

成都理工大学

硕士学位论文

航磁在冈底斯西段地质调查中的应用研究

姓名：朱炼

申请学位级别：硕士

专业：应用地球物理

指导教师：李才明

20100601

航磁在冈底斯西段地质调查中的应用研究

作者简介:朱炼,男,1984年8月生,师从成都理工大学李才明教授,2010年08月毕业于成都理工大学应用地球物理专业,获得工学硕士学位。

摘要

航空磁测方法在区域地质调查中发挥着重要作用,具有快速、高效、经济的特点。在很多情况下可以帮助解决普通区域地质调查中不能解决的问题。冈底斯矿带南北两侧在中生代和中新生代分别经受了两个洋壳俯冲及其后的陆陆碰撞,发生了大量的构造岩浆热事件,为成矿元素的聚集创造了良好的条件。通过航空磁测能够迅速查明与成矿相关的岩浆岩、构造等控矿特征,从而为评价矿床、研究成矿规律提供依据。

通过数据化极处理,消除了地磁场倾斜磁化的影响,使得正磁异常中心相对好的对应在磁性地质体的正上方;通过垂向一阶导数的处理突出相对浅部磁性地质体引起的局部异常,并对划分磁性体的范围提供了依据;通过对数据上延的处理后,突出了深部地质体产生的宽缓异常;通过对剖面数据频率功率谱的计算,估计磁性体的埋深;通过对剖面数据 2.5D 拟合计算,判断磁性体的大致形状。

拉萨地体,整个地块的异常呈现强度较大的梯度剧烈变化的正负磁异常带,以强磁异常为特征。磁异常带总体向 NWW 延伸,宽度可达 170Km。从异常带的西部狮泉河一带往东经措勤、申扎到林芝县南出现一条串珠状正异常带。这条异常带的中段有被北东向断裂和北西向断裂错动的迹象。根据对基底深度的分段,在北冈底斯坳陷带内有可以分为 2 个隆起和 2 个盆地。南冈底斯岩浆构造带可以独立的划分一个盆地构造单元。它们分别是革吉隆起、洞错—措勤北盆地、尼玛—伦坡拉盆地、那曲隆起,以及申扎南盆地。冈底斯北端的班怒缝合带由异常规模不大的蛇绿岩套组成,由此产生与之对应的南北两条航磁异常带,异常特征相似。在延拓 10 公里的异常图上,除少数岩体有反映外,绝大部分异常衰减消失,磁性体向下延伸较浅。雅江缝合带由北、南两条平行的异常条带组成,以线性异常带呈北西向-北西西向展布,单个异常规模往往较大,沿走向可长达数十至数百千米,呈正负峰伴生的规则线性异常,幅值强,构成规模巨大的雅鲁藏布江异常带。通过上延 10 公里,南带的异常衰减的较快北带仍保持线性构造的特征延深较大。

冈底斯地块上的中生代中酸性岩浆活动,是北部班公湖-怒江和南部雅鲁藏布两个特提斯演化及其后的陆内汇聚碰撞造山和后造山伸展等大地构造事件的完整记录。本类岩石类型变化较多,磁性变化也大,可由无至中等磁性。总体而言,磁性从中性到酸性逐渐减弱。同时,酸性侵入体的磁性特征与成因也有一定的联系。特提斯洋俯冲的早期产生的花岗岩幔源成分相对较多,具有较强的磁性;俯冲晚期产生的花岗岩磁性较弱。对于火山岩地层而言,包括玄武岩、安山岩和流纹岩在内的火山岩由于普遍存在的磁性不均匀性,且无法从异常特征上区分而统称为火山岩异常。通常,面型喷发的火山岩比线性喷发的火山岩具有较强的磁性。

青藏高原的大地构造格架基本上呈“S”形。不同时期、不同性质、不同深度的断裂纵横交错,互相重叠,构成十分复杂的断裂系统。东西向或近东西向断裂一般为限定陆块边界的缝合带或大断裂,北东-北东东向断裂与北西-北西西向断裂为共扼断裂,它们为南北向挤压-走滑联合应力场和东西向挤压-走滑联合应力场的产物,并交替转换变更。对于一个完整的磁性体,当其为断裂断开时,两盘不论是上、下错动还是水平错动,都会使其磁异常发生明显变化。一些比较大的断裂构造,一般常伴有岩浆活动,因而能在磁航异常图上发现它们;另一种断裂虽没有岩浆活动伴随,但当其断裂破碎现象比较显著时,常使岩石磁性发生相应变化,也会在磁异常中有所反映。通常包括以下几种情况,不同磁场区的分界线,磁异常梯度带,串珠状磁异常带,线性异常带,异常错动带,磁异常突变带,雁行状异常带,放射状的异常带组。通过对原始数据进行各个方向的导数处理,对于划分断层的位置起到了很好的辅助作用。

通过对异常进行地检查证、成矿地质环境分析、磁性分析、异常特征分析、航磁异常地形分析、综合物探方法分析等判断磁异常的成因,筛选矿致异常,并根据矿致异常的等级,化分为甲类异常:为矿致异常,可分三个亚类,包括甲1类异常:已知矿引起、推断还有找矿潜力的异常;甲2类异常:已知矿引起、推断进一步找矿潜力不大的异常。乙类异常:推断具有找矿意义的异常。包括,乙1类异常:推断矿体引起的异常;乙2类异常:推断含矿地质体或地质构造引起的异常;乙3类异常:推断具有找矿意义的地质体或构造引起的异常。丙类异常:性质不明异常。按目前工作程度和认识水平,无法判明其找矿意义的地质体或地质构造等引起的异常。丁类异常:按目前工作程度和认识水平,认为不具备找矿意义的岩性引起的异常。通过航磁推断的岩浆岩与构造以及不同矿种的空间分布总结一些成矿规律。

关键词:航磁 冈底斯西段 地质调查 构造 岩浆岩

Aeromagnetic application and research in the Geology survey in the western part of Gangdese

Introduction of the author: Zhulian, male, was born in July, 1984 whose tutor was Professor Licaiming . He graduated from Chengdu University of Technology in Applied Geophysics major and was granted the Master Degree in August, 2010.

Abstract

Aeromagnetics, with characteristics of rapidity, efficiency and economy, plays an important part in regional geological survey. In many cases, it could be used to solve the inextricable problems of surveys in commonly regional geology. The southern and northern part of Gangdese ore having respectively received two oceanic crusts sloop and subsequent continental collisions causes a mass of magma events, which in turn creates good conditions for the gathering of ore-forming elements. It is proved that using aeromagnetics could promptly identify the features as magmatic rocks and configuration which are relevant to mineralization, and thereby, a basis could be provided for the evaluation of deposit and the studies of mineralization law.

Through data processing of the pole, the magnetization influence of magnetic field tilt is eliminated to make the relatively good positive anomaly center correspond to the top of geological area. Through dealing with vertical derivative, local abnormality aroused by relatively shallow magnetically geological body is highlighted and foundation for classifying magnetic body is provided. Through extension of processed data, Fast fading abnormal resulted from deep geological part is made prominent. Through the calculation of frequency power spectrum, depth of magnetic body could be estimated. And by reckoning of 2.5D, the approximate shape of magnetic body could be judged.

Lhasa, of which abnormality demonstrating a positive and negative magnetic anomaly that is dramatically changing, is in possession of ferromagnetic anomaly. The magnetic anomaly zone generally extends along NWW to reach the length of 170km. From anomaly zone of western Shiquan River along the east by Cuoqin, Xainza to the south of Nyingchi County appears a beaded positive anomaly, the middle of which has sign of movements caused by NE and NW fracture. Based on the sub-basement depth, depression zone in North Gangdese there can be divided

into two apophyses and two basins. South Gangdise magmatic belt can be independently viewed as a tectonic basin unit, including Geji apophysis, the Dongcuo-Cuoqin North basin, Nima - Lunpola basin, Nagqu apophysis, and the Xainza South basin. Bannu suture zone located in the north end of Gangdese is made up of ophiolite having a small size of anomaly, resulting in two correspondingly resembling north-south aeromagnetic anomaly zone. On the anomaly map of 10km, except that a few rocks is reflected, the vast majority of anomalies attenuate and disappear and magnetic body downward extends shallowly. Yajing suture zone, being composed of two north and south parallel anomaly belts, stretches from NW-NWW in the form of linearity. A single anomaly is often in a large size and could reach length of tens of kilometers. And the inerratic linear anomalies of positive and negative peaks, having strong amplitude, constitute the Brahmaputra abnormal zone. By extending 10 km, anomaly of southern part decays faster while that of northern part still retains linear structure.

Acidic magma activities of Gangdese in Cenozoic completely record the geological configuration events of the Tethys evolution of north Bangong Lake-Nujiang and southern Yaruzampbo land and the subsequent collision and post-orogenic extensional tectonics. This kind of rocks has more transformational types and the magnetics could even turns from none to moderate scale. Generally speaking, the magnetism gradually weaken from medium to acidity. Meanwhile, the magnetic features and formation causes of acidic intrusion also have some connections. Granties emerging in Tethys sloop of early time contains more Manyuan while those of later period have weak magnetism. Volcanic rocks, including basalt, andesite and rhyolite volcanic rocks, are referred to as volcanic anomalies because of the commonly existential magnetic uniformity and also they can not be distinguished from features of anomalies. Ordinarily, volcanic rocks of surface eruption have stronger magnetics than that of linear eruption.

Qinghai-Tibet Plateau tectonic framework is basically "S" shape. Fractures of different times, different natures and different depths crisscross and overlap to form a complex fault system. EW or near EW fracture is often suture zone to limit the border of lands, while NE-NEE and NW-NWW fractures are alternately conjugate fractures, the product of north-south compression - slip joint and the east-west compression - slip joint stress field. When a complete magnetic body breaks off, no matter the dislocation is up and down or parallel, its magnetic anomaly will change significantly. Greater ones are usually accompanied by magma activities so that they

could be found in aeromagnetic anomaly map; another kind of fractures, even though not accompanied by, could be reflected in magnetic anomaly when the break is distinct, normally including following situations, the boundaries of different magnetic fields, magnetic anomaly gradient belt, beaded magnetic anomaly zone, the linear anomaly zone, fault zone anomalies, magnetic anomalies mutation zone, the flying geese-like anomaly zone, radial anomaly group. It is helpful to mark off the positions of fractures through derivative of original data.

By exploring the geology, analyzing geological environmental, magnetism, features of anomaly, terrain of aeromagnetic anomalies, and integrated geophysical methods, the causes of magnetic anomalies could be judged to screen out anomalies relating to mineralization, and in terms of their levels, anomalies could be classified into four kinds. And, through the analysis of the abnormal, screening anomalies related to mineralization.

Keywords: Aeromagnetic western-part-of-Gangdese Geology- survey Structure Magmatic-rocks

独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得成都理工大学或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的人员对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：

年 月 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解成都理工大学有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权成都理工大学可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：

学位论文作者导师签名：

年 月 日

第1章 引言

1.1 选题目的及意义

航空磁力测量(简称航磁)是一种地球物理勘探方法。它使用飞机装载的航空磁力仪,按预定的飞行测线和一定高度对地磁场强度以及在地磁场作用下产生的附加异常进行研究和度量。航磁主要进行相对的测量,编制各种成果图件,然后根据岩(矿)石磁性的差异和已有的地质及其他物化探资料,对测量结果进行定性和定量的综合解释。

航空磁测方法在区域地质调查中发挥着重要作用,具有快速、高效、经济的特点。在很多情况下可以帮助解决普通区域地质调查中不能解决的问题,尤其是在我国经济持续快速的发展,资源形势严峻,找矿方向向第二成矿空间转移的情况下,它可以进行覆盖层下的地质填图,提供深部成矿的信息。通过航空磁测能够迅速查明与成矿相关的岩浆岩、构造等控矿特征,从而为评价矿床、研究成矿规律提供依据。

青藏高原雄距亚洲大陆中南部,总面积 $250 \times 10^4 \text{km}^2$,平均海拔高度 4000Km 以上。它西起帕米尔和喀喇昆仑山脉,东至横断山脉,濒临四川盆地:北缘有昆仑山、阿尔金山、和祁连山,与塔里木盆地相连,南部以喜马拉雅山脉为界。它的自然特征与众不同,是地球上一个独特的自然地理单元,素有“世界屋脊”和“地球第三极”之称。

本区位于青藏高原的西南部,隶属于古刚瓦纳大陆的北缘,在班公错—怒江断裂带和雅鲁藏布江断裂带之间。北部在晚侏罗世以前受班公湖—怒江洋向南俯冲及其后的碰撞,矿带南部在中新生代发生新特提斯洋向北俯冲及其后的碰撞等构造岩浆事件。因此,成矿带北部矿床的形成主要受班公湖怒江洋向南俯冲及其后碰撞事件的控制,南部的矿床则受控于新特提斯洋壳向北俯冲及其后的碰撞构造事件。冈底斯矿带是研究板块运动、陆陆碰撞造山与成矿关系的窗口。

冈底斯矿带南北两侧在中生代和中新生代分别经受了两个洋壳俯冲及其后的陆陆碰撞,发生大量的构造岩浆热事件,洋壳俯冲过程中部分岩浆演化成有利于成矿元素迁移富集的岩浆(富水、矿化剂及高氧化性岩浆)。俯冲作用使岩浆加热,驱动地下水的热循环,溶解矿源层中成矿元素并在一定条件下发生大规模富集;同时,形成一系列弧内局限盆地和海底火山与热液活动,为成矿元素的聚集创造了良好的条件,可望成为我国最具潜力的资源基地。如图 1-1。

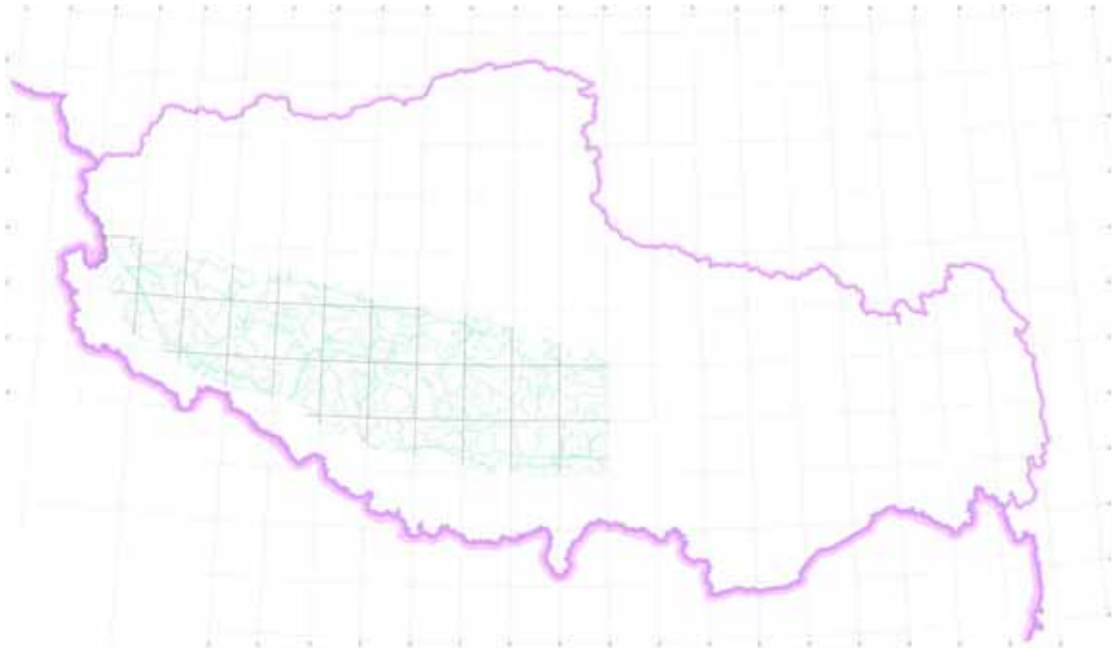


图 1-1 冈底斯西段地理位置图

1.2 前人地球物理工作程度

1973 ~ 1977 年原苏联、印度、意大利、巴基斯坦等国利用人工爆炸探测了一条长达 1500km 的地球物理剖面。

1980 年开始，我国各有关部门在青藏高原开展了第二轮大规模的地质和地球物理的调查研究工作。地质矿产部青藏高原地质调查大队对整个青藏高原及其周边地区的地质矿产开展了深入的调查研究。于 1980 年编制出版了一百五十万分之一的青藏高原地质图，编撰出版了《青藏高原地质文集》和《青藏高原区域地层简表》等专论和专著。

1982 年，中法地球物理学家合作在藏南地区的羊卓雍错和普莫雍错进行了热流测量。

1980 ~ 1982 年，中法共同完成了那曲至洛扎的大地电磁测深剖面。剖面长 400km，共测 13 个点，另外在羊八井热田地区增测 4 个测深点。

1981 ~ 1982 年中国与法国合作完成了一系列地震剖面，具体有藏南佩枯错-定结-普莫雍错纵剖面、藏北色林错-蓬错-雅安多纵剖面、以色林错为炮点的嘎拉-安多扇形剖面、以昂仁为炮点的嘎拉-那曲扇形剖面、以蓬错为炮点的谷露-安多扇形剖面、以普莫雍错为炮点的德吉-占宗错扇形剖面、以定结为炮点的聂拉木扇形剖面、以佩枯错为炮点的马哈巴拉特扇形剖面、以蓬错为炮点的谷露-曲水扇形剖面。

1993 年以来中国石油天然气总公司对青藏高原的局部地区进行了较为详细的油气资源研究，国内多个生产勘探和研究单位、多所院校参加了该项工作，先

后完成了 10 多条石油地质综合研究大剖面、多种比例尺遥感地质解释、重点地区的 1:5 万遥感地质填图以及重、磁、电、地震等物探和化探工作，与此同时还进行了基础地质方面的多项专题研究。

1992 ~ 1996 年中国与美国、德国、加拿大等国家合作开展了“国际喜马拉雅和青藏高原深剖面 and 综合研究”，完成了横贯喜马拉雅和青藏高原的深地震反射剖面及多学科多方法的综合调查研究，对青藏高原的构造特征和隆升机制等进行了系统阐述。

1998—1999 年航遥中心进行 1:100 万比例尺青藏高原中西部航磁调查。本区在这次调查的西南部。

2002—2003 年航遥中心在一江两河进行 1:25 万比例尺航磁调查。本区有一江两河北、一江两河西、一江两河中区幅。

1.3 区域物性参数

各类沉积岩磁性较弱，一般不会引起磁异常；
部分变质岩有磁性，可以引起异常；

表 1-1 区域岩矿石磁性特征统计表

| 时代代号 | 主要岩性 | 采样个数 | 磁化率 ($\times 10^{-5} \text{SI}$) | | | | |
|--------------------------------|-------------|------|------------------------------------|------|------|------|------|
| | | | 0 | 2000 | 4000 | 6000 | 8000 |
| Q | 泥岩(粘土) | 30 | 34 | | | | |
| N ₂ | 红色含砾砂岩 | 32 | 8 | | | | |
| E ₃ -N ₁ | 砂岩、砾岩、含砾砂岩 | 132 | 16 | | | | |
| E | 砾岩、砂岩夹凝灰质砂岩 | 128 | 20 | | | | |
| | 黑色安山岩 | 31 | 252 | | | | |
| K ₂ -E | 砂岩、粗砂岩 | 124 | 11 | | | | |
| K | 砂岩、页岩、灰岩、板岩 | 605 | 17 | | | | |
| | 蚀变安山岩 | 31 | 71 | | | | |
| J ₃ -K | 砂岩、页岩、板岩 | 127 | 27 | | | | |
| J | 粉砂岩、砂岩、泥岩 | 94 | 9 | | | | |
| T ₃ | 砂岩、板岩、灰岩、页岩 | 291 | 14 | | | | |
| | 火山岩夹层 | 33 | 1397 | | | | |
| P | 灰岩 | 31 | 1 | | | | |
| C | 灰岩、片岩、板岩 | 163 | 13 | | | | |
| | 斜长角闪岩 | 33 | 2302 | | | | |
| AnC | 花岗片麻岩 | 32 | 3 | | | | |
| | 石英云母片岩 | 31 | 350 | | | | |
| | 花岗斑岩 | 62 | 37 | | | | |
| | 花岗斑岩 | 34 | 1304 | | | | |
| | 花岗岩、似斑状花岗岩 | 159 | 68 | | | | |
| | 花岗岩、黑云母花岗岩 | 131 | 1065 | | | | |
| | 花岗闪长岩、二长花岗岩 | 129 | 1808 | | | | |
| | 闪长岩 | 34 | 2597 | | | | |
| | 辉长岩、斜长岩、玄武岩 | 186 | 32 | | | | |
| | 辉长辉绿岩、枕状玄武岩 | 62 | 1146 | | | | |
| | 辉长岩 | 31 | 6714 | | | | |
| | 超基性岩、橄榄岩 | 186 | 1165 | | | | |
| | 铬铁矿 | 66 | 558 | | | | |

