2012. 西藏地区重磁场特征及藏东构造格局新认识[J]. *地质论评*, 58(2):201–207.
- 熊盛青, 丁燕云, 李占奎. 2015a. 中国陆域磁性基底深度图(1:250万)[M]. 北京: 地质出版社.
- 熊盛青, 丁燕云, 李占奎. 2015b. 中国陆域区域构造图(1:250万)[M]. 北京: 地质出版社.
- 熊盛青, 范正国, 张洪瑞. 2013. 中国陆域航磁系列图及说明书(1:500万)[M]. 北京: 地质出版社.
- 熊盛青, 范正国, 张洪瑞. 2015c. 中国陆域航磁系列图及说明书(1:250万)[M]. 北京: 地质出版社.
- 杨华, 梁月明. 2013. 全国航磁 ΔT 异常与中国地质断块构造[J]. *物探与化探*, 37(6):957–967.
- 张昌达. 2013. 重磁与时间域电磁法发展趋势研究[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 张家声, 劳秋元, 李燕. 1999. 航磁异常的构造解释和华北—塔南—扬子超陆块演化[J]. *地学前缘*, 6(4):379–390.
- 张文佑. 1986. 中国及邻区海陆大地构造[M]. 北京: 科学出版社.
- 朱英. 1989. 塔里木盆地东缘的若干大地构造问题[J]. *地球物理学报*, 32(4):399–408.
- 朱英. 2013. 中国及邻区大地构造和深部构造纲要——全国1:100万航磁异常图的初步解释[M]. 北京: 地质出版社.

附中文参考文献

- 程裕淇. 1994. 中国区域地质概论[M]. 北京: 地质出版社.
- 贺日政, 高锐, 郑洪伟, 张季生. 2007. 青藏高原中西部航磁异常的匹

doi: 10.6046/gtzyyg.2018.02.21

引用格式: 刘刚, 燕云鹏, 刘建宇. 青藏高原西部湖泊与构造背景关系遥感研究 [J]. 国土资源遥感, 2018, 30(2): 154–161.
(Liu G, Yan Y P, Liu J Y. Research on relationship between lakes and tectonic background in western Tibetan Plateau using remote sensing [J]. Remote Sensing for Land and Resources, 2018, 30(2): 154–161.)

青藏高原西部湖泊与构造背景关系遥感研究

刘刚, 燕云鹏, 刘建宇

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

摘要: 利用遥感技术对青藏高原腹地湖泊的大小、形态、数量和空间分布进行了研究, 发现大部分湖泊受张性断裂控制。湖泊的形态及空间分布具有非常强的规律性, 且与 GPS 测量数据吻合, 反映了区域应力场的现状。不同应力条件下, 湖泊的形态和空间分布具有地域性, 这种规律体现了各个区域构造背景的差异。青藏高原中部岩石圈物质向 SE 方向大规模逃逸是大量断陷湖泊形成的重要原因。湖泊分布规律是高原区域构造研究的一个窗口, 对地下水的勘查具有一定的指导意义。

关键词: 青藏高原; 遥感; 湖泊; 分布; 地下水勘查

中图法分类号: TP 79 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-070X(2018)02-0154-08

0 引言

青藏高原西部地区是指 $E79^{\circ} \sim 92^{\circ}$, $N28^{\circ} \sim 37^{\circ}$ 之间的我国境内高原区域。其北缘为昆仑山, 南缘为喀喇昆仑山和喜马拉雅山, 除雅鲁藏布江谷地等局部地区外, 大部分属于平均海拔 5 000 m 左右的高原寒带、亚寒带的干旱、半干旱气候带, 人畜饮水困难。为保障该区域经济、国防建设需要和人畜生活用水, 中国地质调查局利用遥感技术宏观、快速的特点, 部署了区域性 1:25 万水文地质背景调查, 为后期水文地质普查提供基础数据和决策依据。

由于水具有非常好的迁移性, 无论地表水还是地下水, 其运移路径、储存空间都与所在地区的应力场和地貌有关。新近纪和第四纪的强烈隆升及地壳物质大规模水平运移^[1], 对高原地貌和构造进行了强烈改造^[2-4]。遥感图像显示, 遍布高原的湖泊在形态和空间分布规律上与区域构造关系密切, 基本反映了区域应力场的现状。前人对高原湖泊的研究, 主要集中于古湖泊的演化^[5-6]或与某时期气候变化间的关系上^[7-9], 对湖泊与现代区域应力场的关系及其对地下水调查的意义论述不多。本文尝试利用遥感技术研究湖泊分布的规律性, 探讨构造背景与湖泊成因的关系, 为现代区域应力场分析和水文地质背景遥感调查提供一种新思路。

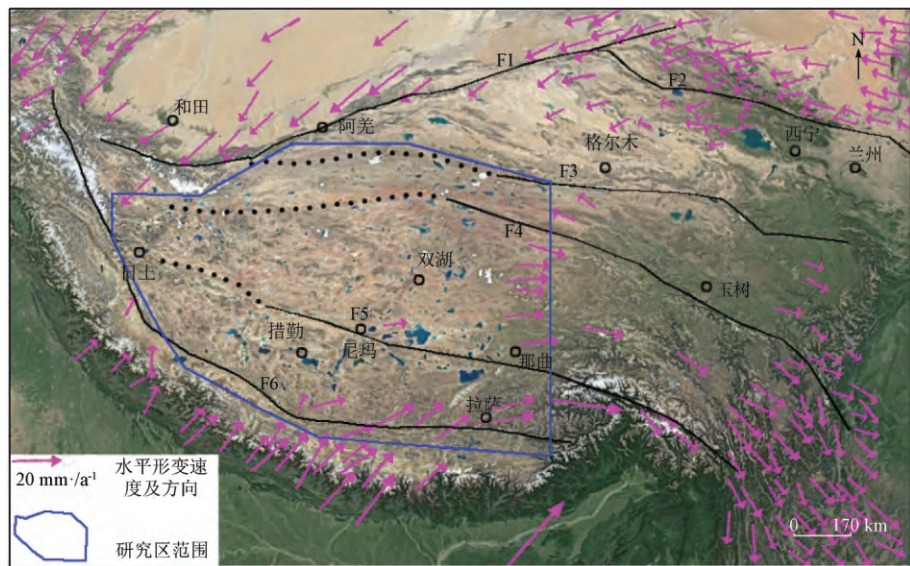
1 区域构造背景

青藏高原是世界上最年轻的高原, 在古近纪, 印度板块和欧亚板块发生碰撞^[1,10-12], 之后印度板块持续向北挤压, 并沿喜马拉雅和帕米尔 2 个构造结呈一巨大的“M”型挤入欧亚板块, 在青藏高原的南北边缘形成了 2 个巨型走滑-剪切系统: 在青藏高原西南边缘喀喇昆仑山、冈底斯山和喜马拉雅山一带, 形成以喀喇昆仑-雅鲁藏布断裂带为核心的巨型反“S”形右行走滑构造体系^[13-15]; 在青藏高原东北边缘阿尔金山和昆仑山一带, 形成以阿尔金-康西瓦断裂和东昆仑断裂为主的巨型左行剪切-走滑构造体系^[16-22]。青藏高原中部岩石圈物质以 2 大走滑体系为边界向东运动^[23-24]。虽然目前对该构造运动的开始时间和模式还存在争论^[1,24-28], 但这种现象在现代遥感图像中仍有清晰的反映, 并被中国地壳运动观测网络 (crustal movement observation network of China, CMONOC) 的 GPS 测量结果所证实^[23-24,27] (图 1), 说明强烈的构造作用仍在继续。岩石圈物质的大规模运移, 对青藏高原的区域应力场产生了巨大的影响, 形成了一系列活动性非常强的走滑断层^[24]、剪切带^[28-29]和拉分盆地, 对现今地下水和地表水的运移路径、储存方式和空间分布等具有重要的控制作用。

收稿日期: 2016-12-09; 修订日期: 2017-04-27

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“西北边境明铁盖地区基础地质遥感解译”(编号: DD2016007602) 资助。

第一作者: 刘刚 (1963-), 男, 高级工程师, 主要从事遥感地质研究工作。Email: lgang666@sohu.com。



F1: 阿尔金—康西瓦断裂; F2: 海原断裂; F3: 东昆仑断裂; F4: 玉树—鲜水河断裂; F5: 日土—嘉黎断裂; F6: 喀喇昆仑—雅鲁藏布断裂

图 1 青藏高原整体固定框架下的高原内部水平形变速度场(修改自甘卫军等^[23])

Fig.1 Horizontal movement rate field within Qinghai – Tibet Plateau under the overall fixed framework of Qinghai – Tibet Plateau

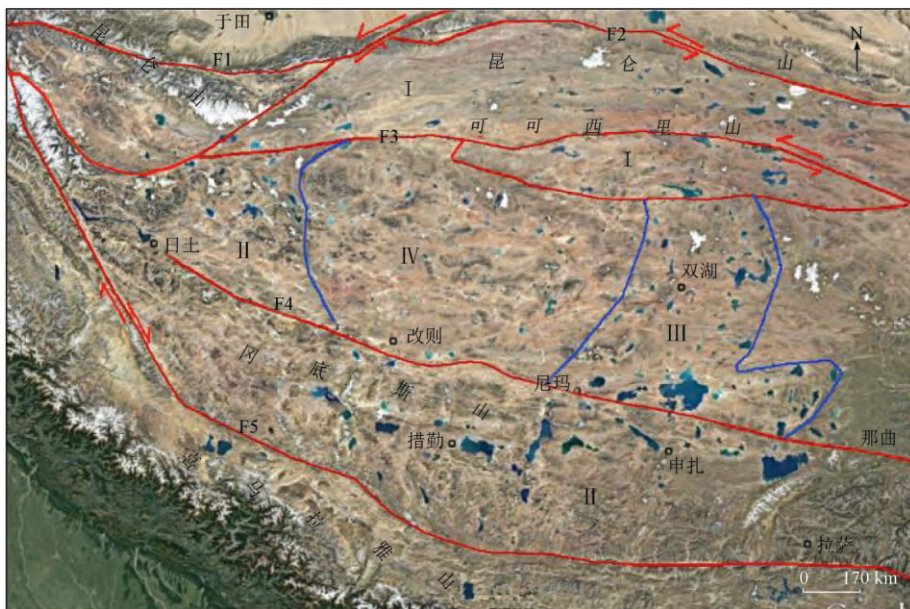
2 湖泊与构造背景的相关性

2.1 湖泊总体特点

青藏高原是千湖之源,大大小小的湖泊星罗棋布。一般情况下,湖泊的形态近于圆形,但由构造控制的湖泊往往呈长条形、多边形和椭圆形等,且湖泊的空间分布及变化与构造活动具有对应性^[30]。遥感图像显示,青藏高原的大部分湖泊与构造背景高度相关:湖泊形态、大小、数量及空间分布受制于区

域构造应力场;在不同构造部位,湖泊的发育程度、形态、排列方向和性质都有所区别;性质相同的湖泊成带分布,在形态上也具有相似性。所以,利用遥感技术对湖泊形态、性质和分布等规律的研究,可以了解现代区域构造应力场方向及性质,对水文地质背景分析具有重要的指导作用。

通过遥感分析,发现喀喇昆仑—雅鲁藏布右行走滑构造体系和阿尔金、东昆仑左行走滑构造体系及其间地壳物质向东南地区的持续运动,形成了大量的拉分盆地、断陷盆地和部分凹陷盆地(图 2)。



I: 北部左行拉分湖盆区; II: 南部右行拉分湖盆区; III: 东部断陷湖盆区; IV: 中部断陷湖盆区;
F1: 阿尔金—康西瓦断裂; F2: 东昆仑断裂; F3: 玉树—鲜水河断裂; F4: 日土—嘉黎断裂; F5: 喀喇昆仑—雅鲁藏布断裂

图 2 青藏高原西部湖盆分类及分布示意图

Fig.2 Types and distribution of lakes in western Qinghai – Tibet Plateau

其中,走滑剪切应力场对现代湖泊(冰川湖除外)的形成、发展具有举足轻重的作用。湖泊在不同空间位置的集中成群发育,反映了湖泊群所在地区的构造特征。在喀喇昆仑—雅鲁藏布右行走滑构造体系所在的青藏高原南部区域和阿尔金—东昆仑左行走滑构造体系影响范围内的北部区域,大部分湖泊与走滑作用产生的拉分张力有关;而在地壳物质向东南地区高速运移的中间部位,则以位于速度最快的前缘(东部)区域的断陷盆地和位于速度较慢的后缘(中部)区域的凹陷盆地为主。因此,我国境内青藏高原西部湖泊集中区(昆仑山以南,喜马拉雅山以北)大致可分为4个区域:北部近EW向拉分湖盆区、南部NW—NWW向拉分湖盆区、东部断陷湖盆区和中部断—凹陷湖盆区。

鉴于大量的湖泊与走滑作用所形成的拉张作用有关,因此有必要将拉分盆地进行简单介绍:拉分盆地(pull-apart basin)的概念最早由Burchfiel在研究美国圣安德列斯走滑断层控制的死谷中心地带时提出,是指走滑断裂系在局部地段形成的断陷盆地,具有特殊的构造背景和形成方式。左旋走滑断层的左阶部位或右旋走滑断层的右阶部位处于一种拉张应力状态,发育拉伸和断陷;而左旋走滑断层的右阶部位或右旋走滑的左阶部位则处于一种挤压应力状态,发育挤压和断隆^[31]。拉分盆地形似菱形,形态上可分为S型和Z型。左行左阶雁列式走滑断层控制下形成的拉分盆地为S型(图3(a)),右行右阶雁列式走滑断层控制下形成的拉分盆地为Z型(图3(b))。

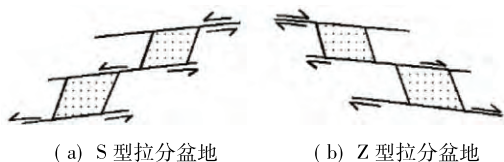


图3 走滑断裂系形成的S型和Z型拉分盆地模式

Fig.3 S and Z modes of pull-apart basins created by strike-slip faults

2.2 北部近EW向拉分湖盆区

北部近EW向拉分湖盆分布区(图2中I)西起阿克塞钦地区的郭扎错,向东经可可西里,至青海境内的不冻泉一带。总体位于阿尔金山和东昆仑山以南、喀喇昆仑山以北,包括羌塘北部和可可西里地区,呈略向北突出的近EW向狭长带状,南北宽约120 km、东西长约1 000 km,属于阿尔金和东昆仑左行走滑断裂体系的影响范围。

遥感图像显示,本小区内分布有近EW向的中型、大型湖泊几十个,小型湖泊不计其数。经解译发

现湖泊的大小、形态及分布具有如下规律:在位移量很大的主干走滑断裂附近,常形成数量少但个体面积较大的拉分湖泊(盆地),湖泊形态一般为长条状或菱形,长边方向与主干断裂近于一致;中小型断层一般形成小型湖泊,面积在数 km^2 左右,形态大部分为菱形(图4),部分为长条状或多边形,边界多为断裂控制,长边走向与走滑断裂一致,或以小角度与之斜交;在剪切带内,常形成数量众多但面积小于 1 km^2 的微型湖泊(图5),其形态大部分为透镜状和椭圆状,湖泊长轴方向大部分以小角度与剪切带的走向(C面理)斜交。

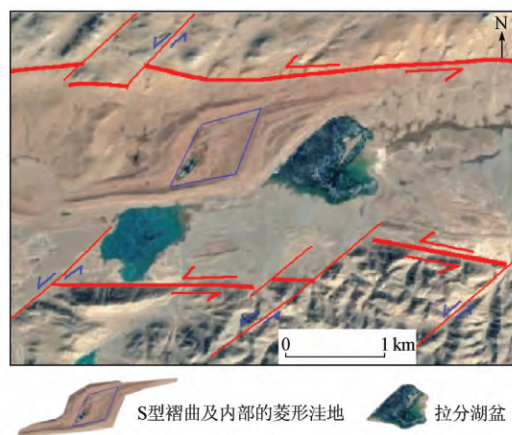


图4 左行走滑断裂系形成的雁列式拉分湖泊、S型褶曲及菱形洼地

Fig.4 En echelon pull-apart basins, S style fold and rhombus depression created by left-slip faults

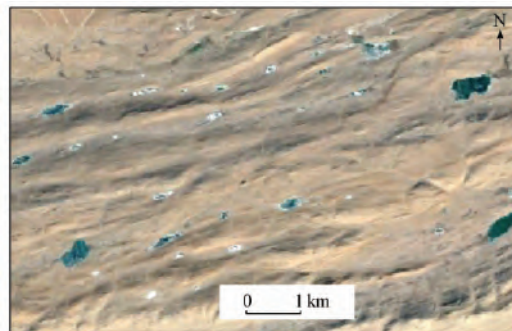


图5 受剪切带控制的透镜状微型湖泊群

Fig.5 Lentoid minitype lakes created by shearing zones

本小区内受断层和剪切带控制的典型湖泊(群)成因机制的遥感分析如下:

1) 走滑断层形成的拉分湖泊。图4是一个受左行走滑断裂系控制的小型湖盆遥感影像。2个湖泊呈S型左阶雁列式分布,形态均为拉长的菱形,与图3所示左行S型拉分盆地模式极为相似。2个湖泊的边界严格受EW向主干走滑断裂及其派生的次级NE向左行走滑(张性)断裂控制。同时,在2个湖泊的北侧还发育EW向左行走滑作用形成的S型第四系褶曲(根据高空间分辨率遥感影像测量计

算,第四系褶曲的地层缩短(位移)量为703 m),同时在褶皱内部亦发育长轴(对角线)NE向的菱形洼(盆)地,洼地中还残存干涸的微型湖泊。洼地形态、方位与外围的2个湖泊相似,说明洼地与湖泊成因一致。湖泊、褶皱、洼地三位一体,相互印证,说明EW向左行走滑作用产生的张性应力场是其形成的力学机制。

2) 剪切带控制的微型湖泊。在本小区的北部东昆仑山西段区域,长达800 km的东昆仑左行走滑断裂至今仍在活动^[18]。根据遥感图像中凹凸相间的微地貌(图5)和丝带状纹理特征等遥感解译标志,发现在该断裂带的两侧发育南北宽约40~50 km,东西长约400 km的左行韧/脆性剪切带和节理带,并伴有雁行状排列的褶皱束^[18]。剪切带和节理带一般由系列微裂隙(脆性)或面理(韧性)组成,变形特点为局部地段位移量小,但总体累计位移量大。通过遥感图像显示,在剪切带内发育数量众多、长轴方向近于一致、个体面积很小(绝大部分在1 km²以下)的微型湖泊。湖泊形态大部分为椭圆形或透镜状(图5),长短轴比在3~5之间,长轴方位大都在NE60°左右,与剪切带拉伸应变轴正交,说明湖泊的形成与剪切应力场有关。湖泊的大小、数量、形态和排列方向,与剪切环境下的变形特点(微裂隙、小位移)和变形机制一脉相承,显示了大自然的奇妙玄机。

2.3 南部NW—NWW向拉分湖盆区

位于高原南部日土、措勤和拉萨一带的喀喇昆仑山及冈底斯山地区(图2中Ⅱ),处于喀喇昆仑—雅鲁藏布断裂和班公错—嘉黎断裂主导的右行走滑断裂系^[19,23-24]控制之下。遥感图像显示,区内分布着长轴为NW向或NWW向的中大型湖泊十几个,在西部接近帕米尔构造结的NW向构造收敛区域,湖泊长轴方向以NW向为主,在东部构造发散区域则逐渐转向以NWW向为主,湖泊分布方向与构造线基本保持一致。

本次研究发现,与北部近EW向拉分湖盆分布区类似,本小区湖泊的大小、数量、形态和空间分布也有一定的规律性:在靠近喀喇昆仑等主干右行走滑断裂附近,由于强烈的走滑—拉分效应,发育数量少但个体面积较大的湖泊,如著名的拉分盆地班公错^[32]面积在600 km²以上,其东西2段拉分走滑距离有几十km^[30];在位移量小的走滑断裂带上发育数量多但面积小的湖泊。图6中呈右行雁列式分布的森里错、杰萨错和打加错等3个小湖泊,便是局部应力场作用下小型湖泊群的典型代表,湖泊群的北侧和南侧分别是塔若错—措勤右行走滑断裂(F1)

和雅鲁藏布右行走滑断裂(F2)。

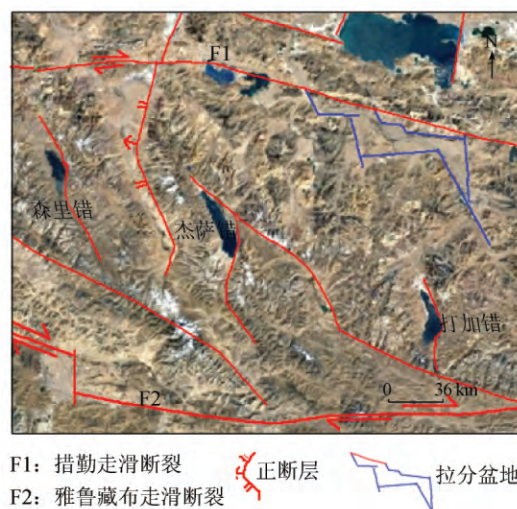


图6 雅鲁藏布右行走滑断裂系形成的雁列式拉分湖泊

Fig. 6 En echelon pull-apart lakes created by Brahmaputra right-slip faults

受北部岩石圈物质快速东移^[23-24]的影响,北侧的塔若错—措勤右行走滑断裂水平位移大、速度快,而南侧的雅鲁藏布断裂水平位移较小^[13],在二者不对称的走滑应力作用下,夹在其间的地质体便遭受了右行(顺时针)旋转扭张作用,形成了具有拉张断陷性质的森里错、杰萨错和打加错3个湖泊(盆地)和同方向(NW)的张扭性断裂系。3个湖泊都呈Z型右行雁列式分布,均为长轴NW向的狭长形态,长短轴比大于6:1,是典型的构造湖。其排列样式、形态与图3所示右行右阶走滑Z型拉分盆地模式相符,说明是由右行走滑作用所派生的拉分张力形成的。另外,在打加错上部还发育相同性质的拉分盆地(图6中蓝色线条范围),也从另一个角度佐证了这个判断。

图4与图6之中湖泊的长轴方向和排列方式完全相反,原因在于它们处于性质相同但运动方向相反的2个构造体系之中。这种规律性说明青藏高原湖泊与构造背景具有耦合关系。

2.4 东部断陷湖盆区

位于冈底斯山以北的尼玛、双湖一带(图2中Ⅲ),呈微向东突出的近SN向带状,区内集中发育长轴为NNE或SN向的中大型湖泊数十个。遥感图像显示湖泊大部分呈近SN向的长条状,东西边界一般受SN向的正断层控制,形成密集断陷湖泊群。湖泊形态、类型、长轴优选方位和总体空间分布具有明显的规律性。

图1中位于尼玛、双湖一带的近SN向断陷湖盆密集分布区,恰好处于GPS测量数据反映的日土—嘉黎断裂(F5)和玉树—鲜水河断裂(F4)之间

“上地壳”物质向东高速运移的“流滑带”上^[24,27],且具有东部快、西部慢的特点^[1,24]。大部分近 SN 向断陷湖泊的长轴方向与物质东移的方向正交,据此推测湖盆的形成可能与地壳物质东向逃逸过程中因速度或时间上的不均一性所产生的近 EW 向张性应力有关。

图 7 所示的湖泊群是近 SN 向断陷湖盆的典型代表。

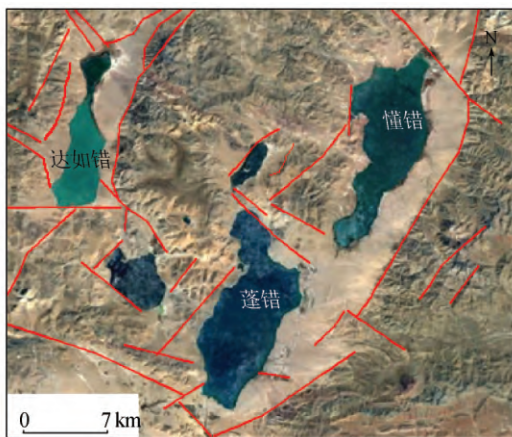


图 7 近 SN 向断陷湖盆影像

Fig. 7 Image of near south – north strike rift lakes

遥感图像显示,该区在 1 000 km² 的小范围内密集分布着 5 个湖泊,累计面积超过 100 km²。其中 3 个湖泊长轴方向为 NNE 向,1 个为 SN 向,蓬错、懂错和达如错 3 个大湖盆的东西边界明显由断层控制,平均长短轴比大于 5:1,属于典型的构造断陷湖泊,其他 2 个小型湖盆的部分边界也与断层有关。遥感图像显示,控制 3 个大湖盆东边界的近 SN 向断层规模大、延续性好、解译标志非常清晰;而控制湖盆西边界的断层在规模和延续性上相对较差,推测湖盆可能首先从东部开始拉张断陷,逐步向西扩展。

2.5 中部断 – 凹陷湖盆区

位于研究区的中部(图 2 中 IV),属于羌塘盆地及青藏高原的核心地带,集中分布着数十个中型湖泊。遥感图像显示本区湖泊具有以下特点:大部分湖泊在青藏高原范围内属于中等规模,大型湖泊不发育;形态一般近于圆形或不规则状,与上述几个湖区中的拉分断陷湖泊相比,湖泊的“长宽比”要小得多,大部分长短轴比小于 2:1(典型拉分断陷湖泊长短轴比一般大于等于 6:1);湖泊空间分布或个体的长轴方向均没有优选方位(图 8)。根据遥感图像及区域地质资料分析,上述特点与大地构造位置有关:本小区位于青藏高原腹地的羌塘盆地核心地带,没有大型断裂构造,属于高原内部相对“稳定”的地区。另外,图 1 显示本小区属于青藏高原内部地壳物质向东运移的“根带”,与东部地区相比,运

移速度及位移量已经有很大的衰减^[24],所以小区内的湖泊总体以凹陷为主,仅部分属于断陷成因,因此导致湖盆个体形态、规模及总体分布不像其他区域那样具有鲜明的规律性。

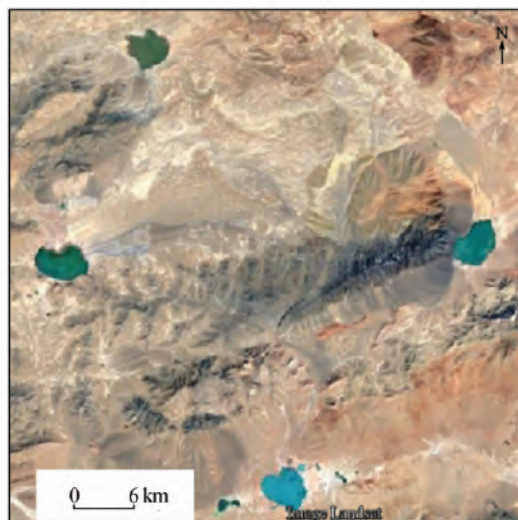


图 8 中部凹陷湖盆的谷歌地球影像

Fig. 8 Screen copy on Google Earth of down – warped lakes in midland of Qinghai – Tibet Plateau

3 地下水勘查方向

地下水是一种特殊的资源,与油气相似,具有极好的迁移性。所以,地下水的运移路径和储存空间都与所在地区的现今应力场和地貌息息相关,而每个地区的应力场和地貌则受区域性物质运动产生的构造作用所控制。如前文所述,青藏高原的大部分湖泊属于拉张断陷成因,其形态和空间分布规律基本反映了区域应力场的现状。所以,可根据湖泊的性质及其空间分布规律指导地下水的勘查工作。一般情况下,含水断裂是比较新的或具有继承性活动的张性构造,与控制大部分湖盆边界的断层性质相同。对湖泊发育和分布规律的研究有助于确定地下水勘查的战略方向。在高原北部近 EW 向拉分湖盆区,湖泊边界一般受近 EW 向主干走滑断裂及其派生的次级 NE 向左行走滑(张性)断裂控制,找水的重点是 NE 向左行走滑(张性)断裂;在青藏高原南部的 NW—NWW 向拉分湖盆区,湖泊边界一般受 NW 向主干走滑断裂及其派生的次级 NNW 向右行走滑(张性)断裂控制,找水的重点是 NNW 或 NWW 向右行走滑(张性)断裂;在青藏高原东部的断陷湖盆区,找水的重点是 NNE 或近 SN 向张性断裂;在青藏高原中部断 – 凹陷湖盆区,应根据工作区的局部应力场选择近 SN 向,或 NW 和 NE 向的共轭张性断层系。

4 结论

1) 青藏高原上的大部分湖泊属于构造成因,主要受张/扭性断裂控制。湖泊的大小、形态、数量及空间分布具有非常强的规律性,是区域构造环境的直接反映。

2) 受构造控制的湖泊具有明显的地域性分布特点,体现了不同地区构造背景的差异和区域应力场的现状。

3) 根据成因及分布特征,研究区的湖泊在空间上可分为北部近EW向左行拉分湖盆区、南部NW—NWW向右行拉分湖盆区、东部近SN向断陷湖盆区和中部断—凹陷湖盆区。

4) 记录区域微小变形的GPS测量数据和以开裂方式记录区域大变形的湖泊空间分布,均反映地表物质的相对运动方向和速度,因而可以互相印证本文研究结果的准确性。

5) 印度板块与欧亚板块持续的挤压作用,导致岩石圈物质的大规模运移,可能是湖泊呈地域性有序分布的内因。

6) 利用遥感技术对湖泊成因及其分布规律的研究,是对新构造运动强烈的高原艰险地区进行应力场分析的一条捷径,也是进行水文地质背景调查的一把钥匙。

参考文献(References):

