

湖南万古地区 金矿地质与成因

毛景文 李红艳 徐 珏 罗福廷 等著

原子能出版社



湖南万古地区金矿地质与成因

毛景文 李红艳 徐 珏 罗福廷 著
李玉书 易祖水 顾江年

原子能出版社

内 容 简 介

江南古陆是我国南方一条重要的金矿成矿带,其内发育有一系列似层状的金矿床,有关其成因长期以来一直被认为属于层控矿床。位于该带中段的万古金矿是个新近发现的矿床。它不仅具有江南古陆金矿的典型特点,而且还拥有良好的成矿前景。通过对万古金矿区的地质构造特征、区域地球化学背景、矿床地质特征、成矿时代、成矿物质来源以及控矿因素等方面较深入的研究,总结了该区金矿成矿规律,建立了万古金矿成矿模式,并进行了成矿预测。同时对江南古陆金矿成矿带上其它金矿床也进行了对比性研究,并对其成因提出了幔源物质参与成矿以及主成矿期为燕山期的新认识。

本书对从事矿床学、地球化学和地质学等的科研和找矿工作者以及高等院校有关专业的师生,均具有一定的参考价值。

图书在版编目(CIP)数据

湖南万古地区金矿地质特征与成矿规律/毛景文等著. 北京:原子能出版社,
1997. 10
ISBN 7-5022-1771-1

I. 湖… II. 毛… III. ①金矿床—地质构造—湖南②金矿床—成矿规律—
湖南 IV. P618.510.1

中国版本图书馆CIP数据核字(97)第22544号

© 原子能出版社, 1997

原子能出版社出版发行

责任编辑:崔庭荣

特邀编辑:渠洁瑜

社址:北京市海淀区阜成路43号 邮政编码:100037

北京红星黄佳印刷厂印刷

开本:787×1092mm 1/16 印张:9.000 字数:219千字

1997年10月北京第1版 1997年10月北京第1次印刷

印数:1—500册

定价:15.00元

前 言

江南古陆是我国南方一条重要的金矿成矿带。在该矿带中,金矿床的储量并不十分大,但分布广泛,数量众多,而且以 Au—W—Sb, Au—Sb 和 Au—As—Sb 矿化组合为特征。由于中部和西部区(赣北以西)的金矿床在空间上与花岗岩体关系不十分明显,因而其成因尚有争议。

在 80 年代,层控矿床成矿理论在我国很盛行,地质学家们在论证古陆基底冷家溪群和板溪群为含金建造的同时,指出了这套矿床为一种广义层控矿床。其形成过程被模式化为火山沉积导致金的初始富集,在雪峰期区域变质作用中由热流体将分散金活化搬运和富集成矿。鉴于江南古陆上这套金矿床成因的特殊性,刘英俊等(1992)将其定义为“江南型金矿床”。

江南古陆上的湘西北是湖南省最大的金矿床聚集区,但湘东北地区除七宝山伴生金矿床外,在 90 年代之前仅有黄金洞一处独立金矿床。万古金矿床的发现和探明是湘东北地区地质找矿工作的重要突破。湖南省地质矿产局四〇二地质队(1991)在进行三市一嘉义幅 1:5 万地质填图时,由化探精测发现了金矿化。通过水系沉积物测量,圈定出白荆塆(即万古)Au, As, Sb, Hg, Ag 综合化探异常,经踏勘检查初步证实异常的存在,后经水系沉积物加密测量,使异常的浓集中心更为明显。1992 年该队开展了金异常查证和随之的普查工作,确定万古为一个中型金矿床,并且在其外围也显示出良好的找矿前景。

万古金矿床位于湖南省平江县清水乡和三阳乡,地理坐标为:东经 113°32′13″~113°36′29″,北纬 28°36′31″~28°39′18″,面积约 16km²。矿区交通方便,距平江县城西南 16km(图 1)。县级公路于矿区中部通过,往东北 4km 与 106 国道相连。矿区位于汨罗江中游西南侧,属丘陵地貌。区内总体西高东低,海拔高程 330.50~85.50m,高差一般为 100~150m。

为在万古地区实现找金的进一步突破,地质矿产部地质调查局(原直属管理局)1993 年 7 月以 93—10 号合同书下达任务给湖南省地质矿产局,开展“湖南万古地区金矿成矿规律成矿预测”研究。其主要内容是:“运用国内外金矿勘查及研究的新思想、新方法,对万古地区金矿的物质来源、成矿时代、主要类型及地质特征、控矿因素进行系统的研究,总结其成矿规律,建立成矿模式,并进行成矿预测”。湖南地质矿产局将该任务委托给地质矿产部矿床地质研究所和四〇二地质队,并进一步指出:“本次研究的宗旨在于指导万古地区的进一步找矿工作。因此研究重点应放在成矿规律的总结,找矿标志的遴选和找矿靶区的确定上,力求达到所总结的规律切合实际,所选找矿标志准确可靠,且易于操作”。