各类侵入岩磁性较强，将是引起磁异常的主要因素，但部分花岗岩（中酸性岩）由于磁性弱，将无异常反映；

基性-超基性岩具有最强的磁性，并且由于其分布往往呈带状，故将引起宽带状强磁异常；

火山岩广泛分布区由于磁性不均匀，将产生杂乱的磁异常场；

铬铁矿虽有磁性，由于其往往产于超基性岩体中，故不易与超基性岩区分，但超基性岩体异常可为间接寻找铬铁矿提供线索。（表 1-1）

1.4 原始数据测量技术

论文中原始数据来源主要是青藏高原中西部 1:100 万测量数据。

在本区进行 1:100 万航磁测量，测网为 $10\text{km} \times 70\text{km}$ ，即主测线间距为 10km ，切割线间距为 70km 。

本区地质构造线方向总体上呈近东西向展布，地质构造线转为北西延伸，遵循测线尽量垂直地质构造线的原则，在全区确定两组测线方向，即南北向和北东向。

由于测区跨 75° 、 81° 、 87° 、 93° 四个 6° 带，如按常规测网敷设方法，在直角投影坐标系中，采用等距离方法设计测网，测区的东、西部地区投影变形较大，测线间距将有较大的误差。因此，南北方向测线作业区按等经、纬度方法设计测网，测线间隔为 $6'30''$ ，切割线间隔为 $40'00''$ 。由于经度线收敛角的存在，测线南、北两端线距并不相等，最长测线（ 1200km ）间距在南端约 10.7km ，北端约 9.3km ，切割线间距约 74km 。如图 1-2。

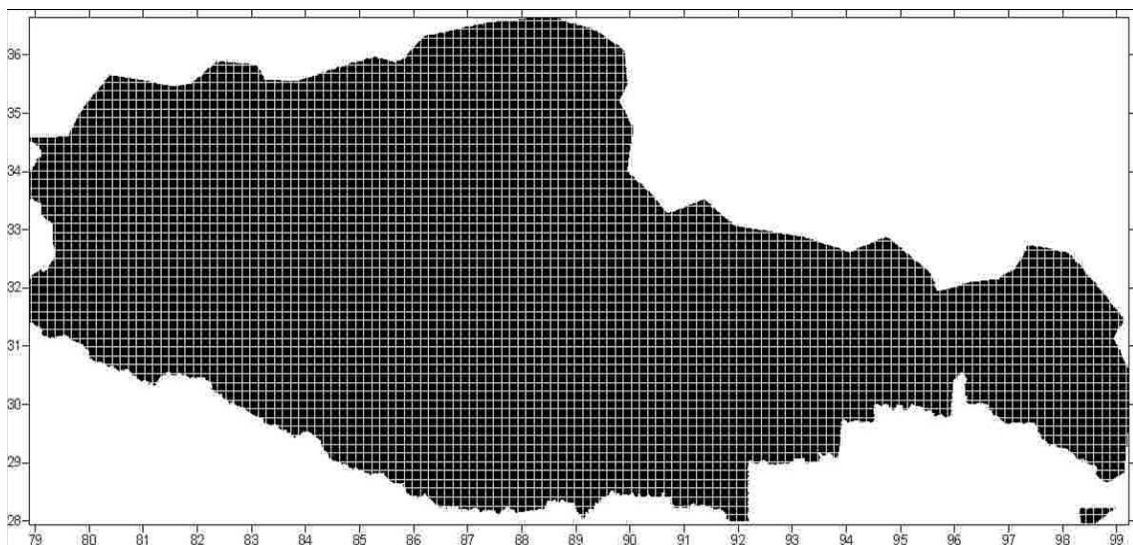


图 1-2 西藏自治区 1:150 万航磁概查航迹图

区域在东经 79°08'以东, 83°以西的区域, 位于昆仑山脉和冈底斯山脉之间, 虽然高度变化大, 但地形切割并不十分剧烈, 采用沿地形起伏飞行, 过山头保持在 600m, 在该区北部昆仑山以南一带, 应保持航高在 1000m 以下, 做缓起伏飞行。

1.5 磁补偿

测区出现了磁记录噪声超标现象, 分析其原因是: 测量区域位于喜马拉雅山北麓, 地形高差悬殊, 切割强烈, 恰逢气温升高, 在山谷中形成强气流, 使飞机在飞行中产生强烈颠簸, 干扰磁场补偿不完全所致, 即由于因姿态仪探头安装在尾椎靠近磁探头位置, 飞行中遇强气流颠簸时, 尾椎的振动幅度和频率明显大于飞机机身, 因此姿态仪所测姿态实际上是尾椎的姿态, 而并非完全是飞机机身的姿态, 软补偿仪用其姿态数据进行磁补偿时将姿态数据的噪声叠加到磁记录上, 增加了磁记录的噪声水平。将姿态仪探头向机身方向移约 1m, 重新进行了软补偿飞行, 补偿方法同上, 最终补偿偏差值(均方差值)为 0.0602nT。磁记录面貌明显改善, 符合要求。

1.6 重复性测量

为了检查测量仪器的可靠性、稳定性及自身的一致性, 在测区内布置了重复线飞行, 在不同的飞行日(两个飞行日相隔一段时间), 飞机在同一条测线上飞行测量, 飞行高度尽量保持一致。测量结果表明, 无论是背景场还是局部磁异常都具有较好的对比性, 说明了测量仪器在测量过程中是稳定的, 自身的一致性好的, 测量结果是可靠的。

1.7 磁日变校正

磁日变观测是航磁测量中一个重要环节, 磁日变资料质量的好坏, 直接影响航磁测量的质量。因磁日变变化规律比较复杂, 在测区范围大时单台磁日变站观测不能有效地控制测区内磁日变变化, 应设立磁日变观测网进行日变观测, 使用多台站磁日变校正方法进行磁日变校正。如图 1-3。

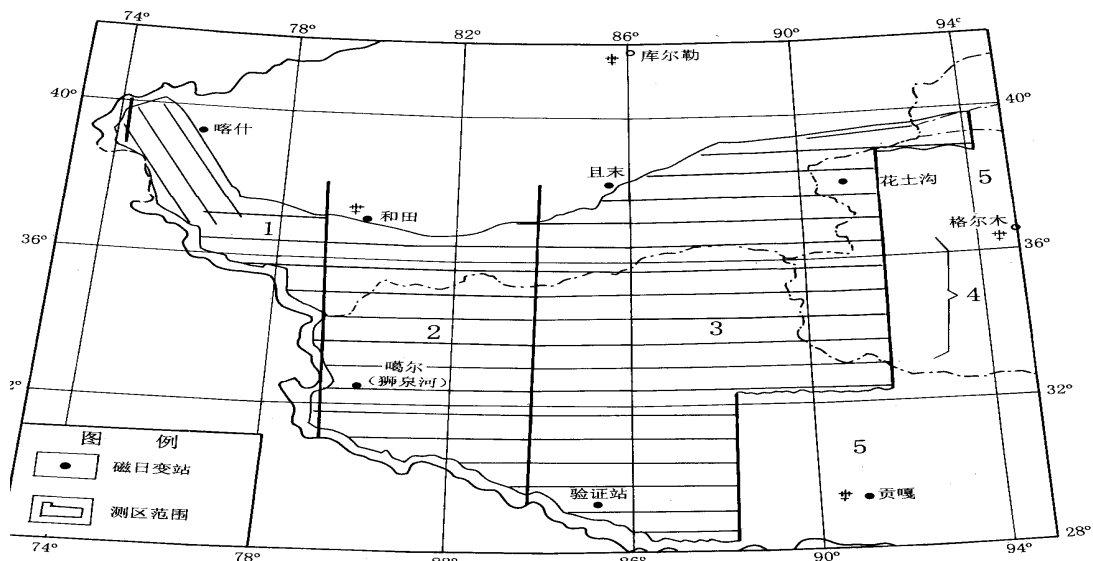


图 1-3 青藏高原中西部航磁磁日变示意图

1.8 航磁测量总精度

磁测总精度以磁场调平后,相对平静场区测线与控制线交点差值的均方差来衡量(要求参加统计的交点占总数 80%以上),其公式如下:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2}{2n}} = 2.92\text{nT} \quad (1-1)$$

式中 δ_i 为交点处磁场差值; n 为交点数目(参加统计者); S 为磁测总精度

全区测线与切割线的交点总数共 1555 个,根据其中的 1250 个交点(占总数 80.4%)差值的均方差统计,磁测总精度为 2.92nT

1.9 基础图件绘制参数

对基础图件采取以下的成图方式,采用克里金网格化,网格间距 2Km×2Km,成图比例尺 1:500000,采用兰伯特等角圆锥坐标系投影。投影原点经度:900000;投影原点纬度:260000;标准割纬度 1:280000;标准割纬度 2:340000。

第2章 数据处理方法

2.1 数据化极处理

由于地磁场倾斜磁化的影响,可能造成正磁异常中心不是很好地对应在磁性地质体的正上方,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,给判断磁性地质体的空间位置、形态以及分布范围带来不便,磁场化极可以消除倾斜磁化对磁异常造成的这种影响。化极思路如下:由 T 转换为 Z ,再从 Z 转换为垂直磁化的 Z 。

根据频率域上的泊松公式:

$$S_x(u, v) = \frac{u_0}{4\pi} \frac{2\pi M}{G\sigma} \left[-\frac{a_1 u^2 + \beta_1 uv}{\sqrt{u^2 + v^2}} + i\gamma_1 u \right] S v_z(u, v) \quad (2-1)$$

$$S_y(u, v) = \frac{u_0}{4\pi} \frac{2\pi M}{G\sigma} \left[-\frac{a_1 u^2 + \beta_1 v^2}{\sqrt{u^2 + v^2}} + i\gamma_1 u \right] S v_z(u, v) \quad (2-2)$$

对于航磁异常 T 有

$$T(x, y, z) = \alpha X + \beta Y + \gamma Z$$

其中, $\alpha = \cos I_0 \cos A$ 、 $\beta = \cos I_0 \sin A$ 、 $\gamma = \sin I_0$ 为其方向余弦。

对其做傅里叶变换,并带入 $S_y(u, v)$ 、 $S_x(u, v)$ 和 $S v_z(u, v)$ 的表达式,可得

$$S v_{\Delta T}(u, v) = \left[\frac{i(\alpha u + \beta v)}{\sqrt{u^2 + v^2}} + \gamma \right] S v_z(u, v) \quad (2-3)$$

令 $2\pi[i(\alpha u + \beta v) + \gamma\sqrt{u^2 + v^2}] = q$, 则

$$S v_z(u, v) = \frac{2\pi\sqrt{u^2 + v^2}}{q} S v_{\Delta T}(u, v) \quad (2-4)$$

令 $M = Mz$, $\alpha = \beta = 0$, $\gamma = 1$, 则相当于垂直磁化时的情况,可得

$$S v_{z\perp}(u, v) = \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{(ia_1 u + i\beta_1 v + \gamma_1 \sqrt{u^2 + v^2})} S v_z(u, v) \quad (2-5)$$

2.2 垂向一阶导数

为了突出相对浅部磁性地质体引起的局部异常,可以在化极的基础上进行垂向一阶导数的处理。

数据经过垂向一阶导数处理后,结合地质情况以及物性参数,可以利用垂向一阶导数的零值线进行地质体范围的圈定。垂向一阶导数的公式如下:

$$Sv_z(u, v, z) = 2\pi(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} Sv_z(u, v, 0)e^{2\pi(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}z} \quad (2-6)$$

2.3 向上延拓

在上延的过程中,由于深部地质体产生的宽缓异常衰减慢,浅部地质体产生的尖峰异常衰减快,可以通过向上延拓的方式压制浅部异常,提取深部信息。在成图过程中采用上延 1 公里和上延 10 公里进行数据处理。上延公式如下:

设场源位于 $Z=H$ 平面一下 ($H<0$), 则重磁为在 $Z=H$ 平面以上对 x 、 y 、 z 的连续函数。由外部狄里希莱问题, 得:

$$T(x, y, z) = \frac{-z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{T(\epsilon, \eta, 0)}{[(x-\epsilon)^2 + (y-\eta)^2 + z^2]} d\epsilon d\eta \quad (2-7)$$

由褶积积分公式可知, 上式为 $T(x, y, 0)$ 与 $\frac{1}{2\pi} \cdot \frac{-z}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$ 的二维褶积。空间域的褶积与频率域的乘积相对应。

对 $T(x, y, 0)$ 进行傅里叶变换得:

$$S_T(u, v, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} T(x, y, z) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (2-8)$$

$$\text{则 } S_T(u, v, 0) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} T(x, y, 0) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy$$

对 $\frac{1}{2\pi} \cdot \frac{-z}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$ 进行傅里叶变换, 根据积分变换表得

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{-z}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy = e^{2\pi(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}z} \quad (2-9)$$

当 $z<0$ 时上式成立。由褶积定理可得

$$T(x, y, z) = S_T(u, v, 0) e^{2\pi(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}z} \quad (2-10)$$

进行反傅里叶变换,

$$T(x, y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} S_T(u, v, 0) e^{2\pi(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}z} e^{-2\pi i(ux+vy)} du dv$$

2.4 埋藏深度估计

对重要地质体埋藏深度的估计采用功率谱方法来计算。即首先提取地质体相关的剖面，对其进行傅里叶变换，在计算变换后的对数功率谱。根据对数功率谱曲线的特点：深源相应的低频段衰减较慢，而与近地表源有关的曲线衰减较快，从而计算磁性体的平均深度。通过确定高频段的点数和低频段的点数来计算埋藏的大致深度。

$$h = \frac{\ln E(r_2) - \ln E(r_1)}{4\pi(r_2 - r_1)} \times \quad (2-11)$$

其中， r_1 代表点距

2.5 2.5D 拟合计算

对于和成矿有重要关系的地质体，比如斑岩体、矽卡岩矿床岩浆岩体采用似二度体进行人机交互反演。模型选择为多边形棱柱体。对于每个磁荷面而言可建立一个新坐标系 $ox'y'z'$ ，使 $ox'y'$ 面平行该磁荷面，进而由水平磁荷面的磁场公式计算 T 。

总磁场异常为：

$$\Delta T = H_{ax} \cos I_0 \cos D_0 + H_{ay} \cos I_0 \sin D_0 + Z_a \sin I_0 \quad (2-12)$$

其中：

$$H_{ax} = -\frac{\mu_0}{4\pi} \sum_{i=1}^N \sin \varphi_i (M_x I_{1i} + M_y I_{2i} + M_z I_{3i})$$

$$H_{ay} = -\frac{\mu_0}{4\pi} \sum_{i=1}^N [(M_x \cos \varphi_i - M_z \sin \varphi_i) I_{2i} - M_y (\sin \varphi_i I_{1i} - \cos \varphi_i I_{3i})]$$

$$Z_a = \frac{\mu_0}{4\pi} (M_x I_{1i} + M_y I_{2i} + M_z I_{3i})$$

其中：

$$I_{1i} = P_{1i}(y_2) - P_{1i}(y_1); \quad I_{2i} = P_{2i}(y_2) - P_{2i}(y_1); \quad I_{3i} = P_{3i}(y_2) - P_{3i}(y_1);$$

$$P_{1i}(y) = \cos \varphi_i \ln \frac{R_i + y}{R_{i+1} + y} - \sin \varphi_i (\arctan \frac{u_{i+1}y}{W_i R_{i+1}} - \arctan \frac{u_i y}{w_i R_i})$$

$$P_{2i}(y) = \ln \frac{R_i + u_i}{R_{i+1} + u_{i+1}}$$

$$P_{3i}(y) = \sin \varphi_i \ln \frac{R_i + y}{R_{i+1} + y} + \cos \varphi_i (\arctan \frac{u_{i+1}y}{W_i R_{i+1}} - \arctan \frac{u_i y}{w_i R_i})$$

其中：

i 为棱柱体角点标号, N 为棱柱体的边数, I_0 、 D_0 为地磁场的倾角、偏角; I 、 D 为磁化强度方向的倾角、偏角。

其中

$$u_i = x_i \cos \varphi_i + z_i \sin \varphi_i$$

$$u_{i+1} = x_{i+1} \cos \varphi_i + z_{i+1} \sin \varphi_i$$

$$w_i = -x_i \sin \varphi_i + z_i \cos \varphi_i$$

$$r_i = (u_i^2 + w_i^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$r_{i+1} = (u_{i+1}^2 + w_{i+1}^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$R_i = (u_i^2 + w_i^2 + Y^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$R_{i+1} = (u_{i+1}^2 + w_{i+1}^2 + Y^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$\varphi_i = \arctg \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}$$

$$M_x = M \cos I \cos D$$

$$M_y = M \cos I \sin D$$

$$M_z = M \sin I$$

$$u_i = x_i \cos \varphi_i + z_i \sin \varphi_i$$

$$u_{i+1} = x_{i+1} \cos \varphi_i + z_{i+1} \sin \varphi_i$$

$$w_i = -x_i \sin \varphi_i + z_i \cos \varphi_i$$

$$r_i = (u_i^2 + w_i^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$r_{i+1} = (u_{i+1}^2 + w_{i+1}^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$R_i = (u_i^2 + Y^2 + w_i^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$\varphi_i = \arctan \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}$$

第3章 冈底斯西段大地构造的航磁特征

3.1 冈底斯西段大地构造背景及研究思路

3.1.1 冈底斯西段大地构造背景

冈底斯西段在构造上属于冈瓦纳大陆的中间过渡陆块区的中段。原始地台基底形成于晋宁期或者加里东期。自晚古生代起,随着古特提斯洋的南向俯冲消减,促使刚瓦纳大陆的北缘脱离出去,向北漂移。如图 2-1,图 2-2。自侏罗世开始,古特提斯洋板块沿班公错—怒江构造带发生快速北向俯冲,形成班公错—怒江缝合带,古特提斯洋退缩到班公错—怒江以南地区。白垩纪时期,冈底斯—拉萨地块处于海相环境。自晚白垩世开始,特提斯洋板块沿雅鲁藏布江发生快速向北俯冲,沿冈底斯构造—岩浆带发生强烈构造—热事件,形成雅鲁藏布江缝合带。老第三纪,特提斯洋退缩到喜马拉雅以南地区,随后发生印度—欧亚板块陆陆碰撞事件,导致喜马拉雅的快速隆起,并伴随强烈的构造—热事件。

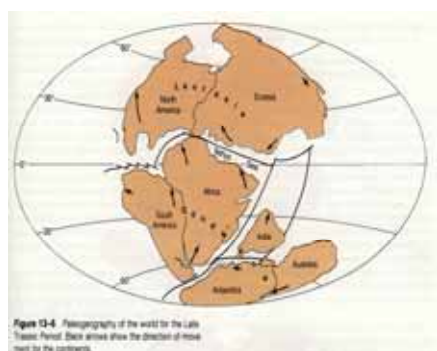


图 2-1 Pangea 大陆 三叠纪

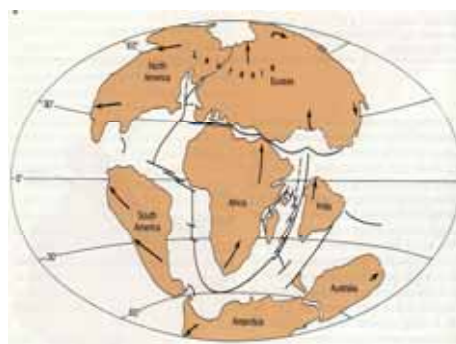


图 2-2 Pangea 大陆 白垩纪

3.1.2 冈底斯西段大地构造研究思路

冈底斯西段北界断断续续出露有古生代末期的蛇绿岩套出露。这套岩石是古生代的班怒洋洋壳的残余。以这条缝合带作为冈底斯西段与羌塘的界限,蛇绿岩套的特征产状在一定程度上可以反映缝合带的特征。

冈底斯西段主体属于刚瓦拉大陆的北缘,在经历了若干次俯冲造山运动后,形成了若干隆起和凹陷,如弧前盆地、弧后盆地等。这样的地质运动必定造成基底的起伏。反过来,通过计算基底的深度可以辅助划分不同的大地构造单元。

冈底斯西段南界是连续出露的中生代末期的蛇绿岩套出露,为中生代中晚期的特提斯洋洋壳的残余。以这条缝合带作为冈底斯西段作为与印度板块的界限。并通过对蛇绿岩套的拟合反演缝合带的状况。

3.2 冈底斯西段地体航磁异常总体特征

冈底斯西段的北面以班公胡-怒江缝合带作为与羌塘地块的界限;南面以雅鲁藏布江缝合带作为与印度地块的界限。整个地块的异常以强磁异常为特征,异常强度一般在-100nt 到 150nt 以上,某些强磁异常的极大值可达 1500nt 左右。异常不均匀分布在区域背景场内,有北低南高、东段西段高中间低的分布特点。正负磁异常带交替出现,负异常通常出现在正异常的北面,也有受剩磁影响使得负异常出现在南面的地方。磁异常带总体走向为 NWW, EW, 局部异常也有呈北东走向和北西走向展布。从整个地体的中西部从狮泉河一带开始有一条 NNE 向—EW 向的串珠状的正异常带分布,延伸较远,往东经措勤、申扎一直到林芝县南。如图 2-3。

