分类号：_____ 密级：_____

编号：2007058

桂林理工大学

硕士研究生学位论文

地球化学找矿方法在陕西山阳马鹿坪地区隐伏金矿预测中的应用

专　　业：矿产普查与勘探

研究方向：成矿规律与成矿预测

研 究 生：董红伟

指导教师：胡云沪 副教授

论文起止日期：2007年9月至2010年4月

Y1717688

Geochemical exploration methods in the hidden mineral prediction in Maluping of Shanxi province

Major: Mineral survey and exploration

Direction of Study: Metallogenetic Regularities and Prediction

Graduate Student: Hongwei Dong

Supervisor: Prof. Yuhu Hu

College of Earth Science

Guilin University of Technology

September,2007 to April,2010

研究生学位论文独创性声明和版权使用授权书

独 创 性 声 明

本人声明：所呈交的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，论文中不包含他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对论文的完成提供过帮助的有关人员已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者（签字）：董红伟

签字日期：2010.6.6.

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解(学校)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印刷本和电子版本，允许论文被查阅和借阅。本人授权(学校)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。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。(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：董红伟　　导师签字：胡云卿

签字日期：2010年 6月 11日　　签字日期：2010年6 月 10日

摘 要

陕西山阳县马鹿坪地区处于我国著名的秦岭成矿区，隶属于柞山多（贵）金属矿田，是我国重要的多贵金属矿产区。本区地表植被及浮土覆盖广泛，岩石露头较少、水系不发育，造成单单依靠传统的化探方法难以达到地质普查找矿的目的。

本文以陕西山阳县马鹿坪金矿普查区为研究区，在土壤地球化学测量、土壤离子电导率测量和土壤热释汞测量的条件研究和在已知矿区各种方法可行性研究的基础上，依据勘查区的地质、地球化学景观条件，结合地质调查，着重对马鹿坪勘查区进行这几种方法的找矿研究。通过它们的应用效果对比，总结出了一套快速简捷、行之有效的适合于在隐伏区金多金属矿的找矿方法，并结合各种异常的套合情况，最后确定出具有找矿潜力的靶区3处，获得了以下主要成果与认识：

1、本区位于我国著名的秦岭成矿区，在勘查区周边有数个与变质热液活动有关的金矿存在，这些金矿都是产在泥盆系的浅变质碎屑岩中，主要以含矿石英脉形式产在韧性剪切带及破碎蚀变带中，该区的成矿背景与之类似，因此该区具有良好的成矿背景。

2、通过对勘查区进行的地质调查工作，发现该区存在花岗斑岩脉、闪长玢岩脉和煌斑岩脉，断裂构造发育，说明该区深部存在隐伏岩体，曾经有过岩浆活动，会有比较强烈的热液活动。

3、在勘查区进行的土壤离子电导率和土壤热释汞测量表明，土壤热释汞测量可以指示隐伏矿体和断裂构造的存在与否；土壤离子电导率测量可以指示隐伏矿体，同时对断裂构造的存在与否也具有一定的指示作用。

4、利用土壤地球化学、土壤离子电导率和土壤热释汞测量在勘查区可得到不同程度的异常，各种异常之间的套合性都非常好，一般都沿断裂带分布。最后根据各种方法所圈定异常的套合和本区构造的分布情况，提出了3个值得进一步工作的靶区，并提出了最佳找矿地段。

5、根据综合化探方法所得异常的规模、强度和套合情况，提出了在残积层覆盖区进行快速矿产普查的途径，即利用土壤地球化学测量圈定异常，并分析强化异常或确定矿种，利用土壤热释汞测量寻找构造断裂或隐伏矿体，利用土壤离子电导率、土壤热释汞和土壤电导率测量寻找隐伏矿体。

6、通过对东沟1号和庙沟2号找矿靶区进行的资源量估算工作，得出两个靶区基岩面下延100m深度范围内Au资源量估测资源量为0.578906（t），推测靶区基岩面下延100m深度范围内存在小型原生金矿。

7、通过土壤地球化学找矿在马鹿坪勘查区的运用表明，尽管土壤地球化学找

矿是一种老的化探勘查方法，但是它在残积层覆盖区仍然是化探方法中最为成熟、最为有效的地球化学方法。

关键词： 隐伏区 离子电导率 热释汞 地球化学测量 陕西

Abstract

Maluping of Shanxi province is located in Qinling-known metallogenic province, belonging to zhashan Polymetallic ore field, which is an important polymetallic and noblemetallic ore field in China. Because this area covers a wide range of surface vegetation, the rock is less exposed, water system is poorly developed and the covered layer is thick, resulting in only rely on traditional geochemical prospecting methods are difficult to achieve the purpose of geological survey.

This paper, selected a gold mineral prospecting area in the covered area of Maluping of Shanxi province as the research area, carried out the methods of the soil geochemical survey, the soil electrical conductivity survey, and the soil heat-released mercury survey in research area, according to the regional geological information, geochemical landscape conditions, combined with geological survey, on the basis of condition research for the soil geochemical survey, the soil electrical conductivity survey, the soil heat-released mercury survey and the feasibility of above methods in a known mine area, and finally portrayed 3 area for the potential prospecting target region by the results of various methods and the extent of overlaid of various anomalys, some achievements have been gotten as follow:

1. This area is located in Qinling-known metallogenic province, it's clear that there are so many gold deposits related to metamorphic hydrothermal activity in this exploration area beased on geological survey, which produce in the shallow metamorphic clastic rocks formed during Devonian, mainly with quartz pulse form of production in the ductile shear zone and fracture zone in the area of mineralization with a similar background, so the area has a good mineralization background.

2. Through the exploration area of the geological survey, there was found that granite porphyry vien, diorite porphyry vein, lamprophyre vein and growth faults, which implies that there is buried in deep rock, there have been magmatic activity associated with more intense hydrothermal activity.

3. It is discovered that soil heat release mercury measurements can indicate the presence or absence of hidden ore body and fault structure and soil electrical conductivity measurements can not only do this, but also can show that there are a large number of metal ion concentration in anomaly region.

4. Several valuable abnormal areas were confirmed by overlapping among the surveies of soil geochemical, soil electrical conductivity and soil heat-released

mercury in the study area, moreover the coincidence of various anomalys is very good, which distributed along the faults. Finally, 3 area for the potential prospecting target region were portrayed by the results of various methods and the distribution of tectonic in this area, and put forward the best ore-prospecting targets.

5. On the basis of summarizing and contrasting the scale, intensity, coincidence of the anomalies, it can conclude that it is feasible to get the approach of fast exploration in agron coverage areas, that is using soil geochemical survey to circle anomaly scope and intensify anomalies and determine ore types, using soil heat-released mercury to find faults or concealed ore body, using the surveies of soil heat-released mercury or soil electrical conductivity or soil geochemical to find concealed ore body.

6. Through the resource estimate of Donggou 1 and Miaogou 2 prospecting targets, we obtained that Au estimate resource was 0.578906 (t), and speculated that there is a small native gold under the bedrock surface of two targets within the depth extension of one hundred metres.

7. Through the use of Soil geochemical prospecting in Maluping exploration area, it showed that although the soil geochemical prospecting is an old geochemical exploration method, in residual coverage area it is still the most mature and effective geochemical method.

Key words: hidden area; electrical conductivity; heat-released mercury; geochemical survey; shanxi

目 录

摘 要 I

Abstract III

第 1 章 前 言 1

1.1 选题依据与目的意义 1

1.2 国内外研究现状与问题 1

1.2.1 土壤地球化学测量法 1

1.2.2 土壤离子电导率测量法 2

1.2.3 土壤热释汞测量法 5

1.2.4 存在问题与发展趋势 8

1.3 研究内容及技术路线 9

1.3.1 研究内容 9

1.3.2 技术路线 9

1.4 完成主要工作量 10

第 2 章 区域地质背景及地球化学特征 12

2.1 区域地质背景 12

2.1.1 区域地层 12

2.1.2 区域岩浆岩 14

2.1.3 区域构造 16

2.1.4 区域矿产 16

2.2 区域地球化学特征 16

第 3 章 研究区地质概况 18

3.1 地层 18

3.2 构造 19

3.2 岩浆岩 19

第 4 章 土壤地球化学测量方法及应用 21

4.1 基本原理及异常形成机制 21

4.1.1 基本原理 21

4.1.2 矿床次生晕的形成 21
4.2 取样层位及粒度确定 22
4.3 指示元素确定 23
4.4 方法的实施 23
4.5 土壤地球化学特征 24
4.5.1 土壤中元素含量特征 25
4.5.2 土壤地球化学元素统计分析 26
4.6 土壤地球化学异常特征 29
4.6.1 背景值及其上限值的确定 29
4.6.2 单元素异常特征 31
4.7 综合异常的筛选和异常图的编制 37
4.7.1 综合异常图 37
4.7.2 因子得分图 38
4.8 异常的分级 40
4.9 土壤中矿物 41
4.10 综合异常的解释与评价 42
3.10.1 A-1 号综合异常 42
3.10.2 A-2 号综合异常 43
3.10.3 A-3 号综合异常 43
第 5 章 土壤离子电导率和土壤热释汞测量法及应用 45
5.1 土壤离子电导率测量法的基本原理及成晕机制 45
5.1.1 基本原理 45
5.1.2 成晕机制 45
5.2 土壤离子电导率测量法工作方法 47
5.2.1 土壤电导率 47
5.2.2 采样深度 47
5.2.3 土壤粒度 47
5.2.4 搅拌时间 48
5.2.5 溶样的去离子水量 48
5.2.6 分析样量 48

5.3 土壤热释汞测量方法的基本原理及成晕机制 48
5.3.1 基本原理 48
5.3.2 成晕机制 49
5.4 土壤热释汞测量的工作方法 51
5.4.1 采样深度 51
5.4.2 土壤粒度 52
5.4.3 测试温度 52
5.5 土壤离子电导率和土壤热释汞地球化学特征 53
5.6 土壤离子电导率、土壤热释汞地球化学异常特征 54
5.6.1 土壤离子电导率异常 54
5.6.2 土壤热释汞异常 55
5.6.3 综合异常图的编制 55
5.6.4 综合异常的解释与评价 56
5.7 找矿靶区的确定 58
5.8 找矿靶区金矿资源量估测 59
5.8.1 金矿资源量估算公式 59
5.8.2 本区K值的确定 60
5.8.3 东沟1号找矿靶区和庙沟2号找矿靶区金的资源量估测结果 61
结论与建议 63
致 谢 64
参考文献 65
图 版 68

第1章 前 言

1.1 选题依据与目的意义

出露区经历了人类肉眼上千年的找矿历史和一个多世纪的系统地质勘查，找到新的矿产地的可能性越来越小，因此，寻找新的大型矿床的最大机遇在隐伏区[1]。而传统的化探方法在隐伏区找矿存在一定的不足，为满足在隐伏区寻找新的大型矿床的需要，获取覆盖层深部矿化信息，自从20世纪60～70年代人们就开始致力于能探测更大深度的地球化学新方法的研究。进入21世纪后，随着基础理论学科和现代测试技术的发展，大大提高了新方法的识别水平，从而在研究中发现了地球物质中新的、过去未曾被注意到的存在形式和迁移机制(谢学锦，1998；尤洪亮，2005)。这些新发现促进了在隐伏区找矿新方法的诞生，并且取得了明显的试验和找矿效果。本论文依托陕西国金矿业有限公司资助的"陕西省商洛市商州区八里沟～山阳县马鹿坪金矿普查区地质地化寻找金、银、铜、镍、铅、锌多金属矿研究"这一项目，应用土壤地球化学测量、土壤离子电导率测量和土壤热释汞测量三种化探方法在有前景的成矿预测区进行隐伏内生金属矿的找矿信息技术方法研究。

1.2 国内外研究现状与问题

1.2.1 土壤地球化学测量法

土壤地球化学测量法主要是系统采集地表各种风化的疏松物质，研究其中痕量元素的含量及其他地球化学特征，测量的目的是发现与矿化有关的各类次生异常，进而发现疏松覆盖层下方的矿床[2]。

该方法首先是由费尔斯曼等人于1939年提出来了，在此基础之上，萨弗朗罗夫、索洛沃夫、米列尔、谢尔盖耶夫、克维亚科夫斯基、索切瓦诺夫、波里卡尔波奇金、霍克斯、韦伯、莱文森、博伊尔等人为该方法的理论和方法技术做出了卓越的贡献，使得土壤地球化学测量方法成为找寻残坡积层覆盖下的隐伏矿床的一种有效的勘查地球化学方法技术[3]。在苏联最初采用土壤地球化学测量法找锡矿，以后扩大到找铜、铅、锌、镍、钨、和其它金属矿床。自二十世纪三十年代起到五十年代初，苏联的勘查地球化学方法主要是土壤地球化学测量法，并取得了明显的

成效。从五十年代初开始，苏联把该法推广到区域地球化学勘查中来，并在其后近二十年里成为了区域地球化学勘查的主要手段。1947年美国地质调查所进行了土壤地球化学实验工作，使用的是快速简便的化学比色分析方法。1950年这项研究又传入英国，其后又扩展到西欧的其它国家，方法与美国相似。与此同时，在非洲及远东也开展起来了。另外在澳大利亚，印度以及许多其它国家也开始进行实验研究[4]。此后，经过多年的发展，该方法的理论和方法技术日臻完善。到八十年代中期，土壤地球化学测量法仍旧被认为是在国外开展的勘查地球化学方法中最为先进的测量方法之一。尤其是残积层土壤地球化学测量已被认为是化探方法中最成熟、最有效的，因而也是全世界最广泛使用的地球化学方法[2]。

在国内，地球化学找矿工作中最先开展试验研究的便是土壤地球化学测量法(当时称为金属量测量)。1954年分别在白银厂铜矿，中条山铜矿等已知矿床上进行系统的实验研究，并很快在区域地质测量中加以推广应用，吉林大黑山大型钼矿床便是土壤地球化学找矿在我国获得的第一个显著成果[5]。随着化探研究机构的成立，院校相关专业的设置，化探事业蓬勃发展，土壤地球化学测量法也开始见到实效。50年代初进行的区域球化学勘查，即采用了土壤地球化学测量法（当时称路线金属量测量法），随着地质观测路线(大约2平方公里间距)，每隔200m采集一土壤样品，应用该方法扫描了全国近一半(400余万平方公里)的面积。由于许多元素的分析灵敏度低，所获得的数据不能进行适当的处理，因此土壤地球化学测量法没有达到预期的目的。随后土壤地球化学测量在区域地球化学勘查中的工作量逐年下降，而代之以成本低、效率高、探测深度较大的分散流测量。尽管在区城地球化学勘查中不再担任主要角色，但是在详查中依旧起着的重要作用。

1.2.2 土壤离子电导率测量法

地电化学找矿法主要沿着2个方向发展：一是通过测量土壤溶液的导电性来发现隐伏矿体，叫土壤离子电导率测量找矿法；另一方向是以电场形式激发，以物质形式记录电化学反应结果的方法，叫地电提取测量找矿法[6]。土壤离子电导率测量法是利用测定土壤溶液的导电性来发现隐伏矿体的一种找矿新方法。它能够恰当地反映所有离子的总浓度，其异常是各种成矿成晕物质可溶部分的最终产物，所以，可以用该参数寻找隐伏矿床[7-9]。

该方法首先是由澳大利亚的G.J.S.Qovett在1971年提出来的。

G.J.S.Govett 等人根据电化学溶解的理论，为查明硫化物矿床次生分散作用的可能电化学机理，开始了一系列岩石固体中硫化物矿体模拟实验，结果发现硫化物矿体周围的电位和次生晕之间有一定关系，即电化学反应的结果可能使硫化物矿体的元素发生分散，从而肯定了元素以电化学迁移机制的存在。模拟实验在人工电槽内进行，用人工海水或去离子水作为水相，用玄武岩石英长石斑岩和石英砂岩作为基质，在电槽中心部位加入 200 网目的尼龙纱包卷成的筒状硫化物矿粉，观察其电位变化情况，了解矿体上的岩石覆盖层的导电性是否高于离矿体远一些的岩石。经在实验槽里取样分析，发现在最靠近硫化物矿体的地方导电性明显增强[10]。

1976 年 G.J.S.Govett 等人在加拿大马里巴省弗林弗伦的白湖 Cu－Zn 硫化物矿床上进行了研究，他们通过测定地表土壤样品的电导率来寻找深埋的和盲的硫化物矿床，结果在隐伏矿体上表层土壤中发现了很好的电导率异常，并且通过对电化学分散机理的研究，提出了深埋的硫化物矿体元素的分散是以电化学作用为主[11]，提出的分散机理与观察到的地球化学结果是一致的。

1981 年加拿大多伦多大学地质系的 P.Siveas 和 F.W.Beaies 在 Sato 和 Mooney 所做的经典研究工作基础上，对于硫化物矿床有关的天然地电池进行了室内模拟理论性研究，研究结果指出了任何导体或半导体硫化物矿体都可起到一个地电池的作用，可以产生电位[12]，在以往类似研究中，如 Sato 和 Mooney，Habashi，Logv 等人都认识到了矿体对电位的产生所起的作用，对硫化物矿体周围所产生的电位提出了两种机理：氧浓差电池和硫化物原电池。1982 年 P.Sivenas 和 F.W.Beal 在室内理论研究的基础上，在美国 Vibarhumtreemd 铅矿上进行了野外测量研究，进一步证实了硫化物矿床地电池的存在，并提出氧浓差电池和硫化物原电池是矿石电位的总和的认识[12]。

1983 年加拿大地球化学家 B.W.Smee 用实验的方法研究地电化学作用，得出了由于地电化学驱动作用使得覆盖于冰湖沉积物下的离子穿透迁移到地表的能力增加的结论。该结论的模拟实验是从加拿大魁北克省诺兰达之北采回一块 3400cm^3 淤泥状冰川湖积物，将这种至少含有两整套薄层状淤泥的块体用电工刀切成 2cm 厚的薄片，将去离子水与沉积物薄片搅拌制成泥浆，然后装入一个直径 20cm、高度 40cm 的有机玻璃圆筒中，使之沉淀，因容器底部处于真空，放掉多余水，便形成出下至的石英矿－粗粒－粘土颗粒序列。该过程反复多次直至形成 10cm 的纹泥

沉积物柱体，让沉积物稳定三个星期，便放入要研究的各种离子，接通155V的直流电源，实验观察约一年后，便在实验圆筒中测出了清晰的电位模式，在矿石层中实验进行100天后出现清晰的弓形电位模式。这种模式随着实验的进行基本保持不变，只是负电场的强度随时间增加。实验结束后，从粘土层中取7个样品进行分析，得到由于电化学驱动作用产生的离子扩散迁移模式。从而支持了离子地电化学迁移的理论。该实验结果与Govett、Bolviuen和Logn最初提出的离子电化学迁移理论是吻合的。根据考察扩散数据得到的计算表明，在厚层粘土覆盖区分析地表物质得不到贱金属异常，而用去离子水将有机土壤制成的泥浆测定电导率，可在硫化矿物上测出明显异常。为了验证模拟实验结果，B.W.Smee等人在加拿大魁北克省诺兰达西北约50km的一个块状铜锌硫化物矿床上进行了工作。该矿床被厚达3－20m冰川湖积淤泥层所覆盖，利用常规的土壤测量，未能发现隐伏矿体，而用土壤离子电导率测量则揭示了隐伏矿体的存在[13]。

1984年G.J.S.Govett等人在澳大利亚新南威尔士的一个块状硫化物矿床上进行了研究，结果证实了在块状硫化物矿体周围存在地电化学异常，在硫化物矿体上方测出了明显的电导率异常。这一研究结果正广泛应用于澳大利亚许多地区，利用这一方法可在澳大利亚经济、快速地勘探隐伏硫化物矿床。

1987年，G. J. S. Govett和P. R. Atherden对澳大利亚昆士兰州塔朗加（Thalanga，Queensland，Austtralia）盲矿的勘查方法进行研究，得出了地电化学作用过程形成的分散模式，即：块状硫化物矿体之上相对低离子值，并具有侧向峰值，叫做“兔耳”异常。表土中H^+，Cu^{2+}和Zn^{2+}的“兔耳”异常出现在硫化物矿带上方，在盖层相当深的地方，H^+模式更加清楚（异常宽约500m）。Cu异常宽300～600m，Zn异常宽450～675m。即使覆盖达500m，不规则的H^+和Zn^{2+}“兔耳”异常也清晰可辨[10、11]。

1998年，S. M. Hamilton经过对冰川覆盖地区隐伏矿床的研究，认为在厚层覆盖物中存在有逐渐增加的氧化—还原梯度，是形成地电化学异常的主要因素，是离子迁移的主要驱动力。在深部还原剂较为充足和浅部氧化剂较为充足的原始氧化还原场中，基岩中的陡倾斜导电体（如石墨或多金属硫化物）起到一个阳离子从阳极迁移到阴极的“短路”作用[14]。该模式对Govett（1976）、Smee（1983）等提出的与矿化有关的地电化学异常模式是一个重要补充。

经过多年的发展，土壤电导率测量方法已经在国外得到了广泛研究

和应用。在澳大利亚已经广泛应用于许多地区快速勘探隐伏硫化物矿床。

在国内，桂林工学院罗先熔教授从1982年起先后在河北、山东、山西、新疆、青海、湖北、湖南、江西、浙江、安徽、广东、广西、云南、贵州等省（区）30多个矿区的不同类型隐伏矿上进行了土壤离子电导率测量找矿可行性试验研究，取得了大量的实际资料和研究成果[15]。并于1996年出版了《地球电化学勘查及深部找矿》一书，其中的第二篇，土壤离子电导率测量法对该方法的成晕机制、技术条件规范等方面作了系统、全面、深入的阐述。该书对该方法的推广应用起到了重大的指导作用。

20世纪80年代以来，桂林矿产地质研究院在华北平原、长江中下游平原厚层冲积物、淤积物覆盖区、华南、西南丘陵及山区厚层残坡积物覆盖区、西北厚层黄土及戈壁覆盖区进行了铜、铅、锌、金、钨、锡、锑、汞、砷等金属矿床普查找矿研究，在38个厚层覆盖区发现了48个具有找矿前景的异常靶区，在进行深部验证的10个异常中，有6个异常见有隐伏的铅、锌、金、银、钨、锡、锑的工业矿体[15]。

地质矿产部物化探所刘吉敏、刘占元等人也曾做过一些方法找矿试验工作，并在新疆取得了较好的找矿效果。核工业部北京地质研究院熊先祥等人（1995）在内蒙古达茂旗乌花敖包地区利用土壤离子电导率测量法获得了两处较好的异常，经验证见工业矿化。武警黄金地质研究所李习安等人（1991）利用电导率测量法在内蒙古乌拉山、大青山绿岩型金矿上进行试验研究，发现土壤和岩石的电导率异常与金矿体在空间上具有较好的对应关系[16 19]。

中国科学院地质研究所的沈远超等人自20世纪80年代中期以来进行危机矿山深部定位预测研究中，利用地电化学参数法（电导率法）在新疆哈图、吉林夹皮沟、山东乳山、山东临沂等地得到了很好的应用效果[20]。中国科学院广州地球化学研究所的侯林慧等人（2002）在新疆库捷而太可地浸砂岩铀矿找矿研究中，利用土壤离子电导率法圈定了舌状蚀变砂岩与未蚀变砂岩的接触边界，进而圈定出隐伏砂岩铀矿的产出位置[21]。

1.2.3 土壤热释汞测量法

土壤热释汞测量法是在土壤中汞气测量找矿基础上，不断探索、深入研究出的一种找矿新方法。它是先到野外把土壤样品采集到室内，将样品阴干后再加工，然后，在加热样品时捕获吸附在土壤中的与矿体有关的汞异常来追踪隐伏矿体[22]。此外，实践证明，土壤中的汞气无论来

源如何，它都是沿着断裂破碎带这个通道向上运移的。因此，利用土壤热释汞寻找断裂带也具有显著的效果[23, 24]。

在国外，汞异常早在20世纪40年代就已经被人所注意，在20世纪50年代到70年代兴起了一股测汞热。利用汞气测量技术找矿的研究在国外开发的比较早。前苏萨乌科夫在1955年就出版了《汞的地球化学》[25]，书中全面介绍了利用汞气找矿的大量资料。奥泽多娃在1976年又出版了《汞的原生分散晕》[26]，书中进一步介绍并肯定了汞气找矿的效果。但在这之前，主要是以抽取壤中汞气测量为主，因为当时人们都认为汞在地表中只以化合物或气态的形式存在[27]。英国 Waltering.R.J 等(1972)将人工合成的汞化合物从常温开始加热，逐步释放其中的汞，结果表明，样品中的各种汞化合物都具有其特定的热释放曲线。Aftabi.A等(1982)在加拿大魁北克省的西格马金矿，研究了天然矿石和岩石样品中的汞化合物，发现矿石中汞主要呈硫化物形式存在，而岩石中则主要以氯化物的形式存在[28]。进入20世纪80年代以后，土壤热释汞渐渐为人们所注意，利用土壤热释汞测量找矿渐渐发展起来。土壤热释汞相对于气汞来说，其找矿效果更好，因为它比气汞更稳定，所受到的影响因素比气汞要小多了，这可以说是测汞找矿进程中迈出的一大步。进入20世纪90年代，随着研究的深入，土壤热释汞的找矿研究又为很多的专家学者所怀疑，究其原因，一是找矿的效果不是很好，尤其是随着找矿深度要求的加大。二是所受到的影响因素增多，汞异常并不是矿体上方所特有的，这一点已为众多学者和专家所认同。近几年来，多种新方法综合找矿模式突破了传统的单一方法找矿模式的束缚，在寻找深部盲矿中取得了很好的效果。土壤热释汞找矿方法是在土壤中汞气测量找矿基础上，不断探索，深入研究出的一种找矿新方法。地球化学勘查测汞方法的推广应用已有50余年，各种金属矿床周围都存在汞异常，土壤中汞来源于矿体，是测汞方法最基本的原理。基于这一原理，才迅速发展出了测汞的专用仪器以及方法技术。大量的已知矿床上的测汞试验实例，被认为证明了这一原理。

在国内，汞分析技术和汞的勘查地球化学发展一直是紧密相连的。在它们自身发展过程中相互影响，相互促进，将汞分析技术和汞的勘查地球化学不断推向更高水平。随着汞在工农业生产和地质勘查中的广泛应用，汞分析技术一直受到人们的重视，大量方法不断出现。常用的方法有原子吸收法、中子活化法和原子荧光法等[29]。以原子吸收型测汞仪的应用在国内最为广泛，该类仪器具有适用性强，稳定性好，适用于各