- [1] 许志琴,杨经绥,戚学祥,等. 印度/亚洲碰撞——南北向和东西向拆离构造与现代喜马拉雅造山机制再讨论[J]. 地质通报,2006,25(1/2): 1-14.
Xu Z Q, Yang J S, Qi X X, et al. India - Asia collision: A further discussion of N - S - and E - W - trending detachments and the orogenic mechanism of the modern Himalayas [J]. Geological Bulletin of China, 2006, 25(1/2): 1-14.
- [2] 王国灿,张克信,曹凯,等. 从青藏高原新生代构造隆升的时空差异性看青藏高原的扩展与高原形成过程[J]. 地球科学, 2010, 35(5): 713-727.
Wang G C, Zhang K X, Cao K, et al. Expanding processes of the Qinghai - Tibet Plateau during Cenozoic: An insight from spatio-temporal difference of uplift [J]. Earth Science, 2010, 35(5): 713-727.
- [3] 崔军文,李朋武,李莉. 青藏高原的隆升: 青藏高原的岩石圈结构和构造地貌[J]. 地质论评, 2001, 47(2): 157-163.
Cui J W, Li P W, Li L. Uplift of the Qinghai - Tibet Plateau: Tectonic geomorphology and lithospheric structure of the Qinghai - Tibet Plateau [J]. Geological Review, 2001, 47(2): 157-163.
- [4] 徐祖丰,刘细元,罗小川,等. 青藏高原冈底斯当穹错—许如错一带新近纪—第四纪地堑的基本特征[J]. 地质通报, 2016, 25(7): 822-826.
Xu Z F, Liu X Y, Luo X C, et al. Basic characteristic of the Neogene - Quaternary graben in the Tangqung Co Xuru Co area, Gangdise, Qinghai - Tibet Plateau [J]. Geological Bulletin of China, 2016, 25(7): 822-826.
- [5] 朱大岗,孟宪刚,邵兆刚,等. 青藏高原古近纪—新近纪古湖泊的特征及分布[J]. 地质通报, 2006, 25(1/2): 34-42.
Zhu D G, Meng X G, Shao Z G, et al. Characteristics and distribution of Paleogene - Neogene paleolakes on the Qinghai - Tibet Plateau [J]. Geological Bulletin of China, 2006, 25(1/2): 34-42.
- [6] 李炳元,张青松,王富葆. 喀喇昆仑山—西昆仑山地区湖泊演化[J]. 第四纪研究, 1991, 11(1): 64-71.
Li B Y, Zhang Q S, Wang F B. Evolution of the lakes in the Karakorum - West Kunlun Mountains [J]. Quaternary Sciences, 1991, 11(1): 64-71.
- [7] 李炳元,王苏民,朱立平,等. 12 kaBP 前后青藏高原湖泊环境[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(s1): 258-263.
Li B Y, Wang S M, Zhu L P, et al. 12 kaBP lake environment on the Tibetan Plateau [J]. Science in China Series D (Earth Sciences), 2001, 44(s1): 324-331.
- [8] 闫立娟,郑绵平,魏乐军. 近40年来青藏高原湖泊变迁及其对气候变化的响应[J]. 地学前缘, 2016, 23(4): 310-323.
Yan L J, Zheng M P, Wei L J. Change of the lakes in Tibetan Plateau and its response to climate in the past forty years [J]. Earth Science Frontiers, 2016, 23(4): 310-323.
- [9] 朱大岗,孟宪刚,赵希涛,等. 西藏纳木错和藏北高原古大湖晚更新世以来的湖泊演化与气候变迁[J]. 中国地质, 2004, 31(3): 269-277.
Zhu D G, Meng X G, Zhao X T, et al. Evolution and climatic change of Nam Co of Tibet and an ancient large lake in the northern Tibetan Plateau since the late Pleistocene [J]. Geology in China, 2004, 31(3): 269-277.
- [10] 许志琴,杨经绥,李海兵,等. 印度—亚洲碰撞大地构造[J]. 地质学报, 2011, 85(1): 1-33.
Xu Z Q, Yang J S, Li H B, et al. On the tectonics of the India - Asia collision [J]. Acta Geologica Sinica, 2011, 85(1): 1-33.
- [11] 许志琴,李海兵,杨经绥. 造山的高原——青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型[J]. 地学前缘, 2006, 13(4): 1-17.
Xu Z Q, Li H B, Yang J S. An orogenic plateau: The orogenic collage and orogenic types of the Qinghai - Tibet Plateau [J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(4): 1-17.
- [12] 张培震,张会平,郑文俊,等. 东亚大陆新生代构造演化[J]. 地震地质, 2014, 36(3): 574-585.
Zhang P Z, Zhang H P, Zheng W J, et al. Cenozoic tectonic evolution of continental eastern Asia [J]. Seismology and Geology, 2014, 36(3): 574-585.
- [13] 彭小龙,王道永. 雅鲁藏布江断裂带活动构造特征与活动性分析[J]. 长江大学学报(自然科学版), 2013, 10(26): 41-44.
Peng X L, Wang D Y. The active structural characteristics and activity analysis of Yarlungzangbo fracture zone [J]. Journal of Yangtze University (Natural Science Edition), 2013, 10(26): 41-44.
- [14] 武长得,朱红,邓宗策,等. 雅鲁藏布江断裂带的构造特征[J]. 中国地质科学院院报, 1990, 21(s1): 87-94.
Wu C D, Zhu H, Deng Z C, et al. The structural characteristics of Yarlungzangbo fracture zone [J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 1990, 21(s1): 87-94.

- [15] 李海兵, Valli F, 许志琴, 等. 喀喇昆仑断裂的变形特征及构造演化[J]. 中国地质, 2006, 33(2): 239–255.
Li H B, Valli F, Xu Z Q, et al. Deformation and tectonic evolution of the Karakorum fault, western Tibet[J]. *Geology in China*, 2006, 33(2): 239–255.
- [16] 刘刚, 李述靖, 赵福岳, 等. 阿尔金—康西瓦剪切—推覆系统和帕米尔推覆构造的遥感解析[J]. 地球学报, 2006, 27(1): 25–29.
Liu G, Li S J, Zhao F Y, et al. A remote sensing analysis of Altun–Kangxiwa shear–thrust system and Pamir nappe structure[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2006, 27(1): 25–29.
- [17] 胡旭莉, 陈文. 东昆仑西段布喀达坂峰地区昆南断裂初步研究[J]. 青海大学学报(自然科学版), 2010, 28(3): 36–41.
Hu X L, Chen W. Pilot study of Southern Kunlun fracture at Buke-daban area of the west part of east Kunlun[J]. *Journal of Qinghai University(Nature Science)*, 2010, 28(3): 36–41.
- [18] 李春峰, 贺群禄, 赵国光. 东昆仑活动断裂带东段全新世滑动速率研究[J]. 地震地质, 2004, 26(4): 676–687.
Li C F, He Q L, Zhao G G. Holocene slip rate along the eastern segment of the Kunlun fault[J]. *Seismology and Geology*, 2004, 26(4): 676–687.
- [19] 许志琴, 李海兵, 唐哲民, 等. 大型走滑断裂对青藏高原地体构架的改造[J]. 岩石学报, 2011, 27(11): 3157–3170.
Xu Z Q, Li H B, Tang Z M, et al. The transformation of the terrain structures of the Tibet Plateau through large–scale strike–slip faults[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(11): 3157–3170.
- [20] 许志琴, 曾令森, 杨经绥. 走滑断裂“挤压性盆—山构造”与油气资源关系的探讨[J]. 地球科学, 2004, 29(6): 631–643.
Xu Z Q, Zeng L S, Yang J S. Role of large–scale strike–slip faults in the formation of petroleum–bearing compressional basin–mountain range systems[J]. *Earth Science*, 2004, 29(6): 631–643.
- [21] 弓小平, 马华东, 杨兴科, 等. 木孜塔格—鲸鱼湖断裂带特征、演化及其意义[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(4): 418–427.
Gong X P, Ma H D, Yang X K, et al. Meaning and evolution and characteristic of Muztag–Cetacean Lake fracture zone[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2004, 28(4): 418–427.
- [22] 杨顺虎, 付碧宏, 时丕龙. 东昆仑活动断裂带秀沟盆地晚第四纪构造变形与地貌特征研究[J]. 第四纪研究, 2012, 32(5): 921–930.
Yang S H, Fu B H, Shi P L. Late Quaternary structural deformation and tectono–geomorphic features along the Xiugou Basin segment, eastern Kunlun fault zone[J]. *Quaternary Sciences*, 2012, 32(5): 921–930.
- [23] 甘卫军, 沈正康, 张培震, 等. 青藏高原地壳水平差异运动的 GPS 观测研究[J]. 大地测量与地球动力学, 2004, 24(1): 29–35.
Gan W P, Shen Z K, Zhang P Z, et al. Horizontal crustal movement of Tibetan Plateau from GPS measurements[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2004, 24(1): 29–35.
- [24] 张培震, 沈正康, 王敏, 等. 青藏高原及周边现今构造变形的运动学[J]. 地震地质, 2004, 26(3): 367–377.
Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Kinematics of present–day tectonic deformation of the Tibetan Plateau and its vicinities[J]. *Seismology and Geology*, 2004, 26(3): 367–377.
- [25] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine[J]. *Geology*, 1982, 10(12): 611–616.
- [26] England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India–Asia collision zone[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(B3): 3664–3676.
- [27] 曹建玲, 石耀霖, 张怀, 等. 青藏高原 GPS 位移绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转成因的数值模拟[J]. 科学通报, 2009, 54(2): 224–234.
Cao J L, Shi Y L, Zhang H, et al. Numerical simulation of GPS observed clockwise rotation around the eastern Himalayan syntax in the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(8): 1398–1410.
- [28] 李小兵, 裴先治, 陈有炘, 等. 东昆仑造山带东段哈图沟—清水泉—沟里韧性剪切带塑性变形及动力学条件研究[J]. 大地构造与成矿学, 2015, 39(2): 208–230.
Li X B, Pei X Z, Chen Y X, et al. Study on the plastic deformation and dynamic condition of Hatugou–Qingshuiquan–Gouli ductile shear zone in the eastern section of East Kunlun[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2015, 39(2): 208–230.
- [29] 张紫程, 张绪教, 高万里, 等. 东昆仑左行走滑韧性剪切带形成时代的锆石 U–Pb 年龄证据[J]. 地质力学学报, 2010, 16(1): 51–58.
Zhang Z C, Zhang X J, Gao W L, et al. Evidence of zircon U–Pb ages for the formation time of the East Kunlun left–lateral ductile shear belt[J]. *Journal of Geomechanics*, 2010, 16(1): 51–58.
- [30] 陈兆恩, 林秋雁. 青藏高原湖泊涨缩的新构造运动意义[J]. 地震, 1993(1): 31–40, 52.
Chen Z E, Lin Q Y. Significance of neotectonic movement of lake extension and shrinkage in Qinghai–Tibet Plateau[J]. *Earthquake*, 1993(1): 31–40, 52.
- [31] 百度百科. 拉分盆地[EB/OL]. (2016–10–07) [2016–11–06]. <http://baike.baidu.com/item/%E6%8B%89%E5%88%86%E7%9B%86%E5%9C%B0>.
Baidubaike. Pull–apart basin[EB/OL]. (2016–10–07) [2016–11–06]. <http://baike.baidu.com/item/%E6%8B%89%E5%88%86%E7%9B%86%E5%9C%B0>.
- [32] 刘芳晓, 刘德民, 李德威, 等. 青藏高原班公错的湖盆成因及构造演化[J]. 地球科学, 2013, 38(4): 745–754.
Liu F X, Liu D M, Li D W, et al. Causes and tectonic evolution of Bangong Lake basin[J]. *Earth Science*, 2013, 38(4): 745–754.
- [33] 王辉, 范玉海, 张少鹏, 等. 运用高分遥感技术圈定西昆仑黑恰铁多金属矿化带[J]. 中国地质调查, 2016, 3(5): 13–20.
Wang H, Fan Y H, Zhang S P, et al. Delineation of Heiqia iron polymetallic mineralization zone in West Kunlun region using high resolution remote sensing technology[J]. *Geological Survey of China*, 2016, 3(5): 13–20.
- [34] 杨金中, 王海庆, 陈微. 西昆仑成矿带高分辨率遥感调查主要进展与成果[J]. 中国地质调查, 2016, 3(5): 7–12.
Yang J Z, Wang H Q, Chen W. Main progress and achievements of high spacial resolution remote sensing survey on west Kunlun metallorogenic belt[J]. *Geological Survey of China*, 2016, 3(5): 7–12.

Research on relationship between lakes and tectonic background in western Tibetan Plateau using remote sensing

LIU Gang, YAN Yunpeng, LIU Jianyu

(China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: It appears that most lakes are controlled by tension faults, as shown by the study of the shapes, size, numbers and distribution of lakes in the hinterland of the Tibetan Plateau using remote sensing. The shapes and distribution of lakes have visible regularity and are in accordance with measurement data of GPS which reflect the conditions of regional stress field. The territorial characteristics of lakes on patterns and distribution in different stress fields constitute an embodiment of different tectonic backgrounds. The fact that the lithosphere matters in middle Tibetan Plateau escaped southeastward might have been an important factor for the formation of a large number of rift lakes. The distribution regularity of lakes is a window to research on tectonics of the Tibetan Plateau, and can be used to supervise the prospecting for groundwater.

Keywords: Tibetan Plateau; remote sensing; lakes; distribution; prospecting for groundwater

(责任编辑: 陈理)

舒晴,朱晓颖,高维,等.三塘湖盆地航磁异常特征及油气远景预测.吉林大学学报(地球科学版),2018,48(2):451-460. doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.20170263.

Shu Qing, Zhu Xiaoying, Gao Wei, et al. Aeromagnetic Anomaly Characteristics and Oil-Gas-Bearing Prospecting of Santanghu Basin. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2018, 48(2): 451-460. doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.20170263.

三塘湖盆地航磁异常特征及油气远景预测

舒 晴^{1,2},朱晓颖²,高 维²,李 瑞²,尹 航²

1. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130026

2. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

摘要:三塘湖盆地是我国西部典型的火山岩油气盆地。本文基于1:5万高精度航磁资料,结合区域地质、区域重力、地面踏勘和物性资料,对三塘湖盆地进行了航磁综合解释;详细分析了磁场和重力场特征及其与区域构造的对应关系,圈定了盆地火山岩分布范围,采用欧拉反褶积方法计算了磁性体埋深,初步揭示了盆地磁性基底起伏情况;结合盆地火山岩油气成藏模式,开展了航磁油气远景预测。结果表明,三塘湖盆地中央拗陷内有隐伏火山岩存在的次级拗陷中心具有寻找火山岩油藏的良好前景;汉水泉拗陷区中的2个次级拗陷中心、条湖拗陷区北段次级拗陷中心应作为油气勘探重点区域;石头梅凸起和岔哈泉凸起区可作为重要油气勘探方向;方方梁凸起及其以南区域可作为下一步油气勘探工作的预研区。研究结果可为盆地油气资源后续勘探开发提供指导。

关键词:三塘湖盆地;航磁;火山岩;磁性体埋深;油气远景预测

doi:10.13278/j.cnki.jjuese.20170263

中图分类号:P631.2

文献标志码:A

Aeromagnetic Anomaly Characteristics and Oil-Gas-Bearing Prospecting of Santanghu Basin

Shu Qing^{1,2}, Zhu Xiaoying², Gao Wei², Li Rui², Yin Hang²

1. College of GeoExploration Science and Technology, Jilin University, Changchun 130026, China

2. China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China

Abstract: Santanghu basin is a typical volcanic oil and gas basin in the west of China. Based on the high precision aeromagnetic data, integrated interpretation was completed, combining with the regional geology, Bouguer gravity, field reconnaissance, and magnetic susceptibility information. Firstly, the magnetic and gravity characteristics of Santanghu basin, as well as the relationship with the structure

收稿日期:2017-09-26

作者简介:舒晴(1979—),男,博士研究生,教授级高级工程师,主要从事航空地球物理勘探、方法技术研究和地质综合解释工作,E-mail: shuqing_agrs@163.com

基金项目:中国地质调查局地质矿产调查评价专项项目(1212011220621)

Supported by Geology & Mineral Resources Exploration and Evaluation Program of CGS (1212011220621)

division were described in detail; and then, the volcanics distribution range was delineated, and the magnetic basement relief was revealed with the depths of the magnetic body calculated by the Euler deconvolution method; finally, the oil-gas-bearing prospecting was conducted based on the aeromagnetic data, together with the volcanic reservoir features and hydrocarbon accumulation pattern. The sub-sags with concealed volcanics distribution in the center of Santanghu basin depression are favorable for oil reservation. Two sub-sags in Hanshuiquan and one sub-sag in northern Tiaohu are key region for oil gas exploration. Shitoumei and Chahaquan uplifts are important regions, and Fangfangliang uplift and the southern area may be the pre-study regions. The exploration direction and prospective areas presented in the paper can provide reference for the oil and gas exploration in the future.

Key words: Santanghu basin; airborne magnetometry; volcanics; depth of the magnetic body; oil-gas-bearing prospecting

0 引言

三塘湖盆地位于新疆维吾尔自治区东北部,行政区划上属哈密市巴里坤哈萨克自治县和伊吾县管辖,盆地呈北西—南东向条带状夹持于莫钦乌拉山与苏海图山之间,东西长约 500 km,南北宽 40~70 km,盆地面积约 23 000 km²^[1-7],是阿尔泰山系内的一个山间盆地^[8],石油和煤炭资源丰富。三塘湖盆地地质勘探工作始于 20 世纪 50 年代,1993 年,中国石油天然气总公司在条湖凹陷北小湖构造钻探的塘参 1 井获工业油气流,是盆地内的首次突破^[6,9],经过多年勘探开发,确立了侏罗系、二叠系、石炭系三套主力勘探目的层,产油区集中在盆地中段条湖、马朗凹陷,其他地区勘探开发程度相对较低。目前,三塘湖盆地已建成年产百万吨级油田,由中国石油天然气总公司吐哈油田公司负责勘探、开发和运营。

2012 年至 2015 年,中国国土资源航空物探遥感中心承担了新疆巴里坤—伊吾地区 1:5 万航磁调查任务,首次获得了三塘湖盆地高精度、大比例尺航磁资料^①。三塘湖盆地火山岩油藏特征及其成藏过程与火山岩密切相关是进行该地区航磁油气远景区预测的地球物理前提。本文以实测航磁资料为主,结合区域重力、区域地质和实测物性等资料,分析了三塘湖盆地航磁异常特征及其与盆地构造的对应关系,在岩性构造填图和磁性体埋深计算的基础上,对盆地有利远景区进行了初步预测,以期对该地区下一步油气勘探工作提供有益参考。

1 区域构造特征

三塘湖盆地位于西伯利亚板块南缘,属活动边缘增生体系,北邻西伯利亚板块的阿尔泰陆壳,南邻哈萨克斯坦板块的北天山古生代活动大陆边缘^[10],如图 1 所示^[11]。盆地夹持于 2 条古生代缝合带之间,叠置于古生代板块碰撞造山带之上,南侧为卡拉麦里—莫钦乌拉缝合带,北侧为扎河坝—阿尔曼太缝合带^[12-13]。

三塘湖盆地是一个中新生的沉积盆地,以下石炭统及其以下地层构成盆地基底^[14]。吐哈油田勘探开发研究院将盆地演化划分为泥盆纪—早石炭世盆地形成阶段、晚石炭世—早二叠世雏形盆地发育阶段、晚二叠世前陆盆地发育阶段、中生代拗陷盆地发育阶段和新生代再生前陆盆地发育阶段共 5 个演化阶段^[12],多期改造造就了现今“南北分带、东西分块”的构造格局^[15],依据盆地基底拗陷构造格局可划分为东北冲断隆起带、中央拗陷和西南逆冲推覆隆起带 3 个一级构造单元^[16-19](图 2)。盆地中央拗陷带由西向东发育有汉水泉凹陷、石头梅凸起、条湖凹陷、岔哈泉凸起、马朗凹陷、方方梁凸起、淖毛湖凹陷、苇北凸起、苏鲁克凹陷“五凹四凸”9 个二级构造单元^[16-18];东北冲断褶皱带位于盆地东北部,呈北西向延伸,面积约 1 万 km²;中央拗陷带夹峙于南北 2 个逆冲推覆体之间,西窄东宽(15~35 km),由北西向转近东西向延伸的拗陷带,沉积较厚和较完整的中新生界盖层 3.5 km,面积约 0.8 万 km²,是盆地油气资源的主要勘探区;西南逆冲推覆带位于盆地西南缘,具有明显的推覆性质,面积约 14 km²。

① 舒晴,高维,朱晓颖,等. 新疆巴里坤—伊吾地区 1:5 万航磁调查综合研究成果报告.北京:中国国土资源航空物探遥感中心,2015.

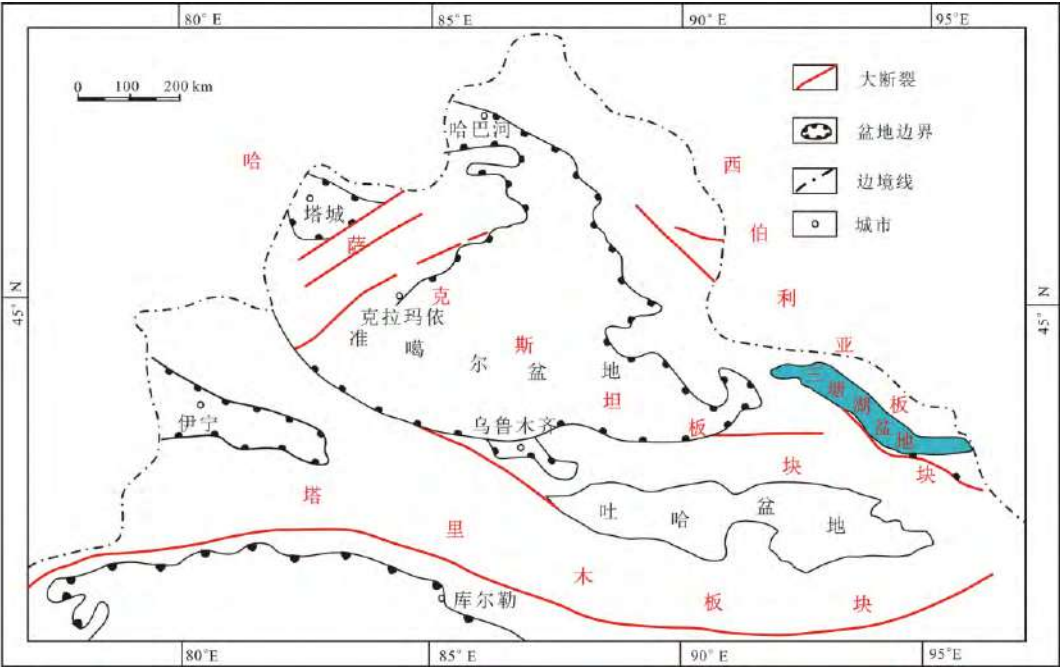
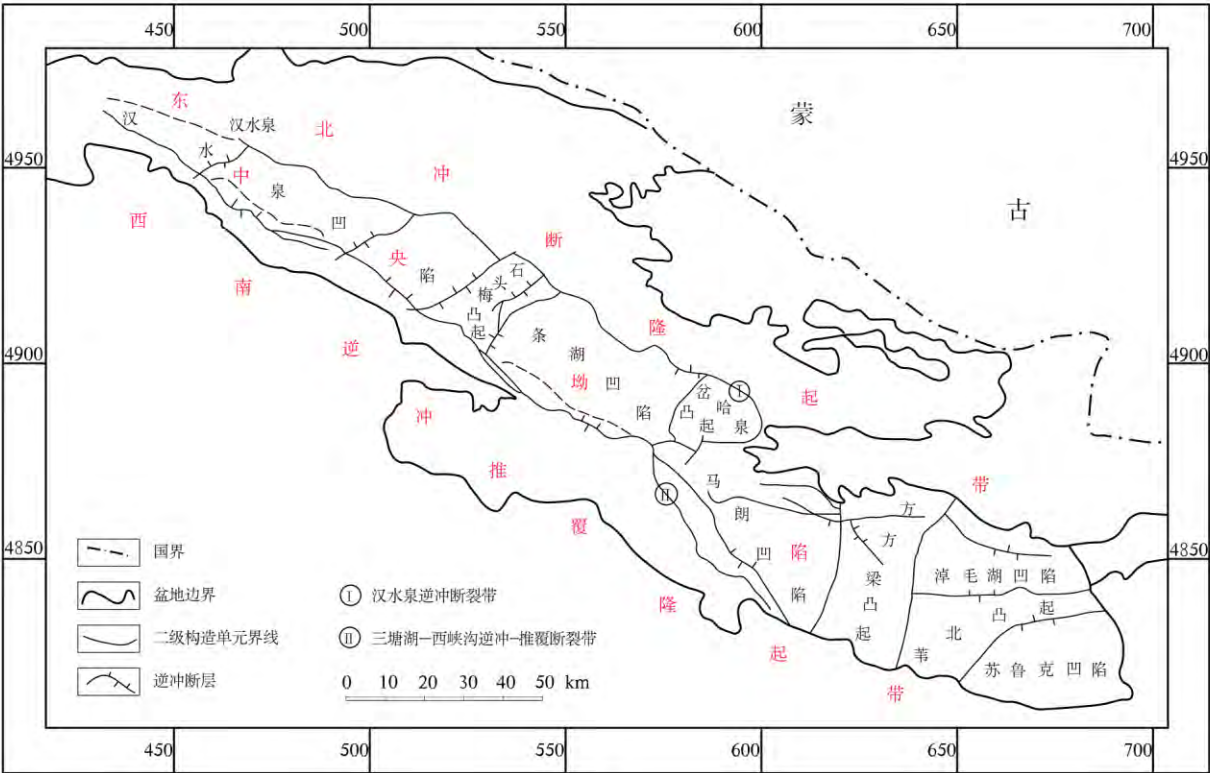


图 1 三塘湖盆地及邻区大地构造图^[11]

Fig.1 Tectonic map of Santanghu basin and surrounding area^[11]



据脚注①修编。

图 2 三塘湖盆地构造单元划分图

Fig.2 Structure division map of Santanghu basin

① 柳益群. 吐哈盆地石炭纪—二叠纪火山岩研究. 哈密: 吐哈油田勘探开发研究院, 1999.