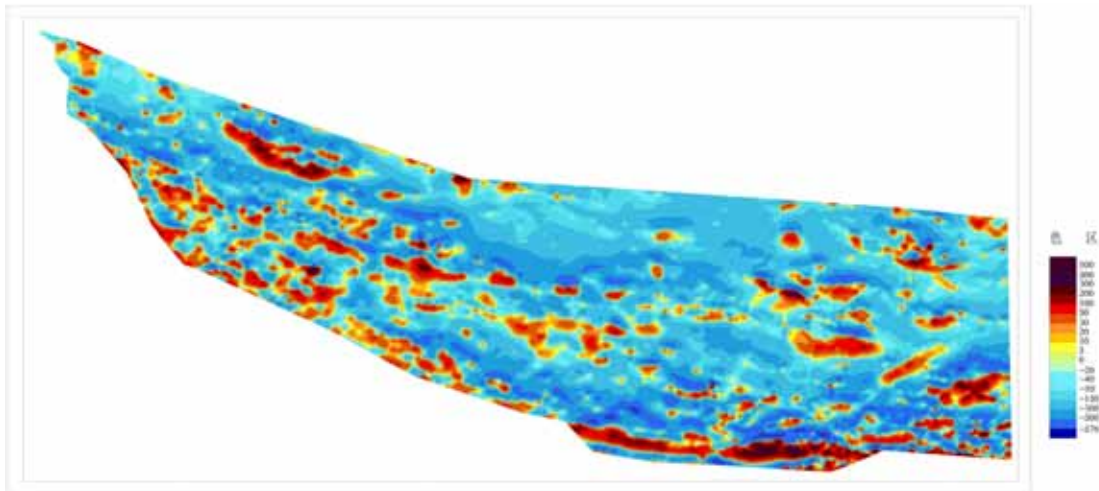


图 2-3 冈底斯西段航磁 T 等值线图

通过数据的化极处理后,异常总体形态仍与原始等值线图相似,但独立的单个正异常数目增加,正负伴生异常的形态对应地更好。航磁化极较好地消除了斜磁化的影响,为后期的异常解释提供较好依据。如图 2-4

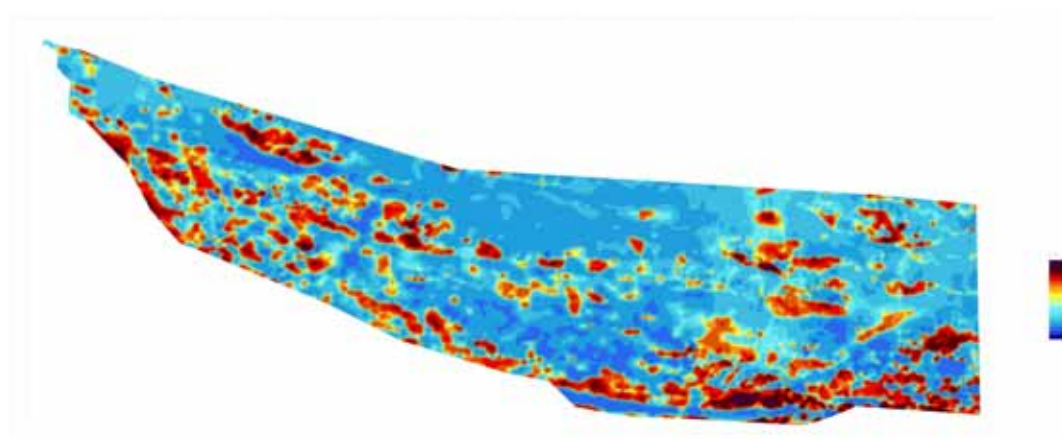


图 2-4 冈底斯西段航磁 T 化极等值线图

局部异常主要是由于各类分布在冈底斯西段的岩浆岩与少量正变质岩所引起，异常分布均匀反应了以岩浆岩为主体磁性体分布不均匀。

在航磁上延 10Km 的异常图上，异常的幅值与异常规模大幅度的减少。绝大部分地方表现为较为平静的异常带，异常梯度不再显著变化。但，地块中部狮泉河一带开始的 NNE-EW 向串珠状异常的东部和西部仍有明显的反应。同时，地体的东南角，北东向的异常带凸显出来，沿走向延伸较远。此外，局部地方也有明显的异常，主要分布在地块的北东部、南东部。这表明，这些地方磁性体向下延伸的深度较异常已经衰减的地方深。如图 2-5。

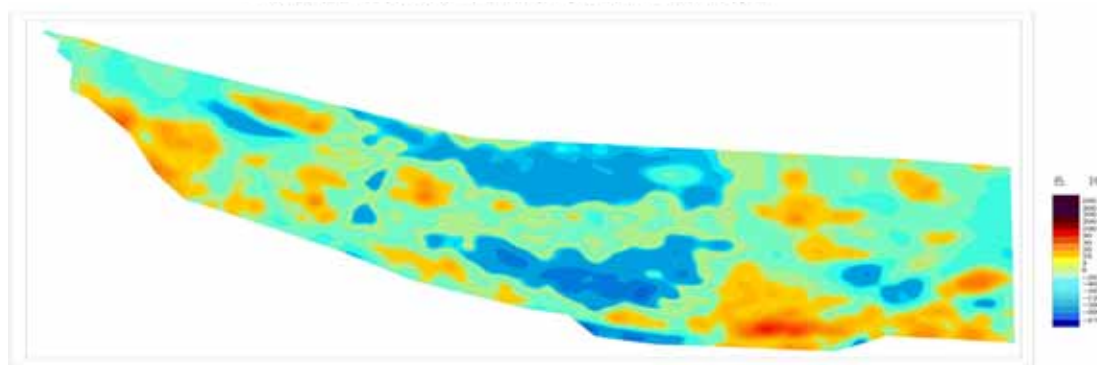


图 2-5 冈底斯西段航磁 T 化极上延 10Km 等值线图

3.3 冈底斯西段大地构造的航磁特征

3.3.1 冈底斯西段基底相对深度的计算

利用磁性界面估算冈底斯西段地体磁性的相对深度，参数采用为平均磁化强度 30A/m，界面平均深度为 35Km，叠加次数为 5，滤波因子为 5。如图 2—6。

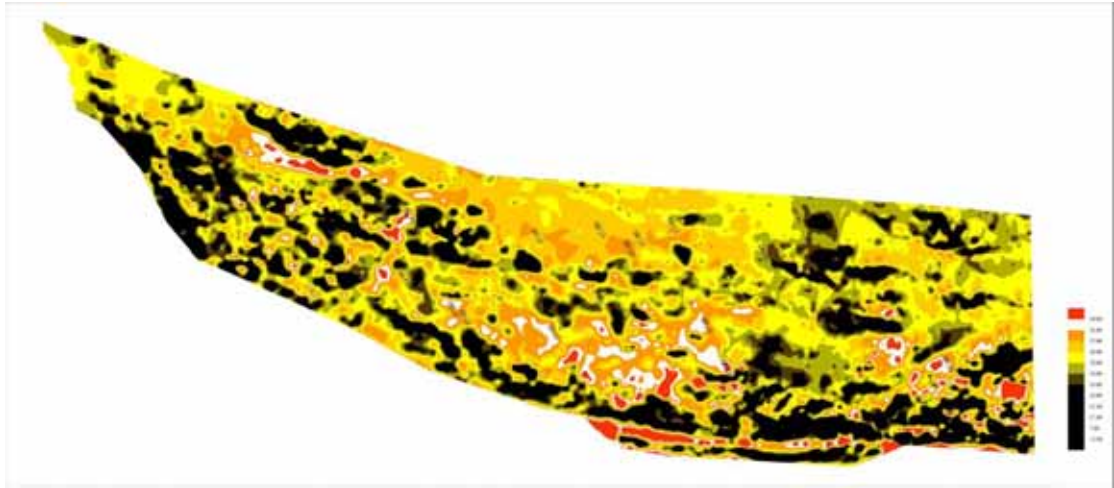


图 2-6 冈底斯西段航磁估算磁性界面相对深度图

由图所示，整个地体的磁性界面的集中在 34Km—40Km（粉黄色—红色）之间，构成了背景值。背景值相对微小的变化主要是基底起伏所引起。基底高的构造单元相对深度低，基底低的构造单元相对深度高。同时，由于大量的岩浆岩的出露，在有磁性岩浆岩活动的地方磁性界面深度小（黑色），并叠加在区域背景深度上。

总体看来，以狮泉河向东直至申扎一线，即，航磁反映的一条 NEE 向—EW 向的线性串珠状磁异常带，可以把地体分为南北两个部分。这条线在磁性界面深度上也有反映，表现为一条断断续续延伸的低深度带，是受该断裂控制的磁性地质体的反应，其走向与航磁异常一致。

狮泉河—申扎断裂北面较该断裂南面的相对深度小，表现为一个巨大的凹陷带。航磁图上，这个区域图表现为平静的背景场，并具有东西的分段性。深度背景值也有微小的变化。西段的不同在于，一是，这个区域有浅深度的磁性体带，方向与区域构造线方向一致；二是，这个区域的背景深度值（黄）与中段背景深度值（浅黄）相比略高；三是，这个区域的东南端有一个很深的线性构造带（红色）。在航磁图上，有北西向的异常断续分布，异常幅值较大。综上所述，这个区域具有隆起的特征。中段是狮泉河—申扎断裂以北深度背景场最低的区域。在磁性界面深度图上没有浅源磁性体的叠加。在航磁异常图上也表现为平静的背景场。这个区域具有盆地的特征。东段与西段有相似的特征，所不同的地方在于与中结合地方为一系列的浅深度，推测为控制中段盆地的断层所引起的突变。在航磁异常图上，有北东向的小异常断断续续分布。

狮泉河—申扎断裂南面深度较该断裂北面深度大。在此基础上，广泛叠加了浅源磁性体（黑色）。同时，也有东西向的分带性，以中段的磁性界面深度最低，浅源磁性体的叠加也最弱，具有盆地特征，且越往南，深度增加得越大。东西两

边由于浅源磁性体的叠加使得背景场不清楚，是一个巨大的岩浆构造活动带。但从零星的背景深度上看，其深度应大于中段盆地深度值。

地质构造单元划分依据在于，由于隆起的基底深度与凹陷的深度不一致，因此以边界深度等值线作为主要依据；同时由于边界上通常有受断裂控制的浅源地质磁性体的发育，因此围绕边界的磁性地质体范围可作为辅助的地质构造单元划分依据。如图 2—7。

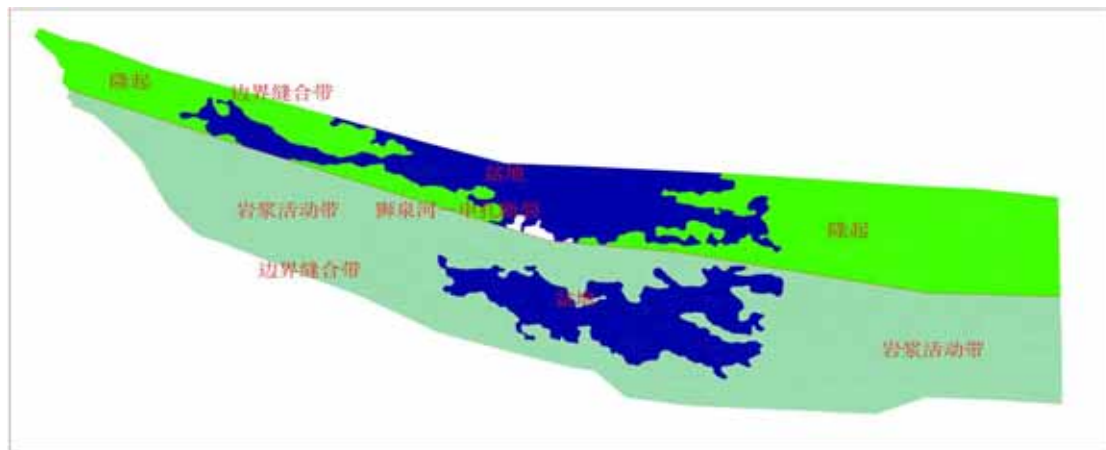


图 2-7 冈底斯西段构造单元划分图

对应地质上已有的认识，分别对应于北冈底斯拗陷带内的 2 个隆起和 2 个盆地。南冈底斯岩浆构造带以及岩浆活动带内独立的盆地构造单元。它们分别是革吉隆起、洞错—措勤北盆地、尼玛—伦坡拉盆地、那曲隆起，以及申扎南盆地。

3.3.2 狮泉河断裂以北盆地绝对深度的估算

洞错—措勤北盆地位于藏北高原西部，冈底斯山之北。中、侏罗世，地壳下降，接受中生代的沉积，晚白垩世时地壳抬升。由于，这个盆地海相时间较长，受构造运动影响小，有利于油气藏的保存，具有良好的找油前景。选择不受浅部磁性体影响的背景场变化剖面，对其进行对数功率谱的深度估算。如图 2-8。

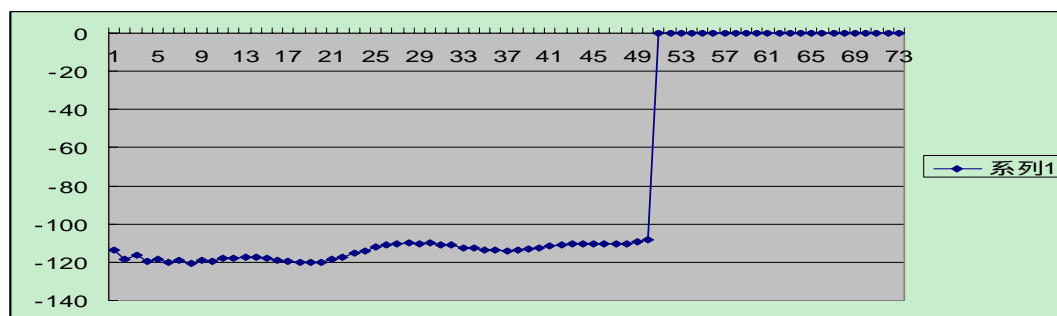


图 2-8 洞错—措勤北盆地航磁剖面图

剖面在 29Km 与 53Km 之间有一个明显的跳跃,推测为控制盆地边界的断裂。在跳跃的前后航磁数值保持稳定,主要反映背景值的变化,符合要求。对剖面采取对数功率谱进行深度反演。如图 2-9。

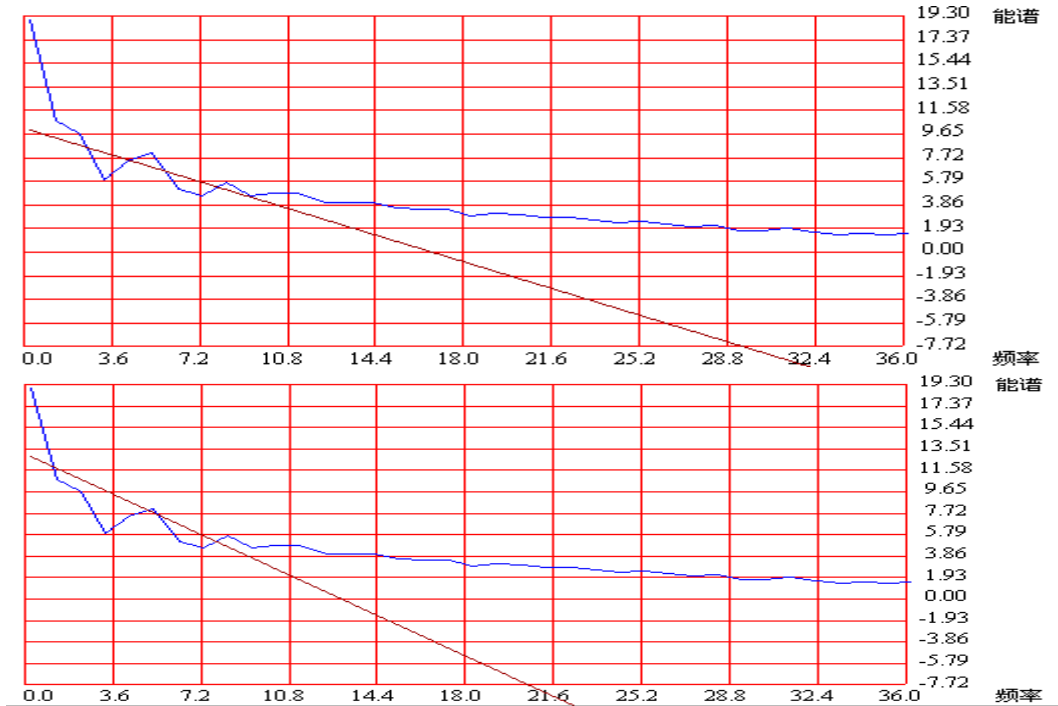


图 2-9 洞错—错勤北盆地不同参数对数功率谱

由于盆地内异常叠加不明显可大致认为背景场主要是由于基底所引起的。分别去低频为 1,高频为 10.8 的频率段;低频为 2,高频为 10.8 的频率段反演计算。前者深度为 6Km,后者深度为 10Km。因此,洞错—错勤盆地的在 6—10Km 之间。

3.4 冈底斯西段班公湖—怒江缝合带的航磁特征

冈底斯西段北端的班怒缝合带的航磁异常不连续,异常主要是由规模不大的蛇绿岩套组成。整个班公湖—怒江缝合带的异常幅值普遍相对雅江缝合带的幅值较小,一般在 100 纳特到 300 纳特之间。异常形态以串珠状为主,连续性差。少数异常具有较强的幅值,如日土蛇绿岩异常,异常幅值最大可以达到 700nt;去申拉异常,异常幅值最高可以达到 1360nt。可分为南北两条航磁异常带,对应于两套蛇绿岩套,南北两带的航磁异常特征相似。北支异常带从班公错往东,经尼玛往东南进入定青县境。南支异常带共有六处蛇绿岩体,集中分布在约拉山向东经拉梅拉到狮泉河北之间,以北西西向东转为近东西向断续延伸,延伸有限。

在向上延拓 10 公里的异常图上，除少数岩体有反映外，绝大部分异常衰减消失，磁性体向下延伸较浅。在延拓 10Km 以后仍有异常反映的是日土蛇绿岩，去申拉蛇绿岩。如图 2-9，图 2-10。

日土异常体在东经 79°26′北纬 33°29′。异常位于区域正磁场背景中，走向北西西，主异常为尖峰，强度在 500nt 以上，伴生有-150nt 的负异常。异常所处地质环境为中侏罗统木嘎岗日群的一侧，与围岩不整合接触。围岩不具有磁性，因此可认为异常主要是蛇绿岩套所引起。

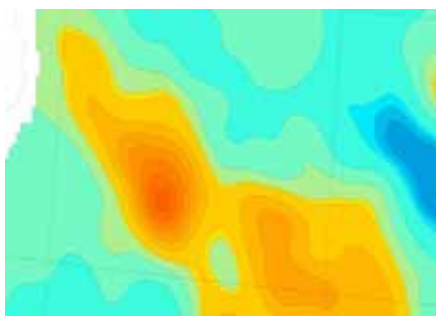


图 2-10 日土蛇绿岩上延 10 公里等值线图

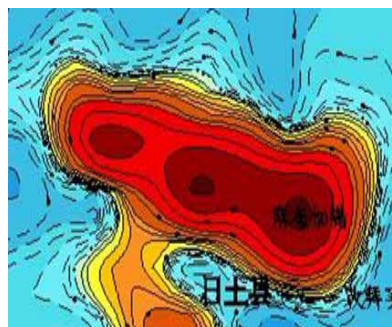


图 2-11 日土蛇绿岩等值线图

日土蛇绿岩在地面断续出露，顶面埋深 h_1 较小。异常幅值较宽，在三条侧线上均有反映。由于，磁性体的长度 L 远大于埋深 h_1 ；同时，磁性体的长度 $2b$ 远远大于埋深 h_1 ，因此磁性体可以近似地看成是无限走向的厚板状体。异常主要以正异常为主，两侧没有与之相伴生的负异常或负异常很弱。因此，磁性体的下延很深，在进行上延 10km 后异常仍有反映也说明了异常向下延深的程度。

异常是由三个次级的圈闭组成的一个较大的圈闭，说明磁性体的不同部位遭到了不同程度的改造。对于蛇绿岩套而言，蛇纹岩化使异常幅值加大，碳酸岩化使异常幅值减小。异常的南端有北西向的较弱异常叠加，根据弱异常南端出现了与之相对应的负异常，推测为改造较强的蛇绿岩所引起。若异常的模型大致为有限深度的板状体。

对三个异常极值点以北东方向为基线提取剖面。在异常幅值为 0 附近作为剖面的界限。分别以 37°、15°、10°取得西、主、东三个剖面，点距为两公里。如图 2-12，如图 2-13。

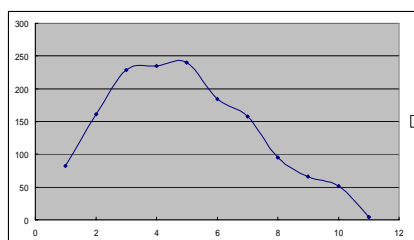


图 2-12 西剖面 Z 剖面图

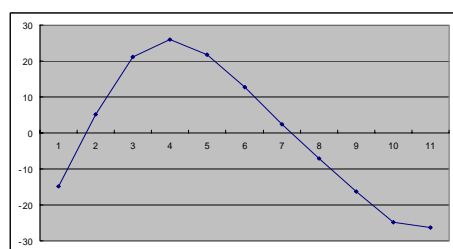


图 2-13 西剖面垂向一阶导数图

根据垂向一阶导数的0值点位置,确定磁性体的宽度在1.1km和6.7km之间。由于岩体附近的沉积岩磁化率很弱,蛇绿岩与围岩的磁性差别很大,可近似地认为异常主要是由于蛇绿岩套引起的,取磁性体的磁化率为27000(10^{-5}SI)。区域内总磁场为50187nt,磁倾角为 50.30° ,磁偏角为 1.30° ,剖面方向为 37° 。如图2-13。

