



大湖塘钨矿田 碱—酸交代特征 及其形成机制

张 勇 刘南庆 潘家永 项新葵 著
江青霞 江超强 江媛媛 丁伟开



科学出版社

中国地质调查局整装勘查项目 (12120114034501)

国家 973 计划项目 (2014CB440904)

江西省“地质学”重点学科

联合资助

江西省“地质资源与地质工程”优秀一流学科

大湖塘钨矿田碱-酸交代特征 及其形成机制

张 勇 刘南庆 潘家永 项新葵 著
江青霞 江超强 江媛媛 丁伟开

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书是一部有关超大型钨矿——大湖塘钨矿热液蚀变机制和钨矿成因方面的专著,系统地介绍了大湖塘钨矿典型矿床(石门寺、大雾塘、狮尾洞和昆山)蚀变空间分带特征;论证了热液交代蚀变岩的形成的物理化学条件及其与钨成矿的关系,特别是酸-碱交代作用对大湖塘钨成矿作用的控制,包括不同蚀变阶段元素的迁移和沉淀机制;探讨了成矿物质及矿化剂的来源;建立了大湖塘钨矿流体蚀变演化模型,对大湖塘钨矿巨量元素堆积的原因有了深入的认识,并归纳总结其成矿作用特征标志。

本书具有先进的成矿理论,兼有科学的矿产预测方法,内容丰富,资料系统,观点独到,是从事矿产资源勘查的生产、科研和教学人员的重要参考资料。

图书在版编目(CIP)数据

大湖塘钨矿田碱-酸交代特征及其形成机制 / 张勇等著. —北京:科学出版社, 2018. 4

ISBN 978-7-03-057141-0

I. ①大… II. ①张… III. ①钨矿床-成矿特征-江西 ②钨矿床-形成机制-江西 IV. ①P618. 670. 625. 6

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2018) 第 070543 号

责任编辑:张井飞 陈姣姣 / 责任校对:张小霞

责任印制:肖 兴 / 封面设计:耕者设计工作室

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

艺堂印刷(天津)有限公司 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2018 年 4 月第 一 版 开本: 720×1000 1/16

2018 年 4 月第一次印刷 印张: 7 3/4

字数: 152 000

定价: 98.00 元

(如有印装质量问题, 我社负责调换)



张勇，男，江西新余人，1983年10月生，博士，东华理工大学讲师。毕业于昆明理工大学资源勘查工程专业。致力于成矿规律与成矿预测、W-Au-Sb等成矿元素分异成矿机制等矿床成因与找矿勘查方面的研究，发表SCI/EI/核心期刊论文10余篇，获得省部级科技奖一项，主持参与国家级、省部级及横向课题20余项，成果或科研报告在地质找矿和成矿理论等方面取得了一定的创新。受聘于武警黄金部队第二批“警地联合”技术绑带专家。中国地质学会会员。

前 言

热液成矿作用从产生到结束总是伴随着交代蚀变作用，交代蚀变的结果是形成交代蚀变岩和矿体，广泛存在于热液矿床的周边和深部，有的热液矿体本身就是交代蚀变地质体。由此，交代蚀变岩，能够记录热液成矿过程的水岩反应等相关地质作用过程的物理化学性质（ T 、 C 、 f_{O_2} 和 pH 等）。与花岗岩有关的钨锡多金属矿床，普遍存在碱交代岩（钾交代岩、钠交代岩或两者皆有）。而大湖塘钨矿田作为近年来发现的一个世界级大型-超大型钨多金属热液矿床集聚区，前人在成岩成矿时代研究方面取得了突出的研究成果。大湖塘钨矿田普遍存在大规模、多类型的蚀变岩，尤其在蚀变分带特征、成矿物质来源、蚀变矿化分带机制、碱-酸交代作用过程和矿床成因模式方面的研究基本为空白。因此大湖塘钨矿田是研究交代蚀变矿物间交代蚀变过程的天然实验室，尤其是碱-酸交代作用过程与成矿元素巨量堆积机制。

随着新理论与新思想不断引入地学，成矿作用精细过程已成为地学研究的一个新方向。对此，作者选择我国著名的大湖塘钨矿田，在综合研究其裂隙-脉系统特征、蚀变分带特征和成岩成矿时空关系的基础上，以矿床学、岩石学、矿物学和地球化学的方法，借助全岩和单矿物的主微量元素分析、稳定同位素分析，矿物地质温度计等多种手段，对碱-酸交代作用开展系统研究，研究热液交代作用与钨矿成矿过程的关系，厘定热液交代过程中热液流体的物质来源和组成变化等物理化学参数，探讨热液交代作用对大湖塘钨矿成矿物质来源的贡献等问题。建立大湖塘钨矿田热液交代作用地球化学模型，丰富钨成矿热液作用过程。这是一个基础地质精细作用过程的探索。

