

科技报告编号

密级（公开）

400002574--YYWF201511/2

公开日期：2017 年 12 月

西宁盆地晚中新世地层磁性年代 及其古环境研究

Magnetochronology of Late Miocene sedimentary
stratum and its environment changes in Xining Basin,
NE Tibetan Plateau

作 者：韩建恩，邵兆刚，胥 彪，陈麒光，
张倩倩，余 佳，朱大岗，王 津

作者单位：中国地质科学院地质力学研究所

完成日期：2017 年 6 月

中国地质科学院中央级基本科研业务费专项

科技报告编号：400002574--YYWF201511/2

公开

科技报告类型：研究报告

科技报告

报 告 名 称： 西宁盆地晚中新世地层磁性年代及其古环境研究

支 持 渠 道： 中国地质科学院基本科研业务费项目

编 制 单 位： 中国地质科学院地质力学研究所

编 制 时 间： 2017 年 6 月

摘要页（三号黑体）（必备）

1. 报告名称： 西宁盆地晚中新世地层磁性年代及其古环境研究 Magnetochronology of Late Miocene sedimentary stratum and its environment changes in Xining Basin, NE Tibetan Plateau		
2. 韩建恩——Han Jianen; 邵兆刚——Shao Zhaogang; 胥彪——Xu Biao; 陈麒光——Chen Qiguang; 张倩倩——Zhang Qianqian; 余佳——Yu Jia; 朱大岗——Zhu Dagang; 王津——Wang Jin 中国地质科学院地质力学研究所		
3. 科技报告类型,起止日期 研究报告, 2015 年-2016 年	4. 摘要页密级 公开	5. 科技报告密级 公开
6. 科技报告编号: 400002574--YYWF201511/2	7. 完成日期: 2017-06-30	8. 总页数: 70
9. 备注（须注明的特殊事项，如延期公开报告的查询权限、免责声明、报告与其它工作或成果的联系等） 本项目成果在中国地质调查局项目“青藏高原气候变化湖泊沉积记录调查”的基础上完成的，参阅和引用了该项目的部分成果。		
10. 摘要 中文摘要（一般 300-600 字，要围绕正文的论题，就研究工作的目的、方法、结果、结论等进行概括性介绍，其重点是方法和结论等信息。避免出现描述任务执行情况的语句） 本项目采用古地磁学手段建立研究剖面晚中新世的年代格架，通过分析粒度、磁化率、碳酸盐含量、(C、O) 同位素等环境指标，研究探讨了晚中新世西宁盆地沉积演化及环境变化。得到以下认识：西宁盆地晚新生代的上部层位发现的化石以三趾马和大唇犀类居多，称之为三趾马动物群，化石组合的宏观地质年代为晚中新世。红崖子剖面和班彦剖面磁性地层学研究结果显示，班彦剖面顶部年龄约为 7.25Ma，底部年龄约为 8.4Ma，年代范围为 1.15Ma；红崖子剖面顶部年龄约为 6.92Ma，底部年龄约为 12.16Ma，整个剖面的地层年代范围为 5.24Ma，这在前人的研究基础之上，扩展了西宁盆地晚中新世地层上部咸水河组的磁性年代学记录范围。通过对红崖子剖面沉积物环境指标粒度、磁化率、碳酸盐含量和 C、O 同位素等环境代用指标分析，揭示了西宁盆地晚中新世环境演化呈现阶段性变化趋势，可分为 4 个主要时期包括 6 个阶段。西宁盆地沉积并且记录了 8Ma 左右强烈隆升事件，红崖子剖面沉积物速率在 7.33Ma 达到整个剖面的最大值 320m/Ma，沉积物为一套砾石；磁化率、碳酸盐含量及 C、O 同位素发生显著改变。西宁盆地 7.33Ma 干冷气候很可能是全球变冷和青藏高原加速隆升双重驱动使得沉积环境发生了变化。 中文关键词：青藏高原；西宁盆地；晚中新世；哺乳动物化石；磁性地层；环境变化 英文摘要（英文，一般为实词 300 个左右） In this project, we use paleomagnetic method establish the age framework during the late Miocene epoch, research and discuss the Late Miocene sedimentary evolution and environment changes in Xining Basin by using the grain size, magnetic susceptibility, carbonate content, (C, O) isotopic Paleoclimatic indicators. Preliminary knowledges as follow. Many fossils are found in the upper strata of the late Cenozoic Xining basin and <i>Hipparion dongxiangense</i> , <i>Parelasmodon</i> and others which mostly known as <i>Hipparion</i> fauna. The fossils show that the geological age belongs to the late Miocene. Magnetostratigraphy results show that the age of Banyan profile		

is range of 1.15Ma, the top age is about 7.25Ma and the bottom age is about 8.40Ma. the age of Hongyazi profile is range of 5.24Ma, the top age is about 6.92Ma and the bottom age is about 12.16 Ma. Field sedimentation study of Hongyazi and banyan section shows that it belongs to XianShuiHe Group. This age has extended the late Miocene top age in Xining Basin. Base on the grain size, magnetic susceptibility, (C, O) isotope of the Hongyazi section, environment changes in Xining basin during the late Miocene can be divided into 4 periods, 6 stages. Deposit of the Xining basin records the strong uplifting events at 8Ma in northeastern Qinghai-Tibet Plateau. The sedimentary rate of Hongyazi section reached to 320m/Ma, the maximum value of in the whole section, at 7.33Ma. And its grain size, magnetic susceptibility and (C , O) isotope change obviously. The dry-cold climate at 7.33Ma in Xining basin possibly be driven by both global cooling and accelerated uplift of Qinghai-Tibet Plateau.

英文关键词: Tibetan Plateau, Xining Basin, Late Miocene, mammalian fossils, magnetostratigraphy, environment change

11. 支持 渠道	项目（课题）名称		西宁盆地晚中新世地层磁性年代及其古环境研究		
	承担单位		中国地质科学院地质力学研究所		
	项目（课题）负责人		韩建恩 邵兆刚	项目（课题）编号	YYWF201511
	立项部门		中国地质科学院	计划名称	
12. 联系人	姓名	韩建恩	联系方式	010-88815011	

科技报告编号: 单位机构代码+课题编号+/顺序号, XXXXXXXXXX --

NNNNUUNNNNNN/NN), 单位组织机构代码与报告编制单位一致, 为一级单位 无组织机构代码的单位采用“000000000”

前 言

西宁盆地位于青藏高原东北缘，与临夏盆地、兰州盆地、天水盆地和陇西盆地共同构成宏观上的陇中盆地，处于东亚季风区和西北干旱区的交界处，对气候变化敏感。盆地自古近纪以来一直处于缓慢的下沉阶段，保存了厚达上千米的河湖相沉积物，地层层序完整，地层中蕴含着哺乳动物化石。沉积地层记录了高原东北缘的隆升特征和环境变化，是研究青藏高原东北缘构造隆升与环境变化关系的重要地区。

对西宁盆地的研究，已经有一百多年的历史。前人在西宁盆地地层的划分与对比、地层系统的建立等方面取得了许多成果。解放前，孙健初等进行过野外地质调查；上世纪 60 年代，青海省区调队将盆地中新世沉积和上新世沉积分别命名为“西宁组”和“贵德组”；70 年代，青海石油普查队地层分队在区域地质调查及微体古生物化石资料基础之上，分别将之改为“西宁群”和“贵德群”，代表古近纪和新近纪。80 年代，黄有元等在此基础上，将古近纪地层自下往上划分为祁家川组、洪沟组、马哈拉沟组，将新近纪地层从下往上划分为谢家组、车头沟组。同一时期，中国科学院古脊椎与古人类研究所的李传夔等人在西宁盆地谢家组中发现了中国第一个早中新世哺乳动物群——谢家动物群，之后邱铸鼎等又在盆地不同地区的车头沟组中发现了 *Megacricetodon sinensis* 等，在咸水河组中发现了 *Plesiodipus leei* 等哺乳动物化石。李传夔在对我国陆相新第三系的划分中，以西宁盆地南部的谢家动物群为代表把早中新世命名为谢家期，横向对比于欧洲的 Agenian 期。近年来，方小敏等依据岩性组合、沉积旋回、古地磁年代学和化石组合特征，从下往上将西宁盆地新生代沉积地层划分为两套地层共 7 个组。陈传飞等在谢家剖面车头沟组底部发现了硅化木化石，为研究盆地早中新世植被气候演化特征提供了材料。

致 谢

本项目受中国地质科学院基本科研业务费的资助,项目进行过程中得到中国地质科学院和中国地质科学院地质力学研究所管理部门的大力支持。感谢中国地质科学院王小烈书记、吴珍汉副院长、董树文副院长;中国地质科学院地质力学研究所余浩科书记、马寅生副所长、侯春堂副所长、张延庆副所长,中国地质科学院地质力学研究所原所长徐勇研究员、原副所长赵越研究员,科技处孙知明处长、康艳丽高工、冯卉高工、于新兵、赵卫华,财务处冯剑、冯军彦等的帮助,在此表示衷心感谢。

在野外工作期间得到了中国地质调查局西宁野外安全工作站刘燕赤处长、青海省自然博物馆等单位 and 同志们们的热情帮助和大力支持,使该项研究工作得以顺利进行。

室内工作中曾得到中国地质科学院陈宣华研究员、中国地质科学院地质研究所丁孝忠研究员、中国地质科学院地质力学研究所刘晓春研究员、孟宪刚研究员、王喜生研究员、陈正乐研究员、王宗秀研究员、吴中海研究员等各位专家学者的帮助和指导。

化石修复由中国科学院古脊椎与古人类研究所孙文书完成、金昌柱研究员和王元副研究员进行了鉴定,古地磁年龄测试在南京大学和中国地质大学(北京)完成,粒度在中国科学院青藏高原研究所完成,C-O 同位素由核工业北京地质研究院分析测试中心金贵善高级工程师完成,孢粉分析鉴定在中国科学院植物研究所进行,部分图件由郭初笋工程师协助绘制。在此,一并致以衷心地感谢。

目 次

引 言	I
第一章 西宁盆地研究现状.....	1
1.1 地层学研究	1
1.2 磁性地层学研究.....	2
1.3 环境研究	3
1.4 构造演化	4
第二章 研究区概况.....	6
2.1 地理概况	6
2.2 地质概况	6
2.2.1 地层	7
2.2.2 主要断裂	9
2.2.3 岩浆岩	10
第三章 晚新生代地层特征及化石	11
3.1 蒋家沟剖面	11
3.1.1 剖面特征	11
3.1.2 蒋家沟化石特征	12
3.2 班彦剖面	13
3.2.1 剖面特征	13
3.2.2 班彦剖面化石特征	14
3.3 红崖子剖面	15
3.4 西宁盆地三趾马、大唇犀等化石的发现	16
3.5 化石形成时代	19
3.6 化石形成时环境	19
3.7 化石发现的意义	20
第四章 西宁盆地晚中新世磁性地层学研究	21
4.1 磁性地层学基础	21
4.1.1 地磁学的基本要素	21
4.1.2 物质的磁性	22
4.1.3 常见载磁矿物的磁学特征	22
4.1.4 岩石剩余磁化强度	22

4.1.5 磁性地层学原理	23
4.2 样品采集及加工过程	24
4.3 岩石磁学研究	24
4.4 磁性地层学研究	26
4.4.1 交变退磁法	27
4.4.2 热退磁法	29
4.4.3 磁性地层学结果	32
第五章 晚中新世沉积环境代用指标	36
5.1 环境代用指标	36
5.1.1 粒度	36
5.1.2 磁化率	37
5.1.3 碳酸盐	37
5.1.4 C、O 同位素	38
5.1.5 砾石组构	38
5.2 红崖子剖面测试结果	38
5.2.1 粒度结果	38
5.2.2 磁化率结果	44
5.2.3 碳酸盐结果	45
5.2.4 C、O 同位素结果	45
5.2.5 砾石组构结果	47
5.3 班彦剖面测试结果	51
第六章 西宁盆地晚中新世环境变化	53
6.1 沉积速率阶段性变化	53
6.2 环境代用指标揭示的古环境变化	53
6.2.1 晚中新世早期 (12.16~8.25Ma)	53
6.2.2 晚中新世中—中晚期 (8.25~7.91Ma)	55
6.2.3 晚中新世中晚期 (7.91~7.16Ma)	56
6.2.4 晚中新世晚期 (7.16~6.92Ma)	56
第七章 结 论	57
第八章 存在问题与建议	58
主要参考文献	59
附录	66

引言

2013 年，项目组成员在开展野外地质调查过程中，在西宁盆地北部的互助县蒋家沟晚新生代河湖相地层中首次发现了副板齿犀和三趾马化石，地层宏观时代为晚中新世晚期。化石的发现说明西宁盆地晚新生代河湖相上部的地层可能比原来认为的沉积时间要长，年龄更年轻。

目前为止，已有多个学者对西宁盆地的沉积地层开展了磁性地层学的研究，但大都集中于始新世至渐新世，前人也注意到西宁盆地中中新世以来沉积序列不完整问题，在塔山山顶进行了钻孔剖面研究(Zan et al.,2015)，但仍仅获得 18.5~13.5Ma 的中中新世地层沉积记录。西宁盆地、临夏盆地、兰州盆地、陇西盆地属于陇中盆地，除西宁盆地外，其它盆地等均建立了比较完整的晚新生代沉积序列和古地磁年代标尺。对于西宁盆地，前人研究剖面绝大多数位于湟水河两侧、盆地的中心位置，有学者认为其上部中中新世以来河湖相沉积地层可能被河水冲蚀掉（宋春晖，2006）。因而，对西宁盆地河湖相地层的上部沉积序列还不清楚。

西宁盆地上部地层由于缺少哺乳动物化石的标定，晚中新世的地层序列及年代标尺尚未建立起来，盆地晚中新世环境演变过程就无从谈起。晚中新世以来，青藏高原发生了整体隆升，气候转向干旱化（宋春晖，2006）。因而西宁盆地晚中新世高精度的古地磁年代和环境演变记录研究，不仅有助于理解西宁盆地构造演化和环境变化过程，而且可为探讨青藏高原整体隆升与全球气候变化、亚洲内陆干旱化、亚洲季风演化等问题提供依据。