本次工作是在普查与详查的基础上进行的。通过这一工作,对万古这一新矿床的成矿特征和成矿作用进行了比较全面的研究和总结,并在以下 11 个方面取得了新的进展。

1. 通过对万古金矿田 1:5 万、1:5000 地质剖面观测和区域地质资料对比,结合对矿区千余个实测构造要素的极射赤平投影统计处理结果,以及简化矿区地层,使原认为的单

斜构造醒目地显示出以东西向倒转褶皱构造为主体的构造格架。从而认为,该地层中两层含金破碎带矿源层明显地受叠加褶皱所控制,矿层随褶皱产状变化而重复多层出现,褶皱轴部加厚,翼部拉薄,叠加褶皱轴部形成矿化封闭圈,当陡直的导矿断裂构造出现在轴部时,使矿层加富、增厚。

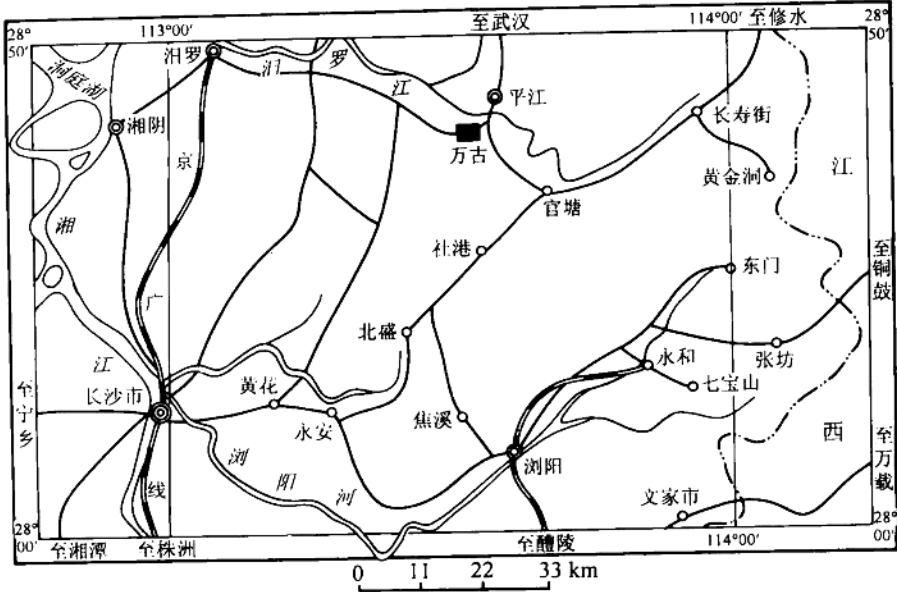


图 1 万古金矿床地理和交通位置图

Fig. 1 Geography and transportation location map of Wangu gold deposit

2. 对万古地区冷家溪群主要岩石进行了 Sm—Nd 同位素测定, 测算得钨模式年龄为 1823~2317Ma, 平均 2017Ma。证实冷家溪群的成岩物质来自早元古宙古陆壳的风化剥蚀和再沉积。 f_c 计算结果为 0.73~1.00, 表明区内冷家溪群主要源于陆壳, 深源物质加入得比较少。

3. 通过对中元古代冷家溪群岩石的岩石化学、稀土元素及微量元素特征的研究, 确定了冷家溪群为一套含火山碎屑物质的粘土质—粉砂质—细砂质浊流沉积岩。其元素组合具富 Au—As—Sb—W 贫 Ag—Sr—Ba 的特点。冷家溪群具较高的黄铁矿和毒砂含量, 并有含同生黄铁矿团块层位的存在。冷家溪群中易释放 Au 含量高, 从而构成了本区金的矿源层。

4. 万古金矿床有石英脉型、破碎蚀变板岩型、构造角砾岩型、金锑石英脉型四类矿石, 且以前两者最为发育。总体来看, 在矿区西部, 以石英脉型矿石为主, 而中至东部, 则以破碎蚀变板岩型矿石居多。成矿元素在空间分布上显示出一定的分带性, 即矿化中心以金(砷)为主, 向外则以金锑为主。

5. 万古金矿具多期多阶段成矿的特点, 成矿前同生沉积期构成了本区金的初始富集。成矿期第一阶段, 由于区域变质作用的影响, 原岩中大部分物质发生结晶、重结晶作用, 使

原岩中金被释放出来,形成了本区金的预富集。成矿期第二阶段为本区金的主矿化阶段,早期形成似层状石英大脉,晚期则发育富含硫化物、自然金的石英细(网)脉。热液活动使本区金进一步活化转移,在有利的构造部位形成金矿体;晚期热液叠加使矿石金品位显著增高。成矿期第三阶段以辉锑矿大量发育为特征。