各章撰写分工是：第1章，潘家永、张勇；第2章，刘南庆、项新葵、张勇；第3章，张勇；第4章，张勇、江青霞、丁伟开；第5章，张勇、江超强、江媛媛；第6章，张勇、潘家永。全书由张勇、潘家永统一修改定稿。

本书主要为作者的中国地质调查局整装勘查项目（12120114034501）的研究成果。在整个研究过程中得到了马东升和陆建军教授的指导，高建峰研究员的帮

助。成都理工大学李余生教授，中国科学院地球化学研究所沈能平研究员等以不同方式审阅过全文或部分章节，并提出了宝贵的修改意见。本书撰写过程中引用了许多国内外同行的有关研究成果。在此表示诚挚的谢意！

由于各方面的原因，书中的认识和解释难免有不妥之处，敬请读者批评、指正。

作 者

2017年6月16日

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 大湖塘钨矿田	1
1.2 蚀变地球化学	3
第 2 章 矿田地质特征	6
2.1 地层	6
2.2 地质构造演化	7
2.3 岩浆岩	9
2.4 水系沉积物地球化学特征	20
2.5 矿产特征	26
第 3 章 蚀变岩相学特征	28
3.1 蚀变作用及期次	28
3.2 典型矿区蚀变空间分带特征	32
第 4 章 蚀变作用元素迁移地球化学特征	53
4.1 元素迁移量计算原理和方法	53
4.2 碱交代过程元素迁移特征	59
4.3 弱碱-弱酸交代作用（绢云母化/绢英岩化）元素迁移特征	61
4.4 酸交代作用（云英岩化/硅化）元素迁移特征	63
第 5 章 蚀变流体地球化学特征	68
5.1 蚀变流体包裹体特征	68
5.2 热液黑云母地球化学特征	69
5.3 稳定同位素特征	77
第 6 章 蚀变流体地球化学模型	91
6.1 成岩与成矿作用的时空关系	91
6.2 蚀变流体作用机制	96
6.3 大湖塘钨成矿流体作用模型	98
6.4 找矿标志	104
参考文献	105

第1章 绪 论

1.1 大湖塘钨矿田

大湖塘钨矿田是近年发现的一个世界级大型-超大型钨多金属热液矿床集聚区,地处江西省九江市武宁县,大地构造位置为扬子板块东南缘江南地块中段,属钦杭结合带的北侧(杨明桂和梅勇文,1997;朱裕生等,1999;毛景文等,2011)。截止到2016年其总探明 WO_3 储量已达1.25Mt,并具有一定的找矿潜力。矿田内矿区类型众多,主要有细脉浸染型、蚀变花岗岩型、石英大脉型、云英岩型、石英细脉带型、隐爆角砾岩型等(项新葵等,2013c)。矿田由北到南主要有四大矿区,分别为石门寺、大雾塘、狮尾洞和昆山(图1.1)。

前人在大湖塘钨矿田成岩成矿年代学方面取得了丰硕的成果,矿田燕山期侵入岩的形成年代具有多期次多阶段性,主要有三期,早期为斑状花岗岩,成岩年龄为147~150Ma(Mao et al., 2015);中期为中细粒花岗岩,成岩年龄为144~146Ma(Mao et al., 2015);晚期为花岗斑岩(斑岩脉),成岩年龄为130~135Ma(蒋少涌等,2015)。矿田存在明显的两个成矿时代集中期,与斑状花岗岩和中细粒花岗岩相对应,其中早期的为149Ma左右(项新葵等,2013a;张明玉等,2016),成矿作用规模较小且范围较少,而晚期的持续时间相对较长,为138~143Ma(Mao et al., 2013;丰成友等,2012;蒋少涌等,2015;张勇等,2017),且规模和强度都较大。矿田范围内围岩主要有新元古界双桥山群浅变质岩和晋宁期九岭岩基的黑云母花岗闪长岩,前者主要在矿田南部出露,后者出露范围最大,约占面积的75%。矿田内狮尾洞矿区的黑云母花岗闪长岩锆石U-Pb年龄为834Ma(张雷雷,2013),与Li等(2003)和钟玉芳等(2005)所测得的九岭岩基锆石SHRIMP U-Pb年龄在825Ma左右相近。

大湖塘钨矿田是一个产在燕山期(似)斑状花岗岩岩株顶部的内外接触带的岩浆气化热液型钨矿(以细脉浸染型、蚀变花岗岩型和云英岩型为主,次为石英大脉型),不同矿区钨储量在内外带中所占比例不同,但总体外带储量大于内带。外带晋宁期黑云母花岗闪长岩广泛发育黑云母化等碱性蚀变,具有越靠近矿体蚀变越强的趋势。矿化中心(矿体)集中在叠加了强酸性蚀变的碱交代蚀变带中心(张勇等,2016c;江青霞,2016;江超强,2016;丁伟开,2016;张勇等,2017)。

