

华南铀矿保存因素探索

张万良 著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书在综述华南地质及地球物理背景的基础上,划分了华南铀矿类型,对华南铀矿的时空分布规律进行了深入剖析,认为华南既发育成矿构造,也分布大量破矿、保矿构造。通过华南7大铀矿田主要成矿、保矿因素的分析,厘定了各矿田主要保矿断裂,认为保矿断裂是新构造期正在或曾经活动的断裂。本书还对华南铀矿成矿深度、红层与铀矿关系进行了探索,认为红层附近地区,特别是红层基底,是有利于矿化保存的地区,是找矿方向之所在。

本书可供从事矿床学、成矿规律研究及铀矿地质勘查人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

华南铀矿保存因素探索 / 张万良著. —北京:地质出版社, 2011. 6

ISBN 978 - 7 - 116 - 07247 - 3

I. ①华… II. ①张… III. ①铀矿 - 研究 - 中南地区
IV. ①P619. 140. 626

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2011) 第 120253 号

HUANAN YOUKUANG BAOCUN YINSU TANSUO

责任编辑:李 莉 赵俊磊

责任校对:张 坤

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路31号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324567(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京长宁印刷有限公司

开 本:787mm×1092mm 1/16

印 张:12.25

字 数:295千字

版 次:2011年6月北京第1版

印 次:2011年6月北京第1次印刷

定 价:36.00元

书 号:ISBN 978 - 7 - 116 - 07247 - 3

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

前 言

广义的华南即“中国南方”，地理上指秦岭、淮河以南、青藏高原以东中国的广大区域。狭义的华南则特指“岭南”，即“五岭（越城岭、都庞岭、骑田岭、大庾岭、九连山）以南”。本书所指的华南，比广义的华南略小，西到广西南宁，东到海岸线，未包括台湾省，北到南京、襄樊，南到广东湛江，不包括海南省，即包括浙、闽、粤、赣、湘、沪全部，广西大部，湖北、安徽、江苏部分地区。在大地构造位置上，位于华夏地块和扬子地块的东南部。

华南铀矿资源丰富，分布有相山、桃山、河草坑、鹿井、大洲、下庄、资源等一批重要矿田和矿化集中区。铀矿勘查经历了由单一运用辐射仪器找矿，到综合运用现代探测技术找矿的进步过程，由找“露头矿”、找“明矿”，发展到运用成矿规律找“盲矿”、找“隐伏矿”、主攻深部的新阶段。

矿床是地质作用的历史产物，矿床形成后会经历各种后生变化和改造，包括矿床的空间位置和所在环境的变化、矿体形态产状的变化，一些矿床可能经强烈剥蚀而消失，一些矿床则可能有幸被保存下来（翟裕生，2000）。矿床的形成过程是矿床的一个方面，矿床的破坏和保存是矿床的或许是更重要的另一方面。

在过去，对华南铀矿研究中多侧重于矿床的形成过程，包括成矿环境、矿质来源、控矿因素、成矿作用方式等，建立了各种类型铀矿床的成矿模式，然而，对矿床形成后的变化、改造、保存及其对区域矿床分布特征的影响这一重要内容却很少涉及，以致在成矿系统研究的角度上缺失了一个重要组成部分。这是华南铀矿研究的薄弱环节，也可能是华南铀矿深部勘查及扩大成果的主要制约因素。

新构造运动作用的力量改变了久远地质时期形成和隐藏的自然矿产资源的产出条件。华南铀矿主要形成于白垩纪—古近纪，铀矿成矿后经历了新生代特别是晚新生代的地质构造作用，也就是说新构造运动作用的力量改变了白垩纪—古近纪形成和隐藏的铀矿资源的赋存条件。华南铀矿是热液作用的产物，铀矿本来形成于地壳较深部位，但经新构造运动抬升，矿床的空间位置发生了显著变化，有的可能已露出或接近地表，有的可能仍隐藏在较深部位。评价这些深部的资源潜力，我们须开展侵蚀剥露和保矿因素的研究。

2006年，笔者在导师刘德长研究员的指导下完成了“相山地区后遥感应应用技术示范研究”博士论文，该论文以地球系统科学理论为指导，采用空间数据库技术、信息集成技术、三维可视化技术等，对相山矿田多源地学信息进行了集成处理和示范应用，对矿床保存状态进行了开创性研究。认为新构造运动是相山矿田矿床空间分布特征的主要影响因素之一，矿床不均衡的产出状态，是侵蚀程度不同所致。之后，笔者又在思考，在华南其他矿田、矿床区内，新构造运动是否也是影响矿床分布的主要因素呢？

“十一五”期间，笔者参与了中国核工业地质局在华南地区设置的多项地质或科研项目的组织和实施，包括“相山、大洲地区火山岩型铀矿成矿系列、勘查模式及远景预测

研究”、“江西省宁都县桃山矿田车头坪、汉源地区铀资源潜力评价”、“江西省会昌县河草坑矿田草桃背矿床北东侧铀资源潜力评价”、“江西省赣州市崇义县鹿井矿田蔡家地区铀矿普查”、“相山铀矿田深部找矿标志研究”等，也曾到盛源、白面石、保峰源、下庄、诸广等地区调研，并有幸通读了由孙勤作序、中国核工业地质局组织编纂的《华东铀矿地质志》、《中南铀矿地质志》和《华南铀矿地质志》，使笔者更加坚定地认识到，新构造运动控制了华南重要铀矿田内矿床的分布规律、就位机制，铀矿保存研究对华南铀矿深入找矿具有重要的意义，因而萌生了编撰一份华南铀矿保存研究方面的材料的想法，以推动我国铀矿勘查理论和找矿实践水平的进一步提升。