基于西宁盆地位于青藏高原东北缘，其内的晚新生代河湖相沉积地层研究高原隆升和气候变化的理想材料，在我国晚新生代古气候环境研究中占有重要位置，项目以“西宁盆地晚中新世地层磁性年代及其古环境研究”为题申请中国地质科学院基本科研业务费项目，以西宁盆地含哺乳动物化石的河湖相地层为研究对象，以新发现的哺乳动物大化石为契机，通过古地磁测年方法，获得西宁盆地晚中新世精确的磁性地层年代数据，进一步完善西宁盆地地层序列；通过环境代用指标分析研究，获得西宁盆地晚中新世古环境演化过程；确定西宁盆地对 8Ma 左右重大地质事件的响应，为青藏高原隆升与环境变化提供新的资料。

本项目系中国地质科学院基本基本科研业务费项目的研究成果，可供从事环境演变和全球变化方面学习与研究的地质类科研人员和相关人员阅读与参考。

第一章 西宁盆地研究现状

西宁盆地作为青藏高原东北缘一个记录最长最连续的新生代沉积盆地的代表 (Dai, et al.,2006; Dupont-Nivet, et al.,2007; Fang, et al.,2015; Zan, et al.,2015a), 在气候上来讲, 西宁盆地处于我国东部湿润季风区、西北内陆干旱区和青藏高原高寒区三大自然地理区交界区, 对季风气候的改变十分敏感, 为我们研究青藏高原隆升和气候变化提供了一个理想之地 (Yue, et al.,2001b; Dettman, et al.,2003; Dupont Nivet, et al.,2003; Fang, et al.,2003; Pares, et al.,2003; Zheng, et al.,2003; Horton, et al.,2004; LU, et al.,2004; Wang, et al.,2005; Dai, et al.,2006; Zheng, et al.,2006; Dupont-Nivet, et al.,2008b; Hough, et al.,2011) (图 1-1)。前人地层学、生物地层学及磁性年代学研究表明西宁盆地始新世—中中新世 (52–17Ma) 长的连续的河流—湖泊的沉积地层 (李传夔等,1980; Qiu, et al.,1995; Dai, et al.,2006; Xiao, et al.,2010; Xiao, et al.,2012), 同时记录了青藏高原的隆升 (Xiao, et al.,2012; Fang, et al.,2015; Zan, et al.,2015a、b) 和全球气候的变化 (Dupont-Nivet, et al.,2007; Xiao, et al.,2010; Abels, et al.,2011; Hoorn, et al.,2012; Bosboom, et al.,2014; Licht, et al.,2014)。

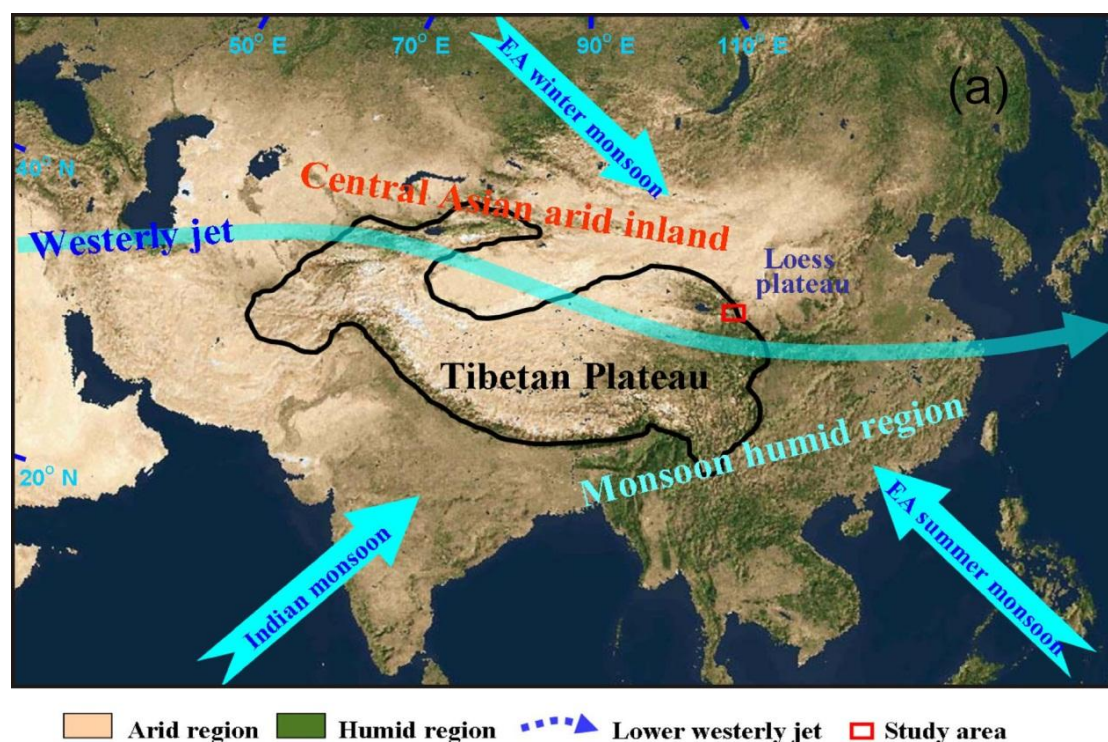


图 1-1 亚洲干旱陆地、东亚潮湿季风区域及西宁盆地地理地图 (据 (Zan, et al., 2015b))

1.1 地层学研究

Loczy1885 年将贵德盆地内发育的一套红色山麓—河湖相沉积地层命名为“贵德系”或“贵德建造”, 并依据其中发现的古生物化石鼠平鼯鼠 (*Myospalax arvicolinus*) 确定其年代为上新世。青海省区调队 1965 年将盆地古近纪沉积地层和新近纪沉积地层分别命名为“西宁组”和“贵德组”。青海石油普查队地层分队在区域地质调查及微体古生物化石资料基础之上, 分

别将其命名改为“西宁群”和“贵德群”，代表古近纪和新近纪的地层沉积（叶留生,1976a; 叶留生,1976b; 青海省地质矿产局,1991）。黄有元（1977）在前人基础上根据孢粉化石和脊椎动物化石，将早第三纪地层从下向上依次命名为：祁家川组、红沟组、马哈拉沟组，将晚第三纪沉积地层从下往上分为两个组即谢家组和车头沟组（黄有元,1977）。《中国地层概论》将晚第三纪地层从下往上划分为四个组即谢家组、车头沟组、咸水河组和临夏组（中国地质科学院,1982）。方小敏等（2007）在西宁盆地新生代精细古地磁年代学、古生物化石和构造沉积旋回演化基础上，进行了新的地层划分方案，古近纪的西宁群从下向上被细分为祁家川组（ E_1q ）、洪沟组（ E_2h ）、马哈拉沟组（ E_3m ），新近纪的贵德群从下向上被细分为谢家组（ N_1x ）、车头沟组（ N_1c ）、咸水河组（ N_1xn ）和临夏组（ N_2l ）（表 1-1）。西宁盆地新生代地层岩性从下到上总体上为：底部古近系地层主要为一套紫红—桔红色砂砾岩、砂岩和粉砂岩、泥岩，其中中部泥岩含大套石膏沉积；中部杂色（褐红、灰绿褐黄）泥岩和粉砂岩夹砂岩和蓝灰色泥灰岩；上部大套灰黑色砾岩、巨砾岩,以及顶部第四系灰绿色、灰黄色粉砂岩（方小敏等,2007a）。古近纪地层以含有稳定的原生石膏层为特点。

表 1-1 西宁盆地新生代地层划分对比

年代序列		Loczy 1885	青海区调队 1965	黄有元等 1977	中国地质科学院 1979		方小敏等 2007	
第四纪								
上新世		贵德建造	贵德组	车头沟组	贵德群	临夏组	贵德群	临夏组
中新世	上	缺失	西宁组			咸水河组		咸水河组 （<17~18Ma）
	中					车头沟组		车头沟组 （18Ma~23Ma）
	下		谢家组			谢家组		谢家组 （23Ma~30Ma）
渐新世			缺失	马哈拉沟组		西宁群	马哈拉沟组 （30Ma~41.5Ma）	
始新世				洪沟组			洪沟组 （41.5Ma~50Ma）	
古新世				祁家川组			祁家川组 （50Ma~52.5Ma）	

1.2 磁性地层学研究

对于西宁盆地地层年龄精确的确定，由于没有火山岩层位的发育，因此不能使用传统上的同位素方法。对于这一地区磁性地层学是唯一能完全确定地层年龄的方法。但是由于采样间距的不同使得古地磁的年龄也有所不一致。磁性年代学主要集中在盆地的中南部的谢家剖面、塔山剖面和水湾剖面（图 1-2）。

武力超等（2006）在前人地层学的研究基础上，通过古地磁手段建立了西宁盆地早中新世至中中新世的地层年代格架。计算得出谢家剖面年龄分布范围为 $24.22\text{Ma}\sim15.01\text{Ma}$ ，其中含有丰富动物群的谢家组年代为 $21.58\text{Ma}\sim17.32\text{Ma}$ ，谢家哺乳动物群的层位年龄为早中新世中期约 21Ma （武力超等,2006）。Dai 等（2006）分别对西宁盆地南部的谢家剖面和中部的

水湾剖面进行了高精度古地磁磁性地层的研究,获得西宁盆地古近纪祁家川组、洪沟组、马哈拉沟组和新近纪谢家组、车头沟组和咸水河组的古地磁年龄分别为:52.5Ma~50Ma、50Ma~41.5Ma、41.5Ma~30Ma、30Ma~23Ma、23Ma~18Ma 和 18Ma~<17Ma (Dai, et al.,2006)。

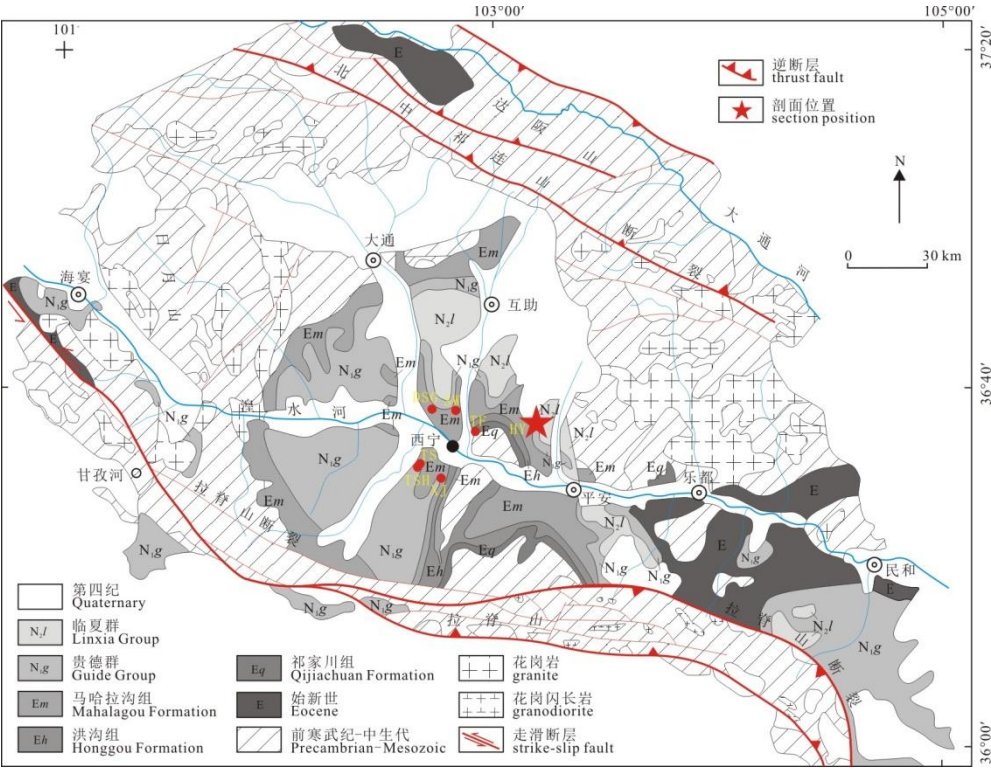


图 1-2 西宁盆地区域地质及剖面位置图 (据 Dai et al. 修改, 2006)

XJ- (Xiejia) 谢家剖面; TS-Tashan 剖面; TSH-Tashan Borehole; SW-Shuiwan 剖面; DSG-Dasigou 剖面; TF-Tiefo 剖面; HY-红崖子剖面; ●已研究剖面★本项目研究剖面

但是最近的研究表明 Dai (2006) 的地层年龄偏老 (Abels, et al.,2011; Xiao, et al.,2012)。Xiao 等 (2012) 采集更小的采样间距重新拟定了谢家组和车头沟组的地层年龄, 分别为 25.5Ma~21Ma 和 21Ma~18Ma, 比 Dai (2006) 的数据年轻 1Ma~3Ma (Xiao, et al.,2012)。方小敏团队 2012 年在塔山进行钻探取样工作, 共获取了 194m 的岩芯, 古地磁测量结果表明, 塔山钻孔年代约为 18.5~13.5Ma 进一步的扩展了咸水河组的地层年龄 (咎金波等,2014; Zan, et al.,2015a、b)。

1.3 环境研究

目前西宁盆地最系统的古地磁数据揭示出西宁盆地连续的始新世—中中新世河流—湖泊沉积时代为 52.5Ma~17Ma (Dai, et al.,2006)。对塔山钻探取得的样品进行古地磁年代学测定结果表明, 塔山钻孔年代范围为 18.5~13.5Ma, 这一结果进一步的扩展了中新世咸水河组的地层年龄 (咎金波等,2014; Zan, et al.,2015a; Zan, et al.,2015b)。所以到目前为止西宁盆地的新生代环境的研究最大的范围为 52.5Ma~13.5Ma。孢粉、动植物化石以及 C、O 稳定同位素对环境变化反应十分的敏感。前人对西宁盆地晚新生代环境进行了一系列的研究。

孢粉研究: Dupont-Nivet 等 (2008) 通过分析始新世—渐新世 (42Ma~33Ma) 西宁盆地的 15 个孢粉样品, 在 38Ma 孢粉组合中针叶林高含量带的出现, 认为青藏高原的隆升要早