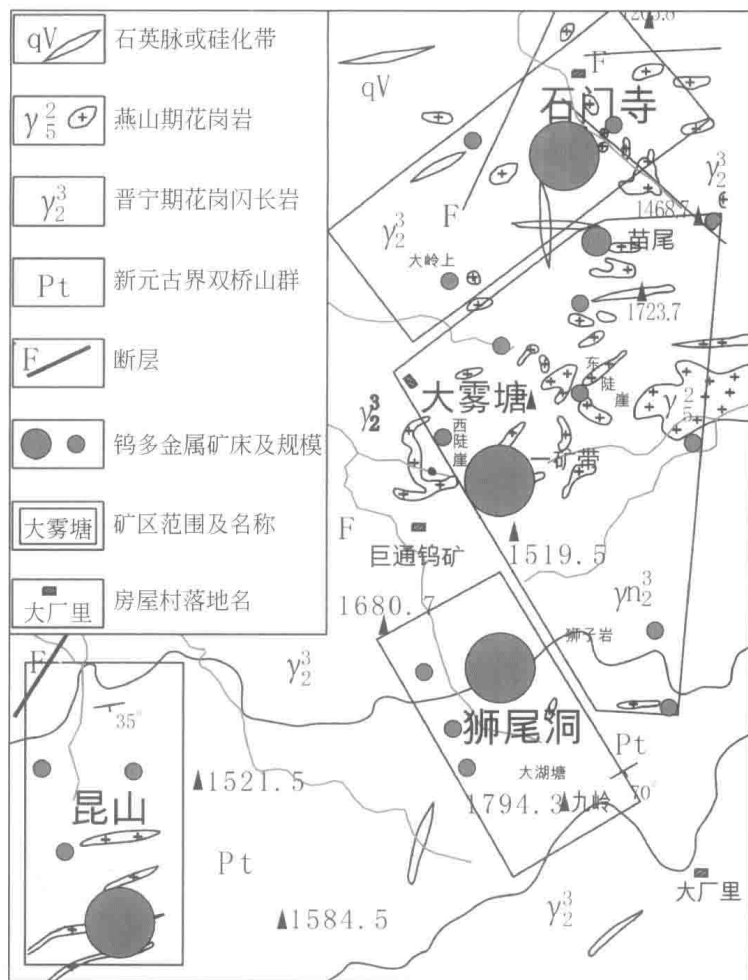


图 1.1 大湖塘钨矿田地质简图 (据占岗乐, 2015)

矿化中心（强酸性蚀变中心）基本上是叠加在早期强碱交代蚀变中心，酸性蚀变完全破坏早期的碱性蚀变，只有局部早期碱性蚀变残余。矿体边部或外围的酸性蚀变特别是云英岩化较弱，以弱绢英岩化或硅化为主，则大部分地区完整保留了早期碱性蚀变（黑云母化）。黑云母化强烈地段形成了黑云母-石英岩。已有的研究认为矿化和云英岩化关系密切，成矿富集中心的云英岩化最强烈。

本专著通过对研究区钻孔编录和系统的（300 余片光薄片）岩矿鉴定工作，厘定了大湖塘钨矿田的主要蚀变类型和蚀变期次，限定了流体演化过程。其中碱-酸交代为特征的热液蚀变现象在大湖塘钨矿田是一个普遍存在的地质现象，且与成矿关系密切，因此大湖塘钨矿田是一个研究热液交代作用与钨成矿关系的绝佳场所。热液交代作用的地球化学过程研究，可以为更好地理解大湖塘钨成矿作用过程奠定基础，并可帮助认识成矿元素和矿化剂等热液交代蚀变过程中的

分配富集机制及其对钨迁移和沉淀的制约。

1.2 蚀变地球化学

交代蚀变岩广泛存在于热液矿区的深部或周边,大多数矿区本身就是成矿元素富集达到工业品位的交代蚀变岩。交代蚀变岩记录了热液交代作用的过程,热液交代作用过程则直接反映了热液成矿过程。因为热液成矿作用从产生到结束总是伴随着交代蚀变作用,热液矿区形成是产生在某个特定空间或某些特定阶段的成矿物质的集中 (Ashley and Karimzadeh Somarin, 2004; Pirajno, 2009; Komori et al., 2013; Gupta, 2013)。胡受奚等 (2004) 研究认为成矿热液流体在运移过程中,与围岩的交代蚀变作用留下的轨迹,是建立成矿模式的最直接和最可靠的依据。因此研究交代蚀变岩在时间上和空间上的分布特征及其交代蚀变地球化学过程,则是认识和理解热液成矿过程最直接的方法。交代蚀变岩的研究,特别是碱交代岩的成因研究,对于认识热液成矿过程的成矿物质来源、搬运形式和沉淀条件等都有重要意义 (杜乐天, 1996; 杜乐天和王文广, 2009a, 2009b; Pirajno, 2013; 余达淦等, 2013)。