2010年8月，《华南铀矿保存因素探索》完稿了。全书共分十章，前三章属总论部分，主要阐述华南铀矿形成和保存的地质、地球物理背景、华南铀矿成矿的主要特点和基本成矿规律以及新构造运动——华南铀矿保存与否的动力学机制；第四到第十章，着重对华南相山、桃山、河草坑、鹿井、大洲、下庄、资源铀矿田主要成矿、保矿因素（断裂）进行厘定和分析；最后是结束语，简述了本书的主要观点和研究方向。

笔者在完成本书过程中，得到中国核工业地质局、核工业北京地质研究院、核工业270研究所的支持和关心，笔者对相关领导、同事和朋友表示衷心的感谢。

张万良

核工业270研究所·南昌

2010年8月31日

目 录

前 言

第一章 华南地质及地球物理背景	(1)
第一节 基本地质特征	(1)
第二节 地球物理场基本特征	(9)
第三节 华南地壳结构	(14)
第二章 成矿主要特点和基本规律	(17)
第一节 矿床类型	(17)
第二节 成矿主要特点	(18)
第三节 成矿空间变化规律	(21)
第四节 成矿壳层及成矿深度	(26)
第五节 成矿时代分布规律	(32)
第三章 新构造运动——华南铀矿保存与否的动力学机制	(37)
第一节 新构造运动的含义	(37)
第二节 华南新构造活动特点	(38)
第三节 主要断裂特征	(41)
第四节 华南红盆与铀矿保存	(44)
第四章 相山矿田及其成矿后的隆升剥露	(48)
第一节 矿田地质	(48)
第二节 矿床时空分布	(50)
第三节 成矿条件分析	(54)
第四节 成矿作用探讨	(59)
第五节 数字高程模型与相山地貌	(61)
第六节 矿后隆升剥露的磷灰石裂变径迹分析	(68)
第七节 矿田侵蚀程度的空间变化特点	(72)
第八节 抚州—永丰断裂新构造活动踪迹及对相山矿田隆升剥露的影响	(75)
第九节 勘查模式	(81)
第五章 桃山矿田与桃山断裂的右行正断	(84)
第一节 桃山岩体地质	(84)
第二节 铀矿化特征	(86)
第三节 成矿条件分析	(93)
第四节 新构造活动踪迹	(96)
第五节 桃山断裂的右行正断及其保矿作用	(103)

第六章 河草坑矿田成矿岩体和保矿断裂	(107)
第一节 矿田概述	(107)
第二节 大富足岩体地质地球化学特征	(109)
第三节 会昌断裂新构造活动特征	(120)
第四节 保矿意义	(124)
第七章 鹿井矿田与丰州盆地	(126)
第一节 成矿地质背景	(126)
第二节 铀矿化特征	(127)
第三节 控矿因素分析	(131)
第四节 矿田构造	(134)
第五节 丰州盆地及其保矿作用	(139)
第六节 找矿方向	(143)
第八章 大洲矿田及其矿后构造格架	(145)
第一节 矿田地质	(145)
第二节 成矿主要特征	(147)
第三节 控矿因素分析	(150)
第四节 成矿模式	(155)
第五节 矿后构造格架	(156)
第九章 下庄矿田成矿与保矿构造	(161)
第一节 矿田概述	(161)
第二节 成矿构造特征	(163)
第三节 贵东岩体东西对比	(166)
第四节 保矿构造及其保矿作用	(169)
第十章 资源矿田与新资断裂	(173)
第一节 矿田概述	(173)
第二节 苗儿山与越城岭岩体	(175)
第三节 新资断裂的重力滑脱及意义	(178)
结 语	(181)
参考文献	(184)

第一章 华南地质及地球物理背景

新中国成立以来,在华南开展了一系列基础地质及地球物理工作,全区已完成1:20万区域地质调查;1966年南京大学地质系完成了《华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系研究》,后经修改、充实提高,于1981年再版了同名专著;“六五”期间,地质矿产部牵头实施国家重点科技攻关项目“南岭地区有色、稀有金属矿床的控矿条件、成矿机理、分布规律及成矿预测研究”,出版了系列专著(陈毓川等,1989);1981~1983年,地质矿产部航空物探总队和物化探研究所完成了地质矿产部下发的“中国东部区域物探对地质构造和矿产预测研究”项目的华南区域的研究任务,研究范围为东经 $109^{\circ}\sim 123^{\circ}$,北纬 $20^{\circ}\sim 33^{\circ}$,与本书涉及范围接近。作为华南铀矿形成与保存的背景资料,本章内容主要取材上述研究成果,并结合新近文献资料(谢谏克等,1996;杨明桂等,2008;徐先兵等,2009;熊小松等,2009;周新民,2010),综合编纂而成。

第一节 基本地质特征

华南地区位于欧亚板块的东南端,东邻太平洋板块,西接印度板块。本区地跨扬子地块和华夏地块两个一级构造单元(图1-1),北临大别地块和华北地块,西与三江褶皱带接壤,东南临东海、南海,是北(北)东向构造系与东西向构造带的强烈复合地区。中生代以来大部分属滨太平洋构造域。

一、地层概况^①

华南地层发育齐全,自太古宇至第四系均有出露。它们分属环太平洋地层大区 and 南亚陆间地层大区,两者大体以“江南古陆”的东南缘为界。按时代先后简述如下。

(一) 太古宇

在大别地块形成碰撞混杂岩组合,可分为南、北两部分,北部为条带状片麻岩-超镁铁岩组合,南部为云母斜长片麻岩-榴辉岩组合。这两个组合的大部分都经历过超高压变质作用,它们的共同特点是具有宏观的“碎斑结构”和混杂作用(徐树桐等,2008)。