类介质中汞的测定等优点。目前该类仪器测试样品逐步从气体转向固体。测汞应用范围也从金属矿产发展到油气、地热以及构造断裂等，应用日趋广泛。但是由于仪器灵敏度和抗干扰能力等方面的不足，仍然不能直接测定大气和土壤中气中趋于背景含量的汞，也不能直接测定矿石（含硫化物矿石）和烟尘中的汞，因此，测定前必须通过各种预富集方法来排除干扰和弥补仪器灵敏度的不足[30]。热释汞测量法的基本原理是利用汞及其化合物的热稳定性较差，一经加热即可以分解成游离汞蒸气。固体样品一般采用热释汞测量法，便能获得较好的脱气效果，直接加热固体样品，让样品所吸附的汞释放出来，然后用原子吸收型测汞仪进行测定[31]。随着汞在工农业生产和地质勘查中的广泛应用，汞分析技术越来越受人们的重视。我国汞气找矿技术的试验研究起步较晚[32]， 1974 年冶金部地质研究所化探室译编了《气体地球化学测量译文集》[33]首先从加拿大进口了 HG－3 型测汞仪，随后又研制出 DH－1 和 GX－3 型测汞仪，从此一批勘查地球化学科研工作者针对不同的地质、构造、成矿条件及地表地球化学景观条件，对汞气测量仪器、汞气测量方法、汞气异常形成机理、异常模式、影响因素、应用范围等许多技术关键问题进行了广泛、深入、系统地研究[34]。1980 年胡国廉等人的《汞的迁移转化和土壤汞气异常的形成》[35]，常风池等人的《应用热释、法研究土壤中汞气的存在形式》[36]，高阳的《气候因素对汞气测量的影响及改正》[37]栾继琛等人的《对厚层覆盖区金属矿床壤中汞气测量方法及找矿效果的研究》[39]等一批具有代表性的科研成果相继开发出来。进入 20 世纪 80 年代初，汞气找矿技术的研发不管在仪器、设备，还是在方法的有效性方面都已基本成熟。1979 年在湖北黄石召开的“全国勘查地球化学测汞经验交流会”上，桂林地质矿产研究院首次应用壤中热释汞测量方法取代壤中汞气测量方法，其找矿效果更佳。1984 年栾继琛、赵友方等人完成了《对厚层覆盖区壤中热释汞测量方法及找矿效果的研究》课题，到了上个世纪 80 年代中后期，已在全国范围内广泛地推广使用，取得较好的找矿效果，特别是到了上个世纪 90 年代初，随着油气勘探成本的不断增高，土壤吸附相态技术方法在寻找石油和天然气的有效性研究方面也取得了新的进展，并在随后的不断完善和推广应用中取得了较好的找矿效果[39]。近年来，壤中热释汞测量发展很快，在常规化探找矿效果不佳的厚层基岩覆盖区和厚层运积物覆盖区，已显示出独特的找矿效果。很多单位正陆续开展这项工作。为了使该方法能够更有效地为化探找矿服务，必须深入了解该方法，并对它的理论和效果进行研究，并加以改进和利

用，才能更好的为找矿服务，否则会给生产带来很多麻烦，达不到预期目的。目前，土壤热释汞找矿技术方法仍然被广泛应用在寻找隐伏矿产资源的勘查工作中，发挥着其他方法所不能完全取代的作用。

1.2.4 存在问题与发展趋势

土壤地球化学测量系统采集地表各种风化的疏松物质，研究其中痕量元素的含量及其他地球化学特征，测量的目的是发现与矿化有关的各类次生异常，进而发现疏松覆盖层下方的矿床。残积层土壤测量是化探方法中最成熟、最有效的，因为残积层中的异常经常是下伏矿化的最可靠的直接指示，因而它是全世界最广泛使用的地球化学方法。运积层土壤(包括冲积物、冰碛物、塌积物、风成砂等) 测量随地理环境及使用的方法技术是否得当而效果相差悬殊。在进行运积层土壤测量之前必须进行试验测量，研究当地覆盖物的特性，确定工作方法、采样物质、采样层位、特殊的分析方法等，要试用各种方法去发现近地表的后生水成异常，或者大量使用机动浅钻采样[2]。此外，土壤地球化学测量法主要是直接来自浅部矿体的直接信息，来自深部矿体的直接信息则较为微弱，所以主要用于寻找近地表的矿体。

气体测量中研究最多应用最广也最成功的是汞蒸气测量[40]（即土壤热释汞测量法）。其基本原理为各种金属矿床周围都存在汞异常，土壤中汞来源于矿体，所以，汞矿化或汞异常对金、银、多金属等矿的勘查有着重要的指示意义。另外，最近卫敬生、候治华等人的研究认为汞是沿着断裂破碎带这个通道向上运移的，所以利用土壤热释汞测量法可以非常有效地圈定隐伏的构造。然而圈出的构造可以是含矿的，也可以是不含矿的。这似乎可以满意地解释在不同地区应用汞蒸气测量结果出现的扑朔迷离的现象[40]。土壤热释汞测量法主要用于找寻埋藏在厚层覆盖物下的矿床，探测深度大，可达数百米，所测量的主要是直接来自深部矿体或构造的直接信息。不足之处在于有关汞异常产生的机制尚存在不同看法，但大体可以分为二方面原因：一是由内省成矿作用形成的原生汞异常；二是由覆盖层底下断裂、破碎带等隐伏地质构造作用形成的汞异常。

土壤离子电导率测量是地电化学勘查中一种方法，它是利用测定土壤中总电导率高低来判断研究介质中元素在受到电场作用后发生的变化—即电导率异常。在表现形式上电导率异常虽是一个物理参数，其实质却很好地反映出土壤中所有水可溶性离子的浓度，由此得出，电导率异常应是多种离子成晕作用的总产物，是一个物理化学综合指标，反映矿

化信息远比单元素反映要强，一般在常规物化探方法难以突破找矿的复杂地区，电导率测量便能显示特殊作用[41]。土壤离子电导率测量法适用于地表覆盖区，其优点为(1)探测深度大，可达数百米；(2)所测量的主要是直接来自深部矿体的直接信息；(3)这种信息极为微弱，往往在亿分之几至百亿分之几；(4)但这种微弱信息反而更可靠，因为常规化探中起干扰作用的物质发不出这种信息。不足之处在于该法仅适用于地表覆盖区，而且地表测量只能反映覆盖区之下有矿或无矿，但不能准确预测矿体，对于矿山深部隐伏矿体、平行矿脉的更精确的定位预测及蚀变带含矿性的评价等方面并不实用。

1.3 研究内容及技术路线

1.3.1 研究内容

陕西山阳县马鹿坪地区处于我国著名的秦岭成矿区，隶属于柞山多（贵）金属矿田[42]，是我国重要的多贵金属矿产区。根据区域成矿规律和已有地质、矿产、化探资料，结合陕西省商洛市商州区八里沟～山阳县马鹿坪金矿普查区地质地化寻找金、银、铜、铅、锌多金属矿成矿预测研究成果，选择马鹿坪地区的金多金属异常靶区进行找矿方法研究。

本文以位于陕西山阳县马鹿坪金矿普查区为研究区，根据区域成矿地质条件，明确主要矿化类型与找矿方向，针对大面积残积层覆盖进行土壤采样深度、样品加工粒度、土壤离子电导率测量、土壤热释汞测量的测量工作。对土壤中元素全量、土壤离子电导率值、土壤热释汞值的地球化学特征进行了统计分析，在土壤中单元素或参数异常圈定和分析的基础上，分别圈定了土壤地球化学单元素异常、土壤地球化学多元素综合异常、土壤地球化学元素因子得分异常、土壤离子电导率异常、土壤热释汞异常以及土壤离子电导率、土壤热释汞和土壤地球化学主要成矿元素异常。通过土壤离子电导率测量、土壤热释汞测量寻找深部矿体或断裂构造，追索异常，采用土壤地球化学测量确定矿种或矿化蚀变带，指导找矿预测，并根据各种异常的套合情况，确定出找矿靶区。

1.3.2 技术路线

以现代成矿理论为指导，以矿床分散晕的成矿模式为基础，利用勘查地球化学找隐伏矿的理论基础和方法，充分考虑地貌、有关方法的适用范围，依据勘查区的地质、地球化学景观条件，结合地质调查，着重对马鹿坪勘查区进行土壤地球化学、土壤离子电导率和土壤热释汞等找

矿方法应用的研究。

该区工作范围有近100平方千米，依据西北有色地质勘查局物探队在该金矿普查区开展的1/5万分散流扫面所圈出了多个Cu、Pb、Zn、Ag、As异常（1976-1978年），选取八里沟、流岭沟、焦家沟、王小沟、油糊浪沟分布的Cu、Pb、Ag、As分散流异常进行了检查，共布置测线5条。经过第一阶段的工作发现了异常较好的马鹿坪油湖浪沟土壤地球化学剖面异常和八里沟的金矿点。本文选择马鹿坪异常区开展进一步的研究工作，根据区域成矿地质条件，明确主要矿化类型与找矿方向，结合地质与构造特征，针对马鹿坪油湖浪沟土壤地球化学剖面异常，开展以找矿为目的的地质填图草测及马鹿坪油湖浪沟的地球化学测量工作。

1.4 完成主要工作量

论文写作主要分为二个阶段：第一阶段为2007.6－2007.12：6－7月：矿产的主要类型、成矿地质背景、成矿规律等研究；勘查区化探方法的应用现状、方法原理和应用效果等资料的收集、整理和分析。7－8月：开展野外路线地质调查和勘查地球化学样品采集等工作。9－12月：室内样品处理、各项测试分析、分析数据的处理、成图和异常解释评、第一阶段报告编写。

第二阶段为2008.3－2008.11：3－4月：开展以找矿为目的的地质填图草测及马鹿坪油湖浪沟的土壤地球化学样品采集工作，对油湖浪沟的土壤地球化学异常点进行了探槽的布置。5－6月：室内样品处理、各项测试分析。7－8月：再次开展野外地质调查及马鹿坪油湖浪沟土壤地球化学异常区的探槽布置及采样工作。9－11月：室内样品处理、各项测试分析、分析数据的处理、成图和异常解释评、第二阶段报告编写。

共得到土壤元素全量数据6046个，土壤电导率数据734个，土壤热释汞数据734个。 主要完成工作量见表1.1。

表 1.1　完成实物工作量

序号	工作项目	单位	工作量
1	实测地质剖面 5 条	km	1.2
2	土壤离子电导率样品	件	734
3	土壤热释汞样品	件	734
4	土壤地球化学样品	件	734
5	编绘马鹿坪金矿勘查区地形地质图	幅	1
6	编绘马鹿坪金矿勘查区地形地质实际材料图	幅	1
7	编绘土壤地球化学测量单元素异常图	幅	9
8	编绘土壤离子电导率测量异常图	幅	1
9	编绘土壤热释汞测量异常图	幅	1
10	编绘土壤地球化学测量多元素综合异常图	幅	1
11	编绘土壤地球化学 F_1 因子得分图	幅	1
12	编绘土壤电导率、热释汞及土壤多元素综合异常图	幅	1
13	编绘马鹿坪勘查区土壤地球化学找矿预测靶区图	幅	1
14	矿点调查	处	3
15	岩矿标本	件	250
16	光、薄片	件	100
11	X 衍射物相分析	件	33
18	矿石样品（分析 Au、Ag、Cu、Pb、Zn）	件	8

第 2 章　区域地质背景及地球化学特征

2.1 区域地质背景

本区大地构造位置位于北秦岭造山带与中秦岭造山带接合部位的北秦岭南部边缘[43]，南秦岭礼县－柞水海西褶皱带的东部，柞－山热水沉积盆地的东部边缘，隶属于柞山多（贵）金属矿田[42]，如图 2.1。

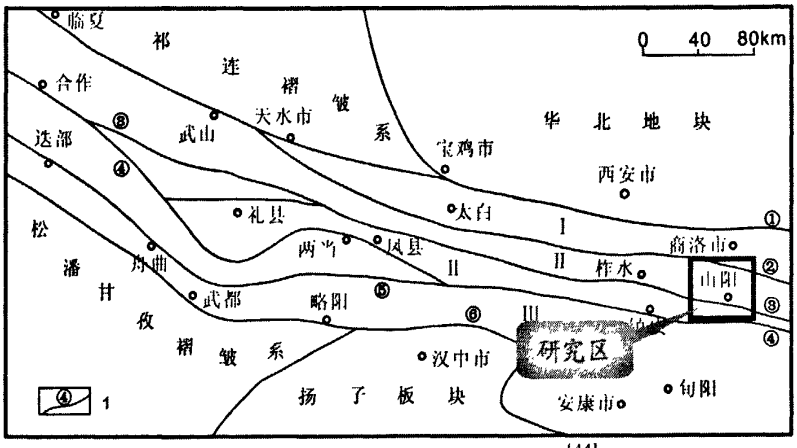


图 2.1 秦岭地区大地构造位置略图[44]

1 深断裂及编号；Ⅰ 北秦岭加里东褶皱带；Ⅱ 中秦岭海西褶皱带；Ⅲ 东秦岭加里东-印支褶皱带；断裂名称：①天水-宝鸡-洛南深断裂；②武山-太白-丹凤深断裂；③礼县-凤县-山阳深断裂；④岷山-两当-镇安深断裂；⑤舟曲-紫柏山-江口深断裂；⑥迭部-三河口-康县-略阳-洋县-下高川深断裂

2.1.1 区域地层

区域出露地层以商丹断裂为界，其北为下元古界秦岭群（Pt_1ql），其南为中－上泥盆统及下石炭统地层，中－上泥盆统地层发育，出露地层有泥盆系中统牛耳川组（D_2n）、池沟组（D_2c）、青石垭组（D_2q），上统桐峪寺组（D_3t）（根据陕西区调队 1980 年的分类方案）[45]，见图 2.2。分述如下：

1、下元古界

秦岭群（Pt_1ql）：为一套富含斜长石、角闪岩类发育的变质岩，又分为四个岩性段。

一段（Pt_1ql^1）：上部为黑云斜长片岩夹斜长角闪片岩及大理岩，下部为深灰至灰绿色角闪斜长（片）岩。

二段（Pt_1ql^2）：上部为凝灰质千枚岩、绢云板岩、片岩，下部为角闪岩、斜长角闪（片）岩。

三段（Pt_1ql^3）：上部为石榴石十字石二云（石英）片岩，下部为角闪斜长（片）岩。

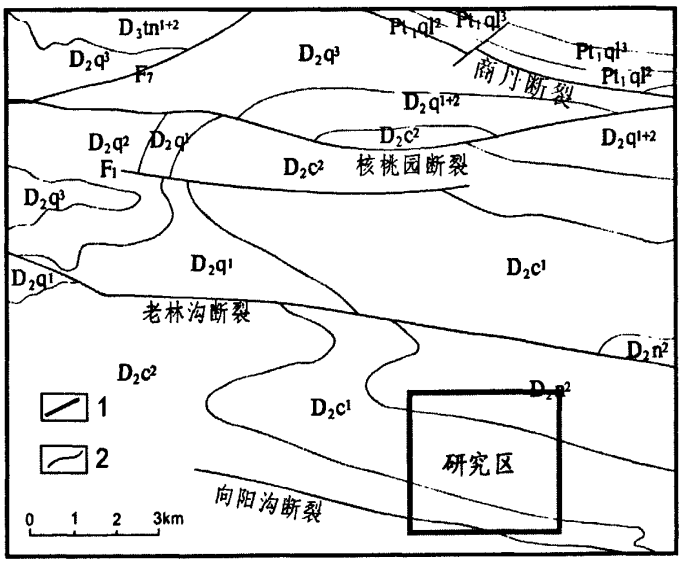


图 2.2 马鹿坪地区区域地质简图

Pt_1ql－下元古界秦岭群；D_2n－中泥盆统牛耳川组；D_2c－中泥盆统池沟组；D_2q－中泥盆统青石垭组；1－断层；2－地质界线；3－研究区

四段（Pt_1ql^4）：上部为绿帘斜长岩夹云母斜长片岩，下部为角闪岩、角闪斜长片岩夹云母石英片岩。

2、泥盆系

秦岭区的泥盆系分布于礼县－柞水分区、徽县－旬阳分区和康县－略阳分区。以海相碎屑岩、泥质岩及碳酸盐岩为主，局部夹有火山岩，含铁、多金属、汞锑、硫铁矿等矿产，最大厚度>11800m，为地槽型沉积。

礼县－柞水分区的泥盆系仅有中、上统。凤镇－山阳断裂两侧，沉积厚度、岩性和生物群均具有一定差异。北侧称唐藏－山阳小区，南侧为凤县－镇安小区。勘查区位于唐藏－山阳小区。

唐藏－山阳小区出露于凤县唐藏－沙沟街－商南一线以南、凤州－山阳一线以北地区。从下到上，中统划分为牛耳川组、池沟组、青石垭组，上统为桐峪寺组。下界与寒武－奥陶系为平行不整合或断层接触；上界与下石炭统的接触关系为断层破坏。各组地质特征分述如下：

1）中泥盆统（D_2）

区内中泥盆统岩性和厚度均具有一定变化。山阳桐木沟至柞水大西沟间，以板岩(千枚岩)为主，夹砂岩、粉砂岩等，厚 5680－7649m。柞水以西，以变质砂

岩、粉砂岩为主，夹千枚岩(片岩)及少量变质火山岩等，厚度2881－5950m。丹凤武关河以东为黑云(石英)角岩、片岩、变质砂岩夹大理岩、变质火山碎屑岩，厚度7478－9191m。

（1）牛耳川组（D_2n）：上部主要为粉(细)砂岩；中部主要为粉砂质板岩、绢云板岩、钙质绢云板岩，下部因断层破坏而全部缺失。可见厚度1774m。柞水大西沟以西，以碎屑岩夹泥质岩为主，碳酸盐岩相对增多，局部夹磁铁矿和黄铁矿层，宁陕东江口西底部为砾岩或含砾钙质砂岩；武王沟以东，碳酸盐岩亦显著增多。可见厚度836－4897m。底界大多不清，局部可见与寒武－奥陶系呈平行不整合接触。

（2）池沟组（D_2c）：下部为石英砂岩，向上过渡为粉砂岩夹(互)绢云母板岩；中部为绢云母板岩夹砂(泥)质灰岩、粉砂岩；上部为钙(泥)质板岩、泥灰岩。宁陕沙沟街以西，碎屑岩增多，地层三分性不明显；丹凤武关河以东，变质程度加深，中部为变质火山碎屑岩。厚1578－2866m。与牛耳川组为整合接触。

（3）青石垭组（D_2q）：在小河口附近，下部以角岩、角岩化粉砂岩、粉砂质板岩为主；中部为粉砂质板岩、粉砂质泥灰岩、泥灰岩，局部夹菱铁矿、多金属矿层；上部以粉砂（泥）质板岩为主，偶夹菱铁矿层。宁陕沙沟街以西，碎屑岩增多，泥质岩、碳酸盐岩剧减，厚度变薄。全组厚570－3829m。

2）上泥盆统（D_3）：

桐峪寺组（D_3t）：主要分布于柞水金井河至山阳桐峪河间，岩性以细粒石英砂岩、粉砂岩为主，夹板岩和泥(砂)质灰岩，可见厚1620－2484m；红岩寺复向斜北翼及柞水以西地带，则变为变质火山碎屑岩和粉（细）砂岩夹板岩，可见厚度970－2050m。底界与青石垭组为整合接触。

3、石炭系

石炭系主要出露下统二峪河组（Ce）：上部主要为两层灰岩中间夹一套含煤碎屑岩，下部主要为碳质板岩及石英粉砂岩。

4、上第三系（新近系中新统）

上第三系主要出露中新统（N_1）：下部紫色泥岩、砂岩、砂质泥岩夹有灰白－灰绿色砂岩、砾岩；上部棕红－棕灰色砂岩、砾岩。

5、第四系

主要是未固结成岩的砂质粘土、粘质砂土、砂、砂砾石、卵石、碎石、等碎屑物质。

2.1.2 区域岩浆岩

区域内侵入岩分布广泛，岩浆岩活动强烈，岩类比较齐全，有关矿产亦较丰富。自古生代以来，尤其是中生代以来，本区内生金属矿产多数与侵入岩体直接

有关。区域内主要有黑云母花岗岩、角闪二长岩、花岗斑岩、石英斑岩、闪长玢岩、正长岩、辉绿岩及中基性火山岩等。

1、超基性岩类

这类岩体绝大多数分布于古老地块上，受东西向深断裂控制。沿草坪－双关、沙沟街－杨斜－商南、凤镇－山阳－竹林关、板岩镇－耀岭河、栗扎坪－南宽坪等五条断裂均有超基性岩分布，但主要集中在前两条断裂之间的"秦岭地轴"部位，岩体或岩带赋存于北西向次级断裂中。岩体规模小，除商南松林沟岩体面积达 20km^2 外，余者均小于 1km^2，其中绝大部分为小于 0.1km^2 的小岩体。岩体形态多为长条带状，其次为不规则脉状，少数为等轴状。岩体类型主要有纯橄岩、斜方辉橄岩和橄榄辉石岩，松林沟岩体有透辉岩。

2、基性岩类

该类岩体同超基性岩一样受东西向深断裂控制，其分布更广一些，岩体规模亦较小，一般几平方千米至零点几平方千米，最大的富水基性杂岩体，面积达 52km^2。岩体多为透镜体状、长条状和不规则状。岩石类型：多数由辉长岩和闪长岩组成，个别岩体有少量辉石岩、橄榄岩。

3、中－酸性岩类

该类岩体是本区内规模最大，分布最广的侵入岩体，尤其是酸性岩浆活动剧烈，持续时间长，根据它们的物质来源和成矿方式的不同可以划分为三种成因类型，显然不同成因的岩体控制着不同类型的矿化。现按不同成因类型分述如下：

地幔分异型：周边有数十个这一类型的小岩体（群）或角砾岩筒。侵入时代均属燕山期岩体，分别集中于洛北地区、蟒西地区和山阳地区，明显受东西向和北东－北北东向构造控制。这类岩体的特点是：规模小，面积一般在 0.5km^2 以下；岩相为浅成－超浅成相，有中性、弱酸性、酸性－超酸性等岩石类型，晚期出现正长岩脉。主要岩石类型有中性－弱酸性的石英闪长岩、闪长花岗斑岩、石英二长斑岩，酸性－超酸性的花岗斑岩、二长花岗斑岩，常伴有各种角砾岩。

地壳重熔型：这是地壳物质在地热作用下重新熔化形成岩浆，然后上侵结晶而成。本区具侵入产状的、规模较大的岩体，以及花岗岩基均属于这一类型，如华山、老牛山、兰田、牧护关、蟒岭、沙河湾、曹坪、柞水、东江口等岩基及其附近较大的岩体。岩体与围岩呈侵入接触，使围岩形成较宽的角岩化带或重结晶带。它们往往是多次侵入的复式侵入体，早期多为规模较小的中细粒石英闪长岩、闪长岩、角闪二长岩、闪长花岗岩；晚期为细粒（斑状）二长花岗岩。总体有铁镁质减少，碱质增加的趋势。

混合交代岩型：地壳岩石受到碱质溶液的交代改造而成，岩体与围岩没有绝然的分界线，岩石交代作用明显，锆石具有熔蚀现象。这类岩体集中分布于"秦

岭地轴"部位，展布与区域构造线一致。岩石类型（包括混合岩化程度从弱到强各类岩石）：条带状混合岩、混合片麻岩、均质混合岩和混合花岗岩。

2.1.3 区域构造

区内构造主体呈东西向，总体为一大型复式向斜（红岩寺－黑山复式向斜），次级褶皱发育。断裂构造发育，以商丹断裂为主体，该断裂为北秦岭加里东褶皱带与礼县－柞水华力西褶皱带的分界线，规模大，多期活动明显，对其沉积建造和岩浆活动均起到不同程度的控制作用。次级断裂发育，主要有核桃园断裂和韩家沟断裂。

商丹断裂为华力与扬子两大板块俯冲碰撞的主缝合带，其走向为北西西向，东西延伸长几千米，断层面向北陡倾，倾角约 60°－80°，破碎带宽达数百米至上千米，它构成了北秦岭造山带核部结晶岩系的南侧界线，沿断裂带发育了一套加里东期蛇绿混杂岩。带内两种不同的构造岩组合（糜棱岩及糜棱岩形成的构造透镜体和挤压片理岩中夹有片岩角砾）表明，该断裂破碎带具有不同性质的活动方式，具有多期活动特征和长期活动历史（早期为韧性剪切作用，晚期为挤压和压扭性脆性韧性活动阶段），对造山带中各时期沉积建造和岩浆活动均起到不同程度的控制作用。

核桃园断裂和韩家沟断裂为商丹断裂的次级断裂，二者与商丹断裂具有相似的性质，走向均为北西西向。测区左上角还有一后期断裂（F_7），走向北东向，切断商丹大断裂。

此外，区内层间同斜、紧闭以及倒转小褶曲发育，其轴面与片理近于平行，枢纽倾伏向为 280°－300°，倾伏角为 10°－20°，后期片理进一步弯曲形成倒转褶皱。

2.1.4 区域矿产

区域矿产资源丰富，已获知的矿种有：金、银、铅、锌、铜、铁等，主要有大峪沟－两岔口金矿、两水寺金矿、张涧金矿、姜庙金矿、杨斜金矿等。

2.2 区域地球化学特征

柞水—山阳成矿带是秦岭造山带重要的多金属成矿区之一，中上泥盆统构成了该成矿带中地层的主体，带内各种构造、岩浆活动强烈，延续时间长，成矿地质条件良好、矿产丰富，其中Fe、Pb、Zn、Ag、Cu、Au、Mo、W及Ti等金属矿床为数众多，是陕西重要的金属成矿带，找矿前景广阔[46]。

柞水－山阳成矿带内的主要金属矿床具有明显的层控特征。其中，泥盆统地层中赋存的金属矿床不论从规模和种类来说都占绝对优势，是带内最重要的赋

矿层位，其主要金属矿床，如大西沟菱铁矿，银洞子铅银矿、黑沟菱铁一铅银多金属矿、桐木沟锌(铅)镉矿、穆家庄铜矿、大峪沟一两岔口金矿、两水寺金矿、张涧金矿、姜庙金矿、杨斜金矿等均产于泥盆系各组地层中。