2 磁场和重力场特征

航磁异常(ΔT)化极等值线平面图(图3)显示三塘湖盆地呈现出“南北分带、东西分块”的磁场特征,与盆地构造格架基本吻合。即,其西南正磁异常带对应盆地西南逆冲推覆隆起带,中部负磁背景上叠加宽缓正磁局部异常部分对应盆地中央坳陷,北东侧正负变化磁异常带边界对应盆地中央断裂(卡拉塔格断裂),北东对应盆地东北冲断隆起带。三塘湖中央坳陷内,从北西至南东,磁场总体呈现为正负相间的特征:汉水泉凹陷部分分布有2块北西走向条带状正磁局部异常;石头梅凸起整体对应平缓负磁场;条湖凹陷部分为团块状弱缓正磁异常;岔哈泉凸起对应正负伴生强磁异常;马朗凹陷分为2部分,北部为平缓变化负磁场区,南部为负磁场区上叠加了弱缓变化条带状、团块状正异常;方方梁凸起对应正负伴生强磁异常;淖毛湖凹陷为升高变化正磁场

区,总体梯度变化不大;苇北凸起对应正负伴生强磁场区;苏鲁克凹陷对应平缓变化升高正磁场区。

三塘湖盆地布格重力异常(图4)反映了基地起伏,与航磁反映的盆地构造格架基本吻合。盆地西南逆冲推覆隆起带在布格重力异常图上为明显的重力高,重力梯度带对应了中央坳陷边界;东北冲断隆起带在重力异常图上表现为升高梯度带,对应盆地中央断裂,但总体不明显;盆地中央坳陷主体表现为从北西至南东的重力低,其中汉水泉凹陷东南段和条湖凹陷西北段为整个盆地重力值最低,对应基底埋深最大;淖毛湖凹陷重力反映的范围与构造圈定边界略有出入;苏鲁克凹陷整体对应重力高。

3 航磁反映的火山岩构造

根据三塘湖火山岩油气藏的成藏特征,圈定盆地内火山岩尤其是隐伏火山岩分布范围,是进行航磁油气远景预测的重要内容。利用航磁异常等值线

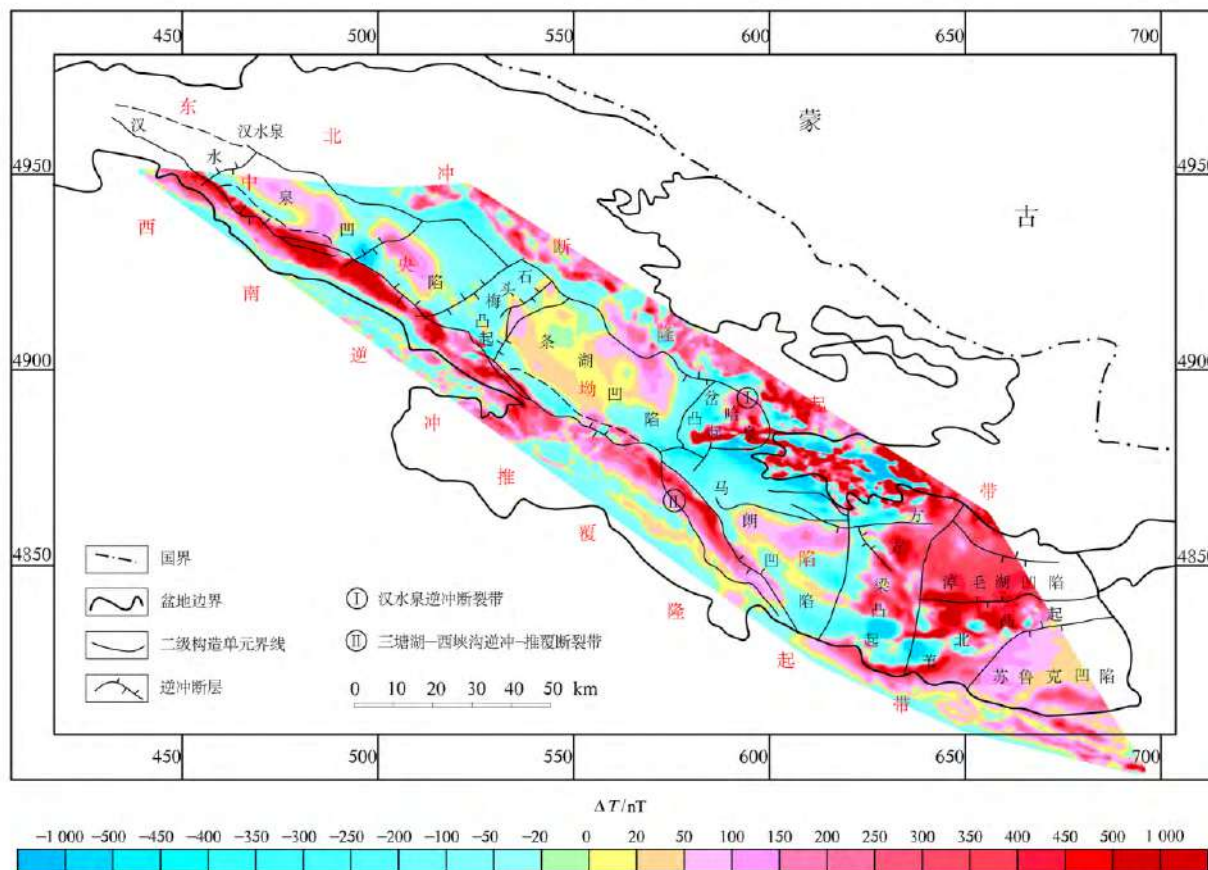


图3 三塘湖盆地 ΔT 化极等值线平面图

Fig.3 Contour map of aeromagnetic total field intensity anomaly (RTP) of Santanghu basin

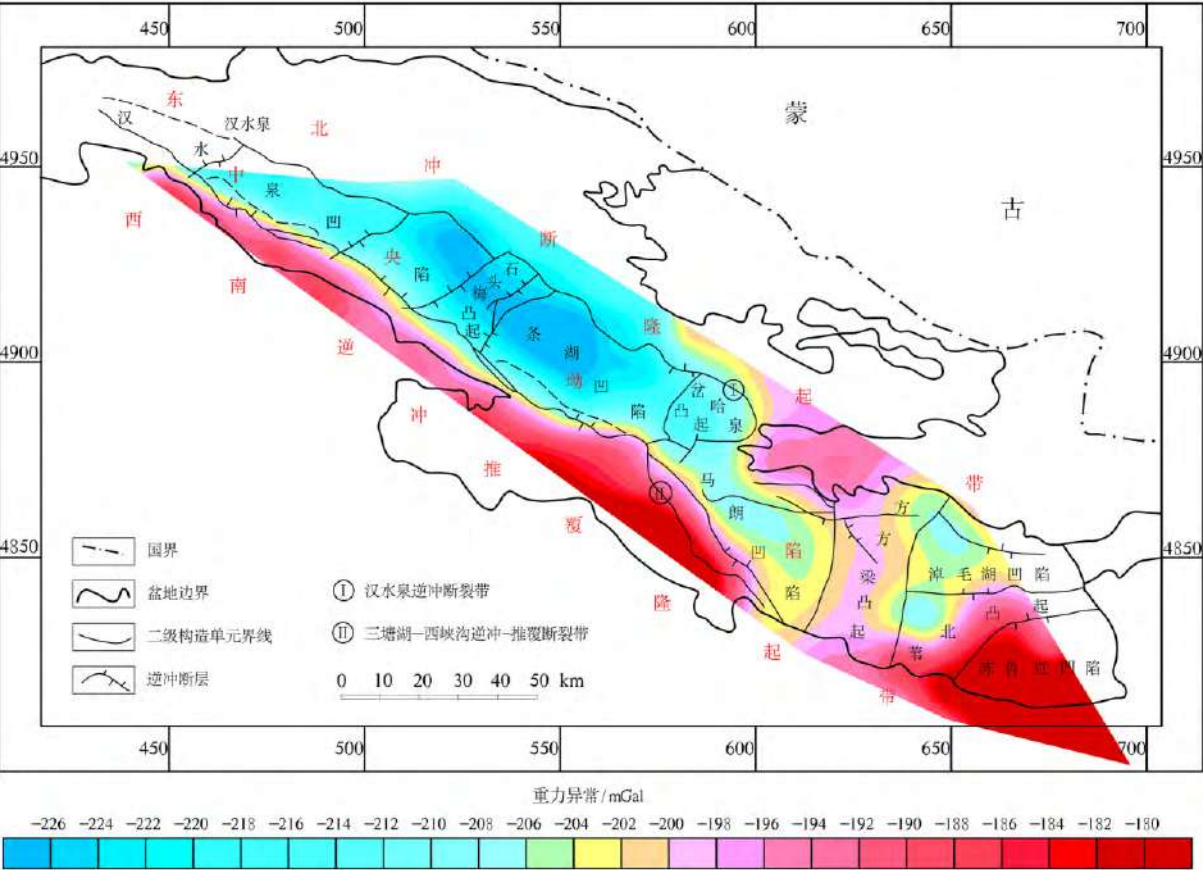


图 4 三塘湖盆地布格重力异常等值线平面图

Fig.4 Contour map of Bouguer gravity amoaly of Santanghu basin

平面图圈定磁性地质体分布范围,根据磁异常特征和其他地质资料进行综合推断解释,结合野外实地踏勘和物性测量,确定磁性地质体性质,是航磁岩性填图的基本工作方法。三塘湖盆地火山岩分布广泛,岩性主要为玄武岩、橄榄玄武岩、安山岩、橄榄辉石安山岩等,受区内主要断裂控制,呈北西走向条带状分布。盆地西南逆冲推覆隆起带出露的卡拉岗组,岩性主要为安山岩、英安岩、英安玢岩、橄榄辉石安山玢岩、英安质晶屑凝灰岩、安山质晶屑凝灰岩,实测平均磁化率为 $1\,805\times10^{-5}\sim2\,963\times10^{-5}\text{SI}$,磁化率最高达 $5\,889\times10^{-5}\text{SI}$;东北冲断隆起带出露的哈尔加乌组,岩性主要为安山玢岩、玄武岩、拉斑玄武岩,平均磁化率为 $1\,076\times10^{-5}\sim2\,605\times10^{-5}\text{SI}$,磁化率最高达 $2\,632\times10^{-5}\text{SI}$;盆地东北缘白石湖地区强烈风化的中基性火山岩磁化率均值达 $1\,124\times10^{-5}\text{SI}$ 。由此可见,三塘湖盆地中基性火山岩具有强磁性,是引起区域强磁异常的主要原因。

航磁圈定三塘湖盆地火山岩分布如图 5 所示,盆地西南逆冲推覆隆起和东北冲断隆起带在航磁图上表现比较明显,与地质建造构造图基本一致,火山岩在这 2 个区域地表均有出露。盆地中央拗陷中的正磁异常,根据区域地质情况推断为隐伏中基性火山岩引起,主要依据如下:1)从周边出露地质体来看,覆盖区两边均为火山岩地层,未见有侵入岩出露。2)根据布格重力异常等值线平面图,正磁局部异常区对应重力低,说明基底较深,如果异常源为中酸性侵入岩,其密度为 $2.80\sim3.07\text{ g/cm}^3$,相对于地壳平均密度而言,应该有质量盈余,不会表现出重力低;而受风化淋滤作用较强的火山岩,孔隙度大、密度较低,在引起磁异常的同时,在布格重力异常上不会引起升高重力异常,因此,局部正磁异常推断为隐伏火山岩更为合理。3)条湖凹陷和马朗凹陷钻孔资料显示,火山岩地层风化壳为主要油气储层,岩性主要为杏仁状安山岩、杏仁状玄武岩。

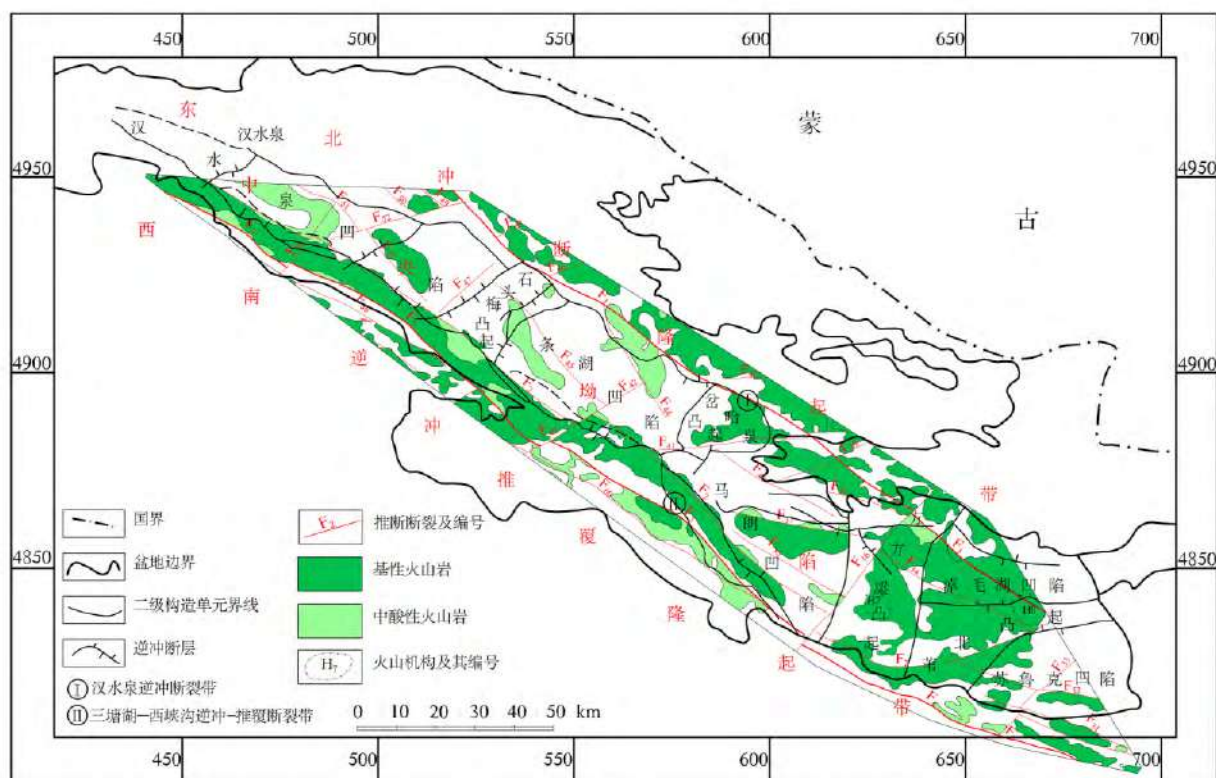


图 5 三塘湖盆地航磁推断火山岩分布图

Fig.5 Volcanics distribution in Santanghu basin based on aeromagnetic interpretation

4 磁性体埋深计算

为了更好地进行三塘湖油气盆地航磁解释,基于 ΔT 化极平面网格数据,使用航遥中心自主研发的地球物理数据处理解释软件 GeoProbe Mager,采用欧拉反褶积方法对三塘湖盆地磁性体埋深进行了自动反演计算。数据处理方法如下:1)自动判断和搜索航磁局部异常,并确定异常范围;2)采用 0~4 范围内的构造指数固定步长对局部异常进行拟合,再利用局部异常和背景场相关关系确定构造指数;3)根据确定的构造指数,在局部异常范围内利用欧拉反褶积方法反演磁性体埋深;4)对反演结果进行聚散度判断,保留可靠性较高的计算结果,最终获得盆地内深度点 22 326 个。

三塘湖盆地磁性体埋深(图 6)对盆地“南北分带”的总体构架反映较为清晰,对中央坳陷“东西分块”的总体特征有所体现,但与“五凹四凸”的二级构造单元划分界线并不严格一致:汉水泉凹陷磁性体埋深总体较深,其中北东和南西两端 2 个磁性基底最深达 4.8 km,反映盖层厚度大;石头梅凸起磁性

体顶面深度较周边而言更深,其中西南端最深达 3 852 m,与其地质上凸起划分得并不一致;条湖凹陷北东和南西端盖层厚度能达到 2 500 m,中部大部分地区厚度小于 1 000 m;盆哈泉凸起除周边部分区域深度达 2 000 m,中部多数地方埋深小于 1 000 m;马朗凹陷分为 2 部分,北西段深度小于 1 000 m,南西段整体表现为凹陷区,就局部而言表现为两凹夹一凸,东部凹陷区磁性体埋深最大达到 3 389 m,西部凹陷区埋深最大达 4 378 m,该区为三塘湖油田主要产油区;方方梁凸起夹于马朗凹陷和淖毛湖凹陷之间,中部部分地区盖层厚度超过 2 000 m;淖毛湖凹陷盖层厚度多数在 2 000 m 以上,最深达 4 148 m;苇北凸起除中部部分地区深度超过 1 500 m,其余部分深度多为 1 000 m 以下;苏鲁克凹陷盖层总体厚度在 1 500 m 以上,其中部分地方最深达到 3 000 m 左右。

总体而言,磁性体埋深计算结果反映了盆地磁性基底的相对起伏情况,但石头梅凸起与条湖凹陷地区反映效果与地质上构造单元的划分不太一致,这与两方面原因有关:1)磁性体埋深采用欧拉反褶

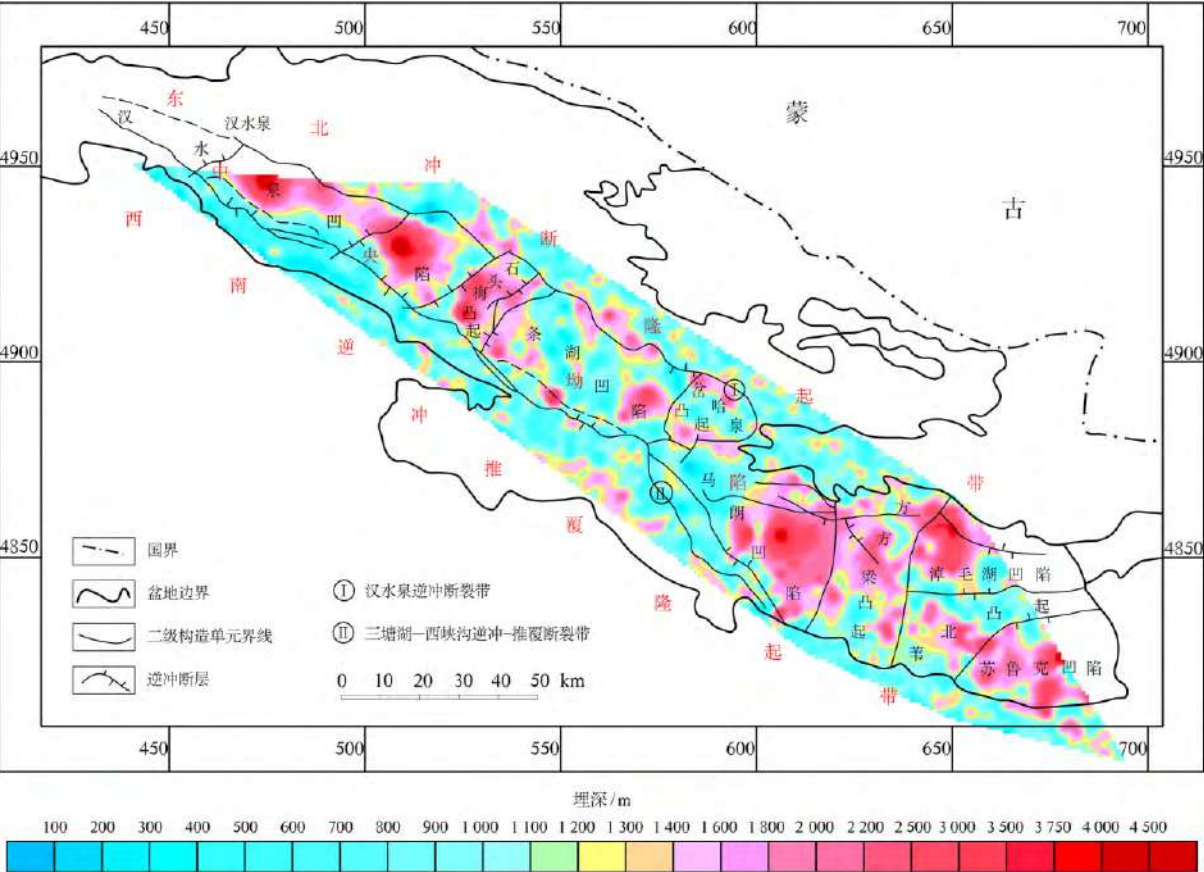


图 6 三塘湖盆地磁性体埋深等值线平面图

Fig.6 Contour map of depth of the magnetic body in Santanghu basin

积方法全自动计算,由于缺乏钻孔资料约束,没有可靠的磁性体埋深数据对计算结果进行修正,因此,部分地区计算结果的准确性可能会受影响,仅供参考;2)三塘湖盆地构造单元划分版本很多,同一构造单元界线不同研究机构划分结果不同,同一研究机构在不同时段划分的结果也有差别,因此,地质上的构造单元划分方法也仅供参考,文中引用的是吐哈油田勘探开发研究院 1999 年的划分方案^①。

5 航磁油气远景预测

三塘湖盆地火山岩油气藏主要分布于石炭系、二叠系火山岩中,主要形成于二叠纪末—三叠纪海西印支期和侏罗纪末—白垩纪末期的燕山期,油气藏的形成及后期调整与构造运动密切相关。火山岩油气藏具多期运聚、多期成藏和多期调整改造成藏

特征,其成藏模式为以火山岩风化壳为储集层、下覆湖相泥岩为烃源岩油气在构造背景下,沿不整合面聚集成藏,形成下生上储地层型油藏组合模式^[3,16]。

目前,已发现的油藏主要集中在分布有条湖—马朗生油凹陷及其周缘,其油藏按圈闭类型可以划分为 2 类,一类是风化壳地层型油气藏,另一类是火山岩内幕岩性型油气藏。经分析认为,上石炭统卡拉岗组和二叠系条湖组火山岩油藏同属于典型的风化壳地层型油藏,以下生上储式组合为主,主要特点是分布于不整合面附近、火山岩风化壳为储层。火山岩油藏含油层段的岩性主要为杏仁状安山岩、自碎角砾安山岩、杏仁状玄武岩等,储集空间为风化淋滤作用形成的孔缝组合,岩性、岩相及后期改造作用控制了储层的储集性能进而控制了含油气性及产能。上石炭统哈尔加乌组火山岩油藏属于火山岩内幕岩

① 柳益群. 吐哈盆地石炭纪—二叠纪火山岩研究. 哈密:吐哈油田勘探开发研究院,1999.

性型油藏,哈尔加乌组火山岩与烃源岩互层烃源岩生成的油气沿断裂或直接运聚于火山岩风化体内聚集成藏,属于源内自生自储式油藏,岩相、喷发间歇期溶蚀改造和裂缝发育程度是成藏的关键^[16]。

根据三塘湖盆地已发现的油气储层的岩性特征,结合周边实测物性资料,认为三塘湖油田储层具有强磁性,即便风化后磁性有所减弱,依然能够引起明显的航磁局部异常。火山岩本身不能生成有机烃类,因此,与有效烃源岩匹配是成藏的关键,临近生烃凹陷的火山岩圈闭有利于成藏^[16]。综合火山岩分布和磁性体埋深(图7)推断,马朗凹陷南部凹陷区有近东西走向条带状分布强磁性隐伏火山岩存在,其对应的航磁局部异常是含油磁性火山岩储层在航磁图上的直接体现,该区同时也是目前三塘湖油田主要开采区。据此,可以推断三塘湖盆地中央拗陷内其他次级凹陷中心,同时有隐伏火山岩圈定

的区域具有寻找类似火山岩油藏的良好前景。具体而言:汉水泉凹陷区中的2个凹陷中心、条湖凹陷区北段凹陷中心均有隐伏磁性火山岩存在,在布格重力异常图上,该三处同为三塘湖中央拗陷主体,与马朗凹陷产油区具有相同的地质演化过程和油气成藏条件,应作为该区油气勘探重点区域;石头梅凸起和岔哈泉凸起区在布格重力异常上并没有明显表现,仅是相对而言,以上两区中的磁性体埋藏较深的次级凹陷中心,同时对应隐伏火山岩圈定区域,可作为重要油气勘探方向;方方梁凸起及其以南区域,就布格重力异常反应而言,其与汉水泉凹陷至马朗凹陷一带在油气成藏地质条件的继承性有待进一步研究,其中磁性体埋深圈定的凹陷区域与推断隐伏火山岩圈定区域可作为下一步油气勘探工作的预研区。

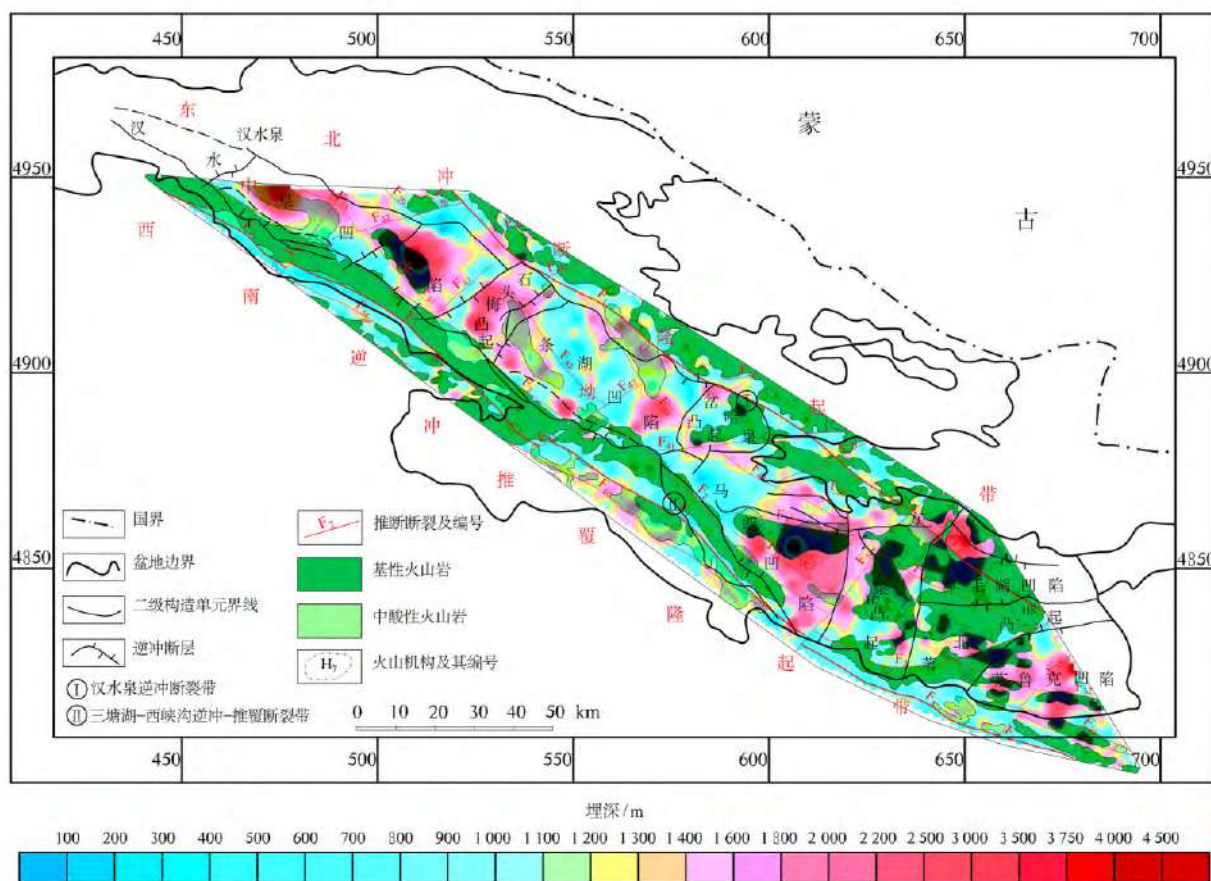


图7 三塘湖盆地磁性体埋深与推断火山岩分布叠加效果图

Fig.7 Image of volcanics distribution overlapped on the contour map of depth of the magnetic body in Santanghu basin

6 结论

1)三塘湖盆地高精度航磁测量获取了丰富的地磁场信息,磁异常特征清晰反映了盆地“南北分带、东西分块”的整体构造格架,与盆地构造特征基本吻合。

2)以航磁资料为基础,综合区域地质、区域重力等资料,结合实地踏勘和物性测量结果,圈定了三塘湖盆地火山岩分布范围,这对中央坳陷带中隐伏火山岩的推断解释对寻找火山岩储层具有指导意义。

3)基于欧拉反褶积方法计算了磁性体埋深,初步反映了盆地磁性基底起伏情况,结合盆地火山岩油气成藏特征和火山岩分布情况,航磁综合解释认为盆地中央坳陷内存在隐伏火山岩的次级凹陷中心具有良好找油前景,并提出了勘探方向和工作重点,为下一步油气勘探工作提供了参考和借鉴。

参考文献(References):

- [1] 刘艳,刘崇瑞. 三塘湖盆地构造样式浅析[J]. 中国石油和化工标准与质量, 2013, 33(7):137.
Liu Yan, Liu Chongrui. Brief Analysis of Structure Styles of Santanghu Basin [J]. China Petroleum and Chemical Standard and Quality, 2013, 33(7):137.
- [2] 高岗,梁浩,沈霞,等. 三塘湖盆地二叠系火成岩分布及其对烃源岩热演化的影响[J]. 石油实验地质, 2009, 31(5):462-465.
Gao Gang, Liang Hao, Shen Xia, et al. Permian Igneous Rock Distribution and Its Influence to the Thermal Evolution of Source Rock in Santanghu Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2009, 31(5): 462-465.
- [3] 孙自明,熊保贤,李永林,等. 三塘湖盆地构造特征与有利勘探方向[J]. 石油实验地质, 2001, 23(1):23-26.
Sun Ziming, Xiong Baoxian, Li Yonglin, et al. Structural Characteristics and Favorable Belt for Hydrocarbon Exploration in Santanghu Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2001, 23(1):23-26.
- [4] 栗维民. 三塘湖盆地形成及演化[J]. 吐哈油气, 1999, 4(4):8-11.
Li Weimin. The Form and Evolution of Santanghu Basin [J]. Tuha Oil & Gas, 1999, 4(4):8-11.
- [5] 张枝焕,关强. 新疆三塘湖盆地二叠系油源分析[J]. 石油实验地质, 1998, 20(2):174-181.
Zhang Zhihuan, Guan Qiang. The Permian Source Rock Analysis in the Santanghu Basin of Xinjiang [J]. Experimental Petroleum Geology, 1998, 20(2):174-181.
- [6] 李溪滨. 三塘湖盆地石油地质特征与勘探建议[J]. 新疆石油地质, 1994, 15(2):110-115.
Li Xibin. Petroleum Geologic Characteristics and Suggestions for Future Prospecting in Santanghu Basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 1994, 15(2):110-115.
- [7] 张恺. 新疆三塘湖盆地板块构造演化特征及其含油气远景评价[J]. 新疆石油地质, 1993, 14(1):1-13.
Zhang Kai. The Characteristics of Plate Tectonic Evolution and the Evaluation of Hydrocarbon Prospect of Santanghu Basin, Xinjiang [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 1993, 14(1):1-13.
- [8] 伍新和,王成善,伊海生,等. 新疆三塘湖盆地烃源岩特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2004, 31(5):511-516.
Wu Xinhe, Wang Chengshan, Yi Haisheng, et al. Characteristics of Hydrocarbon Source Rock in the Santanghu Basin of Xinjiang, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2004, 31(5):511-516.
- [9] 俞仁连,杨树生,赵立群. 新疆三塘湖盆地构造演化及油气勘查方向[J]. 新疆地质, 1996, 14(2):111-119.
Yu Renlian, Yang Shusheng, Zhao Liqun. Tectonic Evolution and Oil — Gas Exploration Target in Santanghu Basin of Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 1996, 14(2):111-119.
- [10] 朱伯生,冯建新,胡斌,等. 对三塘湖盆地基底的认识[J]. 新疆石油地质, 1997, 18(3):197-200.
Zhu Bosheng, Feng Jianxin, Hu Bin, et al. An Understanding of the Basement of Santanghu Basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 1997, 18(3):197-200.
- [11] 鲁海鸥. 三塘湖盆地构造特征研究[D]. 西安:西安石油大学, 2012.
Lu Haiou. The Study of Structure in Santanghu Basin [D]. Xi'an: Xi'an Shiyou University, 2012.
- [12] 赵泽辉,郭召杰,张臣,等. 新疆东部三塘湖盆地构造演化及其石油地质意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2003, 39(2):219-228.
Zhao Zehui, Guo Zhaojie, Zhang Chen, et al. Tectonic Evolution of the Santanghu Basin, East Xinjiang and Its Implication for the Hydrocarbon Accumulation [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2003, 39(2):219-228.