于始新世—渐新世气候转型时期 (Dupont-Nivet, et al., 2008b)。孙秀玉 (1980, 1981) 对晚白垩世—老第三纪的孢粉分析划分出了十个孢粉组合 (孙秀玉等, 1980; 孙秀玉等, 1981)。孙秀玉等 (1984) 依据孢粉组合分带资料探讨了西宁盆地渐新统至中新统的划分对比以及上、下第三系界线及环境变化。徐丽等 (2009) 通过对盆地中始新世—渐新世谢家剖面孢粉及沉积物颜色分析, 结合前人古地磁磁性地层学研究成果, 揭示了西宁盆地在 32.8Ma 发生了大幅度降温事件。王伟铭等 (2009) 讨论了新近系谢家阶层型剖面的孢粉植物群及其意义 (王伟铭等, 2009)。西宁盆地晚中新世孢粉组合为栎粉—榆粉—禾本科花粉组合, 表现出以阔叶林为主、针叶林为次的特征, 低矮灌木林带相伴而生的古植被面貌, 其气候为亚热带干旱气候环境 (邓中林等, 2000)。陈传飞 (2011) 通过对西宁盆地新生代孢粉记录, 将孢粉分为了 8 个组合带, 并且显示出古生态环境在 33Ma 发生重大转变 (陈传飞, 2009a)。Chi 等 (2013) 通过对谢家剖面晚始新世—早中新世的总有机碳 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$) 和孢粉作为陆地生态系统和我国西北地区内的亚洲地区的气候变化指标, 得出全球的温度是一个控制裸子植物和被子植物的重要因素, 并且划分出了 3 个带 (Chi, et al., 2013)。

动植物化石研究: 早在 1935 年前任就对青海西宁盆地中新世哺乳动物化石进行了详细研究, Howood (1935) 描述了西宁盆地中新世象类化石 (Hopwood, 1935)。1978 年李传夔等在西宁盆地南部谢家组剖面中发现了一批小哺乳动物为主的化石群, 并将其命名为谢家动物群, 这是在中国发现的第一个早中新世哺乳动物群; 在盆地的车头沟组中发现了 *Megacricetodon sinensis* 化石等, 在咸水河组中发现了 *Plesiodipus leei* 等哺乳动物化石。随后, 李传夔以谢家动物群为代表命名了中国新近纪分期中的谢家期, 并且讨论了西宁盆地中新世地层和哺乳动物化石群的性质, 其认为“谢家动物群”时代为早中新世, 车头沟组底部动物群对应时代为中中新世, 大致相当于欧洲陆生哺乳动物分期的 Agenian 期 (李传夔等, 1980; 邱铸鼎等, 1981; 李传夔等, 1981)。陈传飞等 (2009) 西宁盆地谢家剖面的车头沟组底部发现了原始埋藏的钙质木化石, 并且根据古地磁年龄认为木化石层位的年代对应标准磁性地层柱的 23Ma (陈传飞等, 2009b)。

其他研究: 脱世博等 (2013) 建立了该区晚渐新世—早中新世高分辨率的磁化率变化序列, 并在约 23.8Ma、21.6Ma 和 19.8Ma 叠加短期峰值, 可能分别对应全球此时的长期变冷趋势及全球性 Mi-1.1 事件、Mi-1a 事件和 Mi-1as 事件短暂快速变冷事件 (脱世博等, 2013)。徐丽 (2009) 结合西宁盆地孢粉、有机质及 CaCO_3 质量分数变化的特征分析, 该区域发生在 32.8Ma 的大幅度的降温事件对应于海洋记录所揭示的 Oi-1 事件 (徐丽等, 2009)。龙利群 (2011) 综合谢家剖面的正构烷烃和古孢粉记录揭示: 在 50.2Ma~28.2Ma 之间, 西宁盆地经历了长期的降温过程, 明显的生态事件发生在 37.5Ma~32.7Ma 之间 (龙利群等, 2011)。刘艳蕊 (2014) 采用易溶盐含量清晰揭示出发生在约 33Ma 的巨大干旱化事件 (刘艳蕊等, 2014)。Zan (2015) 通过岩石磁学研究了中中新世 (18.5Ma~13.5Ma) 的气候记录 (Zan, et al., 2015a; Zan, et al., 2015b)。Zhang 等 (2015) 通过对西宁盆地早中新世 (22.1Ma~16.5Ma) 的沉积物、矿物学及地球化学多重指标指示以干旱为主再加上两阶段的气候转变 (Zhang, et al., 2015)。Fang et al (2015) 对西宁盆地谢家剖面的岩石磁学性质进行了深入研究, 发现 52Ma 到 25Ma 剖面的磁化率、饱和磁化强度和饱和等温剩磁等磁学指标有降低的趋势, 这与该时期区域的干旱和全球变冷趋势吻合较好, 可能是在盆地变干过程中导致湖面下降使地表暴露面积逐渐增加, 因而输入湖中的赤铁矿含量增加; 但 25Ma 之后磁学指标的值均上升, 这可能与青藏高原隆升引起的物源变化密切相关 (Fang, et al., 2015)。

1.4 构造演化

对于西宁盆地的形成机制也有很大的争议, 当前主要的形成模型有: 热沉降模型、造山

带（东昆仑或西秦岭）前陆盆地模型及块体间旋转速率不同引起的盆地自西向东演化模型。

Horton（2004）通过沉积记录、构造地质学以及已发表的热年代学数据证实了侏罗纪的扩张，晚侏罗世—早白垩世与断裂相关盆地开始沉积，认为西宁盆地是由于印度—欧亚碰撞引起的缩短而使东北缘白垩纪隆起、垂向旋转扩张热沉降而形成的盆地（Horton, et al.,2004）。但是这一模型却不能解释青藏高原东北缘大部分盆地新生代地层以不整合或假整合覆盖在白垩纪地层之上（青海省地质矿产局,1985; Zhang, et al.,2010）。并且除了西宁盆地沉积了早新生代的西宁群地层以外，其他的盆地如临夏盆地（Fang, et al.,2003）、循化盆地（Liu, et al.,2013）、贵德盆地（Fang, et al.,2005b）新生代地层最早都是从约 30Ma 开始沉积的。盆地间的高达 23Ma 的沉积间断是这一模型无法得到解释。

前人对西宁盆地和贵德盆地详细的磁性地层学、碎屑、沉积物古流向分析研究表明：贵德盆地与西宁盆地西宁群沉积时，由贵德盆地南缘向北一直到西宁盆地的南缘古近纪西宁群的沉积时的古流都是流向北，此时拉脊山并不存在的；在西宁盆地内部东边、西边的水流都是分别向西、向东流，甚至于兰州盆地和化隆—循化盆地在内的周边水系都可能向西宁汇集；但是在新近纪贵德群沉积时，由于拉脊山的隆起导致了在拉脊山的南边和北边其古流水分别向南、向北流，因此提出了西宁盆地与南边的贵德盆地、循化盆地属于东昆仑造山带或者西秦岭造山带的前陆盆地（Liu, et al.,2007; 方小敏等,2007a; Liu, et al.,2013）。但是根据大量的磁性年代学、沉积学研究表明：拉脊山的北部的西宁盆地在此时期广泛沉积了巨厚的古近纪西宁群（30~52.5Ma）（Dai, et al.,2006），拉脊山的南部循化—化隆盆地拗陷新生代沉积的初始时代为 30Ma，仅仅沉积了渐新世中期—中新世早期的他拉组（29~21.2Ma）（张远泽等,2013）；贵德盆地的西宁群最老能果组属于为晚渐新世，并且呈角度不整合于下覆不同时代地层或岩体上（宋春晖等,2001）。这种模型同样也无法解释南部的盆地中缺失了接近 23Ma 的沉积地层。并且近年来拉脊山裂变径迹研究表明：拉脊山在始新世（50~40Ma）正处于快速抬升降起（Lease, et al.,2011; 张远泽等,2013; WANG, et al.,2015; Zhang, et al.,2015a）。这些证据都表明在西宁群沉积时拉脊山是应该存在的并且其构造运动很强烈，但是此时拉脊山南北盆地的古流向都是流向北的，这种矛盾也无法解释。

Zhang（2015）年通过对西宁盆地的新生代地层沉积物物源及碎屑锆石分析提出了一个基于不同块体间旋转速率不同引起的盆地自西向东演化模型（Zhang, et al.,2015b）。在始新世（50~44Ma）随着印度—欧亚大陆的碰撞，碰撞同时或者稍微滞后（10Ma）转递到了青藏高原东北缘（Yin, et al.,2002; Dupont Nivet, et al.,2004; Dai, et al.,2006; Dupont-Nivet, et al.,2007; Clark, et al.,2010; Duvall, et al.,2011），此时的中祁连地块发生了顺时针 24° 的旋转，并且导致西宁盆地一起旋转但此时西宁盆地南边的贵德盆地没有随着一起顺时针旋转，从而形成了西宁盆地由西向东发展扩张形成（Dupont Nivet, et al.,2004; Dupont-Nivet, et al.,2008a）。44~40Ma 西宁盆地逐渐加深，沉积以盐湖沉积为主；40~25.5Ma 西宁盆地开始收缩和干旱是盆地中以盐田和盐泥滩沉积为主。在中中新世南边贵德盆地顺时针旋转了 $25.1 \pm 4.68^\circ$ ，但是此时西宁盆地甚至兰州盆地、临夏盆地并没有随着一起旋转，因此导致了拉脊山的隆升。

（Yan, et al.,2006）。但是此模型也无法解释贵德盆地与西宁盆地西宁群沉积时，由贵德盆地南缘向北一直到西宁盆地的南缘西宁群的沉积时的古流都是流向北。

第二章 研究区概况

2.1 地理概况

西宁是青海省政治、经济、文化、教育中心（图 2-1）。地理位置位于东经 101°33'45"~101°56'15"；北纬 36°25'05"~36°47'30"。兰新铁路经过西宁，黄河重要的支流湟水河西起湟中县，向东流至甘肃省河口地区并且汇入黄河，从西至东贯穿过西宁市市区。

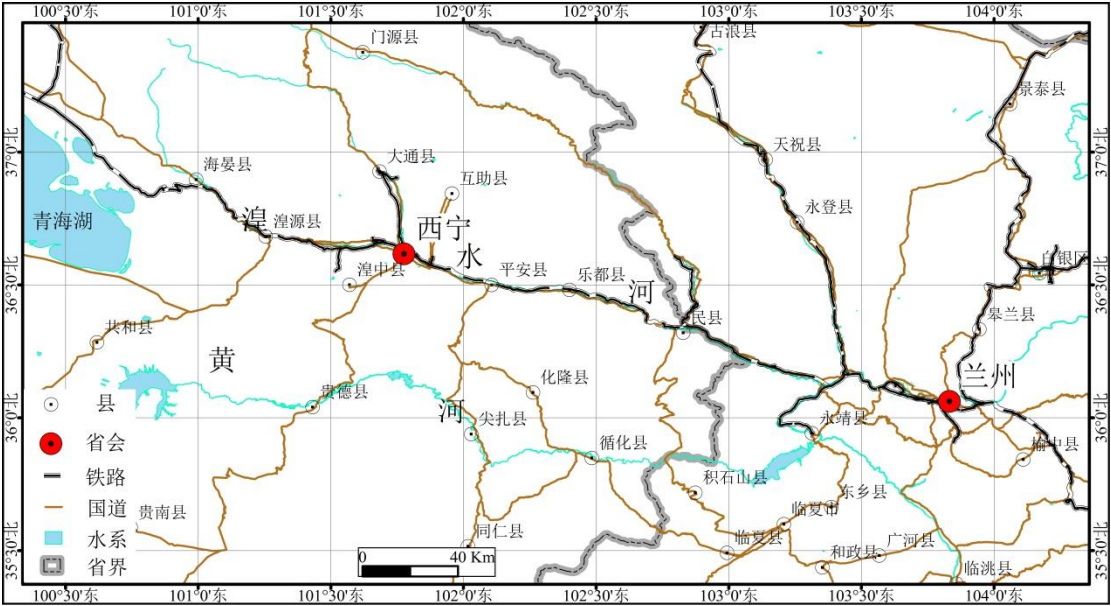


图 2-1 研究区交通位置图

西宁盆地地理上来讲位于青海省的东北部位，青藏高原与黄土高原的过渡地带，欧亚、太平洋及西风带三向季风交汇部位；从地质上来讲位于青藏高原东北缘，区域地貌格局的形成演化严格受控于北西~北西西向优势构造体；从气候上来讲位于青藏高原高寒区、东部季风区、西北干旱区的三向季风交汇地带；从地貌上来讲位于我国地势区带的第一级阶梯和第二级阶梯的过渡地带。该地区深处内陆，距海遥远，受海洋的影响微弱，现今主要为干旱—半干旱大陆季风气候。海拔较高，气温上升慢；夏季凉爽不热，秋凉短暂，冬寒漫长。平均海拔高度在 2250~3000m 左右，年平均降雨量为 350~500mm，年平均气温为 5~6℃（图 2-2），其雨季主要集中在 6~9 月，日照百分比为 50%~60%，每年总的辐射量为 5849~6138J/cm²（Fang, et al.,2015）。

2.2 地质概况

西宁盆地位于青藏高原的东北缘，是陇西盆地的次级盆地，大地构造上属于中祁连山新生代山间盆地。西宁盆地以北以中祁连山东延部分的大阪山为界，南以近东西向海拔约 4000m 的拉脊山为界，西以日月山为界与青海湖相隔，东部边界大致位于民和地区，该地区为基岩出露区，向东与陇中盆地相隔（方小敏等,2007a）。西宁盆地总面积达到 6000km²，新生代地层最大埋深深度为 3650m（青海省地质矿产局,1985; 张克信等,2010）。根据前人研究西宁盆地沉积了始新世—中中新世（52~17Ma）长的连续的河流—湖泊的沉积地层记录