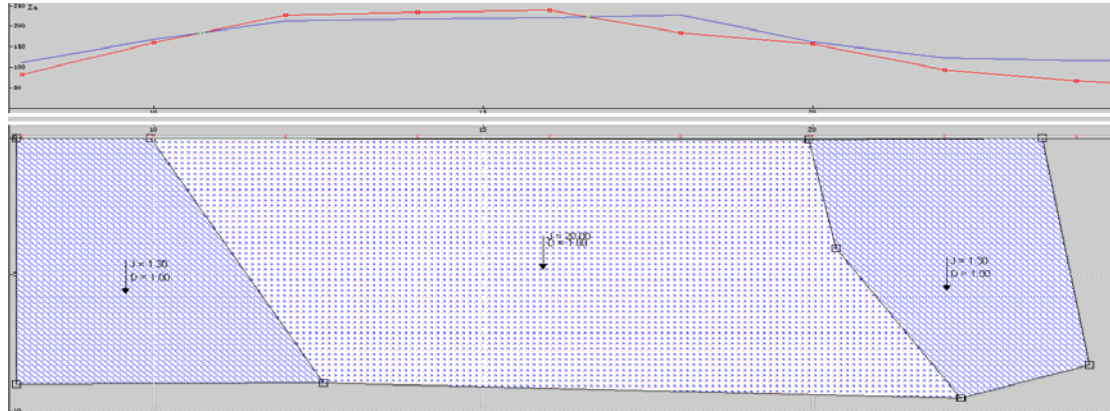


图 2-14 西剖面磁法反演模型

根据模型,蛇绿岩套下延伸很深,向下延深在8Km以上,曲线右端明显受到地质体异常的影响。该地质体产生在北侧的负异常,使得异常的幅值有明显的下降。对主剖面反演如图2-15,图2-16。

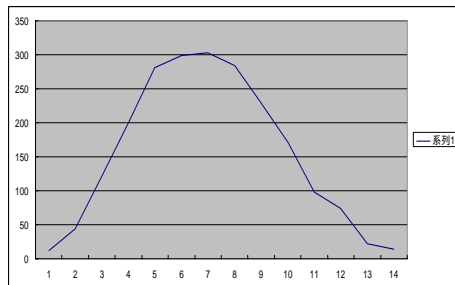


图 2-15 主剖面 Z 剖面图

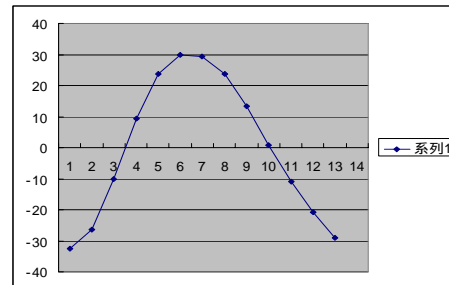


图 2-16 主剖面垂向一阶导数图

根据垂向一阶导数的0点位置,确定磁性体的宽度在3km和10.5km之间。进行2.5D反演。如图2-17。

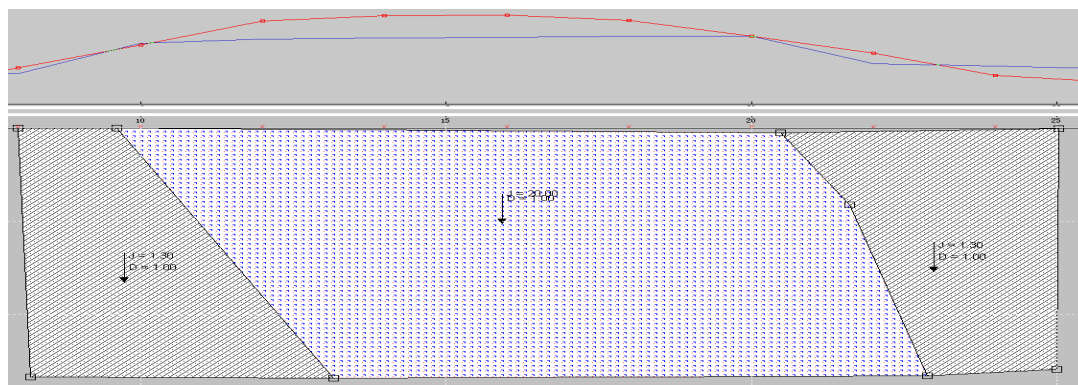


图 2-17 主剖面磁法反演模型

中段剖面显示，磁性体延伸较西段深，或者由于受改造作用弱，磁性较强。拟合曲线的右端同样受南侧地质体的影响。在无限延伸厚板的下底面达到一定的深度后异常幅值增加较小，但仍然有比较多的剩余异常。根据岩浆分异理论，推测剩余异常是由深部的磁性更强的超基性岩或镁铁质岩引起。

对东侧剖面的反演如图 2-18，图 2-19。

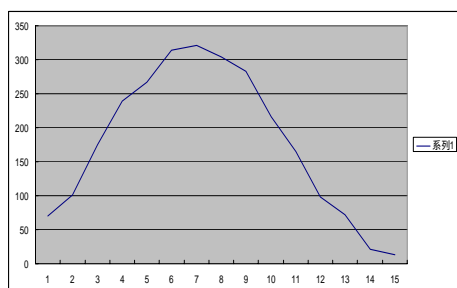


图 2-18 东剖面剖面 Z 图

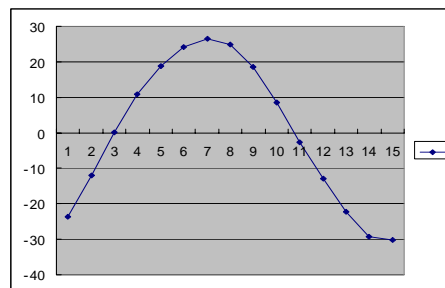


图 2-19 东剖面垂向一阶导数图

根据垂向一阶导数的 0 点位置，确定磁性体的宽度在 2.5km 和 10.5km 之间。2.5D 反演如图 2-20。

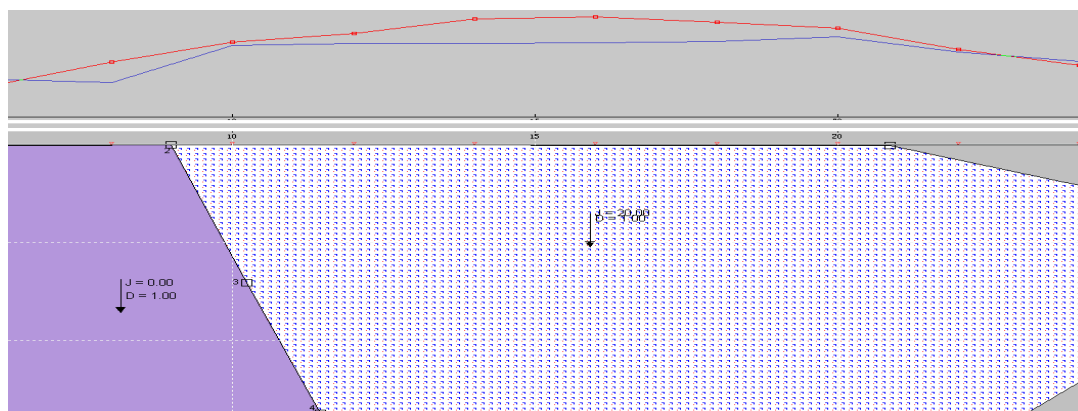


图 2-20 东剖面磁法反演模型

东剖面的反演模型类似于中 1 剖面。

综上所述，日土附近的蛇绿岩套异常较强、向下延伸较大，走向较远，构成了一个巨大的基性、超基性岩墙。

3.5 冈底斯西段雅鲁藏布江缝合带的航磁特征

雅江缝合带由南、北两条平行的异常条带组成。异常的形态以线性异常带为特征，走向 NW 向-NWW 向，全长大约在 1700 公里。南北两条异常带间隔在 15-20 公里左右。其中北带较宽，全长 1700 公里，连续性较好；南带较短，全长约在 500 公里左右，连续性较弱，只在萨嘎县、南木林县南侧有较好的连续分布。单个异常规模往往较大，沿区域线走向可长达数十至数百千米，呈正负峰伴生的规则线性异常，幅值一般为 300-400nt，强者可达 1000nt，构成规模巨大的雅鲁藏布江异常带。如图 2-21,图 2-22。

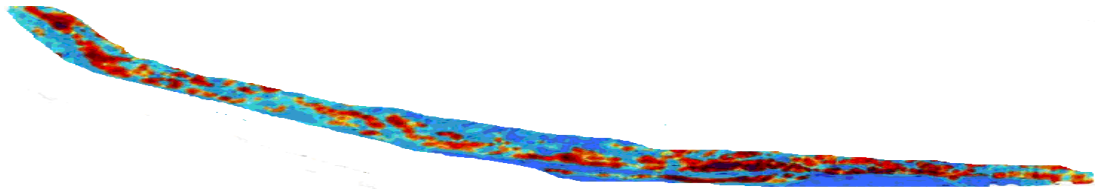


图 2-21 雅江缝合带 T 等值线图

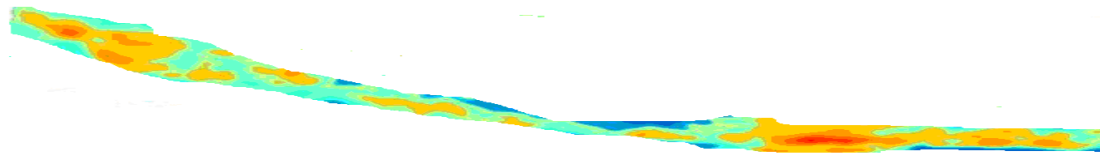


图 2-22 雅江缝合带 T 上延 10Km 等值线图

南带的异常在 10Km 上延后，异常衰减的较快，仅在中段的局部地带有所保留；北带在上延 10Km 后仍保持线性构造的特征，说明北带较南带延深较大。根据北带上延后的异常特征，可以将北带分为东段、中段和西段。西段异常以北西走向为特征，连续性较好，异常规模较大；中段异常走向总体以北西向到北西西向的过渡，延续性最弱，异常幅值最弱；东段异常以北西西向为特征，延续性最好，异常规模最大。在各个分段之间，蛇绿岩有被错断的迹象。

雅鲁藏布江异常南带中东段达吉岭至大竹卡和北带东段都见到了蛇绿岩沿雅鲁藏布江缝合带呈东西走向的分布，这类岩石具有区域内最强的磁性。同时，在航磁异常的北面也出现了一条与异常带平行的燕山期—喜马拉雅期的花岗岩带。花岗岩带与异常没有明显的对应关系，异常主要是由于蛇绿岩套所引起。这条异常带代表着特提斯洋的剩余洋壳。

异常带由多段岩体组成，其中具有较强异常强度的岩体有扎西岗岩体、门士北岩体、切多—亚木岩体、卡纳莎岩体、罗布莎岩体等。其中罗布莎岩体是中国比较大的岩浆分异性铬矿矿床的母岩。

切多-亚木岩体：该岩体异常规模大，呈北西西向延伸，长达 150km；异常形态比较复杂，由正负峰伴生的异常，在中段渐变为水平宽板状异常，即在南正北负曲线之间出现较为平缓的正常磁场，与其南北正负峰共同构成一个异常，宽度由 10km 增至 40km，极值基本相当，幅值最大约为 800nT，并在正负峰之间叠加有次级小异常。蛇绿岩体呈埋深较浅、顶面近似水平、两侧向北陡倾的宽大板状体，宽可达 40km，视磁化强度约 1.48A/m。

在其产生的异常上出现了若干个小圈闭。引起叠加小异常有几种可能：a.该岩体顶面埋深变化所致；b.反映了岩体中局部岩相变化或异离体存在；c.岩体之上晚期火山岩的干扰。

该岩体中，膨大现象并不多见。选择全岩带中宽度最大的剖面。两侧剖面位置取到区域背景场。由于岩性不均匀，可能存在着局部强磁性体，或是蛇绿岩体本身分异的异离体或蛇绿岩的不同岩石组合，取磁性体平均视磁化强度为 1.776A/m。剖面反演如图 2-23。

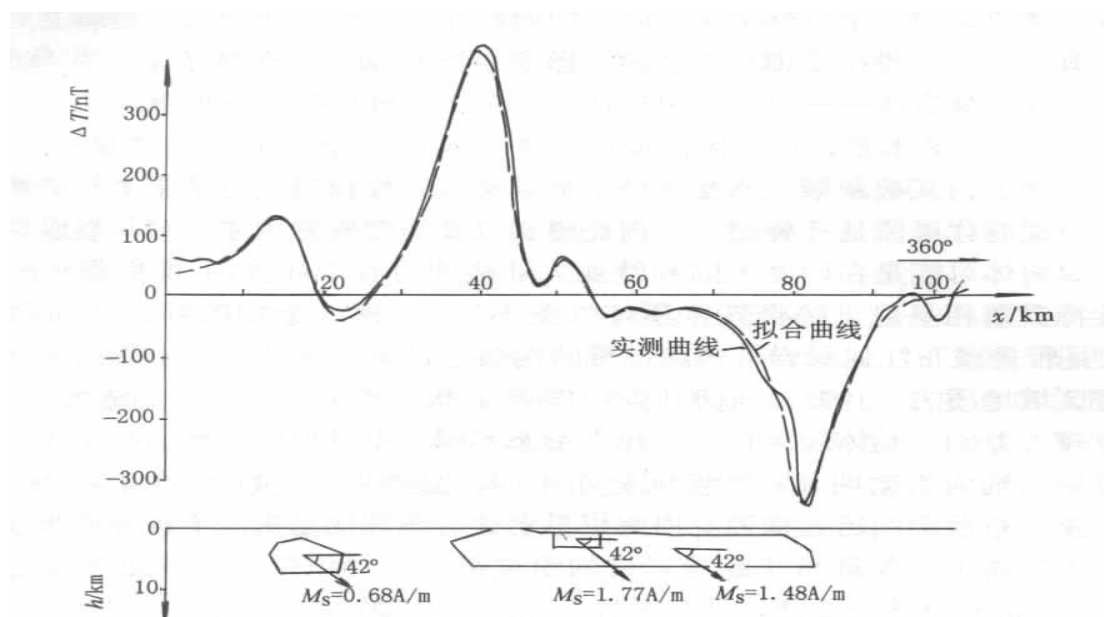


图 2-23 雅鲁藏布江异常带切多-亚木岩体异常拟合解释剖面图

3.6 对冈底斯西段大地构造航磁特征的认识

以基底等值线与浅源地质磁性体的方式圈定的大地构造单元与地质圈定的大地构造单元有较大的差异。前者所圈定的范围比后者的圈定范围大。但是，通过基底深度变化与浅源地质磁性体的规模对于构造单元的定性有较好的作用。

班怒洋晚期向南俯冲，在航磁上得到了一定程度上的说明。一，班怒缝合带由南北两条缝合带组成；二，在狮泉河以北的区域内，有与洋壳俯冲有关的隆起和凹陷，且大量的浅源磁性地质体，即，同熔型花岗岩，也有规律的分布在其中；三，对日土蛇绿岩的反演说明，日土蛇绿岩向南倾斜；四，狮泉河断裂的南北发育相似的基底深度，同为东西两侧浅，中间深的样式，狮泉河断裂也与缝合带走向几乎完全一致。造成区域背景深度不一致可能是南北洋壳俯冲角度不一样。五，狮泉河断裂以北的航磁异常无论从异常规模、异常强度都弱于断裂以南，有可能是北侧洋壳向南俯冲的强度弱于南侧洋壳俯冲的强度。

狮泉河以南，地体内部的浅源磁性体分布不均匀，集中出现在地体的西面和东面，在中段出现较少，可能特提斯洋在不同时期俯冲的规模和强度有明显的差异所致。

第 4 章 航磁推断冈底斯西段岩浆岩分布

4.1 西藏航磁推断侵入岩的分布

4.1.1 基性、超基性侵入岩的地质背景和航磁异常特征

西藏超基性、基性岩带，属于世界性东西向阿尔卑斯超基性岩带的一部分。超基性岩带受两个东西向深源构造控制。这两个东西向的深源构造属于古生代末期—中生代末，是上地幔物质向上运移的通道。这两个深源构造的地质活动历史不同，岩体分布因此也出现不均衡的现象。藏南表现为深源破裂带通过雅鲁藏布江大断裂贯穿到地表，控制着绝大部分的东西向的超基性岩、基性岩体，与后期的造山花岗岩产在同一地质空间。藏北的深源构造派生出许多近地表东西向断裂，或地背斜周围的次级断裂，并沿这些断裂产出基性、超基性岩体，它与中酸性侵入岩往往不在同一构造空间。在两个深源东西向构造带之间，发育了以中生代晚期形成的北西西—北东东向的构造，控制一部分超基岩—基性岩。

从时间上看，区域内的超基性、基性岩带形成的主要时期有三个：藏北的岩体主要是在燕山早期和燕山晚期。藏南的岩体较晚，发生于燕山末期。

超基性岩—基性岩的异常强度普遍比中酸性岩体的异常强度大，岩体自身的 Fe、Mg 含量影响到磁性矿物的含量，从而影响到岩石的磁性。从航磁图上看，基性、超基性岩主要沿缝合带分布，宏观上看是以线性带或串珠状异常展布。具体根据异常形态可以分为二类，继续窄小异常、线性升高异常。继续窄小异常的规模和场值变化较大，异常形态规则、陡窄，多数幅值偏低，断续分布在班公错-怒江缝合带的两侧。线性升高异常的单个异常规模较大，沿走向可长达数十至数百千米，呈正负峰伴生的规则线性异常，主要分布在雅江缝合带附近。

对于一些规模小的超基性岩—基性岩，主要指非缝合带的超基性—基性岩体，由于航磁数据的比例尺小，异常不明显。

4.1.2 中酸性侵入岩的地质背景和航磁异常特征

冈底斯地块上的中生代中酸性岩浆活动，是北部班公湖-怒江和南部雅鲁藏布两个特提斯演化及其后的陆内汇聚碰撞造山和后造山伸展等大地构造事件的完整记录。地块上的中酸性岩浆活动可划分为 3 个带。北部岩浆岩带形成于燕山期，其类型从早期的 S 型到中期的过渡型演化为晚期的 S 型，分别形成于板块俯冲-缝合-碰撞等构造条件，是北部班公湖-怒江特提斯演化的集中反映。地体中部和地体南部岩浆岩带则集中体现了雅鲁藏布特提斯时空演化的完整过程。

地体南部岩浆岩体以燕山晚期为主,喜马拉雅早期次之,成因及形成环境与特提斯洋壳向北俯冲作用密切相关(燕山晚期),俯冲结束后的陆—陆碰撞条件下的岩浆活动也比较频繁(喜马拉雅早期);地体中部岩带岩体以喜马拉雅早期为主,燕山晚期次之。随着特提斯洋壳板块向北俯冲程度的加深和强度的加剧,岩浆活动中心在不断向北迁移。在航磁图上,狮泉河断裂以南的异常数量也有从南向北减少的趋势。

中酸性侵入岩类型变化较多,磁性变化也大,可由无至中等磁性($0 \sim n \times 10^3 \times 10^{-5} \text{SI}$)。总体而言,磁性从中性到酸性逐渐减弱,但对某个具体的岩体也有特殊的情况,使得中酸性岩体的异常特征变化很大,不能单一地根据异常的幅值或强度大小来定性。钾长花岗岩、二长花岗岩和斜长花岗岩等都与平稳变化的正常磁场相对应,如冈底斯的燕山期-喜马拉雅期扎西花岗岩类和谢通门花岗岩多数情况下不产生明显的航磁异常。但相对火山岩而言,异常比较规则,剩磁的影响小。

4.1.3 中酸性侵入岩的成因与磁性特征的联系

中酸性侵入岩的磁性取决于含有铁磁性矿物的含量。随着铁磁性矿物含量的增加,岩体的磁性也增加。另外,中酸性岩体的磁性还取决于铁磁性矿物的结构构造以及颗粒大小。其中,起决定因素的是铁磁性矿物的含量,主要是磁铁矿、磁赤铁矿、磁黄铁矿的含量。这些铁磁性矿物往往是岩浆分异的过程中形成的,铁磁性矿物含量的多少,取决于原始岩浆的成分。因此,中酸性岩体的成因对岩体的磁性往往有控制作用。

岩体中 Fe、Mg 矿物的含量。Fe、Mg 矿物的含量取决于岩浆的来源,即取决于被熔融岩体的成份,即岩体磁性的强弱与岩体的成因类型由密切的关系。比较而言,特提斯洋俯冲的早期产生的花岗岩幔源成分相对较多,具有较强的磁性,温度较高,以主动侵入方式为主;俯冲晚期产生的花岗岩磁性较弱,温度相对较低,以被动侵入方式为主。