(二) 元古宇

(1) 古元古界:呈零星变质残块分布,如浙中陈蔡群,其沉积年龄有的 $>1\,000\text{ Ma}$,最

① 主要根据地质矿产部“南岭项目”构造专题组“南岭区域构造特征及控岩控矿构造研究”专题资料编写。

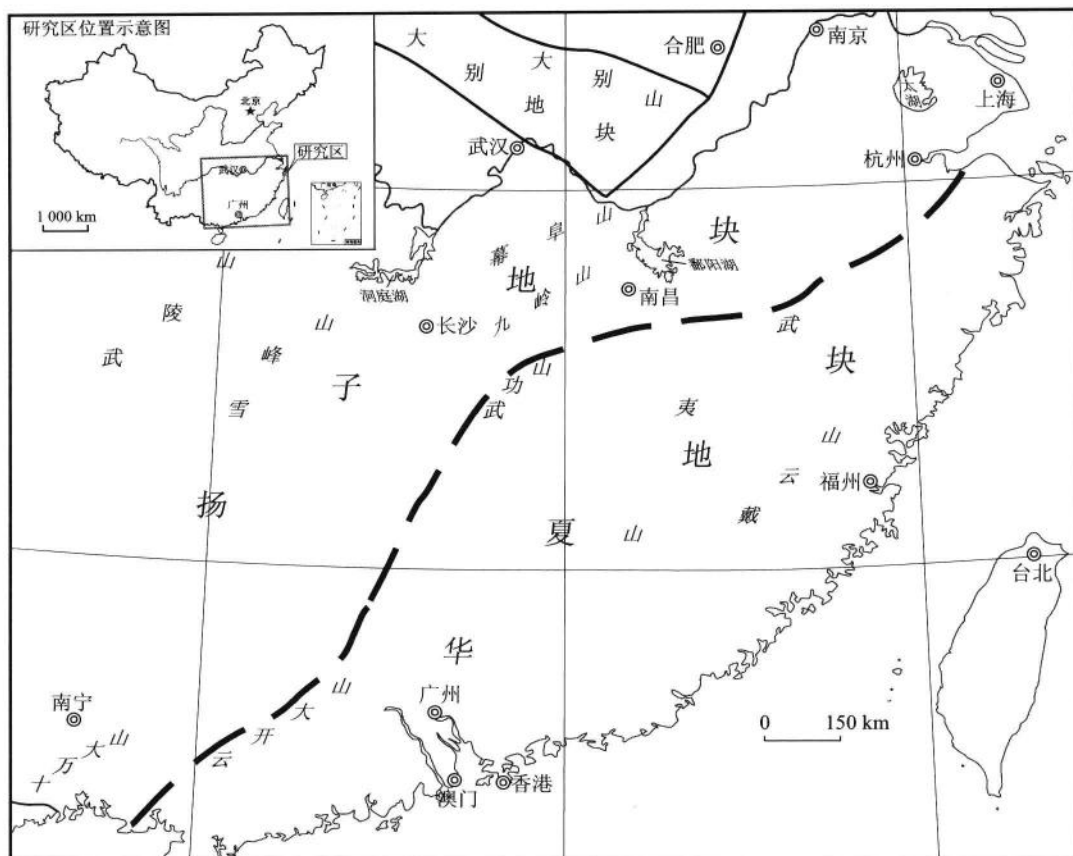


图 1-1 华南大地构造单元分划图

老可达 2 150 Ma，而变质年龄多 >600 Ma，如诸暨七湾铷 - 锶年龄 (674 ± 32) Ma，与扬子变质地区外围出露的古元古代结晶基底如康定群、崆岭群、哀牢山群具有相似的特点，故将其归入古元古界变质岩系。

(2) 中元古界：出露于“江南古陆”，主要有桂北的四堡群、湘北的冷家溪群和赣北的双桥山群，为一套巨厚的绿片岩相浅变质岩系，其变质原岩为一套巨厚的浅海相泥砂质复理石建造夹细碧 - 角斑岩建造。厚度 8 500 ~ 1 700 m。向北东可延入安徽境内。地层中含中元古代微古植物化石多种，在江西德兴测得双桥山群的年龄为 1 401 Ma（铷 - 锶法）。

(3) 新元古界下部：板溪群主要出露于九万大山、雪峰山、武陵山、怀玉山和湘中等地，赣北、皖南也有零星分布。北区主要为陆缘海沉积（泥砂质碎屑岩夹火山岩建造），在扬子地块上厚仅数百米，但在陆缘地带则厚达 7 000 m；南区主要为浅海、半深海复理石泥砂质碎屑岩、火山碎屑岩及细碧岩建造，厚 5 162 ~ 9 536 m。与下伏中古界呈区域性角度不整合，部分地区（如湘东、桂北）呈假整合接触。在湖南益阳测得板溪群的次安山玢岩年龄为 ($1\,000 \pm 100$) Ma（铷 - 锶法）。