了青藏高原的隆升和全球气候的变化。

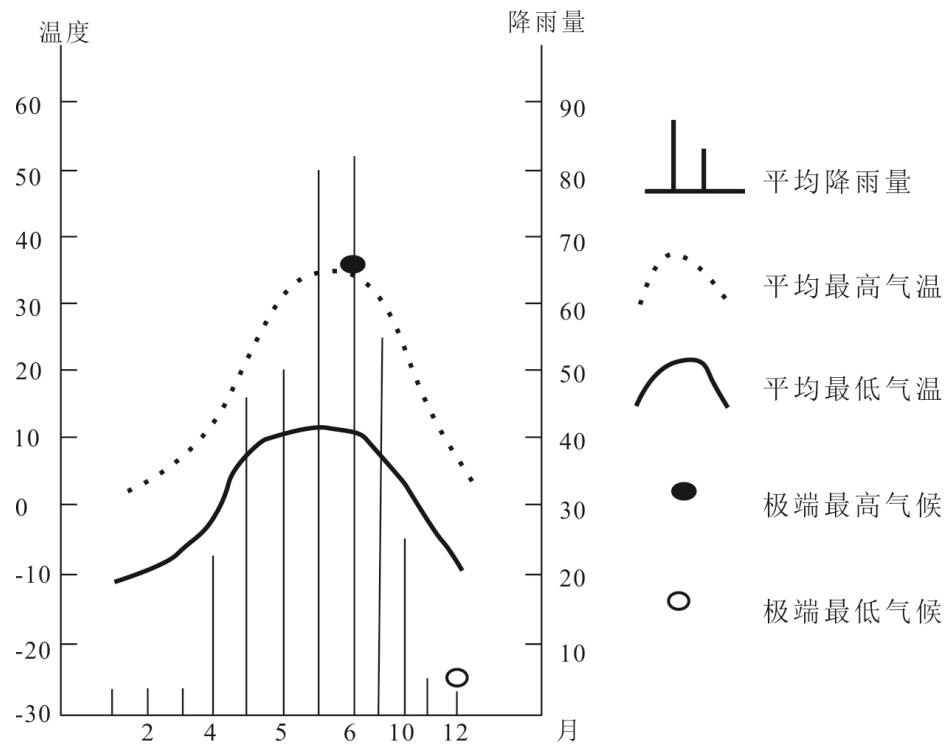


图 2-2 宁盆地的最高及最低气温变化图（据青海省地图，2004）

2.2.1 地层

西宁盆地地层主要由基底地层和盖层地层组成。其基底地层为古元古界东岔沟组、中生界侏罗系、白垩系地层组成；盖层为新生代沉积的西宁群和贵德群（图 2-3）。

（一）基底

古元古界东岔沟组：隶属于湟源群（ Pt_1H ），广泛出露于湟源县娘娘山、宝库河、乐都北山。其岩性为一套变质岩系，局部岩石发生混合岩化，主要由二云片岩、黑云斜长片岩、斜长角闪片岩等组成，其地层属于古元古界湟源群。前人将古元古界湟源群其分为上、下两个亚组。下亚组（ Z_1d_1 ）：主要分布于拉脊山西段，岩石普遍受华里西期酸性岩浆岩体和晚期岩脉作用而产生混合岩化作用并且形成混合岩，其厚度为 1247m；上亚组（ Z_1d_2 ）：厚度由东（东岔沟—克秦尔一带）至西（浪湾附近），地层厚度为 314m~575m，其中有大量闪长岩脉或闪斜煌斑岩顺层或斜交层理侵入，围岩略显蚀变现象（青海省地质矿产局,1985）。在湟源县东南响河侵入到东岔沟组的片麻状钾长花岗岩体中（ $\xi\gamma Pt_1$ ）取锆石做 U-Pb 同位素年龄值 2496Ma，所以将东岔沟组的地质时代归古元古代。

侏罗纪地层：侏罗系以不整合接触关系覆盖在古元古界东岔沟组之上。其零星分布于小峡背斜的东北侧，并围绕背斜核部岩体分布。侏罗系缺失上、下侏罗统，其地层岩性主要由含煤碎屑岩组成，厚度为 1122m~1557m。中侏罗统地层划分为两个组：下部的窑街组 and 上部的亨堂组。窑街组总体岩性为一套含煤岩系，下部以灰色、灰黑色砂岩—泥岩、页岩以及油页岩为主，上部以棕红色、褐黄色及杂色为主的粉砂岩、泥岩和页岩。亨堂组岩性主要为棕红色含砾砂岩、粉砂岩以及泥岩等。侏罗纪地层均系断陷盆地或山间盆地湖沼相沉积，早中侏罗世气候总的比较湿润，适合植物生长，晚期气候比较干旱。

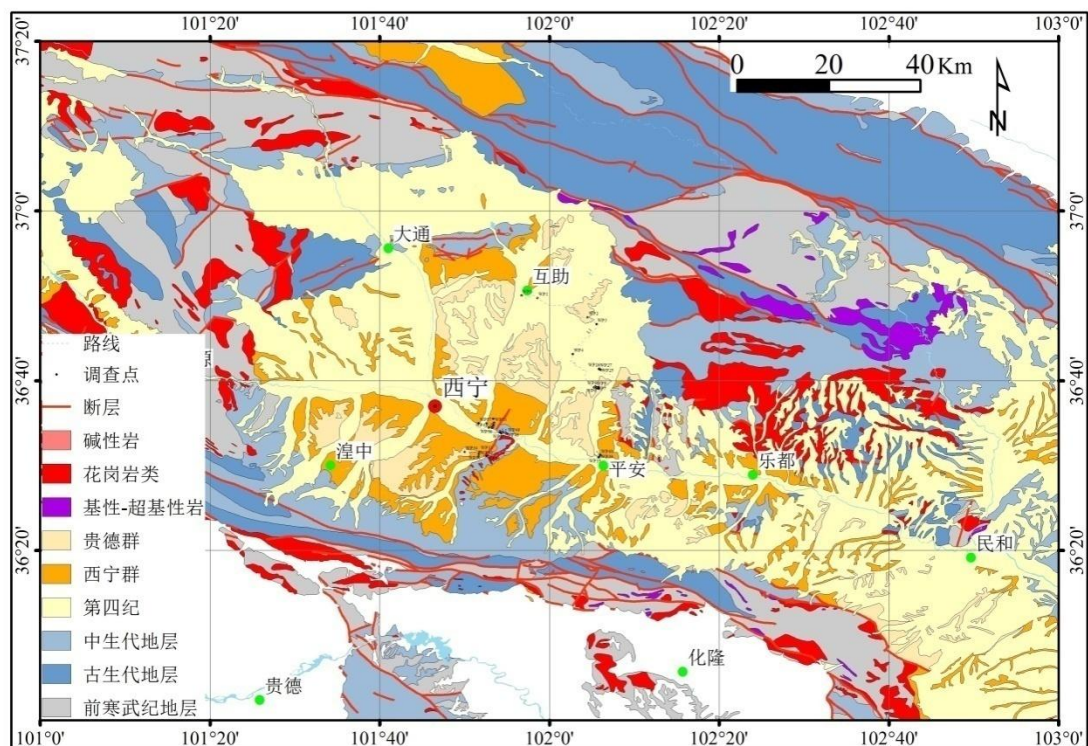


图 2-3 西宁盆地及周边地质图

白垩纪地层：白垩系不整合覆盖中侏罗统、古元古界东岔沟组和花岗闪长岩之上。仅出露有下白垩统，缺失上白垩统，厚 1213m~1376m。其地层岩性主要为一套桔红色、杂色、灰绿色河湖相碎屑岩、泥页岩及蒸发岩。白垩系自下而上可分为下统河口群、上统民和组，两组之间为角度不整合接触关系。白垩系下统河口群的下部为杂色砾岩、泥岩和页岩；上部为棕红色—红棕色砂岩。白垩系上统民和组为棕红色—砖红色泥岩、钙芒硝组成。其沉积环境为干燥气候条件河流—湖泊相沉积环境。

（二）盖层

西宁盆地内发育有连续的、厚的新生代沉积地层，盆地内新生代地层沉积厚度超过 2000m（咎金波等,2014）。新生代地层由古近系西宁群和新近系贵德群组成：古近纪西宁群从下至上为祁家川组（古新世）、红沟组（始新世）、马哈拉沟组（渐新世）；新近系贵德群从下至上为谢家组（早中新世）、车头沟组（中中新世）、咸水河组（中—晚中新世）（表 2-1）（Dai, et al.,2006）。西宁群岩性主要是由一系列棕红色—浅红色的湖相沉积组成，其沉积物粒度逐渐变细，其上部可见厚层石膏；贵德群岩性主要是由浅褐色的河流相沉积，其沉积物粒度逐渐变粗。

古近纪西宁群是以泥岩、石膏为主体沉积，沉积物颜色以红色为主，碎屑岩成熟度较高，发育水平层理、递变层理，含碳质和大量的石膏沉积，沉积物具三个相对粗—细—粗的旋回构成，其沉积环境属咸水滨湖相—咸水湖泊相沉积碎屑岩—膏盐建造。新近纪贵德群是以碎屑岩沉积为主，沉积物为杂色，碎屑岩成熟度高，有丰富的脊椎动物、介形虫、孢粉化石，水平层理、递变层理、波状层理比较发育，反映了沉积环境为咸水滨湖相—半咸水或淡水滨湖相沉积。西宁群与贵德群沉积时的沉积中心发生了明显改变，西宁群祁家川组、红沟组和马哈拉沟组的沉降中心的长轴都是以高角度与盆地两者山脉相交，但是贵德群的沉降中心的长轴是大致平行于南边两者边缘（青海省地质矿产局,1985）。西宁盆地新生代地层由南向北逐渐变薄，由于受印度-欧亚碰撞向北挤压的影响，新生代地层与下伏的基底地层为不整

合接触关系，与上覆第四系黄土为不整合接触关系。

表 2-1 西宁盆地新生代地层表（据（Dai, et al., 2006））

地层划分		年代/Ma	厚度/m	岩性描述
贵德群	咸水河组	18~<15	>34	上部为浅灰黄色钙质泥岩夹灰绿色、灰白色泥灰岩；
			22~70	下部为灰黄色钙质泥岩夹灰白色砂岩、粉砂质泥岩；
	车头沟组	23~18	77~163	上部为棕黄色钙质泥岩夹灰白色石膏质砂岩；
			3~82	下部为红棕色钙质泥岩、粉砂质泥岩夹泥质粉砂岩、砾岩、砂砾岩；
	谢家组	30~23	55~78	上部为红棕色钙质泥岩、粉砂质泥岩夹砂砾岩；
			23~200	下部为红棕色粉砂质泥岩夹石膏质泥岩和砂砾岩，内部偶见青灰色泥岩团块、石膏小晶粒，发育次生石膏岩脉；
西宁群	马哈拉沟	41.5~30	146~253	上部为红色砂质泥岩夹薄层石膏；
			38~127	中部为红色泥质膏岩夹灰绿色石膏质泥岩；
			61~142	下部为大套灰绿、黄绿色花瓣状或团块状泥质膏盐夹棕红色、灰绿色泥岩、石膏质泥岩；
	红沟组	50~41.5	1~29	上部为棕红、砖红和紫红色粉砂质泥岩夹灰绿色条带状泥质石膏和泥灰岩；
			50~131	中部为棕红色粉砂质泥岩夹绿色膏质泥岩；
			30~207	下部为红色砂岩夹灰绿色泥质石膏岩；
	祁家川组	52.5~50	23~107	上部为泥岩夹含石膏砂岩，基底为杂色泥岩；
			24~48	中部为泥岩夹含石膏砂岩；
			8~60	下部为杂色泥岩夹膏质砂岩，基底是含石膏砂砾岩。

2.2.2 主要断裂

西宁盆地主要断裂主要有南缘的拉脊山断裂带、北缘达坂山断裂带和西缘热水—日月山断裂，其盆地深部构造由基底褶皱和基底断裂组成（图 2-3）。

（一）拉脊山断裂带

拉脊山断裂带由北缘断裂和南缘断裂两条近于平卧的“S”形向 NE 凸出的弧形挤压逆冲断裂带组成，这两条断裂的长分别是 230km 和 220km，宽 10~30km。断裂呈 NW—NWW 向延展，中部近东西向，向东走向变为近南北向，成为新生代西宁—民和盆地和循化—化隆盆地的边界。拉鸡山断裂带呈背向扇形态展布，其北侧向北逆冲，南侧向南逆冲，拉脊山断裂位于祁连山褶皱带内，是一条形成于早古生代加里东期的古老断裂带，形成以来经历了多期强烈的构造活动，一条反映多阶段构造抬升的构造窗（王二七等,2000; Song, et al.,2013a）。

拉脊山断裂带内的各地层单元之间多以断裂接触，其岩性主要由一套中—上寒武统、奥陶系和早志留世的超基性、中基性火山岩以及海相沉积岩组成（王二七等,2000）。由于这套岩石被夹持在中祁连山元古界的结晶地块中，因此有学者认为拉脊山代表了早古生代的大陆裂谷（冯益民等,1996）。王二七等（2000）认为西宁盆地的形成与拉脊山的逆冲断作用有明显的成因关系，沿着拉脊山断裂带两侧的南主边界断层和北主边界断层，其古生界岩石分别推覆到循化盆地和西宁盆地的新生代河流相红层之上，表明拉脊山在新生代强烈的构造抬升作用（王二七等,2000）。拉脊山的磷灰石裂变径迹研究表明拉脊山的起始剥露时限为晚白垩世，一共经历了两个快速剥露的阶段：始新世（50~40Ma）和渐新世（~25Ma）（Lease, et al.,2011; 张远泽等,2013; WANG, et al.,2015）。Liu（2013）通过拉脊山南侧循化盆地新生

界碎屑锆石年龄和沉积物物源的分析,表明拉脊山在 16 Ma 隆起并且成山(Liu, et al.,2013)。方小敏等(2007)通过西宁盆地和贵德盆地新生代地层高精度磁性地层学研究证明拉脊山在 8Ma 以前是不存在的,其强烈隆起成山时限为~8Ma(方小敏等,2007a),袁道阳等(2005)通过详细航卫片解译与野外考察表明拉脊山新构造最新的活动时间晚更新世晚期,仅仅局部为全新世早期(袁道阳等,2005)。

(二) 达坂山断裂带

达坂山为西宁盆地北侧边界,其主要为左旋走滑性质的断裂带,走向为北西西,长度约 200km,宽约 50km,是湟水与大通河的分水岭。其大地构造属性为北祁连板块内的北祁连缝合带和中祁连岛弧隆起带分界。据大地电磁测深资料,达坂山深部产状有较陡有转向较缓的趋势,该断裂带为一条磁重力梯度带,沿带北侧分布有蛇绿岩、蛇绿混杂岩(体)及大量的基性、超基性岩,断裂南侧为中祁连陆块,是一条规模大、深度达到莫霍面的岩石圈断裂或超岩石圈断裂,是晚奥陶世岩浆活动的通道,形成于加里东期并强烈活动,在以后各期构造活动中均有复活,具长期性和继承性两大特点。达坂山南缘断裂在早古生代表现为典型的右行韧性走滑性质(戚学祥等,2004),该断裂带内发育的早古生代蛇绿岩套,属于早古生代北祁连山造山带的组成部分(Song, et al.,2013b)。