以尼雄图幅为例,说明中酸性侵入岩磁性与成因的关系。

尼雄图幅位于冈底斯中南部,包括邦多区、错勤区、错麦县、错勤县四个 25 万图幅组成。

区域异常大致分为两个部分。北西部以平静的背景场为特征;中部由各类中酸性岩以及磁铁矿产生的北西向、北西西向走向异常为特征,异常呈不规则状分布在区域背景场中,反映出岩浆活动的多期多阶段性。在中部往往同一时代、同一类型的岩体异常都往往都不一样,异常强度从强到弱都有,反映岩浆混染作用较为普遍。南西部主要是基性、超基性岩体产生的强磁场。在图幅的中部,有规模较大的尼雄铁矿产出。尼雄图幅航磁异常等值线图,如图 4-1。

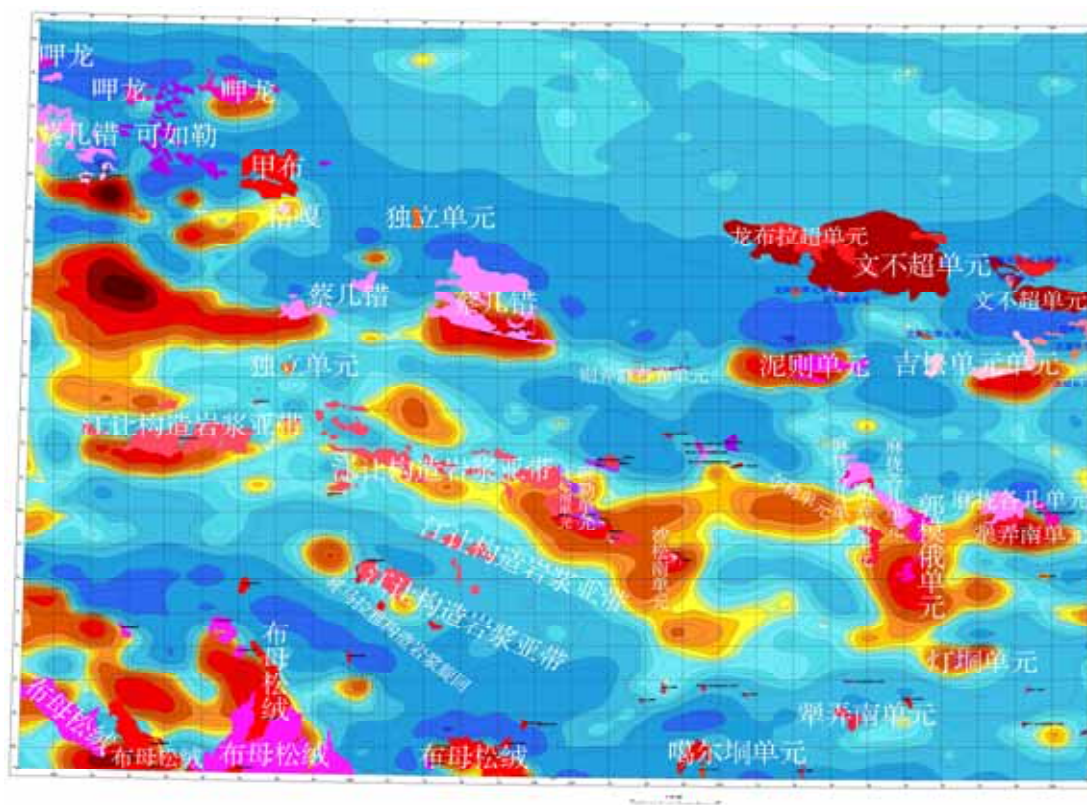


图 4-1 1:25 万尼雄幅侵入岩体与航磁异常对照图

航磁异常分布与出露的花岗岩岩体对比后,有较强对应关系的主要分布在中部,具体包括江让构造岩浆压带、泥则单元、蔡几错单元、沙松南单元、郭模俄单元等。由于成图数据比例尺比较小,也是一部分规模较小的中酸性岩体的异常没有反应的原因。

尼雄幅东北侧,酸性侵入岩由早到晚主要是龙布拉超单元、文部超单元、尼则超单元。如图 4-2。

尼则超单元分布于测区南部、尼则一带,面积 88.93 km²。由尼则、雀穷两个深成岩体组成,受 EW 向断裂控制,平面形态呈长椭圆形,呈岩株状产出。如图 4-3。

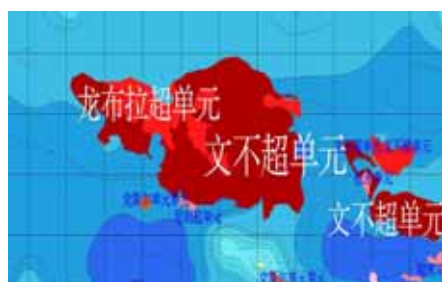


图 4-2 龙布与文不单元航磁图

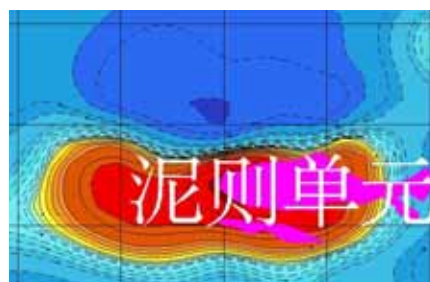


图 4-3 泥则超航磁图

龙布拉超单元分布于龙布拉、松朵俄玛至查鄂一带。该单元由 1 个深成岩体和 3 个独立的侵入体组成，累计面积 235.12 K m²。平面形态多呈长椭圆形，受 EW 向构造控制，呈 EW 向串珠状分布。

超单元的稀土同位素特征为： 稀土总量为 $112.22 \times 10^{-6} \sim 312.73 \times 10^{-6}$ ，平均 205.85×10^{-6} ，然那单元稀土总量较低，其他单元总量较高； LRee/HRee 值为 4.5 ~ 13.94，均值为 10.05，绝大多数接近于 10，或大于 10，为轻稀土富集型；

δEu 值为 0.42 ~ 0.76，钕具弱 - 中度亏损； 配分模式为轻稀土富集型，曲线向在倾斜，大多数轻稀土分馏明显，重稀土分馏不明显，具轻度 - 中度的钕负异常。如图 4-4，图 4-5。

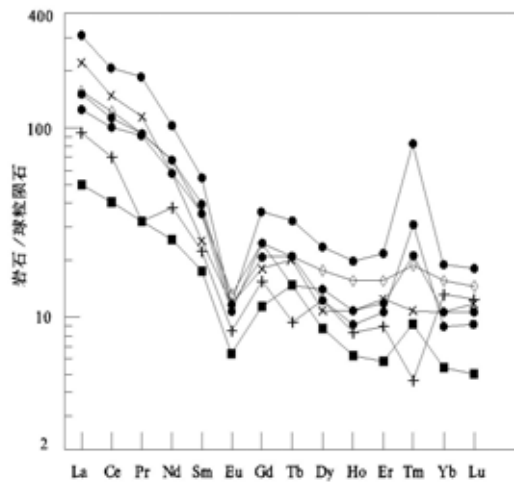


图 4-4 龙布拉超单元稀土配分图

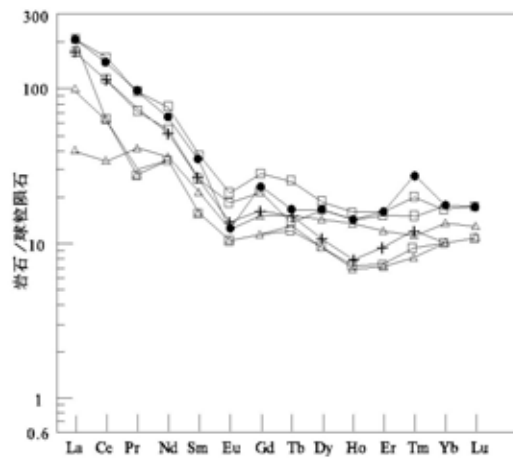


图 4-5 文不超单元稀土配分图

早期的然那、支弄单元具有“板块碰撞前的科迪勒拉 I 型花岗岩区，晚期龙布日、明炬单元落入“同碰撞 S 型花岗岩”区，具有由”I 型向“S”型过渡特点。

文部超单元分布于测区中南部唐邦雄坝至文部一带，东延进入尼玛区幅，由 2 个深成岩体组成，规模巨大，呈岩基或岩株状产出，受 EW 向断裂构造控制。出露面积约 824.70km²。

超单元稀土元素特征为： 稀土总量为 $94.21 \times 10^{-6} \sim 274.8 \times 10^{-6}$ ，平均含量 183.09×10^{-6} ，均低于世界酸性岩稀土平均含量，稀土含量总体呈递增趋势（晚期雅拿单元除外）； Lree/Hree 值为 3.16 ~ 15.68，均值为 9.29，轻稀土明显富集；

δEu 值为 0.35 ~ 0.67 < 1，钕具中度亏损； 配分模式，均为曲线向右倾斜、轻稀土分馏明显、重稀土分馏不明显的表现型式，具有典型的“S”型花岗岩的特征。

超单元稀土元素特点为： 由早至晚，稀土总量总体逐渐增加，为 $109.89 \times 10^{-6} \sim 298.65 \times 10^{-6}$ ，平均 187.46×10^{-6} ，除结郎格尔木单元略高于酸性岩维氏值外，其余均低于维氏值； Lree/Hree 值为 4.99 ~ 13.19，均值为 9.24，为轻稀土富集型； 由早至晚， δEu 值总体减少，0.82 至 0.42，具弱 - 中度钕亏损；

配分模式为曲线向右倾斜，轻稀土分馏较为明显，重稀土不馏不明显，钕具弱-中度负异常的表现型式。如图 4-6，图 4-7。

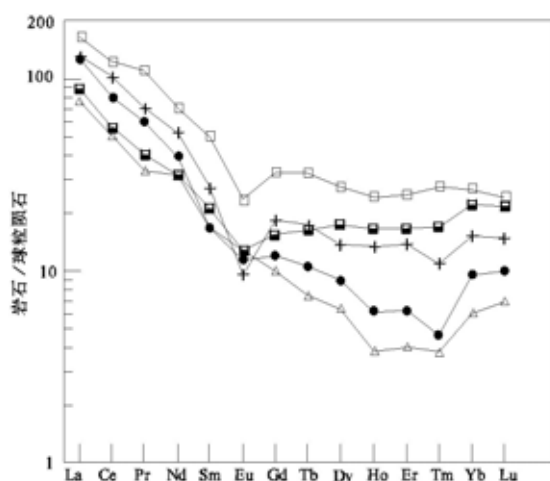


图 4-6 泥则超单元稀土配分图



图 4-7 泥则超单元 ACF 图解

受古特提斯样向南俯冲的影响，龙布拉超单元岩体与文不超单元岩体先后侵入，形成巨大的复式岩体。两者侵入时代大致一致，成因类型一致，都具有“S”型花岗岩的特征。在区域航磁异常图上，都表现为平静的区域背景场。

尼则超单元异常呈狭长的条带状分布在区域背景场中。异常东西影响 30Km 左右，幅值极大值在 200nt 左右，正负伴生。负异常在正异常的背面，整体具有有限延伸板状体的特点。稀土元素钕具弱—中度亏损，超单元的物质主要源于中下地壳的重熔。A-C-F 图解上，主要体现了以“T”型花岗岩的特征。岩体分布在异常的右侧。

在区域内，不同成因的花岗岩具有不同的磁性，深源物质越多、磁性相对就越强。具体表现在岩石化学成分上就是 Fe 的含量有数量级的差别。如表 4-1。

表 4-1 邦多幅不同侵入岩的 CIEW 中 Fe 含量对比表

| 测区中酸性侵入岩 Fe 含量特征对比表 | | | | |
|---------------------|--------|-------|-------|------|
| 时代 | | 岩石谱系 | Fe 含量 | |
| 始新世 | 尼则超单元 | 结郎格尔木 | 1.36 | 0.86 |
| | | 陆乳拉 | 0.49 | 0.47 |
| | | 尼则拉 | 1.27 | 0.76 |
| | | 生纳拉北 | 1.09 | 1.08 |
| | | 雀穷 | 1.3 | 1.94 |
| 白垩纪早世 | 文部超单元 | 雅唐拿 | 0.53 | 0.87 |
| | | | 0.73 | 2.24 |
| | | | 0.41 | 1.14 |
| | | 可来青 | 0.43 | 1.67 |
| | | 错龙错 | 0.9 | 1.48 |
| | | 百拉 | 0.96 | 1.58 |
| | | | 0.96 | 1.43 |
| | | | 0.26 | 1.83 |
| | | 扎拉 | 0.54 | 1.21 |
| | | | 0.27 | 1.4 |
| | | | 0.73 | 1.99 |
| 侏罗纪晚世 | 龙布拉超单元 | 明炬 | 0.51 | 1.72 |
| | | 龙布日 | 0.47 | 2.2 |
| | | 支弄 | 1.06 | 3.55 |
| | | | 0.82 | 3.92 |
| | | | 1.33 | 3.22 |
| | | 然那 | 2.36 | 3.38 |
| | | | 2.32 | 5.52 |

综上所述,冈底斯的中酸性花岗岩受南北两个特提斯样的俯冲影响,先后发育了碰撞型花岗岩到造山型花岗岩的完整的组合。其中一部分具有深源物质成分的岩体具有较强的磁性。

4.1.4 部分中酸性侵入岩的反演

江让构造岩浆亚带在区域分布于尼雄区域的中部，呈现向北东的弧形弯曲。异常幅值较大，呈东西向、北东向的展布。其中右侧为尼雄砂卡岩型的铁矿的控矿岩体，在巨大的江让构造岩浆亚带的母岩上，有若干小型的侵入岩多期次的叠加，使得在异常内形成若干个次级圈闭。如图 4-8。

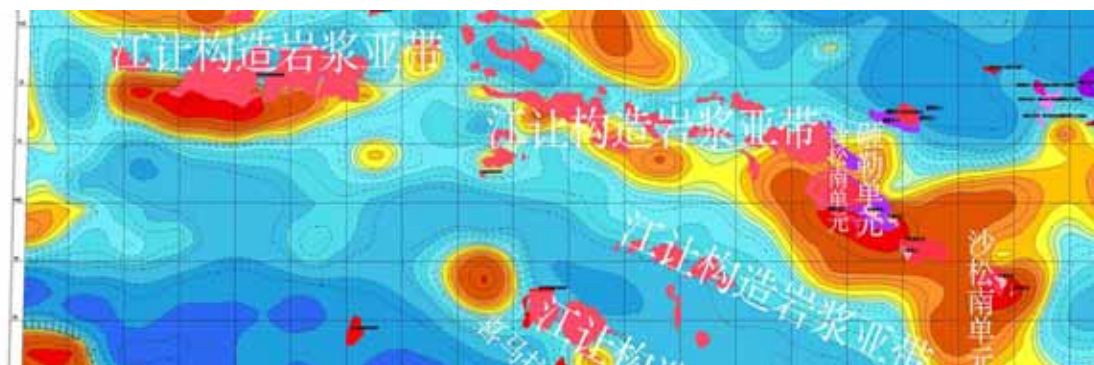


图 4-8 江让构造亚带与航磁异常对照图

对区域内的主要岩体进行反演：

尼则超单元的 Za 异常影响范围较广，平面上以扁长的异常为特征。正异常的长轴影响在 30Km 左右，短轴影响小于 10Km。长短轴比例大于 3，可以看做无限走向。异常以正负伴生出现，负异常出现在正异常的北面，负异常幅值在 -50nt 以下，同时由于 $2L$ 与 h 比例大于 10。因此，可以近似地认为是无限延伸有倾斜角度的板状体。岩体主要出现在异常的右侧，并出现小的圈闭，推测异常右侧是由隐伏的岩体所引起，其宽度大于埋深，可以视为厚板状体。因此，以走向无限、延伸无限的厚板状体作为模型。如图 4-9，图 4-10。

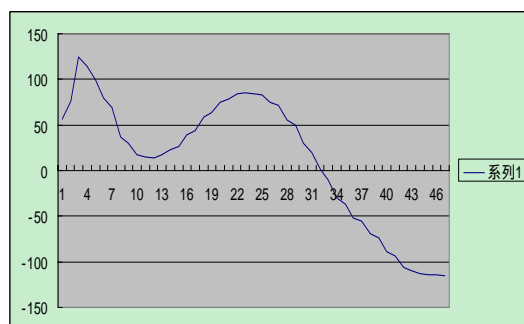


图 4-9 尼则右侧剖面 Za 剖面图



图 4-10 尼则右侧剖面垂向一阶剖面图

由剖面等值线图所示，尼则右侧剖面有两个峰值，对应于地表出露的两个岩体。南面的岩体产生的幅值较大，但范围较小的异常；北面的岩体产生的是宽缓

的异常。垂向一阶导数的零值线大致指示出了两个岩体的范围，这与地表北面的岩体大于南面南面岩体有较好的对应关系。图 4-11，图 4-12。

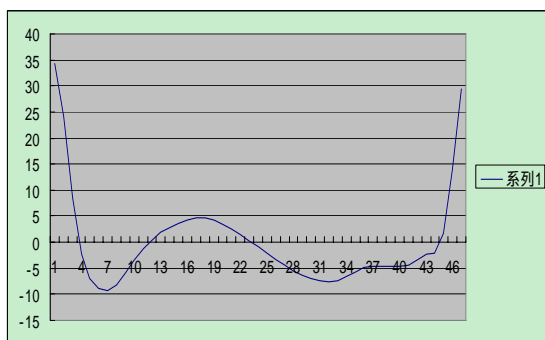


图 4-11 尼则右侧剖面水平一阶剖面图

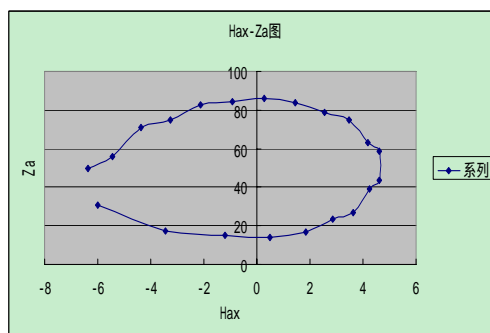


图 4-12 尼则右侧剖面 Hax-Za 对比图

根据对数据进行水平一阶导数的处理，剖面只有一段正异常值，说明不同深度的磁性体叠加的可能性比较小。Za 的极大值在 26Km 附近，极大值北侧下降的速度稍微快于极大值的南侧，且 Za 曲线不对称不明显，说明地质体向北倾，且倾角大于 I_0 。极大值在 Hax—Za 图上，图形为压扁的椭球形，具有无限延伸的厚板状特征。

超单元分布出露侵入体岩性主要是花岗闪长岩。因此，采取闪长岩的磁性参数。磁化率取 $8900 (10^{-5} \text{Si})$ ，剩磁取 $9.7 (10^{-3} \text{Si})$ ，可忽略剩磁的影响。磁化面水平距离范围取 32Km-62Km。剖面角度为 345.73° ，地磁倾角为 $46^\circ 57'$ ，地磁偏角为 $42'$ ，磁场总梯度为 49519nt。图 4-13。

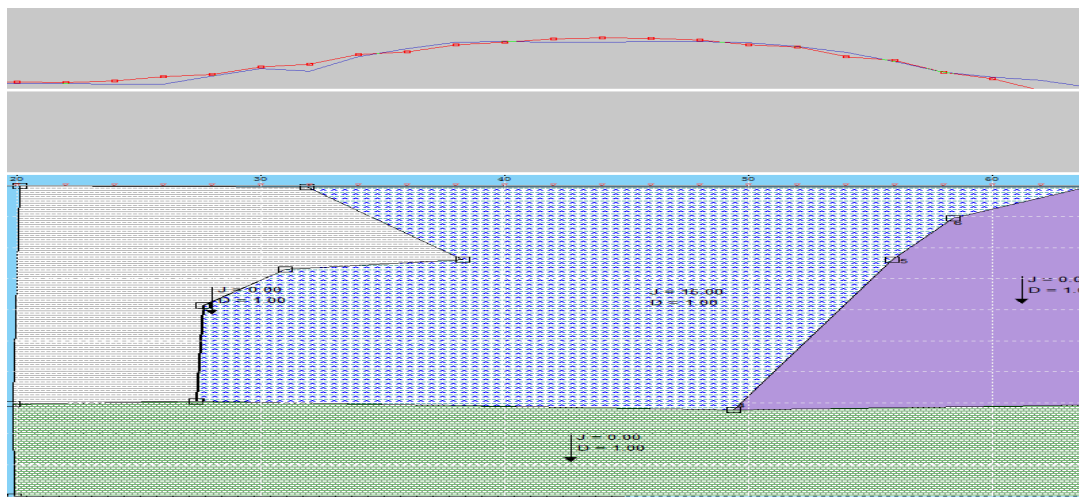


图 4-13 尼则右侧岩体 2.5D 反演图

尼则左侧剖面与尼雄右侧剖面相似。如图 4-14,图 4-15，图 4-16，图 4-17。

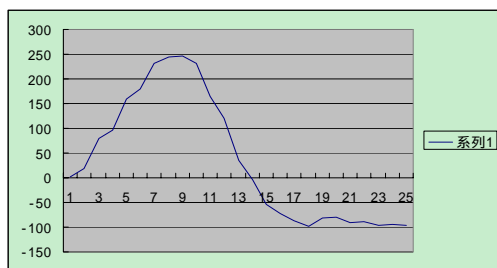


图 4-14 尼则左侧剖面 Za 剖面图

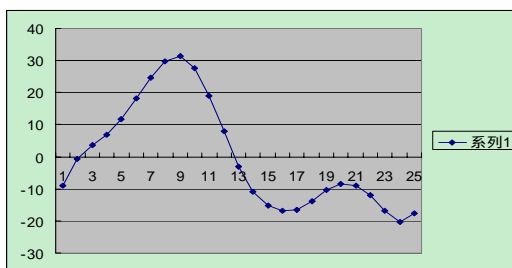


图 4-15 尼则左侧剖面垂向一阶剖面图

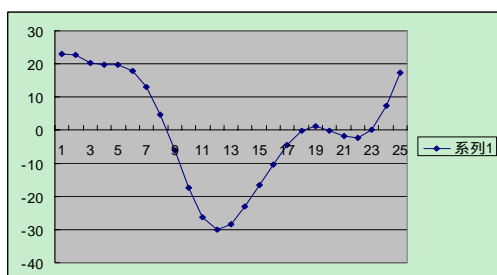


图 4-16 尼则左侧剖面水品一阶剖面图

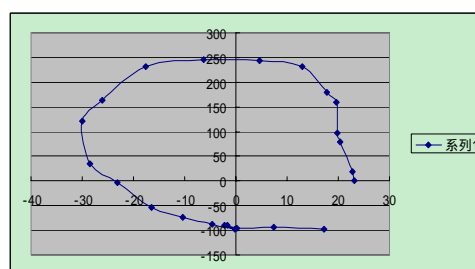


图 4-17 尼则左侧剖面 Hax-Za 对比图

尼雄岩体主要是燕山晚期的侵入岩，以江让构造带为主体叠加若干小的侵入岩构成复式岩体，平面形态呈不规则椭圆形、圆形，呈串珠状分布，侵入与三叠纪的地层中，围岩有强烈的热变质现象。江让构造带与弥勒单元结合的地方控制尼雄砂卡岩铁矿。如图 4-18。