- [13] 肖常序, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
Xiao Changxu, Tang Yaoqing, Feng Yimin, et al. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992.
- [14] 刘学锋, 刘绍平, 刘成鑫, 等. 三塘湖盆地构造演化与原型盆地类型[J]. 西南石油学院学报, 2002, 24(4): 13-16.
Liu Xuefeng, Liu Shaoping, Liu Chengxin, et al. Tectonic Evolution and Prototype Basins of Santanghu Basin [J]. Journal of Southwest Petroleum Institute, 2002, 24(4): 13-16.
- [15] 柳成志, 孙玉凯, 于海山, 等. 三塘湖盆地石炭系火山岩油气储层特征及碱性成岩作用[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2010, 40(6): 1221-1231.
Liu Chengzhi, Sun Yukai, Yu Haishan, et al. Study on Characteristic of Carboniferous Volcanic Oil and Gas Reservoirs and Alkaline Diagenesis in the Santanghu Basin, NW China [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2010, 40(6): 1221-1231.
- [16] 郑曼, 吴晓智, 李建忠, 等. 三塘湖盆地火山岩油藏特征与成藏过程分析[J]. 地质科学, 2013, 48(4): 1246-1257.
Zheng Man, Wu Xiaozhi, Li Jianzhong, et al. Characteristics of Volcanic Reservoir and Process of Petroleum Entrapment in Santanghu Basin [J]. Chinese Journal of Geology, 2013, 48(4): 1246-1257.
- [17] 柳顺彬, 马小平, 周继兵, 等. 新疆三塘湖盆地赋煤构造单元划分与构造特征[J]. 地质论评, 2017, 63(增刊1): 271-272.
Liu Shunbin, Ma Xiaoping, Zhou Jibing, et al. Xinjiang Santanghu Basin Coal Division of Tectonic Units and Tectonic Characteristics [J]. Geology Review, 2017, 63(Sup.1): 271-272.
- [18] 吴斌, 贺强, 李万军. 新疆三塘湖盆地中生代含煤地层沉积演化及聚煤规律[J]. 科技信息, 2010(12): 754.
Wu Bin, He Qiang, Li Wanjuan. Sedimentary Evolution and Coal Accumulation Patterns of the Mesozoic Coal Bearing Strata in Santanghu Basin, Xinjiang [J]. Science & Technology Information, 2010(12): 754.
- [19] 胡斌, 关强, 朱伯生, 等. 三塘湖盆地构造及形变特征[J]. 新疆石油地质, 1999, 20(5): 374-378.
Hu Bin, Guan Qiang, Zhu Bosheng, et al. Structure and Deformation Characteristics in Santanghu Basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 1999, 20(5): 374-378.

doi: 10.11720/wtyht.2018.1527

李冰,宋燕兵,王启,等.四川盆地的磁场特征及地质意义[J].物探与化探,2018,42(5):937-945.http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1527

Li B, Song Y B, Wang Q, et al. Magnetic field characteristics and geological significance of Sichuan basin[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(5): 937-945. http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1527

四川盆地的磁场特征及地质意义

李冰, 宋燕兵, 王启, 王志博, 郭亮, 蒋久明, 耿圣博, 邓茂盛, 周德文

(中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083)

摘 要: 根据航磁测量资料, 对四川盆地的磁场特征进行了分析, 确定了盆地的边界及范围, 并在编制四川盆地变质基底深度图、构造区划图的基础上, 对盆地的基底结构、性质及其深度变化特点以及构造格局、盖层厚度等方面进行了研究。研究表明四川盆地基底由前震旦系变质岩系组成, 埋深可达 5~12 km, 盖层为震旦纪—古生代和中新生代地层; 盆地的发生和发展主要受 NE 向和近 EW 向构造制约, 呈“四拗三隆”的构造格局。这些认识和结论, 为今后在该盆地进行油气勘探提供了参考依据。

关键词: 四川盆地; 航磁; 基底结构及深度; 构造特征; 断裂

中图分类号: P631

文献标识码: A

文章编号: 1000-8918(2018)05-0937-09

0 引言

四川盆地是一个发育在前震旦纪变质基底之上, 由中新生代陆相沉积不整合叠加在古生代海相沉积之上的复合沉积盆地。由于盆地内含有丰富的油气资源, 所以地质工作者对其进行了大量细致的研究工作, 并取得了许多研究成果^[1-5], 在油气地质特征方面也有许多论述^[6-8]。迄今为止, 前人依据盆地前震旦纪基底的起伏特征、沉积盖层(震旦系—中新生界)厚度对盆地进行构造划分, 认为其是“两拗一隆”的格局^[7], 这种划分方案一直沿用至

今, 并给出了前震旦纪变质基底埋藏深度: 盆地西北和北部基底埋深 9~11 km, 盆地西南部、中部及川东达县—万县一带基底埋深 3~8 km, 盆地东南部基底埋深 6~11 km。这个深度可大致与航磁反映的深度对比。

1 四川盆地依据航磁划分的构造

前人已有的四川盆地构造划分情况见表 1、图 1。笔者根据中国国土资源航空物探遥感中心实测的 1:20 万航磁资料(测量总精度为 ± 3.1 nT), 在航磁 ΔT 剖面上, 采用了带校正系数的二度体 ΔT 剖面

表 1 四川盆地构造单元划分表^[7]

构造单元编号	构造单元名称	面积/km ²	沉积岩厚度/m
I	川东南拗褶区	76000	
I ₁	川东高陡褶带	50000	10000
I ₂	川南低陡褶带	26000	8000
II	川中低缓隆起区	58000	
II ₁	川中平缓褶带	37000	9000
II ₂	川西南低陡褶带	21000	7000
III	川西北拗陷区	66000	
III ₁	川北低平缓褶带	34000	12000
III ₂	川西低陡褶带	32000	10000

收稿日期: 2017-11-21; 修回日期: 2018-08-10

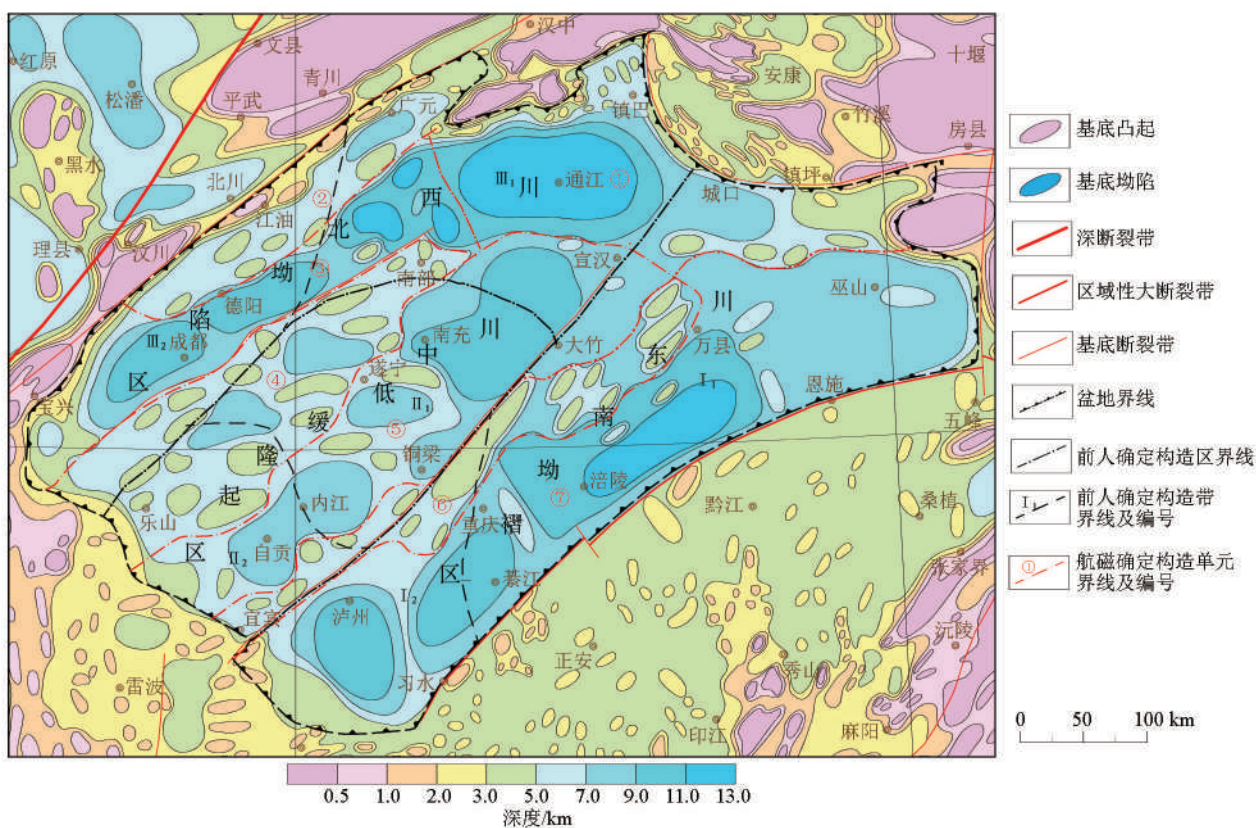
基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“中国陆域航磁特征及地质构造研究”(基[2011]02-21-06)

作者简介: 李冰(1966-), 女, 毕业于长安大学地球物理勘探专业, 长期从事航磁油气地质勘探资料成果及研究工作。

异常切线法和外奎尔法,反演计算出引起磁异常的磁性体顶面埋藏深度,结合钻井、地质等资料,划分了构造单元,并圈定出局部构造。

通过定性分析,编制了四川盆地磁性基底深度(图1),图中前人资料引自文献【7】,该图客观地反映了四川盆地的构造格局和沉积盖层厚度。且随着航磁测量精度的提高,基底深度图中反映的四川盆地构造面貌和沉积层厚度更为细致。从图1可以看出,川西地区不是一个单纯的拗陷,沿江油—广元一带发育一个规模较大的基底隆起,拗陷发育在成都—德阳地区。航磁同时反映出川中地区也不完全是隆起,它起伏变化较大,在南部—乐山地区总体上为基底隆起,而在南充—自贡地区总体为基底拗陷。川东南地区在万县西—宜宾地区为基底隆起,而在

巫山—泸州地区为基底拗陷。航磁也同时反映出,通江拗陷与发育在成都地区的拗陷可能不是同一拗陷。在磁性基底深度图的基础上,编制了构造区划图,这两套图可以直观地了解盆地前震旦纪变质基底深度(沉积盖层厚度)及结构特征、构造特征、沉积盖层分布状况等,并对盆地构造进行划分。依据航磁反映的前震旦纪变质基底(磁性基底)的起伏特征,即震旦系—中新界厚度,认为盆地的总体构造格局为“四拗三隆”,即通江拗陷、梓潼—绵竹隆起、成都—阆中拗陷、彭山—射洪隆起、自贡—广安拗陷、华蓥山—万县隆起、涪陵—建始拗陷,并可依据基底局部起伏情况,划分出凹陷和凸起。应用航磁资料还确定出控制地质构造发展的 NE 向断裂构造,为在该盆地进行油气勘查工作提供参考资料。



①—通江拗陷;②—梓潼—绵竹隆起;③—成都—阆中拗陷;④—彭山—射洪隆起;⑤—自贡—广安拗陷;⑥—华蓥山—万县隆起;⑦—涪陵—建始拗陷;Ⅰ—川东南拗陷区(Ⅰ₁—川东高陡褶带;Ⅰ₂—川南低陡褶带);Ⅱ—川中低缓隆起区(Ⅱ₁—川中平缓褶带;Ⅱ₂—川西南低陡褶带);Ⅲ—川西北拗陷区(Ⅲ₁—川北低平缓褶带;Ⅲ₂—川西低陡褶带)

图1 四川盆地磁性基底深度与前人划分构造区划对比

2 磁场特征

四川盆地位于中纬度地区,受倾斜磁化的影响,可能磁异常中心不是正好对应在地质体的正上方,而是沿倾斜磁化强度矢量水平投影的反方向上有不

同程度的偏移错动,这给确定磁性地质体的空间位置、形态及分布范围带来了一定的困难和不便。为消除倾斜磁化对磁异常造成的这种影响,进行了化极处理,同时,为了消除背景磁场,突出浅部地质体引起的局部异常,对磁场进行了化极垂向一阶导数计算。

从航磁图上可以看出,四川盆地总的磁场面貌以正负相间、NE 向展布的条带状磁异常为特征,这种磁场面貌反映出了盆地的构造特征,其中条带状正磁异常多是基底隆起的反映,异常多表现为宽缓的条带状,强度多为 100~400 nT。条带状负磁异常多是基底凹陷的反映,负磁异常强度为 -50~-300 nT(图 2,图 3)。在化极垂向一阶导数图上,也清楚地显示出盆地的构造特征(图 4)。

我们知道,四川盆地的基底是由前震旦纪变质岩系构成的,这套地层在盆地的周缘已见出露。据岩石磁性资料(表 2),构成该区基底的古元古界康定岩群、崆岭岩群、后河群变质岩系具较强磁性,磁化强度平均为 $1\,030 \times 10^{-3}$ A/m,其出露区与正异常相对应,表明正磁异常是由这套变质岩系引起的。中新元古界会理群、板溪群、丹洲群、昆阳群、西乡群等变质岩系为弱磁性,磁化强度平均为 90×10^{-3} A/m,这些变质岩系出露区与负异常相对应。依据磁异常特征,认为盆地西北部基底主要有古元古界康定岩群(西南部)、崆岭岩群、后河群(东北部)变质岩系构成,而盆地东南部基底主要由中新元古界会理群、板溪群、丹洲群、昆阳群、西乡群等变质岩系构成,其中残留有古元古界较强磁性变质岩系块体,但

分布范围很小。另外,四川盆地内被厚度很大的震旦系—古生界和中新生界地层充填,这套地层以碳酸盐岩和陆相碎屑岩为主,磁性很弱,磁化强度平均为 15×10^{-3} A/m,它们对磁场变化影响不大。虽然三叠系飞仙关组、夜郎组具有一定的磁性,磁化强度平均为 200×10^{-3} A/m,在磁场上可引起强度不大磁异常,它们叠加在区域磁场上,极易辨认,但这套地层在盆地内分布局限,仅分布于盆地东北部地区,对盆地的整体磁场面貌影响不大。

2.1 盆地的边界

在磁场图上,盆地的边界很清楚,盆地区磁场反映为宽缓变化的磁异常区,这种磁场面貌是由于盆地内弱或无磁性沉积盖层发育且厚度很大,变质基底埋藏很深之故。而盆地外围则反映为剧烈或较剧烈变化的磁异常区,这种磁场面貌表明盆地外围变质基底出露或埋藏浅,岩浆活动剧烈。据地质资料,盆地内已被 2 000~6 000 m 厚的三叠系、侏罗系、第四系和 4 000~6 000 m 厚的震旦系—古生界覆盖^[7],盆地外围的川南、龙门山、米仓山、大巴山变质基底和岩浆岩已出露或埋深浅。航磁也反映出四川盆地是一个呈 NE 向展布的菱形盆地,其西北、东南、东北分别以龙门山断裂、恩施—习水断裂、城口—房县

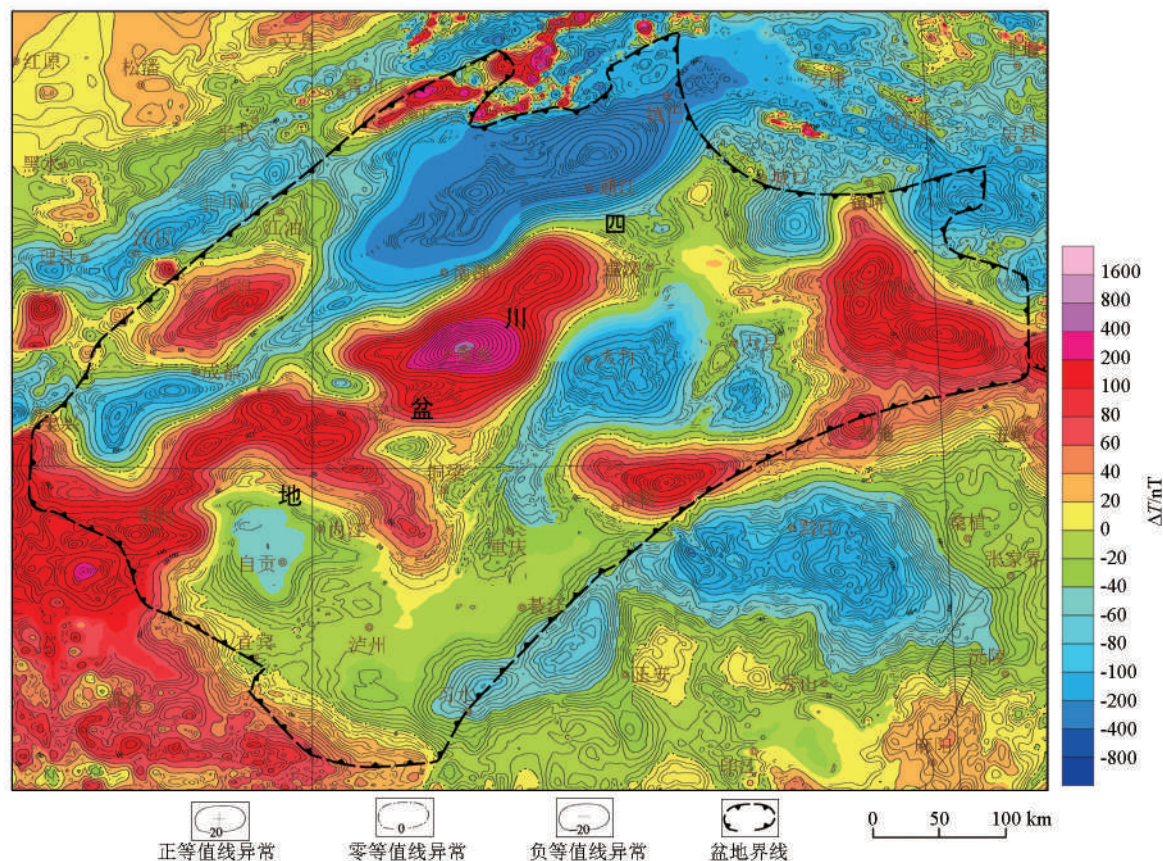


图 2 四川盆地及周缘航磁 ΔT 等值线平面

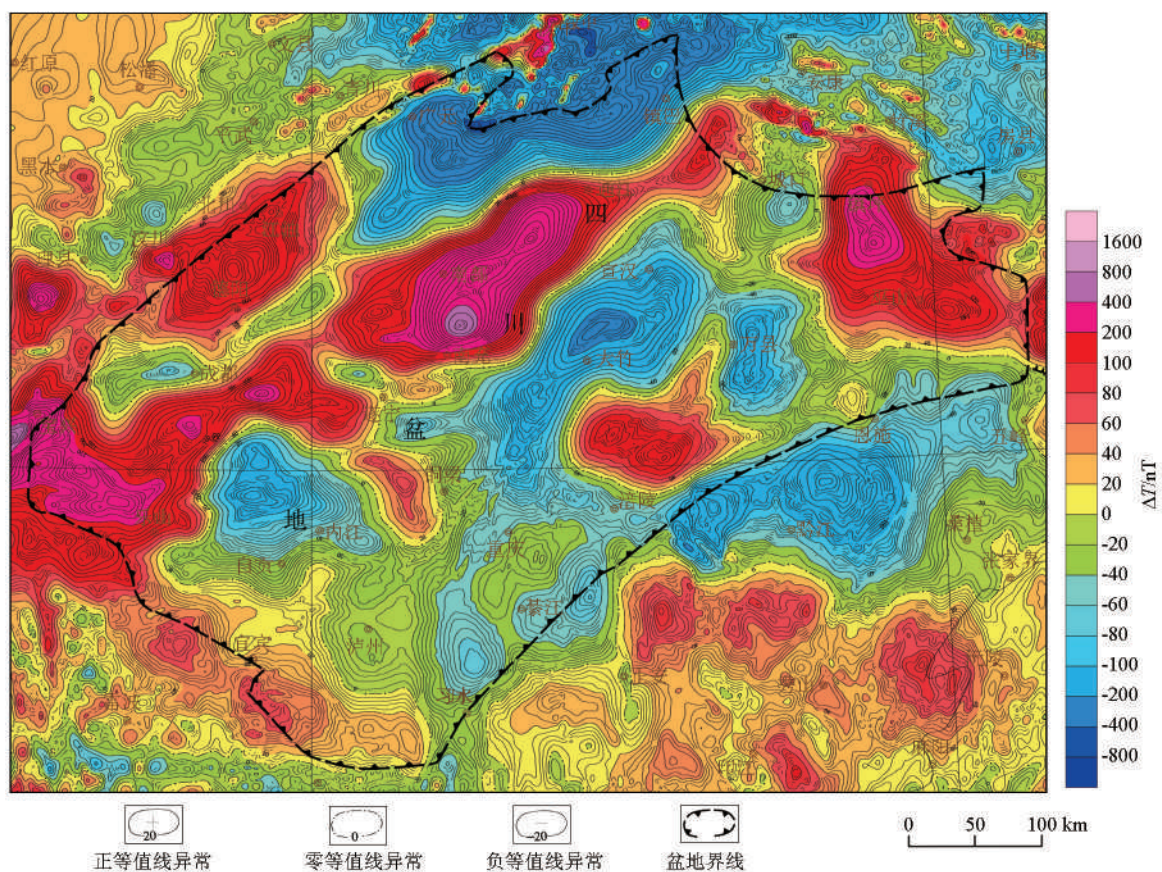


图 3 四川盆地及周缘航磁 ΔT 化极等值线平面

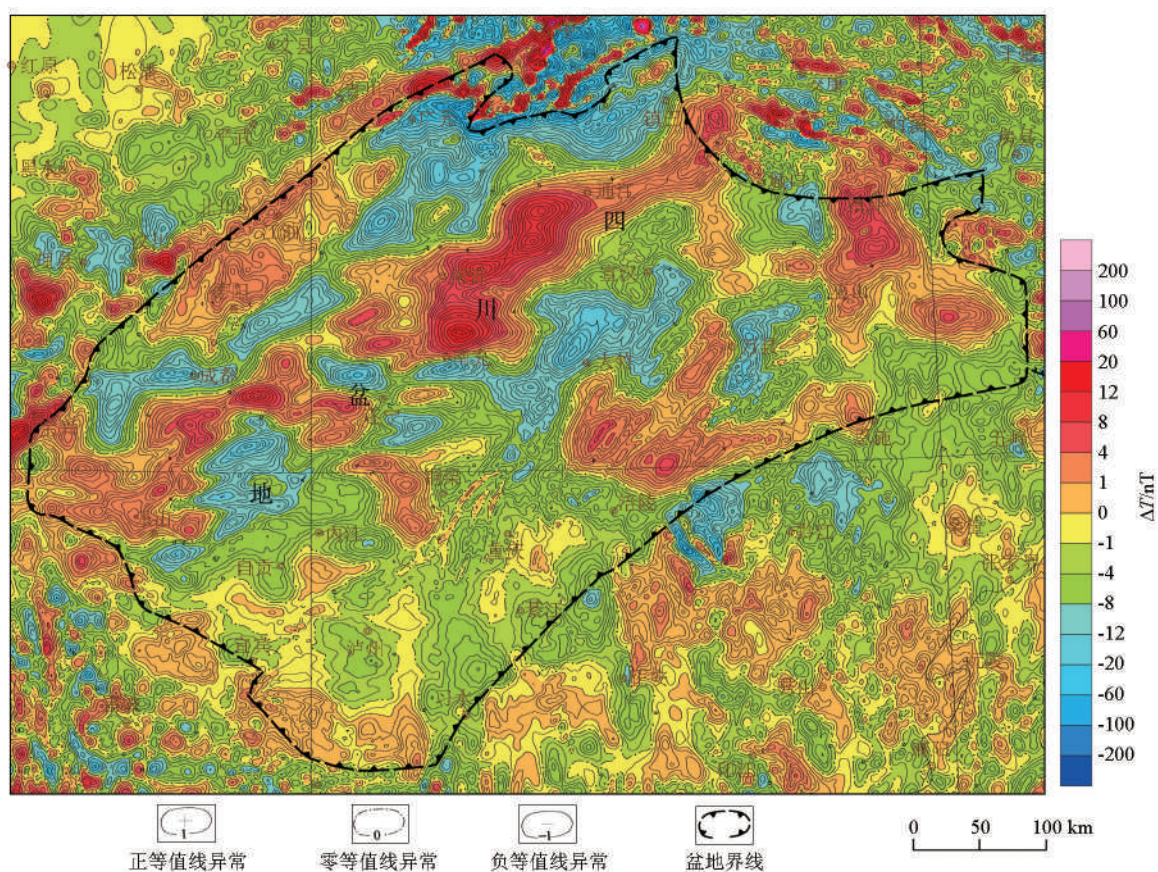


图 4 四川盆地及周缘航磁 ΔT 化极垂向一阶导数等值线平面

表 2 四川盆地及周围地区岩石磁性统计表

岩类	岩(矿)石名称	时代	磁化率 $\kappa/(10^{-5}\text{SI})$		剩磁 $J_r/(10^{-3}\text{A/m})$		地区
			变化范围	平均值	变化范围	平均值	
沉积岩	砂岩、砾质泥岩、泥岩	N		28			平武、康滇、龙门山、 铜仁、吉首、师宗、宜 良、江油、泸定、凯里、 铜仁、汶川、安顺、达 县、兴义、西昌、元谋、 贵阳、雅安
	砂岩、泥砂岩	E	6~21	18	0~3	2	
	砾岩、砂岩、泥岩	K	3~98	53	2~20	12	
	砂岩、泥岩	J		18	5~29	23	
	砂岩、灰岩、泥页岩	T	0~55	17		0	
	砂岩、砂页岩、泥灰岩	夜郎组(T)	20~1135	501			
	粉砂岩、钙质砂岩	飞仙关组(T)	110~1727	509			
	页岩、灰岩	P	0~4	2		1	
	砂岩、灰岩	C	0~90	22	0~3	2	
	砾岩、砂岩	D	0~15	7	7~9	8	
	砂岩、泥岩	S	6~30	22	0~7	3	
	灰岩、白云岩	O	0~3	2	0~5	3	
	砂岩、泥岩、灰岩	Є	0~100	35		0	
	冰碛岩、泥岩、白云岩	Z	5~13	7		0	
变质岩	板岩、变砂岩	板溪群(Pt_3)	40~60	55			长沙、岳麓山
	板岩、千枚岩、变砂岩	冷家溪群(Pt_2)	50	50			岳阳
	混合岩、片麻岩	崆岭岩群(Pt_1)	600	600			黄陵
	板岩、千枚岩、片岩	丹洲群(Pt_3)	11~670	350			桂中
	片岩、千枚岩、板岩、大理岩	会理群(Pt_2)	0~900	380			会理
	花岗片麻岩	康定岩群(Pt_1)	0~6000	979			康定
	石英角砾岩	康定岩群(Pt_1)	2840~11630	3508			康定
	角闪斜长片岩、变粒岩	康定岩群(Pt_1)	350~28300	1350			康定
侵入岩	纯橄榄岩		130~10700	3300	50~89000	1095	川南 滇中、川北
	斜辉橄榄岩		70~17700	5020	40~80500	3000	
	蛇纹岩		900~9900	4600	160~9000	770	
	辉长岩		0~52200	2649	0~41600	1203	
	辉绿岩		0~4070	1091	0~2880	658	
	闪长岩		0~63000	2750	0~52000	750	
火山岩	致密状玄武岩		1400~6940	4365	760~25000	3865	
	玄武岩		2560~11900	6175	590~44000	14400	

断裂为界,西南边界不规则,大致位于乐山南—宜宾一线。需要说明的是,本次划分的盆地包括了古生代海相沉积盆地和叠加其上的中生代陆相盆地,依据磁场特征和变质基底深度,确定了盆地边界。

2.2 盆地的变质基底深度特征

这里所说的基底是指前震旦纪变质基底,也称之为磁性基底。通过对磁异常计算磁性体埋藏深度,并编绘磁性基底深度图(图1),可以了解四川盆地变质基底起伏变化特征。

磁性体深度计算:磁性体深度计算实质上是根据 ΔT 异常形态反演计算出引起磁异常的磁性体顶面埋深的一种定量解释方法。深度计算方法较多,本次采用了带校正系数的二度体 ΔT 剖面异常切线法^[11-13]和外奎尔法。需要说明的是,在利用切线法计算磁性基底深度时,由于地质条件复杂,引起的磁异常多种多样,既有磁性基底产生的宽缓磁异常,又有浅层磁性体产生的局部异常,这些异常往往相互叠加在一起,要准确计算出磁性基底的深度值,必须

识别出哪些磁异常与磁性基底有关,哪些磁异常是由浅层磁性体引起。在盆地区,与磁性基底有关的磁异常往往表现为规模较大、宽缓变化的特点,强度较大;与浅层磁性体有关的磁异常特点是范围小、强度不大,它们叠加在背景场上,对于这类磁异常,依据背景场的趋势,圆滑处理掉叠加次级异常来恢复其本来面貌,而后计算该异常的深度,得到深源(如变质基底)深度。又如,出现在断阶或横跨两个构造单元的异常,往往一翼陡一翼缓,这时陡翼异常是基底隆起的反映,缓翼则是基底拗陷的反映,这类异常一般分两支进行计算。另外,若异常一翼叠加干扰严重,另一翼较好,则采用外奎尔法对形态较好的一翼进行计算。总的来看,四川盆地内磁异常形态特征不很复杂,磁异常主要由变质基底引起,叠加其上的局部异常主要与浅层磁性体有关,极易辨认。根据异常的不同形态,在深度计算中选取不同方法进行计算。