碱交代岩是热液矿区普遍发育的交代蚀变岩中非常普遍的一类特征岩体,已被众多地质学家发现,并证实其对热液矿区的形成具有极其重要的意义 (Ekwere, 1985; Drummond et al., 1986; Wang et al., 1986; Sakoma and Martin, 2004; 胡受奚等, 2004; Fiannacca et al., 2005; Zhao, 2005; 余达淦等, 2013)。导致碱交代岩形成的地质作用,通常称为碱交代作用,主要为钾交代作用和钠交代作用。胡受奚等 (1963) 较早地研究了钾交代作用与钼矿床的成因关系。杜乐天 (1983, 1986, 1992, 1996) 对碱交代作用成矿地球化学原理进行了系统的研究,提出了完善的碱交代作用的地球化学定义及其地球化学特点和判别标志等,并指出热液成矿作用多数是从碱交代开始而不是从酸交代开始,碱-酸交代在成矿系统中的时空转换,是控制矿-碱分离的关键。其中碱交代作用是成矿物质迁移分配富集的关键,而酸交代作用则是成矿元素进一步富集并大量沉淀析出的关键。

南京大学地质学系 (1981) 研究发现热液钾长石、石英、钠长石对成矿元素 (如 W、Mo、U、Pb、Zn、Au、Ag 和 Cu 等) 来说都属于“清洁矿物”,其中含量仅为原岩同类矿物的几分之一到数十分之一。同样研究发现 Mo、Cu 元素在热液成因的钾交代岩 (钾长石化带) 相对未蚀变岩亏损的现象 (杜乐天, 1996)。如此恰好反映了碱交代,对成矿元素强烈的活化迁移作用,碱性流体萃取了围岩中的成矿元素,使得成矿元素在热液流体中富集,是热液成矿重要的物质基础 (Oliver et al., 2004; Putnis et al., 2007; Putnis and Austrheim, 2010)。碱交代

岩的形成研究,对热液演化及其成矿元素的萃取-迁移-沉淀物理化学条件及其富集机制研究具有直接的重要意义(杜乐天,2002;胡受奚等,2004;余达淦等,2013)。据已有的研究发现花岗岩中的黑云母是 Sn、W 和 Mo 等成矿元素含量最高的载体,特别是产锡钨花岗岩的研究发现,云母在蚀变过程中释放出的成矿元素对成矿具有巨大的贡献(Barsukov, 1957; Sheherba, 1970; Taylor, 1979; Franco, 1982; Lentz, 1992; Neves, 1997; Yang and Rivers, 2000; 陈佑纬等, 2010; Azadbakht et al., 2014)。应用黑云母和白云母地质温度计,可以很好地估计碱交代成因的黑云母的形成温度等信息,从而更加完善地认识流体演化过程(Kleemann and Reinhardt, 1994; Henry, 2005; Razavi et al., 2008; Eri et al., 2009; Kohn, 2012; Holdaway et al., 2015; Wu and Chen, 2015)。同时原生和次生黑云母电子探针分析,还能通过其卤族元素的含量变化等,指示成矿流体的搬运能力,及其流体物理化学信息(Einali et al., 2014; Pirajno, 2009; Sengupta and Kale, 2006)。

大湖塘钨矿田的围岩之一,是晋宁期的黑云母花岗闪长岩,其中的黑云母可能在碱交代作用过程中释放出一定量的成矿元素。碱交代作用过程中地球化学特征的研究,对于认识热液矿区演化的初始阶段的流体特征,起到了至关重要的作用。

大量的研究发现酸交代是与锡钨成矿有关的主要蚀变类型,具体表现有云英岩化、钠长石化和硅化等,前两者是锡钨的主要矿化阶段,其中云英岩化更是与锡钨矿化密切相关(于阿朋等,2010;李大新等,2013;董业才,2014;熊欣等,2015;祝新友等,2015)。热液交代过程中,流体与围岩发生了液-固(水岩)反应,流体和围岩中的同位素进行了重新分配,因此测定不同地质空间位置碱交代岩的稳定同位素值,结合矿石矿物和区域地层等的稳定同位素组成,可以很好地指示热交代作用的流体来源和迁移演化过程的信息。例如,氢氧等稳定同位素在成矿流体来源及蚀变机制的应用已经非常成熟,国内外学者将其应用在成矿流体演化过程的研究上,并建立了非常完善的热液成矿过程中同位素分馏理论体系(Sun and Eadington, 1987; Steinitz et al., 2009; 郭春影等, 2011; Bonsall et al., 2011; Palinkaš et al., 2013; 杨利亚等, 2013; 杨秀清等, 2014)。