根据张本仁等人对成矿带内泥盆纪地层中700多个样品采样分析和陈松岭等人对区内400多个样品采样分析的结果，表明区域内成矿元素Pb、Zn、Ag及Cu、Au、Mo的丰度值不高，接近或低于大陆地壳丰度，但是由于它们变化系数大，分布不均匀或极不均匀，并显示偏离正态分布的特征，故视为最有成矿远景的元素。而且Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb等元素局部含量亦高，并发现多个Au、Ag、Cu、Pb、Zn等多个金属化探异常。赋矿层位泥盆系中成矿金属元素和微量元素的含量分布也不均匀的，中泥盆统各组成矿元素Pb、Ag、Cu、Zn、Ba、As、Mn等的富集程度均有不同的提高，Pb、Ag、Cu、Ba、As等成矿元素的平均含量远远高于陆地地壳丰度值，是强烈富集的元素，与当时的沉积成矿作用有着密切的关系。金在各组地层中的平均含量均较高，超过地壳中金克拉克道(3.6mg/t)的1.7倍以上，尤其是上泥盆统(下东沟组)板岩中，金的平均含量达到地壳中金平均含量的2.7倍。在红岩寺一带下石炭统碳酸盐岩中，金的平均含量更高，达14.28mg/t。总体而言，泥盆一石炭系地层中金的含量自下而上有逐渐递增的超势，在上泥盆统顶部和下石炭统底部，金的含量达到最高峰值，是区域金矿成矿的有利层位[42, 46]。

根据山阳一镇安一柞水一丹凤地区1：5万多元素分散流测量分析（陕西省秦岭东段成矿区划资料，1982），该区域以富集Cu、Pb、Zn、Ag、As为主要特征。多元素富集以青石垭组为中心，向上下逐渐减弱，并且组分也趋于简单。中泥盆系牛耳川组、池沟组和青石垭组等地层的特点：以富集Pb、Ag、Cu、Zn、As、Mn、Ba等多元素，异常最多，大于1km^{2}的异常数达53个，占全区总数的50%；沉积时间长，连续性好，说明成矿元素有着丰富的物质来源；地层中富集的元素，与已知的大中型矿床的成矿元素具有一致性，这反映的层控多金属的基本特征。

该区各元素的地球化学行为是很有规律的，是成区、成带分布的，主要区带有：大西沟至黑沟一线青石垭组中菱铁多金属矿化带上为Cu、Pb、Zn、Ag、As、Mn、Ba等多元素异常富集带。迷魂阵闪长岩体南侧为Ag、Pb（Zn、Mo）富集带。是找以Ag为主的多金属和二台子类型的角砾岩金矿的有望地区。小岩体可分三类：西部柞水地区富Mo、Cu、Zn（Ag）；东部袁家沟～下官房富Ag、Cu、As（Mo）和冷水沟～七地沟富Cu、Mo（Ag）低As。东川至镇安为Ag（As）富集带，是寻找贵金属矿床的有利地段。红岩寺南侧有As、Pb （Zn、Ag）的富集带。

第3章 研究区地质概况

研究区大地构造位置位于北秦岭造山带与中秦岭造山带接合部位的北秦岭南部边缘[43]，南秦岭礼县-柞水海西褶皱带的东部，区域性商丹深大断裂南部，柞-山热水沉积盆地的东部边缘。

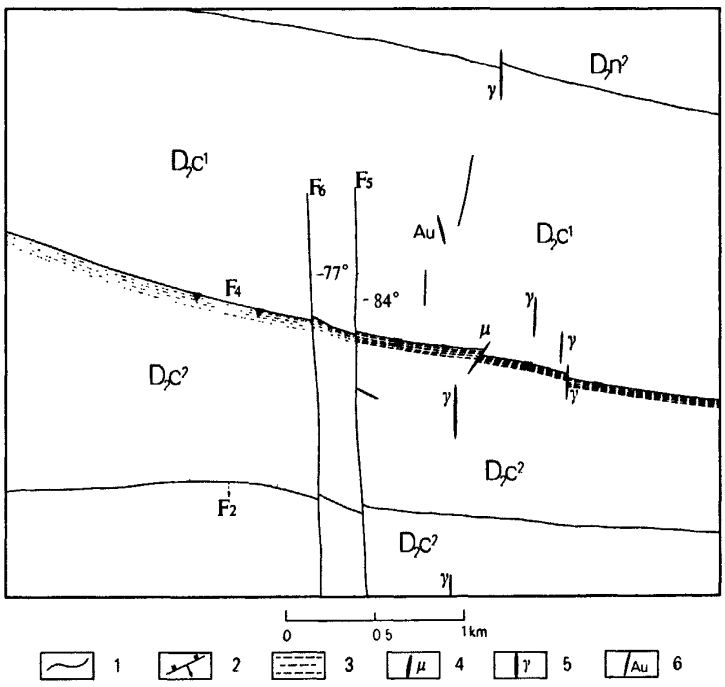


图 3.1 马鹿坪地区地质简图

D_2n^2 - 中泥盆统牛耳川组上段; D_2c^1 - 中泥盆统池沟组下段; D_2c^2 - 中泥盆统池沟组上段; 1 - 地质界线; 2 - 断层; 3 - 韧性剪切带; 4 - 闪长玢岩脉; 5 - 花岗岩岩脉; 6 - 金矿化体;

3.1 地层

勘查区出露的地层单一，主要为中泥盆统池沟组（D_2c）和牛耳川组（D_2n）的顶部地层。分述如下：

1、牛耳川组

分为两个岩性段，主要出露上段岩性。

上段（D_2n^2）：以绢云母板岩、粉砂质板岩为主，夹有变质砂岩、粉砂岩及少量灰岩。

2、池沟组（D_2c）

分为上下两个岩性段：

下段（D_2c^1）：浅灰色中厚层状中一细粒变质长石石英砂岩夹深灰色粉砂质板岩、黑云母绿泥石片岩。

上段（D_2c^2）：以深灰色粉砂质板岩，泥质粉砂岩为主夹深灰色、黑灰色泥质、粉砂质结晶灰岩和变质长石石英细砂岩。

经过野外观察以及室内薄片研究鉴定，我们发现，池沟组地层的岩石在马鹿坪地区遭受了区域浅变质作用外，同时还受到强烈的动力变质作用，岩石中的石英重结晶，云母（由粘土变质）具有定向排列（照片 1、2 变质砂岩），有的具有一定的糜棱岩化。

3.2 构造

勘查区发育有两组断裂，一组为 NWW 向的向阳沟断裂（F_2）和油湖浪沟韧性剪切带（F_4），另一组为 SN 向的断裂（F_5、F_6）。

1、向阳沟断裂（F_2）：位于勘查区的南部，走向 NWW 向，贯穿全区，区域上长 7500m。断于池沟组地层中，断层两侧岩层产状不一致，有牵引褶皱。

2、油湖浪沟韧性剪切带构造（F_4）：位于勘查区的中部，走向 NWW 向，贯穿全区，带宽约 50m，带内糜棱岩发育，还可见糜棱岩化花岗岩，推测为早期花岗岩脉，后经韧性剪切作用发生糜棱岩化。（照片 3、4、5、6）。

3、F_5、F_6断裂：位于勘查区的中部，走向近 SN，倾角较陡，为张性断裂，断裂带宽 20－50cm，充填有穿层的石英脉，有的石英脉中有镜铁矿（照片 7）。有的为镜铁矿化构造角砾岩，角砾为池沟组的碎屑岩（照片 8），角砾粒径 1－3cm、棱角明显，胶结物为镜铁矿。

3.2 岩浆岩

勘查区中发现有花岗斑岩脉（照片 9、10）、闪长玢岩和煌斑岩脉出露，有 6 条花岗斑岩脉分布于测区中部偏东区域，从南到北均有出露，该类岩体总体上呈近南北向延长的透镜体，倾向 90°－100°，倾角 60°－90°，南北向长约 160－300m，东西向宽约 5－8m，多沿南北向张性断裂侵入，为浅成或超浅成的酸性岩浆岩。一条闪长玢岩脉，北东向延长，呈透镜体状，产状 310°∠39°，为浅成或超浅成的中性岩浆岩。一条煌斑岩脉，分布于勘查区中部油湖浪沟中，脉宽约 50cm，走向北西向，产状为 206°∠68°。

花岗斑岩：为肉红色，具斑状结构，块状构造。斑晶的矿物主要为长石、石英、黑云母，石英斑晶熔蚀现象明显，多以熔蚀为浑圆状，（照片 11），蚀变很小，含量小于 5%。粒度约 0.5－2mm。长石斑晶以自形、半自形为主，有的蚀变为绢云母和铁质矿物（照片 12），含量 3%－5%，粒度少数粒级可达 2mm。黑

云母斑晶以半自形片状为主，多以蚀变为白云母和磁铁矿，含量2%－3%。基质的矿物主要为长石类矿物和石英、云母所组成，微粒结构，粒度 0.1－0.2mm，含量约85－95%。基质长石多为它形粒状，绢云母化、泥化明显。为黑云母花岗斑岩，次生变化主要是长石的绢云母化为主。

闪长玢岩：为灰色，具斑状结构（照片13、14），块状构造。斑晶的矿物主要为斜长石、角闪石。斜长石斑晶以半自形晶为主，宽板状，表面呈灰色脏点，多以绢云母化，含量30－35%。角闪石斑晶晶体较小，多以自形为主，呈长柱状，横切面为六边形，一些已蚀变为磁铁矿和黑云母，含量10－12%。基质的矿物主要是微晶斜长石，其次为磁铁矿，磁铁矿为黑色，受氧化，边缘多已变成为红色赤铁矿，含量53－60%。为闪长玢岩。

煌斑岩（照片 15、16、17、18 ）：棕褐色，煌斑结构，块状构造。主要矿物成分为黑云母、斜长石、角闪石，此外还见有石英、磁铁矿、褐铁矿等。黑云母：褐色，自形晶，一组解理明显，部分已蚀变为褐铁矿，总体弱定向，含量25%。角闪石：褐色，柱状，横切面为六边形，部分发生褐铁矿化，含量15%。斜长石：无色，自形板状，部分斜长石已发生钠黝帘石化，颗粒形状还在，但其内已形成石英，可见到少量的聚片双晶，有些受力后形成波状消光，含量60%。为角闪黑云煌斑岩。

第4章 土壤地球化学测量方法及应用

4.1 基本原理及异常形成机制

4.1.1 基本原理

土壤地球化学找矿是通过了解土壤中元素的分布，总结元素的分散与集中的规律，研究其与基岩中矿体的联系，通过发现土壤中的异常与解释评价异常来进行找矿的。

矿床的次生晕是表生带的产物。在表生带，压力小（常压），温度低而变化大（昼夜变化及季节变化），常处于大气圈游离氧、二氧化碳的作用下，水源丰富且具有不同的酸碱度，并有生物及有机质参加作用，因而其物理化学环境和地壳内部迥然不同。在地壳深部形成的岩石，矿物进入表生带后，由于物理化学条件的巨大变化，必然会发生变化和分解，一部分元素被溶液带出，一部分元素组成在地表条件下稳定的化合物。岩石、矿物风化形成了土壤，并使大量的矿体露头遭到覆盖，给找矿工作带来了困难，同时也使得成矿物质产生迁移，形成矿床次生晕，为找矿工作提供了线索。

4.1.2 矿床次生晕的形成

地下深部形成的矿体、矿化及原生晕，和围岩一样在表生带经受各种风化作用。其中的元素随着矿物的破碎或溶解，都会向外迁移产生次生分散，而形成次生晕。成矿有关元素的次生分散可分为机械分散和水成分散。

在表生作用下，矿石中成矿元素呈固相（原生矿物，难溶的次生矿物）迁移而形成的分散称为机械分散。这种分散大致可归结为矿石的破碎和矿石的质点位移。矿石和岩石一样，在表生带由于温度的变化（热胀冷缩、水的冻结和融化，盐类的结晶和溶解），植物根系作用等等，使矿体破碎，由大块变为小块，由矿石碎块分解为单一矿物的碎块。地面由于剥蚀作用不断下降，矿体风化侵蚀面由于风化作用也不断下降，矿石风化质点逐渐离开矿体风化侵蚀面进入土壤，并由下层土壤逐渐变为上层土壤，在这一过程中，矿石质点分布的范围，随风化作用的加强和持续时间的延长而逐步扩大。与此同时，矿体附近围岩的风化质点，也渐渐离开风化基岩而进入土壤。并且由下层土壤渐变为上层土壤，在这过程中基岩的风化质点分布的范围也逐渐扩大。由于矿石及围岩风化质点相互迁移的结果，矿石质点必然由原矿体向外迁移，矿体附近围岩风化质点也会进入原来矿体所在位置。这样就使得矿体附近上覆土壤中，由于有矿石的风化质点存在，成矿

有关元素的含量高于远离矿体处正常岩石所形成土壤中元素的含量。

在表生作用下，矿石中成矿元素呈液相（溶液）迁移而形成的分散称为水成分散。成矿物质水成分散的过程，包括矿石的氧化、溶解，迁移及析出。这种作用和过程对硫化矿石来说最为典型。硫化物氧化变为硫酸盐。由于各种金属硫酸盐基本上在水中都有较大的溶解度，其结果是成固态的金属硫化物变化成为液相硫酸盐溶液。

$$MS+2O_2 \longrightarrow MSO_4 \qquad M：二价金属$$

由此可见硫化物的氧化溶液是富有游离氧的近地表水作用的结果。

硫化矿石由于氧化、溶解，矿石中元素成为离子状态转入地下水溶液后，或由矿体向四周扩散，或随地下水毛细上升，或随地下水流动产生迁移，由原矿体向上，向四周进行分散。在分散过程中，由于种种原因，使这些金属离子由溶液中析出，在土壤中固定而形成次生晕。

4.2 取样层位及粒度确定

土壤地球化学测量采样要特别注意解决合适的层位和粒度，否则不能获得好的找矿效果。从方法试验的分析结果中不难看出不同元素在不同风化土壤剖面的不同层位、不同粒级中的含量差别较大。这就要求我们要根据实际情况，来确定采样的层位与粒级。首先要对所进行的勘查区有一总体的了解，了解本区内可能存在的矿种，矿体所赋存的地质层位，进而研究本层位风化土壤剖面中元素在不同层位和不同粒级中的富集特征，确定出可能存在的矿种的指示元素，详细分析指示元素在含矿层位（或接近含矿层位）风化土壤剖面中不同层位、不同粒级中的富集特征，确定指示元素在某个层位中含量总量最大，再确定在这一层位中哪一粒级中元素含量较高，粒级中元素总量所占这一层位比重较大，进而确定出元素富集的最佳层位与粒级。实际工作中，由于受多方面因素的影响，所确定的层位和粒级相对来说较为灵活[47]。

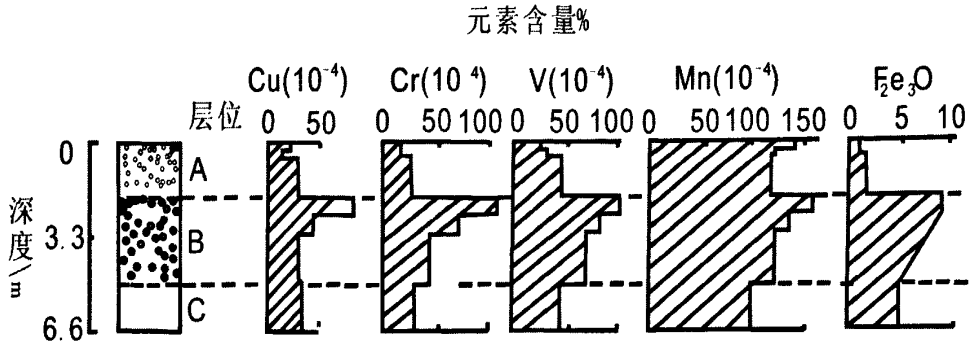


图 4.1 土壤剖面中元素分布图[50]

据前人的研究，就残积层区采样深度而言，A层土壤最容易采集，但各种因素的影响（例如人为污染）往往会导致其中的元素含量发生变化，因此不适合作为采样介质。在B层土壤中元素含量是较稳定的，受污染的可能性比较低，也能较好地反映母岩的矿化信息[48]。如图4.1为赞比亚红土剖面上某些元素在土壤层位中的变化，除个别元素外，其他元素均在B层中富集。因此，本次选取B层土壤进行样品采集，以30～40cm最佳。

就采样粒度而言，粒级越细越难于采集，工作量也就越大；但通常粒级越细，比表面积越大，对元素的吸附能力就越强[48]。考虑到土壤离子电导率和土壤热释汞的因素，选择200目统一加工粒度标准，按此标准加工的样品进行分析测试，能保证不会漏掉异常。

4.3 指示元素确定

对于找矿的指示元素的选择的原则是：①所选元素能够指示矿床存在的大致空间位置，或能指示找矿方向；②所选指示元素及其组合特点能够区分矿异常和非异常；③形成的地球化学异常要清晰，并且具有一定的规模、能在普查勘探中容易被发现；④选用的指示元素最好能用快速、灵敏、简便、经济的分析方法加以测定；⑤选择的数目在达到找矿目的的前提下尽可能少。

指示元素的选择要有一定的针对性，不能一味求多求全。选择可根据所评价的土壤地球化学异常的元素组合和其可能存在的矿化类型的元素共生组合来考虑。既要考虑主要成矿元素和伴生元素，也要考虑直接或间接反映盲矿体的指示元素。本次选择指示元素的方法采用了类比法和地质调查法，前人在勘查区进行的次生晕普查工作中，圈出了多条Pb、Zn和Ag异常带，通过地质调查发现韧性剪切带中含有Au、Ag和Pb矿化的石英脉，这些为重要的地球化学找矿标志。根据前人在金、铅、锌、铜矿床型总结出的找矿指示元素，结合本勘查区具体情况参照选择，依据经济、有效原则，确定分析的元素为Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Co、Ni。

4.4 方法的实施

工作区主要为中高山区陡坡地形，地形切割强烈，属亚热带气候，物理、化学风化强烈，植被及浮土覆盖广泛，根据本区地质、地形、地貌、矿化分布特征及以往勘查工作情况，选择1/万地质草测、1/万和1/5千地球化学剖面测量作为主要方法手段，配合适量的槽探工程揭露，圈定矿化带，最后选择矿化较好及地形有利地段用坑探工程进行深部验证评价。

野外定点：野外采用GPS定点，定点误差控制在15m以内，无卫星信号时

应综合周围地形定位，野外要求图上落点和GPS存点（包括航迹和航点），GPS所定点与图上编号及样品编号应保持一致。野外要求及时下载当天GPS数据，并将数据转换保存，通过Geosource （经纬通）软件和MAPGIS软件，建立实际材料图。野外所定点每间隔5个点加上木桩和红布以便确定位置。

野外采样：按设计要求采取如下措施，保证质量要求。① 在测网测定的采样点周围点线距的1/10范围内采样，样品由3−5点采样组合成一个样。② 样品主要为采取残坡积层，采样深度为B层（或淋滤层）细粒物质，样深30cm～40cm，采取的样品要求同一介质、同一层位物质，肉眼观察矿化或蚀变较强地段或有利找矿地段应加密采样，并作详尽描述。③ 野外初加工至20目，样重过筛后的重量大于150g。④ 采样编号必须统一，逐点做好记录，记录内容按规范进行，字迹工整清晰，不涂改。⑤ 采集样品应在阳光下自然晒干，在晾晒过程中要不时揉搓样品，干燥后的样品要用木槌轻轻敲打，以防结块；样品干燥后，按设计的加工方案进行加工，采用不锈钢筛过筛，防止样品间相互污染。⑥ 日常检查工作：由项目负责人分阶段到各采用组和样品加工组进行检查。野外检查包括抽取一些采用点核对采用部位，定点误差，采用标记，记录内容以及重采样检查等，检查量不少于总量的5%，不允许用同时在同一点采双样来代替重采样。而且重采样应布设在可能出现地球化学异常地段及蚀变或矿化明显地段，对已发现的矿化及找矿标志部位，样品均匀布设。

野外采样严格安排大比例土壤地球化学规范要求采样，保证点位准确，共采样品734件，采样率达98%以上，符合次生晕地球化学测量采样达标率要求。野外检查重采样样品为40件，达到了土壤地球化学测量规范所要求的重采样百分比要求。

样品加工及分析：野外采集的样品要及时清理、晒干、加工。样品野外采回后要及时晒干，用木棒敲碎，可使用20目过筛，取其20目筛以上的样品送桂林矿产地质研究院加工成200目，送化验室分析，样品分析项目为Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Co、Ni、As和Sb九个元素。样品分析单位：桂林矿产地质研究院；样品分析方法：金的分析采用化学光谱方法；银的分析采用发射光谱方法；铜、铅、锌、钴和镍的分析采用全谱直读光谱方法；砷和锑的分析方法为原子荧光光谱。

4.5 土壤地球化学特征

对马鹿坪地区开展土壤地球化学扫面工作，区内共布置测线10条，取土壤地球化学采样品734个，利用化学光谱、发射光谱、全谱直读光谱和原子荧光光谱对所取样品进行了Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Co、Ni等9个元素的测

试分析。

4.5.1 土壤中元素含量特征

运用 Spss 等软件，对勘查区土壤元素含量的特征进行了统计，包括元素的平均含量、标准方差、最大值与最小值、概率分布等，结果见表 4.1。

从表 4.1 可看出，与全国土壤元素平均值相比，勘查区内元素浓度克拉克值大于 5 的元素有 Pb、As，为该区土壤中的强烈富集的元素；大于 1.5 的元素有 Ag、Sb，为该区土壤中的富集元素；Au、Zn 及 Co（浓度克拉克值小于 1.5 大于 0.5）为正常元素，金的浓度克拉克值高达到 1.4，也显示了一定的富集能力；贫化元素（浓度克拉克值小于 0.5）为只有 Ni。可见 Pb、As、Ag、Sb、Au 在本区形成了较高的背景，元素局部富集或贫化的趋势也较强，表明地质作用使该元素的含量达到了一个较高的水平，是富集成矿的一个有利标志。

表 4.1 土壤地球化学测量元素地球化学特征参数及概率分布特征表

元素	克拉克值	平均含量	标准方差	最小值	最大值	变化系数	浓度克拉克值	概率分布			背景值	异常下限
								分布形式	偏度	峰度		
Au	4.0	5.60	24.63	0.29	606.04	4.40	1.4	偏正态	20.28	484.26	2.4	6.3
Ag	0.08	0.22	0.49	0.024	5.00	2.72	2.75	偏正态	7.36	63.18	0.107	0.225
Cu	63	32.06	40.02	6.40	747.40	1.25	0.51	偏正态	10.79	159.64	28	55
Pb	12	68.72	170.47	10.60	2000.00	2.48	5.73	偏正态	8.73	90.70	38	93
Zn	94	114.26	99.32	34.00	1100.00	8.69	1.22	偏正态	5.14	35.72	97	177
As	2.2	27.22	41.88	3.86	494.70	1.54	12.37	偏正态	5.74	43.57	18	41
Sb	0.6	1.98	3.31	0.49	42.70	1.67	3.30	偏正态	8.06	82.98	1.36	2.9
Co	25	19.06	4.54	6.00	43.50	0.24	0.76	近正态	0.98	2.34	19	28
Ni	89	39.58	12.49	9.70	109.80	0.32	0.44	近正态	1.22	3.00	40	65

注：①元素质量分数单位：Au 为 10^{-9}，其它均为 10^{-6}，②变化系数＝标准方差／平均含量，浓度克拉克值＝平均含量／克拉克值(黎彤，1992)

变异系数体现了勘查区土壤中元素分布均匀性方面的特点。该区大多数元素（变化系数大于 1）分布极不均匀，分布均匀的元素（变化系数小于 0.5）只有 Co、Ni 二个。元素含量分布极不均匀，也说明元素局部富集或贫化的趋势较强。

从元素含量的概率分布特征上看，Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb 具有一定的偏正态分布趋势，Co、Ni 为正态分布。根据“地球化学过程的基本定律”（A.B.Vistelius，1960；赵伦山、张本仁，1897，1992）说明 Co、Ni 等元素经历

多次地球化学作用的可能性较小，而 Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb 等元素具有一定的多次地球化学过程的叠加可能性。

由浓度克拉克值、变异系数和分布的概率型式所提供的信息，结合商洛地区矿产分布情况不难看出，这些元素中 Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb 为该区成矿作用中主要成矿元素及矿化伴生元素。这一推断与该区存在金矿床和金矿点及银铅矿床的地质事实十分一致，同时在一定程度上也指明了该区主要的找矿方向。

4.5.2 土壤地球化学元素统计分析

4.5.2.1 元素相关性分析

从表 4.2 可以看出，土壤地球化学各元素的相关性比较简单，没有显著的负相关，并且正相关也比较简单；Au 与 Ag、Ag、Pb、Zn、As、Sb 之间存在着非常显著的强正相关关系；活动性弱的 Co、Ni 之间强正相关，并且与其他元素无显著相关性；Cu 与其它元素也无显著的相关性（表 4.2）。

表4.2 土壤地球化学元素中元素相关系数矩阵表

元素	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Co	Ni
Au	1.000								
Ag	0.763	1.000							
Cu	0.091	0.114	1.000						
Pb	0.648	0.824	0.113	1.000					
Zn	0.424	0.548	0.121	0.726	1.000				
As	0.588	0.641	0.180	0.482	0.332	1.000			
Sb	0.506	0.509	0.210	0.446	0.162	0.496	1.000		
Co	0.183	0.171	0.220	0.213	0.308	0.150	0.108	1.000	
Ni	0.158	0.122	0.162	0.150	0.231	0.018	0.054	0.757	1.000

4.5.2.2 因子分析

因子分析是通过对地质观测数据的分析来建立一个成因系统。在地质上的作用主要表现为：①通过因子分析可以用最简炼的形式描述地质对象，即对观测到的大量地质现象进行综合归纳，将原始地质数据中为数众多的变量减少为几个变量，以再现它们间的内在联系。②对因子进行解释可以探索各种地质现象的成因联系[49]。