计算精度分析:为了检验深度计算值的误差,利

用了与钻井揭露的前震旦系变质岩的深度值对比的方法,在缺少这种井位的情况下,利用未钻到变质基底的钻井资料和地震资料来间接证明深度计算的可靠性。表3为6口钻井揭露的元古宇变质基底和震旦系的深度值与航磁异常计算出的深度值的对比(表3),统计结果显示:深度计算误差范围1.3%~

2.5%的占总统计数字的50%;深度计算误差范围在4.5%~7.5%之间的占总统计数字的33%;深度计算误差范围在10.5%的占总统计数字的17%,说明计算精度是较高的。钻遇震旦系,但未穿透时误差相对较大,这是因为基底之上震旦系仍有一定的厚度。

表3 四川盆地钻井揭露元古宇变质基底与震旦系深度与计算深度对比

钻井编号	钻遇地层	井深/m	计算深度/m	差值/m	相对误差/%
长5井	元古宇	8200	8000	200	2.5
太4井	元古宇	8800	8600	219	2.5
付15井	元古宇	7900	8000	100	1.3
威8井	震旦系顶	3220	3600	380	10.5
威15井	元古宇	3863	4100	237	5.7
潼南东北	震旦系顶	6011	6500	489	7.5

另外,在南充、岳池、潼南、遂宁地区有4口钻井都钻遇三叠系,这几口井都位于航磁确定的拗陷中(表4)。从表4看出,对比钻井揭露的三叠系地层与航磁反映的基底深度可知,三叠系之下仍有大套

古生代地层,这说明航磁异常计算的磁性体埋深是可靠的。据地震资料,通江地区地震反映出沉积盖层厚11.4km,航磁异常计算出的基底埋深为12km,地震反映的深度与航磁异常计算的深度比较接近。

表4 四川盆地钻井揭露地层深度与计算深度对比

井位	钻遇地层	井深/m	计算深度/m	航磁确定构造
南充东	中三叠统	3002	9000	基底拗陷
岳池东北	下三叠统	3413	9000	基底拗陷
潼南东南	下三叠统	2191	7200	基底拗陷
遂宁西	震旦系	3200	7200	基底拗陷

当然,在实际计算中也存在偏浅或偏深的问题。影响计算精度的因素如下。

1) 深度计算方法的限制。深度计算所用的系数表是按无限延伸厚板状体推导出来的,而根据 ΔT 平面图的特征,有些异常应属三度体,引用适用于二度体的方法去反演三度体埋深,深度值必然会偏浅。

2) 测线与异常走向斜交时,一般计算的深度值有误差,所以要求测线尽可能地垂直地质体走向。但由于盆地面积较大,存在斜交构造线的情况,结果使 ΔT 曲线变得平缓,计算的深度就会偏深,造成误差。

3) 计算深度时都要减去飞行高度,所减飞行高度是全区平均距地表的飞行高度,但实际上飞机是起伏飞行的,这样就会造成一定误差。

4) 当异常之间存在相互叠加干扰时,计算的深度值往往存在较大的误差。

5) 当变质基底浅部为 $Pt_{2,3}$,深部为 Pt_1 时,计算的深度值偏深。

经过长期理论研究和诸多工作实践证明,使用切线法和外奎尔法进行磁性体深度计算会产生 $\pm(10\% \sim \pm 15\%)$ 的误差。

磁性基底深度图的编制:去除了浅层(盖层)磁性体深度值得到大约270个反映磁性基底的深度点。编图时为确保质量,对所有的深度值进行了复查,首选那些穿过异常中心或剖面线附近的深度值。纵观航磁图内疏密不均的磁性体埋深数据,能够在航磁图上看磁性体等深线的走向和轮廓。勾绘时从那些磁性体埋深浅或在地质图上已出露的磁性体入手,根据深度值的大小,由浅到深依次展布等深线,对于出露的变质基岩和规模较大的侵入体,可结合地质图先勾绘出来,以便准确地圈定盆地和沉积拗陷范围;对有一定走向的同一磁异常带的多个深度值要认真分析,通常以此异常中心处的深度值为准。考虑到磁性基底深度变化特征及计算精度,深度线采用不等间距勾绘。首先用 ≤ 0.5 km等值线将出露的前震旦系变质岩和规模较大的侵入岩及埋藏小于500 m的这些磁性体圈出来,然后依据深度值,依次按1.0、2.0、3.0、5.0、7.0、9.0、11.0 km来勾绘。编图时将控制性断裂一并表示出来,根据断裂构造的分布情况和对基底深度的控制作用,对深度线作必要的修正,如由于受断裂的分割,一侧为隆起,另一侧为凹陷,被分割的深度线将由断裂代替,以此表

示凹陷和隆起深度变化特征。通过上述工作,编制了磁性基底深度图(图1)。该图主要反映了前震旦纪变质基底和侵入岩体的顶面埋深。

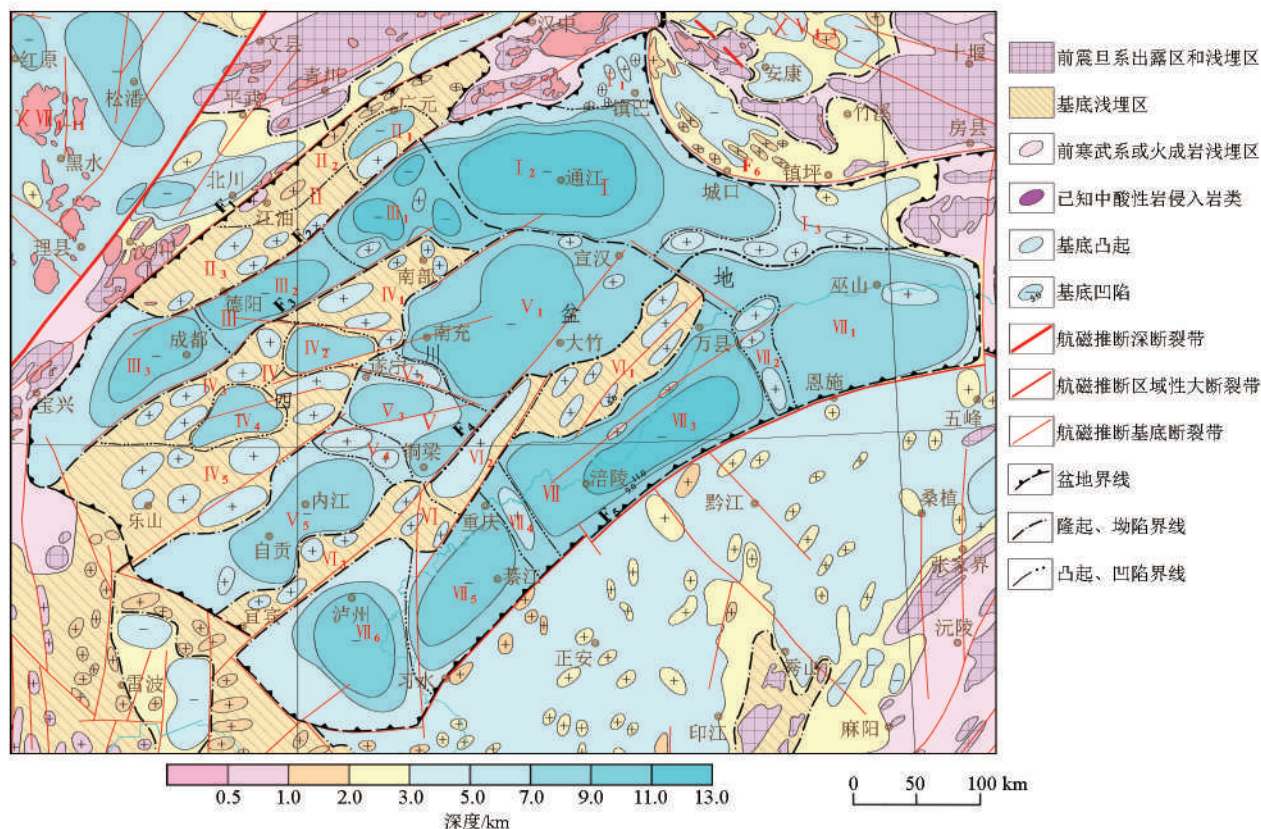
2.3 盆地的构造特征

磁性基底深度图反映出盆地东北部基底埋深大,基底凹陷占主导地位,基底深度大都为7~12 km,而西南部基底埋深相对变浅,大部分为5~7 km,部分拗陷深度为7~9 km。在航磁图上又反映出盆地西北部为NE向条带状磁异常区,东南部为NE向条带状、块状磁异常区,这种磁场面貌表明四川盆地基底在西北部为NE向条带状结构,而东南部为NE向条带和块状结构,这两种基底镶嵌在一起,形成四川盆地的基底结构。磁性基底深度表明,现今的盆地基底主要显示为NE走向隆拗相间的排列格局。

以航磁反映的区域磁场特征、基底起伏情况、盖层厚度为依据,结合地质等资料对盆地进行构造区划(图5)。四川盆地总体为“四拗三隆”,即通江拗

陷、梓潼—绵竹隆起、成都—阆中拗陷、彭山—射洪隆起、自贡—广安拗陷、华蓥山—万县隆起、涪陵—建始拗陷,并进一步划分出凹陷和凸起。航磁和磁性基底深度反映出通江地区拗陷走向为近EW向,而川西的成都地区拗陷走向为NE向,这说明这两个拗陷的构造走向是不同的,它们的形成、发展受不同方向构造的控制。川北通江地区拗陷的形成和发展主要受近EW向构造的控制,而川西成都地区拗陷的形成、发展受NE向构造的控制,所以它们不属于同一个拗陷。本次依据磁异常特征将它们划分开,分别称之为通江拗陷和成都—阆中拗陷。

四川盆地的发生发展主要受NE向构造的控制,在北部受近EW向构造的控制,盆地总的面貌呈隆拗相间的构造格局,其中隆起又由大大小小的凸起组成,拗陷由多个凹陷组成。形成这种构造格局的原因,一是和基底继承性构造有关,二是在印支—燕山期受到来自西北龙门山地区和南东武陵山地区的强烈对冲推挤,导致盆地内沿断裂一侧形成拗陷



F₁—龙门山断裂;F₂—西乡—德阳断裂;F₃—盐亭—平溪断裂;F₄—华蓥山断裂;F₅—恩施—习水断裂;F₆—城口—房县断裂;I—通江拗陷(I₁—镇巴凸起;I₂—巴中凹陷;I₃—巫溪凸起);II—梓潼—绵竹隆起(II₁—广元凹陷;II₂—江油凸起;II₃—游仙凸起);III—成都—阆中拗陷(III₁—阆中凹陷;III₂—绵阳凹陷;III₃—成都凹陷);IV—彭山—射洪隆起(IV₁—南部凸起;IV₂—射洪凹陷;IV₃—盐亭凸起;IV₄—简阳凹陷;IV₅—乐山凸起);V—自贡—广安拗陷(V₁—南充凹陷;V₂—遂宁凸起;V₃—广安凹陷;V₄—安岳凸起;V₅—自贡凹陷);VI—华蓥山—万县隆起(VI₁—梁平凸起;VI₂—垫江凸起;VI₃—荣昌凸起);VII—涪陵—建始拗陷(VII₁—巫山凹陷;VII₂—云阳低凸起;VII₃—涪陵凹陷;VII₄—木洞低凸起;VII₅—綦江凹陷;VII₆—泸州凹陷)

图5 四川盆地构造区划

带(如成都—阆中拗陷就是沿西乡—德阳断裂带东南侧分布);自贡—广安拗陷和涪陵—建始拗陷分别沿华蓥山断裂带和恩施—习水断裂带西北侧分布,这显然是盆地受武陵山由南东向北西推挤的结果。这种对冲的结果,使川东南地区、川西北地区成为盆地内褶皱最强烈的地区。在彭山—射洪地区形成引力释放区,是盆地内褶皱最弱的地区,区内构造平缓,均属平缓褶皱类型,断层不发育,从而造成彭山—射洪隆起既有凸起又有凹陷,而且次级构造的走向既有 NE 向又有近 EW 向。据认为北大巴山仰冲在通江拗陷之上^[10]。

通江拗陷:位于盆地东北部的巴中、通江、万源和巫溪地区。其走向有别于四川盆地其他拗陷,呈近 EW 向且东窄西宽形态展布,并呈北断南超的特点。北以城口—房县断裂为界,南与四川盆地内其它北东向构造相接触,面积约 30 000 km²,航磁反映的沉积盖层厚度达 7~12 km。沉积中心位于巴中—通江地区,磁性基底埋深大于 10 km,向东基底埋深变浅,为 5~7 km。东北部和东部地区受大巴山弧形构造的影响,成弧形展布,构成大巴山外弧带,向北东靠近大巴山岩层倾角逐渐增大,褶皱渐趋紧密,卷入的地层渐老。这一区域三叠系地层大面积出露,沿 NW 向逆冲断层的北东盘见有下古生界和震旦系地层分布,它们与三叠系呈断层接触,可见这些老地层是被推覆上来的,盖在了三叠系地层之上。据地震资料,拗陷内侏罗系厚 4.8 km,二叠系和三叠系厚约 2.6 km,下古生界和震旦系厚约 4 km。依据基底起伏情况,又可划分出 2 个凸起 1 个凹陷,即镇巴凸起、巫溪凸起和巴中凹陷。

梓潼—绵竹隆起:位于广元、梓潼、绵竹地区。西北以龙门山断裂为界,东南以西乡—德阳断裂为界,走向 NE 向。航磁反映出磁性基底埋深 4~6 km,局部地区为基底凹陷,深达 7~8 km。依据基底起伏情况,又可划分出 2 个凸起 1 个凹陷,即江油凸起、游仙凸起和广元凹陷。

成都—阆中拗陷:位于阆中、中江、成都地区。西北以西乡—德阳断裂为界,东南以盐亭—平溪断裂为界,面积约 21 000 km²,走向北东向。航磁反映出基底埋深大都在 7~11 km。拗陷内被第四系、白垩系和侏罗系大面积覆盖,三叠系仅在其西南见有出露。据地震资料,拗陷内震旦系和下古生界厚 2.5 km,二叠系和三叠系厚 3.5 km,侏罗系和白垩系厚 5 km。依据基底起伏情况,又可划分出 3 个凹陷,即阆中凹陷、绵阳凹陷、成都凹陷。

彭山—射洪隆起:位于彭山、威远、射洪等地区。

西北以盐亭—平溪断裂为界,东南部分地段以断裂为界。这是一个长约 360 km,宽可达 100 km,面积达 36 000 km² 的大型隆起。该隆起具有低隆起性质,并属于大型继承性基底隆起,航磁反映出其上仍发育了 3~6 km 厚的盖层沉积,这个深度与钻井揭露的深度比较接近,在威远威 18 井于 3 226 m 见震旦系地层,并有一口钻井在 3 863 m 见元古宇地层。据地质资料,隆起上白垩系已缺失,侏罗系大面积出露,厚度较大,钻井在 3 200 m 未钻穿侏罗系,三叠系在威远地区出露。可见,隆起上中新界厚度较薄(钻井证实厚 1 500 m),古生界厚度较大(钻井证实厚 2 500 m)。依据基底起伏情况,又可划分出 3 个凸起 2 个凹陷,即南部凸起、盐亭凸起、乐山凸起和射洪凹陷、简阳凹陷。

自贡—广安拗陷:拗陷位于自贡、广安、南充地区。西北和东南分别与彭山—射洪隆起和华蓥山—万县隆起相接。它们之间的接触关系比较复杂,有的地段为断裂(华蓥山断裂)接触,有的地段为超覆接触,面积约 35 000 km²,走向为 NE 向。航磁反映出变质基底深度为 5~9 km,在武胜地区钻井于 6 011 m 见到震旦系。拗陷内大部分被侏罗系地层覆盖,仅在南部见有白垩纪地层分布,但范围很小。在广安地区钻井于 3 413 m 见到下三叠统,在南充地区钻井于 3 008 m 见到中三叠统。在拗陷南部地区,据合川地区钻井揭露,在井深 2 691 m 见到了下三叠统。从钻井资料可以看出,拗陷北部中生界厚度大,而南部中生界厚度薄,且拗陷内主要被 5~6 km 厚的古生界充填,中生界较薄,厚度约 2~3 km。依据基底起伏情况,又可划分出 3 个凹陷 2 个凸起,即南充凹陷、广安凹陷、自贡凹陷和安岳凸起、遂宁凸起。

华蓥山—万县隆起:其南起自宜宾,向北东经荣昌、邻水、梁平达万县,呈 NE 向展布。航磁反映基底埋深达 5~6 km,属于低隆起。依据基底起伏情况,又可划分出 3 个凸起,即梁平凸起、垫江凸起、荣昌凸起。

涪陵—建始拗陷:位于赤水、重庆、涪陵、建始、巴东地区。其南东以恩施—习水断裂为界,东北与华蓥山—万县隆起为邻,面积约 52 000 km²,总体走向呈北东向。航磁反映的沉积盖层厚度达 7~12 km。拗陷由于受到武陵山方向的水平推挤,拗陷内褶皱构造发育,构造线走向主要由 NE 向高陡构造带和断裂带组成的隔挡式褶皱,背斜紧凑,向斜宽缓,成排成带平行排列。据地震资料,在赤水地区震旦系—古生界厚约 6 km,中生界厚约 2 km 左右,且太 4 井、长 5 井在 8 200 m 见元古宇地层(与航磁反

映的深度相当)。涪陵和建始地区古生界沉积厚度也很大,可达 5~9 km,中生界厚度小于 2 km。依据基底起伏情况,又可划分出 4 个凹陷 2 个凸起,即巫山凹陷、涪陵凹陷、綦江凹陷、泸州凹陷和云阳低凸起、木洞低凸起。

3 结论

四川盆地是在前震旦纪变质基底之上发育起来的盆地,通过航磁异常的反演计算得知,变质基底埋深为 5~12 km。它的盖层为震旦系—古生界和中新生界地层。盆地的发生和发展主要受 NE 向构造制约,并受到近 EW 向构造的改造。变质基底深度反映出盆地的构造格局为“四坳三隆”,即:通江坳陷、梓潼—绵竹隆起、成都—阆中坳陷、彭山—射洪隆起、自贡—广安坳陷、华蓥山—万县隆起、涪陵—建始坳陷,并依据局部构造又划分了凸起和凹陷,为地震详查工作提供参考依据。根据磁资料界定的盆地东南界,其范围较前人圈定范围有所缩小,盆地东北界范围较前人圈定范围有所扩大,由此计算四川盆地面积约为 230 000 km²。这些工作对认识四川盆地构造特点具有重要的参考意义。

参考文献:

- [1] 郭正吾,邓康龄,韩永辉.四川盆地的形成与演化[M].北京:地质出版社,1996.
- [2] 宋鸿彪,罗志立.四川盆地基底及深部地质结构研究的进展[J].地学前缘,1995,2(3-4):231-237.
- [3] 罗志立.四川盆地基地结构的新认识[J].成都理工学院学报,1998,25(2):191-200.
- [4] 许效松,刘宝珺,牟传龙,等.中国中西部海相盆地分析与油气资源[M].北京:地质出版社,2004.
- [5] 罗志立.川中是一个古陆核吗[J].成都地质学院学报,1986,13(3):65-73.
- [6] 四川省地质矿产局.四川省区域地质志[M].北京:地质出版社,1991.
- [7] 李国玉,吕鸣岗,张健,等.中国含油气盆地图集[M].北京:石油工业出版社,2002:185-194.
- [8] 丁金琪.四川盆地油气地质特征—纪念黄汲清先生百岁生日[J].石油实验地质,2004,26(2):115-120.
- [9] 喻顾,李忠权,杨渊宇,等.四川盆地威远地区构造演化特征及其对下古生界油气富集的控制作用[J].天然气勘探与开发,2013,26(2):115-119.
- [10] 李占奎,丁燕云.大巴山推覆构造特征的探讨[J].物探与化探,2007,31(6):495-498.
- [11] 管志宁,安玉林.区域磁异常定量解释[M].北京:地质出版社,1991.
- [12] 朱英.斜磁化切线法和特征点图解法[M].北京:地质出版社,2012.
- [13] 郭志宏,于长春,周坚鑫.低磁纬度区 ΔT 剖面磁异常场源深度计算的切线法[J].物探与化探,2003,27(5):391-394.
- [14] 罗良,漆家福,张明正.四川盆地周缘冲断带构造演化及变形差异性研究[J].地质论评,2015,61(3):525-533.
- [15] 熊盛青,范正国,张洪瑞,等.中国陆域航磁系列图,1/250 万[M].北京:地质出版社,2015.
- [16] 熊盛青,丁燕云,李占奎,等.中国陆域航磁与地质构造特征[M].北京:地质出版社,2016.
- [17] 杨华,等.四川盆地航空物探测量[R].1973.

Magnetic field characteristics and geological significance of Sichuan basin

LI Bing, SONG Yan-Bing, WANG Qi, WANG Zhi-Bo, GUO Liang, JIANG Jiu-Ming,
GENG Sheng-Bo, DENG Mao-Sheng, ZHOU De-Wen

(China Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083, China)

Abstract: According to aeromagnetic and gravitational data, the boundary and scope of Sichuan basin were determined based on the analyses of the characteristics of gravity and magnetic fields. And on the basis of compiling depth map of the metamorphic basement and structuring zoning map, the research has been conducted on the basin's basement structure, characteristics and features of depth change, structure framework, and caprock thickness. The research indicates that the metamorphic basement is composed of Proterozoic metamorphic series, and the buried depth of crystalline basement can reach to 5000 to 20000 meters. The caprock is the layers of Ediacaran, Paleozoic, and Mesozoic. The occurrence and development of the basin are restricted by near-northeast and northwest-west construction, which has a pattern of four depression and three uplifts. All these new cognitions and conclusions provide a reference for further oil and gas exploration in the basin.

Key words: Sichuan basin; aeromagnetic; basement structure and depth; structural feature; rupture

(本文编辑:叶佩)

基于航空高光谱遥感的沉积变质型铁矿找矿预测 —以北祁连镜铁山地区为例

董新丰^{1,2}, 闫柏琨^{1,2}, 李娜^{1,2}, 赵哲³, 刘根源⁴, 刘榕源^{1,2}, 陈耀文⁵

(1. 中国国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083; 2. 自然资源部航空地球物理与遥感地质重点实验室, 北京 100083; 3. 河北煤田地质局, 河北石家庄 050085; 4. 中国人民武装警察部队黄金第十二支队, 四川成都 611732; 5. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

[摘要] 沉积变质型铁矿是北祁连山西段重要的矿床类型, 一直以来都是该地区矿产勘查的重要对象, 区内产有知名的镜铁山铁矿床。北祁连山地区山势陡峻、交通不便, 地质工作程度相对较低, 开展传统的地质调查工作难度较大。航空高光谱遥感具有高空间分辨率和高光谱分辨率的特点, 其在矿物信息识别上较多光谱遥感有了质的提升, 同时在该地区开展航空高光谱遥感调查是发挥遥感技术的高效性和先行性优势所在。本文基于调查区内沉积变质型铁矿床地质特征, 利用航空高光谱遥感数据提取的赤铁矿、菱铁矿信息开展针对沉积变质型铁矿的找矿预测。结果表明, 提取的赤铁矿信息或直接指示铁矿(化)体产出位置, 或指示含赤铁矿地层产出信息, 这为直接或间接寻找铁矿床提供了重要信息; 菱铁矿信息同样可作为寻找铁矿床的重要依据, 分布范围较大的菱铁矿信息可直接指示富菱铁矿的铁矿(化)体产出位置。

[关键词] 镜铁山铁矿 沉积变质型铁矿 高光谱遥感 找矿预测 北祁连

[中图分类号] P627 **[文献标识]** A **[文章编号]** 0495-5331(2018)05-1013-10

Dong Xin-feng, Yan Bo-kun, Li Na, Zhao Zhe, Liu Gen-yuan, Liu Rong-yuan, Chen Yao-wen. Prospecting prediction of sedimentary metamorphic type iron deposits based on airborne hyperspectral remote sensing: A case study of the Jingtieshan area in the northern Qilian Mountains[J]. *Geology and Exploration*, 2018, 54(5): 1013-1023.

0 引言

前人已利用遥感技术开展岩矿信息提取并进行找矿预测, 也取得了较丰硕的成果(Crosta *et al.*, 1989; Loughli, 1991; 刘庆生等, 1999; 张远飞等, 1999; Tangestani *et al.*, 2001; Carranza *et al.*, 2002; Crowley *et al.*, 2003; 张廷斌等, 2009; 任广利等, 2017; 温利刚等, 2017)。但是, 由于ASTER、ETM等多光谱遥感数据受波段设置少、空间分辨率低的限制, 其主要是对铁染(含铁的氧化物、氢氧化物总称)、铝羟基、镁羟基、碳酸盐岩等岩矿信息进行提取, 这些信息大多为造岩矿物或岩石地层组成矿物, 其对真正蚀变信息或具有示矿意义的矿物信息约束较差, 利用这些信息开展找矿预测时会造成很大干

扰。同时, 其提取的岩矿信息的准确性相对较差, 特别是铁染信息(Cui *et al.*, 2014), 严重制约了其找矿应用, 已不能满足当今找矿预测的需求。随着遥感技术的发展, 高光谱遥感的出现使其对岩矿信息的识别能力有了质的提升, 特别是具有高空间分辨率和高光谱分辨率的航空高光谱遥感, 其已实现矿物信息的精细提取, 如赤铁矿、针铁矿、菱铁矿、绢云母、绿泥石/绿帘石、方解石、白云石、透闪石/阳起石/角闪石、高岭石、地开石、明矾石等, 其准确性高达90%以上(闫柏琨等, 2016), 这些矿物信息为找矿预测提供了重要的参考资料(董新丰等, 2014)。

北祁连山西段是我国重要的铁矿产出地, 铁矿床类型主要为沉积变质型, 知名的镜铁山铁矿床就产于该地区(Yang *et al.*, 2015; 张新虎等, 2015),

[收稿日期] 2017-11-07; [改回日期] 2018-05-21; [责任编辑] 陈伟军。

[基金项目] 中国地质调查局项目(编号: DD20160068)资助。

[第一作者] 董新丰(1986年-), 男, 2012年毕业于中国地质大学(北京), 获硕士学位, 目前主要研究方向为高光谱遥感地学应用。
E-mail: dongxinfeng229@163.com。

近期又在镜铁山矿区外围发现卡瓦、黄沙泉铁矿等一批大中型沉积变质型铁矿床(金鹏等,2015;齐瑞荣等,2015),显示出良好的找矿前景。但是由于北祁连山地区山势陡峻、垂高落差大,区内交通条件差,开展传统地质工作的难度较大,其整体地质工作程度相对较低。本文利用遥感技术在地质调查中的高效性和先行性优势,根据调查区及其周边沉积变质型铁矿床的地质特征,以航空高光谱遥感为数据源,针对寻找沉积变质型铁矿的高光谱遥感专题矿物信息提取,并据此开展了找矿预测,为区内下一步找矿预测提供参考资料,也为航空高光谱遥感找矿预测应用实践提供新的范例。

2 地质概况

镜铁山地区处于北祁连构造带的西段(图1)。所在区域出露地层主要为古元古代北大河岩群、长

城系、蓟县系及中生界,受 NWW 向构造带影响,地层呈条带状分布,展布方向与构造带走向一致。北大河岩群(Pt_1B)由一套高绿片岩相-低角闪岩相变质岩层组成,其岩性组合主要为黑云母斜长片麻岩、混合质片麻岩、云英质岩夹斜长角闪岩、云母石英片岩、大理岩及沉积变质铁矿等。长城系(Ch)是区内重要的含铁地层,区内分布有桦树沟组(Chh)与熬油沟组(Cha),其中桦树沟组下部为火山岩-碎屑岩建造,岩性主要为玄武岩、少量安山岩、细碧岩与粉砂泥质板岩、硅质岩、灰岩,上部为浅海相含铁碎屑岩建造;铁矿层产于上部的灰绿色千枚岩、浅灰色粉砂质板岩中;熬油沟组由一套蚀变基性火山熔岩等组成,枕状玄武岩较为多见。蓟县系(Jx)出露相对较少,岩石类型主要为结晶灰岩夹泥质粉砂质板岩、变砂岩等。古生界(Pz)发育有寒武系一套火山碎屑岩建造,主要岩性有玄武岩、凝灰岩夹灰