6. 通过对主要金矿物的系统研究,证实区内的金矿物为自然金,载金矿物以毒砂、黄铁矿为主。金在毒砂、黄铁矿中多呈次显微包体金形式存在,另外毒砂中可能有少量晶格金。

7. 石英包裹体的研究表明,本区成矿流体具中低温($102\sim 322^{\circ}\text{C}$)、低盐度($3.1\%\sim 4.7\%\text{NaCl}$),富 Na^+ , K^+ , ΣS , F^- , Cl^- 及高 CO_2 的特点,处于弱还原(f_{O_2} 为 $2.98\times 10^{-40}\sim 9.83\times 10^{-40}$)、弱酸性(pH 为 $4.93\sim 5.47$)的环境。金在热液中可能以金硫配位化合物的形式迁移,金的沉淀富集主要与温度降低、 f_{O_2} 升高,以及断裂带中 CO_2 大量逸出,致使成矿流体 pH 值升高等因素有关。

8. 对I号矿脉石英采用流体包裹体 $\text{Rb}-\text{Sr}$ 等时线法,获得了70Ma数据。该数据表明,万古金矿床主要成矿作用发生于燕山晚期。这一资料的意义不仅在于查明万古金矿的成矿时代,而且揭示出江南古陆上同类矿床(例如黄金洞、铲子坪、沃溪、漠滨)的成矿作用出现于燕山期而不是以往推测的雪峰期。

9. 万古金矿床成矿物质具有多源性,硫同位素表明,矿石中的硫是深源硫与冷家溪群中硫混合作用的产物;氢氧同位素证实成矿流体主要来自深部;铅同位素表明,万古金矿床与江南古陆上其它金矿床经历了同一构造成矿过程;黄铁矿的 Co/Ni 比值小于1,说明成矿物质多来自沉积地层。金矿物 Ag/Au 的低值和矿石稀土元素分布型式均显示出对围岩组分的继承性。脆韧性剪切、煌斑岩脉、火山活动和下部隐伏岩体的存在,说明了成矿能量与部分成矿物质来自深部。

10. 以研究万古金矿床为基础,对比了江南古陆上主要金矿床的地质地球化学和成矿特征,建立了江南古陆金矿床的成矿模式。该模式表明:成矿物质具多源性,隐伏岩体为成矿之能源,成矿作用主要发生于燕山期。

11. 万古式金矿找矿的主要标志为:①隐伏岩体上部;②煌斑岩脉发育区;③褶皱构造顶部,尤其是圈闭构造部位;④近EW向张扭性断裂带中As, S, Hg高异常区。在本项目实施过程中,由于研究工作与地质勘探密切结合,在原矿区外围发现和评价了10条矿脉,控制金储量(D+E级)约5t。对工作过程中确定的芭蕉洞和羊角湾找矿靶区进行了验证,获得了良好的效果。通过对以往资料的进一步分析研究,并利用本次确定的找矿标志,选出一批成矿预测区,其中柞木洞、金塘坳、野猪坡和白羊坪为首选一级异常区。

全书共分七章,其中第一章和第六章由毛景文执笔,第二章和第五章由李红艳执笔,第三章由徐珏执笔,第四章由李红艳、毛景文执笔,第七章由罗福廷、李玉书、易祖水和顾江年执笔,前言由毛景文、李红艳、徐珏执笔,全文由毛景文、李红艳统编定稿。

本书是在地质矿产部定向科研项目“湖南省平江县万古地区金矿成矿规律及成矿预测”研究报告的基础上改写而成。报告完成后,中国科学院院士郭文魁先生,黄崇柯、朱

裕生研究员，童潜明、陆玉梅高级工程师进行了认真的评阅，提出了诸多指导性和建设性的意见与建议；在出版之前，郭文魁先生还通阅了全文，在此向他表示热切的谢忱。此外，该项研究工作在实施过程中，自始至终得到了地质矿产部矿床地质研究所、湖南省地质矿产局科技处和四〇二地质队、地质矿产部地质调查局科技处的大力支持和指导，在野外工作期间，四〇二地质队的二分队同仁们给予了多方帮助，在此一并致谢。

目 录

前言

第一章 成矿区域地质	(1)
第一节 区域地层	(1)
第二节 区域构造	(6)
第三节 岩浆岩	(15)
第四节 区域矿产和成矿规律	(17)
第二章 冷家溪群含金建造的地球化学	(22)
第一节 冷家溪群岩石学特征	(22)
第二节 冷家溪群岩石化学特征	(23)
第三节 冷家溪群岩石的稀土元素特征	(24)
第四节 冷家溪群中金的分布特征	(27)
第五节 冷家溪群岩石的微量元素特征	(28)
第六节 冷家溪群与金矿化的关系	(32)
第三章 矿田构造与控矿作用	(35)
第一节 矿田地质构造格架	(35)
第二节 矿田主要控矿构造特征	(44)
第四章 矿床地质地球化学	(49)
第一节 矿区地层	(49)
第二节 矿区构造	(50)
第三节 矿脉带地质特征	(52)
第四节 矿体地质特征	(54)
第五节 矿石(矿化)类型及分带	(55)
第六节 矿石常量元素、微量元素及金的分布特征	(60)
第七节 含金矿物学特征及金的赋存状态	(67)
第五章 矿床流体包裹体与成矿物理化学条件	(78)
第一节 包裹体类型及其特征	(78)
第二节 包裹体均一温度测定	(79)
第三节 成矿溶液的盐度、密度与成矿压力	(82)
第四节 成矿流体的化学性质	(83)
第五节 金在热液中的地球化学行为	(86)
第六章 矿床成因与成矿模式	(88)
第一节 元古宙多层基底与含金层位	(88)
第二节 上元古界为含金矿层位的可能性	(89)
第三节 花岗岩岩石含金性	(90)
第四节 成矿过程中的同位素证据	(90)