(三) 日月山断裂带

热水—日月山断裂分割了西宁盆地和青海湖,位于西宁盆地西边,其线性特征明显、新活动性强,其走向为 NNW 向右旋走滑性质的断裂带。热水—日月山断裂带自北向南通过大通河北热麦尔曲、大通山、日月山东侧到日月山垭口后进入贵德盆地,断裂带总体走向为 N35°W,全长约 183 公里,断裂带主体部分由 4 条不连续的次级断裂呈右阶羽列形成。该断裂晚新生代以来构造活动强烈,控制了西宁盆地和青海湖盆地等多个新生代盆地边界及对冲山(袁道阳等,2003b)。

2.2.3 岩浆岩

西宁盆地侵入岩主要受到区域大断裂的控制,其主要分于北部的达坂山断裂带、南边的拉脊山断裂、西边的日月山断裂以及乐都北部地区。主要由元古代(阿森特期)侵入岩、加里东期侵入岩、华力西期侵入岩、印支期侵入岩组成。

第三章 晚新生代地层特征及化石

在查明西宁盆地互助地区的晚中新世河湖相地层分布情况的基础上,本项目选择出露良好、地层沉积连续、接触关系清楚的 3 条剖面进行工作(图 3-1),综合运用沉积学、层序地层学、生物地层学、沉积相组合等方法 and 手段,建立西宁盆地互助地区的晚中新世河湖相地层的沉积序列。

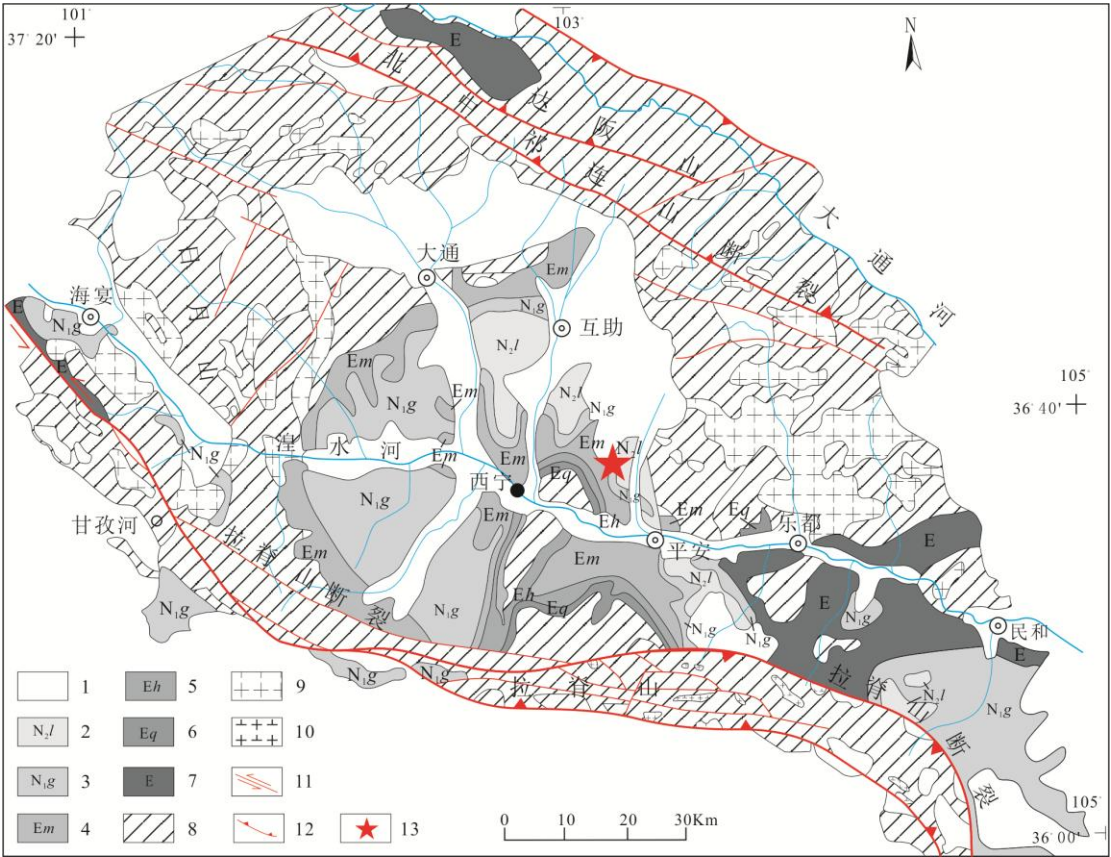


图 2-3 西宁盆地区域地质及剖面位置图(据 Dai et al., 2006 修改)

1-第四纪; 2-临夏群; 3-贵德群; 4-马哈拉组; 5-洪沟组; 6-祁家川组; 7-始新世; 8-前寒武-中生代; 9-花岗岩; 10-花岗闪长岩; 11-走滑断层; 12-逆断层; 13-剖面位置图

3.1 蒋家沟剖面

3.1.1 剖面特征

家沟剖面位于青海互助县蒋家沟,坐标:N36°41'11.467", E102°3'56.180", 海拔 2662m。全剖面厚 110m (图 3-2), 剖面岩性由上至下描述如下:

1.	0~21m	土黄色黄土	21m
2.	21~ 47m	棕黄色、棕红色块状粉砂质泥岩	26m

3.	47~51m	灰黄色的砂砾岩	4m
4.	51~61m	土黄色致密坚硬泥岩	10m
5.	61~71m	灰黄色的砂砾岩	10m
6.	71~110m	棕黄色、土黄色致密坚硬泥岩	39m

3.1.2 蒋家沟化石特征

在剖面第4层土黄色的泥岩之中发现化石，大致可分为3个化石点，野外自南东向北西依次编号为2013HJJG1~2013HJJG3，其中2013HJJG1采集3块化石，为动物颌骨、骨板和骨骼碎片化石；2013HJJG2采集2块化石，为1颗牙齿化石和动物骨棒化石，骨棒被压扁破碎；2013HJJG3采集10块化石，有牙齿、下颌骨、牙排、关节和骨骼碎片等，其中下颌骨化石保存完整，上面牙齿保存完好。此外，各化石点见大量骨骼碎片。室内在中国科学院古脊椎与古人类研究所对这批化石进行了修复，发现这批化石中的牙齿及牙床化石保存完好，可见齿冠处珐琅质的釉质光泽（图3-3、图3-4）。依据牙齿，鉴定出这些化石中编号为2013HJJG1-1、2013HJJG3-1为副板齿犀（*Parelasmotherium* sp.）（图3-3），编号为2013HJJG3-2、2013HJJG3-3、2013HJJG3-4、2013HJJG3-7为东乡三趾马（*Hipparion dongxiangense*）（图3-4）。

蒋家沟发现的3处化石点，基本位于同一水平面，前后不超过10m，上下不超过5m，认为是同一化石群产物。化石保存的土黄色泥岩，厚约10m，沉积物细粒，致密坚硬。化石层上部 and 下部为灰黄色的砂砾岩层，上部厚约4m，下部厚约10m，化石出露于这两层之间。本次发现的化石除牙齿化石、小关节轴化石保留完整形态外，其余骨骼化石均比较破碎，原本为棒状的肢骨被压为椭圆状，野外发掘时一接触即碎。目前发现的化石分布于30m²范围内，虽未见完整的头骨和形态完整的骨架化石，但动物不同部位的骨骼都有保存，因而，这批化石为原地埋藏，未经过二次搬运。

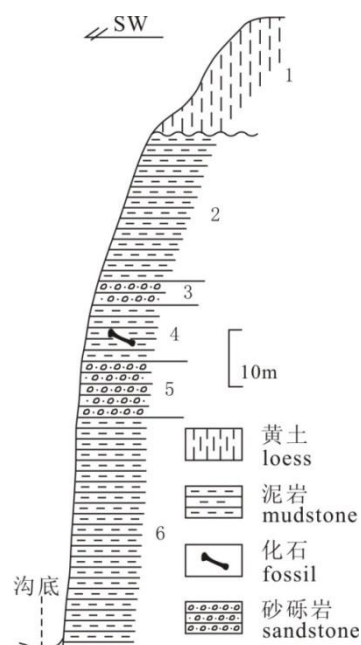


图 3-2 蒋家沟剖面及化石位置



图 3-3 西宁盆地副板齿犀牙齿化石



图 3-4 西宁盆地东乡三趾马牙齿化石

3.2 班彦剖面

3.2.1 剖面特征

班彦剖面位于青海互助县班彦村沙沟，地理坐标为：N36°41'17.0"，E102°6'2.0"，海拔 2645m。班彦剖面厚 46m，其岩性为一套桔黄色—橘红色泥岩，夹少量薄层含砾粗砂岩，含石膏，水平层理发育，可见垂直的张节理。地层固结程度较低，易风化。为了能够精确测定含化石层的地质年代，对该剖面高密度采集 235 个样品，采样间距为 20cm。实测剖面见（图 3-5）。剖面岩性由上至下如下：

上覆地层：上中新统砾岩。砾石以硅质为主，形状以次圆为主，磨圆度较好，固结较差，分选性差。

.....整合.....

1 0~10.6m 棕黄色、土黄色厚层泥岩，致密块状，层理不甚发育，夹砂 10.6m

		砾岩薄层	
2	10.6~12.6m	灰色砾岩，砾石以石英岩、硅质岩为主，其次为灰岩，砾径在2~5cm，磨圆一般，次圆—次棱角状	2m
3	12.6~15.6m	棕黄色、土黄色中厚层泥岩夹灰白色薄层钙质泥岩。后者岩石固结程度高，硬度大，层理发育	3m
4	15.6~46m	棕黄色、土黄色厚层状泥岩，层理清晰，单层厚度大于2m，岩石胶结不甚好，易风化，中间夹砾石层，在地层底部产出丰富的哺乳动物化石	28.4m

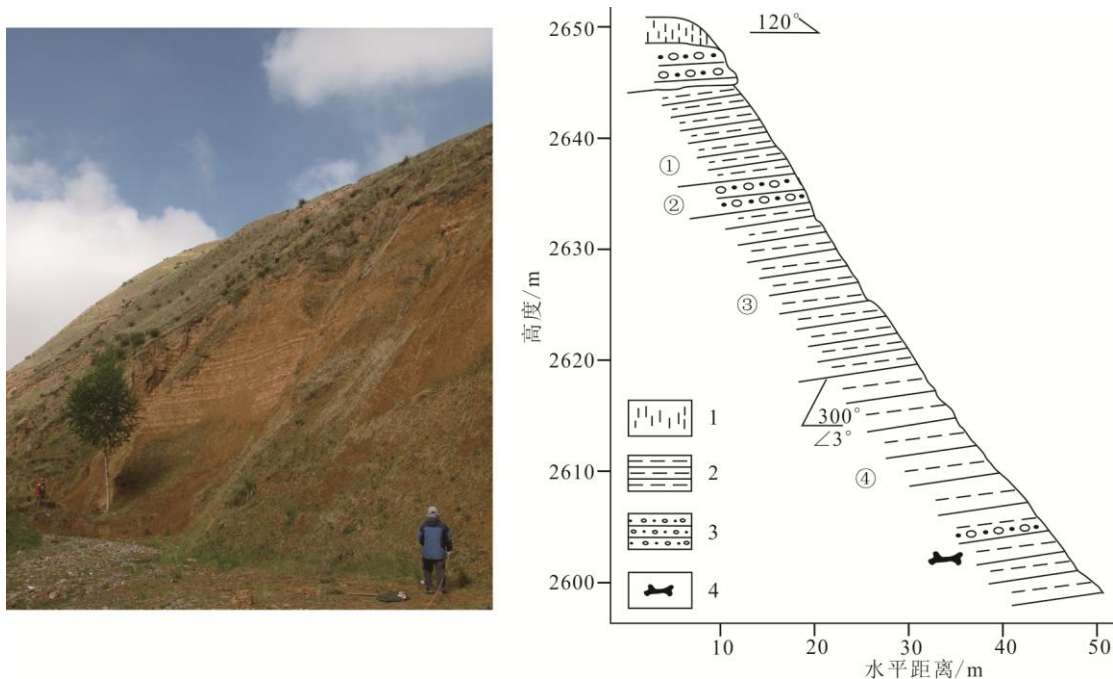


图 3-5 班彦剖面及化石位置

1-黄土；2-泥岩；3-砂砾岩；4-化石

3.2.2 班彦剖面化石特征

在第4层棕黄色、土黄色厚层状泥岩之中发现化石，其上局部夹有砾石层。泥岩中可见动物头骨、颌骨、小关节、骨板和骨骼碎片化石。2具动物头骨被泥岩包裹，保存比较完整；1只下部为泥岩，上部为砾石，保存完整的下颌骨，上面牙齿保存完好；粗的动物骨棒被压扁、压破，个别保存完好的骨棒空腔中可见结晶的方解石；小关节化石保存比较完好，关节结构清晰可见。此处化石分布于数十平米内，泥岩中多见乳白色的骨骼化石碎片。室内在中国科学院古脊椎与古人类研究所对头骨化石和牙齿化石进行了修复，发现头骨保存完好，上面牙齿保存齐全，齿冠处珐琅质的釉质光泽明显。依据牙齿，鉴定出头骨化石为大唇犀（*Chilotherium* sp.）(图3-6a)，牙齿化石有东乡三趾马(*Hipparion dongxiangense*) (图3-6b)、皇冠鹿（*Stephanocemas* sp.）(图3-6c)和库班猪（*Kubanochoerus* sp.）(图3-6d)（化石均由中国科学院古脊椎与古人类研究所王元副研究员、金昌柱研究员鉴定，2017）。

班彦村沙沟发现的化石点，基本位于同一水平面，分布于数十平方米内，上下不超过5m，应为同一化石群产物。化石保存在土黄色泥岩中，沉积物细粒，致密坚硬。化石层下部为灰黄色的砂砾岩层，上部局部夹有砂砾石层。本次发现的头骨、牙齿、小关节化石保留完整形态外，其余骨骼化石均比较破碎，原本为棒状的肢骨被压为椭圆状，野外发掘时一接触即碎。大唇犀、三趾马等化石埋藏于棕黄色、土黄色厚层状泥岩中，以破碎的骨片居多，与华北地