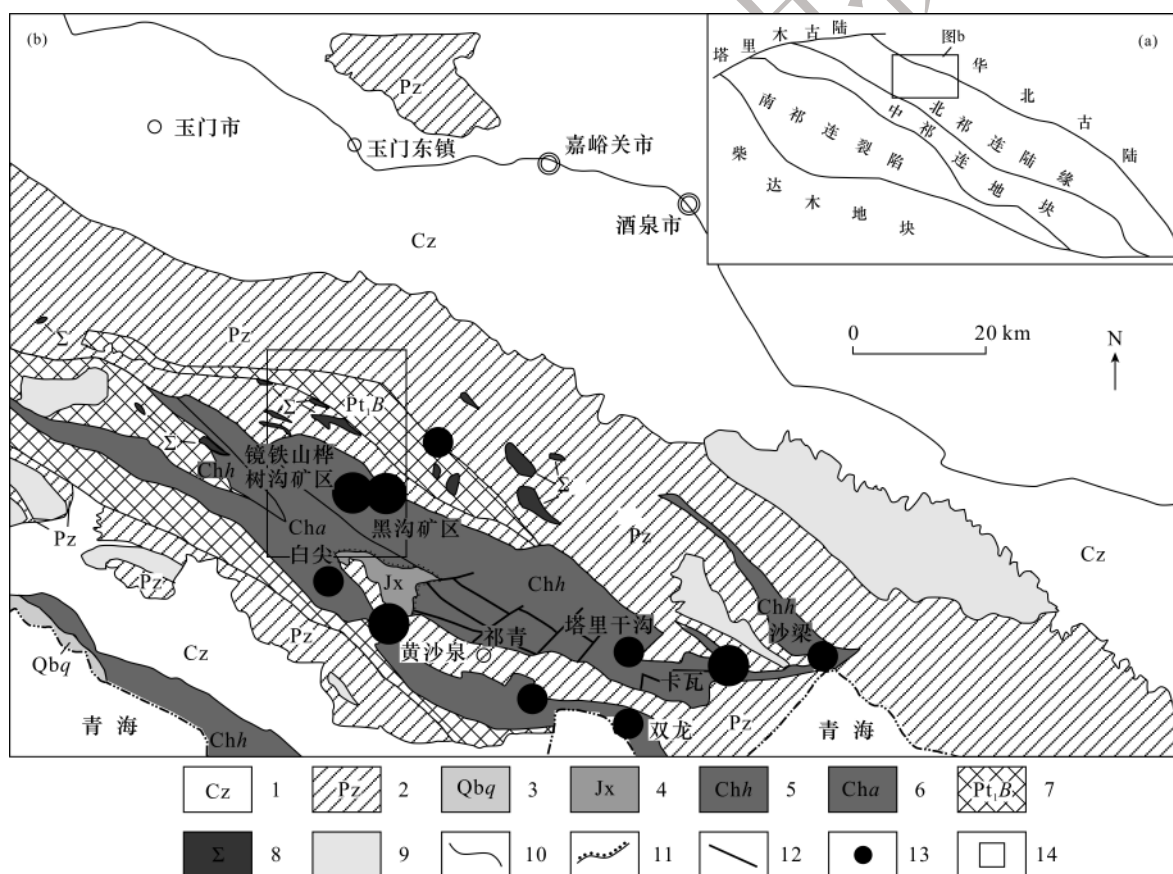


图1 北祁连山西段地质矿产图(据齐瑞荣等,2015;孔维琼等,2017,修改)

Fig.1 Geological map of the western part of northern Qilian (modified from Qi et al., 2015; Kong et al., 2017)

1 - 中生界;2 - 古生界;3 - 青白口纪其它大坂组;4 - 蓟县纪花儿地组;5 - 长城纪桦树沟组;6 - 长城纪熬油沟组;7 - 古元古代北大河岩群;8 - 基性-超基性岩;9 - 中酸性侵入岩体;10 - 地质界线;11 - 不整合界线;12 - 断层;13 - 铁矿;14 - 调查区范围

1 - Meso - Cenozoic;2 - Paleozoic;3 - Qingbaikou; an Qitadaban Formation;4 - Jixian; an Hua'erdi Formation;5 - Changchengian Huashugou Formation;6 - Changchengian Aoyougou Formation;7 - Paleo - Proterozoic Beidahe litho group;8 - basic - ultrabasic rock;9 - intermediate - acid intrusive rock;10 - strataigraphic boundary;11 - unconformity boundary;12 - faults;13 - iron deposits;14 - survey area

岩、板岩及铁矿层;奥陶系阴沟群以火山沉积建造为主,主要岩性为一套陆源碎屑岩与火山碎屑岩及熔岩的组合,局部夹沉积变质铁矿和扁豆状磷块岩,是区域内重要的铁、铜多金属、金矿的赋矿地层(齐瑞荣等,2015)。

调查区内侵入岩不甚发育,主要为规模较小的超基性岩脉。区域上 NWW 向压扭性断裂和 NE 向走滑断裂较发育。

3 已知铁矿床地质特征

镜铁山铁矿床由黑沟矿区和桦树沟矿区组成,桦树沟和黑沟矿区为一 NWW 向向斜构造,枢纽向西倾斜,出露地层为长城系朱龙关群桦树沟组,主要为一套石英岩、大理岩、千枚岩及含碧玉

条带的铁矿层组成的轻变质岩系(图 2)。其中桦树沟矿体因次级褶皱重复出露,形成 7 个矿带,矿体呈层状、似层状,延伸长约 3000m,宽约 1300m,最大矿体厚度 170m。黑沟矿区为一闭合向斜构造,矿体呈层状、似层状沿向斜两翼出露,主矿体长 1410m,厚 55~117m。镜铁山铁矿床矿石矿物主要为赤铁矿、少量菱铁矿、磁铁矿(Li *et al.*, 2014; Yang *et al.*, 2015)。

随着近几年找矿勘查工作的不断深入,一批大中型铁矿床不断被发现(金鹏等,2015;齐瑞荣等, 2015;孔维琼等,2017)。如黄沙泉铁矿床、小柳沟铁矿床、夹皮沟铁矿床、九个青羊铁矿床、塔里干沟铁矿床、卡瓦铁矿床及双龙铁矿床等(图 1)。这些铁矿床(点)绝大部分产于长城系桦树沟组地层中,

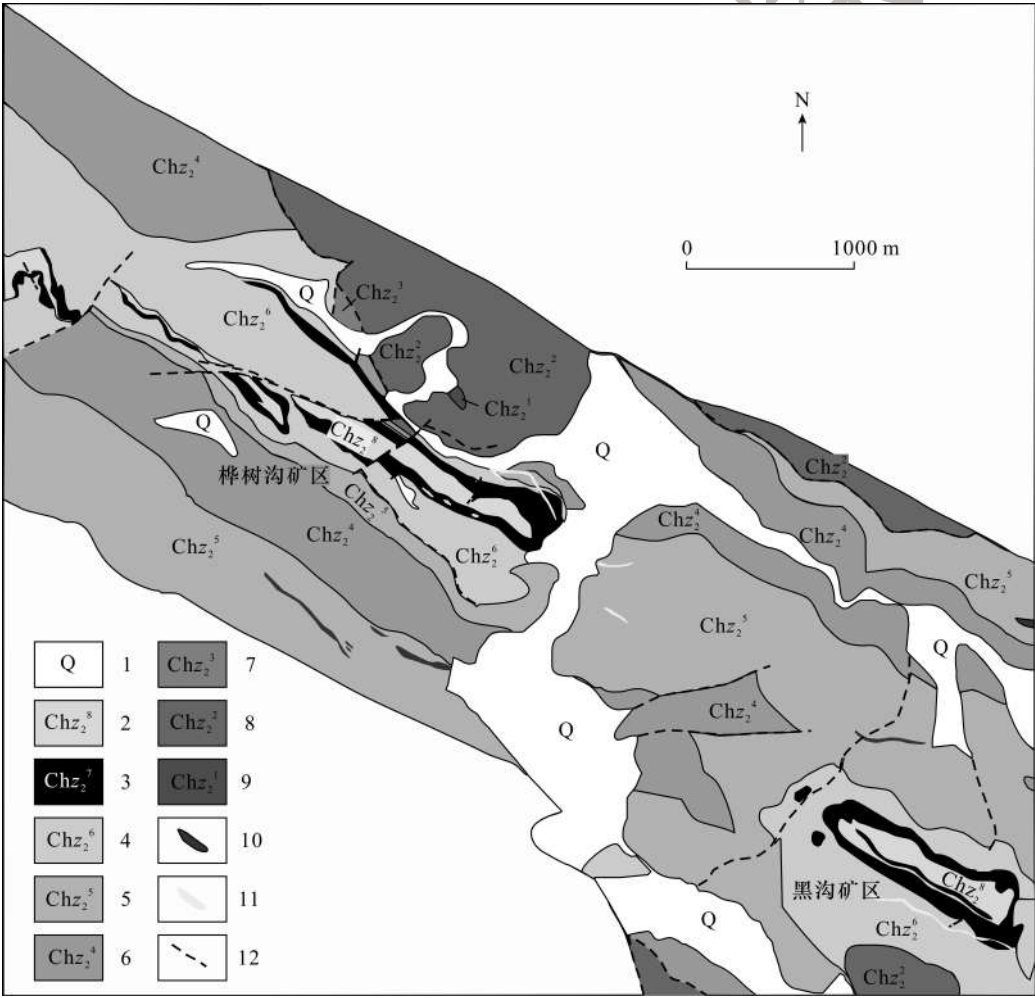


图 2 镜铁山铁矿地质图(据刘华山等,1998)

Fig.2 Geological map of the Jingtieshan iron deposit (after Liu *et al.*, 1998)

- 1 - 第四系;2 - 灰黑色千枚岩;3 - 铁矿体;4 - 灰绿色千枚岩;5 - 钙质千枚岩;6 - 碳质千枚岩;7 - 绢云母石英千枚岩;8 - 石英岩;9 - 杂质千枚岩;10 - 辉绿岩脉;11 - 石英闪长斑岩脉;12 - 断层
- 1 - Quaternary;2 - black - gray phyllite;3 - iron ore body;4 - celadon phyllite;5 - calcareous phyllite;6 - carbonaceous phyllite;7 - siliceous phyllite;8 - quartzite;9 - mottled phyllite;10 - diabase dike;11 - quartz diorite - porphyrite dike;12 - fault

少数产于元古代和古生代地层中。产于长城系桦树沟组地层中的铁矿床(点)在含矿岩系上,各矿区层位总体特征具有一致性,铁矿层多呈层状、似层状、透镜状产出,并严格受地层层位控制,自东向西各矿区矿体的顶底板岩性存在差异(张春宇等,2014;齐瑞荣等,2015)。区内铁矿层在空间上存在一定的相变规律,形成特有沉积矿床分带,磁铁矿层、赤铁矿层十分常见,往往处于菱铁矿层上部,最下部为黄

铁矿层(齐瑞荣等,2015)。铁矿石类型:在镜铁山一带,主要以碧玉岩型为主,在卡瓦及沙梁一带多为硅质板岩型、粉砂质板岩型。各矿区铁矿石含铁矿物组成也各有不同,但主要为赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿,见表1(张春宇,2014;金鹏等,2015;齐瑞荣等,2015;孔维琼等,2017)。铁矿床蚀变不发育,脉石矿物主要为碧玉、石英及碳酸盐岩。

表1 已知铁矿石矿物组成表
Table 1 Mineral composition of iron ores

矿区	镜铁山	黄沙泉	小柳沟	夹皮沟	九个青羊	塔里干沟	卡瓦	双龙
矿石矿物	赤铁矿为主,菱铁矿、磁铁矿次之	磁铁矿为主,赤铁矿、菱铁矿次之	磁铁矿、赤铁矿为主,菱铁矿次之	赤铁矿、磁铁矿为主,菱铁矿次之	赤铁矿、菱铁矿	菱铁矿	磁铁矿、赤铁矿为主,菱铁矿次之	磁铁矿、赤铁矿

4 数据与方法

4.1 数据

本文机载高光谱遥感数据由 CASI _SASI 高光谱成像仪获取,面积约 1000km²,其中 CASI 光谱范围 380 ~ 1050nm,36 个波段,光谱分辨率为 18nm,空间分辨率为 0.9m;SASI 光谱范围为 950 ~ 2450nm,101 个波段,光谱分辨率为 15nm,空间分辨率为 2.25m。

野外样品光谱验证采用美国 ASD 公司生产的 FieldSpec 光谱仪进行测定。光谱测量前仪器预热 10 ~ 30 分钟后进行工作,用标准白板进行校正,采用接触式光谱测试,波段范围为 350 ~ 2500nm,光谱采样间隔为 1nm。每个样品采集 5 个不同部位光谱求平均。

TFe 分析在华北有色地质勘查局燕郊中心实验室完成,采用 50mL 酸式滴定管,容量法测定。

4.2 找矿预测方法

通过对区域已知铁矿床地质特征分析可知,铁矿床产于一套变质火山-沉积岩系中,矿体呈层状、似层状、板状产出,赋矿围岩岩性多变,矿化蚀变不发育,铁矿石矿物主要为赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿。由此可见,在该地区通过高光谱遥感开展蚀变矿物信息提取及岩性识别工作对预测沉积变质型铁矿床并没有针对性,但是矿石中主要含铁矿物赤铁矿和菱铁矿在可见近红外-短波红外光谱区间(350nm ~ 2500nm)有其特有的光谱特征而区别于其他矿物,在调查区内赤铁矿和菱铁矿是寻找铁矿床的直接找矿标志。另外,区内地层中磁铁矿层、赤铁矿层及菱铁矿层之间有一定的相变规律(齐瑞荣等,2015),即也可依据确定的含赤铁矿层或菱铁矿层信息,在

周边寻找磁铁矿层。

综上,根据对上述已知铁矿床地质特征的总结,结合高光谱遥感技术特点,本文利用航空高光谱遥感数据,针对赤铁矿和菱铁矿开展矿物信息提取,高含量的赤铁矿和菱铁矿信息可能多为铁矿石的反映,可对含铁矿(化)体进行直接指示;而含量相对较低可能是含铁地层的反映,其信息分布情况可反映出含铁地层的空间展布特征。由此可见,两者在调查区内具有很强的找矿指示性,因此本文拟根据提取的赤铁矿和菱铁矿信息开展沉积变质型铁矿床找矿预测。

4.3 高光谱信息提取方法

本文采用了匹配滤波方法(Matched Filtering, MF)(Boardman *et al.*, 1995; Rowan *et al.*, 2005),以 USGS 光谱库中的赤铁矿(编号为 GDS27)和菱铁矿(编号为 HS271.3B)光谱为端元光谱与影像数据进行匹配。该方法虽然会降低提取矿物信息的检出限,但保证了提取信息的准确性,同时也较大地降低了褐铁矿信息产生的干扰。匹配滤波的结果就是像元与端元波谱相对匹配程度(匹配滤波分值 0 ~ 1),近似混合像元的丰度,1.0 表示完全匹配,文中用匹配滤波分值来代表提取的赤铁矿和菱铁矿的相对丰度信息。

在开展矿物信息提取前,需要对 CASI_SASI 数据开展以下处理:将 CASI 数据的空间分辨率重采样到 SASI 数据的 2.25m;其次由于获取的 CASI、SASI 原始数据空间定位相差约 10 个像元(2.25m/像元),采用选取地面控制点的方法,以 CASI 数据为基准,利用二次多项式对 SASI 数据作几何校正,校正误差控制在 2 个像元内;之后,将 CASI 数据 380 ~ 969nm 的波段与 SASI 数据 980 ~ 2450nm 的波段进行波段

合成,生成光谱范围为 380 ~ 2450nm 的高光谱数据;最后经 FLAASH 大气校正软件生成了高光谱反射率数据(Cui *et al.* ,2014),FLAASH 大气校正主要参数见表 2。将大气校正后的影像光谱与同名点同步测量的地面 ASD 光谱对比,发现两者谱形一致性很好(图 3a,3b);同时将已知铁矿区和碳酸盐岩地层的辐亮度影像和经大气校正后的反射率影像数据

对比,发现经大气校正后的反射率数据能够很好地反映出典型地物波谱特征(图 3c,3d),表明大气校正效果较好。需要说明的是,由于 1400nm 和 1900nm 为水汽吸收通道,即使经过大气校正后,在 1400nm 和 1900nm 附近也基本没有数据或值很低,所以将反射率值都归为 0,文中影像光谱去除了 1400nm 和 1900nm 附近波段数据。

表 2 FLAASH 大气校正主要参数表
Table 2 Main parameters of FLAASH atmospheric correction

选项	参数
Flight data(成像日期)	2014 年 7 月 16 日
Flight time(成像时间)	4:02:00(格林威治时间)
Scene Center Location(图像中心经纬度)	39°22'30" 97°52'20"
Sensor Altitude(km)(传感器飞行高度)	6.5
Ground Elevation(km)(图像区域平均海拔)	4.5
Pixel Size(m)(图像像素大小)	2.5
Atmospheric Model(大气模式)	Mid-Latitude Summer
Aerosol Model(气溶胶模式)	Rural
Aerosol Retrieval(气溶胶反演)	2-Band(K-T)
Water Absorption Feature(水汽吸收光谱特征)	1135nm
Initial Visibility(km)(初始能见度)	40.00
Modtran Resolution(Modtran 模型的光谱分辨率)	5 cm-1
Modtran Multiscatter Model(Modtran 多散射模型)	Scaled DISORT
Number of DISORT Streams(DISORT Streams 数)	16
Output Reflectance Scale Factor(输出反射率缩放系数)	10000

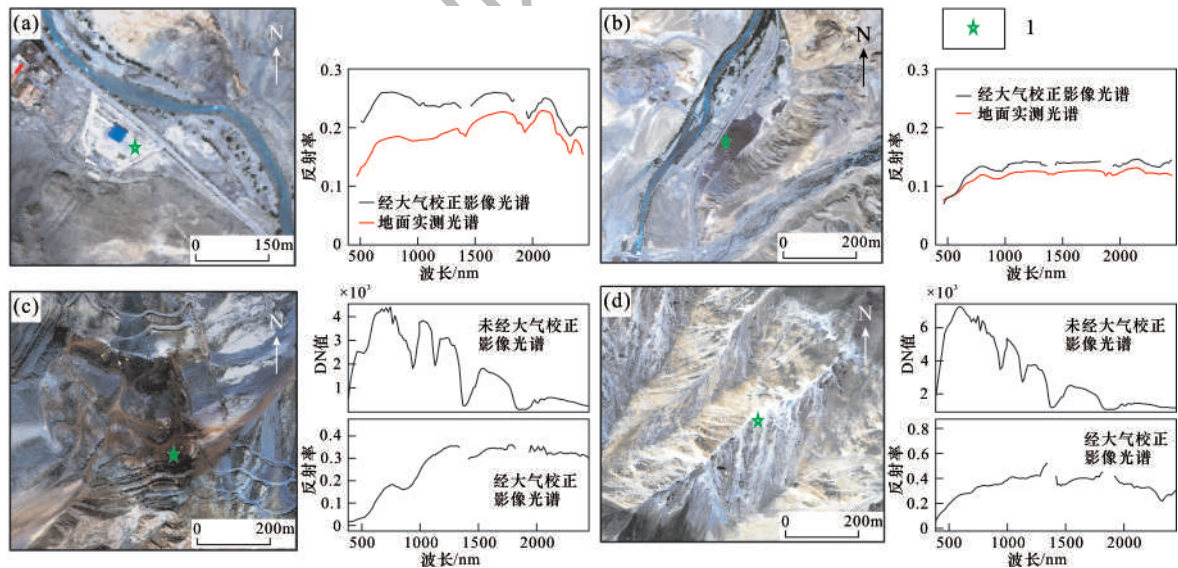


图 3 经大气校正后影像光谱与地面实测光谱(a,b)、辐亮度影像光谱对比图(c,d)

Fig. 3 Comparison of atmospherically corrected image spectra to ground measured spectra (a,b) and radiant radiances image spectra (c,d)

1 - 光谱对比点

1 - spectral contrast point

5 结果

5.1 矿物信息分布及验证

从图 4 可以看出赤铁矿信息主要呈团斑状、细带状分布在调查区的中南部,整体上呈 NWW 向展布,与区内桦树沟组地层展布特征一致。菱铁矿信息相对较少,呈团斑状、星点状分布在调查区南部,团斑状的菱铁矿产于南部约 1km^2 范围内

(图 4),其它星点状的菱铁矿与赤铁矿空间分布关系较密切。

矿物信息的准确性直接影响着找矿预测效果。为了检验提取的信息准确性,采用了影像光谱检查、野外采样光谱测试及与已知矿床对比验证。

根据提取的赤铁矿和菱铁矿信息分布情况,结合野外实际情况,选择了影像光谱验证点和野外验证点(图 4、图 5)。

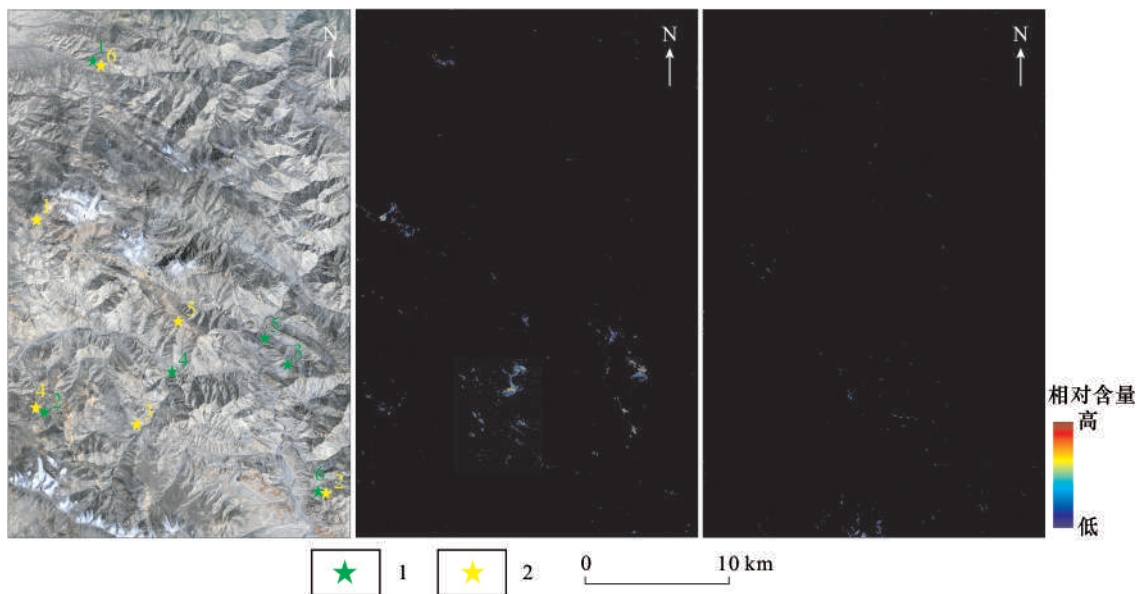


图 4 赤铁矿、菱铁矿信息分布图(左图为调查区影像图;中图为赤铁矿信息分布图;右图为菱铁矿信息分布图)

Fig. 4 Distributions of hematite and siderite (left), hematite (middle) and siderite (right) on images

1 - 赤铁矿验证样品采样点;2 - 赤铁矿影像光谱验证点

1 - sampling site of hematite; 2 - image spectral verification site of hematite

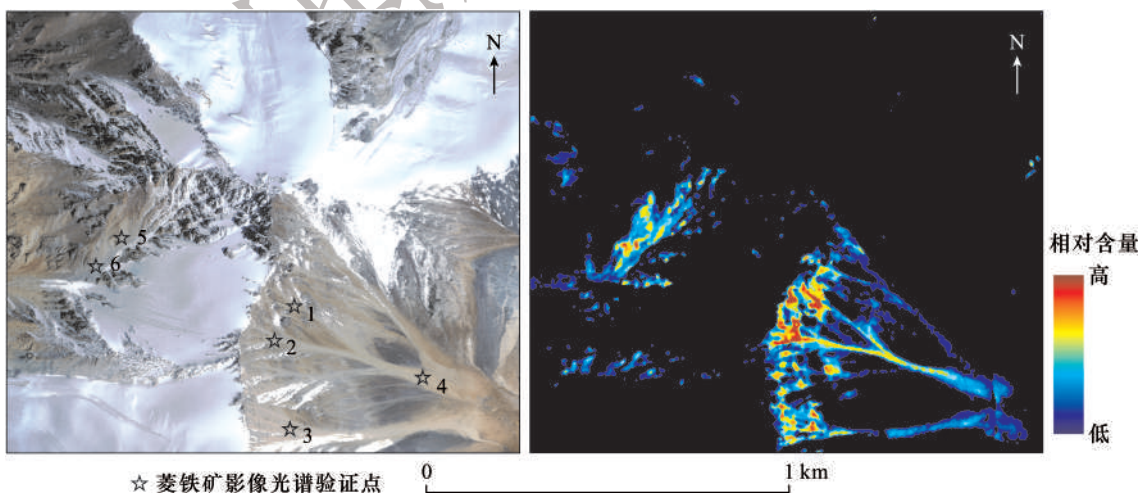


图 5 菱铁矿验证点分布图

Fig. 5 Verification site distribution of siderite

将赤铁矿和菱铁矿影像验证点的光谱、野外样品测试光谱与其 USGS 光谱库光谱进行对比(图 6,

图 7,图 8,图 9)。从图 6、图 7 上可以看出,无论是影像光谱还是野外样品光谱,其在 $750 \sim 1200\text{nm}$ 特

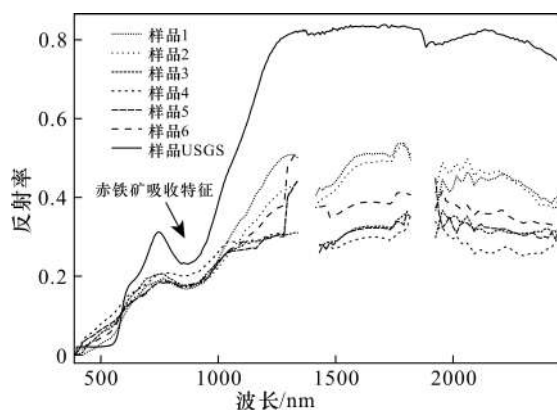


图6 赤铁矿影像光谱与USGS光谱

Fig. 6 Image spectra and USGS spectra of hematite

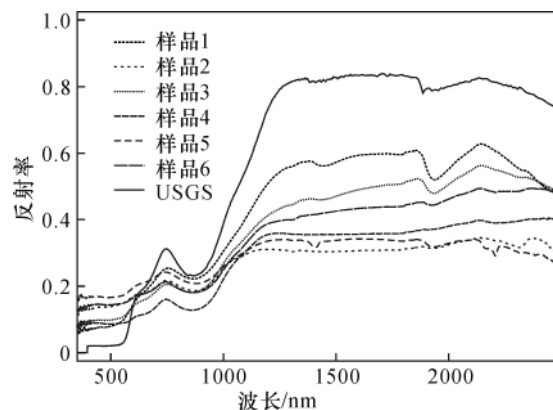


图7 赤铁矿验证样品光谱与USGS光谱图

Fig. 7 Sample spectra and USGS spectra of hematite

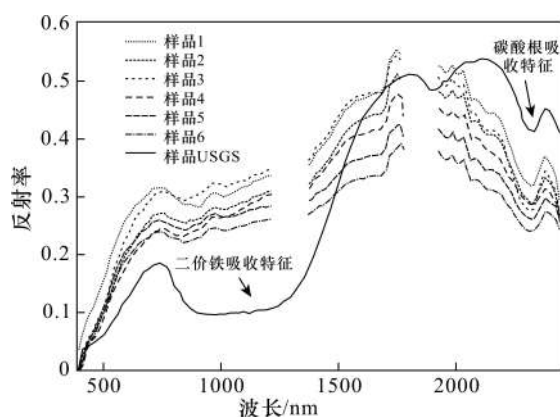


图8 菱铁矿影像光谱与USGS光谱图

Fig. 8 Image spectra and USGS spectra of siderite

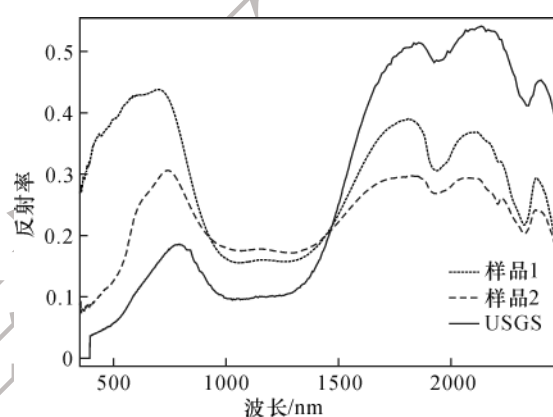


图9 菱铁矿验证样品光谱与USGS光谱图

Fig. 9 Sample spectra and USGS spectra of siderite

征吸收谱段都与USGS光谱库中的赤铁矿光谱一致,可见提取的赤铁矿信息是正确的。由于菱铁矿信息分布在高海拔地段,野外验证相对困难,仅选择了验证区内岩石风化后滚落在山坡的样品作为代替。同样,无论是影像光谱还是样品光谱,其在770~1700nm处的 Fe^{2+} 特征吸收谱段和2335nm处的 CO_3^{2-} 特征吸收谱段与USGS光谱库中的菱铁矿光谱一致性很好(图8、图9)。

另外也将已知铁矿区与提取的赤铁矿信息进行了对比验证。如图10所示在镜铁山铁矿床黑沟矿区提取的赤铁矿信息与出露的铁矿体范围一致,这也说明了提取的赤铁矿信息是正确的,同时也说明利用提取的赤铁矿和菱铁矿信息在区内开展沉积变质型铁矿找矿预测是可行的。

5.2 航空高光谱遥感找矿预测及验证

根据提取的赤铁矿和菱铁矿分布情况,结合高光谱真彩色影像图,本文圈出了已知铁矿床(点)范围(有勘探活动或开采活动的)、铁矿石堆场范围,

同时圈出了未有人为活动的地段作为找矿预测区。共圈出已知铁矿床(点)8处,铁矿石堆场3处,赤铁矿预测区4处,菱铁矿预测区1处(图11)。

根据圈定预测区开展了野外验证,由于区内山势陡峻、垂直高差大,只对1号、4号预测区部分地段进行了实地验证。

1号预测区内的赤铁矿信息整体上呈NW向产出,宽约10m~170m,延长约2km。由于受野外条件限制,仅对其西北部进行了验证。野外在提取的赤铁矿地段地表发现有宽约30m呈紫红色的含赤铁矿泥质岩(图12),在不同部位采集4件组合样品,全铁平均含量为7.19%(表3)。同时根据含赤铁矿地层信息,在其东西两侧开展了进一步踏勘,最终在其东侧不到100m处,发现一宽约4m,出露长约20余米的富磁铁矿铁矿体(图13),矿体两侧围岩为灰绿色千枚岩,垂直矿体方向类刻槽采样两件,全铁平均品位为41.30%(表3)。