所有现代因子分析都是以主成分作为分析的出发点，因为主成分的指导和说明非常直观简单，同时它和因子分析之间也没有明显的差异。在主成分分析中，

通过对方差与协方差矩阵的研究，提取方差贡献最大的各个主成分，以达到简化变量，提示产生变异的原因，做出合理的地质解释。因子分析中，从因子模型出发，通过对实际观测值的相关矩阵的研究，提取方差贡献最大的各个主因子，以达到简化变量，提示产生变异的原因，做出合理的地质解释。虽然在因子分析中应用了主成分方法，但特征值计算是在标准化方差与协方差矩阵基础上进行的。这不仅使每个变量处于同一量度，而且还将主成分转换成为因子。对于特征向量也采取了正规化的形式，即定义了一个单位长度的向量。因子分析用以研究一组变量之间的相关关系，称为 R 型因子分析:也可用以研究一组样品之间的相关关系，称为 Q 型因子分析。两种因子分析法的基本原理一样，区别在于研究目的和着眼点不同[50]。

由于在特定的地质作用过程中，具有相似地球化学性质的元素，常形成一定的元素共生组合，表现为成因上联系和空间上的伴生[51]。在后期的风化作用过程中，也表现为一定的组合性质，研究和利用共生关系中的某一或某几个成员的存在，预测其它成员的存在，这对异常解释和找矿预测，是十分有用的参考依据。在成矿过程中共生组合的元素化学性质相近，在风化过程中可能表现出相似的性质，在后期搬运迁移过程中由于物理性质的差异产生了不同的次生富集，对此次土壤地球化学测量所采样品的测试分析结果进行因子分析，试图找出元素间相关关系特征，放大或者加强异常，以用指示找矿。

对本次数据进行 KMO 和 Bartlett's 球度检验，看是否适合进行因子分析，由表 4.3 可知 KMO 值为 0.756，根据统计学家 Kaiser 给出的标准，KMO 值大于 0.6，认为适合于因子分析。Bartlett's 球度检验给出的相伴概率为 0.000，小于显著水平 0.05，因此拒绝 Bartlett's 球度检验的零假设，认为本次数据适合进行因子分析。

表4.3 土壤地球化学元素中元素相关系数矩阵表

KMO and Bartlett's Test		
Kaiser-Meyer-Olkin Measure of Sampling Adequacy		0.756
Bartlett's Test of Sphericity	Approx. Chi-Square	3127
	df	36
	Sig.	0.000

4.5.2. 3R 型聚类分析

土壤地球化学测量样品测定的数据统一为10^{-6}单位，利用 Spss 统计分析软件进行 R 型因子分析及聚类分析，得到方差极大旋转因子载荷矩阵及因子得分，

按照累计方差贡献值能达75%，得到3个主因子：

F_1：Ag、Pb、Au 、As、Zn、Sb；

F_2：Ni、Co；

F_3：Cu、Sb。

其中F_1因子贡献率达 40.6%，F_2因子贡献率为 20.9%，F_3因子贡献率为13.1%。F_1为亲硫因子，代表一组中一低温金属硫化物成矿作用有关的元素组合类型，与后期的变质热液活动有关，金的富集与硫化物关系密切；F_2为亲铁亲硫元素因子，弱活动性元素，可能与岩浆热液活动有关；F_3为亲硫元素组合，与更后期的热液活动有关。

表 4.4 土壤地球化学 R 型因子分析方差极大旋转载荷矩阵

case	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Ag	**0.921**	0.057	0.100
Pb	**0.896**	0.166	-0.050
Au	**0.827**	0.061	0.147
As	**0.703**	-0.065	0.358
Zn	**0.687**	0.371	-0.236
Sb	**0.583**	-0.109	**0.534**
Ni	0.045	**0.909**	0.069
Co	0.121	**0.901**	0.136
Cu	0.011	0.234	**0.810**

4.5.2.4Q 型聚类分析

用土壤地球化学测量样品测定的数据统一为10^{-6}单位，利用 Spss 软件进行 Q

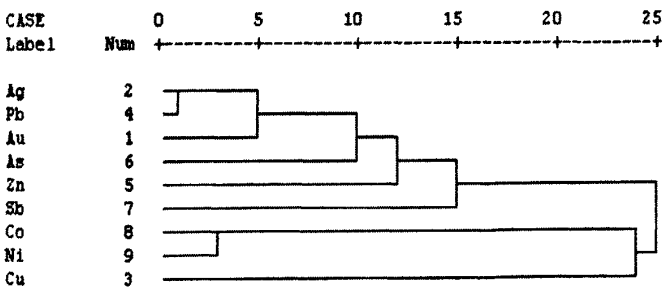


图 4.2 土壤地球化学 Q 型聚类分析分类谱系图

型聚类分析，用 Between-groups linkage（类间平均链锁法）和 pearson correlation（相关系数距离），作出聚类分析谱系图（图 4.2）。

图 4.2 按距离系数=0.7 水平时，获得较为紧密三组元素组合：（1）Ag、Pb、Au、As、Zn、Sb；（2）Co、Ni；（3）Cu。第一组为中低温热液成矿元素次生富集组合，Ag、Pb、Au 三个元素的相关性非常好，构成这类成矿作用的主成矿元素；第二组为弱活动性元素组合，可能与岩浆热液活动有关；第三组为更后期热液成矿元素次生富集组合。

4.6 土壤地球化学异常特征

4.6.1 背景值及其上限值的确定

4.6.1.1 传统方法的原理

任何地质体中元素的正常含量是在一定范围内变化的一系列数值，是一组随机变量。数理统计告诉我们，要描述一组随机变量，最严格的办法是求得它的概率分布函数，即概率 P 与含量 C 的依赖关系：

$$F(x)=P(c\le x)=\int_{-\infty}^{x} f(c)dc$$

式中 $F(x)$ 是概率密度函数，$P(c\le x)$ 为含量小于等于给定 x 值的概率。

地球化学家深信，对于任何一个地质对象中任何一种元素来说，$F(x)$ 是存在的。可以把具有一个完整分布的地质对象叫做一个总体（母体）。但对于一个总体内 $F(c)$ 的具体形式，却引起了不少的争论。直到目前为止仍没有定论。数理统计中已经证明，对于一个随机变量 x，只要它们的各次观察值之间的差别是由无数因素所引起的，而这些因素中没有一个是突出的，则它的概率分布自然地趋向正态分布（大数定律）。

其密度函数为：

$$F(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma}e^{\frac{(x-\pi)^2}{2\sigma^2}}$$

在整理数据时，从原始分析结果出发，把含量分成若干间隔，然后再统计落在各个间隔内的样品数（频数 $\int i^*$）再除以样品总数 n，求出频率（$\int i$）。以频率对间隔作图，

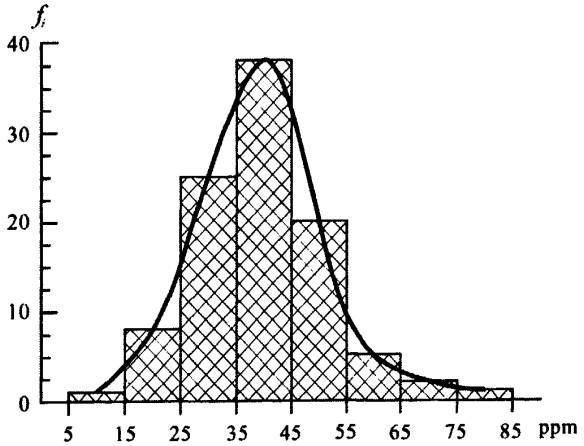


图 4.3 地球化学数据构成的经验分布函

就得到常用的频率直方图，各频率顶点的连线便是该批数据的经验分布曲线（图4.3）。

在实际工作中，母体的数学期望μ和方差σ是无法得知的，我们只能用有限的数据经统计而求出：

$$\mu \approx \overline{C} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} C_i \qquad \sigma \approx S = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(C_i - \overline{C})^2}$$

上式中，只有当样本数n趋向于无穷大时，两者才能相等。其中，样本方差S是方差σ的无偏估计。

根据许多地球化学资料，常量元素的分析结果比较接近正态分布，而微量元素的直方图往往向高含量方向延伸，形成正向不对称性。1954年阿伦斯（H.L. A-hrens）发现，将原始数据转换成对数后再作图，则大多数微量元素的直方图的对称性大大地改善了。因此，阿伦斯认为微量元素服从对数正态分布，其密度分布函数和概率分布函数为：

$$f(\lg x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\lg x}} e^{\frac{(\lg x - \overline{\lg x})^2}{2\sigma_{\lg x}^2}} \qquad F(\lg x) = \int_{-\infty}^{\lg x} f(\lg t)dt$$

目前，大量的地球化学数据处理都是基于对数正态分布来进行的。

经典的地球化学找矿理论以岩石、土壤、水系沉积物测量作为找矿手段。地壳中化学元素的含量在空间分布构成了三维空间中的一个曲面，称之为地球化学面（geochemical surface）。

20世纪50年代以来，地球化学家基本认为地球化学面的这种变化服从元素在地球化学场中的分布，即正态分布或对数正态分布。因此，传统地球化学异常下限的确定方法是统计勘查地球化学数据，判断数据的分布形式（常用的方法主要有：正态概率格纸检验法；偏度、峰度检验法，K检验法以及x，检验法等），对于符合正态分布的数据，其背景值和异常下限按下式算出：

$$C_0 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i = \bar{x} \qquad C_A = C_0 + 1 \sim 3S$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}$$

式中，C_0为背景值，C_A为异常下限，S为样本方差。

若数据服从对数正态分布，将上式中x换成lgx计算即可，最后再将$\lg C_0$、

$\lg C_A$ 换算成真数。

经检验，如果化探数据不服从正态或对数正态分布时，首先将数据转换为对数值，然后采用（$\bar{x}\pm 2\sim 3S$）进行特高及特低含量剔除，重新计算，直到没有特高和特低含量为止。

经过特高和特低含量剔除的数据被认为主要是背景含量，可以直接用这些数据算出背景值和异常下限（基于对数正态模型）[52]。

4.6.1.2 背景与异常的划分

地球化学背景是指元素呈正常分布的现象，属于地球化学背景的化学元素的含量并不是一个固定数值。在地球化学背景范围内元素的含量是有波动起伏的，其平均值称为背景值，其最大值称为背景上限（背景上限值）或异常下限。区分背景和异常的元素含量数值，不是背景值而是背景上限（或异常下限）。背景值及背景上限的确定是资料结合整理的先行步骤。要进行资料综合整理，首先要确定背景值及背景上限（或异常下限）。确定背景值及背景上限的方法有多种，常用的有长部面法、图解法(其中包括直方图解法、概率格纸图解法)和计算法等，图解法与计算法均属于整理统计方法[50]。长剖面法确定背景与异常下限是应用最简单的作图方法，既作一条通过矿体并延伸到无矿区地区的长剖面，用目估的方法确定背景与异常下限，数据统计方法引入化探的资料整理后，人们以正态分布为前提，求出众值与标准偏差来确定背景与异常下限。但在矿区外围找矿时矿区外围相对区域化探来说具有特殊性。其一，其研究的总体中可能包含多个总体，如矿体、矿化、蚀变、正常围岩等，故它是复合母体。其二，由于某些矿床的成矿过程中，元素有带入与带出出现，形成空间分带，故在矿床周围可能有正、负异常出现[53]。对原始数据（去掉污染样数据）进行分析表明，除钴、镍外，其他元素数据原始对数值均符合正态分布，钴、镍原始数据值呈正态分布。

此次勘查区异常下限的确定结合了计算法与频率统计方法来进行，结合数据频率统计使异常数据保持占所有数据 30～40%这一原则进行。依据异常下限值在 Mapgis 中利用 DTM 分析做出异常图。

4.6.2 单元素异常特征

4.6.2.1 金异常特征分析

土壤样品中金原始数据为 734 个，数据间差别大，最大值与最小值之比为 2089，金元素最小值为 0.29×10^{-9}，最大值大于 606×10^{-9}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区金元素背景值取为 2.4×10^{-9}，异常下限为 6.3×10^{-9}。按照 6.3×10^{-9}~12.6×10^{-9} 为外带、12.6×10^{-9}~18.9×10^{-9} 为中带、大于 18.9×10^{-9} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤

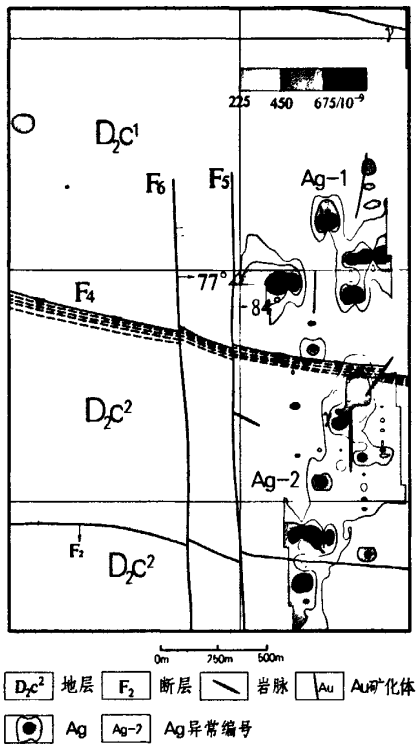


图 4.5 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Ag 元素异常图

Ag－1 异常位于东沟北侧，主要由四个异常组成，整体呈不规则形态，面积约 0.25 km²，异常中心等值线值高，异常最低值为 225×10⁻⁹，最高值大于 5000×10⁻⁹，异常浓度分带明显，四个异常浓集中心分别为异常下限的 22、22、22 和 7 倍。Ag－2 号异常位于韧性剪切带南部庙沟两侧，主要由三个异常组成，整体呈不规则的长条状，面积 0.25 km²，异常最低值为 225×10⁻⁹，最高值大于 5000×10⁻⁹，异常浓度分带明显，三个异常浓集中心分别为异常下限的 22、20 和 18 倍。两异常均圈闭良好，三级梯度明显。在二个异常区布置了轻型山地工程—探槽，可进一步加强对本异常区的调查研究工作。

4.6.2.3 铜异常特征分析

土壤样品中铜原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 116，铜元素最小值为 6.4×10⁻⁶，最大值 747.4×10⁻⁶，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区铜元素背景值取为 28×10⁻⁶，异常下限为 55×10⁻⁶。按照 55×10⁻⁶~110×10⁻⁶ 为外带、110×10⁻⁶~165×10⁻⁶ 为中带、大于 165×10⁻⁶ 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Cu 异常图（图 4.6）。

由图 4.6 可以看出，铜元素在马鹿坪存在 3 个小异常，主要分为三个小区，均位于勘查区北侧池沟组下段地层。

Cu－1 异常具两个浓集中心，呈不

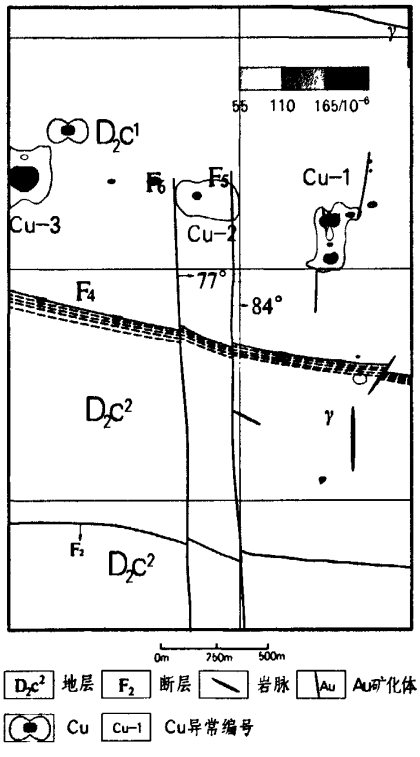


图 4.6 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Cu 元素异常图

规则形态，异常规模小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 747×10^{-6}，异常浓度分带明显，异常浓集中心分别为异常下限的 13 倍和 8 倍。

Cu—2 异常位于勘查区北部碾子沟区。呈椭圆状，异常规模较小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 171×10^{-6}，异常浓度分带不明显。为异常下限的 3 倍。

Cu—3 异常位于勘查区北部碾子沟区，呈不规则形态，异常规模小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 330×10^{-6}，有异常浓度分带，异常浓集中心为为异常下限的 6 倍。

4.6.2.4 铅异常特征分析

土壤样品中铅原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 189，铅元素最小值为 10.6×10^{-6}，最大值大于 2000×10^{-6}（该方法分析的上限），结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区铅元素背景值取为 38×10^{-6}，异常下限为 93×10^{-6}。按照 93×10^{-6}~186×10^{-6} 为外带、186×10^{-6}~279×10^{-6} 为中带、大于 279×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Pb 异常图（图 4.7）。

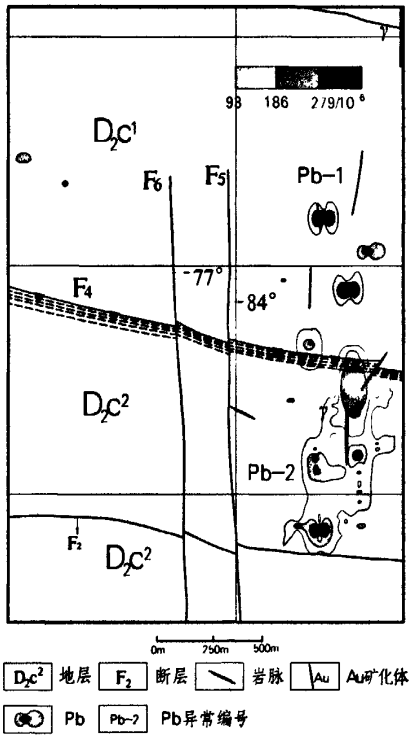


图 4.7 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Pb 元素异常图

从图 4.7 上不难看出，铅元素异常分布与金、银元素相似，主要分为两个区，一区位于勘查区东北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区位于测区东南部，出露地层主要为池沟组下段地层，碾子沟区基本无异常出现。

Pb—1 异常位于油湖浪沟北侧，主要由三个单点异常组成，异常规模较小，但是异常浓集中心值很高，有两个异常最高值均大于 2000×10^{-6}，为异常下限的 20 倍，异常圈闭良好，三级梯度也明显。Pb—2 异常位于韧性剪切带南侧，呈不规则长条状，异常规模大，长 1000m，宽 300m，面积 0.3 km^2，异常最低值为 93×10^{-6}，最高值大于 2000×10^{-6}，异常浓度分带明显，异常浓集中心为异常下限的 21 倍。

4.6.2.5 锌异常特征分析

土壤样品中锌原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为

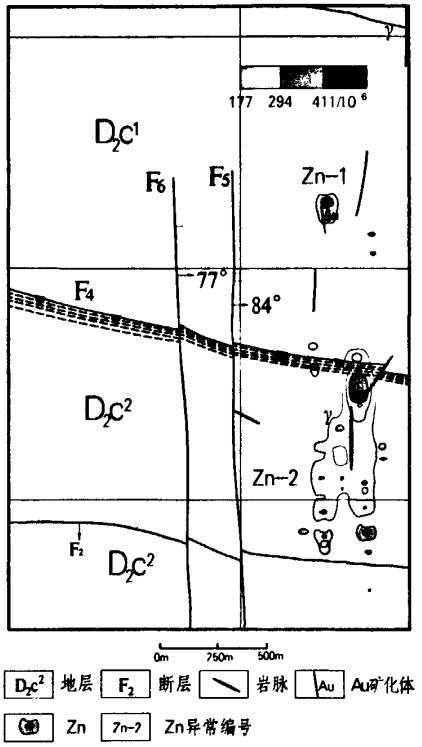


图 4.8 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Zn 元素异常图

32，锌元素最小值为 34×10^{-6}，最大值大于 1100×10^{-6}（该方法分析的上限），结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区锌元素背景值取为 97×10^{-6}，异常下限为 177×10^{-6}。按照 177×10^{-6}~354×10^{-6} 为外带、354×10^{-6}~531×10^{-6} 为中带、大于 531×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Zn 异常图（图 4.8）。

从图 4.8 上可以看出，锌元素在马鹿坪地区出现 2 个异常，主要集中在韧性剪切带南部庙沟北侧，出露地层主要为池沟组上段地层，此外，东北部还存在一个小异常，碾子沟地区无异常出露。

Zn－1 异常呈椭圆形状，规模小，异常最高值为 749×10^{-6}，为异常下限的 4 倍。Zn－2 异常位于韧性剪切带南部庙沟北侧，整体呈不规则长条状，异常规模大，长 800m，宽 250m，面积约 $0.2km^2$，异常最低值为 177×10^{-6}，最高值大于 1100×10^{-6}，异常均圈闭良好，三级浓度梯度明显，异常浓集中心为异常下限的 6 倍。

4.6.2.6 砷异常特征分析

土壤样品中砷原始数据为 634 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 130，砷元素最小值为 3.8×10^{-6}，最大值大于 494×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区砷元素背景值取为 18×10^{-6}，异常下限为 41×10^{-6}。按照 41×10^{-6}~82×10^{-6} 为外带、82×10^{-6}~123×10^{-6} 为中带、大于 123×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 As 异常图（图 4.9）。

从图 4.9 上可以看出，砷元素在马鹿坪地区出现 4 个异常，主要分布两个区，一区位于韧性剪切带北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区在韧性剪切带南侧，出露地层主要为池沟组上段地层。

As－1 异常位于勘查区东北部，主要由一个异常组成，整体呈不规则形状，规模较小，异常最低值为 41×10^{-6}，最高值 339×10^{-6}，异常浓集中心为异常下限的 8 倍，异常浓度分带明显。As－2 异常位于勘查区中部，由一个异常组成，呈

$\lg C_A$ 换算成真数。

经检验，如果化探数据不服从正态或对数正态分布时，首先将数据转换为对数值，然后采用（$\bar{x}\pm 2\sim 3S$）进行特高及特低含量剔除，重新计算，直到没有特高和特低含量为止。

经过特高和特低含量剔除的数据被认为主要是背景含量，可以直接用这些数据算出背景值和异常下限（基于对数正态模型）[52]。

4.6.1.2 背景与异常的划分

地球化学背景是指元素呈正常分布的现象，属于地球化学背景的化学元素的含量并不是一个固定数值。在地球化学背景范围内元素的含量是有波动起伏的，其平均值称为背景值，其最大值称为背景上限（背景上限值）或异常下限。区分背景和异常的元素含量数值，不是背景值而是背景上限（或异常下限）。背景值及背景上限的确定是资料结合整理的先行步骤。要进行资料综合整理，首先要确定背景值及背景上限（或异常下限）。确定背景值及背景上限的方法有多种，常用的有长部面法、图解法(其中包括直方图解法、概率格纸图解法)和计算法等，图解法与计算法均属于整理统计方法[50]。长剖面法确定背景与异常下限是应用最简单的作图方法，既作一条通过矿体并延伸到无矿区地区的长剖面，用目估的方法确定背景与异常下限，数据统计方法引入化探的资料整理后，人们以正态分布为前提，求出众值与标准偏差来确定背景与异常下限。但在矿区外围找矿时矿区外围相对区域化探来说具有特殊性。其一，其研究的总体中可能包含多个总体，如矿体、矿化、蚀变、正常围岩等，故它是复合母体。其二，由于某些矿床的成矿过程中，元素有带入与带出出现，形成空间分带，故在矿床周围可能有正、负异常出现[53]。对原始数据（去掉污染样数据）进行分析表明，除钴、镍外，其他元素数据原始对数值均符合正态分布，钴、镍原始数据值呈正态分布。

此次勘查区异常下限的确定结合了计算法与频率统计方法来进行，结合数据频率统计使异常数据保持占所有数据 30～40%这一原则进行。依据异常下限值在 Mapgis 中利用 DTM 分析做出异常图。

4.6.2 单元素异常特征

4.6.2.1 金异常特征分析

土壤样品中金原始数据为 734 个，数据间差别大，最大值与最小值之比为 2089，金元素最小值为 0.29×10^{-9}，最大值大于 606×10^{-9}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区金元素背景值取为 2.4×10^{-9}，异常下限为 6.3×10^{-9}。按照 6.3×10^{-9}~12.6×10^{-9} 为外带、12.6×10^{-9}~18.9×10^{-9} 为中带、大于 18.9×10^{-9} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤

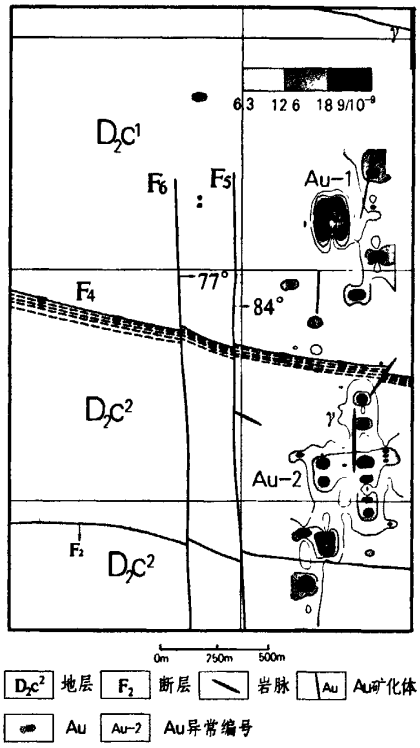


图 4.4 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Au 元素异常图

地球化学 Au 异常图（图 4.4）。

从异常图中不难看出，金元素异常主要分为两大区，一区位于测区东北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区位于勘查区东南部，出露地层主要为池沟组下段地层，碾子沟区基本无异常出现。为便于异常区的地质调查与验证将 Au 元素异常区依次编号，分为二个异常区。

Au－1 异常位于东沟北部，主要由一个大异常和三个小异常组成，呈不规则形态，长 600m、宽 300m，面积 0.18km^2，异常中心等值线值高，异常最低值为 6.3×10^{-9}，最高值为 606×10^{-9}，异常浓度分带明显，异常浓集中心最高为异常下限的 96 倍。异常检查时发现该异常处出露一破碎带，宽约 40～50cm，为后期变质热液胶结，金含量高，矿化明显，土壤中金的含量如此之高应引起足够的重视。Au－2 异常位于韧性剪切带南部庙沟两侧，由多个异常组成，异常沿南北向基本上等间距成群展布，呈不规则形态，面积 0.2 km^2，异常最低值为 6.3×10^{-9}，最高值为 103.23×10^{-9}，异常浓集中心最高为异常下限的 12 倍，该异常区构造发育，出露近南北及北东向花岗岩脉，成矿条件优越，可进一步加强对本异常区的调查研究工作。两异常均圈闭良好，三级梯度明显。在二个异常区布置了轻型山地工程—探槽，有望找到原生金矿。