(4) 震旦系：震旦系下界置于莲沱组下部，上界置于灯影组顶部。本区震旦系含微古植物、叠层石及核形石等化石，是铀矿化的有利层位之一。

在黔中、赣北地区,下统以碎屑和冰成沉积为主,上统为一套海进序列的浅海-潟湖相含锰磷、碳酸盐岩、硅质岩夹碎屑岩建造;武陵山、雪峰山北段、怀玉山区和浙西为过渡型沉积,下统为一套深海碎屑岩建造,上统为一套浅海碳酸盐岩建造夹硅页岩、磷块岩及炭质页岩;“江南古陆”南缘,具台缘沉积特征,下统为一套火山碎屑岩夹酸性火山岩,有些地方夹冰碛泥砾岩,上统岩性厚度变化大,为硅质岩、硅质灰岩、白云岩及磷块岩;至九万大山-北武夷山区已是地槽沉积,下统为一套与冰川作用有关的复杂边缘海沉积,属冰川-海洋沉积夹硅质铁质建造(江口式、新余式铁矿层位),往东厚度减薄为数百米,上统为一套浅海碎屑岩、碳酸盐岩-硅质岩建造;在湘中、赣中及其南部地区为一套巨厚的类复理石夹火山岩建造,顶部常有硅质岩建造,可相变为灰岩、白云岩。

(三) 古生界

(1) 寒武-奥陶系:可划分出3个不同的沉积区:扬子区、江南区和东南区,分别具有稳定、过渡和活动类型的沉积建造。

区内寒武系与震旦系形影相随,遍布全区,与震旦系呈整合、假整合接触,是华南富U碳硅泥岩系的重要组成部分。扬子区下统以钙质泥质沉积为主,中上统则以碳酸盐岩为主。江南区逐渐变为静水的炭质硅泥质沉积和较深水的薄层钙泥质沉积。东南区则为复理石建造夹硅质岩建造。奥陶系的分布大致与寒武系相同,但不及前者广泛,两者呈整合接触。岩相组合与生物群面貌也有明显不同。扬子区西部碎屑岩较多,中东部碳酸盐岩较多,晚期出现滞流相(五峰页岩),自扬子区向东及东南分布着浅海碎屑岩建造,在皖南浙西,上奥陶统为巨厚的复理石建造。粤北及桂东南出现火山熔岩及角砾岩。

(2) 志留系:扬子地块上仍属稳定型沉积,在“江南古陆”东南缘为浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩建造,厚度由西南向东北方向变薄。中志留世以后,伴随晚加里东地槽回返,只剩下粤桂边界的钦防海槽,仍为以砂泥质复理石为主的上志留统沉积,并与泥盆系呈整合接触。

(3) 泥盆系:初期海侵局限于滇、黔、桂地区,后期逐次向北东方向超覆。桂中地区下泥盆统莲花山组与前泥盆系呈角度不整合接触,粗屑沉积发育,向湘南、粤西北一带则多为陆相-滨海、浅海相碎屑及泥灰质沉积。中上统分布较广泛,且岩相变化较大,桂西北南丹型沉积主要为含浮游生物的黑色泥质、泥灰质及硅质沉积,至桂中则变为含底栖生物的正常浅海相沉积。由黔、桂至湘、粤,中上统不整合超覆于元古宇或下古生界之上,湘中为陆相-浅海相沉积。上泥盆统变为正常浅海沉积,大体以吴川、韶关、吉安一线为界,北西侧至“江南古陆”边缘为浅海碳酸盐岩夹碎屑岩建造,东南则为浅海-滨海相碎屑岩建造,西南端夹多层赤铁矿(宁乡式铁矿),厚度变化大,由几百米变为2 000 m,向东南至粤闽边境,变为陆相(南靖群)。

(4) 石炭系:遍布全区,与泥盆系呈假整合-整合接触,南岭地区仍处于以广西至湘赣边境为轴心的海槽环境,下统自海槽中心向两侧的沉积,由浅海相碳酸盐岩夹海陆交互的含煤碎屑岩建造-海陆交互碳酸盐岩与含煤碎屑岩建造-陆相含煤碎屑岩建造-陆相含煤碎屑岩建造。海槽中部厚度为1 150~2 220 m,两侧减薄至535~714 m;中上统黄龙组和船山组分布广泛,但各地厚度不一,为一套浅海相碳酸盐岩建造。

(5) 二叠系:石炭纪末普遍海退,致使二叠纪初的海侵沉积与石炭系形成假整合,

东吴运动造成上下统之间普遍不整合。栖霞组岩相厚度稳定,为含燧石结核灰岩,底部普遍为含煤碎屑岩建造。茅口期起岩相分异又趋加剧;在苏、浙、皖地区,出现以孤峰组为代表的硅泥质沉积。晚二叠世龙潭期自北向南存在显著的岩相厚度分带现象,大体上粤北、湘、赣一带是海陆交互相含煤系,在江西萍乡厚近千米,往北海相成分增多,往东南至福建以陆相为主,粒度变粗,不再含煤,厚度仅数百米,代表华夏古陆边缘沉积。晚二叠世后期再次海侵,形成两种同时异相沉积即浅海相碳酸盐建造(长兴组)和浅海相硅质建造(大隆组)。在广西大隆组中尚发育有中酸性火山碎屑岩,而在钦防灵山一带上二叠统则为一套巨厚的碎屑岩建造,厚可达5 044 m,与下二叠统呈角度不整合,代表后造山期类磨拉石建造,在桂西及桂西南地区,则具有地台型沉积向地槽型沉积过渡的特点。

(四) 中生界

(1) 三叠系:分布广泛,中下统多继承上古生界特点,其分布常与二叠系形影相随,中三叠世发生拉丁期大海退,分布面积大为缩小,印支运动造成上三叠统与下伏地层的区域性角度不整合。下中统多为一套浅海碳酸盐岩建造或滨海、浅海碎屑岩建造;但在桂中及桂西南伴有中酸性火山岩,桂西右江地槽系中则有厚逾万米的砂泥质碎屑岩建造,大部具密度流沉积特征,那坡地区并具有厚度大的细碧岩建造并与基性侵入岩相伴生。上统则主要为陆相或海陆交互相的含煤碎屑岩建造,主要分布于闽、湘、赣、粤、桂诸省,与下侏罗统常呈连续沉积。