第五节	成矿时代和成矿热源	(98)
第六节	矿床成矿模式	(100)
第七章	成矿预测、靶区优选与验证	(102)
第一节	成矿预测的理论基础	(102)
第二节	万古矿床周边成矿预测与找矿验证	(103)
第三节	芭蕉洞与羊角湾找矿靶区和验证	(106)
第四节	找矿远景区	(115)
参考文献		(118)
英文摘要		(122)

Contents

Preface

Chapter I Regional geological setting

1. Regional strata
2. Regional structure
3. Magmatic rocks
4. Regional mineral resources and ore-forming rules

Chapter II Geochemical characteristics of Lengjiayi gold-bearing formation

1. Petrological characteristics of Lengjiayi formation
2. Petrochemical characteristics of Lengjiayi formation
3. REE characteristics of Lengjiayi formation
4. Distribution characteristics of gold in Lengjiayi formation
5. Trace element characteristics of Lengjiayi formation
6. Relationship between Lengjiayi formation and gold mineralization

Chapter III Orefield structures and their ore-control effect

1. Structure framework of Wangu orefield
2. Geological characteristics of main ore-control structures

Chapter IV Geology and geochemistry of Wangu gold deposit

1. Strata
2. Structures
3. Geological characteristics of ore vein zones
4. Geological characteristics of ore bodies
5. Gold ore types and mineralization zones
6. Major elements, trace elements and gold distribution
7. Mineralogical characteristics of gold-bearing minerals and occurrence of gold

Chapter V Characteristics of fluid inclusion and physico-chemical conditions of ore-forming fluid in Wangu gold deposit

1. Types and characteristics of fluid inclusion
2. Homogenization temperatures of fluid inclusion
3. Salinity, density and pressure of ore-forming fluid
4. Chemical characteristics of ore-forming fluid
5. Geochemical behaviors of gold in hydrothermal solution

Chapter VI Metallogenesis and metallogenetic model of Wangu gold deposit

1. Multiple-layer basement and gold-bearing strata of Proterozoic

2. Possibility of Late Proterozoic as gold-bearing strata
3. Gold content in granitic rocks
4. Isotopic evidences of ore-forming process
5. Metallogenetic epoch and heat source
6. Metallogenetic model

Chapter VI Metallogenic prognosis, optimization and verification of gold target areas

1. Theoretical basis of metallogenic prognosis
2. Metallogenic prognosis and prospecting verification around Wangu gold deposit
3. Bajiaodong and Yangjiaowan prospecting target areas and verification
4. Prospective areas

References

Abstract in English

第一章 成矿区域地质

万古金矿床位于江南古陆（黄汲清，1954）或江南古岛弧（郭令智，1980）之中部（见图 1-1）。其东侧有黄金洞、万源洞、土龙山等金矿床，其西侧发育沃溪、漠滨、铲子坪等一大批金矿床。这些矿床不仅产于同一构造单元，而且均以构造蚀变岩或石英脉成矿类型为特征，还伴生有铋（钨）金属。刘英俊等（1989，1993）将这些矿床论证为新元古代层控矿床。

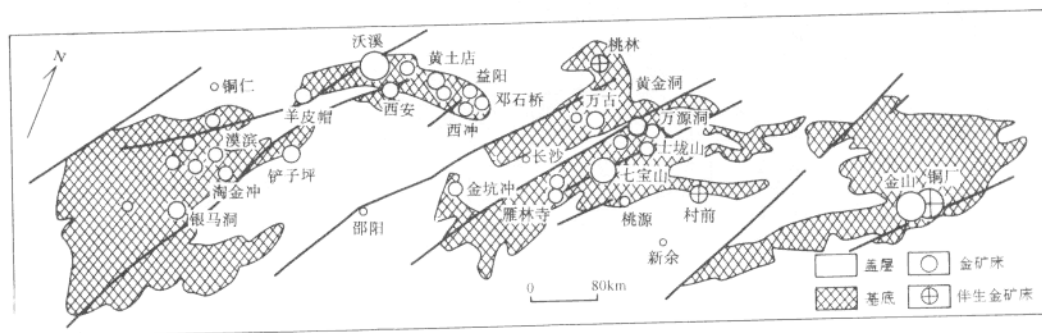


图 1-1 江南古陆金矿床分布图

(图中金矿床可分为大、中、小型，其余为金矿化点)