4.6.2.2 银异常特征分析

土壤样品中银原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 208，银元素最小值为 24×10^{-9}，最大值大于 5000×10^{-9}（该方法分析的上限），结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区银元素背景值取为 107×10^{-9}，异常下限为 225×10^{-9}。按照 225×10^{-9}~450×10^{-9} 为外带、450×10^{-9}~675×10^{-9} 为中带、大于 675×10^{-9} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Ag 异常图（图 4.5）。

由图 4.5 可以看出，银元素异常分布与金元素相似，主要分为两个区，一区位于勘查区东北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区位于测区东南部，出露地层主要为池沟组下段地层，碾子沟区基本无异常出现。

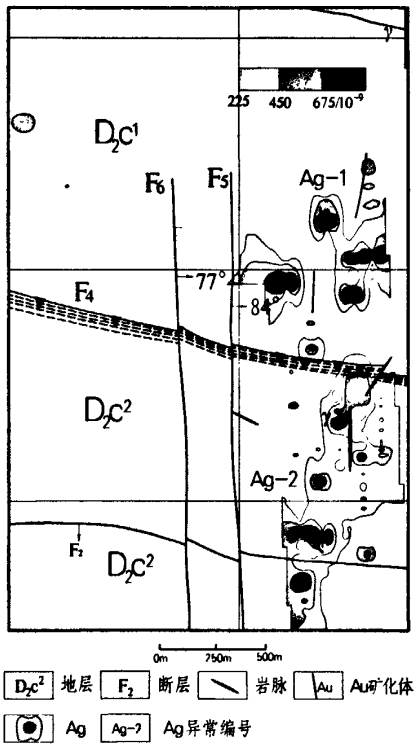


图 4.5 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Ag 元素异常图

Ag－1 异常位于东沟北侧，主要由四个异常组成，整体呈不规则形态，面积约 0.25 km^2，异常中心等值线值高，异常最低值为 225×10^{-9}，最高值大于 5000×10^{-9}，异常浓度分带明显，四个异常浓集中心分别为异常下限的 22、22、22 和 7 倍。Ag－2 号异常位于韧性剪切带南部庙沟两侧，主要由三个异常组成，整体呈不规则的长条状，面积 0.25 km^2，异常最低值为 225×10^{-9}，最高值大于 5000×10^{-9}，异常浓度分带明显，三个异常浓集中心分别为异常下限的 22、20 和 18 倍。两异常均圈闭良好，三级梯度明显。在二个异常区布置了轻型山地工程—探槽，可进一步加强对本异常区的调查研究工作。

4.6.2.3 铜异常特征分析

土壤样品中铜原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 116，铜元素最小值为 6.4×10^{-6}，最大值 747.4×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区铜元素背景值取为 28×10^{-6}，异常下限为 55×10^{-6}。按照 55×10^{-6}~110×10^{-6} 为外带、110×10^{-6}~165×10^{-6} 为中带、大于 165×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Cu 异常图（图 4.6）。

由图 4.6 可以看出，铜元素在马鹿坪存在 3 个小异常，主要分为三个小区，均位于勘查区北侧池沟组下段地层。

Cu－1 异常具两个浓集中心，呈不

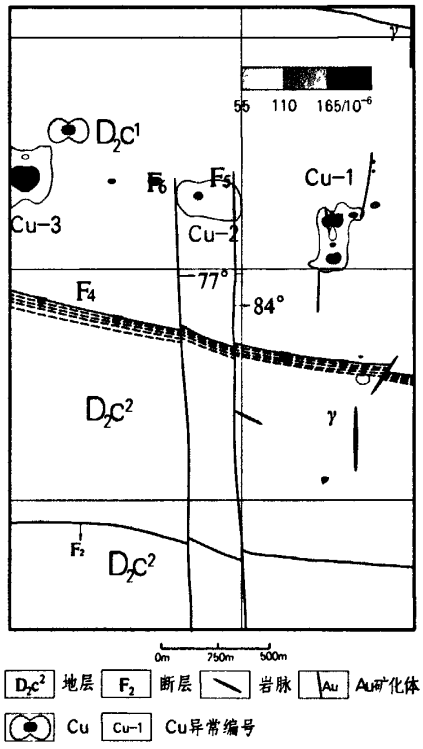


图 4.6 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Cu 元素异常图

规则形态，异常规模小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 747×10^{-6}，异常浓度分带明显，异常浓集中心分别为异常下限的 13 倍和 8 倍。

Cu—2 异常位于勘查区北部碾子沟区。呈椭圆状，异常规模较小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 171×10^{-6}，异常浓度分带不明显。为异常下限的 3 倍。

Cu—3 异常位于勘查区北部碾子沟区，呈不规则形态，异常规模小，异常最低值为 55×10^{-6}，最高值为 330×10^{-6}，有异常浓度分带，异常浓集中心为为异常下限的 6 倍。

4.6.2.4 铅异常特征分析

土壤样品中铅原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 189，铅元素最小值为 10.6×10^{-6}，最大值大于 2000×10^{-6}（该方法分析的上限），结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区铅元素背景值取为 38×10^{-6}，异常下限为 93×10^{-6}。按照 93×10^{-6}~186×10^{-6} 为外带、186×10^{-6}~279×10^{-6} 为中带、大于 279×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Pb 异常图（图 4.7）。

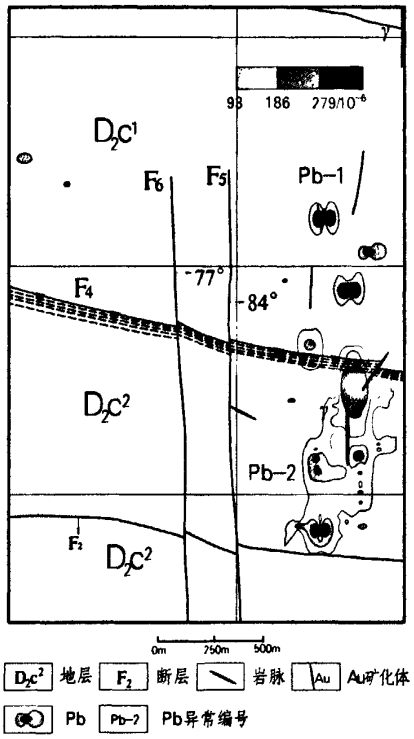


图 4.7 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Pb 元素异常图

从图 4.7 上不难看出，铅元素异常分布与金、银元素相似，主要分为两个区，一区位于勘查区东北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区位于测区东南部，出露地层主要为池沟组下段地层，碾子沟区基本无异常出现。

Pb—1 异常位于油湖浪沟北侧，主要由三个单点异常组成，异常规模较小，但是异常浓集中心值很高，有两个异常最高值均大于 2000×10^{-6}，为异常下限的 20 倍，异常圈闭良好，三级梯度也明显。Pb—2 异常位于韧性剪切带南侧，呈不规则长条状，异常规模大，长 1000m，宽 300m，面积 0.3 km^2，异常最低值为 93×10^{-6}，最高值大于 2000×10^{-6}，异常浓度分带明显，异常浓集中心为异常下限的 21 倍。

4.6.2.5 锌异常特征分析

土壤样品中锌原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为

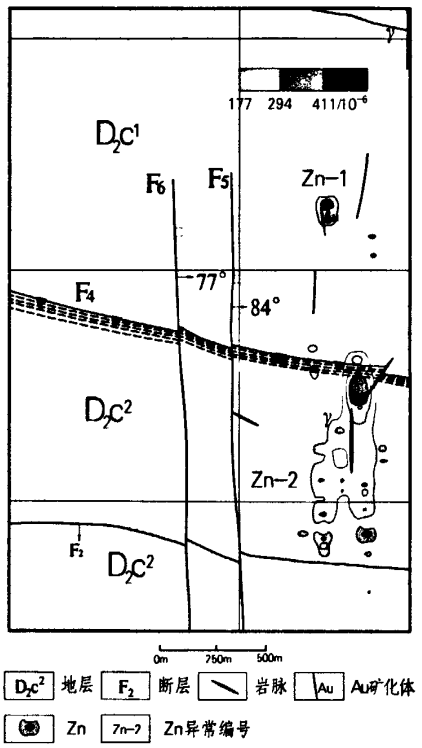


图 4.8 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Zn 元素异常图

32，锌元素最小值为 34×10^{-6}，最大值大于 1100×10^{-6}（该方法分析的上限），结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区锌元素背景值取为 97×10^{-6}，异常下限为 177×10^{-6}。按照 177×10^{-6}~354×10^{-6} 为外带、354×10^{-6}~531×10^{-6} 为中带、大于 531×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Zn 异常图（图 4.8）。

从图 4.8 上可以看出，锌元素在马鹿坪地区出现 2 个异常，主要集中在韧性剪切带南部庙沟北侧，出露地层主要为池沟组上段地层，此外，东北部还存在一个小异常，碾子沟地区无异常出露。

Zn－1 异常呈椭圆形状，规模小，异常最高值为 749×10^{-6}，为异常下限的 4 倍。Zn－2 异常位于韧性剪切带南部庙沟北侧，整体呈不规则长条状，异常规模大，长 800m，宽 250m，面积约 $0.2km^2$，异常最低值为 177×10^{-6}，最高值大于 1100×10^{-6}，异常均圈闭良好，三级浓度梯度明显，异常浓集中心为异常下限的 6 倍。

4.6.2.6 砷异常特征分析

土壤样品中砷原始数据为 634 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 130，砷元素最小值为 3.8×10^{-6}，最大值大于 494×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区砷元素背景值取为 18×10^{-6}，异常下限为 41×10^{-6}。按照 41×10^{-6}~82×10^{-6} 为外带、82×10^{-6}~123×10^{-6} 为中带、大于 123×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 As 异常图（图 4.9）。

从图 4.9 上可以看出，砷元素在马鹿坪地区出现 4 个异常，主要分布两个区，一区位于韧性剪切带北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区在韧性剪切带南侧，出露地层主要为池沟组上段地层。

As－1 异常位于勘查区东北部，主要由一个异常组成，整体呈不规则形状，规模较小，异常最低值为 41×10^{-6}，最高值 339×10^{-6}，异常浓集中心为异常下限的 8 倍，异常浓度分带明显。As－2 异常位于勘查区中部，由一个异常组成，呈

不规则形状，规模较小，异常最低值为 41×10^{-6}，最高值 334×10^{-6}，异常浓度有明显分带，异常浓集中心为异常下限 8 倍。As—3 异常位于勘查区南部，呈不规则形状，规模小，异常最低值为 41×10^{-6}，最高值 494×10^{-6}，有一定的异常浓度分带，异常浓集中心最高为异常下限 12 倍。As—4 异常位于碾子沟地区，呈长条状，规模小，异常最低值为 41×10^{-6}，最高值 189×10^{-6}，有一定的异常浓度分带，异常浓集中心最高为异常下限 4 倍。

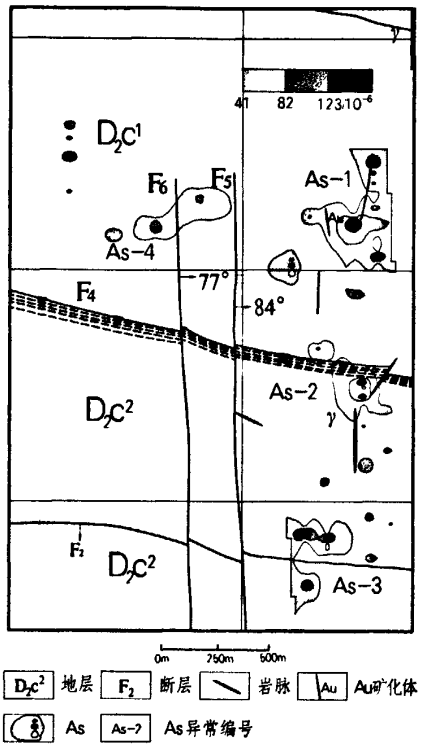


图 4.9 马鹿坪勘查区土壤地球化学 As 元素异常图

4.6.2.7 锑异常特征分析

土壤样品中锑原始数据为 634 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 87，锑元素最小值为 0.49×10^{-6}，最大值大于 42.7×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区锑元素背景值取为 1.36×10^{-6}，异常下限为 2.9×10^{-6}。按照 2.9×10^{-6}~5.8×10^{-6} 为外带、5.8×10^{-6}~8.7×10^{-6} 为中带、大于 8.7×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Sb 异常图（图 4.10）。

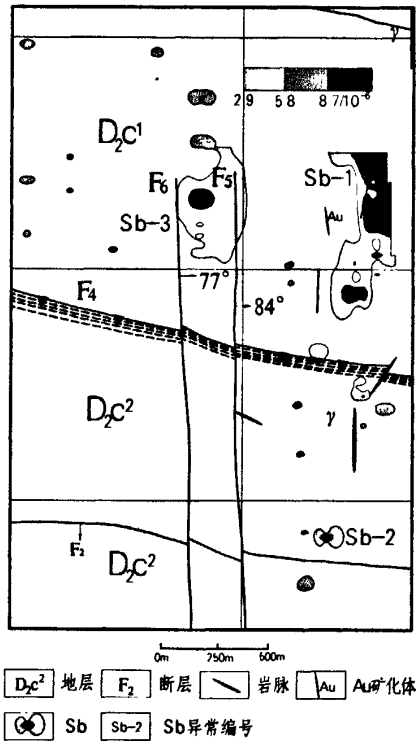


图 4.10 马鹿坪勘查区土壤地球化学 Sb 元素异常图

从图 4.10 上可以看出，锑元素在马鹿坪地区出现 3 个异常，主要分布两个区，一区位于韧性剪切带北侧，出露地层主要为池沟组下段地层，另一区在韧性剪切带南侧，出露地层主要为池沟组上段地层。

Sb—1 异常位于勘查区东北部，呈不规则长条状，规模较小，并向区外延伸，

10^{-6}，异常有一定的浓度分带，异常浓集中心最高为异常下限 14 倍。Sb－2 异常位于勘查区南部，为一个单点异常，呈不规则形状，规模小，异常最低值为 2.9×10^{-6}，最高值 12.1×10^{-6}，异常有一定的浓度分带，异常浓集中心为异常下限的 4 倍。Sb－3 异常位于碾子沟地区，为单点异常，异常值为 20.6×10^{-6}，为异常下限的 7 倍，具有一定的浓度分带。

4.6.2.8 钴异常特征分析

土壤样品中锑原始数据为 734 个，数据间差别不大，最大值与最小值之比为 7，钴元素最小值为 6×10^{-6}，最大值大于 43.5×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区钴元素背景值取为 19×10^{-6}，异常下限为 28×10^{-6}。按照 28×10^{-6}~56×10^{-6} 为外带、56×10^{-6}~84×10^{-6} 为中带、大于 84×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Co 异常图，钴元素在工作区无异常出现。

4.6.2.9 镍异常特征分析

土壤样品中锑原始数据为 734 个，数据间差别不大，最大值与最小值之比为 11，镍元素最小值为 9.7×10^{-6}，最大值大于 109.8×10^{-6}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区镍元素背景值取为 40×10^{-6}，异常下限为 65×10^{-6}。按照 65×10^{-6}~130×10^{-6} 为外带、130×10^{-6}~195×10^{-6} 为中带、大于 195×10^{-6} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤地球化学 Ni 异常图。镍元素在工作区基本无异常出现，仅在碾子沟区出现了一个小异常，呈椭圆状，规模小，异常最低值为 65×10^{-6}，最高值 110×10^{-6}，无异常浓度分带，仅为异常下限的 1.7 倍。

4.7 综合异常的筛选和异常图的编制

4.7.1 综合异常图

根据单元素异常的套合情况和元素共生组合规律，编制综合异常图(图 4.10)。综合异常的筛选原则是：①由多个单元素异常组合，异常强度高，单元素异常套合好。②由单一元素异常或异常组合中无 Au 或 Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb 异常的多元素综合异常不予圈定。③面积小于 0.1 km^2 的多元素综合异常不予圈定。④空间上相邻、元素组合相似、由同一地质作用引起的串珠状异常看作一个异常进行确定。综合异常的编号采用从右到左、从上到下依次进行。编号形式为 A－1、2...，其中 A 代勘查区，数字代表综合异常编号。根据上述标准编制勘查区全量元素综合异常图，同时圈定综合异常三处，编号分别为 A－1，A－2 和 A－3 ，如下图 4.11。

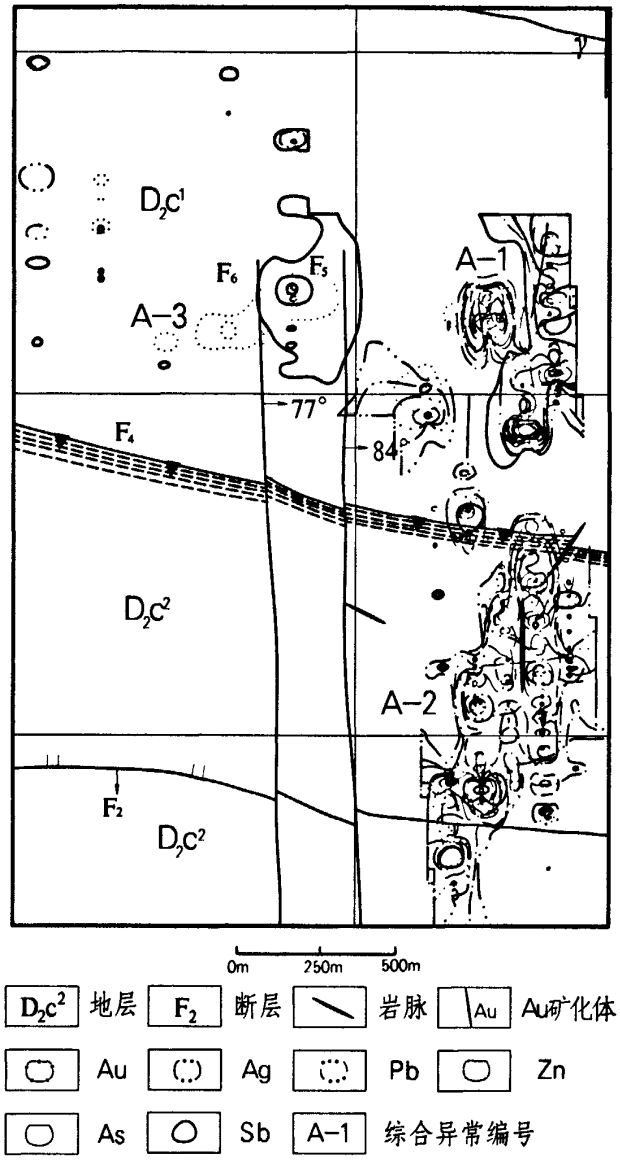


图 4.11 马鹿坪勘查区土壤地球化学元素综合异常图

4.7.2 因子得分图

从表 4.4 中可以看出，F_1因子中各个因子得分值均为正值，对元素组合进行分析，依据F_1因子值做异常图(图 4.12)。

F_1因子异常图中，因子等值线值在 1.0 以上的面积较大的有 1 处，为F_1因子异常区 1，其次以异常区 2、异常区 3、异常区 4 为代表的区域。

F_1因子异常区 1：位于韧性剪切带F_4南侧，是以东沟为代表的区域，异常近南北向，长 500m、宽 200m 左右，区内出露的地层为池沟组下段地层，异常近中心部位发育南北向的花岗岩脉。因子异常区 1 中，异常区内土壤地球化学测量

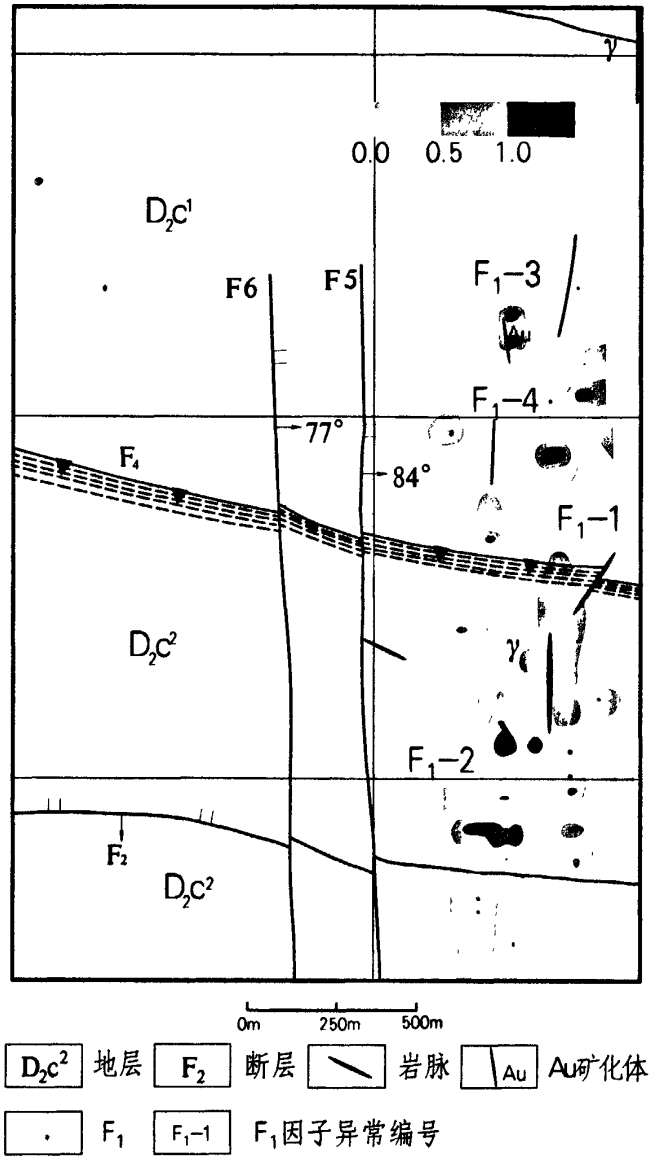


图 4.12 马鹿坪勘查区土壤地球化学元素 F_1 因子得分图（F_1:Au-Ag-Pb-Zn-As-Sb）

从原始数据来看，Au、Ag、Pb、Zn、As 元素含量均较高，该元素组合在此因子中所占的权重也较大。在此异常近中心地带布置探槽进行揭露。同时在土壤地球化学测量中，此区内控制的点位较多，面积较大，具有一定的可信度。

F_1因子异常区 2：是以庙沟附近为代表的区域，出露的地层为池沟组下段地层，异常区虽然面积不大，因子值也不高。但 Au、Ag、Pb 元素含量较高，具有明显的异常，因此也应引起一定的重视。

F_1因子异常区 3：出露的地层为池沟组上段地层，异常区面积不大，因子值也不高。但各元素在土壤中元素含量相对于此周围同地层土壤中有明显的异常，整体数值较好，同时异常区内 Au、Ag、Pb 元素含量较高，Hg 异常也很好，Au

最高含量为 606.4×10^{-9}，并在异常中心部位发现一条近南北向的破碎带，带宽约 40cm，金矿化明显，在此异常近中心地带布置探槽进行揭露。具有一定的可信度。

F_1因子异常区 4：出露的地层为池沟组下段地层，异常区面积不大，因子值也不高。Ag 元素含量较高，具有明显的异常，应引起一定的重视。

4.8 异常的分级

结合勘查区土壤地球化学综合异常图(图 4.11)和勘查区综合异常中各元素特征(表 4.5)，根据异常面积和异常强度，对 3 处综合异常进行了分级。分级标准为：①一级异常：异常面积大于或等于 $2.0\,km^2$；Au 和 Ag 的 NAP 值之和大于 2.0。②二级异常：Au 和 Ag 的 NAP 值之和小于 2.0[54]。

表 4.5 勘查区综合异常中各相关元素的特征值(Au 为 10^{-9}，其它为 10^{-6})

异常编号	特征值	Au	Ag	Pb	Zn	As	Sb	面积 (km^2)
A-1	最大值	606.04	5.000	2000.0	749	339.8	42.70	
	平均值	52.78	1.172	1556.2	422	121.6	11.68	0.34
	衬值	21.99	10.953	41.0	4.35	6.76	8.59	
	NAP 值	1.26	1.771	0.7	0.03	0.39	0.52	
A-2	最大值	103.23	5.000	2000.0	1100	494.7	20.57	
	平均值	26.85	0.693	327.9	363	158.5	20.57	0.35
	衬值	11.19	6.480	8.6	3.74	8.80	15.13	
	NAP 值	1.49	0.586	0.9	0.33	0.46	0.21	
A-3	最大值					188.7	12.07	
	平均值					97.1	6.56	0.13
	衬值					5.39	4.82	
	NAP 值					0.14	0.29	

注：NAP（规格面积金属量法，谢学锦，1980），该值越大找矿希望越大。表达公式为：NAP 值=异常区某元素的平均含量/该元素的异常下限×大于异常下限的异常面积；衬度的表达公式为：衬度=异常区某元素的平均含量/异常所在区域该元素的背景平均值。

根据分级标准，从 3 处综合异常中确定出二级异常 2 处，异常编号为 A-1、A-2。

4.9 土壤中矿物

为了更好的对异常进行解释，系统采集土壤样品的同时，沿剖面线进行了详细的地质观察，针对典型地层、典型岩性进行了岩石样品的采集，选出 15 件土壤样品和 9 件岩石样品做 X 射线衍射仪分析，探讨了矿物在土壤与基岩中的关

表 4.6 代表性岩石矿物组成 XRD 分析鉴定结果

编号	矿物名称 样品名称	石英	钾长石	斜长石	黑云母	白云母	绿泥石	蒙脱石	蛇纹石	方解石	黄铁矿	磁铁矿	备注
6-7-4	千枚岩	O		○		△	△						绿泥石 14.2
6-20-1	千枚糜棱岩	O		△		○	△						绿泥石 14.1
6-31-1	片岩	O		△		○				△			
6-88-1	碳质板岩	O		△		△							
7-25	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.51
7-32	表土	O	△	△		△	△						绿泥石 14.29 高峰
7-39	表土	O	△	△		△	△						绿泥石 14.47 高峰
7-46	表土	O		△		△	△	○					绿泥石 14.33 高峰
7-53	表土	O		△		△	○						绿泥石 14.28 高峰
7-60	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.38 高峰
7-67	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.38
7-74	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.33
7-81	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.28
7-88	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.33
7-95	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.33
7-102	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.33
8-21-1	千枚岩	O		△		○	△						绿泥石 14.28， 低峰
8-44	表土	O		△		△	△						绿泥石 14.33， 高峰
8-47	表土	O		○		△	△						绿泥石 14.33， 高峰
8-51	表土	O	△	○		△	△						绿泥石 14.28， 高峰
10-9-1	砂岩	O				○							
10-28-4	粉砂岩	O		△	○	△							
718-4	糜棱岩	O	○	△	O	△	△						
0	石英脉	O		△		○	△			△			绿泥石 14.0， 低峰