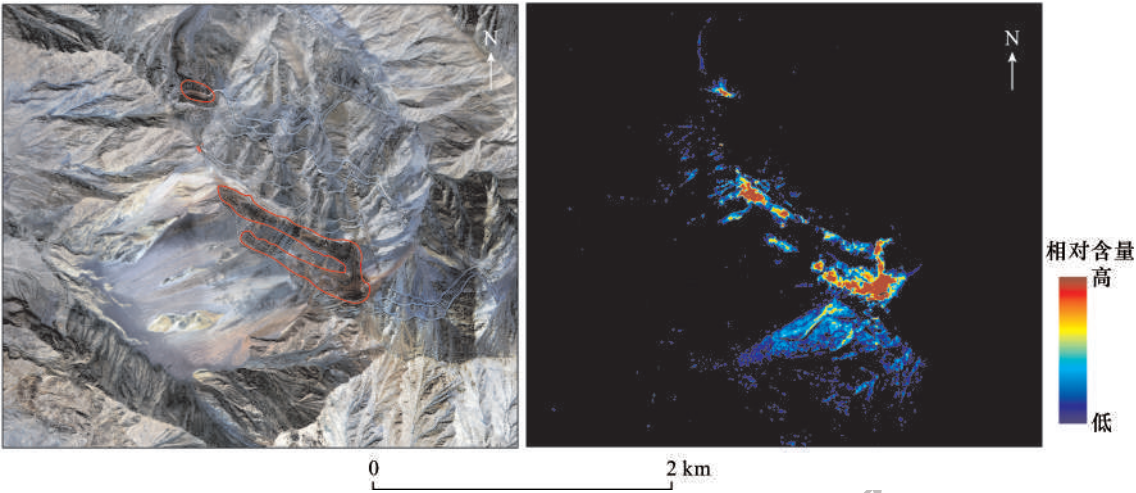


图 10 镜铁山黑沟矿区影像图(左图,红线为铁矿体出露范围)及赤铁矿丰度图(右图)
Fig. 10 Imagery of Heigou mining area of the Jingtieshan iron deposit (left, red line is the exposed area of the iron ore body) and hematite abundance (right)

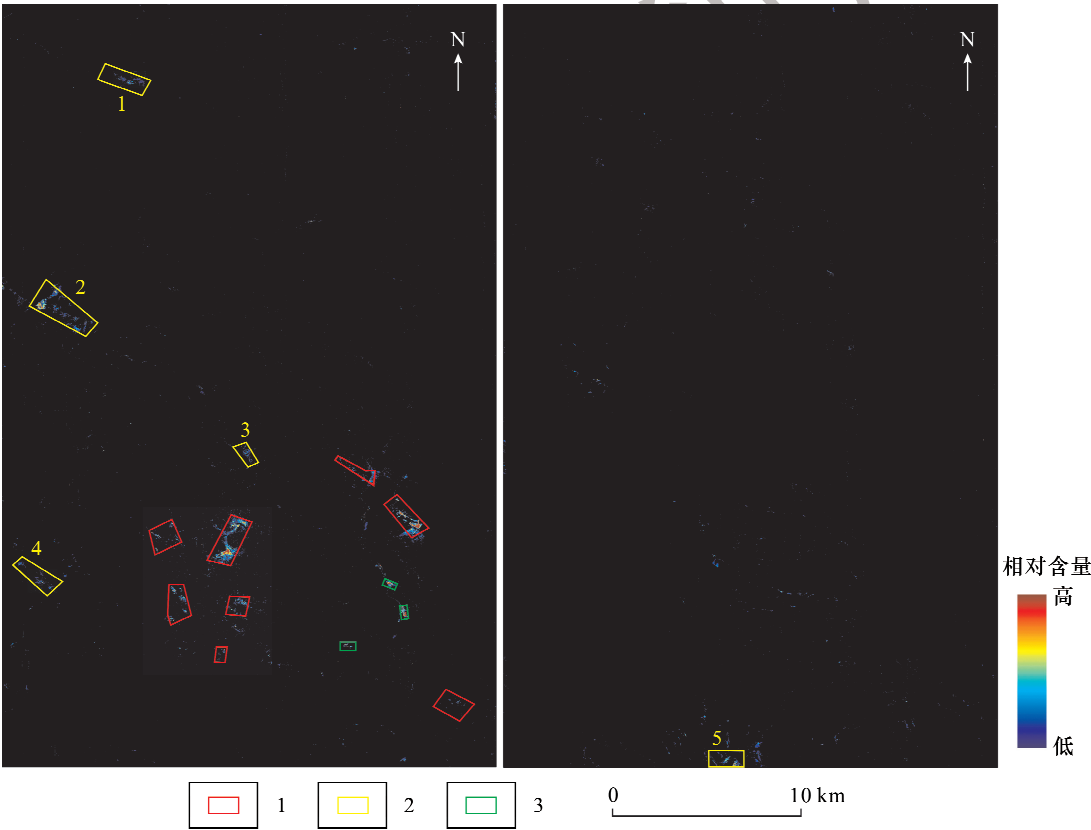


图 11 高光谱遥感找矿预测区分布图(左图为赤铁矿;右图为菱铁矿)
Fig. 11 Distribution of prospecting areas predicted using hyperspectral remote sensing (left is hematite, right is siderite)
1 - 已知铁矿区或勘查区;2 - 铁矿预测区;3 - 铁矿石堆场
1 - known area of iron deposit or exploration area;2 - iron ore prediction area;3 - iron ore accumulation yard



图 12 紫红色含赤铁矿地层
Fig. 12 Hematite bearing strata

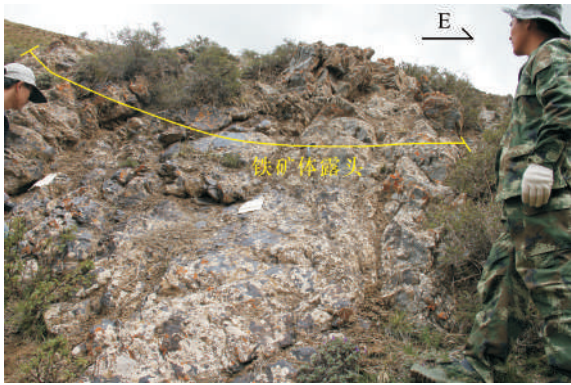


图 13 磁铁矿矿体露头
Fig. 13 Outcrop of magnetite ore body

表 3 样品分析结果
Table 3 Analysis results of samples

编号	预测区	TFe/%	备注	编号	预测区	TFe/%	备注
1	1	5.73	含赤铁矿地层样	7	4	31.36	铁矿石样
2		10.92		8		28.40	
3		6.21		9		26.72	
4		5.91		10		32.41	
5		42.74	铁矿石样	11		31.32	
6		39.86		12		33.22	
				13		34.06	

4 号预测区内的赤铁矿信息整体上呈 NW 向产出,宽约 10m~120m,断续延长约 2km,在预测区的中东部赤铁矿丰度较高。野外对预测区东部进行了实地验证,发现在预测区东段提取的赤铁矿丰度较高部位分布在靠近山体顶部,野外只能对山体中段提取的赤铁矿信息进行验证及采样。虽然在山体中段提取出的赤铁矿丰度较山顶低,但是在地表自下而上断续发现含铁矿石出露宽约 15m~20m,表面呈紫红色,两侧覆盖较重(图 14),致使含铁矿石在 NW 向延伸情况不详,从上至下类刻槽法采集了地表样品 7 件,全铁平均品位为 31.07%(表 3)。



图 14 预测区含铁矿石露头(黄线为采样线)
Fig. 14 Outcrop of iron ore(yellow line is sampling line)

6 讨论与结论

随着遥感技术的发展,高光谱成像仪的技术成熟使得高光谱遥感在矿物信息提取上的广度和深度也有了质的提升,这些矿物信息将在找矿预测、地质环境分析等方面得到越来越多的应用。通过高光谱遥感矿物信息开展找矿预测时,主要根据其信息可能为一定地质环境中发育的与成矿关系密切的蚀变信息,也可是具有直接找矿指示意义的信息,本文就是属于后者情况。本文根据调查区内已知沉积变质型铁矿床的地质特征,利用航空高光谱遥感数据,快速、准确地提取出了与寻找沉积变质型铁矿关系密切的赤铁矿和菱铁矿信息。通过野外验证,发现提取的赤铁矿和菱铁矿信息与野外地质现象吻合较好,两者可有效地指示出铁矿(化)体产出位置、含铁地层分布信息,这为开展找矿预测提供了重要参考信息。

从宏观角度看提取的赤铁矿信息,其整体展布特征与区内主要赋矿地层展布特征一致,这与区内地质认识一致,主要发育于长城系桦树沟组。同时根据其分布范围的多寡、密集情况,可对其找矿潜力大小进行评价,为找矿工作部署提供参考依据。从

局部看提取的赤铁矿、菱铁矿信息,其分布多呈稀疏的斑点状、短带状,这受其产出的地形地貌、出露情况影响,因此在海拔相对较高的地段分布的赤铁矿、菱铁矿信息连续性好、范围较大,而在海波相对较低部位其连续性较差,范围相对较小。因此在利用高光谱矿物信息开展找矿预测时,需要结合其产出的地形地貌和地表裸露情况,避免因小失大,如区内4号预测区内赤铁矿信息受地形地貌影响,其整体上呈北西西向断续产出。

本文最后根据提取的赤铁矿和菱铁矿信息圈定了5处铁矿找矿预测区,经野外实地查证,已发现2处铁矿(化)点。这为今后开展针对沉积变质型铁矿床的航空高光谱遥感找矿预测提供了参考范例。同时也显示出通过高光谱遥感数据可快速、准确获取区域内相关矿物信息分布情况,为开展区域地质找矿预测提供决策参考,特别是在地质工作程度相对较低地区,其高效性和先行性优势更加明显。

[References]

- Boardman J W, Kruse F A, Green R O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data [C]. Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop. JPL Publication; 23-26
- Carranza E J M, Hale M. 2002. Mineral imaging with thematic mapper data or hydrothermal alteration mapping in heavily vegetation terrain [J]. International Journal of Remote Sensing, 23(22): 4827-4852
- Crosta A, Moore J. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil; A prospecting case history in Greenstone belt terrain [A]. In: Proceeding of the 7th ERIM Thematic Conference: Remote sensing for exploration geology [C]; 1173-1187
- Crowley J K, Hubbard B E, Mars J C. 2003. Hydrothermal alteration on the cascade stratovolcanoes: A remote sensing survey [J]. Geological Society of America Abstracts with Programs, 35(6): 552
- Cui Jing, Yan Bo-kun, Tian Feng, Liu De-chang, Wang Run-sheng, Yang Su-ming, Shen Wei. 2014. Regional-scale minerals mapping using ASTER VNIR/SWIR data and validation of reflectance and mineral map products using airborne hyperspectral CASI/SASI data [J]. Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinform, 33: 127-141
- Dong Xin-feng, Yan Bo-kun, Cui Jing, Yang Su-ming, Wang Run-sheng, Yu Jun-chuan. 2014. Airborne hyperspectral remote sensing mineral information extraction and its application in geological prospecting [J]. Mineral Deposits, 33(Suppl): 671-672 (in Chinese)
- Jin Peng, Chen Yu-feng, Bai Liang, Ren Jun-qiang. 2015. Orogenesis and ore-controlling factors of Huangshaquan iron deposit in Sunan county [J]. Gansu Metallurgy, 37(6): 56-60 (in Chinese with English abstract)
- Kahle A B, Rowan L C. 1980. Evaluation of multispectral middle infrared aircraft images for lithologic mapping in the East Tintic Mountains, Utah [J]. Geology, 8: 234-239
- Kong Wei-qiong, Ding Shu-hong, Fan Xin-xiang, Zhang Zhao-wei, Dong Guo-xiang, Zhao Ji-chang, Chen Ye. 2017. Geology and genesis of the Shuanglong iron deposits in the western section of North Qilian Mountains [J]. Northwestern Geology, 50(1): 50-62 (in Chinese with English abstract)
- Li Hou-min, Zhang Zeng-jie, Li Li-xing, Zhang Zhao-chong, Chen Jing, Yao Tong. 2014. Types and general characteristics of the BIF-related iron deposits in China [J]. Ore Geology Reviews, 57: 264-287
- Liu Hua-shan, Li Qiu-lin, Yu Pu-sheng, Wu Jie-ren. 1998. Geological characteristics and genesis of the Jingtieshan type iron-copper deposits [J]. Mineral Deposits, 17(1): 25-35 (in Chinese with English abstract)
- Liu Qing-sheng, Yan Shou-xun, Ma Chao-fei, Lin Qi-zhong. 1999. Remote sensing extraction of piedmont potassic alteration zone in Hadamengou gold deposit district, Inner Mongolia Autonomous region [J]. Remote Sensing Technology and Application, 14(3): 7-11 (in Chinese with English abstract)
- Loughlin W P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping [J]. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 57: 1163-1169
- Qi Ri-rong, Chen Shi-qiang, Hu Xiao-Chun, Zhou Shu-min, Kong Wei-qiong, Zhang Xin-hu, Liu Jian-hong, Jia Zhi-lei. 2015. Exploration around periphery of Jingtieshan iron deposit in the west section of North Qilian in Gansu Province—Taking prospecting breakthrough of Kawa iron enrichment area as an example [J]. Gansu Geology, 24(1): 11-18 (in Chinese with English abstract)
- Ren Guang-li, Fan Ting-bin, Yu Yuan-jun, Yang Min, Liang Nan, Zhang Zhuan, Li Jian-qiang, Yang Jun-lu. 2017. Application of multi-source remote sensing information to metallogenetic prediction in the Huoshayun region of Karakorum, Xinjiang [J]. Geology and Exploration, 53(6): 1164-1173 (in Chinese with English abstract)
- Rowan L C, Mars J C, Simpson C J. 2005. Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) [J]. Remote Sens. Environ., 99: 105-126
- Tangestani M H, Moore F. 2001. Comparison of three principal component analysis techniques to porphyry copper alteration mapping: A case study, Meiduk area, Kerman, Iran [J]. Canadian Journal of Remote Sensing, 27: 176-181
- Wen Li-gang, Zhao Zhi-fang, Zeng Pu-sheng, Shi Qing-yun, Yan Jie-ru, Ye Bei. 2017. The effectiveness of alteration anomalies from remote sensing to porphyry copper deposits: A case study of the Baoxingchang porphyry copper-molybdenum deposit in Yunnan Province [J]. Geology and Exploration, 53(3): 547-557 (in Chinese with English abstract)
- Yan Bo-kun, Dong Xin-feng, Wang Zhe, Yang Su-ming, Yu Jun-chuan, Li Na, Gan Fu-ping. 2016. Mineral information extraction technology by airborne hyperspectral remote sensing and its application progress: An example of mineralization belts of western China [J]. Geological Survey of China, 3(4): 55-62 (in Chinese with English abstract)
- Yang Xiu-qing, Zhang Zuo-heng, Duan Shi-gang, Zhao Xin-Min. 2015. Petrological and geochemical features of the Jingtieshan banded iron formation (BIF): A unique type of BIF from the northern Qilian orogenic belt [J]. Acta Geologica Sinica, 89(1): 1-12 (in Chinese with English abstract)

- genic belt, NW China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113: 1218 – 1234
- Zhang Chun-yu, Hu Xiao-chun, Huang Zhi-hua, Feng Jie, Wei Jian-hua. 2014. Geologic feature of Kawa iron deposit in Sunan county of Gansu Province [J]. *Gansu Geology*, 23 (1): 47 – 51 (in Chinese with English Abstract)
- Zhang Chun-yu. 2014. Research of iron ore occurrence horizon and ore body characteristic along Jingtieshan – Kavaarea in North Qilian [D]. Lanzhou: Lanzhou University: 12 – 42 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Ting-bin, Zhong Kang-hui, Yi Gui-hua, Ma Hui. 2009. The extraction of remote sensing geological information and metallogenic prediction of gold mineralized concentrate district in Wulonggou, east Kunlun mountains [J]. *Geology and Exploration*, 45 (4): 444 – 449 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Yuan-fei, Wu Jian-sheng. 1999. Extraction of mineralization and alteration information from remote sensing images [J]. *Geological Exploration for Non – Ferrous Metals*, 8 (6): 604 – 606 (in Chinese with English abstract)
- [附中文参考文献]
- 董新丰, 闫柏琨, 崔 静, 杨苏明, 王润生, 于峻川. 2014. 航空高光谱遥感岩矿信息提取及在地质找矿中的应用 [J]. *矿床地质*, 33 (s1): 671 – 672
- 金 鹏, 陈玉峰, 白 亮, 任军强. 2015. 甘肃省肃南县黄沙泉铁矿床成因及找矿标志 [J]. *甘肃冶金*, 37 (6): 56 – 60
- 孔维琼, 丁书宏, 樊新祥, 张照伟, 董国祥, 赵吉昌, 陈 晔. 2017. 北祁连山西段双龙铁矿地质特征及矿床成因探讨 [J]. *西北地质*, 50 (1): 50 – 62
- 刘华山, 李秋林, 于浦生, 郭介人. 1998. “镜铁山式”铁铜矿床地质特征及其成因探讨 [J]. *矿床地质*, 17 (1): 25 – 35
- 刘庆生, 燕守勋, 马超飞, 蔺启忠. 1999. 内蒙哈达门沟金矿区山前钾化带遥感信息提取 [J]. *遥感技术与应用*, 14 (3): 7 – 11
- 齐瑞荣, 陈世强, 胡小春, 周树民, 孔维琼, 张新虎, 刘建宏, 贾志磊. 2015. 甘肃北祁连西段镜铁山铁矿外围勘查实践—以卡瓦铁矿富集区找矿突破为例 [J]. *甘肃地质*, 24 (1): 11 – 18
- 任广利, 范廷宾, 余元军, 杨 敏, 梁 楠, 张 转, 李健强, 杨军录. 2017. 多源遥感信息在喀喇昆仑火烧云一带找矿预测中的应用 [J]. *地质与勘探*, 53 (6): 1164 – 1173
- 温利刚, 赵志芳, 曾普胜, 史青云, 闫洁茹, 叶 蓓. 2017. 遥感蚀变异常信息对斑岩型铜矿床的有效性以云南宝兴厂斑岩型铜钼矿床为例 [J]. *地质与勘探*, 53 (3): 547 – 557
- 闫柏琨, 董新丰, 王 喆, 杨苏明, 于峻川, 李 娜, 甘甫平. 2016. 航空高光谱遥感矿物信息提取技术及其应用进展—以中国西部成矿带调查为例 [J]. *中国地质调查*, 3 (4): 55 – 62
- 张春宇, 胡小春, 黄治化, 冯 杰, 魏建华. 2014. 甘肃省肃南县卡瓦铁矿区地质特征浅析 [J]. *甘肃地质*, 23 (1): 47 – 51
- 张春宇. 2014. 北祁连镜铁山—卡万一带铁矿赋矿层位及矿体特征研究 [D]. 兰州: 兰州大学: 12 – 42
- 张廷斌, 钟康惠, 易桂花, 马 辉. 2009. 东昆仑五龙沟金矿集中区遥感地质信息提取与找矿预测 [J]. *地质与勘探*, 45 (4): 444 – 449
- 张远飞, 吴健生. 1999. 基于遥感图像提取矿化蚀变信息 [J]. *有色金属矿产与勘查*, 8 (6): 604 – 606

Prospecting Prediction of Sedimentary Metamorphic Type Iron Deposits Based on Airborne Hyperspectral Remote Sensing: A Case Study of the Jingtieshan Area in the Northern Qilian Mountains

DONG Xin-feng^{1,2}, YAN Bo-kun^{1,2}, LI Na^{1,2}, ZHAO Zhe³, LIU Gen-yuan⁴, LIU Rong-yuan^{1,2}, CHEN Yao-wen⁵
(1. China Aero Geophysical Survey & Remote Sensing Center for Land and Resources, Beijing 100083; 2. Key Laboratory of Aero Geophysics and Remote Sensing Geology of China Ministry of Natural Resources, Beijing 100083; 3. Hebei Provincial Bureau of Coal Geology, Shijiazhuang, Hebei 050085; 4. 12th Gold Team of Chinese People's Armed Police, Chengdu, Sichuan 611732; 5. School of Earth Science & Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract: Sedimentary metamorphic type iron deposits are an important deposit type in the western part of the northern Qilian Mountains, which has long been the primary target of mineral exploration in this area. But conventional geological survey is difficult in this region because of steep hillsides and inconvenient traffic condition. Airborne hyperspectral remote sensing data with high spatial and spectral resolution permits to improve mineral information recognition compared with multispectral remote sensing. Based on the geological characteristics of sedimentary metamorphic type iron deposits in the investigation area, this work used the information of hematite and siderite extracted from airborne hyperspectral remote sensing data to carry out prospecting prediction of sedimentary metamorphic iron deposits. The results show that the extracted hematite information can directly indicate the position of iron ore bodies, or indicate the occurrence information of hematite bearing stratum, which provides important information for the direct or indirect prospecting of iron ore deposits. The siderite information can also indicate the location of the iron ore deposits, especially with a wide range of distribution.

Key words: Jingtieshan iron ore deposit, sedimentary metamorphic iron deposit, hyperspectral remote sensing, ore – prospecting, north Qilian mountains

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.000>



日照—连云港地区重磁异常特征及其构造意义

张婉, 张玄杰, 佟晶, 范子梁

中国地质调查局国土资源航空物探遥感中心, 北京 100083

摘要: 航空重力、磁力测量是解决海陆过渡区地球物理资料不连续问题的有效途径, 所获取的数据对于进一步认识苏鲁造山带西段断裂展布、大地构造属性等基础地质问题提供了科学依据。基于最新高精度航空重磁数据, 编制了日照—连云港地区1:25万重力、磁力异常图, 结合区域地质资料, 分析重、磁异常特征, 在日照—连云港地区圈定了郯庐断裂带、桑墟—连云港断裂、东海—赣榆断裂、五莲—桃园断裂等基底断裂构造。研究认为苏鲁造山带南部边界为桑墟—连云港断裂(连黄断裂), 以该断裂为界, 北侧基底为华北板块组成部分, 断裂南侧为下扬子板块基底; 以东海—赣榆断裂为界, 苏鲁造山带可分为南部和北部, 两部分在后期构造活动方面差异显著。

关键词: 重磁异常; 苏鲁造山带; 桑墟—连云港断裂; 东海—赣榆断裂; 五莲—桃园断裂; 地球物理。

中图分类号: P631

文章编号: 1000-2383(2018)12-0000-08

收稿日期: 2018-01-10

Gravity and Magnetic Anomalies Characteristics and Its Geological Interpretation in Rizhao and Lianyungang Areas

Zhang Wan, Zhang Xuanjie, Tong Jing, Fan Ziliang

Aero Geophysical Survey and Remote Sensing Center for Land and Resources, China Geological Survey, Beijing 100083, China

Abstract: Airborne gravity and aeromagnetic data are very effective and important for solving the basic geological structure problems. Based on the newly acquired high precision airborne gravity and aeromagnetic data, we compiled the 1:250 000 gravity and magnetic anomalies map, analyzed the gravity and magnetic field characteristic with regional geological and geophysical materials, recognized the basement faults including Tanlu fault belt, Sangxu-Lianyungang fault belt, Donghai-Ganyu fault belt, and Wulian-Taoyuan fault belt. The authors believe that the south boundary of Sulu orogenic belt is Sangxu-Lianyungang fault, the northern basement of the fault belongs to North China plate and the southern basement belongs to the Lower Yangtze plate. Bounded by Donghai-Ganyu fault belt, the Sulu orogen can be divided into southern and northern segment, which have quite different tectonic movements.

Key words: gravity and magnetic anomalies; Sulu orogen; Sangxu-Lianyungang fault; Donghai-Ganyu fault; Wulian-Taoyuan fault; geophysics.

日照—连云港地区处于苏鲁造山带西段, 华北板块与下扬子板块构造交汇部位。由于所处构造部位的特殊性和重要性, 对苏鲁造山带形成时代、变质作用、造山机制、造山带范围等的研究被广泛关注,

也取得诸多成果。随着研究的深入, 对苏鲁造山带的大地构造属性、边界范围等基础地质问题争议仍然较多。关于苏鲁造山带基底的大地构造属性, 目前主要有4种观点: ①属于华北板块南缘, 山东省地矿局

基金项目: 中国地质调查局项目(No. DD20160141); 中国国土资源航空物探遥感中心项目(No. DD2016014106)。

作者简介: 张婉(1982—), 女, 高级工程师, 主要从事航空重磁数据处理、反演与解释方面工作。ORCID: 0000-0003-0678-2907. E-mail: zhangwan102@163.com

* **通讯作者:** 张玄杰, ORCID: 0000-0001-7069-3285. E-mail: zhangxuanjie@163.com

引用格式: 张婉, 张玄杰, 佟晶, 等, 2018. 日照—连云港地区重磁异常特征及其构造意义. 地球科学, 43(12): xxxx-xxxx.

过去 20 多年间在该地区完成的 1:20 万和 1:5 万区调项目得出此认识;②部分是华北板块,部分是扬子板块(李永刚等,1999);③既不是华北板块,也不是扬子板块,而是一个独立的大地构造单元(陆松年,1998;王沛成等,2004;孟小红等,2007);④属于扬子板块北缘(蔡乾忠,1989;索书田等,2000;周开富等,2007;邱检生等,2010).关于苏鲁造山带的边界,杨巍然和王豪(1991)提出苏鲁造山带西部边界应为郯庐断裂,而东部边界为五莲—威海断裂;周建波等(2001a,2001b)认为大别—苏鲁造山带板块缝合线应位于现今厘定的五莲—威海断裂以北;Faure and Lin(2001)认为大别—苏鲁造山带板块缝合线应位于蓬莱群变质杂岩以北;陈沪生(1988)、王岚(2005)认为连黄断裂为中朝板块与下扬子板块之间的界线;李三忠等(2009)认为苏鲁造山带边界是变动的。

苏鲁造山带位于胶东半岛与南黄海北部之间的海陆过渡区,海陆之间地质及地球物理资料的不连续性给上述地质问题的研究、探索带来了困难.基于航空物探的测量优势,航空重磁资料可作为解决基础地质问题、发现能源资源的重要地球物理依据,通过对区域场与局部异常的分析,解决基底性质、断裂构造特征、岩浆岩分布等基础地质问题.尤其是在海陆过渡区,与其他资料相比,航空重磁资料对解决海陆构造衔接问题更具独特优势(张玄杰等,2016,2017).近年来,中国国土资源航空物探遥感中心在该区域开展了高精度航空物探测量,获取了海陆连续的重磁资料,为解决上述基础地质问题提供了重要依据.基于统一编制的日照—连云港地区 1:25 万重力、磁力异常图,对该区域主要断裂带、基底构造性质等进行了研究和探讨。

1 区域地质背景

1.1 大地构造位置

研究区位于华北板块与下扬子板块构造交汇部位,区内主体构造单元为苏鲁(胶)造山带,另外涉及鲁西隆起、莱阳盆地和苏北南黄海南部坳陷等多个构造单元(图 1)。

苏鲁造山带是大别—苏鲁造山带的一部分.大别—苏鲁造山带西起湖北信阳,过红安、岳西、潜山后北被郯庐断裂切断,北移到江苏新沂县、东海县,后经日照、胶南延至山东半岛最东段的荣成、威海,延伸长达上千千米,该造山带广范分布着含柯石英

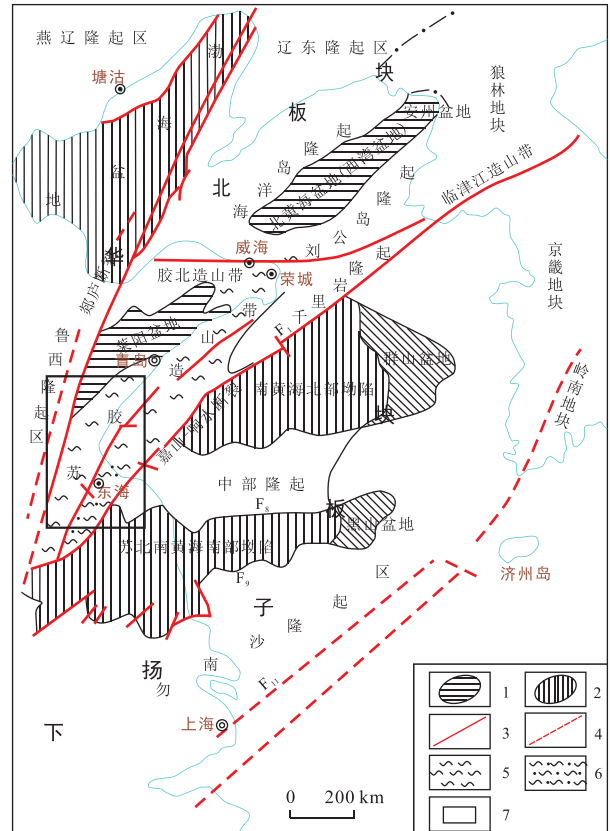


图 1 黄海及邻区构造简图

Fig.1 Tectonic setting and structure outline of Yellow Sea and its adjacent areas

据蔡乾忠,2005;1.以中生代为主的沉积盆地;2.新生代沉积盆地;3.主要断裂带;4.推断裂;5.苏鲁超高压变质带;6.麻粒岩;7.研究区范围

的榴辉岩、片麻岩、大理岩等,形成了世界上规模最大的超高压变质岩(杨文采,2005)。

区内断裂构造较发育,主要以 NE 向和 NNE 向,其次为 NW 向.断裂构造发育的规模大小不一,性质不同,活动性不同.已知大型断裂构造主要包括郯庐断裂、连云港—千里岩断裂和嘉山—响水断裂等。