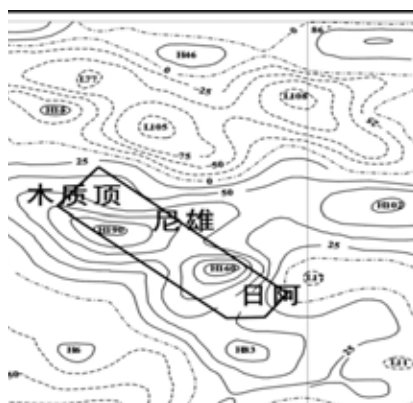


图 4-18 尼则岩体等值线图

尼雄岩体以正异常为主，正负相间产出；北侧表现为大片的负异常，南侧为大片的正磁异常。异常在本区显示两个浓集中心：一是木质顶附近，据 75nT 等值线所圈定的异常呈椭圆状元宝形，两端略北翘，形态规整，北西西向分布，长约 45Km，宽约 15Km，南翼等值线较北翼稍稀，最高为 169nT；在正异常北偏东有明显的负异常，峰值为 105nT，正负异常中心相距约 30Km。另一是在南东沙松南附近，据 75nT 等值线所圈定的异常呈不规则椭圆形，南西端略向外延，形态较规整，东西向分布，长约 20Km，宽约 15Km，西翼等值线较东翼稍稀，最高为 160nT；在正异常东侧有较为明显的负异常，峰值为 17nT，正负异常中心相距约 20Km。

如图 4-19。

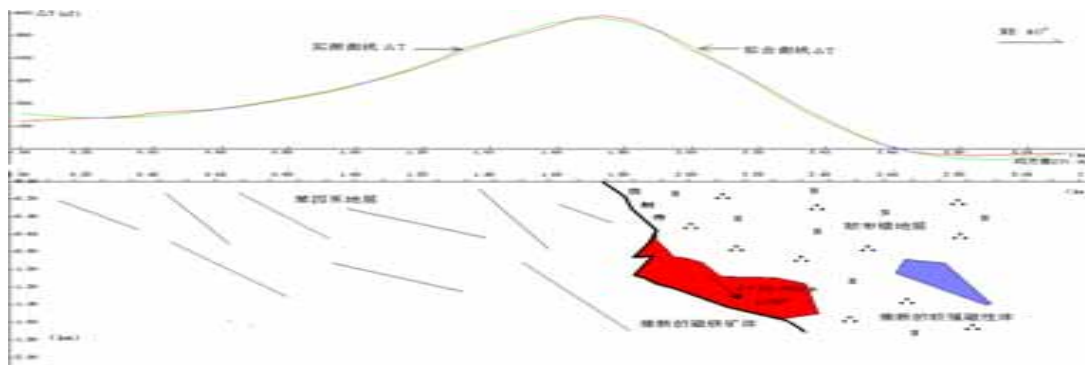


图 4-19 尼雄磁铁矿 2.5D 反演

对于区域其他岩体反演，江让岩浆构造带的侵入岩可以以无限走向、无限延伸的厚板状体作为模型；弥勒单元可以以延伸与走向都有限的三度体作为模型；小岩脉可以以水平圆柱体作为模型。

4.2 西藏航磁推断火山岩的分布

火山岩的空间分布在空间上有规律的分布，分布在冈底斯南部和北部的主要是中生代岛弧钙碱性—拉斑玄武岩，主体发育在石炭纪末的沉积地层之中，主要岩性为浅变质玄武岩、英安岩和基性凝灰岩互层，火山岩形成的环境为大陆裂谷，具有双峰式火山岩的特点；分布在冈底斯中部的主要是安第斯山型钙碱系列火山岩，是西藏火山岩的主体，成岩时代主要是晚白垩世—早始新世，形成与岛弧环境；分布于冈底斯中北部断陷盆地的新生代陆相火山岩，以钾质—超钾质碱性火山岩为特征，

包括玄武岩、安山岩和流纹岩在内的火山岩由于普遍存在的磁性不均匀性，由其产生的异常无法区分而统称为火山岩类异常。具体可以分为两种，早期火山岩线型规则异常和晚期火山岩面型不规则变化异常。早期火山岩线型规则异常通常呈规则的正负伴生，沿走向稳定延伸呈线性分布，长度可达数十千米至百千米，表现为规则板状体异常特点。这类异常主要是早期的火山岩因受褶皱作用，成为地层的组成单元，从而形成与磁性沉积层、变质岩层一样的异常场。其异常幅值则由岩性及其厚度、产状等决定。晚期火山岩面型不规则变化异常正负相间无规律的剧烈变化（包括走向、幅值、曲线形态等），难以看出异常轴向与火山岩的磁性不均匀有关。异常与火山岩分布范围吻合较好。当火山岩呈面状岩流（或岩被）分布，尤其是大面积覆盖时，一般都产生此类异常。异常幅值大小与岩石类型、厚度等有关。呈面状分布的火山岩喷发时代较新，主要有白垩纪、第三纪和第四纪的火山岩，因而可以认为面型不规则变化异常是较晚期火山岩产生的航磁

异常特征。冈底斯在绝大多数的地质历史中在南半球造成了除新生代以外的火山岩的剩磁与现在磁场相反，即负异常出现在异常的南部。如图 4-20，图 4-21。



图 4-20 美苏组火山岩航磁地质对照图

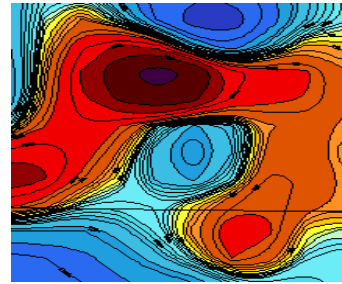


图 4-21 阿果错火山岩异常等值线图

美苏组火山岩地层与异常有强烈的对应关系。正异常幅值不大，呈两个北东向独立异常，异常总体形态与火山岩地层出露的形态一致，具有面状喷发的迹象。阿果错火山岩在正异常中心出现了一个圆形的负异常，推测异常是由于火山口附近具有强烈剩磁的火山岩、次火山岩所引起。火山口的位置大致在圆形负异常的附近。如图 2-22，图 4-23。

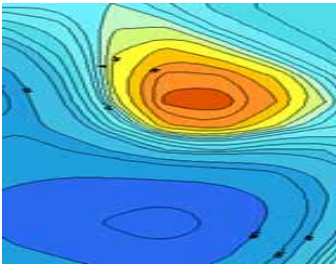


图 4-22 永西火山岩异常等值线图

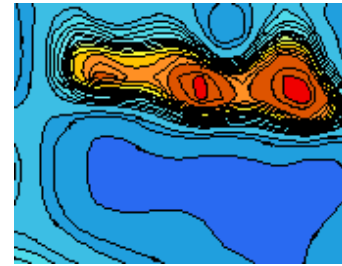


图 4-23 隆格尔火山岩异常等值线图

由图所示，冈底斯火山岩异常通常显示了强大的剩磁，使得负异常在正异常的南边出现。

综上所述，在冈底斯西段由于岩浆活动频繁，造成了多期多阶段岩浆岩的叠加，侵入岩与火山岩的叠加。由于，火山岩的出露面积相对侵入岩的面积广，幅值也较侵入岩小。火山岩地层可视为影响范围广泛的低频异常，而把侵入岩视为高频异常。因此，将原始数据上延 10Km 以压制侵入岩产生的高频异常。

表 4-2 部分航磁推断岩浆岩异常等级表

| 序号 | 异常位置 | 异常特征 | 地质概况 | 推断解释 |
|-----|-----------------------------|---|---|---|
| 180 | 东 经 87°15' 北 纬 30°16' | 正负变化磁场中的异常,四条测线反映,走向近东西,强度 180nT, 伴生 -280nT 的负异常 | 对应燕山晚期—喜山期江勒斑状花岗岩岩体,岩体侵入石炭、二叠系地层中,上覆第三系火山岩地层,有 Cu、Pb、Zn、W、Bi、Th、U、Nb、Rb 等地球化学异常 | 由于花岗岩为弱磁性,不会引起这样的异常,地层中的火山岩虽有一定磁性,但其一般反映为杂乱的磁场,故推测为中酸性侵入岩引起 |
| 181 | 东 经 86°48' 北 纬 29°28' | 北西西—东西向异常带的一部分,十五条测线反映,走向近东西,平面上西窄东宽,强度 370nT,北侧伴生有 -400nT 的负异常 | 西部为大面积第三系火山岩覆盖,南侧出露上白垩统日喀则群(K2rk)地层,东部有花岗斑岩侵入 | 根据异常强度大,且规律性强的特点及异常所出的区域构造位置,推测异常为隐伏超基性岩引起 |
| 182 | 东 经 88°00' 北 纬 29°30' | 正负变化磁场中的异常,五条测线反映,走向近东西,强度 250nT,北侧有一个 -200nT 的异常似与之伴生 | 异常处为第三系火山岩地层,周围为喜山期石英二长岩,有 Au 地球化学异常 | 由于异常处对应重力高,结合区域构造情况,推测由隐伏的超基性岩引起,或石英二长岩引起 |
| 183 | 东 经 87°53' 北 纬 29°22' | 宽大的强磁异常带的一部分,五条测线上反映,走向近东西,强度 420nT | 燕山—喜山期中酸性杂岩侵入上白垩统日喀则群及第三系地层中,有 Au、Ag、Pb 地球化学异常 | 同 298 号异常 |
| 184 | 东 经 88°00' 北 纬 29°17' | 迭加于 300 号异常南侧上升正磁场之上的异常,反映在一条测线上,幅值约 160nT | 燕山—喜山期花岗斑岩岩株侵入白垩系日喀则群砂页岩、泥岩、砾岩夹灰岩地层中 | 花岗斑岩可以引起这样的异常 |

| | | | | |
|-----|-----------------------------|--|---|--------------------------|
| 185 | 东 经 86°42' 北 纬 29°17' | 位于强磁异常带的西端,反映在四条测线上,走向北西西,曲线较规则,强度 390nT,伴生负异常-330nT | 对应地面超基性岩体,岩体与侏罗系、白垩系、三叠系地层断裂接触 | 根据异常特征及地质情况,推测异常为超基性岩引起 |
| 186 | 东 经 87°15' 北 纬 29°11' | 近东西向强磁异常带的一部分,九条测线反映,剖面曲线较规则,强度 240nT,伴生-140nT 的负异常 | 对应地面蛇绿混杂岩带,岩带与北侧的白垩系日喀则群及南侧的三叠系修康群均为断层接触,岩体中见多处铬铁矿矿化点 | 根据异常特征及地质情况,推测异常为蛇绿混杂岩引起 |

4.3 西藏航磁推断岩浆岩分布及认识

航磁能反映中酸性岩体具有一定的成因代表性,利用航磁航磁反应的岩体分布状态能提供洋壳的一些信息。在冈底斯西段狮泉河—申扎断裂以南越靠近缝合带,航磁反应的花岗岩分布密度越大。这可能与靠近洋壳的地方,热扰动大,有利于熔融富含 Fe、Mg 高温矿物的岩体有关。在冈底斯西段的西侧与冈底斯西段的东侧,航磁反应的花岗岩分布密度也远大于中段。这可能与洋壳在西侧与东侧俯冲的强度和角度有明显不同所引起。

航磁反应的花岗岩相对不能反映的花岗岩富含 Fe,且岩浆的温度高,具有一定的成矿专属性。如,在狮泉河断裂的航磁特征是由航磁能反应花岗岩断续分布所引起。从已有的磁铁矿的分布看,主要是沿该断裂的南北两侧分布。

此外,在冈底斯西段通过上延的方式,对提取火山岩的信息效果较好。

航磁推断岩浆岩分布,如图 4—24

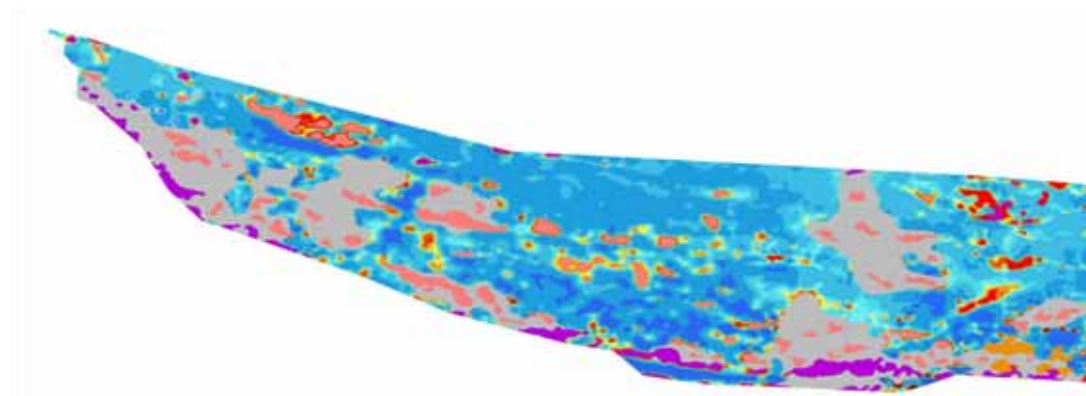


图 4-24 航磁推断冈底斯西段岩浆岩的分布

第 5 章 航磁推断冈底斯西段断裂分布

5.1 冈底斯西段断裂的总体构造背景

在班公湖—怒江洋盆萎缩、消亡、闭合的时候，特提斯洋洋盆同时也在成生、裂开、扩展，它们几乎是同步进行的，在时空转换上具耦合特征，并分别形成孤—盆—沟系统，中晚侏罗世—早白垩世，随着羌塘三江复合板片向冈—念板片（中间陆块）之下的俯冲消减，班公错—怒江缝合带闭合、消亡，雅鲁藏布江带成为冈瓦纳大陆北缘一条重要的缝合带。

中生代末期，在印度洋板块与欧亚板块的碰撞挤压的作用下，特别是印度洋板块持续向北运动，强大的水平挤压应力使得喜马拉雅、青藏高原不断地隆升。板块相对作用力使得包括青藏高原在内的中国西部广大地区形成了一个广域的近 N—S 或者 NNE—SSW 方向的挤压应力场，强烈的水平挤压应力控制了青藏高原周围海拔较低的边缘地区。大量逆冲断层和走滑断层型地震发生在喜马拉雅山前地带。同时，随着隆升中高原自重的增加导致重力不断增大，同时该区地壳底部受到的来自地幔的负浮力作用，致使垂直方向上的应力不断增强。当垂直应力强度超过水平应力时，应力场发生了逆转，由水平挤压逐渐转变为近垂直挤压及水平扩张为主的应力场。

总体上说，青藏高原的大地构造格架基本上呈“S”形。不同时期、不同性质、不同深度的断裂纵横交错，互相重叠，构成十分复杂的断裂系统。东西向或近东西向断裂一般为限定陆块边界的缝合带或大断裂，北东-北东东向断裂与北西-北西西向断裂为共扼断裂，它们为南北向挤压-走滑联合应力场和东西向挤压-走滑联合应力场的产物，并交替转换变更。

区域内地质构造复杂，一些规模大、层次深、级别高、活动时间长、期次多的区域性断裂，不仅对区内各构造单元的沉积作用、火山活动、岩浆作用、变质作用和成矿作用等不同程度地起到控制作用，而且还可对各构造单元的构造改造、变形变质和构造样式等起到主导作用，并且它们往往是不同次级构造单元和变质地质单元的界线。

5.2 断裂划分原则

对于一个完整的磁性体，当其断裂断开时，两盘不论是上、下错动还是水平错动，都会使其磁异常发生明显变化。一些比较大的断裂构造，一般常伴有岩浆活动，因而能用磁法发现它们；另一种断裂虽没有岩浆活动伴随，但当其断裂

破碎现象比较显著时，常使岩石磁性发生相应变化，也会在磁异常中有所反映，通常有以下几种情况：

不同磁场区的分界线：同磁场区的分界线往往是构造分区的界线，通常也为规模较大的断裂或断裂带(不同磁场区的分界由一较宽的带构成时)的划分标志，且不同磁场区的分界线位置作为断裂位置或断裂带的中心位置。

磁异常梯度带：磁异常梯度带可以作为断裂的识别标志，这时断裂顶线大致位于磁异常梯度带中部异常拐点处，或异常水平导数的极值处。

串珠状磁异常带：串珠状磁异常带往往反映断裂带内断续有充填物的情况。如沿断裂带的岩浆活动不均匀，因而其磁性物质的分布也不均匀，这就会引起呈串珠状的、断断续续分布的线性磁异常，因此线状的、拉长的磁异常可作为划分断裂的依据，磁异常轴线反映的断裂便是岩浆岩的通道。

线性异常带：线性异常带是指具有明显方向的异常带，它可以是正异常带、负异常带或正负交替出现的异常带。在化极磁场图上，正异常带表明断裂带内后期有磁性侵入岩，正异常带由宽度不大、走向长度大的地质体引起。

异常错动带：在磁场图上，一条或几条比较容易对比的、线性排列的磁异常带发生明显错动时，表明磁性标志层或脉岩体发生了错动，这通常是断裂作用的结果。

磁异常突变带：指异常走向的水平方向上强度的突然大幅度升高或降低，这预示磁异常反映的地质体可能被断裂断开，或者被断裂截止了

雁行状异常带：有些断裂破碎带的范围较大，构造应力比较复杂，即有垂直变位也有水平变位和扭转现象，在这种情况下会造成雁行排列的岩浆活动通道，因此，在这类构造上磁异常就表现为雁行状异常带。

放射状的异常带组：在块断活动比较复杂的地区，可见到放射状的异常带组，每一个线性异常，都标志一条断裂岩浆活动线。

为突出各个方向的断层，制作 0° 、 45° 、 90° 、 135° 方向的导数图。

5.3 冈底斯西段北西西—东西向断裂

北西西-东西向断裂是区内最主要的断裂，它具有生成早、规模大、活动时间长、磁场特征鲜明的特点，且数量较多。北西西—东西向断裂主要有雅鲁藏布江断裂、班公湖—怒江断裂、狮泉河断裂等。根据 0° 方向的导数图和化极等值线图，区域性的东西向—北西西向断裂在等值线图由明显的显示，通常表现为狭长带状延伸的高值或低值带以及等值线梯度密集带。