(2) 侏罗系:除台湾、湘粤一带早侏罗世有短期海侵外,大部分属陆相沉积。早侏罗世在闽粤沿海及粤北、湘中所遭受的海侵是来自西太平洋及古特提斯海,东支经香港向北西及北东方向漫漫,其西支来自三江地区,地层中既含有日本常见的双壳类,又有特提斯区的白羊石,说明世界性的里阿斯海侵沟通了特提斯与太平洋生物区,往湘赣地区则不再出现典型海相化石,仅见淡水海湾双壳动物群,赣北地区并见与植物共生的含煤沉积。沿闽西南—粤东分布的下侏罗统含类复理石及火山岩夹层,与上三叠统共厚6 000 m左右;闽浙沿海上三叠统一侏罗统为陆相、海陆交互相、陆相火山岩和火山复理石建造及角斑岩建造,总厚达9 234 m,属地槽型建造系列。自中侏罗世起,海水已完全退出本区,上侏罗统大部地区缺失,原归于上侏罗统的火山岩系地层实际上可归属下白垩统。

(3) 白垩系:发育广泛的河谷盆地沉积,形成红色建造及火山碎屑岩建造。下统主要为一套巨厚的陆相喷发的中酸性火山岩及火山碎屑岩,与下中侏罗统呈角度不整合,分布于邵武—河源断裂带以东,是我国东部火山岩带的组成部分,有的火山盆地赋有大型铀矿床。上统均属陆相河谷盆地碎屑沉积,含膏盐、铀、石油及天然气等矿产。上统与下统呈不整合、假整合及超覆不整合接触。

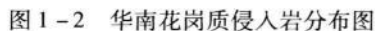
(五) 新生界

(1) 古近系:古近纪东南陆隆带和海岸线的位置可一直扩展至今日东海大陆架及南海西沙一带,在陆隆断陷带中继承性沉积了红色建造。一些断陷盆地(如广东三水盆地)有碱性系列的双峰式火山岩的喷溢,反映开始出现具有大陆裂谷萌芽性质的断陷。

(2) 新近系:大陆上除大型沉积盆地(江汉盆地)和东南沿海(茂名、合浦、雷琼、佛云等)有些沉积外,主要场所已转移至海区和台湾。在大陆架拗陷带沉积了巨厚的披

(3) 第四系: 在陆区大面积分布于鄱阳湖、洞庭湖两湖, 珠江、长江水系的三角洲及主要河谷地带以及沿海地区; 在海域则为大面积的浅海、半深海和深海沉积。

本区岩浆岩分布广泛, 岩类齐全, 以燕山期花岗岩和中酸性火山岩最为发育, 共约占全区面积的 1/3, 构成华南铀矿重要成矿围岩。按其形成时期简述如下 (图 1-2)。



(一) 前寒武纪岩浆岩

在桂北罗城、融水一带尚有少数同时代呈岩床或小岩株产出的超基性、基性及中性

岩。它们与四堡群中的细碧-角斑岩系火山岩在空间上密切共生，在时间上稍后，构成了一个边缘的岩浆演化系列，反映了岩浆结晶分异作用。

华南少量的古-中元古代（神功期、吕梁期和四堡期）岩浆岩，岩性为混合花岗岩和花岗岩为主，属于高钾钙碱性系列，如龙泉石英二长岩、龙泉淡竹花岗闪长岩和遂昌大柯英云闪长岩，这些岩体虽然出露面积较小（ $<5\text{ km}^2$ ），但表征了中国东南大陆边缘古元古代变质基底的存在（孙涛，2007）。

（二）加里东期（早古生代）岩浆岩

（1）早期：在加里东构造层下部所发现的变质火山岩反映了早期地槽拗陷阶段的岩浆活动，稍后，沿云开-武夷地槽拗陷带伴随郁南运动，震旦系、寒武系地槽沉积物经深熔、交代作用形成原地、半原地的变质型混合花岗岩，它们与围岩呈渐变过渡，岩石成分及结构、构造很不均一。普遍含堇青石、石榴子石、紫苏辉石等变质矿物，最高含量可达15%，富含碎屑状晶体的锆石，氧化系数 $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 低， K_2O 含量高而 Na_2O 低，其年龄一般在 552~422 Ma。

（2）晚期：分布于加里东褶断带中，总体呈北东向，多呈岩基、岩株产出，以花岗闪长岩和花岗岩为主，侵入前泥盆系区域变质岩系中，并为泥盆系所不整合覆盖，年龄在 446~358 Ma，与围岩具有清晰的侵入接触关系和接触变质带，属于岩浆成因的混染花岗岩，具同构造性质。

（三）华力西期（晚古生代）岩浆岩

主体发生在晚二叠世晚期的大陆火山喷溢，以峨眉山玄武岩为代表，属碱性系列的钠质亚系火山岩，具有双峰式火山岩套的岩石化学组成，是大陆裂谷的产物。这一玄武岩流喷溢活动的主要场所虽发生在西南地区，但已波及桂西地区，并对华南腹地有其影响。桂、粤、湘、赣、闽诸省茅口组、龙潭组中常有火山凝灰质的夹层是邻区这场大规模喷溢的远扬产物。

侵入岩以花岗岩为主，其次为花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩等，主要分布于武夷云开隆起的两侧即桂东南、粤西、粤北、赣南、闽西一带，其展布总体呈东西向。岩体大多侵入于上古生界，有的岩体被上三叠统所沉积覆盖（如广西台马岩体）。