区发现于红黏土中的三趾马动物群明显不同，显示为流水环境。

3.3 红崖子剖面

由于班彦剖面地层出露较少，在古地磁研究中存在不确定性，因此为了更好的控制班彦剖面的年龄，在野外调查中，沿同一套地层范围进行平移，在相距约 3km 的红崖子乡附近发现并且选取了一条出露良好、厚度达 250m 的平行剖面。



图 3-6 西宁盆地班彦剖面发现的牙齿化石

(a) -大唇犀；(b) -东乡三趾马；(c) -皇冠鹿；(d) -库班猪

红崖子剖面上部被黄土覆盖，两者为不整合接触关系，剖面未见底。红崖子剖面厚度达 250m，地层产状基本水平，其岩性为一套桔红色、紫红色泥岩夹灰绿色泥岩，其上部夹厚层砾岩（图 3-7）。砾石层未采样，由于覆盖和河流切割等因素在采集样品过程中对剖面进行了两次平移，共采集 164 个样品。红崖子剖面岩性描述如下：

上覆地层：第四纪黄土

		不整合.....	
1	0~8.68	为一套桔黄—土黄色含细砂质泥岩，岩石固结程度较低，较松软、易风化	8.68m
2	8.68~13.89	桔黄色粉砂岩质砾岩。砾石占55%~70%，砾石成分以硅质岩、石英岩为主，砾石砾径一般在2cm~5cm，大的粒径可达8cm~15cm，砾石分选性差。以次圆状为主，有少量次棱角状和浑圆状，磨圆度中等。泥沙质胶结。本层未取样	5.21m
3	13.89~19.45	桔黄色—土黄色泥岩，岩石固结程度较低	5.56m
4	19.45~21.95	灰色砂砾岩，砾石占60%~70%，砾石成分以硅质岩、石英岩为主，砾石砾径一般在2cm~5cm，大的粒径可达	2.50m

		8cm~10cm，砾石分选性较差。以次圆状为主，磨圆度中等。泥沙质胶结，岩石较坚硬。本层未取样	
5	21.95~54.65	桔黄色—土黄色砂质泥岩。其下部为桔黄色砂质泥岩	32.7m
6	54.65~58.35	灰黄色含砂砾岩：砾石以石英岩为主，形状以次圆为主，磨圆度较好，砾径一般在3cm~5cm，大的粒径可达15cm~20cm，分选性差。本层未取样。	3.7m
7	58.35~89.61	桔黄色粉砂质泥岩。层位上部：岩石固结较差，易风化成土状；下部层位：发育水平层理，岩石固结较好，并且在空隙及裂隙中偶见含无色透明的石膏晶体	31.26m
8	89.61~131.48	为灰绿色和灰黄色泥岩韵律互层，岩石较为坚硬，呈厚层层状，水平层理发育，单层厚度为1.5m，夹薄层桔黄色泥岩，单层厚度20cm~30cm，含无色透明的石膏晶体，大小约1cm×2cm	41.87m
9	131.48~186.83	桔黄色粉砂质泥岩。厚层层状，发育水平层理，岩石固结较好	55.35m
10	186.83~215.93	桔黄色泥岩。厚层层状，夹薄层灰绿色钙质泥岩	29.1m
11	215.93~221.22	灰黄色薄层细砂岩。夹薄层紫色泥岩	5.29m
12	221.22~234.74	紫红色厚层泥岩，层位下部泥岩含粉砂质	13.52
13	234.74~247.67	紫红色厚层粉砂质泥岩，发育水平层理	12.93m

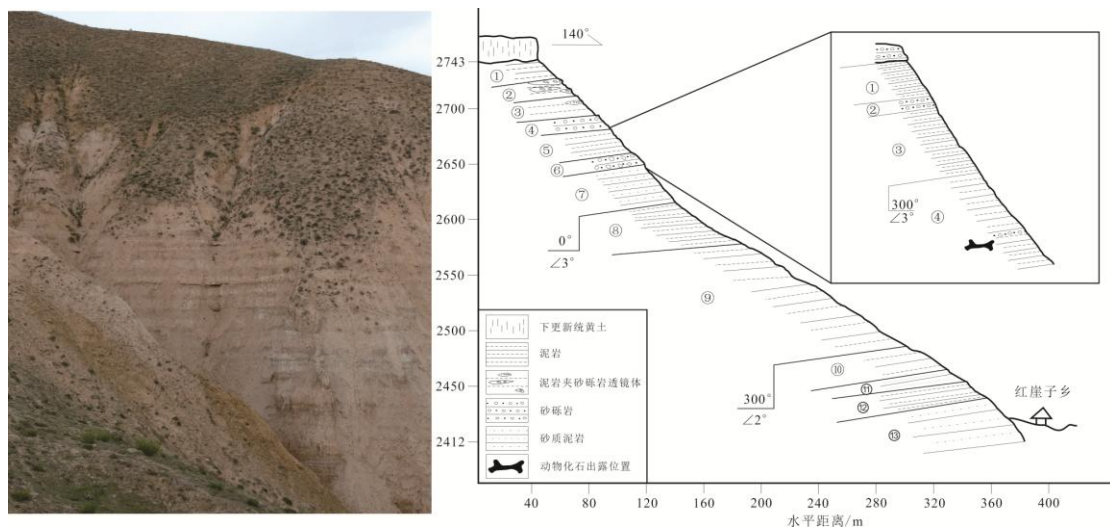


图 3-7 红崖子剖面

3.4 西宁盆地三趾马、大唇犀等化石的发现

西宁盆地位于青藏高原东北缘，与临夏盆地、兰州盆地、天水盆地和陇西盆地共同构成宏观上的陇中盆地。对于陇中盆地的研究历史可以追溯到 19 纪末至 20 世纪初，奥地利的 von Loczy L (1877-1880 年)，中国的谢家荣 (1921 年) 和瑞典的 Anderson J (1924 年)，先后建立了贵德建造、第三纪红层和贵德系等一些地层单元。20 世纪 30 年代，中国学者杨钟健和卞美年在陇中盆地的新生代地层中发现了大量哺乳动物化石，在此创建了甘肃建造这一地层单元，并且自下而上划分为长川子系，咸水河系，观音寺系和五泉山系（杨钟健和卞美年，1937）。自此，甘肃群一名被广泛应用，并且主要用来代表上第三系。随后，胡敏，孟昭彝和王尚文，陆兆恰，甘肃区调队，玉门石油管理局和甘肃水文队等也对兰州盆地的第三系进行了全面的调查和对比研究，建立了咸水河组等一系列地层单元。此时建立的咸水河

系或者咸水河组，由于含哺乳动物化石，其大致时代相对准确，是我国新生代陆相地层中较早建立的地层单元，因此在西北各省第三系研究工作中，起到了重要作用。从 20 世纪 80 年代开始，在陇中盆地的各个次级盆地发现了大批哺乳动物化石，如西宁盆地的谢家动物群(李传夔和邱铸鼎，1980)，兰州盆地的张家坪动物群 (Qiu，1989)，以及临夏盆地从晚渐新世到早更新世的哺乳动物化石 (张行，2001； 邓涛，2002； 邱占祥等，2004)。这些化石的发现为生物地层学在陇中盆地的开展奠定了良好的基础。此外，随着磁性地层学的发展，第三纪红层的年代学研究已取得了一些重要结果。根据已有的年代标尺将陇中盆地各个次级盆地的地层划分及其所含的哺乳动物群总结如图 3-8 所示。

地质时代		西宁盆地		兰州盆地			临夏盆地		陇西-静宁盆地
上新世 Pliocene	晚 Late						积石组 Jishi Formation		
	早 Early						何王家组 Hewangjia Formation	三趾马动物群 Hipparion Fauna	
中新世 Miocene	晚 Late	咸水河组 Xianshuihe Formation	吊沟地方动物群 Diaogou Fauna	咸水河组 Xianshuihe Formation	上段 Upper part	邢家湾动物群 Xingjiawan Fauna	柳树组 Liushu Formation	龙光动物群 Longguang Fauna	风成红粘土 Eolian red clay
	中 Middle					泉头沟动物群 Quantougou Fauna	东乡组 Dongxiang Formation	寺沟动物群 Sigou Fauna	
	早 Early	车头沟组 Chetougou Formation	担水路地方动物群 Danshulilu Fauna		中段 Middle part	对亭沟动物群 Duitinggou Fauna	上庄组 Shangzhuang Formation	上庄动物群 Shangzhuang Fauna	
						张家坪动物群 Zhangjiaping Fauna	中庄组 Zhongzhuang Formation	巨犀动物群 Paraceratherium Fauna	
渐新世 Oligocene	晚 Late	谢家组 Xiejia Formation	谢家动物群 Xiejia Fauna		下段 Lower part	峡沟动物群 Xiagou Fauna	他拉组 Tala Formation		
	早 Early					南坡坪动物群 Nanpoping Fauna			
始新世 Eocene		马哈拉沟组 Mahalagou Formation		叶孤城组 Yegucheng Formation					
		洪沟组 Honggou Formation		西柳沟组 Xiliugou Formation					
		祁家川组 Qijiachuan Formation							
古新世 Paleocene									

图 3-8 陇中盆地地层划分方案对比 (张鹏等修改，2016)

西宁盆地据 Dai et al (2006) 修改，西宁盆地据李传夔 (1981)，兰州盆地据邱占祥等 (1997) 和颜光普 (2004) 修改，临夏盆地据 Fang et al (2003) 修改，陇西-静宁盆地据 Guo et al (2002) 和 Qiang et al (2011) 修改

从对比图 3-8 中可见, 陇中盆地的兰州盆地、临夏盆地在哺乳动物群发现方面要远远优于西宁盆地, 特别在晚中新世时段。临夏盆地发现有龙光动物群和三趾马动物群, 兰州盆地发现有刑家湾动物群。前人对西宁盆地地层的划分与对比、地层系统的建立等方面, 取得了许多进展。解放前, 孙健初等进行过野外地质调查; 上世纪 60 年代, 青海省区调队将盆地中新世沉积和上新世沉积分别命名为“西宁组”和“贵德组”; 70 年代, 青海石油普查队地层分队在区域地质调查及微体古生物化石资料基础之上, 分别将之改为“西宁群”和“贵德群”, 代表古近纪和新近纪(叶留生, 1976a、1976b)。80 年代, 黄有元等在此基础上, 将古近纪地层自下往上划分为祁家川组、洪沟组、马哈拉沟组, 将新近纪地层从下往上划分为谢家组、车头沟组。同一时期, 中国科学院古脊椎与古人类研究所的李传夔等人在西宁盆地谢家组中发现了中国第一个早中新世哺乳动物群—谢家动物群(李传夔等, 1980、1981), 之后又在盆地不同地区的车头沟组中发现了 *Megacricetodon sinensis* 等, 在咸水河组中发现了 *Plesiodipus leei* 等哺乳动物化石(邱铸鼎等, 1981)。李传夔在对中国陆相新第三系的划分中, 以西宁盆地南部的谢家动物群为代表把早中新世命名为谢家期, 横向对比于欧洲的 Agenian 期(李传夔等, 1984; 刘梦儒, 1992), 谢家剖面作为新近纪的层型剖面, 受到大家的重视。近年来, 方小敏等依据岩性组合、沉积旋回、古地磁年代学和化石组合特征, 从下往上将西宁盆地新生代沉积地层划分为两套地层共 7 个组(方小敏, 2007)。2013 年, 张克信等将西宁盆地的谢家组、车头沟组和咸水河组降为段, 分别称之为下段、中段和上段。陈传飞等在谢家剖面车头沟组底部发现了硅化木化石, 为研究盆地早中新世植被气候演化特征提供了材料(陈传飞等, 2009)。西宁盆地在仅有渐新世谢家动物群研究报道。同为陇中盆地的次级盆地, 西宁盆地缺少晚中新世时段哺乳动物化石的发现, 影响了这些同一类型盆地的地层的划分与对比研究。

本次研究, 我们在西宁盆地互助县蒋家沟的河湖相地层中发现了东乡三趾马和副板齿犀等化石, 在此基础上, 又在班彦剖面中发现了两具大唇犀头骨化石, 东乡三趾马牙齿、皇冠鹿和库班猪牙齿化石, 实现了西宁盆地可鉴定到属种的大型哺乳动物化石的突破(化石由中国科学院古脊椎与古人类研究所金昌柱研究员和王元副研究员鉴定), 为地层的划分提供了古生物学证据(韩建恩等, 2015)。

在西宁盆地发现有谢家动物群, 担水路地方动物群和吊沟地方哺乳动物群, 时代分别为渐新世、早中新世和中中新世。西宁盆地中与本次发现化石时代最接近的吊沟哺乳动物群主要为维曼嵌齿象(*Gomphotherium wimani*), *G.connexus*, *Elasmotherini*, 犀科(*Rhinocerotidae* indet.), 青海皇冠鹿(*Stephanocemas chinghaiensis*), 青海跳鼠(*Alloptox chinghaiensis*), 李氏鼯鼠(*Plesiodipus leei*), *Micromerys* sp., 民和丘型利齿猪(*Bunolistriodon minheensis*)(李传夔, 1981)。本次发现的化石主要有大唇犀, 东乡三趾马、皇冠鹿和库班猪, 化石类型上与吊沟动物群完全不同。

前人对临夏盆地的哺乳动物化石研究比较深入, 中新世主要有铲齿象动物群和三趾马动物群, 其中晚中新世的三趾马动物群产自柳树组, 已知的种类包括啮齿类的原鼯鼠(*Prosiphneus* sp.)、副竹鼠(*Pararhizomys hipparionum*)、甘肃豪猪(*Hystrix gansuensis*), 食肉类的短吻犬(*Simocyon* sp.)、中华副美洲獾(*Parataxidea sinensis*)、近狼獾(*Plesiogulo* sp.)、原臭鼬(*Promephitis* sp.)、霍氏原臭鼬(*P.hootoni*)、大密齿獾(*Melodon majori*)、中华貂(*Sinictis* sp.)、鼬獾狗(*Ictitherium* sp.)、鬣形兽(*Hyaenictitherium hyaenoides*)、翁氏鬣形兽(*H.wongii*)、变异副鬣狗(*Adcrocuta variabilis*)、巨鬣狗(*Dinocrocuta gigantea*)、剑齿虎(*Machairodus* sp.)、巴氏剑齿虎(*Machairodus palanderi*)、野猫(*Felis* sp.)、后猫(*Metailurus* sp.)、小后猫(*M.minor*), 长鼻类的四棱齿象(*Tetralophodon* sp.)、保德四棱齿象(*T.exoletus*)、奇蹄类的三趾马(*Hipparion* sp.)、东乡三趾马(*H.dongxiangense*)、贾氏三趾马(*H.chiai*)、渭河三趾马(*H.weihoense*)、腔脊三趾马(*H.coelophyes*)、膜鼻