Fig. 1-1 Distribution map of gold deposits in Jiangnan terrain

(The gold deposits in Jiangnan terrain can be divided into large, medium, small gold deposits and gold ore spots)

第一节 区域地层

一、岩石组合与分布

区域地层划分以《区域地质调查报告》（三市—嘉义幅，1:5 万，1993）^① 为基础，参阅了《湖南省区域地质志》（1988）。按全国地层分区，本区属华南区九岭分区的幕阜山小区。

区内主要出露有中元古代冷家溪群（见图 1-2），由区域性思村—塔洞断裂（连云山断裂）将其分割为西北区和东南区。西北区的岩石以板岩、粉砂质板岩、变质砂岩、变质杂砂岩、千枚岩和片岩为主。东南区以片岩、千枚岩为主，也有变质粉砂岩、粉砂质板岩。石炭系和二叠系仅出露在永和一带，以碳酸盐岩和碎屑岩为主。在东南区与西北区冷家溪群之间的断陷槽内发育有白垩系衡阳群（见图 1-2）。该群可分为戴家坪组和东塘组，岩石为

① 湖南省地质矿产局四〇二地质队，区域地质报告，三市—嘉义幅，1:5 万，1993 年。

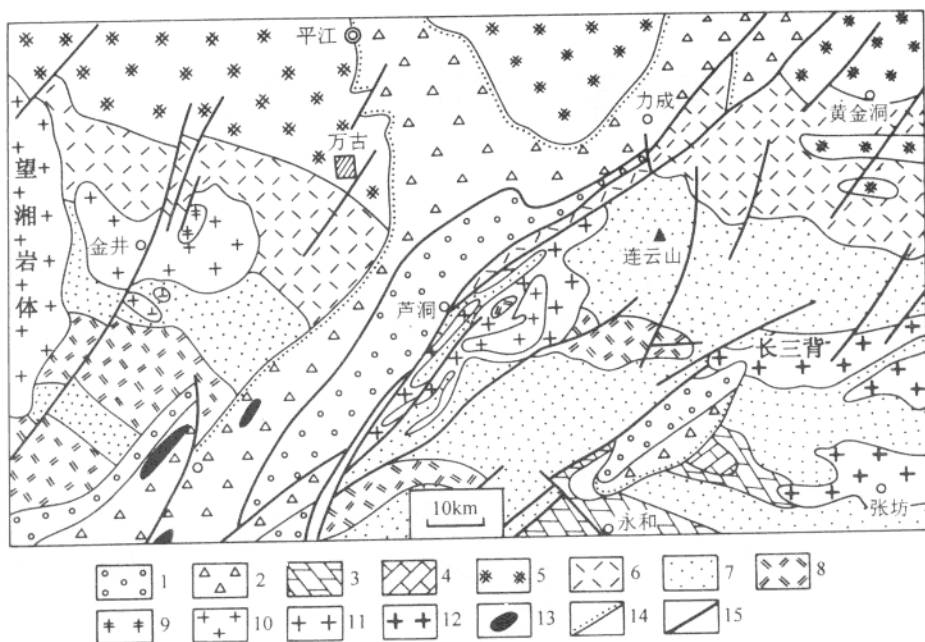


图 1-2 万古地区区域地质图

(据《湖南省区域地质志》(1988) 略加修改)

1—白垩系东塘组；2—白垩系戴家坪组；3—石炭系；4—二叠系；5—冷家溪群坪原组；6—冷家溪群小木坪组；7—冷家溪群黄浒洞组；8—冷家溪群雷神庙组；9—燕山第三期二长花岗岩；10—燕山第二期二长花岗岩；11—加里东期石英闪长岩；12—雪峰期花岗闪长岩；13—白垩纪粗玄岩和玄武岩；14—不整合界面；15—断裂

Fig. 1-2 Regional geological map of Wangdu district

(Modified after Regional Geology of Hunan Province, 1988)

1—Cretaceous system Dongtang group; 2—Cretaceous system Daijiaping group; 3—Carboniferous system; 4—Permian system; 5—Pingyuan group of Lengjiaxi formation; 6—Xiaomuping group of Lengjiaxi formation; 7—Huangxudong group of Lengjiaxi formation; 8—Leishenmiao group of Lengjiaxi formation; 9—Adamellite of the third episode of Yanshanian; 10—Adamellite of the second episode of Yanshanian; 11—Caledonian quartz diorite; 12—Xuefengian granodiorite; 13—Trachybasalt and basalt of Cretaceous period; 14—Unconformity interface; 15—Fault