广西大容山-十万大山海西期花岗岩带是这一期侵入岩的典型代表，该岩带由花岗岩（大容山）和花岗斑岩（十万大山）组成，系由地槽沉积物经过深熔、重熔岩浆的长期演化而形成的陆壳重熔型花岗岩。

（四）印支-燕山期（中生代）岩浆岩^①

（1）印支期（三叠纪）岩浆岩：主要分布在湖南，其次是广西、广东、江西和福建，总体呈面状分布（周新民，2003）。在扬子地块内几乎不发育。统计结果显示，大约 60% 的印支期花岗岩为强过铝质，属 S 型花岗岩，含白云母、石榴子石和堇青石等高铝矿物（Sun Tao et al., 2005），地球化学表明其物源组分为泥质岩石；其余为准铝质花岗岩，具

^① 印支-燕山期岩浆岩内容主要根据徐先兵等（2009）发表的《华南早中生代大地构造过程》论文编写。

I 型花岗岩的亲缘性,其物源为混合型,包括泥质、玄武质岩石以及明显的幔源岩浆组分。印支期花岗岩可以分为两期,早期花岗岩形成的峰期年龄大约为 240 Ma,约占印支期花岗岩的 10%,以发育片麻理为主要特征,是在华南地壳增厚的基础上由地壳物质部分熔融形成的(Wan Yuejun et al., 2007);晚期花岗岩形成于 220 Ma 左右,约占印支期花岗岩的 90%,以中粒结构、块状构造为特征,由后碰撞的岩浆底侵作用形成的热对流触发而形成(周新民, 2003)。

(2) 燕山早期(侏罗纪)岩浆岩:早中侏罗世火成岩包括双峰式火山岩和 A 型花岗岩以及碱性正长岩,主要分布在湘南、赣南、闽西、粤北等地,沿南岭东西向构造带展布,少量沿江-绍断裂带西段发育。在双峰式火山岩中,玄武岩和流纹岩几乎各占一半,形成于陆内裂谷环境(Wan Yuejun et al., 2008),形成时代为 183~175 Ma。A 型花岗岩与碱性正长岩同样发育于赣南-粤北地区,与双峰式火山岩相毗邻,如柯树北 A 型花岗岩、寨背 A 型花岗岩、塔背正长岩、黄埠正长岩。中侏罗世发育基性岩浆岩,如白面石玄武岩、长城岭玄武岩、宁远玄武岩、回龙迁煌斑岩、车步辉长岩、梅州辉长岩,这些呈带状分布的基性岩浆活动是在板内伸展构造背景下,软流圈上涌作用的结果(贺振宇等, 2007)。

晚侏罗世岩浆活动以花岗岩为主,主要分布在南岭地区,发育数条近东西向相互平行的花岗岩带,花岗岩侵位年龄为 165~144 Ma。华南晚侏罗世花岗岩以 I 型花岗岩为主,发育一部分 A 型花岗岩和少部分 S 型花岗岩,以钙碱性花岗岩为主,其大地构造背景与大洋板块俯冲作用所形成的伸展型活动大陆边缘有关(Wan Yuejun et al., 2008; Jahn Borming et al., 1976)。

(3) 燕山晚期(白垩纪)岩浆岩:早白垩世大规模的以中酸性为主的同熔型钙碱性系列的岩浆喷发,形成东南沿海著名的火山岩带,为火山岩型铀矿床的形成奠定了火山岩系地层基础。据翁世劫(1983)研究,火山岩自沿海向大陆内部由流纹岩与流纹质熔结凝灰岩变成英安岩与流纹英安岩,再变为安山岩、玄武安山岩,总碱量向大陆内部增大,火山岩层位依次降低,火山活动中心逐渐向东南沿海方向迁移。

燕山晚期花岗岩多为中小型岩株或岩墙、岩脉,常侵入于早期岩体之中构成复式岩体,其基性度增大。浙闽沿海并有碱性晶洞花岗岩呈带沿长乐-东山断裂带分布。

(五) 喜马拉雅期(新生代)岩浆岩

该期岩浆活动以碱性玄武岩系列和拉斑玄武岩系列的喷溢活动和若干超基性、基性岩体的侵入为主。如广东三水玄武岩(64~47 Ma)、桂西玄武岩(49 Ma)、福建佛县、广东雷琼的晚近时期的碱性玄武岩系列,东南海域分布的拉斑玄武岩系列。

三、区域构造特征^①

华南地区位于 3 大地块(扬子地块、华夏地块、华北地块)、两大构造域(古华夏构造域、滨太平洋构造域)的交叉复合地带,经历了强烈的印支-燕山运动、喜马拉雅构

① 主要根据江西地质矿产局钟南昌(1988)《1:2 000 000 中国南岭及其邻区地质构造图说明书》编写。

造运动,具有多种基底成分,形成的构造形迹和构造型式复杂多样。

(一) 褶皱构造

根据桂西、湘中南及粤北地区出现的一些特征褶皱现象,可以确定几组主要褶皱的先后顺序为:南北向(北北西向)褶皱→东西向褶皱→北西向褶皱→北东向褶皱→北北东向褶皱。其主要依据是:

(1) 南北向褶皱表现为背景褶皱,规模大,连续性好,剖面上较紧密。其他方向褶皱都在此背景上发生,并对它产生干扰。该方向褶皱发生于 T_2-T_3 之间。

(2) 东西向褶皱使南北向褶皱的轴面发生变形而弯曲为南北弧,并由两者共同形成一系列东西向排列的穹窿构造,而由穹窿构造控制着许多印支期及燕山早期花岗岩,如高坪、白马山、花山及姑婆山岩体等。可见东西向褶皱晚于南北向褶皱,大致发生于 T_3 末期。