冈底斯西段 0° 导数图，如图5-1。

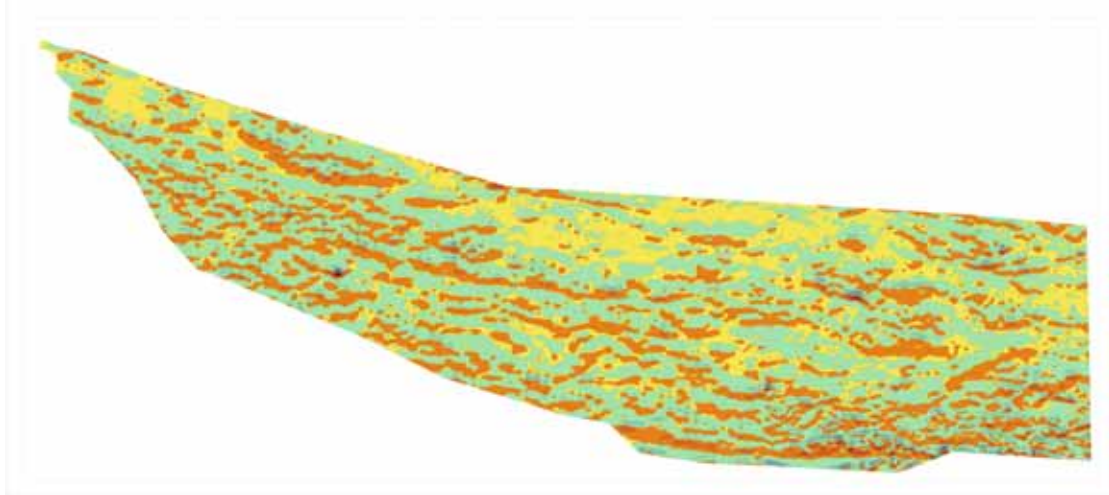


图 5-1 冈底斯西段航磁 0° 导数图

雅鲁藏布江断裂：该断裂带位于冈底斯西段最南端，西侧总体展布为北西西-东西向，由两条主要断裂构成。在航磁化极等值线图上看，断裂带展现为两条基本平行的异常带。北带紧邻狮泉河南侧的岩浆岩条带弧，连续性好，正负伴生，负异常通常出现在正异常的北面，延伸较长，长度约 1400km，为的蛇绿岩所引起。南带长度约 550km，沿已出露的蛇绿岩带分布。磁异常带经上延后，断裂带仍为一高磁异常带，断裂的延伸较深。

狮泉河-申扎断裂：该断裂位于测区南部，呈北西西-东西向延伸，横穿整个测区，长度约 1500km。地貌上处于藏北湖区的中部，断裂航磁特征明显，主要显示为东西向延伸的强磁异常，呈串珠状分布，峰值高，一般为 300 ~ 400nT，高者达 400nT 以上，主要由昂拉仁错、查木错、蔡尔错、阿果错、强果、浪木作等异常组成。磁场化极上延后仍有明显反映该断裂区域上为不同磁场的分界，它控制了上侏罗统-下白垩统地层的展布。岩浆岩大部分侵位于上古生界地层。从断裂的东西两端的燕山晚期超基性岩体以及西部大规模的燕山晚期花岗闪长岩的带状分布，说明在燕山晚期已经产生，可能是办公错—怒江缝合带同时期的产物。后期由于受冈底斯造山运动的影响，喜马拉雅岩浆活动更加强烈，造成了喜马拉雅期花岗闪长岩的侵入。

班公错-怒江断裂：该断裂位于测区中部，为羌塘-昌都地块与冈底斯-念青唐古拉地块的分界线。总体走向为北西西-东西向，呈波状延伸，班公错-怒江断裂的磁场特征表现为一条线性排列的串珠状异常，局部以正、负异常峰值伴生为特征，峰值为 100 ~ 300nT。磁异常带与地面展布的班公错-东巧深断裂带相对应，主要为蛇绿岩及中基性火山岩体的反映。冈底斯西段的办公错—怒江断裂产生的异常主要位于日土—洞错一带，呈北西西向展布。东西长约 600Km，大部分中酸性岩体产生的宽缓正异常上叠加了线性强磁异常，改则附近为平静负异常，在

平静的异常带中可见局部高磁异常。带中蛇绿岩体的磁异常反映明显，与之对应的岩体规模较小，说明深部有隐伏的蛇绿岩存在。

革吉—罗玛断裂：该断带主要分布在区域的左侧，主断层发育于本带西段昂垅复式背斜与阿翁错复式向斜间，作北北西至北西西向波状延伸 35km，南东限制于吓拉错断裂带以北，北西与狮泉河断裂汇入。断层南西盘为沙木罗组变质沙、板岩，地层走向北西、倾向北东、倾角 75°，接近断层产状较乱；北东盘为去申拉组变质砂、板岩夹灰质砾岩及生物屑灰岩，地层走向北西、倾向北东、倾角 51°~60°。断面倾向南西，倾角 70°，为脆性逆冲断层。在主断层南东段，北东盘去申拉组中尚发育两条与主断层平行展布的小断层，延长一般小于 5km，推测其性质亦应属扭压性，断面倾向南西，它们在剖面上与主断层组成入字形分支。化极等值线图上没有十分明显的显示，在 0°—一阶导数图上，断裂以串珠状为特征，异常主要是由于中酸性侵入岩所引起，分布在相对平静的区域场内。

措勤南断裂：敌布错断裂带东起下弄勒，经措勤区（北）、敌布错（北）、乌日阿多、曲依错向北西延伸出图，区内出露长度大于 80km，出露宽度大于 1km，总体走向为 290°—300°，西段倾向北东，倾角 53°—75°；东段倾角 SW，倾角 60°左右。该断裂带的北北东侧为措勤复合弧后盆地构造单元，南南西侧为江让断隆构造单元。是两个二级构造单元的边界断层。断裂在化极等值线图上由于异常的叠加显得比较凌乱，在 0°导数图上有较好的显示，以串珠状为特征。

5.4 冈底斯西段北西向断裂

北西向断裂数量也较多，其规模仅次于北西西-东西向断裂。是受南北向或东西向构造应力作用形成的，与北东向断裂组成共扼剪切断裂。

格仁错断裂：走向北西，斜穿冈底斯-念青唐古拉地块，延伸约 320km。航磁特征为负磁场背景中断续出现低缓的磁力高异常，呈线性斜列，断裂两端为泥盆系、石炭系和三叠系地层出露的隆起区段，中部为格仁错坳陷区段，是测区内规模较大的北西向断裂。如图 5-2。

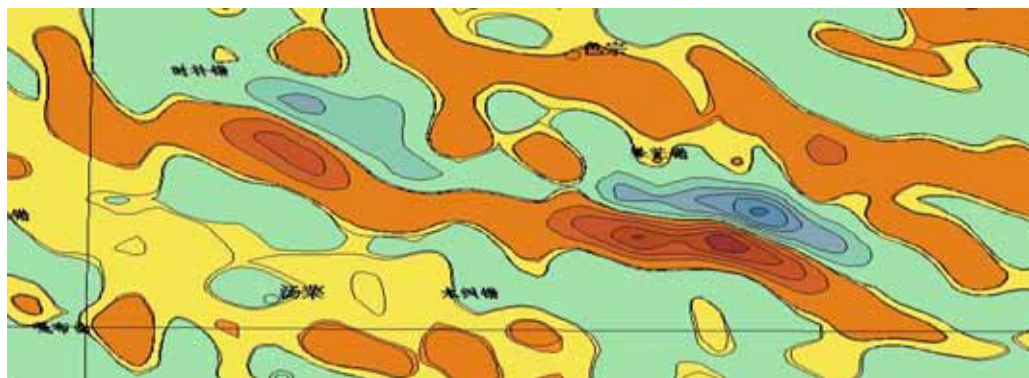


图 5-2 格仁错断裂 45°导数图

5.5 冈底斯西段北东向断裂

当雄-谢通门断裂：沿北东向延伸，从谢通门开始，向北经南木林、当雄、桑雄，直到那曲以南，长度约 400km。在航磁图上断裂显示为串珠状异常，且为不同磁异常的错动线。串珠状磁异常的幅值不高，一般为 50 ~ 100nT，应是由沿断裂分布的安山岩和花岗岩引起的。从断裂两侧的磁异常错位来看，断裂应具有右旋滑移的特点，至今仍在活动，控制了温泉的分布和浅震活动的发育。

扎普-土则岗断裂：沿北东向延伸，由南向北经展则、鲁玛江冬错、美错、拜惹布错，长度约 300km。断裂显示为磁异常分区界线，西北侧为平静正磁异常区，磁场强度为 20 ~ 50nT；东北侧为弱磁背景场上叠加串珠状、块状强磁异常。该断裂错开了东西向断裂，形成时代应相对较新。

董木惹-那木丁断裂：夹于狮泉河-申扎和雅鲁藏布江断裂之间，呈北东向延伸，长度约 240km。由北向南经多瓦、措麦、查孜，为不同方向磁异常错动界线，表明沿断裂两侧地质体发生了水平位移。如图 5-3。

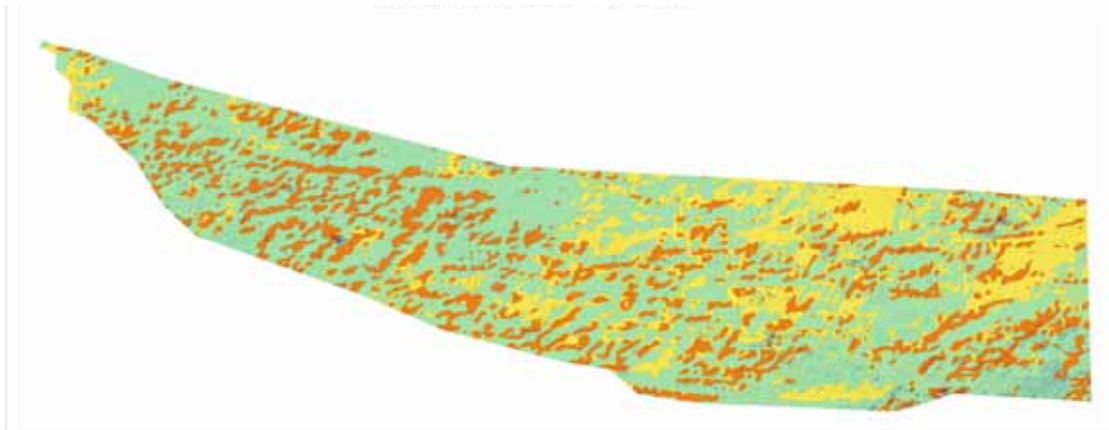


图 5-3 冈底斯西段航磁 135°导数图

5.6 冈底斯西段南北向断裂

区域性的南北向断层在冈底斯西段出露不多，主要是羌塘地块的南北向延入本区的部分。东面主要是双湖西断裂；西面为丁固断裂。

双湖西断裂：位于测区的东部，呈南北向延伸，长度约 350km。北起令戈错，向南经阿木错、的王雄至杜江。在航磁图上断裂显示为串珠状异常及不同方向磁异常交汇带，其本身磁异常较弱，说明沿断裂岩浆活动较少。

丁固断裂：该断裂呈南北向延伸，位于东经 85°左右，长度约 360km，为航磁工作首次划出。在航磁图上断裂显示为串珠状异常，其两侧磁场区并无太大差

董木热—那木丁断裂 :剖面段选在垂直于断层走向的北西方向上。选择地段仍为相对平静的区域场。如图 5-8 , 图 5-9。

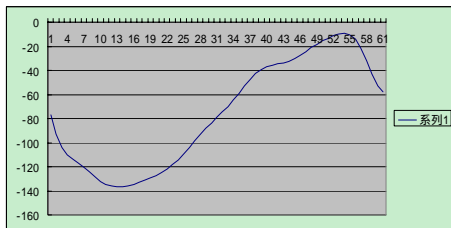


图 5-8 董木惹—那木丁剖面图

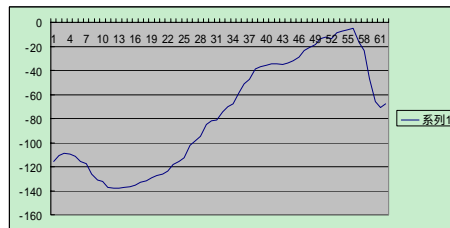


图 5-9 董木惹—那木丁高频滤波剖面图

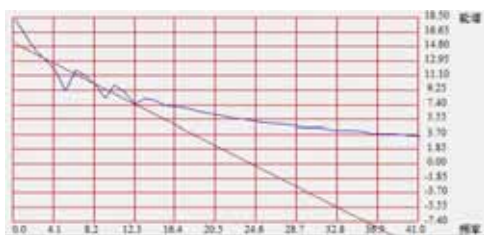


图 5-10 董木惹—那木丁剖面深度估算图

由剖面可见，磁性体具有台阶的特征。且断面向南东方向倾斜。根据对数功率谱，图 5—7,采用低频 1，高频 12 的频段进行拟合，计算其深度为 14.6Km，属于中壳源断层。

狮泉河断裂 :剖面段大致选在这条区域性大断裂的中段。由于断层走向为东西向，剖面方向为南北向。如图 5-9 , 图 5-10。

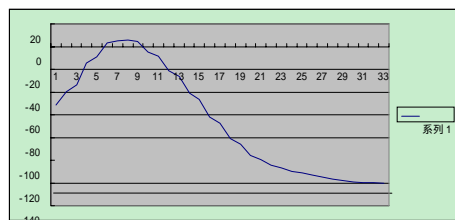


图 5-11 狮泉河断裂剖面图

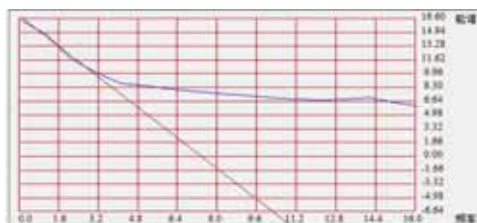


图 5-12 狮泉河断裂剖面深度估算图

断层面略微向北倾，但剖面近于对称，可近于直立。反演出的深度远大于董木热断裂和当雄断裂，深度在 20Km 以上，为超壳断裂。

5.8 对航磁推断断裂的认识

在分析区域应力场的效果后，对航磁做相应方向的方向导数，有利于断层信息的提取。

对于正断层、逆断层以台阶模型来反演，有利于迅速地了解断面倾斜方向和断层延伸的深度。如狮泉河断裂以为正异常中心地对称分布，断面接近直立，向下延伸较深。

在冈底斯西段，东西向断裂延伸比其他方向的都要深，反应了区域构造主应力的方向。

第 6 章 航磁在金属矿产的应用

6.1 磁异常定性解释方法

磁异常定性解释的目的是确定磁异常的成因，常用方法主要有：地检查证、成矿地质环境分析、磁性分析、异常特征分析、航磁异常地形分析、综合物探方法分析。

地检查证：对航磁异常来说，地检查证结果是判断航磁异常成因的直接证据，充分收集以往地面查证结果，并因此作为航磁异常解释、定性的依据。

成矿地质环境分析：从已知矿区航磁异常图与地质矿产图的对比研究开始。首先建立地质—地球物理模型，弄清楚本区可能的磁性矿床类型；弄清楚本区每一类型磁性矿床的控矿围岩的种类、时代、岩性等，控矿构造的种类、方向等。在此基础上，对航磁异常所在地区的地质、构造与地质—地球物理模型进行类比。当地表被覆盖或研究深部矿体的磁异常时，根据区域地质、区域航磁异常和其他物探（特别是区域重力）异常进行研究。如，第三纪及白垩世红砂岩中出现磁性矿床的可能性不大，但第三纪地层中常有玄武岩等火山岩分布。玄武岩一般有较强磁性，而红砂岩一般没有磁性。在这个基础上的航磁测量，会出现一些形态规则、强度较大、梯度较陡的磁异常。这种异常往往被误认为由磁性矿床引起。具体在研究方法上，就是将航磁异常图与地质矿产图进行对比分析，对比中既要用航磁异常等值线图，也要用航磁异常剖面图。一般来说，平面等值线图适宜于研究异常的宏观特征，根据平面等值线图可以很容易地看出地质体的走向、分布范围等，给人一个平面的印象。对于异常的细节，剖面图具有独到之处，特别是对于复杂的异常，平面等值线图往往无法清楚的反映异常的细节，只有剖面图才能将其展示出来。平面剖面图的另一个有点是：当磁异常沿走向不稳定时，可根据相邻剖面上的异常特点进行追踪，而不仅仅考虑极大值点。这样的对比，能发现并找出磁异常与地质环境之间的关系。

磁性分析：在推断引起磁异常的地质原因时，虽然有时仅凭航磁异常的平面特征与地质体的平面相吻合就可以办到。但是，在大多数情况下，仅凭航磁异常的平面特征是无法推断引起磁异常的地质原因的。因此必须研究岩石和矿石的磁性，这样才能找出磁异常特点与地质特点之间的内在联系。系统地研究岩石和矿石的物性特征，是区分矿与非矿磁异常的一项重要步骤。

异常特征分析：在很多情况下，对区分矿致矿与非矿致磁异常也有帮助。如，剩磁出现的位置，异常的形态等。

航磁异常地形分析：如果某些异常与地形有较好的对应关系，则通过地形相关分析来判断异常的原因。

但是，在解释过程中也要注意若干多解性的问题。

仅凭磁异常规模，不足以判断异常的成因，规模巨大的磁异常，不一定是岩体引起的；同样，规模较小的强磁异常，也不一定是矿体引起的。

仅凭磁异常的强弱，不足以判断异常是否为矿致异常，异常的强弱取决于多种因素，不只是与磁性体的磁性强弱有关，还与磁性体规模和埋深也有关。因此，不能简单地将强磁异常判定为矿致异常，也不可忽略低缓异常的找矿价值。

对于形态不规则的磁异常，不要简单推断由火山岩引起通常，矿致磁异常的形状应该是规则的。可是，当矿体埋藏浅、上顶宽（相对于测点距）且起伏变化、磁性不均匀时，其产生的磁异常的形状也不规则，产生类似与一般火山岩引起的异常。

6.2 磁性矿产分类

自然界中，磁性矿物只有磁铁矿、磁黄铁矿、磁赤铁矿等少数几种。磁性矿产，狭义上是指由磁性矿物组成的矿体所构成的矿产，广义上是指与围岩有明显磁性差异的矿体所构成的矿产。

广义上的磁性矿产（简称磁性矿产，下同）包括由磁性矿物组成的矿体所构成的矿产和与铁磁性矿物伴生的有色、贵、多金属和非金属等矿物组成的矿体所构成的矿产，具体可分为四类：

1. 第一类磁性矿产，专指磁铁矿，即主要有用矿物为磁铁矿构成的矿产。
2. 第二类磁性矿产，指与磁铁矿伴生的非磁性矿产（如含铜磁铁矿、含锡磁铁矿等多金属矿产），即是指磁铁矿体（床）中伴生的、次要有用矿物构成的矿产，简称磁铁矿伴生矿产。
3. 第三类磁性矿产，包括磁性地质体中非磁性有用矿物构成的矿产（如超基性岩型铜镍硫化物矿）和非磁性有用矿物构成的矿体中伴生磁铁矿的矿产（如磁黄铁矿、磁赤铁矿等），简称伴生磁性矿产。
4. 第四类磁性矿产，指非磁性有用矿物构成的矿体的近矿围岩中存在铁磁性矿物时的矿产，简称与磁性相关矿产。

6.3 各类矿产的地球物理特征

6.3.1 与蛇绿岩型超基性岩有关的铬铁矿特征

该类矿产受缝合带控制明显，主要分布在：雅鲁藏布江岩带；班公错-怒江岩带；以罗布莎阿尔卑斯型豆荚状铬铁矿床为典型，其特征如下。

6.3.1.1 地质特征

豆荚状铬铁矿床及其赋存的岩体（地幔橄榄岩）早在其侵位之前已形成于上地幔。受雅鲁藏布江和其它缝合带的控制，分布于构造侵位的蛇绿岩套底部的地幔橄榄岩中，常成带成群集中分布。

矿体形成与地幔橄榄岩的熔融程度密切相关，一般产于高度熔融残余的以纯橄岩体增多为标志的纯橄岩-低辉斜辉辉橄岩杂岩带中，形成“三位一体”的外观特征，铬铁矿体的直接围岩可为纯橄岩或斜辉辉橄岩，但多数都有一层纯橄岩薄壳包在矿体四周。

铬矿常成带成群分段集中分布，在较完整的蛇绿岩剖面中均有相似的产出层位。总是出现在地幔橄榄岩剖面的上部，一般产于堆晶杂岩（包括过渡类型的纯橄岩相带）之下数百米至1~2 km处，或在上部纯橄岩岩相带底界面之下0.04~0.5 km范围内的地幔橄榄岩中，即多赋存在斜辉辉橄岩相或该岩与纯橄岩岩相接触带附近的纯橄岩分离体中。也有产在方辉辉橄岩与纯橄岩岩相接触部位，或纯橄岩相中。

矿体所在的地幔橄榄岩上部发育韧性-脆性剪切带，矿体群与岩体具有同型褶皱关系。

矿石矿物除铬铁矿外，都伴生铂族元素。

6.3.1.2 地球物理标志

超镁铁岩体的岩石具有较强的磁性，在航磁图上反映为板块缝合带（蛇绿岩带）的磁异常带，位于两大磁场区的分界部位，一般以规模宏大的线性升高航磁异常带出现。

以超基性岩体为主体产生的单个异常沿走向可长达百余公里，一般以正异常为主，负异常伴生在北侧，形态规则。

在化极和上延磁场图上也有较清晰的线性异常显示。

铬矿密度大于超基性岩，二者密度差可达 $(0.70 \sim 1.60) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。在地面物探结果中，铬铁矿体上方显示局部重力高异常。铬矿和超基性岩均具有中强磁性，但前者（铬矿）磁性相对弱于超基性岩。在地面磁测时，铬铁矿显示相对低的磁异常或呈锯齿状跳跃，但当质量集中、埋藏较浅时，铬矿体往往对应有不同规模和强度的重磁异常，即岩体内低磁、高重力异常。