注：O 主要，○ 次要，△ 微量

系，见表 4.6。

经鉴定，土壤中的矿物组成主要为细粒石英及少量斜长石、白云母和绿泥石。石英、斜长石和白云母都是附近基岩中的主要矿物成分，因此，这些土壤可归因于原岩的就地风化；但是，土壤中的绿泥石则不是基岩中的常见矿物组成，通常它在这一地区主要产在剪切带。经对比发现，在表土出现的绿泥石具相对较高的 001 衍射峰，峰位介于 14.3～14.5A，说明其内部结构中夹带有混合层，因此，推测其为后期低温的自生绿泥石，有别于在剪切带中所见到的与热液活动有关的绿泥石，后者具较低的 001 衍射和<14.2 的峰位值。

4.10 综合异常的解释与评价

3.10.1 A-1 号综合异常

A－1 号综合异常位于勘查区东北部，为二级异常。与 F_1 因子得分所圈定的 F_1 因子异常区 3、4 号异常位置相同。该异常位于韧性剪切带北部约 300m 处，展布方向近南北向，处于金地球化学高异常场中，地层以池沟组下段为主，发育 SN 向断裂构造。综合异常的面积约 0.34km^2，形状不规则，未封闭，异常元素组合为 Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb，Au 和 Ag 的 NAP 值之和为 3.03（表 4.5），Au 最大值为 606×10^{-9}，并且在异常区内发育金矿化体，异常吻合较好，成矿条件有利。

结合图 4.11 和土壤地球化学各元素异常图，可以看出，在 A－1 号综合异常中 Au 元素异常面积约 0.18km^2，并且具有明显的异常浓度分带，异常圈闭良好。异常最高值为异常下限的 96 倍，异常中心发育 SN 向断裂破碎带，为后期变质热液充填，并伴有成矿物质的沉淀析出。Ag 元素异常由四个异常组成，异常面积约 0.25 km^2，其最主要的异常与 Au 元素异常相互吻合较好，异常面积也较大，分带性很明显，为 3 级分带，其浓集中心与 Au 元素异常浓集中心相对应，均处于 SN 向断裂破碎带上，此异常最高值为异常下限的 22 倍。Pb 元素异常面积较小，主要由三个单点异常组成，其中面积最大的、异常最明显的单点异常与 Au 元素异常相互吻合较好，其异常中心也处于 SN 向断裂破碎带上，此异常最高值为异常下限的 20 倍。Zn 元素异常面积也较小，为一个单点异常，具有一定的浓度分带，处于 Au、Ag 的异常中，与二者异常吻合较好，其浓集中心与 Au 元素异常浓集中心完全吻合，异常最高值为异常下限的 4 倍。As、Sb 元素异常面积较小，处于 Au、Ag 的异常外侧，与 Au、Ag 吻合较差，可能因为二者为活动性强的元素，迁移较远，因此二者异常均在 Au、Ag 两元素的外围，As、Sb 两元素异常最高值分别为异常下限的 8 和 14 倍。

综上所述，A－1 号综合异常各单元素异常之间相互套合，浓集中心分布基本一致，元素组合特点预示着与异常有关的矿化属于热液型 Au、Ag 矿化。

3.10.2 A-2 号综合异常

A－2 号综合异常位于勘查区东南部，为二级异常。与 F_1 因子得分所圈定的 F_1 因子异常区 1、2 号异常位置相同。该异常主要位于韧性剪切带南侧，并有部分异常穿越剪切带，展布方向为北东向，处于金地球化学高异常场中，地层以池沟组上段为主， SN、NE 向断裂构造发育，并为花岗岩脉所充填，勘查区北部还出露近 EW 向断裂。综合异常的面积约 0.35km^2，异常总体呈不规则四边形状，未封闭，异常元素组合为 Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb，与 F_1 因子元素组合相同，Au 和 Ag 的 NAP 值之和为 2.07（表 4.5），Au 最大值为 103.23×10^{-9}，异常吻合较好，成矿条件有利。

结合图 4.11 和土壤地球化学各元素异常图，不难看出，在 A－2 号综合异常中 Au 元素异常面积约 0.2km^2，由多个异常组成，异常沿南北向基本上等间距成群展布，异常浓度分带明显的，异常圈闭良好，为三级分带。异常最高值为异常下限的 12 倍，异常内发育 SN 向断裂破碎带，为后期花岗岩脉充填。Ag 元素异常由三个异常组成，整体呈不规则的长条状，异常面积约 0.25 km^2，异常与 Au 元素异常相互吻合较好，异常面积也大，分带性很明显，为 3 级分带，其浓集中心与 Au 元素异常浓集中心也吻合较好，三个异常浓集中心分别为异常下限的 22、20 和 18 倍。Pb 元素异常面积约 0.3 km^2，呈不规则长条状，异常规模大，与 Au 元素异常相互吻合较好，浓度分带明显，圈闭良好，为三级分带，异常浓集中心最高为异常下限的 21 倍。Zn 元素异常面积约 0.2km^2，整体呈不规则长条状，异常规模大，异常与 Pb 元素异常完全吻合，与 Au、Ag 相互吻合也较好，浓度分带明显，圈闭良好，为三级分带，异常浓集中心最高为异常下限的 6 倍。As 元素异常由二个异常组成，异常面积均较小，呈不规则状，具有一定的浓度分带，As－2 异常与 Au、Ag、Pb、Zn 吻合较好，As－3 异常与 Au、Ag 吻合较好，两异常的浓集中心分别为异常下限的 8 和 12 倍。Sb 元素在该区只存在一个小异常，异常面积小，形状不规则，异常的浓集中心为异常下限的 4 倍。

综上所述，A－2 号综合异常各单元素异常之间相互套合，浓集中心分布基本一致，元素组合特点预示着与异常有关的矿化属于热液型 Au、Ag 矿化。该异常处于前人地质工作所圈定的 Ag-Pb-Zn-As 分散流地球化学异常中。

3.10.3 A-3 号综合异常

A－3 号综合异常位于碾子沟地区，为三级异常。与因子得分图不同，F_1 因子得分图中相应位置并无异常。该异常位于韧性剪切带北侧，F_5、F_6 断层之间，

地层以池沟组下段为主， SN 向断裂构造发育。综合异常的面积约 0.13km^2，呈不规则形状，异常封闭，异常元素组合为 As、Sb、Cu，异常吻合较好，成矿条件一般，As、Sb 为活动性较强的元素，迁移较远，常形成金矿的尾晕指示性元素，推测深部可能存在隐伏矿体，具有一定的指示意义。As 元素异常呈长条状，规模小，具有一定的异常浓度分带，异常浓集中心最高为异常下限 4 倍。Sb 元素异常为单点异常，呈不规则状，规模小，具有一定的浓度分带，异常值为异常下限的 7 倍。 Cu 元素异常呈椭圆状，规模小，异常浓度分带不明显，异常浓集中心为异常下限的 3 倍。该异常 As 和 Sb 的 NAP 值之和不到 0.5（表 4.5），指示意义一般。

第5章 土壤离子电导率和土壤热释汞测量法及应用

5.1 土壤离子电导率测量法的基本原理及成晕机制

5.1.1 基本原理

土壤离子电导率测量是地电化学测量法的一种。该方法主要依据以下原理设计：当隐伏的矿体位于潜水面或岩石之下，在裂隙水发育成土壤饱和水条件下，相当于把一个惰性电导体置于电解液中，从电导体的一端到另一端（矿体的底部）流向电位高的一端（矿体的顶部），这样围绕矿体顶部便产生一个负电带。因此，围绕矿棒的阴离子必须完全向上迁移，阳离子完全向下迁移（图5.1），以保持电中性，正是由于这种电化学溶解作用，促使矿体和疏松沉积层中的阴阳离子按一定规律迁移和分布，便形成一个扰乱电场，使得岩石和土壤中原有物理化学参数发生变化，如各种阴阳离子的浓度增大，这些离子的电导率也随之增高，可见土壤离子电导率能较好地反映出土壤中所有可溶性离子的浓度，由此可以推出，电导率异常应是多种离子成晕作用的总产物，是一个示矿较强的物理化学综合指标，反映矿化信息远比单元素反映的要强，一般在常规物化探方法难以突破找矿的复杂地区，电导率测量便能显示特殊作用[15、55]。

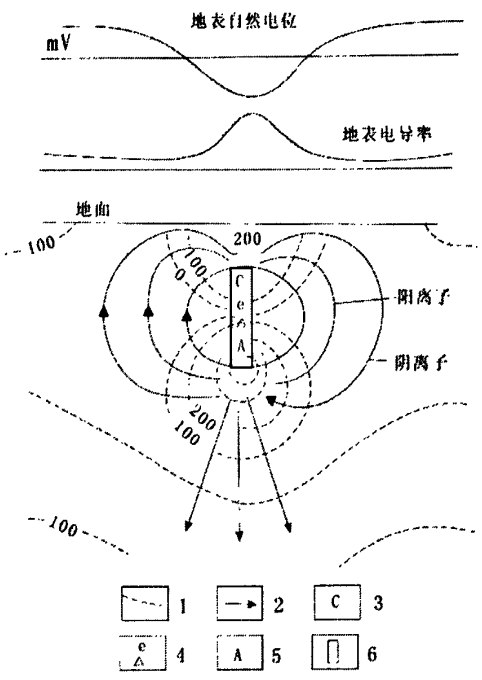


图5.1 矿体周围元素电化学分散模式
1-等电位线；2-电流；3-阴极；
4-电子流；5-阳极；6-矿体

5.1.2 成晕机制

5.1.2.1 成晕机制的研究

在不受外加电场的作用时，离子的迁移方式有：①风化过程中元素的物理和化学释放；②离子扩散作用；③蒸发作用；④毛细管作用；⑤植物的根系吸收；⑥地下水循环将元素溶解带到地表；⑦气载迁移；⑧氧化还原电位梯度。前五种

机制很难将深部几百米的矿体金属元素迁移至地表的，地下水循环固然是离子迁移的重要因素，但是地下水的对流机制一般造成溶质的横向分布，不能解释矿体上方的“兔耳”异常，而且对潜水面很深的极干旱地区形成的金属元素异常是无法解释的。唯有地电化学场引起的氧化还原梯度和气载迁移可以解释厚层覆盖区形成的金属元素异常[56、57]。

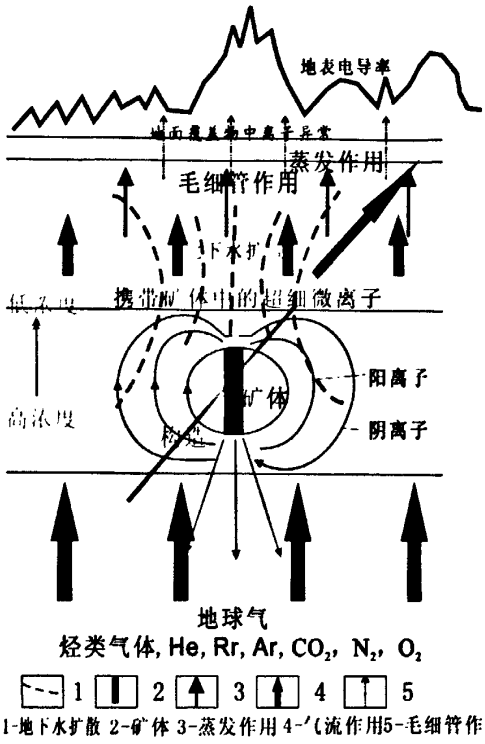


图 5.2 电导率异常形成机制综合模型

5.1.2.2 电化学引起的氧化还原梯度

矿体上方存在很强的垂向氧化还原梯度带，离子就有了沿该梯度带运动的倾向，被还原的负离子沿该梯度带向上向外迁移，在矿体上方的水饱和层中形成了还原性不断层强的“还原柱”。一旦矿体上方形成了还原柱，电子流就会集中汇集在还原柱的侧面，这是因为还原柱侧部电压梯度比垂向强。被还原的负离子携带负电荷向上迁移，到达还原柱侧部近地表有溶解氧和固态氧化铁等氧化剂构成的氧化环境中。被氧化的正离子则携带电荷向还原柱内部并沿还原柱向下迁移。基岩和地表电荷搬运是间接的，是通过离子的物质搬运实现的。沿导体向上迁移的每个电子都是被还原的负离子远离导体而迁移或被氧化的正离子向导体内迁移的结果。被还原的负离子持续向外迁移及其在地表的持续化，或者被氧化的正离子向内迁移及其中在基岩表面附近的还原作用或者二者共同作用使电子迁移到地表。

5.1.2.3 气载迁移

射线晕是指矿体中运动中运动态的重金属元素在某种机制（假设是微气泡的上升）的作用下垂直向上迁移直达地表，从而在矿体上方形成重金属元素的垂直分带现象。要形成金属元素的射线晕分布现象分布应该具备以下 3 个条件：处于与动动态的重金属源、来自地球深部的气体（地气）及气泡通道。气体对重金属离子的远距离迁移有三中作用：①由于气体作用，引起地下水的垂向运动，从而使重金属离子向上迁移；②重金属离子包含在气泡中随气泡一起向地表迁移；③

重金属离子吸附在气泡表面，随气泡一起想地表迁移。

5.1.2.4 成晕机制

隐伏金矿土壤离子地表成晕的前提条件是离子的带电性。隐伏金矿在漫长的地质历史演化过程中，隐伏金矿的带电离子主要以电化学场引起的氧化还原梯度和气载迁移迁移至地表，再通过毛细管作用、地下水扩散作用和蒸发作用迁移至土壤层。土壤离子测量法选取的是 B 层土壤（腐殖质层下层土壤）样品，该层土壤样品中离子在迁移到地表后没有经过腐殖层的氧化还原作用，其离子晕与隐伏矿床在地表的垂直投影时吻合。

5.2 土壤离子电导率测量法工作方法

5.2.1 土壤电导率

用电子天平称取样品 1g，加入 100ml 去离子水，用磁力搅拌器搅拌后，静置 30s，将 DDSJ－308A 型电导率仪的电极插入溶液中，读取电导率数据。

土壤的电导率值用下式计算：

$$K_S = K_A - K_B$$

式中 K_S 为所测土壤的电导率值，K_A 为土壤样品溶液的电导率值，K_B 为去离子水的电导率值。

5.2.2 采样深度

根据前人在相似地区的研究成果，运用相似类比法，本文采集土壤样品选择 B 层土壤样。土壤离子电导率值一般随着采样深度增加而增大，A 层土壤样接近地表，由电化学作用运移上来的离子易被淋滤带走而造成 A 层土壤离子电导率值低于 B 层，而 B 层土壤样富集金属离子的能力强，电导率值也高，异常形态也更清晰。因此取样不宜太浅，一般在腐殖质底部取 B 层土壤较合适，可视所测剖面的土壤发育情况[15、58、59、54]。

5.2.3 土壤粒度

桂林理工大学胡云沪等人的研究结果表明：不同粒度的土壤离子电导率异常形态基本一样，只是粒度越细，其电导率值越高，异常也更清晰。原因是样品越细，越易溶解，相对的离子浓度也就越高，离子电导率异常强度也随之加大。图 5.3 为胡云沪等在广西大厂铜坑所做的土壤粒度试验，在试验区选取了某剖面的 15 个点进行粒度讨论，加工成 100 目、120 目、140 目、160 目、180 目、200 目的六种粒度进行土壤离子电导率数据对比分析，从绘制的土壤离子电导率异常

剖面图可以很容易得出上述结论。考虑到勘查区局部风化程度低，土壤覆盖较浅，含碎石。为了不漏掉异常，且能更好的反应土壤离子电导率异常特征，故确定勘查区土壤加工粒度为200目。

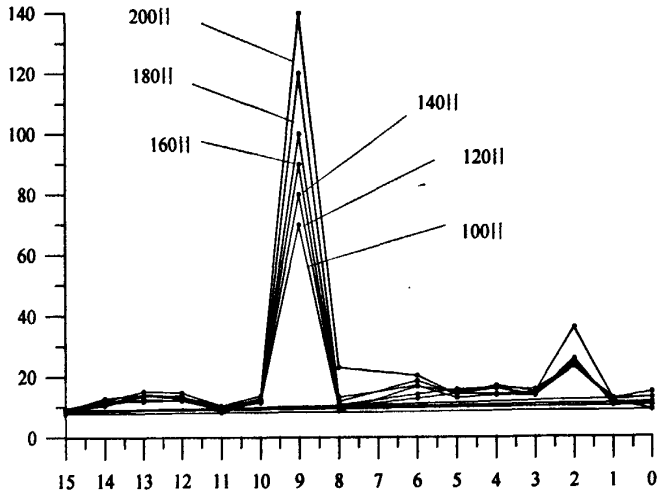


图 5.3 不同粒度的电导率异常剖面图

5.2.4 搅拌时间

为了使土壤样品充分溶解，必须经过充分搅拌才能测试。罗先熔等对广东赤老顶锑矿采集的样品按1分钟、2分钟不同的搅拌时间进行对视试验，结果两种搅拌时间测出的异常形态完全一样，异常强度也非常接近，为了节省时间，快速测量样品，搅拌时间统一为1分钟[15]。

5.2.5 溶样的去离子水量

利用安徽长龙铁矿样品，称取2份各1g重量，分别溶于50ml、100ml的去离子水溶液中进行测试分析，结果100ml去离子水溶样测试出的电导率异常更清晰。因为去离子溶液太少，不能完全溶解重量为1g的土壤样品，样品没有进行充分的溶解，离子的浓度相应偏低，测出的电导率也就偏低。所以应采取100ml去离子水进行溶样[15]。

5.2.6 分析样量

对安徽长龙铁矿采集的样品，过100网目筛，称取0.5g、1g两种重量进行测试分析，结果是1g样品重量的电导率值高于0.5g样品的电导率值，而且1g样品测试出的异常比0.5g样品测试出的异常形态要清晰得多，见图24.因随着样品的增加，离子浓度亦增大，显然电导率值也相应增大。因此采用1g样量进行分析[15]。

5.3 土壤热释汞测量方法的基本原理及成晕机制

5.3.1 基本原理

汞为亲硫元素，在热液阶段多以自然汞和汞的化合物形式存在于金属硫化物

中，或伴随挥发份扩散，渗滤到岩石中，形成汞的原生分散晕。在一定条件下，含汞的金属硫化物，能够通过氧化—还原作应释放出Hg^0或汞的氯化物，在Hg^0和可溶性汞的氯化物在地下温度压力增高的情况下，促使汞随水蒸气、地下水沿断裂向地表运移，特别是气态汞的穿透能力比容也大得多，Hg^0和含汞溶液在迁移途中，易被矿床上方周围岩石、土壤吸附，如粘土、锰质胶体和有机质的吸附作用，同时形成土壤中汞异常。在氧化还原介质中，土壤中汞气和热释汞保持复杂的平衡关系，二者对矿体的赋存均有指示作用。根据Hg^0和汞化合物热释温度，采用控制温测量土壤中与矿有密切关系的迭加价态汞（Hg^0及部分$HgCl$）达到寻找隐伏矿的目的。

近年来伍宗华、卫敬生等人的研究认为，汞在常温下，具有高的蒸气压，汞的蒸气具有强大的穿透能力，断裂构造是地壳中的压力薄弱地带，汞气将会沿断裂构造进行快速迁移在构造的头部形成较为强的汞气异常。根据伍宗华等的试验表明：汞气异常的分布，大都与断裂构造有关，是寻找受构造控制矿床重要手段。这就是土壤热释汞测量法的理论基础。

5.3.2 成晕机制

汞为亲硫元素，是一种特殊的金属元素，在常温下为液体（熔点为-38.9^oC），常温下比重为$13.52kg/m^3$，具有很高的电离势，因此它有明显的形成零价状态的趋势[60]。自然界分布很广，地壳中99.88%的汞呈分散状态，多分布在岩石和现代沉积物以及其它物质中。地壳中火成岩的汞含量与汞的丰度（Hg的克拉克值为$72.5\mu g/kg$）相近，而沉积岩、现代沉积物、土壤以及煤、石油、天然气中都富含Hg，特别是有机物中Hg含量平均值大于$1000\mu g/kg$，高于克拉克值的125倍。汞在各类金属矿床和单矿物中的含量远高于各类岩石中的丰度[61]。低温热液矿床及表生氧化矿床的含汞量高于高温热液矿床；硫化物矿床的含汞量高于非硫化物矿床。汞在热液阶段多以自然汞和汞的化合物形式存在Cu、Mo、Pb、Zn、Fe等硫化物中，或伴随挥发组分扩散，渗滤到岩石、矿物的裂隙或包裹体中，形成汞的原生晕分散。在一定条件下，含汞的金属硫化物，能够通过氧化—还原作用释放Hg^0或汞的氯化物，在Hg^0或可溶性汞的氯化物在地下温度压力增高的情况下，促使汞随水蒸气，沿着构造裂隙、破碎带上升，从地表以下几百米甚至几千米，可具有环带晕特征。同时汞作为一种熔点低、挥发性强、蒸汽压高的金属元素，汞气能不断的从地壳深部向地表运动，这种运移随地壳的物质组成，特别是地壳的结构不同而有差异。当研究区存在断裂，特别是新的活动断裂或断裂活动强度大的部位，地壳深部的汞气很容易沿断裂逸出地表，一直到达地表，由于Hg的电离热很大（10.41ev），在自然界Hg离子可以以各种形式还原成Hg^0，而Hg^0具有高度的挥发性，且体积比水还小（Hg^0直径$3\overset{0}{A}$、水分子

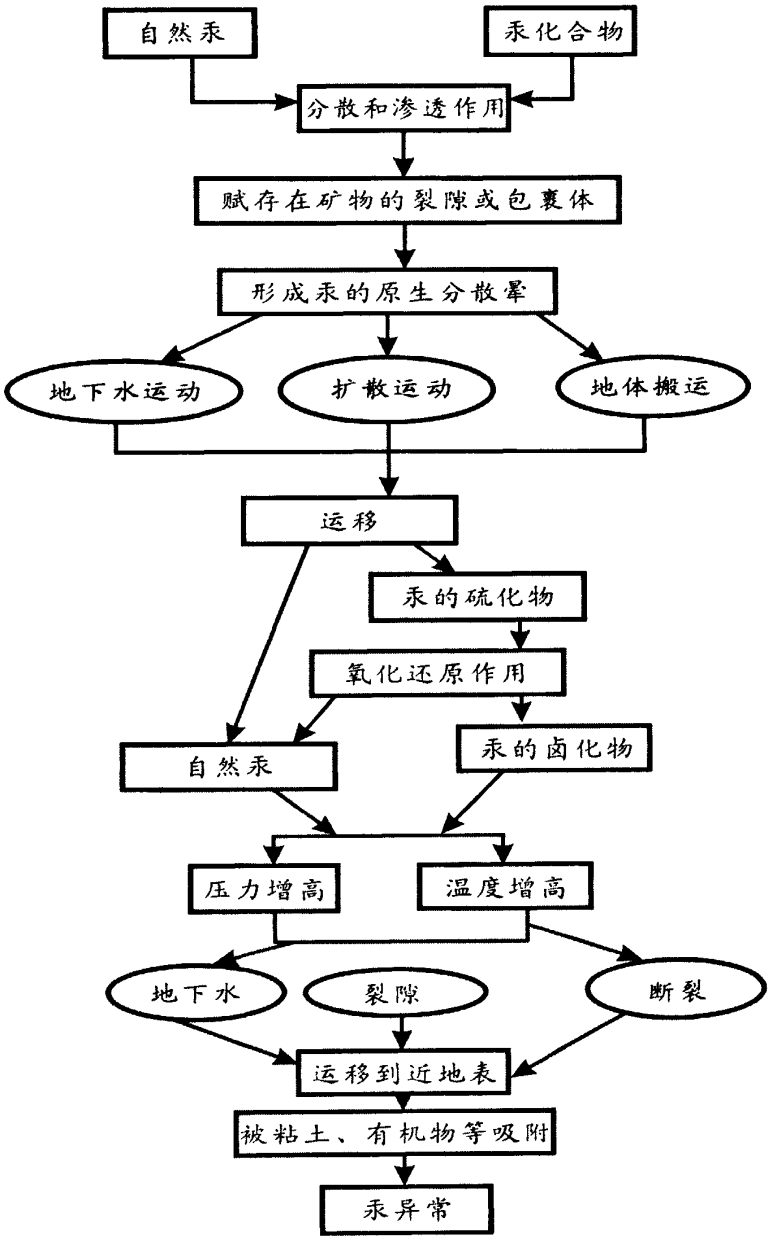


图 5.4 土壤热释汞成晕的形成过程

为 3.2$\overset{0}{A}$）[62]，使汞在扩散、迁移时具有很大的穿透能力，特别是气态汞的穿透能力比溶液大得多，金属矿床中的汞为了与外界保持某种物理和化学的平衡，经通过矿床上盖层岩石空隙、周边断层和裂隙以及伴随着地下水循环作用穿透巨厚的岩石向上扩散、迁移到地表，Hg^0和含汞溶液在迁移中，易被矿床周围的岩石、土壤等吸附，如粘土、锰质胶体和有机质的吸附作用，并在地表土壤层中富集形成汞异常。如果矿床中的汞是通过上方盖层扩散到地表土壤中富集形成的异常，多具顶部块状晕特征；如果是通过矿床两侧或围边的断层、裂隙扩散、迁移到地

表形成的异常，则多在断裂带的出露位置及其上盘的土壤中汞气含量较高，形成汞异常。可以根据汞异常曲线的位置和形态，可以判断活动断裂的位置和产状，根据异常带的宽度和异常峰值，判断活动断裂的规模和及相对活动性。在氧化还原介质中，壤中汞气和热释汞保持复杂的平衡状态，二者对矿体的赋存均都有指示作用。试验已证明，汞蒸气可以穿越某些一般指示元素难以逾越的障层而到达地表，故对寻找盲矿体可以取得很好的效果。

5.4 土壤热释汞测量的工作方法

用电子天平称取土壤样品 100mg，置于石英舟中，按顺序排列。将仪器及计算机处于工作状态，待仪器稳定后进行分析操作。将样品置入热解炉，计算机将自动完成控制与分析过程，显示分析曲线，换算出样品汞浓度。每分析 10 个样品后，插入标准样品以监控仪器的灵敏度变化。在最佳温度下热释一定时间，用 RG-1 单波长原子吸收热释测汞仪进行测定。