热液代蚀变本身是一个复杂的地球化学过程。已有的研究方法,如显微岩相学、实验地球化学和主微量元素特征法等,更多的是认识或者判定这一过程,且直接使用测得的蚀变岩中元素含量值与未蚀变岩的含量值作对比。但由于蚀变岩的物理性质已发生改变(如比重和体积等),单纯的测试值作对比不能准确反映各元素的增减迁移特征。因此,在增加不同蚀变岩密度等参数测试的基础上,对于元素在交代过程中的绝对迁移量的计算研究就显得尤为重要。因为原岩在蚀变过程中,随着矿物结构、岩石物理性质等诸多参数发生了改变,交代蚀变的元素

有的迁移了,有的未迁移(如稳定或非迁移元素)。只有绝对迁移量的获得,才能够更加准确地反映交代作用流体与围岩的反应特征,从而更加准确地限定交代蚀变过程的物理化学条件(Gresens, 1967; Grant, 1986; Baumgartner and Olsen, 1995; López-Moro, 2012; Durand et al., 2015; Parsapoor et al., 2015; Phillips and Powell, 2015)。

基于以上研究认识,我们选择大湖塘钨矿田内典型钨矿区为主要研究对象,以矿床地质学、岩石学、矿物学和地球化学的方法,对大湖塘钨矿田的典型交代作用开展系统研究。在翔实的野外观察和室内大量显微岩相学研究的基础上,借助全岩和单矿物的主微量元素分析、稳定同位素分析、矿物形成温度估算等多种手段,结合已有的流体包裹体地球化学研究成果,研究热液交代作用与钨矿成矿过程的关系,厘定热液交代过程中热液流体的物质来源和组成变化等物理化学参数,探讨热液交代作用对大湖塘钨矿田成矿物质来源的贡献等问题。建立大湖塘钨矿田热液交代作用地球化学模型,丰富钨成矿热液作用过程,对进一步指导钨矿的找矿勘探工作具有十分重要的理论和现实意义。

第2章 矿田地质特征

2.1 地 层

研究区出露地层单一,为双桥山群浅变质岩,早期文献资料将其定为中元古界地层,但最新研究资料,即大量的凝灰岩以及碎屑锆石 U-Pb 精确年代学的研究,显示其成岩时代约为 825Ma (高志林等, 2012; 周效华等, 2012; Wang et al., 2008),基本可以将其重新厘定为新元古界地层,主要分布在矿田南部。双桥山群浅变质岩为一套断陷环境形成的深海火山-碎屑岩沉积建造,成分以板岩夹变质杂砂岩、变余云母细砂岩、千枚岩为主,呈厚层状,其总体走向 NEE、倾向 SSE,倾角为 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$,局部夹少量火山岩(丰成友等, 2012; 阮昆等, 2013; 项新葵等, 2013c; 彭花明等, 2014; 左全狮和程雯娟, 2015)。

自从 1930 年王竹泉创立“上樵山层”(因同音之误,也即双桥山群)以来,人们就开始对区域双桥山群地质方面进行了大量的研究,比如:①在 20 世纪 80 年代初,江西省区域地质调查队对其进行 1:20 万区域地质调查,根据实地资料将双桥山群分为上亚群及下亚群,再将各亚群分为两个岩组(江西省地质矿产局, 1984, 蒋先强, 2013)。②1991 年起,中国地质大学(武汉)以沉积学为主,结合构造学,对赣北双桥山群浅变质岩开展了长达 12 年的研究,从而在变质岩沉积学、地层序列等方面获得了一系列重大进展(蔡雄飞和顾延生, 2002)。③依据岩性和颜色组合特征,自下而上建立了障公山组、横涌组、计林组、安乐林组、修水组。经过上述研究单位几十年的辛苦工作,依据岩性(细→粗)和颜色(黑→红→黑)组合特征,自下而上对双桥山群进行了组的划分,可细分为 4 个组,分别为横涌组、计林组、安乐林组和修水组(刘邦秀和左祖发, 1998; 章泽军等, 1998; 蔡雄飞等, 2003; 吴新华等, 2005; 蒋先强, 2013)。

横涌组(Pth)是一套浅海相泥砂质复理石沉积,其厚度大于 326m,区内分布较广,新鲜的岩石为灰黑色,向外弱风化作用颜色变为黄绿色,而当岩石遭受强烈的风化作用颜色则变为紫红色甚至灰白色,而这些颜色经常残留着原岩的灰黑色,其中灰黑色的碳质板岩是本组划分和对比的标志层。横涌组发育层理主要有变形层理、条带状层理及沙纹层理,直线状流水波痕在其层面上大量发育。根据层理发育的特征,又可以将条带状韵律分为宽条带与毫米级韵律这两类,它们的条带宽度分别为 2~12cm、数毫米;毫米级韵律纹层细密而平直,可根据其颜