石英砂岩、长石石英砂岩和砾岩等，局部发育有粗面岩和玄武岩夹层。此外，在东南区的永和一带还见有少量的石炭系和二叠系出露。总体岩性概述如下。

(一) 中元古代冷家溪群

1. 雷神庙组 (Pt₃) 岩石主要为青灰色、灰绿色、黄褐色薄—厚层状绢云母板岩、含粉砂质绿泥绢云母板岩和粉砂质绢云母板岩，间夹变质杂砂岩、砂质板岩。岩石组合单调，沉积构造简单，其中有一层夹大小不等、呈串珠状排列的砂质团块，构成本组主要岩性标志。原岩以泥岩为主，间夹杂砂岩、砂质泥岩，其上部具明显的韵律层，总体为一套

半深海—深海盆地中的低密度浊流沉积。总厚度大于 1900m。

由于受连云山岩体热事件作用，其周围的岩石变质为片岩（部分片岩化），其成分以云母、石英为主，含有石榴石、十字石等变质矿物，而在鹿角坪—丰家段一带则表现为千枚岩化。

2. 黄浒洞组 (Pth) 岩石以青灰色、灰绿色、黄褐色薄—中层或中—厚层状板岩、粉砂质板岩、变质细砂岩、变质粉砂岩为主，间夹斑点状粉砂质绢云母板岩，其上部变质杂砂岩出现频繁，下部多夹条带状板岩；西北区粉砂质绢云母板岩发育。全组以大量变质砂岩及变质杂砂岩出现并与板岩构成韵律层为特征，总体为一套半深海盆地平原—海底扇中的低密度—高密度浊流沉积，总厚度大于 5000m。

3. 小木坪组 (Ptx) 岩石以灰绿色、青灰色、灰色薄—厚层状粉砂质板岩、砂质板岩、条带状含粉砂质板岩为主，并与夹层变质砂岩、变质杂砂岩组成复理石式韵律层；岩性稳定，条带状构造极为发育。以此特有的岩石组合为标志，可与其它组、段相区分，并可进行区域对比。该组为一套半深海—深海盆地平原中的低密度浊流沉积，分布于戴家坪—曾家段—朱屋场以及僚望台—金枚一带，厚度为 3245~3491m。

4. 坪原组 (Ptp) 岩石以青灰色、灰绿色、灰色、紫色薄—中层状的粉砂质板岩、含粉砂质板岩、砂质板岩为主，夹薄—厚层状变质细砂岩、变质粉砂岩等；岩性较单一，以发育纹层理构造及夹一层灰白色粘土板岩为其特征。总体为一套半深海—深海盆地平原—海底扇中的低密度浊流沉积，主要分布于西北部团洞—白荆垄—老虎洞及北部姚家洞—许家洞一带，其次为东北部陈家里—船塢铺及金枚一带，厚度 > 4994m。按岩石组合、沉积旋回将本组划分为三段。

(1) 坪原组第一段 (Ptp¹)：厚度为 2384m，岩石为灰色、灰绿色、黄褐色薄—中层状含粉砂质板岩、粉砂质板岩、砂质板岩夹变质砂岩。上部夹一层灰白色粘土板岩，东南区局部发育有含白云石变质粉砂岩、变质石英砂岩，且具斑点状孔洞；底部以黄褐色薄—中层状变质细砂岩与小木坪组顶部条带状板岩相区分。

(2) 坪原组第二段 (Ptp²)：下部为青灰色、灰绿色薄—中层状粉砂质板岩夹薄层状含粉砂质板岩，底部为中—厚层状变质细砂岩、变质粉砂岩。中部为灰色、紫红色、灰绿色薄—中层状（局部中—厚层状）含粉砂质板岩夹青灰色薄层状粉砂质板岩，局部纹层理及条带状构造较发育；上部为灰绿色中—厚层状及灰绿色、黄褐色薄—中层状含粉砂质板岩。

(3) 坪原组第三段 (Ptp³)：底部为灰绿色中—厚层状变质细砂岩；中下部为灰绿色中—厚层状含粉砂质板岩夹少量薄层状粉砂质板岩，局部具纹层理及条带状构造；中上部为灰色、灰绿色薄—厚层状含粉砂质板岩与灰绿色薄—中层条带状粉砂质板岩互层，局部夹黄褐色厚层状变质细砂岩，纹层理发育；顶部为青灰色中—厚层状含粉砂质板岩，局部具纹层理构造。

(二) 石炭系

其下统为滨岸陆屑沉积砂岩、粉砂岩夹煤层，与下伏地层为假整合接触；中上统为浅海相碳酸盐沉积岩系，由厚层状白云质灰岩、白云岩和灰岩组成，与下统呈假整合接触。总厚度大于 210m。产植物、腕足类、珊瑚和筴等化石。

(三) 二叠系

其下统属浅海相碳酸岩沉积, 为灰岩、泥灰岩夹硅质条带及团块, 其中泥灰岩段产海泡石矿及工艺原料菊花石(在永和镇); 上统下部为潟湖相砂岩、炭质页岩夹可采煤 3~8 层(龙潭煤系), 与下统呈假整合接触; 中、上部为台地相厚层灰岩、硅质灰岩夹硅质团块。总厚 1070m, 产筴和植物化石。