5.4.1 采样深度

土壤具有分层结构，不同层的空隙、结构、矿物组分和元素含量互有区别，所在不同的土层取样就会得到不同的结果。A 层—腐质层，在该层元素通常发生淋滤作用，在有些情况下，由于有机质的吸附作用会产生元素的富积晕。B 层—淀积层，该层通常发生元素的淀积或富集。C 层—母质层。

土壤 A、B、C 分层在通常情况下自上而下：腐植质（有机质）减少，粘土矿物、Fe 的氧化物增多，细菌活动减弱，元素的富集通常在 B 层（由于 A 层的淋滤作用），但在 A 层有机质多的森林、草原地区，由于有机质的吸附作用可造成元素的富集。毛细管作用、植物的吸收作用也可能造成 A 层元素富集。汞是一种特殊元素，蒸气压大，主要倾向于 A 层还是 B 层，既要考虑土壤 A、B、C 层的总体元素富集趋势，又要考虑汞的特殊性。

对本区域土壤热释汞采样深度的研究表明，汞量均表现为 A 层热释汞量最高，B、C 层热释汞量比 A 层大大减少，总体呈现 A→B→C，热释汞量由高→低，见表 5.1。

出现这种现象的主要原因是土壤中的 Eh-Ph 值、有机质、粘土矿物、铁、锰高价氧化物（如 Fe_2O_3、MnO_2 等）、卤素离子、SO_4^{2-}和微生物的存在都对汞的吸附产生影响。根据土壤氧化还原电位的状况，吸附性强的高价氧化物均分布于土壤的表层或在强淋滤土壤中。在深层土壤中，它们是呈低价态，当其不水解时对汞及其它离子没有明显吸附作用。Cl 和 I 的含量增加，土壤对汞的固定率提高，SO_4^{2-}的存在使土壤对汞的固定率增加。尤其是在地表这种影响更为明显，使得

地表土壤对 Hg^{2+}、Hg^0 的吸附量增大。

因此在本次工作选择 B 层为取样层，以避开地表各种因素的干扰。同时可视所测剖面的土壤发育情况，取样太厚也会使汞异常降低，一般取 B 层样以 30～40cm 最佳。

5.4.2 土壤粒度

对本区采集的土壤热释汞样品以自然粒度分别过筛 100 目、120 目、160 目、200 目，选取 300℃、500℃及 800℃进行测试，见表 5.1。

表 5.1 不同温度和粒度下 A、B、C 层的热释汞

目数	样重	层位	300℃	500℃	800℃
100 目	100	A	86.30	90.60	88.10
		B	64.40	65.20	69.60
		C	40.20	46.50	44.40
120 目	100	A	95.60	105.40	110.60
		B	67.20	68.50	72.60
		C	42.50	47.90	51.70
160 目	100	A	93.50	100.50	95.30
		B	78.30	80.60	90.50
		C	53.40	59.60	62.30
200 目	100	A	102.20	120.70	110.60
		B	68.90	76.80	87.40
		C	50.20	58.40	60.10

注：样重的单位为（mg），热释汞量的单位为（ng/g）

由表 5.1 可看出，随样品粒度的加大，热释汞量先增加后减少。160 目达到最大，200 目则有所减少，但减少的并不多。另外，土壤吸附汞的能力与自身颗粒级的表面积有关，粒级愈小吸附汞量愈高。因此，粒度越小的土壤样热释汞量越大，在测试土壤汞时应使用细粒样品。考虑到土壤地球化学及土壤离子电导率的样品粒度，本文采取统一 200 目加工。

5.4.3 测试温度

对土壤热释汞样品在不同温度下的测试的实验，其结果如表 5.1：

根据英国皇家学院 R.J 沃特林等人的研究认为，在 170℃左右热放的出的汞为 HgCl，220℃左右为 $HgCl_2$，260 左右为 HgCl，320℃左右为 HgS，510℃左右为 $HgSO_4$，桂林地质矿产研究院及原冶金部物探公司，地科院物化探所所做的研究得知，结论与 R.J 沃特林等人的结论基本一致。即：100℃以下测量的汞以吸附相态汞为主，在 120℃～250℃温度区间是以氯化亚汞和氯化高汞形式存在为

主，并包含溴化汞、部分有机汞，在 270℃～340℃温度区间主要为硫化汞形式存在为主，450℃～580℃温度区间是以硫酸汞形式存在为主，尚包含有氧化汞及其它汞的氟化物。土壤中样品中一般均存在低温、中温、高温等不同热态的汞，在载气流量相同的情况下，高温测试得到的是多种热态的混合汞，而测量温度越低，其释放的汞相态种类越少，因而这种叠加值越少。因此为了得到土壤中的全汞含量值，最好选择较高的温度。

由上表可知，高温测汞所得结果最好， 800℃测定的值达到最大。

5.5 土壤离子电导率和土壤热释汞地球化学特征

对勘查区土壤离子电导率和土壤热释汞数据进行了初步的统计分析，分析结果见表 5.2。

表 5.2 土壤离子电导率、土壤热释汞特征参数及概率分布特征表

元素	平均含量	标准方差	最小值	最大值	概率分布			背景值	异常下限
					分布形式	偏度	峰度		
Con	10.45	7.6	0.65	65.4	偏正态	1.56	4.74	7.5	16
Hg	48.2	114.5	8	3012	偏正态	22.59	545.95	38	70

注：Hg 的单位为 10^{-9}，Con 的单位为 μS/cm。

表5.3 土壤热释汞与土壤地球化学元素各元素的相关系数矩阵表

元素	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Co	Ni	Hg	Con
Au	1.000										
Ag	0.763	1.000									
Cu	0.091	0.114	1.000								
Pb	0.648	0.824	0.113	1.000							
Zn	0.424	0.548	0.121	0.726	1.000						
As	0.588	0.641	0.180	0.482	0.332	1.000					
Sb	0.506	0.509	0.210	0.446	0.162	0.496	1.000				
Co	0.183	0.171	0.220	0.213	0.308	0.150	0.108	1.000			
Ni	0.158	0.122	0.162	0.150	0.231	0.018	0.054	0.757	1.000		
Hg	0.396	0.345	0.135	0.293	0.180	0.324	0.497	0.279	0.252	1.000	
Con	0.029	0.015	0.001	0.028	0.015	-0.016	0.015	0.024	0.105	0.002	1.000

从表 5.2 可以看出，土壤离子电导率和土壤热释汞数据的偏度、峰度均大于

1，不符合正态分布。依据计算法与频率统计法，结合数据频率统计使异常数据保持占所有数据 30～40%这一原则进行。在此基础上，利用逐步迭代法计算出了勘查区元素的背景值和异常下限。

利用 Spss 统计软件对土壤地球化学各元素、土壤离子电导率及土壤热释汞的相关性进行了研究，得出表 5.3。由表 5.3 可以看出，土壤热释汞与土壤离子电导率和土壤地球化学各元素的相关性比较简单，没有显著的负相关，并且正相关也比较简单；土壤热释汞与 Au、Ag、As、Sb 元素相关系数均大于 0.3，呈强正相关关系（1%信度下的显著相关）；并且与其他元素呈正相关关系。除与 As 呈负相关外，土壤离子电导率与土壤热释汞及土壤地球化学其它各元素均成正相关关系，但是相关性较差。

5.6 土壤离子电导率、土壤热释汞地球化学异常特征

5.6.1 土壤离子电导率异常

土壤离子电导率原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 101，土壤离子电导率最小值为 0.65 μS/cm，最大值为 65.4μS/cm，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区土壤离子电导率的背景值取为 7.5μS/cm，异常下限为 16μS/cm。按照 16μS/cm ~20μS/cm 为外带、20μS/cm ~24μS/cm 为中带、大于 24μS/cm 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤离子电导率异常图（图 5.5）。

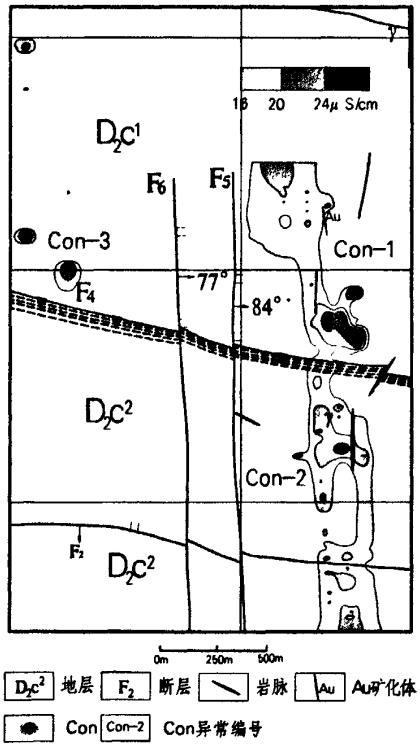


图 5.5 马鹿坪勘查区土壤离子电导率异常图

由图 5.5 不难看出，土壤离子电导率在勘查区出现了 3 个异常。

Con－1 异常位于勘查区东北部，异常呈长条状近南北向展布，规模较大，长 1000m、宽 300m，面积约 0.3km^2，异常最低值为 16μS/cm，最高值为 65.4μS/cm，异常浓度分带明显，圈闭良好，异常浓集中心分最高为异常下限（16μS/cm）的 4 倍。Con－2 异常位于勘查区南部，整体呈不规则长条状，异常规模较大，长 1100m、宽 300m，面积

约 0.33km^2，异常有一定的浓度分带，异常最低值为 16μS/cm，最高值为 42.5μS/cm，异常浓集中心最高为异常下限的 2.5 倍。Con—3 异常位于碾子沟地区，主要由两个单点异常组成，为椭圆形状，异常规模小，三级梯度明显，圈闭良好。

5.6.2 土壤热释汞异常

土壤热释汞原始数据为 734 个，数据间差别较大，最大值与最小值之比为 377，土壤样品中热释汞最小值为 8×10^{-9}（ppb），最大值 3012×10^{-9}，结合了计算法与频率统计方法原则，经计算确定本区壤热释汞背景值取为 38×10^{-9}，异常下限为 70×10^{-9}。按照 70×10^{-9}~140×10^{-9} 为外带、140×10^{-9}~210×10^{-9} 为中带、大于 210×10^{-9} 为内带，在 Mapgis 中进行离散数据网格化后进行平面等值线图绘制得出土壤热释汞异常图（图 5.6）。

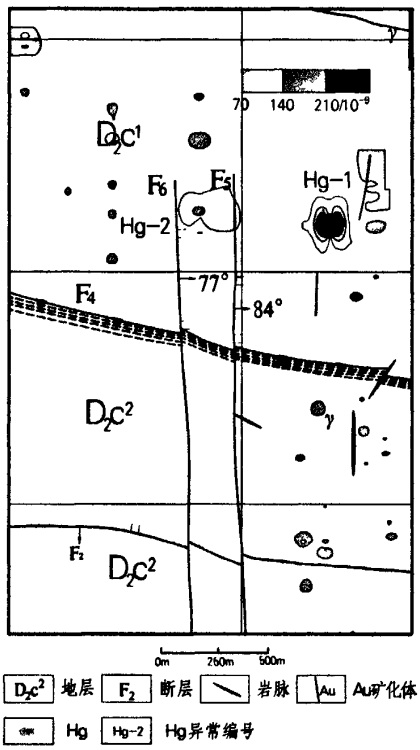


图 5.6 马鹿坪勘查区土壤热释汞异常图

由图 5.6 难看出，土壤热释汞在勘查区出现了 2 个异常。

Hg—1 异常位于勘查区东北部，主要由一个单点异常组成，整体呈不规则椭圆形，规模较小，异常最低值为 70×10^{-9}，最高值为 3012×10^{-9}，异常浓度分带明显，圈闭良好，异常浓集中心为异常下限的 43 倍。Hg—2 异常位于碾子沟地区，为一单点异常，呈不规则椭圆形，规模小，异常最高值为 425×10^{-9}，为异常下限的 6 倍。此外在该区还出现了众多的单点小异常。

5.6.3 综合异常图的编制

根据土壤离子电导率、土壤热释汞异常的套合程度，并结合土壤地球化学元素组合所圈定的异常区域编制勘查区土壤电导率、土壤热释汞及土壤地球化学主要元素的综合异常图(图 5.7)。

在异常筛选评价及综合研究的基础上，根据各方法异常的套合情况、异常面积、异常分带性、浓集中心数量等，圈定出综合异常 3 处，编号为 B-1，B-2，B-3。

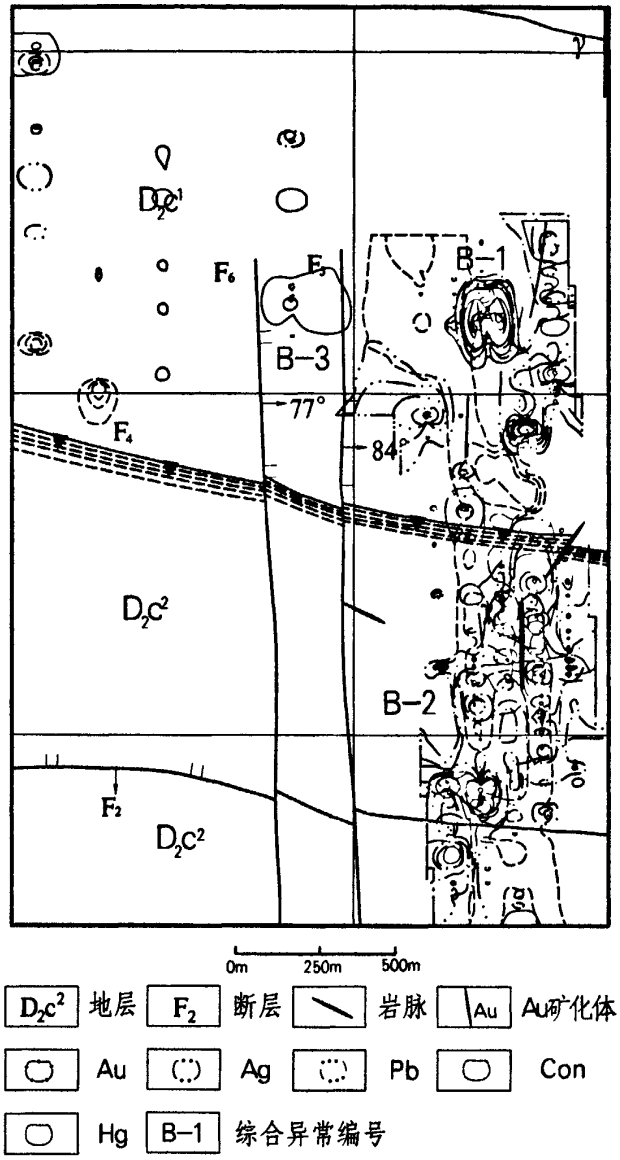


图 5.7 马鹿坪勘查区土壤热释汞、土壤离子电导率及 Au-Ag-Pb 综合异常图

5.6.4 综合异常的解释与评价

5.6.4.1B-1 号综合异常

B－1 号综合异常位于勘查区东北部。与土壤地球化学测量所圈定的 A-1 号综合异常以及 F_1 因子得分所圈定的 F_1 因子异常区 3、4 号异常位置相同。该异常位于韧性剪切带北部，地层以池沟组下段为主，发育 SN 向断裂构造。综合异常的面积约 0.5km^2，形状不规则，未封闭，异常组合为 Hg、Con，异常吻合较好，成矿条件有利。

结合图 5.7 和土壤离子电导率及土壤热释汞异常图，不难看出，在 B－1 号综合异常中 Hg 元素异常面积约 0.15km^2，具有明显的异常浓度分带，异常圈闭良好。其异常与 Au、Ag、Pb、Zn 元素异常吻合非常好，土壤热释汞异常最高值为 3012×10^{-9}，为异常下限的 43 倍，汞异常位置与 SN 向断裂破碎带吻合，即金矿化体位置。Con 异常呈长条状近南北向展布，规模较大，面积约 0.3km^2，异常浓度分带明显，圈闭良好，但是 Con 异常与 Hg 异常并不吻合，相差较远，与 Au、Ag、Pb、Sb 及 F_1 因子异常中小的单点异常较吻合，异常浓集中心最高为异常下限的 4 倍。

由上可以得出，土壤热释汞测量所圈异常一般都分布在断裂带附近，土壤离子电导率异常范围一般比较宽。结合 F_1 因子得分异常图和土壤离子电导率、土壤热释汞及土壤地球化学各元素异常图，可以发现，各异常浓集中心之间套合程度较好，特别是在 SN 向断裂破碎带附近，大部分异常都具有明显的分带性，高值区也基本分布于此。土壤电导率异常大面积的存在说明了在异常区内有大量的金属离子富集；土壤热释汞异常的存在证明异常是形成在断裂构造中，成矿的可能性更大。

5.6.4.2B-2 号综合异常

B－2 号综合异常位于勘查区东南部。与土壤地球化学测量所圈定的 A-2 号综合异常以及 F_1 因子得分所圈定的 F_1 因子异常区 1、2 号异常位置相同。该异常主要位于韧性剪切带南侧，展布方向近南北向，地层以池沟组上段为主，综合异常的面积约 0.3km^2，异常总体呈不规则长条状，未封闭，Con 异常比较明显，Hg 异常不明显。

结合图 5.7 和土壤离子电导率及土壤热释汞异常图，可以看出，在 B－2 号综合异常中 Con 异常面积约 0.3km^2，呈不规则长条状，异常规模较大，具有明显的异常浓度分带，异常未封闭，与 Au、Ag、Pb、Zn、As、Sb 等元素异常吻合很好，异常浓集中心最高为异常下限的 2.5 倍。土壤热释汞异常在此区不明显，只有一些小的单点异常存在。

由上述得知，土壤离子电导率异常范围一般比较宽。结合 F_1 因子得分异常图和土壤离子电导率、土壤热释汞及土壤地球化学各元素异常图，可以发现，除土壤热释汞异常外，各异常浓集中心之间套合程度较好，大部分异常都具有明显的分带性，高值区也基本分布于此。土壤电导率异常大面积的存在说明了在异常区内有大量的金属离子富集。

5.6.4.3B-3 号综合异常

B－3 号综合异常位于碾子沟地区，F_1 因子得分图在此区无异常，而土壤地

球化学元素异常也较少，只有 As、Sb、Cu 异常存在。该异常位于韧性剪切带北侧，F_5、F_6 断层之间，地层以池沟组下段为主，SN 向断裂构造发育。综合异常的面积约 0.13km^2，呈不规则形状，异常封闭，Hg 异常较明显，为一单点异常，呈不规则椭圆形，规模小，异常最高值为 425×10^{-9}，为异常下限的 6 倍，与 As、Sb、Cu 等元素异常吻合较好，Hg、As、Sb 为活动性较强的元素，迁移较远，常形成金矿的尾晕指示性元素，推测深部可能存在隐伏矿体，具有一定的指示意义，Con 在此区无异常。

5.7 找矿靶区的确定

利用土壤地球化学、土壤离子电导率和土壤热释汞三种测量方法在勘查区进行矿产普查的效果以及本区构造特征的分布情况，依据异常解释与评价的原则和土壤地球化学找矿模式，综合评判主成矿元素异常、次生元素组合异常及指示元素异常，考虑异常所在位置、异常的特征、异常位移与地质体间的关系，结合地质条件，确定出以下 3 处找矿靶区(图 5.8)。

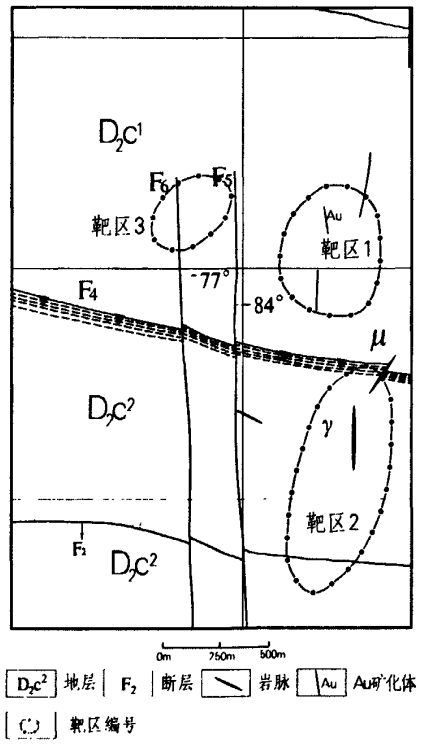


图 5.8 马鹿坪勘查区土壤地球化学找矿预测靶区

东沟 1 号靶区：由图 5.8 可以看出，位于东沟的北面，闭合，主要分布在 SN 向断裂破碎带上，展布方向与断裂带基本一致。与区内土壤地球化学元素全量异常的范围基本相当，土壤热释汞异常次之，土壤离子电导率异常面积虽然最大，但与主要成矿元素异常套合并不好。其中，土壤地球化学元素全量异常主要由 Au、Ag、Pb、Zn、As 和 Sb 元素异常组成，Au 和 Ag 元素异常的 NAP 值分别为 1.26 和 1.77；土壤热释汞异常主要沿断裂带分布；在 SN 向断裂破碎带中取构造角砾岩，原子吸收光谱分析金的含量达 0.83×10^{-6}，已达矿化，推测其深部可能会有金矿体存在。该靶区异常明显，特别是在断裂带附近，是最有利的成矿地段，可以将此处作为勘查靶区开展进一步的找矿工作。

庙沟 2 号靶区：由图 5.8 可知，位于庙沟的两侧，闭合，展布方向为近南北向。区内土壤地球化学元素全量异常和 F_1 因子得分异常的范围基本相当，土壤离

子电导率异常次之，土壤热释汞异常面积最小。土壤地球化学元素全量异常主要由 Au、Ag、Pb、Zn、As 和 Sb 元素异常组成，Au 和 Ag 元素异常的 NAP 值分别为 1.49 和 0.59；土壤离子电导率异常套合也较好；地层以池沟组上段为主，发育花岗斑岩脉和闪长玢岩脉，走向南北、北东，以南北为主。含矿的热液会随着岩浆的活动而从深部带出形成矿体（化），南北向断裂构造可为含矿热液提供空间，是有利的找矿地段，可以将此处作为勘查靶区开展进一步的找矿工作。

碾子沟 3 号靶区：位于碾子沟地区，处于砷锑汞球化学高异常场中，异常规模较小，异常分带性明显，异常元素组合为 Cu、As、Sb、Hg。其中 As、Sb、Hg 等元素为活动性强的元素组合，常形成金矿体元素分带的前缘晕组合，显示隐伏金矿体的存在且埋藏比较深，保存完整，有望找到原生金矿床。

通过地表地质调查发现靶区 1 内存在有南北方向的断裂构造，因此实施了探槽揭露工程，发现 0.5m 宽的构造破碎带，取样分析金为 0.83×10^{-6}，达矿化，并在探槽内取样分析原生晕，异常较好，推测下部存在矿体。

5.8 找矿靶区金矿资源量估测

对马鹿坪确认的两个较好的找矿靶区（东沟 1 号靶区和庙沟 2 号靶区）范围内金的土壤地球化学异常进行了金矿资源量的估算后，认为该两个找矿靶区内异常地段基岩下部有一定数量的金矿量赋存。

5.8.1 金矿资源量估算公式

按照前苏联的苏联“固体矿产化探规范”[63] 所列的下列公式进行计算，公式为：

$$Q=\frac{1}{K}\cdot\frac{P}{40}\cdot H$$

式中：Q——矿产资源量（t）；

K——土壤次生异常的分散系数；

P——土壤次生异常的面金属量（%）；

H——预测资源的赋存深度（m）；

上式中，土壤次生异常的面金属量（%）由下式求出：

$$P=\Delta x\cdot L\cdot(\sum_{x=1}^{N}C_x-NC_{\%})$$

上式中：P为次生异常面金属量值（%）；△x为测点距离（m）；L为测线间距（m）；N为异常内含量点数；C*x*为异常含量点含量；C%为该元素在研究区内背景值，本次采用异常下限值代替。

5.8.2 本区K值的确定

据TC1探槽对应的10线次生异常剖面与岩石原生晕地球化学异常对应地段（即10线3～5号点原生异常与10线5～9号点土壤次生异常段对比）计算有：

$$K=\frac{p_l}{p_l}=\frac{80\times 24.335}{38.2\times 33.02}\left(m\cdot 10^{-9}\right)=\frac{1946.8}{1264.67}=1.54$$

表5.4 东沟1号靶区各测线上各异常段金资源量估算结果

测线号	异常段起点号	点距(m)	线距(m)	异常段含量均值 $\bar{C}(10^{-9})$	$\bar{C}-C_a$ (10^{-9})	异常段点数N(个)	$N\times(\bar{C}-C_a)$ (10^{-9})	异常段面金属量值P ($m^2\cdot10^{-9}$)	$Q=\frac{1}{K}\cdot\frac{P}{40}\times100$ (t)
1	0-6	20	100	13.42	7.12	7	49.84	99680	0.0161818
	9	20	100	26.64	20.34	1	20.34	40680	0.0066038
	12-14	20	100	12.82	6.52	3	19.57	39140	0.0063538
	20	20	100	120.73	114.43	1	114.43	228860	0.0371525
	(小计)								0.0662919
2	16	20	100	8.5	1.9	1	1.9	3800	0.0006168
	28	20	100	82.9	76.6	1	76.6	153200	0.024870
	(小计)								0.025489
10	6	20	100	10.05	3.75	1	3.75	7000	0.0011363
	8-9	20	100	41.51	35.21	2	70.42	140840	0.0228636
	11-14	20	100	164.368	158.07	4	632.27	1264540	0.2052824
	(小计)								0.2292823
	总计								0.3210632

$P_{L(次生)}$——10线5～9号点异常线金属量；$P_{L(原生)}$——对应的岩石异常线金属量值。

本区Au元素次生异常的富集系数K=1.54，大于1，说明此生作用下，次生异常中Au呈相对富集状态。

5.8.3 东沟1号找矿靶区和庙沟2号找矿靶区金的资源量估测结果

5.8.3.1 东沟1号找矿靶区金的资源量估测结果

按图5.8所圈定的靶区范围内的异常来估测。该靶区内包含1号测线0～6号点段、9号点段、13～15号点段、20号点段等4段异常；10号测线包含6号点段，28好点段等2段异常；10号测线包含6号点段，8～9好点段，11～14好点段等3段异常。表5.4中列出了各测线上各异常段在100m深度范围内的金的资源量估测结果。