色或岩性差异进行判别,而变形层理往往发育在宽条带韵律内。

计林组(Ptj)为一套浊积岩层,其厚约745m,颜色呈紫红色,岩性为泥质板岩、粉砂质板岩,与横涌组、安乐林组岩层呈连续过渡的整合接触关系。计林组砂岩及板岩内部以发育大量的沙纹层理、水平纹层为特征,沙纹层理单层厚度为1~10cm,在层面上可见大量的线型弯曲状流水波痕,波痕形态各异,比较多样,如弯曲形、分叉形、菱形等,并在部分层段还见到水流波痕的多层叠复,所以沙纹层理中出现特有的流水波痕和水平纹层成了计林组的主要标志,这种流水波痕是深水沉积的标志。计林组不同层位的流水波痕内部组分富含大量 Fe^{2+} 。由于计林组岩层与横涌组、安乐林组整合接触处的岩层均为紫红色,在野外难以用颜色进行组的划分,此时线型弯曲状流水波痕可以进行有效划分。根据颜色和岩性组合特征可将计林组分为三段:第一段厚约186m,颜色呈紫红色,主要为薄层粉砂质板岩与紫红色板岩互层,夹变细-粉砂岩,内部以发育窄条带层理为主要特征,沉积作用以重力流和牵引流为特色,层面上可见丰富的弯曲状波痕;第二段厚约209m,颜色呈灰色至灰绿色,岩性为粉砂质板岩、变细-粉砂岩,中厚层,内部以发育递变层理、沙纹层理为特征;第三段厚约349m,颜色呈紫红色,岩性主要为薄层状粉砂质板岩与薄-中厚层的变细-粉砂岩的岩性组合,夹有翠绿色板岩和紫红色与灰绿色交互出现为特征,普遍发育沙纹层理、水平层理,流水波痕在其层理面上形状有弯曲状、分叉状和菱形状等。

安乐林组(Pta)整合于计林组红色岩层之上、修水组底砾岩之下的一套泥砂质复理石沉积,厚约756m,岩性主要为灰绿色粉砂质板岩、含砾杂砂岩、中-厚层变细砂岩、粉砂岩夹杂砂岩等。沉积构造比较多样且较为丰富,如碎屑团块、变形层理、沙纹层理、条带状构造、火焰状构造、变形构造、波痕等。

修水组(Ptx)为一套泥砂质复理石建造,厚约902m,颜色主要呈灰绿色-灰黑色,岩性为变杂砾岩、变余杂砂岩及粉砂质板岩等,砾石的主要成分为石英岩、燧石岩及泥质砂岩等,沉积构造以发育平行层理、波状层理、波痕为主。刘邦秀和左祖发(1998)认为修水组底部砾岩属于挤压造山作用中晚期的沉积产物。

2.2 地质构造演化

研究区自新元古代开始,长期处于扬子、华夏两个古板块及其间结合带的控制下,经历了多次构造-岩浆-变质-成矿事件:晋宁运动(晋宁一幕850Ma)使新元古代青白口纪活动陆缘型弧盆沉积岩系(双桥山群)褶皱回返,伴随同造山黑云母花岗闪长岩岩基侵位上升为陆,出现“江南地垒式古隆起带”(杨明桂等,2004),经过数千万年的强烈风化剥蚀,致使晋宁期花岗闪长岩岩基出露地表;进入南华纪(成冰期),在此“江南古陆”的两侧出现阶梯式断陷,并于浅

变质岩系及花岗闪长岩基之上,不整合沉积了南华系莲沱组含火山物质的粗-细粒碎屑岩(这套地层在赣北乃至皖赣相邻地区被认为重要的铜多金属矿源层)(贺菊瑞等,2007,2008),此后地壳曾有2~3次不平衡抬升,至早南华世末(晋宁二幕800~780Ma)又一次强烈上升,活动陆缘进一步固化,并于晚南华世开始了巨厚的盖层沉积,第一个盖层是南沱组含凝灰质冰碛岩,受雪球事件影响平行不整合在莲沱组之上;之后震旦纪—早古生代连续整合沉积了近5000m厚的海相碳酸盐岩、碎屑岩建造,加里东运动地壳隆升,江南地块大规模向南逆冲推覆,完成扬子、华夏古板块的拼合;进入晚古生代—早中生代陆壳微扩张沉陷,区域平行不整合覆盖了500余米的海陆交替相碎屑岩、碳酸盐岩组合,印支运动发生纵弯褶皱,出现宽缓的背向斜,完成由海到陆的转变(刘南庆等,2011)。

进入燕山期,由于板块机制的纵深扩展、古太平洋与相邻板块相互作用,板内收缩、俯冲带穿过下地壳岩浆房与地幔沟通,诱发壳幔岩浆混熔,形成了高分异的花岗质岩浆,致使本区发生强烈的大陆造山运动,出现NE—NEE向为主导的走滑冲断—伸展构造,其与古构造叠加复合,形成现有的基本构造格架(图2.1)。