(3) 北西向褶皱在安化与新化之间干扰了东西向褶皱,因此它晚于东西向褶皱。而在赣中一带所见,北西向褶皱被南北向分布的侏罗系不整合覆盖,据此判断其变形作用发生于 T_3-J_1 之间。

(4) 北东向及北北东向褶皱广泛干扰北西向、东西向褶皱,例如,韶关一带在东西向褶皱的基础上出现北东、北北东向小型附加褶皱,在湘中关帝庙北西向背斜的北翼发育北东向附加褶皱。可见北东及北北东向叠加褶皱晚于北西向褶皱,而根据北东及北北东向褶皱与相伴冲断层的关系,可确定北东向褶皱早于北北东向褶皱,前者主要形成于燕山早期,后者则形成于燕山晚期。

(二) 断裂构造

华南地区断裂构造发育,多种方向、不同性质的断裂交叉复合,罗织成复杂的断裂网络图案(图1-3)。这些断裂构造具有以下重要特点:

(1) 在展布方向上,以北东(含北北东和北东东)向为主,其次是北西向,零星分布近南北向和近东西向断裂构造。北东向断裂常构成平行或侧列组合。

(2) 断裂性质以张或张扭性为主,有的断裂早期表现为压性或压扭性,但晚期均向张性或张扭性转化,发育破碎带、角砾岩带、动力变质带、构造泥及构造擦痕,走向滑动方向以右行为主,部分为左行,水平移距一般不大,断面陡倾。

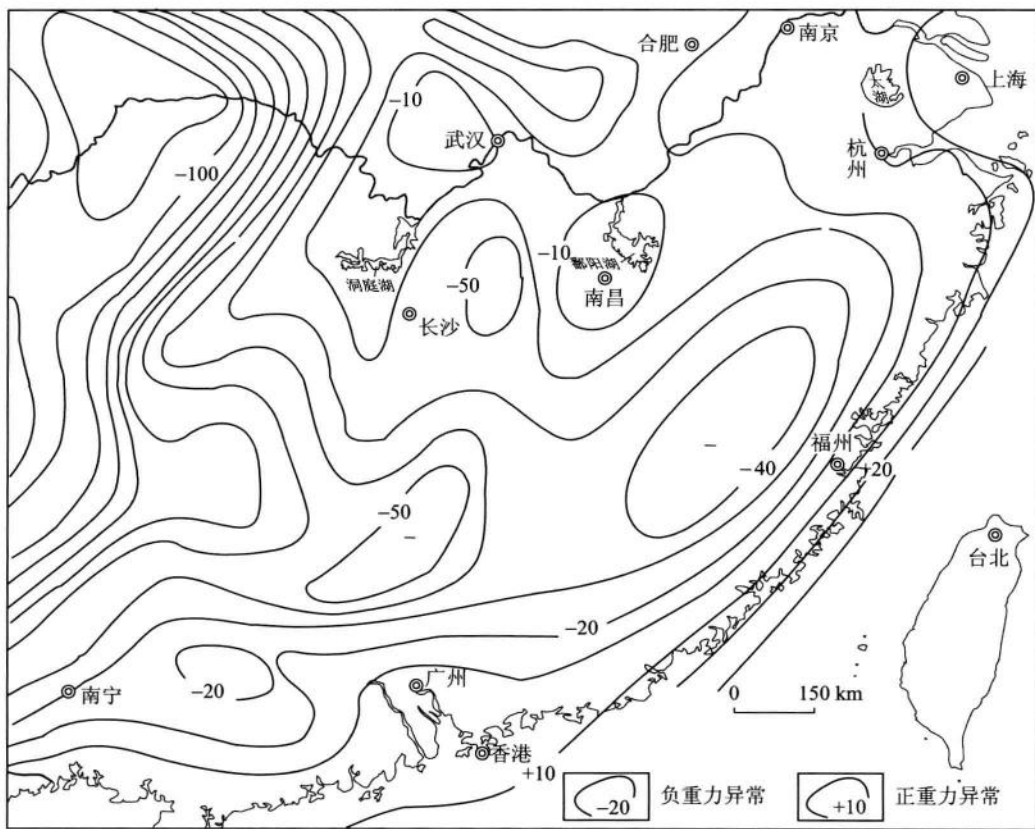
(3) 华南虽以线性断裂构造为主,也发育弧形断裂,主要有东西向弧形断裂和南北向弧形断裂。东西向弧形断裂北有瑞昌弧形断裂带,南有河池-柳城弧形断裂带及粤北弧形断裂带。其中以河池-柳城弧形断裂带发育最为完美,断裂连同盖层褶皱向南向北碾转变弯曲。粤北弧形断裂带规模也较大,但弧顶部分因佛岗岩体侵吞而保存不完整。南北弧形断裂是一系列南北向、向东向西弯曲的断裂带。位于最西面的是都匀弧形断裂带,它规模巨大,翼展可达700 km。在此弧形断裂带以东,还依次出现绥宁、祁阳、衡东及吉水等弧形断裂带。

(4) 基底和盖层断裂是华南断裂的主要类型,地壳或岩石圈断裂目前还没有确认过。基底断裂(大断裂)的地表形迹与盖层断裂(一般断裂)没有很大的区别,但基底断裂在重磁场上反映清晰,对重力异常的计算表明,这些大断裂切割深度在20 km上下,延伸