三趾马 (*H. dermatorhinum*)、和政无鼻角犀 (*Acerorhinus hezhengensis*)、维氏大唇犀 (*Chilotherium wimani*)、伊朗犀 (*Iranotherium morgani*)、简单副板齿犀 (*Parelasmotherium simplym*)、临夏副板齿犀 (*P. linxiaense*)、林氏额鼻角犀 (*Dicerorhinus ringstromi*)、钩爪兽 (*Ancylotherium* sp.)、偶蹄类的斯氏弓颌猪 (*Chleuastochoerus stehlini*)、弱獠猪 (*Microstonyx major*)、叉角鹿 (*Dicrocercus* sp.)、后鹿 (*Metacervulus* sp.)、新罗斯祖鹿 (*Cervavitus novorossiae*)、萨摩兽 (*Samotherium* sp.)、舒氏河南兽 (*Honanotherium schlosseri*)、小齿古麟 (*Palaeotragus microdon*)、羚羊 (*Gazella* sp.)、步氏和政羊 (*Hezhengia bohlini*)、中新羚 (*Miotragocerus* sp.)、中华羚 (*Sinotragus* sp.)、原大羚 (*Protoryx* sp.)、陕西旋角羊 (*Shaanxispira* sp.) 等 (邓涛等, 2004; Deng et al, 2004)。本次发现的化石主要有东乡三趾马, 大唇犀属, 副板齿犀属, 皇冠鹿属和库班猪属, 化石类型上与临夏盆地的三趾马动物群比较相似, 通过化石对比可以确定该化石时代属于晚中新世。

兰州盆地永登县邢家湾哺乳动物主要发现有变异缟鬣狗 (*Hyaena variabilis*)、剑齿象 (*Stegodon* sp.)、哈氏大唇犀 (*Chilotherium haberei*)、三趾马 (*Hipparion* sp.)、斯氏弓颌猪 (*Chleuastochoerus stehlini*)、鹿 (*Cervidae* indet.) (张行等, 1993), 前人从哺乳动物化石和岩性分析认为, 永登县邢家湾龙骨山地层属于晚中新世, 西宁盆地班彦剖面发现的化石属种中也有大唇犀、三趾马和鹿, 这两个地点的动物群应该为同一时代的产物。

目前为止, 在西宁盆地班彦村及其附近, 我们发现有东乡三趾马、大唇犀、副板齿犀、皇冠鹿、库班猪以及两栖类的龟化石等, 该化石组合可与临夏盆地柳树组的三趾马动物群对比, 通过化石对比, 可确定班彦村地层属于晚中新统临夏组上部层位。

3.5 化石形成时代

蒋家沟剖面与班彦剖面直线距离不过 1km, 地层岩性均为土黄色—桔黄色泥岩, 两个剖面上部均有一稳定的砾石层, 这两个化石点的海拔高度也很相近, 同时两个化石点均发现有东乡三趾马化石, 这两个化石点应为同一地层层位。临夏盆地副板齿犀和东乡三趾马主要出现于晚中新世柳树组下部, 距底部老沟组砂砾岩 5~10m 处位置。东乡三趾马的尺寸比中国已知最小的三趾马种 *H. parvum* 还要小, 其次尖和次尖沟构造在北美中新世很常见, 但是在后期的三趾马之中很少见, 其近祖性状表明它是代表了较早的年代; 副板齿犀相比保德动物群中的代表类型 *Sinotherium* 要更加原始, 是目前所知向高冠齿方向发展的大型板齿犀的最早代表 (邓涛, 2004a)。前人所研究该种化石大致所反映的古生物年龄为 13.07~7.78Ma (Fang Xiaomin et al., 1997)。本次发现的化石可横向对比于相邻的临夏盆地柳树组下部动物群, 综合认为, 西宁盆地副板齿犀和东乡三趾马的时代应属晚中新世早期。

磁性地层学研究结果显示 (图 3-9), 班彦剖面共记录了 5 个正极性段 (N1~N5) 和 5 个负极性段 (R1~R5), 由于发现的哺乳动物化石时代属于晚中新世, 所以将获得的古地磁极性柱与标准极性柱晚中新世时期进行对比, 长极性 N4 的变化特征与标准极性柱的 C4n.2n 相对应, 其它正极性段 (N1~N5) 的间隔特征与 C3Br.1n~C4r.1n 事件也相符合, 其正极性分别对于应标准磁性柱的 C3Br.1n、C3Br.2n、C4n.1n、C4n.2n、C4r.1n。班彦剖面顶部 N1 以 C3Br 的沉积速率计算, 其顶部年龄约为 7.25Ma, 底部 R5 以 C4n.1n 的沉积速率计算, 其底部年龄约为 8.4Ma, 班彦剖面的年代范围为 1.15Ma。本次发现的化石出露于班彦剖面底部的正负极性 N5 与 R5 之间, 计算出哺乳动物生物化石层年代约为 8.3Ma。

3.6 化石形成时环境

地质历史时期, 犀牛在地球上曾一度十分繁盛, 是一类生命力极强的动物, 而且种类之间的形态和体型有很大的差别。早中新世, 动物群中的远角犀类在犀科中占统治地位, 指示

寒冷潮湿的气候；中中新世是一个犀科动物繁盛和适应辐射强烈的重要阶段，反映出当时温暖的气候环境；晚中新世初期，犀类出现了极端高冠和巨大体型的种类，以适应硬草为主的温带稀树草原环境；晚中新世早期，出现的种属都是适应草原环境的类型；晚中新世晚期，犀类以大唇犀属和无鼻角犀属占统治地位，属于典型的草原生活类型（Deng Tao, 2015）。西宁盆地谢家剖面车头沟组底部发现有钙质木化石，说明早中新世时期该地区树林茂密，环境良好（Chen Chuanfei et al., 2007）。孢粉对古植被恢复、古气候重建具有重要作用，西宁盆地晚中新世孢粉组合为栎粉-榆粉-禾本科花粉，表现出以阔叶林为主，针叶林为次，低矮灌木林带相伴而生的古植被面貌，处于亚热带干旱气候环境（Deng Zhonglin et al., 2000）。西宁盆地咸水河组孢粉组合显示明显的草原植被景观（Sun Xiuyu et al., 1984）。综上，本次发现的化石形成时的古植被为森林-草原，古气候环境为干旱程度增加的亚热带干旱气候环境。

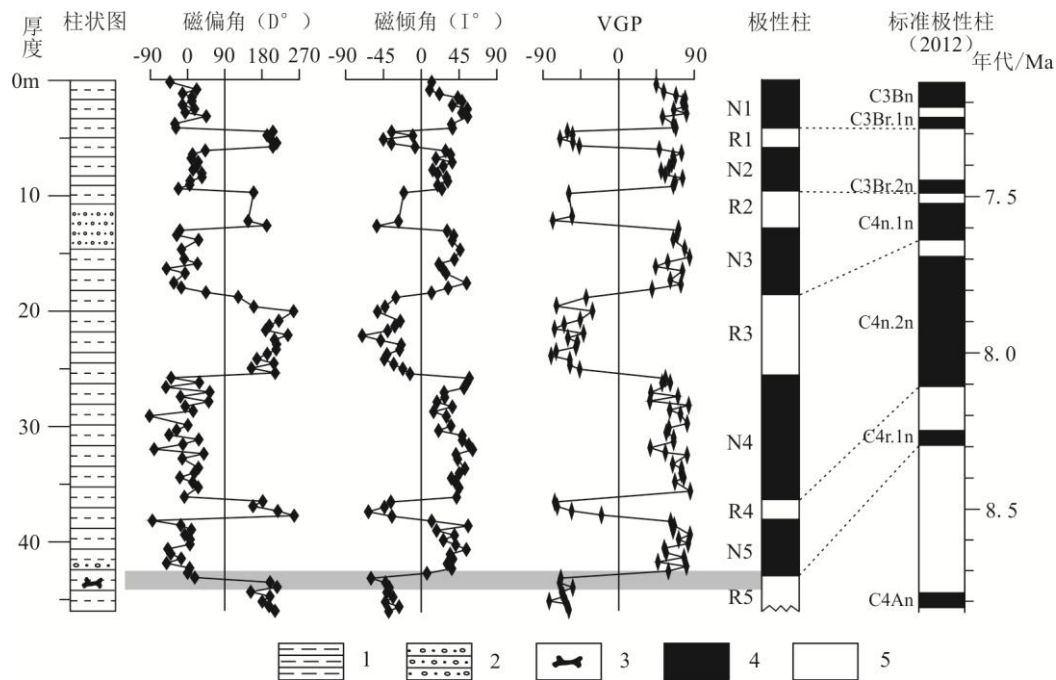


图 3-9 班彦剖面古地磁测量结果

1-泥岩；2-砂砾岩；3-化石；4-正极性；5-负极性

3.7 化石发现的意义

大唇犀、三趾马、皇冠鹿和库班猪等化石在临夏盆地报道较多，在西宁盆地鲜有报道。本项目在西宁盆地首次发现比较完整的大唇犀头骨化石，同时发现有东乡三趾马、副板齿犀、皇冠鹿和库班猪等化石，填补了该盆地此类化石研究的空白，具有重要意义。首先为西宁盆地晚新生代河湖相地层格架的建立，提供了可靠的古生物学依据，对盆地中新世地层的确立起到时序标尺的作用；其次为西宁盆地古气候环境变化提供了大化石基础资料，对深入研究青藏高原隆升、气候变化与环境效应具有重要意义；同时，哺乳动物化石的发现为青藏高原东北缘盆地的时代厘定、地层划分、地层对比、环境演化等问题的解决，提供了新的资料。

第四章 西宁盆地晚中新世磁性地层学研究

在研究区中没有火山岩夹层，不能对其地层年龄采用同位素测年方法测定其准确年龄。因此在年代学方面的研究我们主要运用了古地磁的研究方法。由于红崖子剖面是为了控制班彦剖面，为了确保古地磁以及古生物化石年代的准确性，红崖子剖面和班彦剖面采用不同的取样间距采集样品。班彦剖面地层厚度为 46m，在其剖面发现了大量的古生物哺乳动物化石，野外以 0.2m 为采样间距进行了高密度采样，总共采集古地磁样品 235 块；红崖子剖面总的厚度为 250m，野外观测可以证实确定红崖子剖面上部的两套砾石沉积与班彦剖面上部的砾石层横向上是对应的，因此红崖子剖面的采样间距大于班彦剖面的采样间距，其采样间距为 1~2m，剖面产出的砾石层均未采集古地磁样品，总共采集样品 162 个。

地球磁场具有周期性变化的特征，其变化周期范围可从千年尺度到百万年尺度，通过研究地磁场的变化规律，就可以从记录各个时代磁性特征的岩石地层中推测其形成的时代。磁性地层学是古地磁学与地层学交叉产生的一门边缘学科，其主要是利用岩石（或沉积物）中记录地球磁场的极性变化、地球磁场的长期变化以及岩石磁性参数的变化特征，配合古生物学和地层岩性等，为地层的划分、对比提供极为可靠的依据。

4.1 磁性地层学基础

4.1.1 地磁学的基本要素

地球的磁场可以近似看做是一个放在地心的磁偶极子产生的均匀磁化球体的磁场，一般采用直角坐标系表示地球磁场的总强度 H_T 及其各个分量（图 4-1）。坐标系中 X 轴沿本初子午线方向，Y 轴沿着纬线方向，Z 轴垂直 X 轴和 Y 轴的平面。X 向北的方向为正，Y 向东的方向为正，Z 向下为正。 H_T 所在的垂直平面 BOA 称为磁子午面。地理子午面 XOZ 与磁子午面 BOZ 之间的夹角 BOX 称为磁偏角(D)，其向东为正，向西为负。矢量 H_T 的方向与水平面之间的夹角 AOB 称为磁倾角(I)，在北半球 H_T 由地表指向下时 I 为正值，在南半球 H_T 指向上时 I 为负值。磁偏角 D，磁倾角 I，水平分量 H，垂直分量 Z，东向分量 Y，垂向分量 Z 及总强度 H_T 统称为地磁要素（徐付玲，2011）。此外，在古地磁学中还要经常用到一些有关地磁场的概念：地磁极、磁极、虚地磁极、古地磁极。

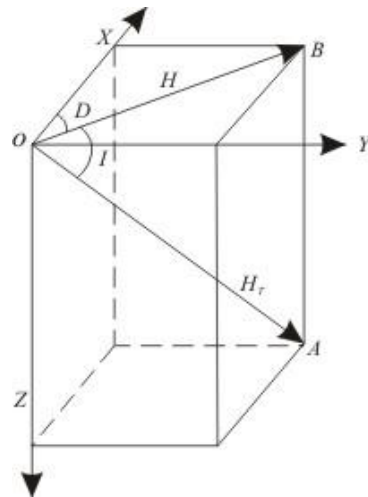


图 3-1 地磁要素示意图

地磁极：计算吻合得最好的偶极子轴与地表的相交点，它们在南、北半球是对称的，分别为南地磁极和北地磁极；

磁极：地球表面上磁倾角为+90°与-90°的点分别为北磁极与南磁极，这两个磁极彼此不严格对称；

虚地磁极（VGP）：根据古地磁场的一个点读数计算出的相应地磁极的位置，其仅仅代表一种瞬时位置，时间间隔不超过 10^3 年；

古地磁极：根据古地磁场一定时间间隔的一组点计算出的平均地磁极性位置，时间间隔约为 $10^4 \sim 10^5$ 年以上，这个极可视为平均虚地磁极（李国栋，1984；刘椿，1991）。

4.1.2 物质的磁性

磁性是在物质中普遍存在的一种现象，从粒子到宇宙宏观天体都具有某种程度的磁性。在磁场中放入无磁性物质会使物质产生磁性，这种现象我们称之为磁化；磁化率是表示物质在外磁场中能被磁化的难易程度，计算方式为单位体积的磁化强度与外加磁场之比，物质磁化率的值大小与颗粒、温度等因素的变化密切相关；剩磁矫顽磁力是使物质饱和等温剩磁达到零时的磁场，可以简洁而有效的判断磁性矿物和磁性颗粒大小；铁磁性矿物的饱和磁化强度与磁性矿物颗粒的形状和体积无关，但随着温度的变化而变化，它是磁矩的总和。自然界中的物质按其磁性行为可以分为以下几类：