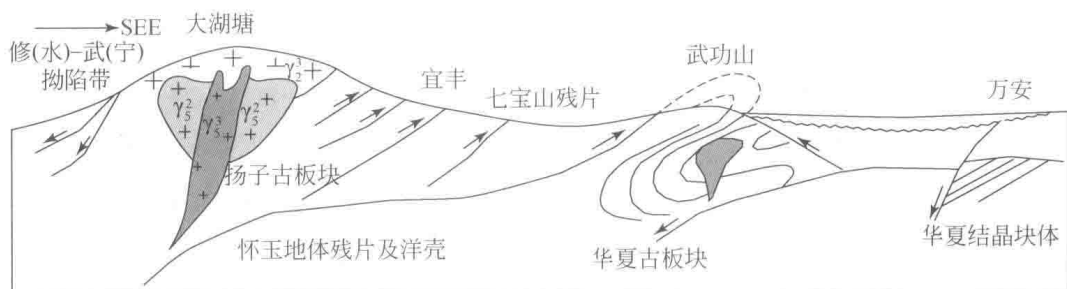


图2.1 江西大湖塘区域燕山期构造-岩浆演化示意图(据刘南庆等,2016a)

γ_2^1 —晋宁晚期花岗闪长岩; γ_2^2 —燕山早期斑状花岗岩; γ_2^3 —燕山晚期细粒花岗(斑)岩

这种构造体制转换与中国东南部中生代时期,由古特提斯构造域向太平洋构造域转换相吻合(任纪舜等,1997;余心起等,2005,2006;葛肖虹等,2014)。

燕山早期(晚侏罗世),大湖塘区域构造应力场以相对缓慢的板块水平运动为主,形成了一系列走向NEE—NE向、倾向与俯冲带基本一致、倾角较陡的走滑逆冲断层,并使晋宁期韧性剪切带、紧密线型褶皱活化,叠加韧脆性—脆性构造变形;燕山早期末(~150Ma),构造应力场发生逆时针偏转,出现NNE向走滑逆冲断层,并与前期构造形迹复合诱发深部岩浆活动,浅部产生相对低压环境下的伸展构造,九岭南缘出现晋宁期蛇绿岩片及其一系列叠加在推覆构造上的反向滑覆构造,九岭北缘主要表现为向NW—NNW中高角倾伏的滑覆构造(修水—武宁滑覆拗褶带),区域多处(庐山、九宫山、彭山等)发生垂向运动,推覆构造系统发展进入高潮(刘南庆,1995;刘南庆和黄剑凤,1994a,1994b,1996)。

大湖塘钨矿田经历了多次构造活动,其中晋宁运动和燕山运动最为醒目,表

现为强烈褶皱、断裂和大型推（滑）覆构造，燕山期构造活动对成矿关系最为密切。

（1）褶皱：新元古代浅变质岩基底为一轴向近 EW 巨型复式倒转背斜，由于后期构造叠加改造，呈“S”形辗转弯曲，西段紧密线型褶皱明显，主要为九宫山背斜、大湖塘复背斜、铜鼓-奉新复背斜等。大湖塘复背斜是区内重要的控岩控矿构造。盖层褶皱主体为轴向 NEE 弯转延伸复向斜，其间有一系列 NE—NEE 向短轴叠加褶皱或鼻状褶皱，牵引褶皱明显。

（2）断裂：区内断裂构造极为发育，相互交织成网，规模较大的断裂主要有近 EW（NEE）向和 NE—NNE 向两组。修水-武宁、慈化-宜丰 NEE 向断裂带，规模大切割深，分别为九岭隆起带的北、南边界断裂；一系列 NE—NNE 向走滑冲断裂带十分发育，穿过区内规模较大的主要有靖安-村前、大湖塘-宜丰、铜鼓-余家坪、湘赣边界 4 条走滑冲断带，相互平行大致呈 35~40km 等间距展布。NE—NNE 向走滑冲断裂带控制了岩体和矿区的分布，是区内主要的控岩控矿构造。

（3）大型推（滑）覆构造：九岭隆起北侧为修水-武宁大型滑覆带，由一系列近 EW 向往南突出的弧形滑覆断裂构成。九岭南缘大型推（滑）覆构造为长期活动的板缘活动带产物，形成一系列 NEE 向往南突出的弧形逆冲推覆断裂、滑覆断裂带和密集的韧性剪切变形带，并出现较多的构造窗和飞来峰；带内岩石动热变质程度较高，为强大的动热变质带；至少在晚侏罗世、晚白垩世曾经历过两次以上的强烈活动，自北往南推覆距离达 30~50km。