一、重力场

华南重力异常场是由不同深度上密度不均匀影响的总和引起的, 这些不均匀性的主要来源是上地幔密度变化、地壳厚度变化、地壳内部密度界面起伏和地壳上部的密度变化。

区域重力场的总趋势是由东(南)向西(北)从 $20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 逐渐减至 $-125 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (图 1-4), 可分 8 个异常区: 温州-厦门重力梯级带, 丽水-永安重力低, 上海-南京-南昌重力高, 南部沿海重力缓坡带, 武汉-长沙-修水-桂东-桂林正负相间异常区, 大别山重力低, 武陵山重力梯级带, 鄂西重力低。

图 1-4 华南平均布格重力图 (单位: 10^{-5}m/s^2)

华南重力场的主要特点有:

- (1) 莫氏面深度为 28 ~ 41 km, 自东南沿海向北西方向逐渐加深。
- (2) 存在东南沿海和西部武陵山两条重力梯级带, 水平梯度为 $(1 \sim 1.3) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2 \cdot \text{km}$, 反映重力和地壳厚度陡变。

(3) 规模巨大的花岗岩构造隆起区, 都呈现明显的重力负异常, 定量计算其现位深度一般为 4 ~ 15 km; 规模较大的中生代断陷盆地则出现明显重力高, 比周围高出 20 ~ 30 × 10⁻⁵ m/s² 不等; 碳酸盐岩地层广泛发育的古生代沉积盆地, 重力场变化平缓。

- (4) 鄯庐、赣江断裂两侧地壳平均密度有一定差异。西部, 花岗岩基延深较大, 重

力负异常明显，地壳平均密度增高；东部花岗岩体延深较浅，基本未出现负异常。

(5) 布格重力异常与地形常呈反向关系，即重力值由东向西减小的趋势与地形高程逐步增高的变化相呼应以及平原坳陷区对应着重力高，高原山脉隆起区对应着重力低，这表明华南地区地壳已达到较好的均衡。

二、磁场

华南磁场变化较复杂，强磁异常主要集中在东部沿海一带的火山岩分布区，以及大别山毗邻及其东北区，磁场强度一般在几百 nT 以上，多数局部异常在 500 ~ 1 000 nT 左右，向西和向南，磁场变得单调平稳，磁场背景在 50 ~ 100 nT 之间。

根据磁场的形态、强度、走向特征，华南磁场可划分为 9 个区（图 1-5）：I—鄂西磁场区、II—大别山磁场区、III—浙西磁场区、IV—闽赣磁场区、V—沿海火山岩磁场区、VI—粤南磁场区、VII—粤西磁场区、VIII—湘南磁场区、IX—江南古陆磁场区。

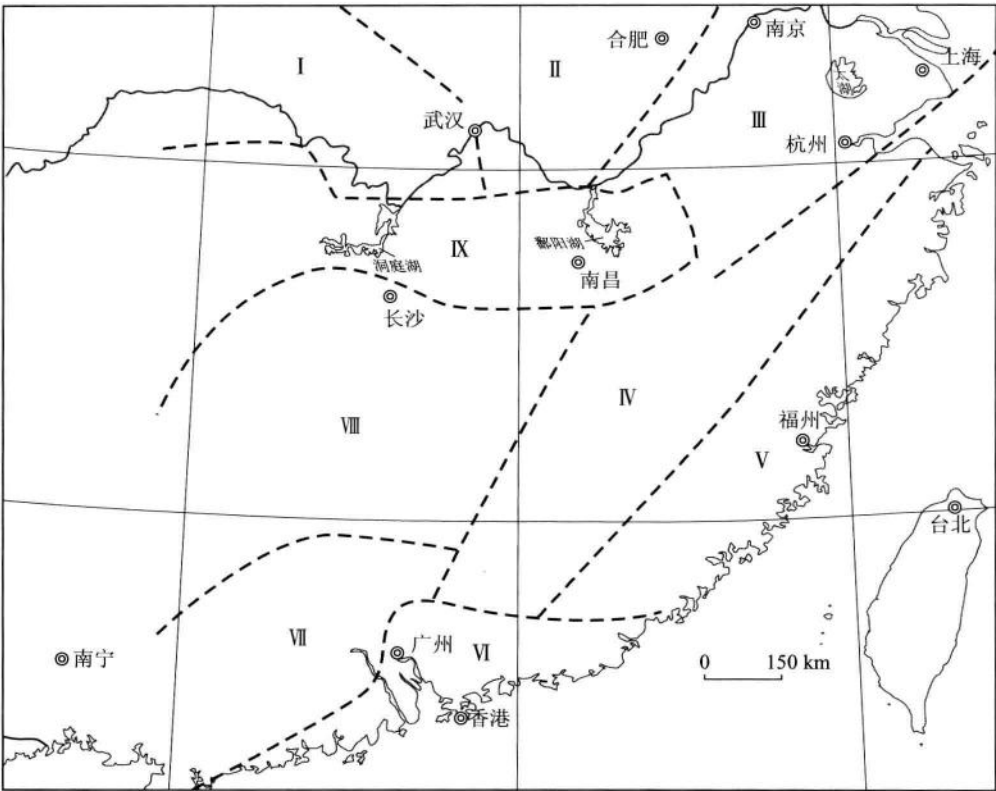


图 1-5 华南磁场分区图

(据地质矿产部航空物探总队和物化探研究所，1984)

通过把原始磁场经化极后向上延拓 5 km、10 km、20 km 和 30 km，可以看出：大别山和扬子地块磁场衰减较慢，不同高度磁场图基本保持了原来的磁场骨架，几个主要磁异常始终存在，只是强度有所减弱，磁性基底起伏和磁性层厚度变化是引起磁异常的主要原因；东南地区磁场衰减很快，到 30 km 高度磁场变化已基本消失，与原始磁场图面貌差别