1.2 区域地层分布

研究区内地层复杂,太古宇—古元古界、元古宇、古生界、中生界、新生界均有出露,但分布不均缺少古生界.太古宇—古元古界主要分布在胶南地区,以主要岩性为黑云变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、黑云片岩等构成.江苏海州地区见有元古宇分布,主要由白云(二云)石英片岩夹白云钠长变粒岩、磷灰岩等组成.中生界主要分布于研究区西北部的胶莱盆地及沿郯庐断裂带分布的一些断陷盆地内(高丹等,2016;张振凯等,2017),以侏罗系和白垩系为主,侏罗系主要由砾岩、砂岩、粉砂岩等组

成,白垩系除正常沉积的碎屑岩外,还分布有大面积的安山岩、角闪安山岩、安山质集块角砾岩、熔结角砾凝灰岩、流纹质角砾岩、英安岩等构成的火山岩地层。新生界零星出露,区内不常见。

1.3 岩浆岩分布

研究区内岩浆岩分布广泛,在苏鲁造山带尤为发育,以燕山期岩浆岩为主,此外还有太古宙—古元古代、新生代的岩浆活动产物。

区内断裂构造较发育,主要以 NE 向和 NNE 向,其次为 NW 向。断裂构造发育的规模大小不一,性质不同,活动性不同。已知大型断裂构造主要包括郯庐断裂、连云港—千里岩断裂和嘉山—响水断裂等。

2 数据来源

日照—连云港地区为海陆交互区,由于航空物探测量具有不受地形影响,能够实现海陆过渡区地球物理数据连续测量的特点,本次研究使用的数据以中国国土资源航空物探遥感中心实测的航空重磁测量成果为主。

航空重力测量是近年来新兴的地球物理勘探手段,在我国海域及海陆过渡区实现了局部覆盖(Li *et al.*, 2016)。虽然海州湾地区已有 1:20 万航空重力数据,但对于研究区并未实现航空重力数据的全覆盖,因此使用了航空重力与地面重力两种数据,进行统一编图。其中,航空重力数据来源于中国国土资源航空物探遥感中心于 2012 年在南黄海北部实测的成果数据,该数据测量比例尺为 1:20 万,平均海拔飞行高度为 1 201 m,调平后测量精度为 $\pm 0.91 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$;地面重力数据主要来源于山东省物探大队与江苏省物化探大队 20 世纪 80—90 年代获取的 1:20 万地面重力数据,数据总精度优于 $\pm 0.76 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。海州湾地区使用的重力数据为精度相对较低的 1:100 万地面重力数据,数据总精度为 $\pm 2.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。

航空磁力数据全部来源于中国国土资源航空物探遥感中心于 2004 年在南黄海海域获取的 1:10 万高精度航空磁力测量成果,该数据飞行高度为 200 m,调平后测量总精度为 $\pm 1.35 \text{ nT}$ 。

3 岩石物性

根据实测物性统计,山东半岛前寒武系密度值

较高,平均值为 2.65 g/cm^3 左右;下扬子地区前震旦纪云台组—锦屏山组及下部胸山组片岩、片麻岩及混合岩平均密度为 $2.62 \sim 2.76 \text{ g/cm}^3$;苏北盆地中下三叠统及整套古生界地层平均密度约为 2.68 g/cm^3 ;胶莱盆地及苏北盆地上三叠统至中下侏罗统密度多为 $2.51 \sim 2.59 \text{ g/cm}^3$;苏北盆地上白垩统至新生界密度较小,一般小于 2.3 g/cm^3 。统计结果显示,区内形成了两个较为明显的密度界面,一个是中生界与前中生界之间的界面,另一个是新生界与中生界之间的界面。此外,胶东半岛广泛分布的花岗岩体密度值多为 $2.56 \sim 2.64 \text{ g/cm}^3$,与中生界密度相近,但明显小于古生界及前寒武系,因此当岩体分布于中生界中,不会引起明显的重力异常,而当它们侵入到前寒武系中时,会引起低值重力异常。

日照—连云港地区的磁性地层在胶东地区主要为太古宇—古元古界胶南群变质岩及中生代火山岩,胶南群大山沟组和甄家沟组花岗岩片麻岩、斜长角闪岩等变质岩系磁化率平均值可达 1500×10^{-5} 以上,分布于胶莱盆地的白垩系火山岩磁化率平均值为 1500×10^{-5} 左右。在江苏地区磁性地层主要为震旦系下部胸山组,平均磁化率一般为 $650 \times 10^{-5} \sim 3200 \times 10^{-5}$,能引起明显的磁场变化;而出露于海州地区的中元古界云台组、锦屏组磁化率平均值可达 628×10^{-5} ,但分布较不均匀,仅能引起局部磁异常;苏北地区新生代火山岩具有较强的磁性,但其分布较为零星。此外,胶东半岛地区广泛分布的燕山期侵入岩体也具有一定的磁性,实测分布于五莲、崂山、海阳、石岛文登等地区的燕山晚期花岗岩类磁化率平均值为 500×10^{-5} 以上,最大可达 3300×10^{-5} 以上,由于该期岩体分布广,规模大,因此在磁场图上能够形成强度及规模均较大的正磁异常区。

4 重磁异常特征

4.1 布格重力异常特征

研究区布格重力异常场整体具有南高北低的特征(图 2a),高值重力异常主要集中分布于海州湾及其南部陆地地区,高值重力异常呈 NE 向展布,布格重力值整体上西低东高,最大重力异常值可达 $21.6 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$;研究区西北部七宝山镇、夏庄—南古镇等地区重力异常值也较高,呈 NNE 向展布,西窄东宽,异常最大值为 $17.4 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,分布于七宝山镇之东。区域地质图显示,海州湾西部陆地地区零星出露有元古宇,七宝山镇、夏庄—南古地区出露有侏罗系、

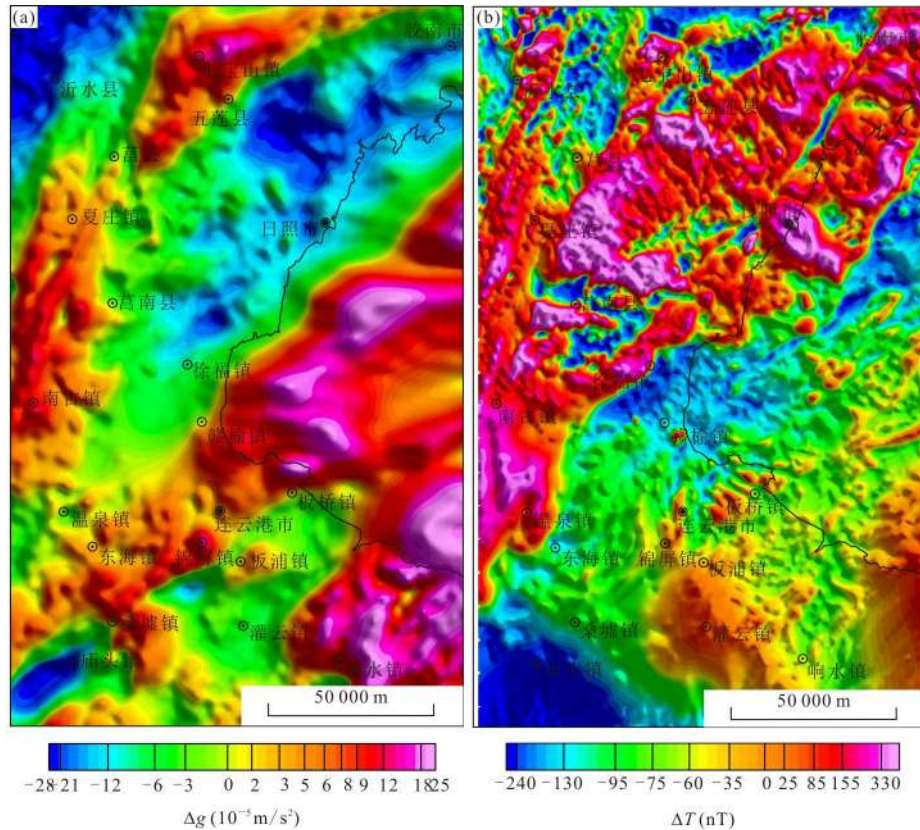


图 2 日照—连云港地区重磁异常特征阴影图

Fig.2 Color shaded grid of aero magnetic and gravity anomalies in Rizhao and Lianyungang areas

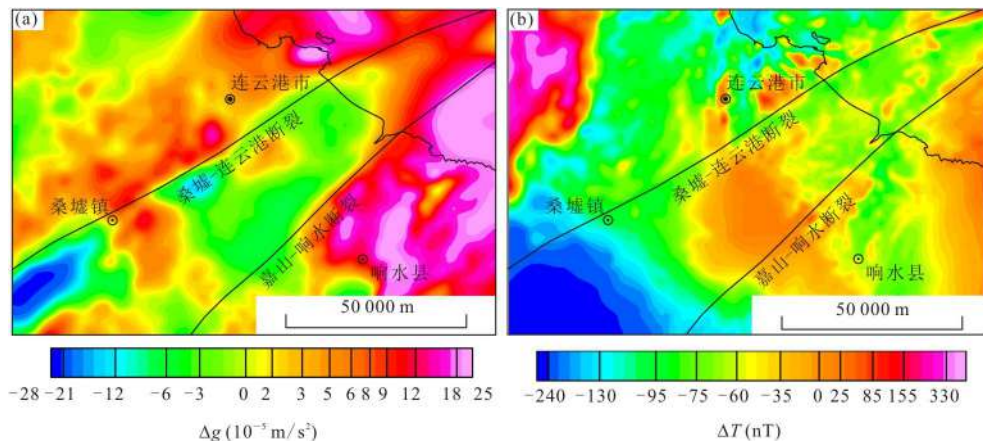
a.布格重力异常阴影图;b.航磁 ΔT 化极阴影图

图 3 桑墟—连云港断裂重磁异常特征对比图

Fig.3 Sangxu-Lianyungang fault belt reflected on magnetic and gravity anomalies map

a.布格重力异常阴影图;b.航磁 ΔT 化极阴影图

白垩系,结合区域物性资料特征,推断区内高值重力异常主要为前寒武系基底隆起所引起,胶南地区为区内最为明显的重力低值异常区,低值重力异常主要分布于桃林镇西南、徐福镇东北等地,异常规模较大,延伸方向较为杂乱.根据胶南地区广泛分布的岩浆岩可

知,低值重力异常主要为大面积分布于太古宇—古元古界之中的中酸性岩体所致.

4.2 磁异常特征

研究区磁场整体具有北正南负的特点(图 3b),以温泉—徐福—日照南一线为界,大致可分为南北

两部分.南部磁场区整体表现为负背景场特征,沿庙头镇—锦屏镇—板桥镇分布 1 条线性磁异常带.线性磁异常带南侧发育 2 处宽缓升高异常,一处位于板桥镇—灌云县—百禄镇地区,呈北西向分布,北宽南窄,北侧为线性磁异常带所截止,称之为灌云县异常.另一处位于连云港东南,区内仅出露一部分,异常梯度宽缓.线性磁异常带北侧磁场为负背景场,场值明显低于南侧磁场区,且其上分布数量众多的高频磁异常.北部磁场区位于规模巨大的 NE 向强磁异常带,具有异常强度大、局部异常发育的特点.区内特征最为显著的是分布于莒南—日照一带的强磁异常区,该强磁异常区西以沐河为界,北以莒县—五莲—六汪为界,南以欢敦—徐福—日照南为界,为呈 NE 向延伸的菱形.强磁异常区内局部异常以正值为主,数量众多,延伸方向多为 NE 向、EW 向及 NWW 向.该强磁异常区与布格重力图上的胶南重力低值异常区对应较好,南北边界分别与赣榆梯级带和五莲梯级带相对应.

5 主要地质认识

5.1 桑墟—连云港断裂是苏鲁造山带南部边界

一直以来,关于苏鲁造山带南部边界存在嘉山—响水断裂与连云港—黄梅断裂(连黄断裂)之争.传统观点多认为嘉山—响水断裂是下扬子板块的北界,即苏鲁造山带的南部边界.该断裂南起郯庐断裂东侧,由盱眙、淮阴经灌南响水、燕尾港入黄海,断裂走向 NE,倾向 SE,在苏北地区断裂北西侧广泛发育中元古界及以下变质岩系,见零星震旦系,南东侧出露中生代地层.在新编制的航磁异常图上,嘉山—响水断裂处于宽缓升高背景场中,显示为异常错动和线性局部异常带特征,表明断裂两侧深部磁性基底在构成上没有明显差异.在布格重力异常图,断裂处于高值重力异常区内,以线性局部低值异常带为标志,表明断裂两侧地层密度差异较小.嘉山—响水断裂重、磁异常特征反映出其两侧应为同一构造单元的组成部分.地震资料也证实,嘉山—响水断裂为一倾向 SE 的正断裂,而苏鲁造山带的形成是下扬子板块向华北板块俯冲碰撞形成的,构造边界应以逆冲断层为标志,将嘉山—响水断裂作为构造边界显然不合理.杨文采和陈国九通过深反射地震和大地电磁结果综合分析认为,嘉山—响水断裂带具有不对称断陷裂谷的性质,很可能是白垩纪郯庐古裂谷系的一个裂谷支,不一定与三叠纪扬子

克拉通向北俯冲的逆断层重合,不等同于中朝扬子碰撞带的边界.

在新编制的日照—连云港重磁异常图上,根据重磁异常特征,沿桑墟镇、连云港一线圈定了一条 NE 向断裂,称之为桑墟—连云港断裂.经与区域地质资料对比,该断裂是连云港—黄梅断裂(简称“连黄断裂”)或连云港—千里岩断裂的组成部分.连黄断裂西接郯庐断裂,呈 NE-NNE 向,经泗阳、海州入黄海,延伸至千里岩以东海域.在布格重力异常图(图 3a)上,该断裂表现为一条特征十分明显的重力梯级带,梯级带北侧为高值异常区,南侧为低值异常区;在磁场图(图 3b)上,该位置显示为明显的磁场分界线,其北侧为发育高频异常的负磁场区,南侧为发育有宽升高团块状异常的平静磁场区.桑墟—连云港断裂重磁场特征显示引起重磁异常的地质因素不同,团块状升高异常应是埋藏较深的磁性基底所引起,深度计算结果表明该套基底埋藏较深,约为 4~5 km,同时平静的磁场特点说明区内岩浆活动不发育,构造变形较弱,而海州湾南部海陆过渡区高值重力异常可能为元古宇变质岩或古生界碳酸盐岩所致.该断裂在江苏响水—内蒙古满都拉地学大断面上有明显反映,两侧地层厚度差异明显,北西侧地壳厚度达 30 km 以上,东南侧仅 20 km.研究表明该断裂切割了莫霍面,是一条深大断裂(陈沪生, 1988).因此,与嘉山—响水断裂相比,将桑墟—连云港断裂作为重要构造单元界限更为合理.

日照—连云港地区的重磁异常特征清楚地反映出桑墟—连云港断裂两侧基底构成、构造活动性等方面存在显著差异,其两侧应为不同的地质构造单元,进一步证实了桑墟—连云港断裂(连黄断裂)应为苏鲁造山带南部边界.断裂南侧发育与南黄海中部的相似的太古宇—古元古界强磁性刚性基底,应为下扬子板块的组成部分,而断裂北侧高值重力异常与负磁背景场反映出其为元古宇基底隆起区,应为苏鲁造山带的组成部分.

5.2 东海—赣榆断裂将苏鲁造山带分为南北两部分

苏鲁超造山带具有独特的地质构造环境,内部结构复杂,基于不同构造单元的物性差异,其往往形成不同的重磁场特征.最新航空重磁资料显示,以东海—赣榆一线为界,苏鲁造山带南北两侧具有不同重磁异常组合特征,反映出其在物质构成上的差异.

在日照—连云港地区布格重力异常图(图 4a)上沿东海—赣榆一线,存在 1 条宽缓的梯度带,梯度带两侧形成了明显不同的重力场特征,梯度带应为

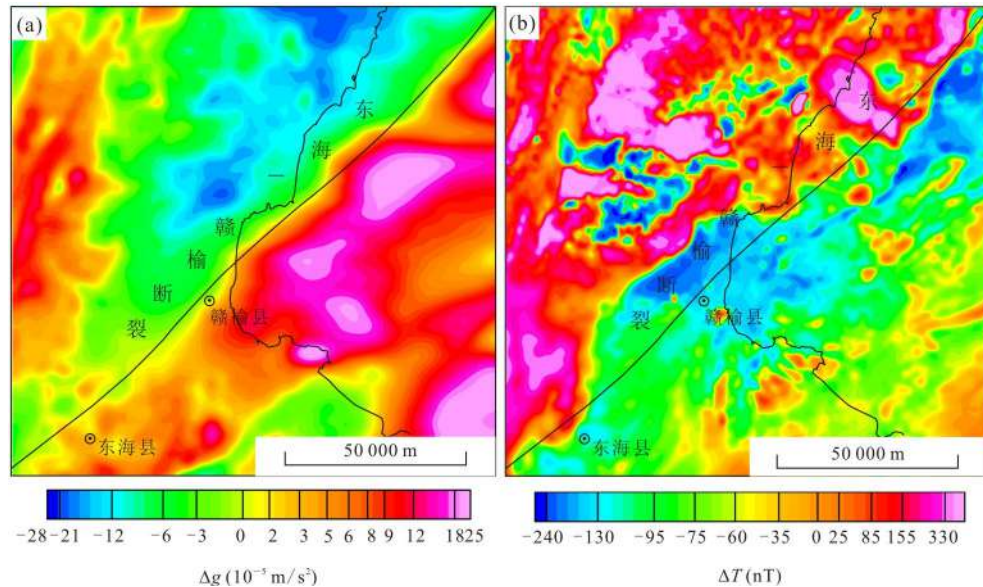


图 4 东海—赣榆断裂重磁异常特征对比图

Fig.4 Donghai-Ganyu fault belt reflected on magnetic and gravity anomalies map

a.布格重力异常阴影图; b.航磁 ΔT 化极阴影图

断裂构造的反映,称之为东海—赣榆断裂.断裂北侧为大范围的低值重力异常区,南侧主要由高值重力异常构成.在航磁化极等值线平面图(图 4b)上,断裂表现为区域场分界线,北侧为强磁异常区,南侧整体显示为负背景场.断裂南北两侧的重磁场特征相关性强,呈现南侧高磁低重,北侧低磁高重的特征,充分反映断裂南北两侧基底性质、岩浆活动方面存在明显差异.

东海—赣榆断裂北侧广泛出露前寒武系变质岩及印支期、燕山期岩体.前寒武系胶南群、五莲群变质岩一般具有较高的密度值,而燕山期岩体则相对较低,这些大面积分布于前寒武系变质岩中的中酸性岩体引起了规模较大的低值重力异常.同时,广泛胶南群变质岩及各期次岩浆岩均具有强弱不等的磁性,在磁场上形成了高值磁异常特征.因此,通过重磁异常组合特征推断,东海—赣榆断裂以北基底主要由太古宇—古元古界构成.受板块碰撞结合作用影响,隆起区发育大规模的燕山期岩浆活动,形成大面积分布的花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩等岩体.地表广泛出露太古宇—古元古界胶南群及五莲群变质岩.与周边构造单元相比,老变质基底遭受岩浆活动的强烈改造,在布格重力异常图上表现为明显的 NE 向重力异常低值区,而区内岩浆岩及胶南群变质岩均具有一定的磁性,在航磁图上菱形强磁异常分布区.

东海—赣榆断裂南侧,以覆盖区为主,仅在陆区

及沿海岛屿零星出露元古宇,锦屏山地区出露的锦屏组花岗岩片麻岩、云母片岩、混合花岗岩及石英岩,连云港地区出露的云台组片麻岩、石英岩、浅粒岩等密度值为 2.7 g/cm^3 左右,高于中、新生界;同时磁化率值变化范围为 $15 \times 10^{-5} \sim 2.665 \times 10^{-5}$,平均值为 628×10^{-5} ,为弱—中等磁性岩石.因此元古宇在磁场图上多对应负磁场区,仅局部发育规模较小的高值异常.在布格重力图上,表现为高值重力异常的特征.

东海—赣榆断裂南北两侧的重磁场特征的不同反映出其地质构造上的差异.以往的地质研究也表明,苏鲁造山带的内部构成是不均一的.断裂北侧广泛发育了与板块碰撞造山作用有关的岩浆活动,太古宇—古元古界基底被强烈改造,在重力场图上形成大面积分布的低值重力异常区,可称之为胶南隆起;断裂南侧以元古宇为主的基底保存较完整,受后期岩浆改造及构造变形较弱,形成的主要是高值重力背景场,可称之为连云港隆起.

因此,东海—赣榆断裂是苏鲁造山带内部的一条重要构造界线,与碰撞造山作用有关的岩浆活动主要发育其北侧的胶南隆起;而其南侧连云港隆起构造变形及岩浆活动相对较弱,元古宇保存较为完整,且该隆起在海域内与千里岩隆起相接,整体呈 NE 向延伸.

6 结论

(1) 依据重磁资料圈定的桑墟—连云港断裂(连

黄断裂)是苏鲁造山带南部边界,断裂南侧构造活动弱,发育埋藏较深且稳定的磁性基地,具有下扬子板块基底特征;(2)东海—赣榆断裂为界将苏鲁造山带分为南北两部分,南部磁力低、重力高,北部磁力高、重力低,表明两侧在后期构造活动方面有显著差异。

致谢:审稿专家对稿件提出了建设性的修改意见,对改进文章质量起了重要作用,在此表示衷心的感谢。

References

- Cai, Q. Z., 1989. Formation Mechanism of Ludong Eastern Shandong Province Terrane and Its Actual Subordinateness. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 9 (1): 5—15 (in Chinese).
- Cai, Q. Z., 2005. Relationship between Sino-Korean Orogenic Belt Traversing Yellow Sea and Basin Evolution and Hydrocarbon Generation in North and South Yellow Sea Basins. *Oil & Gas Geology*, 26 (2): 185—192, 196 (in Chinese).
- Chen, H. S., 1988. Comprehensive Geophysical Survey of HQ-13 Line in the Lower Yangzi Reaches and Its Geological Significance. *Oil & Gas Geology*, 9 (3): 211—222, 327 (in Chinese with English abstract).
- Faure, M., Lin, W., 2001. Where is the North China—South China Block Boundary in Eastern China? *Geology*, 29 (2): 119—122.
- Gao, D., Cheng, R. H., Shen, Y. J., et al., 2016. Southwestern Provenance—Sedimentary System and Provenance Tectonic Setting of Eastern Sag in the North Yellow Sea Basin. *Earth Science*, 41 (7): 1171—1187 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.095>
- Li, S. Z., Liu, X., Suo, Y. H., et al., 2009. Triassic Folding and Thrusting in the Eastern Block of the North China Craton and the Dabie—Sulu Orogeny and Its Geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (9): 2031—2049 (in Chinese with English abstract).
- Li, W. Y., Liu, Y. X., Li, B., et al., 2016. Hydrocarbon Exploration in the South Yellow Sea Based on Airborne Gravity, China. *Journal of Earth Science*, 27 (4): 686—698. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0607-y>
- Li, Y. G., Guo, J. H., Zhai, M. G., et al., 1999. Geochemical Differences of Basement Felsic Gneisses in Shandong Peninsula and Its Significance to the Boundary between North China Plate and Sulu UHP Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 15 (4): 557—563 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. N., 1998. Geochronology and Sm-Nd Isotopic Geochemistry of Precambrian Crystalline Basement in Eastern Shandong Province. *Earth Science Frontiers*, 5 (4): 275—283 (in Chinese).
- Meng, X. H., Yu, Q. F., Guo, Y. Z., et al., 2007. A Pilot Study on Paleomagnetism and Rock Magnetism of Maobei Eclogite. *Earth Science*, 32 (4): 533—539 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, J. S., Hu, J., Li, Z., et al., 2010. Comparison of Protolith Assemblages of Metamorphic Rocks in the Dabie-Sulu Orogenic and the Late Mesozoic Magmatic Rock Associations in the Coastal Region of Zhejiang and Fujian Provinces: Implications for the Neoproterozoic Tectonic Setting of Northeastern Yangtze Block. *Geological Journal of China Universities*, 16 (4): 413—425 (in Chinese with English abstract).
- Suo, S. T., Zhong, Z. Q., You, Z. D., 2000. Location of Triassic Tectonic Suture Line between Collided Sino-Korean and Yangtze Cratons in Dabie-Sulu Tectonic Zone. *Earth Science*, 25 (2): 111—116 (in Chinese with English abstract).
- Wang, L., 2005. New Insights into Tanlu and Lianhuang Major Faults. *Progress in Exploration Geophysics*, 28 (5): 368—372 (in Chinese with English abstract).
- Wang, P. C., Zhang, G. R., Xu, H. Y., et al., 2004. On Geotectonic Property of the Su-Lu Orogen Basement—Taking Rongcheng-Weihai Sector as an Example. *Geological Survey and Research*, 27 (4): 239—244 (in Chinese with English abstract).
- Yang, W. C., 2005. Tectonic Framework of the Eastern Segment of the Central Orogenic Belt of China. *Chinese Geology*, 32 (2): 299—309 (in Chinese with English abstract).
- Yang, W. R., Wang, H., 1991. The Outline of China Plate Tectonics. *Earth Science*, 16 (5): 505—513 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, X. J., Chen, B., Zhu, W. P., et al., 2016. Achievements in Airborne Gravity Survey around the Dalian Sea Area. *Geological Survey of China*, 3 (2): 40—45 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, X. J., Zhang, W., Fan, Z. L., 2017. Characteristics of Airborne Gravity Field and the Main Geological Discovery in the Northern South Yellow Sea. *Geological Survey of China*, 4 (1): 50—56 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. K., Zhou, Y. Q., Peng, T. M., et al., 2017. Geochemical Characteristics and Signatures of Siltstones from Laiyang Group at Lingshan Island, Qingdao, Shandong. *Earth Science*, 42 (3): 357—377 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.027>
- Zhou, J. B., Zheng, Y. F., Li, L., et al., 2001a. Accretionary Wedge of the Subduction of the Yangtze Plate. *Acta*

Geologica Sinica, 75(3): 338—352 (in Chinese with English abstract).

Zhou, J.B., Zheng, Y.F., Li, L., et al., 2001b. On Low-Grade Metamorphic Rock within Dabie-Sulu Ultrahigh Pressure Metamorphic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 39—48 (in Chinese with English abstract).

Zhou, K.F., Xue, H.M., Liu, F.L., 2007. Geochemical Characteristics of A-Type Granitic Gneiss in Lanshantou of Jiaonan and the Genesis of Its Protolith. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(2): 109—122 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

蔡乾忠, 1989. 论鲁东地体的形成机制及其归属. 海洋地质与第四纪地质, 9(1): 5—15.

蔡乾忠, 2005. 横贯黄海的中朝造山带与北、南黄海成盆成烃关系. 石油与天然气地质, 26(2): 185—192, 196.

陈沪生, 1988. 下扬子地区 HQ-13 线的综合地球物理调查及其地质意义. 石油与天然气地质, 9(3): 211—222, 327.

高丹, 程日辉, 沈艳杰, 等, 2016. 北黄海盆地东部坳陷侏罗纪西南物源—沉积体系与源区构造背景. 地球科学, 41(7): 1171—1187.

李三忠, 刘鑫, 索艳慧, 等, 2009. 华北克拉通东部地块和大别—苏鲁造山带印支期褶皱—逆冲构造与动力学背景. 岩石学报, 25(9): 2031—2049.

李永刚, 郭敬辉, 翟明国, 等, 1999. 胶东地区基底长英质片麻岩的地球化学特征及其构造归属. 岩石学报, 15(4): 557—563.

陆松年, 1998. 鲁东前寒武纪结晶基底的年代学及 Sm-Nd 同位素地球化学. 地学前缘, 5(4): 275—283.

孟小红, 余钦范, 郭友钊, 等, 2007. 毛北榴辉岩古地磁及岩石磁学初探. 地球科学, 32(4): 533—539.

邱检生, 胡建, 李真, 等, 2010. 大别—苏鲁造山带变质岩原岩组合与闽浙沿海晚中生代岩浆岩组合的对比: 对扬子板块北东缘新元古代构造属性的启示. 高校地质学报, 16(4): 413—425.

索书田, 钟增球, 游振东, 2000. 大别—苏鲁构造带三叠纪碰撞缝合线的位置. 地球科学, 25(2): 111—116.

王岚, 2005. 对郯庐及连黄大断裂的几点新认识. 勘探地球物理进展, 28(5): 368—372.

王沛成, 张国茹, 徐洪岩, 等, 2004. 浅议苏鲁造山带基底大地构造属性——以荣成—威海地区为例. 地质调查与研究, 27(4): 239—244.

杨文采, 2005. 中央造山带东段岩石圈的构造格架. 中国地质, 32(2): 299—309.

杨巍然, 王豪, 1991. 中国板块构造情况. 地球科学, 16(5): 505—513.

张玄杰, 陈斌, 朱卫平, 等, 2016. 大连周边海域航空重力调查方法及重要成果. 中国地质调查, 3(2): 40—45.

张玄杰, 张婉, 范子梁, 等, 2017. 南黄海北部航空重力场特征及主要地质认识. 中国地质调查, 4(1): 50—56.

张振凯, 周瑶琪, 彭甜明, 等, 2017. 山东灵山岛莱阳群粉砂岩地球化学特征及意义. 地球科学, 42(3): 357—377.

周建波, 郑永飞, 李龙, 等, 2001a. 扬子大陆板块俯冲的构造加积楔. 地质学报, 75(3): 338—352.

周建波, 郑永飞, 李龙, 等, 2001b. 大别—苏鲁超高压变质带内部的浅变质岩. 岩石学报, 17(1): 39—48.

周开富, 薛怀民, 刘福来, 2007. 胶南岚山头地区 A 型花岗质片麻岩的地球化学特征与原岩成因. 岩石矿物学杂志, 26(2): 109—122.