在这种构造格局下，大湖塘地区依旧保持“江南古陆”的特点，维持着整体相对独立和稳定，内部则显现出既封闭又开放（深部有岩体侵入）的构造环境，组成特定时空的构造-岩浆热液相互作用的统一整体，形成韧-脆性剪切推覆构造系统。

燕山晚期（早白垩世），系统内部自组织调整，局部剖面变形又趋向区域平面变形，成矿岩体及其流体顺势贯入（局部形成爆破角砾岩），并沿成矿构造与成矿结构面充填、交代形成工业矿区（体），完成该区燕山期构造-岩浆热液成矿系统的建造。

2.3 岩 浆 岩

2.3.1 大湖塘钨矿田晋宁期侵入岩特征

研究区岩浆活动频繁，具多期次、多层次就位的特点，以中酸性、酸性花岗岩类为主，少数为基性、超基性岩类。青白口纪早期发生大规模“双峰式”火

山活动，晋宁期大规模中酸性岩浆侵入于新元古代浅变质岩系中，形成了面积巨大的九岭复式富斜长石花岗闪长岩岩基，出露面积达 2300km²，呈近 EW 向展布（图 2.2）；以高钙（质量分数为 1.23% ~4.74%，平均为 2.24%）、中高铝（质量分数为 13.89% ~15.83%，平均为 15.20%）含量为特点（表 2.1）。

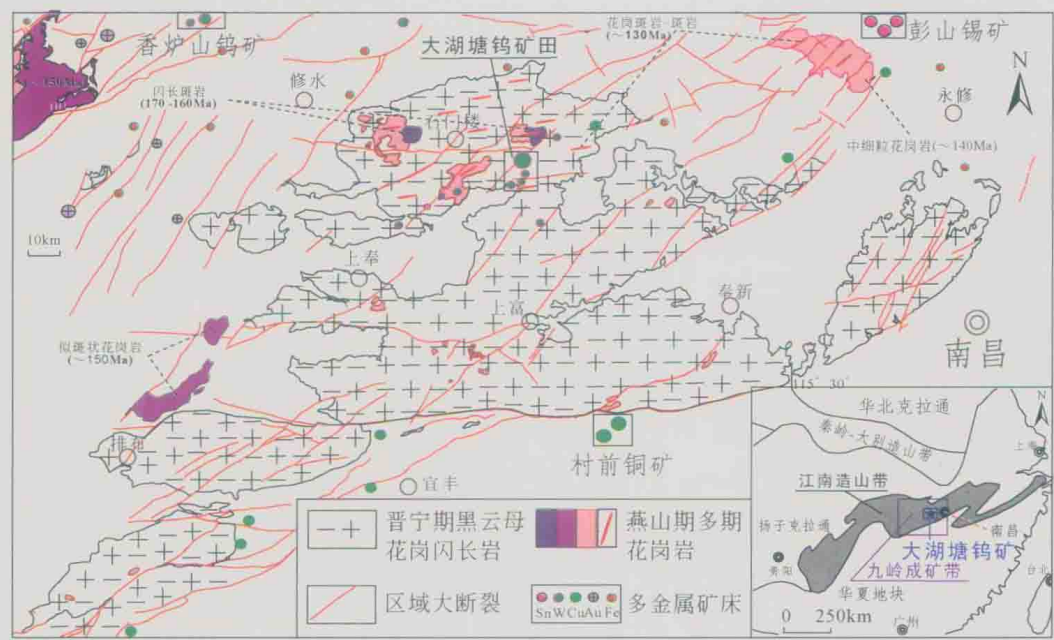


图 2.2 大湖塘钨矿田晋宁期黑云母花岗闪长岩地质简图
（据 Li et al. , 2003；钟玉芳等, 2005；Wang et al. , 2008 改）

表 2.1 大湖塘钨矿田未蚀变（或微弱蚀变）的晋宁期黑云母花岗闪长岩主微量元素含量

矿区	石门寺				昆山		平均值
取样位置/来源	*	陈文文, 2015			ZK11-1 (312.5)	ZK11-1 (369.5)	
样品编号	14SMS01	BSG-1	JAG-1	QSG-1	15KSZ16	14KSZ-47	
SiO ₂	66.61	67.69	68.11	65.85	67.61	66.14	67.00
TiO ₂	0.64	0.53	0.49	0.65	0.34	0.29	0.49
Al ₂ O ₃	15.66	14.76	15.73	15.83	15.34	13.89	15.20
Fe ₂ O ₃	0.61	0.45	0.66	0.67	0.79	0.42	0.60
FeO	4.82	3.60	3.60	4.40	4.05	2.18	3.78
MnO	0.09	0.06	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08
MgO	1.85	1.34	1.32	1.69	0.73	0.65	1.26
CaO	2.01	1.77	1.63	2.05	1.23	4.74	2.24
Na ₂ O	2.60	2.39	2.43	2.58	2.98	2.28	2.54