6.3.2 与海相火山喷发有关的火山岩型块状硫化物型铜(多金属)矿床特征

此类矿产与海相火山喷发有关或与海洋喷流作用有关。

6.3.2.1 地质特征

区域构造位置。矿床或矿带多形成于大陆边缘(岛弧和弧后盆地)或古陆边部裂谷带火山活动程度不一的海相火山岩系内。

控矿构造。区域性深大断裂控制了火山岩的展布,

含矿层位及其岩石组合。含矿地层为细碧角斑岩系,以细碧岩(玄武岩)为主、次为安山岩(角斑岩)及火山岩碎屑岩,并夹碳酸盐岩和含铁硅质岩透镜体;

矿化产出层位。矿床多产于火山岩系具沉积夹层部位和(或)不同岩相、不同岩性变化部位,即成矿作用多发生在火山活动末期、火山活动间歇期以及火山活动性质改变的时期。

围岩蚀变。常见的蚀变有绢云母化、硅化、绿泥石化、黄铁矿化和青磐石化等。对于以酸性岩为主的块状硫化物矿床,蚀变主要是绿泥石化、绢云母化和硅化,并在矿体下盘与黄铁矿化一起组成蚀变带;对于以中基性火山岩为容矿岩石的矿床,其蚀变作用主要是青磐岩化(绿泥石、绿帘石、方解石),并在其下部构成青磐岩化带。

6.3.2.2 地球物理特征

航磁图上,矿体通常位于磁场分界处。

区域异常带反映了与成矿有关的石炭纪基性和酸性海相细碧角斑岩系分布范围,异常剖面呈跳跃状。

6.3.3 与中酸性侵入岩有关的斑岩型、夕卡岩型、热液型铁、铜、金多金属矿床特征

区内这种类型的矿产主要分布于冈底斯成矿带及其以北的部分地区(属唐古拉-“三江”成矿带的西部)

6.3.3.1 地质特征

区域构造标志。区域构造控制着矿带的展布,是岩浆侵入的通道,也是含矿岩浆热流体侵入的通道,一般产在缝合带上盘的岛弧型钙碱性岩浆带上,与缝合带平行分布。

次级构造标志。小的次级交叉断裂控制了岩体的具体产出部位,也是含矿岩浆热流体与成矿物质沉淀、堆积的场所。

岩浆岩特征。燕山晚期-喜马拉雅期中酸性侵入岩对成矿较为有利，其中以斑岩体较好，岩体规模不大，以岩株、岩枝或岩瘤为最好。斑岩型、夕卡岩型、热液型矿床往往三位一体，由内向外有规律的分带出现。

岩性特征。以碳酸盐质和凝灰质岩石较为有利。

围岩蚀变。主要的蚀变类型有钾化、硅化、绢云母化、粘土化、青磐石化、电气石化、角岩化、夕卡岩化、碳酸岩化等，蚀变范围远远大于斑岩体的范围，一般在岩体范围的 10 倍以上，蚀变强度越大、分带性越明显、蚀变类型多并互相迭加时，特别是钾、硅化发育时，越有利于成矿。

表生作用发育，“铁帽”是直接找矿标志。

6.3.3.2 地球物理特征

反映区域构造的航磁异常带，反映次级构造的航磁异常。

有反映中酸性侵入岩的航磁异常存在，异常应显示出一定的规律性，但其范围不应过大。

较大范围的航磁异常边部迭加的次一级异常可能反映了蚀变带，应引起重视。

地面磁测，在夕卡岩带有较强的磁异常显示，地面电磁测量，斑岩型铜钼矿体上显示较高的极化率和较低的电阻率。

6.4 航磁推断磁性矿产分布

对航磁矿致异常按如下标准分类：

1. 甲类异常：为矿致异常，可分三个亚类。Φ

甲 1 类异常：已知矿引起、推断还有找矿潜力的异常。

甲 2 类异常：已知矿引起、推断进一步找矿潜力不大的异常。Φ

2. 乙类异常：推断具有找矿意义的异常。分三个亚类：Φ

乙 1 类异常：推断矿体引起的异常。

乙 2 类异常：推断含矿地质体或地质构造引起的异常。Φ

乙 3 类异常：推断具有找矿意义的地质体或构造引起的异常。Φ

3. 丙类异常：性质不明异常。按目前工作程度和认识水平，无法判明其找矿意义的地质体或地质构造等引起的异常。Φ

4. 丁类异常：按目前工作程度和认识水平，认为不具备找矿意义的岩性引起的异常。

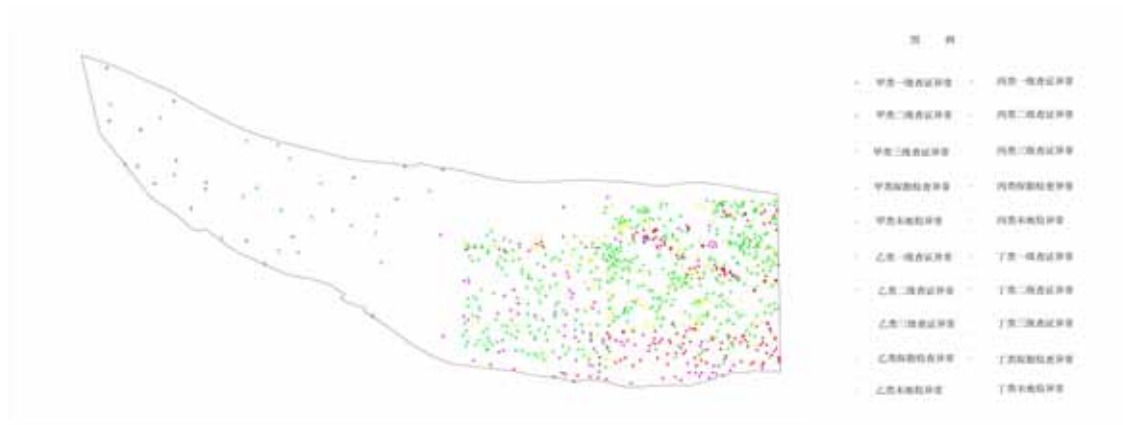


图 6-1 冈底斯西段航磁推断磁性矿产分布图

6.5 对成矿规律的一些认识

规模巨大的西藏冈底斯复合岩浆岩带近几年已被公认是我国又一个重要成矿带,拥有铜、铅、锌、金、铜、铬和铁等优势矿种。隶属于特提斯成矿域,包括,班公湖—怒江,雅鲁藏布江 Cr 成矿系列、狮泉河—申扎 W、Mo(Cu、Fe)成矿系列、拉萨地块 Cu、Au、Mo、Fe、Sb、Pb、Zn 成矿系列。

6.5.1 铬铁矿

冈底斯西段超基性岩体比较多,主要沿班公错—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带分布,出露面积 5000 余平方千米,占全国超基性岩出露总面积的 70% 多。铬铁矿主要沿缝合带分布,根据超基性岩体和铬铁矿分布特点,可划分出藏南的森格藏布—雅鲁藏布江成矿带和藏北的班公错—怒江成矿带,中部由若干小的基性—超基性侵入体,推测由于岩体规模较小,在航磁图上没有反应。其中,藏南雅鲁藏布江的铬铁矿带是主要的成矿带,在数量和矿床规模上都远远大于班公错—怒江成矿带,如图 6-2。

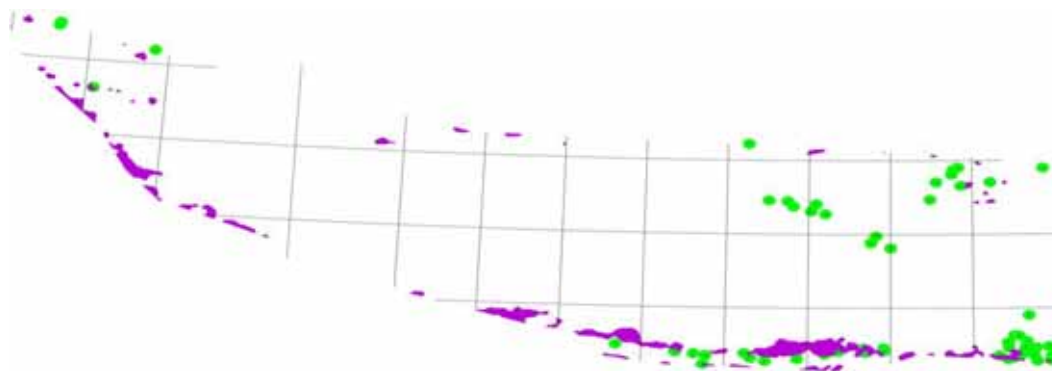


图 6-2 冈底斯西段航磁推断超基性—基性岩浆岩与铬铁矿矿产分布图

由图所示,冈底斯西段的铬铁矿大部分沿缝合带分布。即,分布产出与板块构造的结合带或洋盆闭合带有关,与结合带或洋盆闭合带中的洋壳残余(蛇绿岩)有关。从成因类型上说,属于阿尔卑斯山豆荚状铬铁矿。这种类型的铬铁矿床矿体形态通常极不规则,呈透镜状、板状、短脉状等,侧向延伸有限,出现独特的豆(瘤)状构造矿石。铬铁矿矿体成群出现、成带分布、分布不均匀但分段集中,绝大部分矿体分布在冈底斯西段的东侧的两个缝合带上,西侧只有零星矿体分布在日入附近。矿体的规模一般较小。也不排除,西侧高原地区勘查工作投入少的缘故。从蛇绿岩套的角度看,西侧蛇绿岩套规模也较大,具有较好的找矿前景。

6.5.2 铜矿床

铜矿是冈底斯西段多金属成矿带内最重要的矿种,目前已控制铜矿资源量接近 1500 万吨,该成矿带有望成为中国最重要的铜矿生产和资源储备基地。从矿床类型来看,斑岩型铜矿是该地区最重要的矿床类型,其铜资源量约占已控制资源总量的 90%。单矿床规模居亚洲第一的驱龙铜矿,驱龙—甲玛矿集区铜资源储量有望超过 1000 万吨。如图 6-3。

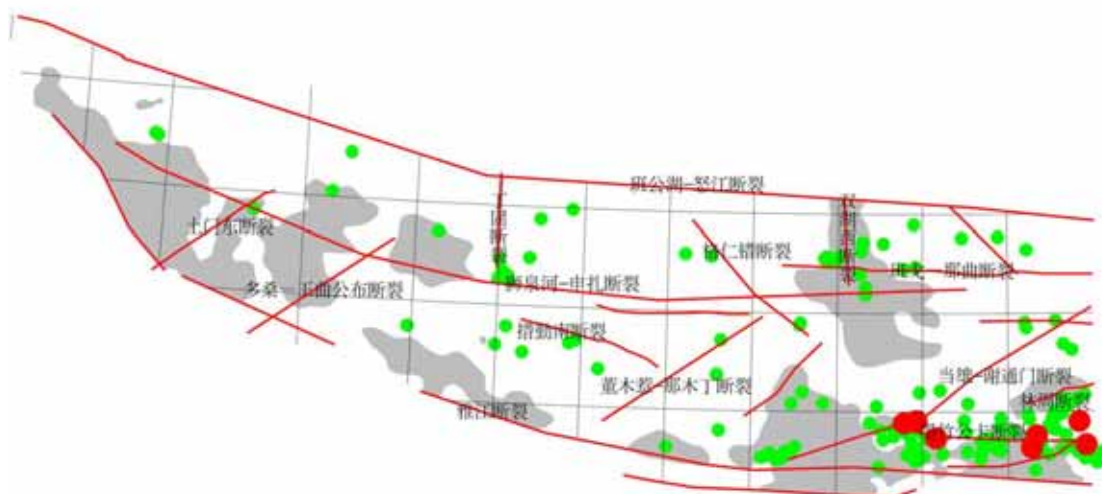


图6-3 冈底斯西段航磁推断火山岩、断层与铜矿矿产分布图

由图所示,冈底斯西段由于在中生代长期处于活动大陆边缘,广泛发育火山岩地层,使得与次火山岩有关的铜矿床、铜矿化点的广泛分布。铜矿床聚集的地方往往产在断裂交汇处,尤其是区域性东西向的断裂和南北向断裂的交汇处。东南驱龙—甲玛斑岩型铜矿矿集区,矿床规模大,受当雄—谢通门断裂,磨竹工卡断裂控制,并与火山岩地层有空间上的联系。

不同地质演化阶段所形成的构造背景在区域带内先后出现。多期次构造活动形成的方向各异、性质不同的断裂构造,为成岩成矿提供了有利的通道和空间。

磁铁矿的分布明显受狮泉河东向断裂的控制,大部分矿床多分布在东西向断裂的两侧,受狮泉河断裂附近的侵入体控制,在有区域性断裂与狮泉河断裂交汇的地方,往往是铁矿床聚集的产地。

空间上,铅锌矿往往与航磁能识别的中酸性侵入岩没有直接的关系;而大部分铁矿床分布与航磁推断的推断岩浆岩分布一致,可以进行一些成矿专属性的研究。

结论与讨论

通过对原始数据的基本位场处理,获得了1:100万的化极等值线图、向上延拓等值线图,为地质构造和矿产资源的研究提供了基础资料图件。

通过对原始数据的磁性单一界面的处理,获得了磁性体深度资料,为划分各种次级单位提供了依据。

通过对原始数据的进行各个方向导数的位场处理,为划分各个方向的断层提供了依据。

通过对各个异常的分析,获得了岩浆岩分布图和磁性矿产分布图。

对雅鲁藏布江认识:航磁反映在测区南部沿雅鲁藏布江一带,航磁反映出现有醒目的强度较大线性延伸正磁异常带。它总体呈北西西走向,由南北两条磁异常带组成,为研究缝合带提供了依据。这是在缝合带上唯一直接实测到的地球物理资料,为我们提供了陆陆碰撞所造成的磁异常典型模式。关于雅鲁藏布江缝合带,根据航磁特征提出了北带是最主要的隐伏基性、超基性岩带,而出露的南带只是规模较小的超基性岩带,这对进一步认识缝合带的性质和寻找铬铁矿提供了新的依据。根据航磁资料对已知缝合带提出了一些新的认识。如雅鲁藏布江缝合带,认为在特提斯洋消减过程中,存在有两次俯冲或两次裂开成洋、两次闭合的可能,而隐伏蛇绿岩带所代表的较早裂开成洋时期是规模最大的一次。

根据航磁特征对青藏高原中西部地区断裂格架进行了系统划分,共划分出NWW-EW、NE、NW、SN等5组断裂。

对航磁异常的解释结果,共圈定各类侵入岩体,说明航磁在发现和圈定侵入岩方面具有独特作用。通过对岩浆岩活动规律的探讨,对区内岩浆岩活动特点有了进一步认识,认为岩浆活动与构造依存关系密切,严格受到板块运动控制,缝合带或巨大断裂带一般都是岩浆活动通道,控制着岩带的形成和展布,次级断裂则是良好的容岩空间,影响着岩体的空间分布。除了蛇绿岩型基性超基性岩沿缝合带形成规模巨大的3条岩带展布外,中酸性侵入岩、特别自华力西期以来形成的岩带往往也与缝合带或巨大断裂带平行分布。同时,由于欧亚板块由北向南增生的演化进程,岩浆岩也表现了由老而新的侵入顺序。

根据局部异常选编原则,以航磁资料为基础参考其它资料,经多次筛选确定了全区航磁异常,编制了航磁局部异常登记表,并对可能的矿致异常进行编图,对研究区域构造、地质找矿有参考价值。

致 谢

本文是李才明教授的悉心指导和亲切关心下完成的,李老师严谨治学的作风、敏锐的洞察力和丰富的专业知识让我受益终生。

另外,在资料收集的过程中,范小平主任给予了很多的帮助;在成文过程中李克强、李慧、赵敏给予了大量的帮助。

谨此,向以上各位致以崇高的敬意和衷心的感谢!

参考文献

- [1] 熊胜青,周伏洪、姚正熙、薛典军,段树岭,等. 青藏高原中西部航磁调查[M]. 北京: 地质出版社, 2001.
- [2] 梁华英, 喻亨祥, 莫济海, 曾提, 胡光黔. 西藏冈底斯矿带成矿作用及远景分析[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008.
- [3] 刘天佑. 应用地球物理数据处理[M]. 北京: 中国地质出版社, 2004.
- [4] 金性春. 板块构造学基础[M]. 上海: 上海科技出版社, 1984.
- [5] 尹集祥. 青藏高原及邻区冈瓦纳相地层地质学[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [6] 西藏自治区地质矿产局地质科学研究所. 西藏板块构造-建造图说明书[M]. 北京: 地质出版社, 1987.
- [7] 杨森楠, 杨巍然. 中国区域大地构造学[M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- [8] 王懋基, 等. 航空物探解释方法及应用[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [9] 中国国土资源航空物探航遥中心. 西藏一江两河北部地区固体矿产航空物探勘查成果报告[G], 2003.
- [10] 中国国土资源航空物探航遥中心. 西藏一江两河西部地区固体矿产航空物探勘查成果报告[G], 2003.
- [11] 中国国土资源航空物探航遥中心. 西藏一江两河中部地区固体矿产航空物探勘查成果报告[G], 2003.
- [12] 谭承泽, 郭绍雍. 磁法勘探教程. 北京: 地质出版社, 1983.
- [13] 罗孝宽, 郭绍雍. 应用地球物理教程. 北京: 地质出版社, 1991.
- [14] 中国地质调查局发展研究中心. 重磁电数据处理软件使用手册[M]. 2009.
- [15] 中国地质调查局. 冈底斯构造带区域地质调查成果与进展[J]. 岩石学报, 2004, 23.
- [16] 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 李光明, 赵志丹, 耿全如. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. 岩石学报, 2006, 22 (3).
- [17] 王德发, 周坚鑫, 刘振军, 刘英才, 范子梁, 薛典军. 西藏一江两河地区高精度航磁勘查效果[J]. 地质通报, 2003 (12).
- [18] 季绍新, 余根峰, 邢文臣. 试论青藏高原岩浆活动史及其与板块构造的关系[J]. 火山地质与矿产, 2001(22).
- [19] 王成善, 等. 西藏日喀则弧前盆地与雅鲁藏布江缝合带[M]. 地质出版社, 2002.
- [20] 许德树, 曾华霖. 优选延拓技术及其在中国布格重力异常图处理上的应用[J]. 现代地质, 2000, 6.
- [21] 范正国、黄旭钊、熊盛青 编著. 磁测资料应用技术要求[C]. 北京: 中国国土资源航空物探航遥中心, 2007.
- [22] 李光明, 冯孝良, 黄志英, 高大发. 西藏冈底斯构造带中段多岛弧—盆系及其演化[J]. 沉积与特提斯地质, 2000 (20).

- [23] 李汉光, 葛良胜, 邹依林, 邢俊兵, 武玉海. 西藏冈底斯地块中新生代中酸性侵入岩特征与构造环境[J]. 矿产与地质, 2005, 4.
- [24] 卢书炜, 张良, 任建德, 张彦启, 白国典. 青藏高原冈底斯岩浆弧的分带性及其地质意义[J]. 地质通报, 2004, 10.
- [25] 地质部航空物探大队综合研究高原组. 西藏中部地区航空磁测研究报告[G], 1980.
- [26] 地质矿产部航空物探总队. 川西藏东地区航磁概查报告[G], 1985.
- [27] 程方道, 黄国祥. 重磁位场波谱理论及其应用[M]. 长沙: 中南工业大学.
- [28] 姚培慧. 中国铬矿床[M]. 工业出版社, 1996.
- [29] 崔军文、朱红、武长得, 等. 青藏高原岩石圈变形及其动力学. 地质专报, 构造地质、地质力学, 第 17 号. 地质出版社, 1992.
- [30] 王成善, 夏代祥. 雅鲁藏布江缝合带—喜马拉雅地质[M]. 地质出版社, 1999.
- [33] 刘国慧, 等. 喜马拉雅岩石、西藏变质岩及火山岩[J]. 地质专报, 地质出版社, 1990.
- [34] 刘振声、王浩民. 青藏高原南部花岗岩地质[M]. 四川科学技术出版社, 1994.
- [35] 中国地质调查局. 中华人民共和国 1/25 万邦多区幅区域地质调查报告邦多区幅[G], 2002.
- [36] 中国地质调查局. 中华人民共和国 1/25 万邦多区幅区域地质调查报告措勤区幅[G], 2002.
- [37] 王方国, 杨君雅, 陈莉. 青藏高原的蛇绿岩与铬铁矿[J]. 地质通报, 2009.
- [38] 郭建慈, 魏保军, 米玛次仁. 西藏铬铁矿资源现状与对策[J]. 地质通报, 2002.
- [39] 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 刘波, 张立生, 王龙生. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. 地质评论, 2006.
- [40] Argand, E..1924.La tectonique de l'Asie C. R. B., cong. Geol. Int
- [41] Bradley R. Hacker, Edwin Gnos, et al..2000.Hot and Dry Deep Crustal Xenoliths from Tibet.Science, vol 287, p.2463-2466
- [42] Da Zhou, Stephan A. Graham. 1996. Extrusion of the Altyn Tagh wedge: A Kinematic model for the Altyn Tagh fault and palinspastic reconstruction of northern China. Geology, V.24, No.5, p.427-430
- [43] Hirn, A., Nercessian, A. et al. .1984. Lhasa block and bordering Sutures—A continuation of a 500km Moho traversethrough Tibet. Nature, V.307, No.5946, p.25-27