由表5.4可知，东沟1号找矿靶区内预测金资源量主要集中在1号测线20号点、2号测线28号点、10号测线11～14号点等异常段范围内，推测这些异常段从基岩面到下部100m深部地段有金的富集。

5.8.3.2 庙沟2号找矿靶区金的资源量估测结果

按图5.8所圈定靶区范围内异常来估测，该靶区包含1号测线62号点及64～66号点，78号点、80号点等7个异常段；10号测线52号点、54～55号点、63～68号点、74号点、78号点等5段异常段；3号测线61号点、63～66号点、68号点、70～71号点、73～74号点、80号点、82～83号点、88号点等8段异常段；4号点测线79号点，28～92号点、94号点等3段异常段。下表5.5列出各测线上各异常段从基岩面延伸100m范围内金的资源量估测结果。

从表5.5中可见，庙沟2号找矿靶区内，从基岩面下延100m范围内，异常地段Au的矿化富集主要集中于1号测线64～66号点；2号测线49～51号点、55～56号点、62～68号点；10号测线63～68号点、3号测线63～66号点、68号点、80号点、82～83号点；4号测线88～92号点等异常段内，即上述测线异常地段基岩面到100m深处范围内有Au的矿化富集。

5.8.3.3 东沟1号、庙沟2号找矿靶区找矿价值简述

对东沟1号和庙沟2号两个找矿靶区基岩面下延100m深度范围内Au资源量进行估测，估测资源量为0.578906（t），从矿量上预测，该两个找矿靶区可构成一小型金矿规模。

表5.5 庙沟2号靶区各测线上各异常段金资源量估算结果

测线号	异常段起点号	点距(m)	线距(m)	异常段含量均值 $\bar{C}(10^{-9})$	$\bar{C}-C_a$ (10^{-9})	异常段点数N(个)	$N\times(\bar{C}-C_a)$ (10^{-9})	异常段面金属量值P $(m^2\cdot10^{-9})$	$Q=\frac{1}{K}\cdot\frac{P}{40}\times100$ (t)
1	62	20	100	35.45	29.15	1	29.15	58300	0.0094628
	64-66	20	100	16.82	10.52	3	31.56	63120	0.01024675
2	47	20	100	15.05	8.75	1	8.75	17500	0.0028409
	49-51	20	100	28	21.7	3	65.1	130200	0.02113636
	55-56	20	100	46.26	39.96	2	69.92	139840	0.02270145
	62-68	20	100	25.59	19.29	7	139.72	279440	0.04536378
	72-76	20	100	26.26	19.96	5	99.8	199600	0.0324027
	78	20	100	11.31	5.01	1	5.01	10020	0.0016266
	80	20	100	8.2	1.9	1	1.90	3800	0.00061688
10	52	20	100	10.62	4.32	1	4.32	8640	0.001402597
	54-55	20	100	8.18	1.88	2	3.76	15500	0.00251623
	63-68	20	100	16.78	10.28	6	61.68	123360	0.0200260
	74	20	100	9.01	2.71	1	2.71	5420	0.0008799
	78	20	100	7.03	0.73	1	0.73	1460	0.0002370
3	61	20	100	8.5	2.2	1	2.2	4400	0.00071428
	63-66	20	100	25.13	18.83	4	75.32	150640	0.02445455
	68	20	100	56.94	50.64	1	50.64	101280	0.01644157
	70-71	20	100	13.73	7.43	2	14.84	29680	0.00481818
	73-74	20	100	9.47	3.17	2	6.34	12680	0.00205844
	80	20	100	103.23	96.93	1	96.93	193860	0.03147084
	82-83	20	100	43.67	37.37	2	74.74	149480	0.02426638
	88	20	100	6.39	0.09	1	0.09	180	0.0000693
4	79	20	100	75.47	69.17	1	69.17	138340	0.02245792
	88-92	20	100	28.744	22.344	5	111.72	223440	0.03724
	94	20	100	10.53	4.23	1	4.23	8460	0.00137227
	总计								0.336827401

结论与建议

以现代成矿理论为指导，以矿床分散晕的成矿模式为基础，利用勘查地球化学找隐伏矿的理论基础和方法，充分考虑地貌、有关方法的适用范围，依据勘查区的地质、地球化学景观条件，结合地质调查，着重对马鹿坪勘查区进行土壤地球化学、土壤离子电导率和土壤热释汞等找矿方法应用的研究，得出了以下几点认识：

1、本区位于我国著名的秦岭成矿区，在勘查区周边有数个与变质热液活动有关的金矿存在，这些金矿都是产在泥盆系的浅变质碎屑岩中，主要以含矿石英脉形式产在韧性剪切带及破碎蚀变带中，该区的成矿背景与之类似，因此该区具有良好的成矿背景。

2、通过对勘查区进行的地质调查工作，发现该区存在花岗斑岩脉、闪长玢岩脉和煌斑岩脉，断裂构造发育，说明该区深部存在隐伏岩体，曾经有过岩浆活动，会有比较强烈的热液活动。

3、在勘查区进行的土壤离子电导率和土壤热释汞测量表明，土壤热释汞测量可以指示隐伏矿体和断裂构造的存在与否；土壤离子电导率测量可以指示隐伏矿体，同时对断裂构造的存在与否也具有一定的指示作用。

4、利用土壤地球化学、土壤离子电导率和土壤热释汞测量在勘查区可得到不同程度的异常，各种异常之间的套合性都非常好，一般沿断裂带分布。最后根据各种方法所圈定异常的套合和本区构造的分布情况，提出了3个值得进一步工作的靶区，并提出了最佳找矿地段。

5、根据综合化探方法所得异常的规模、强度和套合情况，提出了在残积层覆盖区进行快速矿产普查的途径，即利用土壤地球化学测量圈定异常，并分析强化异常或确定矿种，利用土壤热释汞测量寻找构造断裂或隐伏矿体，利用土壤离子电导率、土壤热释汞和土壤电导率测量寻找隐伏矿体。

6、通过对东沟1号和庙沟2号找矿靶区进行的资源量估算工作，得出两个靶区基岩面下延100m深度范围内Au资源量估测资源量为0.578906（t），推测靶区基岩面下延100m深度范围内存在小型原生金矿。

7、通过土壤地球化学找矿在马鹿坪勘查区的运用表明，尽管土壤地球化学找矿是一种老的化探勘查方法，但是它在残积层覆盖区仍然是化探方法中最为成熟、最为有效的地球化学方法。

8、建议在找矿靶区内，开展轻型和重型山地工程，进一步揭示深部矿化特点，结示矿化成因；对这个地区的热液来源问题可以进行研究，以便更好的指导找矿。

致 谢

岁月如梭，三年桂林理工大学学习生涯即将画上句号，此时的心情却是万分彭湃，三年的桂工生活使我感到充实而富有意义。一路走来，有许多的师长，同学、朋友和亲人给予了我莫大的帮助，在这里我表示由衷的祝福。

首先，首先要感谢的是尊敬的导师——胡云沪副教授。本文从选题、开题、实验、写作到最后的分析修改都得到胡老师的悉心指导，每一步老师都给予了很大的帮助，我所取得的每一点成绩和进步都是恩师细心教导的结果。恩师对我在学业上的淳淳教诲和生活上无微不至的关怀，我将拥有铭记于心！在此，向恩师致以最真挚的祝福和衷心的感谢！

感谢曾南石老师和庞保成老师在野外工作和室内分析方面给予的帮助和在生活中给予无微不至的关怀！感谢杨启军老师和刘纯老师在实验室光薄片鉴定方面的悉心指导，才使论文得以顺利的完成！感谢资源勘查工程教研室的各位老师在专业理论知识方面对自己的悉心教导！在野外工作中，感谢西北有色地质713总队王涛高工等人提供的支持和帮助！

感谢师兄高学生、张春鹏、张宏宇给予的关心和帮助！感谢同学兼好友王飞、贾宇飞、张勇、覃初礼、侯娜、陈宏毅、吴小雷，三年来同窗笃学，共同进步，感谢你们的帮助和支持！

最后，深深的感谢我的父母、兄弟姐妹与亲人。正是他们的无私付出、谆谆教导和殷切的关怀使我能够在二十余载的寒窗苦读中信心满怀、孜孜不倦、不断进取。

参考文献

[1] 谢学锦. 2020年的勘查地球化学—从勘查地球化学到应用地球化学[J]. 地质通报，2003，22（11～12）:863～868

[2] 谢学锦. 勘查地球化学：发展史·现状·展望[J]. 地质与勘探，2002，38（6）:1～9

[3] 伍宗华，胡平，等. 隐伏矿床的地球化学勘查[M]. 地质出版社， 2002

[4] 刘英俊，等. 勘查地球化学[M]. 科学出版社，1987

[5] 杨小峰. 地球化学找矿方法[M]. 地质出版社，2007

[6] 胡云沪，李隽波，罗先熔. 地电化学找矿法在浙江遂昌金矿的应用[J]. 桂林工学院学报，1999，19（2）:118～122

[7] Govett GJ S. Detection of deeply buried and blind sulphide deposits by measurement of H+ and conductivity of closely spaced surface soil samples. Journal of Geochemical exploration , 1976 , 6 (3) : 359～385

[8] 邓涛卢. 硫化物的稳定电位，桂林冶金地质学院学报. 1987， 7 (2) : 113～119

[9] 罗先熔. 土壤离子电导率异常形成机理的研究[J]. 桂林冶金地质学院学报，1991， 11 (1) : 68～75

[10] Govett G.J.S. and Chork C.Y. Detection of deeply-buried sulphide deposits by measurement of organic carbon, hydrogen ion, and conductance in surface soils[A]. In: prospecting in Areas of Glaciated Terrain[C], Helsinki. Inst. Min. Metall., London, 1977, pp. 49~55.

[11] Govett G.J.S., Attherden P.R. Electrochemical patterns in surface soils—detection of blind mineralisation beneath exotic cover, Thalanga, Queensland, Australia[J]. J. Geochem. Explor., 1987, 28：201~218

[12] Siveas.P, Beaies.F.W, et al. Mineral exploration technique[J]. USSR Patent No.894660, Bulletin No.48, 1981 (in Russion)

[13] Smee B.W. Laboratory and field evidence in support of the electrochemically enhanced migration of ions through glaciolacustrine sediment[J]. J. Geochem. Explor., 1983, 19: 277~304

[14] Hamilton S.M., Bajc A.F., Farrow C.E.G., et al. Multi—media geochemical sampling in areas of thick overburden: a case study[A]. In: summary of field work and other Activities 1995[C]. Ont. Geol. Surv., Misc. pap, 1995, 164, pp. 258~262

[15] 罗先熔. 地球电化学勘查及深部找矿[M]. 北京：冶金工业出版社，1996

[16] 刘吉敏，刘占元. 地电化学勘探法在厚层覆盖区应用研究[J]. 物探与化探，1990，14(4)：255~264

[17] 刘吉敏. 一种新的隐伏矿勘查技术—地电化学法的现状和展望[J]. 物探与化探，1993，17（1）：33~41

[18] 刘占元，谢学锦，邵跃，等. 电地球化学勘查的理论与方法[A]. 谢学锦，邵跃，王学求.

走向21世纪矿产勘查地球化学[C]. 北京：地质出版社，1999，160~167

[19] 刘占元，周国华. 地电化学方法技术改进的思路与进展[J]. 地质与勘探，2002，38（增刊）：173~177

[20] 沈超远，李光明，李慎之，等. 地电化学参数法在金矿深部定位预测中的应用[J]. 地质科技情报，2000，18（1）：97～100

[21] 侯林慧，谭克仁. 土壤离子电导率测量在可地浸砂岩铀矿找矿勘查中的实验研究[J]. 大地构造与成矿学，2002，26（4）：448～451

[22] 贾国相，等. 无机与有机地球化学勘查技术方法研究与应用[M]. 冶金工业出版社，2005

[23] 候治华，卫敬生，等. 地球化学测汞方法在断裂构造研究中的应用[J]. 地壳构造与地壳应力文集，2000，（13），85～90

[24] 卫敬生. 利用土壤吸附汞寻找断裂破碎带的应用实例[J]. 物探与化，2001，25（1），78～80

[25] A 萨乌科夫.汞的地球化学[M]. 北京科技出版社，1955

[26] 尼.娜.A.奥泽多娃. 汞的原生分散晕[M]. 北京：地质出版社，1995

[27] 任天祥，伍宗华，汪明启. 近十年化探新方法新技术研究进展[J]. 物探与化探，1997，21（6）：411～417

[28] 常凤池. 地壤吸附汞、气汞测量在厚坡坳区德找矿效果[J]. 物化探科研导报，1986，（1）:63～70

[29] 刘树田，连长云，季桂娟. 壤中气汞测量方法综述[J]. 世界地质，1997，16（1）:56～60

[30] 伍宗华，金仰芬，张国营. 运积物覆盖区壤中气汞测量. 物化探研究报告，1981，10：279～312

[31] 卫敬生. 地球化学测汞方法应用讨论.物探与化探，1998，22（6）:21～26

[32] 刘树田，等. 壤中气汞测量方法综述[J]. 世界地质，1997，16（1）:56～59

[33] 冶金部地质研究所化探译编. 气体地球化学测量译文集，内部资料，1974

[34] 谢学锦，王学求. 深穿透地球化学新进展[J]. 地学前缘，2003，10（1）：225～238

[35] 胡国廉，田俊杰. 汞的迁移和壤中汞气的形成[J]，地质与勘探，1980，12，55～60.

[36] 常凤池，等. 应用热释法研究土壤中汞的存在形式. 内部资料，1980

[37] 高阳. 气候因素对汞气测量的影响及改正. 内部资料，1980

[38] 栾继琛，等. 对厚层覆盖区金属矿床壤中汞气测量方法及打矿效果的研究. 内部资料，1981

[39] 丁汝福. 国内外寻找隐伏矿化探新方法研究进展[J]. 地质与勘探，1999，35（2）:30～34

[40] 谢学锦. 战术性与战略性的深穿透地球化学方法[J]. 地学前缘，1998，5（1～2）:171～182

[41] 罗先熔，周涛发. 大兴安岭森林覆盖区金矿土壤离子电导率异常特征离子成份的研究及

找矿预测[J]，地质与勘探，2005，41（2）:46～50

[42] 陈松岭，张亚雄，胡祥昭. 柞水一山阳多金属成矿带成矿地质条件及找矿方向[J]. 中国有色金属学报，1995，5(2): 1～5

[43] 张维吉. 东秦岭地质走廊研究[M]. 西安：陕西科学技术出版社， 1996

[44] 桂林矿产地质研究院、西北有色地质勘查局、甘肃有色地质勘查局. 秦岭卡林型金矿成矿条件及成矿预测(科研报告)，1992，3

[45] 杜定汉，等. 陕西秦巴地区泥盆系研究[M]. 西安：西安交通大学出版社，1986

[46] 张本仁. 陕西柞水山阳成矿带区域地球化学. 中国地质大学出版社，1989

[47] 刁理品. 贵州普晴锑金矿区沟系土壤地球化学测量及找矿预测[M]. 昆明理工大学，2005，66～67

[48] 贾先巧，张丽春，等. 矿区及外围土壤地球化学测量采样深度与粒度方法试验[J]. 地质通报，2009，28（7），963～969

[49] 赵鹏达，胡旺亮，李紫金. 矿床统计预测. 地质出版社 1983，217～234

[50] 罗先熔，文美兰，欧阳菲，等. 勘查地球化学[M]. 北京：冶金工业出版社，2007：196～204

[51] 邵跃. 热液矿床岩石测量（原生晕法）找矿[M]. 北京:地质出版社，1996: 20～21

[52] 黄瑞. 化探数据处理方法研究—以攀西地区铂族元素为例[M]. 成都理工大学，2005:22～24

[53] 吴锡生. 化探数据处理方法. 北京：地质出版社，1993

[54] 张青伟. 综合化探方法在内蒙古新巴尔虎右旗草原覆盖区矿产普查中的应用[M]. 吉林大学，2007:33～35

[55] 罗先熔. 土壤电导率异常的形成机理及理想模式[J]. 桂林冶金地质学院学报，1991，11（1）:67～76

[56] 王学求，谢学锦. 非传统金矿化探的理论与方法技术研究[J]. 地质学报，1996，70（1）: 84～95

[57] 王学求. 深穿透勘查地球化学[J]. 物探与化探，1998，22（3）: 166～169

[58] 罗先熔，杨晓. 土壤离子电导率测量法用于找矿的影响因素、应用条件及找矿效果[J]. 地质与勘探，1987（3）: 42～46

[59] 熊先祥，陈国梁，宁磊. 土壤离子电导率测量在乌花敖包地区找金研究中的应用及地质效果[J]. 铀矿地质，1995，11（1）: 48～58

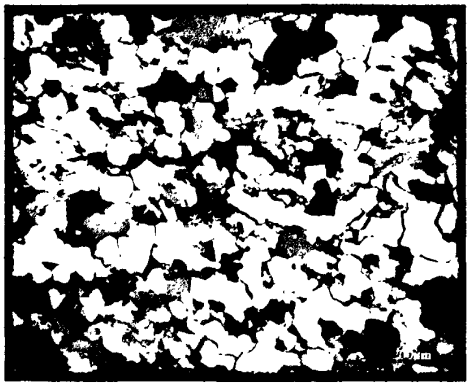
[60] 南京大学地质学系，地球化学. 北京：科学出版社，1984，78～338

[61] 黎彤. 化学元素的地球丰度[J]. 地球化学，1979，（3）：167～174

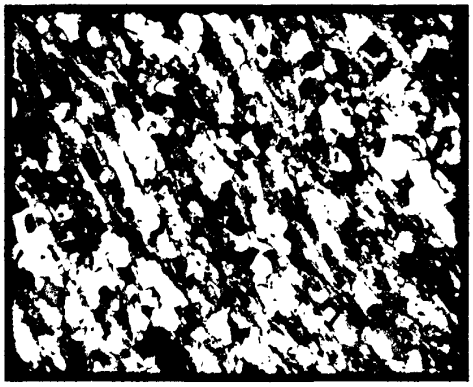
[62] 刘英俊，张景荣，王鹤年，等.元素地球化学[M[. 科学出版社，1984，336～338

[63] C.B 格里戈良，Ａп索洛沃夫，Мф库津. 苏联固体矿产化探规范[M]. 北京：地质矿产部情报研究所出版，1985，87:140

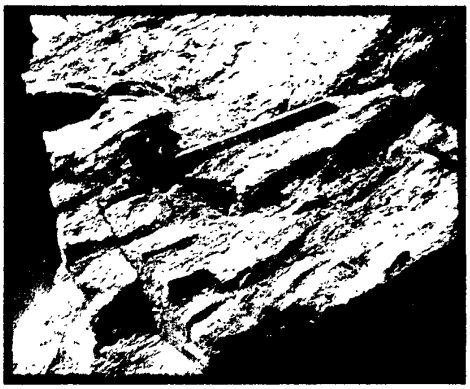
图 版



照片 1 动力作用石英动态重结晶



照片 2 变质砂岩中云母定向



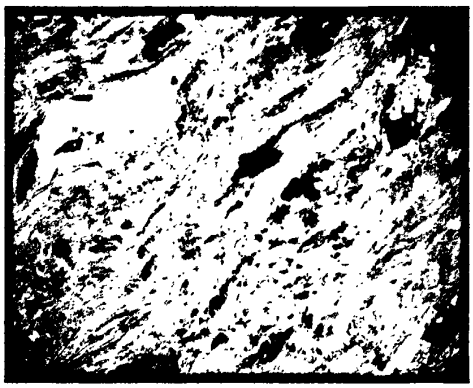
照片 3 产在剪切带中的石英细脉



照片 4 剪切带中的透镜状石英



照片 5 糜棱岩化的花岗岩



照片 6 糜棱岩化的花岗岩



照片 7 含镜铁矿的石英脉



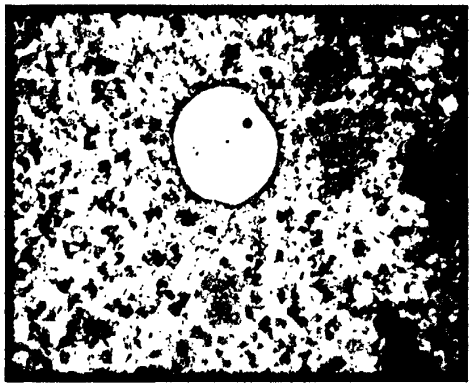
照片 8 镜铁矿化构造角砾岩



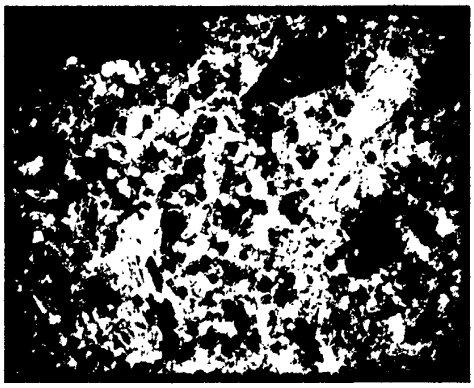
照片 9 测区内出露花岗岩斑岩脉



照片 10 花岗斑岩



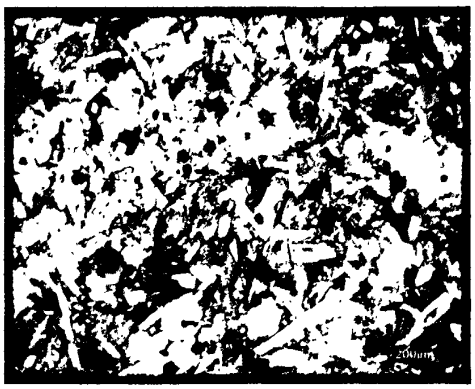
照片 11 石英斑晶已蚀变为浑圆状



照片 12 长石斑晶已蚀变为绢云母



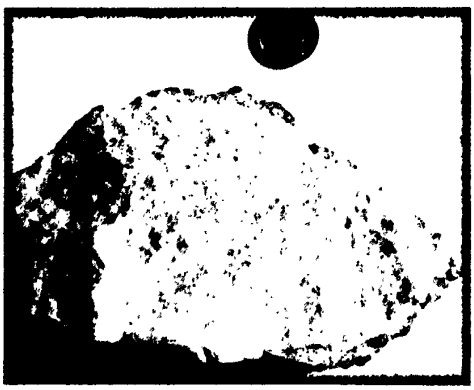
照片 13 闪长玢岩



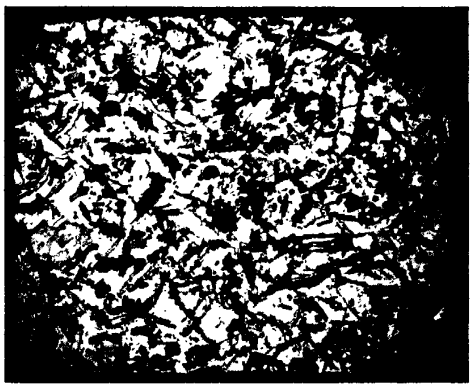
照片 14 闪长玢岩的镜下



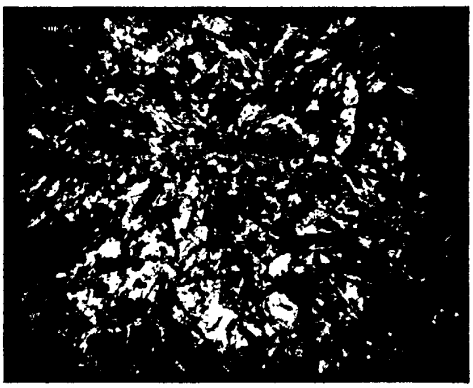
照片 15 煌斑岩的野外产状



照片 16 角闪黑云煌斑岩



照片 17 角闪黑云煌斑岩镜下



照片 18 角闪黑云煌斑岩镜下

个人简介

<table>
<tr><td colspan="4">个人基本信息</td></tr>
<tr><td colspan="2">姓　　名：董红伟</td><td colspan="2">性　　别：　男</td></tr>
<tr><td colspan="2">政治面貌：党 员</td><td colspan="2">籍　　贯：河北保定市</td></tr>
<tr><td colspan="2">民　　族：汉 族</td><td colspan="2">出生年月：1983 年 7 月</td></tr>
<tr><td colspan="2">电 话：13978359842</td><td colspan="2">E-mail：donghongwei1983@163.com</td></tr>
<tr><td colspan="4">教育经历</td></tr>
<tr><td colspan="4">2007.9-2010.7　桂林理工大学　矿产普查与勘探　硕士
2003.9-2007.6　河北理工大学　资源勘查工程　学士</td></tr>
<tr><td colspan="4">外语及计算机水平</td></tr>
<tr><td>英　语：</td><td colspan="3">通过大学英语四级（471 分），能阅读以及翻译地质专业外文资料，能较熟练的进行听、说、读、写</td></tr>
<tr><td>计算机：</td><td colspan="3">全国计算机一级，熟练掌握 MapGIS、CorelDraw 制图，熟悉 spss、Mapsource、grapher、surfer</td></tr>
<tr><td colspan="4">科研成果</td></tr>
<tr><td rowspan="2">发表论文</td><td>论文题目</td><td>期刊名称</td><td>期刊级别</td><td>本人排序</td></tr>
<tr><td>陕西山阳马鹿坪金矿普查区土壤地球化学异常特征与找矿预测</td><td>第三届华南青年地学学术研讨会论文集</td><td>会议论文</td><td>1</td></tr>
<tr><td>参与科研项目</td><td colspan="4">陕西省商洛市商州区八里沟金矿普查区地质找矿研究（2007.6-2008.10）
陕西八卦庙金矿两期石英脉对比研究（2008．4）
广西梧州市夏郢镇狮岭多金属矿区思岭永安区段地球化学普查（2008.10-2009.8）
广西钟山县珊瑚钨锡矿接替资源勘查项目之地质填图（2009.2-2009.11）
大瑶山—大桂山南缘金矿成矿带预测研究（2008-2010）</td></tr>
<tr><td>研究生课程</td><td colspan="4">勘查地球化学、成矿规律与成矿预测、现代成矿理论、成矿构造学、现代构造解析、矿业开发地质、地理信息系统、资源经济学、显微镜岩石学、显微构造与组构学（含费氏台）、金属矿物显微鉴定、数值分析</td></tr>
</table>