(四) 白垩系衡阳群

区内仅出露白垩系戴家坪组和东塘组, 沿汨罗江流域两侧超覆于冷家溪群之上。总厚度大约 2200m。

1. 戴家坪组(*Kdj*) 厚度 700~1054m。下部为紫色厚—巨厚层状砾岩; 中部为紫红色厚—巨厚层状不等粒杂砂岩; 上部为紫红色薄—厚层状含钙质粉砂岩与钙质细砂岩互层, 间夹砂质泥岩, 含少量紫红色砂岩透镜体、泥灰质结核, 顶部含少量砾石。中大型水平层理、小型交错层理清楚, 其碎屑粒径总体由下往上表现为粗—细—粗的变化特征, 表明其沉积环境属冲积扇—河流相。

2. 东塘组(*Kdt*) 岩石种类简单, 主要为紫红色巨厚层状砾岩夹少量紫红色薄—厚层状、巨厚层状(含砾)不等粒岩屑长石石英砂岩、含砾石等粒杂砂岩。砾石成分以板岩为主, 砾径以 2~4cm 居多, 多呈次棱角状, 分选性较差。总厚度为 500~1500m。

二、冷家溪群成岩物质来源

(一) 采样位置

在本次工作中, 在远离矿区的更古台—老虎洞冷家溪群标准剖面上, 共采集了 12 件岩石样品, 其中编号 Y4 和 Y12 为黄浒洞组, Y30, Y54, Y100 为小木坪组, Y125, Y122, Y116 属坪原组第一段, Y163 和 Y174 为坪原组第二段, Y197 和 Y200 属坪原组第四段。12 件样品全部为粉砂质板岩、细砂质板岩及变质细砂岩。总的来讲, 由于冷家溪群各组之间岩性相似, 其挑选余地甚小。

(二) 分析方法

实验工作在中国地质科学院地质研究所钐钕同位素年代学实验室完成。其实验步骤是: 准确称量 0.4g 左右粉碎至 200 目的岩石样品, 置于低压 Teflon 密封溶样罐中; 加入大约 10mlHF 和 2mlHNO₃ 后置于电热板上溶解; 待样品完全溶解后蒸干, 再用 6NHCl 溶解; 溶液分成两部分, 分别用于 Sm, Nd 含量和 Nd 同位素比值测定。Sm, Nd 含量用同位素稀释法测定, 该方法已由张宗清和叶笑江报道(1987)。钐比值测定样品用阳离子交换柱 [20cm × 1cm (φ), AG50W × 8 (H)⁺] 和 HDEHP 柱分离主要元素和其它稀土元素。质谱测定采用 MAT-261 固体同位素质谱计, 双(铯)带, M⁺离子型式, 可调多法拉筒接收器接收。质量分馏用 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 修正。J. M. Nd₂O₃ (No. JMC321) 标准测定结果: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511125 ± 8 (2σ), BCR-1 : ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512643 ± 12 (2σ)。钐、钕流程空白约 3.7 × 10⁻¹¹g。

(三) 结果与讨论

本次工作中, 共采集样品 12 件, 均进行了测试分析, 现将其结果列于表 1-1。

表 1-1 冷家溪群变质粉砂岩的 Sm、Nd 同位素成分及有关比值

Table 1-1 Sm, Nd isotope compositions related and ratios of meta-siltstone in Lengjiaxi group

序号	样品号	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	误差	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	误差
1	Y4	5.637	27.581	0.1236	0.0001241	0.512049	0.000007
2	Y12	3.430	16.480	0.1259	0.0001264	0.512032	0.000009
3	Y30	6.393	33.244	0.1163	0.0001168	0.511909	0.000012
4	Y54	7.587	40.514	0.1133	0.0001138	0.511857	0.000014
5	Y100	3.586	17.671	0.1228	0.0001233	0.511901	0.000006
6	Y116	7.913	37.063	0.1291	0.0001296	0.511911	0.000060
7	Y122	6.477	33.320	0.1176	0.0001181	0.511980	0.000009
8	Y125	8.559	45.210	0.1145	0.000115	0.511933	0.000006
9	Y163	6.427	34.565	0.1125	0.000113	0.511999	0.000012
10	Y174	7.480	37.388	0.1210	0.0001215	0.512009	0.000008
11	Y197	6.466	33.566	0.1165	0.000117	0.511984	0.000012
12	Y200	6.237	31.134	0.1212	0.0001217	0.511970	0.000010

序号	样品号	T (CHUR)	T (DM10)	T (DM12)	ϵ_{Nd}	Sm/Nd	$f_{\text{Sm/Nd}}$	f_c
1	Y4	1233	1859	1959	-11.5	0.20	-0.37	0.73
2	Y12	1307	1935	2035	-11.9	0.21	-0.36	0.75
3	Y30	1384	1936	2027	-14.3	0.19	-0.41	0.92
4	Y54	1429	1957	2044	-15.3	0.19	-0.42	1.00
5	Y100	1521	2087	2179	-14.2	0.20	-0.38	0.93
6	Y116	1640	2223	2317	-14.2	0.21	-0.38	0.93
7	Y122	1271	1850	1945	-12.9	0.21	-0.34	0.92
8	Y125	1310	1864	1956	-13.8	0.19	-0.40	0.82
9	Y163	1160	1729	1823	-12.5	0.19	-0.43	0.88
10	Y174	1269	1871	1968	-12.3	0.20	-0.38	0.78
11	Y197	1246	1823	1918	-12.8	0.19	-0.41	0.81
12	Y200	1352	1938	2034	-13.1	0.20	-0.38	0.83

表中所列的计算钆模式年龄样品皆为变质粉砂岩, 其原岩成分不可能来源于球粒陨石地幔均一储库 (CHUR), 而是来源于亏损地幔 (DM), 因此钆的模式年龄 T_{DM} 采用下式计算:

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$$

式中 m 代表样品实测值, DM 为亏损地幔值。

表中 ϵ_{Nd} 的值采用

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

计算, 且用标准化值 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行修正, 式中 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ (沈渭洲等, 1989)。

表中 f_c 采用 Faure (1986) 给出的二元混合方程计算:

$$f_c = \frac{Nd_M[(^{143}Nd/^{144}Nd)_M - (^{143}Nd/^{144}Nd)_S]}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_S \cdot (Nd_C - Nd_M) - (^{143}Nd/^{144}Nd)_C \cdot Nd_C + (^{143}Nd/^{144}Nd)_M \cdot Nd_M}$$

式中: M 代表地幔端元值, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_M = 0.513000$, Nd_M 含量为 $18\mu g/g$; C 代表地壳端元值, 本文采用四堡群杂砂岩的 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_C = 0.511858$ (徐克勤等, 1989); Nd_C 含量为 $34\mu g/g$; S 为样品实测值。变质地层的钕钐富集系数

$$f_{(Sm/Nd)} = \frac{(^{147}Sm/^{144}Nd)_M}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1$$

其中 $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$ (沈渭洲等, 1989)。

冷家溪群四组地层虽然厚度共达 12000 多米, 但其岩性变化不大, Sm , Nd 含量及同位素组成也相对均一。 Sm/Nd 比值介于 0.19 到 0.21 之间, 属于典型的地壳岩石 ($Sm/Nd = 0.10 \sim 0.26$)。岩石的钕钐富集系数变化于 -0.34 与 -0.43 之间, 平均为 -0.392 。该数值接近于标准全地壳相应的富集系数值 (-0.4 ± 0.01)。

不同层位岩石的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 比值为 $0.113 \sim 0.1259$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 $0.511857 \sim 0.512048$, $\Sigma Nd(T)$ 值为 $-11.5 \sim -15.3$ 。Depaolo 等 (1976, 1977, 1979, 1981) 指出, $\Sigma Nd(T)$ 值反映的是原岩组成特征, 岩浆的结晶分异、成岩后的热液蚀变作用可造成 O , Sr 同位素组成变化, 但是对 $\Sigma Nd(T)$ 变化影响较小, 因此利用岩石的 $\Sigma Nd(T)$ 可判别原岩形成环境和物质来源。统计结果表明: 大陆喷流玄武岩和部分碱性玄武岩 $\Sigma Nd(T)$ 值变化范围下限值为 -2 ; 岛弧地幔岩浆 $\Sigma Nd(T)$ 值变化小, 平均值为 $+8$; 大洋中脊拉斑玄武岩平均值为 $+10$; 板内岛弧岩浆岩平均值为 $+6$ 。一般古老地壳的 ΣNd 为 $-10 \sim -20$, 年轻地壳为 $0 \sim -10$ 。由此可知, 湖南冷家溪群属正常的古陆壳。在 ΣNd 对 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 图解 (Depaolo et al., 1981) 中投影, 可进一步判别出冷家溪群为典型的地壳物质。这些成岩物质从亏损地幔分离出后的地球循环过程中很少加入或几乎未加入地幔组分。通过对地壳钕所占的百分数 f_c 计算, 获得 $0.73 \sim 1.00$ 的数据, 进一步证明, 在冷家溪群沉积成岩期间地壳平稳, 深源火山活动相对较弱。

由于冷家溪群岩性均匀, 钕钐组分变化小, 以致于没有获得成岩等时线数据; 但测算的钕模式年龄为 $1823 \sim 2317 Ma$, 平均为 $2017 Ma$ 。这在一定程度上说明, 冷家溪群是早元古代古陆壳的再造之产物。

第二节 区域构造

本次工作中在区域构造方面研究甚少, 主要采用刘后群等 (1994) 所做的总结性研究, 并略加修改和调整。为了便于讨论, 本节涉及范围为整个湘东北地区。