抗磁性（逆磁性或反磁性）是指物体受到外加磁场作用时所产生的与外加磁场方向相反的磁化强度，其磁化率值为负，磁化曲线是线性的。这种物质的磁化率属于自有属性，与外加磁场无关，当外加磁场取消时，感应磁性也随之消失。典型的抗磁性物质有方解石、长石、石英、岩盐等。

顺磁性是在物质外加磁场作用下产生与其方向相同的磁化强度，一旦撤去外加磁场这个磁化强度也立即随之消失，这种物质磁化率大于 0，但数值很小，只显示微弱磁性，常见的顺磁性矿物有辉石、云母、菱铁矿及粘土矿物等。

反铁磁性是指物质温度在临界温度以上时磁化率与温度关系近似于顺磁性物质，而当低于临界温度时磁化率与温度成正比，在临界温度时磁化率最大，总体磁性为零。

铁磁性是指物质在外加磁场下产生强大的磁化，当达到饱和磁化强度（MS），磁化强度不再随磁场强度的增加，当退出外部磁场之后，物质磁化强度仍然有一些保留（即剩余磁化强度）。铁磁材料的磁化率是正值，磁化率曲线呈现出复杂的磁滞回线。

亚铁磁性物质的宏观磁性与铁磁性物质相同，只是磁化率较小，内部磁结构为未被抵消的反铁磁性结构，业内称之为铁的氧化物。

4.1.3 常见载磁矿物的磁学特征

在地质历史时期，地球磁场并不是保持和顺磁性物质相似恒定不变的，而是随着时间发生周期性变化，在一定的条件下，这些变化被岩石中的载磁矿物所记录。岩石中的磁性载体几乎都是纯的氧化铁，虽然他们只是岩石的一小部分，但他决定了岩石的磁学性质，主要有亚铁磁性矿物磁铁矿、磁赤铁矿及反铁磁性矿物赤铁矿和针铁矿等。磁铁矿是主要剩磁载体之一，在绝大多数火成岩及许多变质岩和沉积岩中都存在，是一种常见的天然磁性矿物，居里温度为 580℃，具有高磁化率值、高饱和剩磁、低矫顽力的亚铁磁性。赤铁矿在沉积岩中作为天然剩磁的携带者具有重要意义，具有低磁化率值、低饱和剩磁、高矫顽力的特征，居里温度为 680℃，以细粒状态出现时呈现出明显的红色。磁赤铁矿具有磁铁矿的反尖晶石结构，化学成分与赤铁矿相同，在 300℃以上可转变成赤铁矿，其特点是在 300 度附近饱和磁化强度、磁化率和剩磁均显著降低。针铁矿是稳定的铁的氧化物，受风化作用而形成，存在于气候潮湿的土壤中，大多数针铁矿呈现出反铁磁性，颜色从黄褐色到红色，极少数具有微弱的磁性，温度在 300~400℃时可脱水形成赤铁矿（宋友桂，2001；邓成龙等，2007）。

4.1.4 岩石剩余磁化强度

岩石生成时的地磁场及地质时期各种过程所保留下来的剩余磁性称之为天然剩余磁性（NRM, natural remanent magnetization），它是各种类型剩磁的矢量综合，作为古地磁学的主要研究对象，一般来说 NRM 剩磁强度不仅取决于磁化场的大小，而且受温度、时间、应力、化学变化等影响，其成因较复杂，也有许多类型。根据剩磁获得的机理与过程，可分为热剩磁、化学剩磁和沉积剩磁等（袁学成，1991）。

热剩磁 (TRM, thermoremanent magnetization): 高温 (居里温度以上) 的岩石在一定的磁场冷却到一定温度时所获得的剩余磁化强度称为热剩磁化强度, 简称热剩磁, 热剩磁具有剩磁强度大、稳定性且在弱磁场中剩磁强度随外加磁场强度增大而增大等特征。

化学剩磁 (CRM, chemical remanent magnetization): 在某一确定的磁场中, 当矿物在低温 (居里温度以下) 中, 矿物结晶化学反应过程中, 铁磁性材料颗粒的大小、结构、成分发生变化所引起的剩磁, 即化学变化或相变过程中产生磁性矿物时在磁场中获得的剩磁, 就叫做化学剩磁, 其特点是与热剩磁一样具有高稳定性, 但剩磁强度相对而言较小, 在弱磁场中强度随外加磁场强度增大而增大。

沉积剩磁 (DRM, depositional remanent magnetization): 也称之为碎屑剩磁, 主要存在于沉积岩中, 是悬浮的磁性颗粒在介质中降落过程中, 在当地的磁场作用下, 磁性颗粒的磁矩沿地磁场方向取向分布而保留在沉积物中的剩磁。连续的沉积具有均匀而连续的剩磁磁性, 可以用来研究地质历史时期连续变化的地磁场。

粘滞剩磁 (VRM, viscous remanent magnetization): 含有一定磁化强度的铁磁性物质, 对其持续作用以一个恒定的地磁场, 其产生的剩磁强度大小与时间成正比关系, 当磁场被移除, 剩余磁化强度就开始降低, 把这种产生的磁化强度称之为粘滞剩磁, 这种随时间自发磁化和退磁的现象称之为磁粘滞性或磁后性。

4.1.5 磁性地层学原理

研究证实, 许多岩石的剩磁方向与现代磁场方向是相反的, 造成这一现象的原因可能是地磁场的方向发生过周期性的反转, 也可能是岩石本身在一定条件下出现自发反向的磁化现象, 但在自然界中这种自发反向的现象应该是很罕见的, 更多的情况应该是在地质历史时期地球磁场发生倒转所致, David (1904) 和 Brunhes (1906) 第一次从熔岩中发现了磁化方向与现代地磁场方向相反的岩石, 为地磁场反转理论提供了最早的研究资料。虽然在人类短暂的历史上没有出现过地磁场的倒转, 也无从观察这一现象, 但是通过在野外检验岩石的磁性可以证明全球地磁场发生过倒转这一事实: 一, 全球范围内各个地区同一时代的岩石具有相同的磁极性; 二, 连续的地层序列记录的地磁极性连续倒转变化; 三, 研究与侵入岩烘烤接触的围岩, 以及研究熔岩及其下伏烘烤岩石, 均发现火成岩和围岩具有相同的极性 (朱岗昆, 2005)。

由于地磁场的倒转具有全球同时性, 因此同一时期的地层具有同一方向的磁极性, 通过精准测量具有磁极性序列变化的一套地层的绝对年龄, 便可以得到具有时间意义的磁极性序列, 进而编制成标准的具有全球性的地磁极性年表 (Global Polarity Time Scale, 简称 GPTS)。从上世纪 60 年代开始, 美国地质调查局的 Cox、Dalrymple 等开始进行地磁极性表的制作, 在全世界范围内对火山岩进行了 K-Ar 年龄的测量和磁极性测量, 他们用统计的方法较为精确客观的制作了近 4.5Ma 以来的地磁极性年表。1970 年 Mankinen 和 Dalrymple 利用 K-Ar 测年对一些火山岩重新进行了年龄的测定, 在 Cox 基础之上对该表进行了补充, 制做出了 Mankinen 5.0Ma 地磁极性年表。近年来随着 K-Ar 测年方法的精度不断提高, 标准极性年表也不断被修正, 人们普遍使用的有 Cande&Kent (1995) (Cande et al., 1995) 和 Lourens (2004)

(Lourens et al., 2004) 等年表, 本文所采用的标准地磁极性年表即是 Cande&Kent (1995) 版。磁性地层学就是通过测试地层剖面垂向上磁极性反变化序列并将之与标准地磁极性年表 (GPTS) 对比来获得地层的年龄范围 (Opdyke et al., 1996; 胡青华等, 2006), 因此, 通过测定某一套地层的原生剩余磁性特征, 并与标准地磁极性年表进行对比, 就可以得到该套地层的形成年代。

4.2 样品采集及加工过程

古地磁研究中野外采集标本对测试结果有决定性作用，所以在野外采集古地磁样品时，要严格按照规程操作。首先要去除剖面表层，清理出新鲜面，在每个采样位置上标记尺度；随后在采样位置处修出水平台面，用罗盘采用自然方位定向法在水平台面上标出正北方向；用铁铲取下样品，每个样品尺寸一般控制在 $10\times 10\times 10\text{cm}$ 左右，以便能保证样品可以加工出 1~2 个平行样品。松散的粉末样采集时较为便捷，使用皮尺将地层标出刻度然后自上而下依次采样，为了防止样品之间互相污染，每采一个样品前，必须清理铁铲等采样工具及采样处。本论文中两条剖面采用不同的取样间距，班彦剖面厚度为 46m，为了保证古地磁测量结果以及古生物化石年代的准确性，以间距为 0.2m 进行了高密度采样，总共采取古地磁样品及磁化率、粒度样品各 235 个（图 4-2）；红崖子剖面厚度为 250m，包括了整个班彦剖面，从宏观上控制班彦剖面与标准极性年表进行对比，故以中密度采取古地磁样品及磁化率、粒度样品，采样间距为 1~2m，部分砾石层未采样，总共采集样品 164 个（图 4-3）。



图 4-2 部分班彦剖面采样位置



图 4-3 部分红崖子剖面采样位置

样品的室内加工由人工切割完成，由于样品硬度较高，所以首先用切割机将样品形状大致处理规则，接下来用手工锯将样品切割成 2.2cm 左右的立方体，之后用 60 目的磨砂纸将立方体小心磨至 $2\times 2\times 2\text{cm}$ 的标准立方体样品，每个样品根据实际情况加工出 1~2 个平行样品，以供测试与备用（图 4-4）。除去经运输与加工过程中损坏的样品，本次共加工出 498 块样品，其中 370 块样品参与退磁实验。

4.3 岩石磁学研究

岩石磁学（Rock magnetism）是古地磁学、岩石学、物理学等其他学科相互组合形成的，

研究岩石中的磁性特征和作用的一门基础科学学科。获得准确的古地磁数据要基于对岩石磁学性质的深入认识之上,因为必要的岩石磁学研究不仅可以鉴别待测样品中的磁性矿物类型和含量、粒度大小,通过它还可以预判沉积物磁性特征的稳定程度,进而针对不同的载磁矿物选择合理的退磁步骤 (Verosub et al., 1995; Özdemir et al., 1997; 潘永信等, 1998; 朱日祥, 2003)。

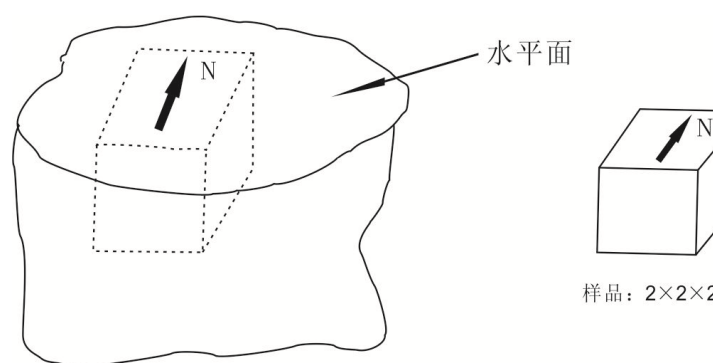


图 4-4 野外采样和样品定向示意图

一般情况下岩石的磁性主要来自于岩石中的若干种铁磁性与亚铁磁性矿物,如磁铁矿、赤铁矿、磁赤铁矿、钛铁矿和磁黄铁矿等,为了判断样品中特征剩磁的主要赋存矿物,会进行 K-T 曲线、J-T 曲线、等温剩磁及其热退等岩石磁学方面的分析研究。K-T 曲线(磁化率-温度曲线)是指具有不同磁性特征的矿物在温度升高或降低的过程中,其磁化率值会随着温度的变化而发生不同的改变,比如当处于居里温度之上时,亚铁磁性矿物的磁性会突然转变为顺磁性并在磁化率曲线中表现出来,从而可以通过曲线变化特征来判断磁性矿物的居里温度和类型(孙知明等, 2002; 王喜生等, 2003; 施林峰等, 2007)。J-T 曲线可直接测量出磁性矿物的居里温度,利用定向强磁场($\geq 1000\text{Oe}$)加高温对样品进行试验,可测得铁磁性物质饱和时的居里温度点,如果铁磁性颗粒足够集中,可进行对岩石标本直接测量,否则必须先提取出足够浓度的铁磁性物质(徐永等, 2013)。相对于热磁化而言,物质温度不变(多指常温)时被磁化叫做等温磁化,它的强度叫做感应磁化强度,磁场为零时的强度叫做等温剩磁。不同类型的磁性矿物常温下在外加磁场中被磁化时会获得等温剩磁,并且矿物被磁化的强度也会随外加磁场强度的增大而增加,当外加磁场强度增大到一定程度后,磁性矿物的磁化强度会逐渐达到饱和状态,此时磁性矿物所获得的剩磁即为饱和等温剩磁。不同种类的载磁矿物之间存在着饱和磁化强度值大小的差异,其饱和时所需的外加磁场强度值也不尽相同,当磁性矿物获得饱和等温剩磁之后对其施加反向外磁场,强度依次增加直至某一值时,剩磁全部被清洗,这时相对应的外加磁场值称为该矿物的剩磁矫顽力(H_{rc}),不同矿物的剩磁矫顽力也是不同的,所以根据磁性矿物的以上特点,人们可以利用测量矿物获得等温剩磁时的曲线特征以及反向退磁过程曲线,进而得到磁性矿物相应的矫顽力值和饱和磁化强度,判定出矿物的种类(Dunlop, 1972; 裴军令, 2008)。

本文从所有样品中选取 6 块具有代表性样品进行饱和等温剩磁曲线(IRM)的岩石磁学实验,整个测试过程在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室完成,具体过程如下:首先使用 IM-10-30 脉冲磁力仪对样品依次加 10、20、40、60、100、150、200、300、400、500、600、700、800、900、1000、1400、1800、2200、2500mT 的场强,每次加完场强在 AGICO JR-6 旋转磁力仪上测量所得的 IRM;然后按反向顺序-10、-20、-40、-60、-100、-150mT 加场强并测量剩磁,获得部分样品的饱和等温剩磁曲线及反向场退磁曲线(图 4-5)。

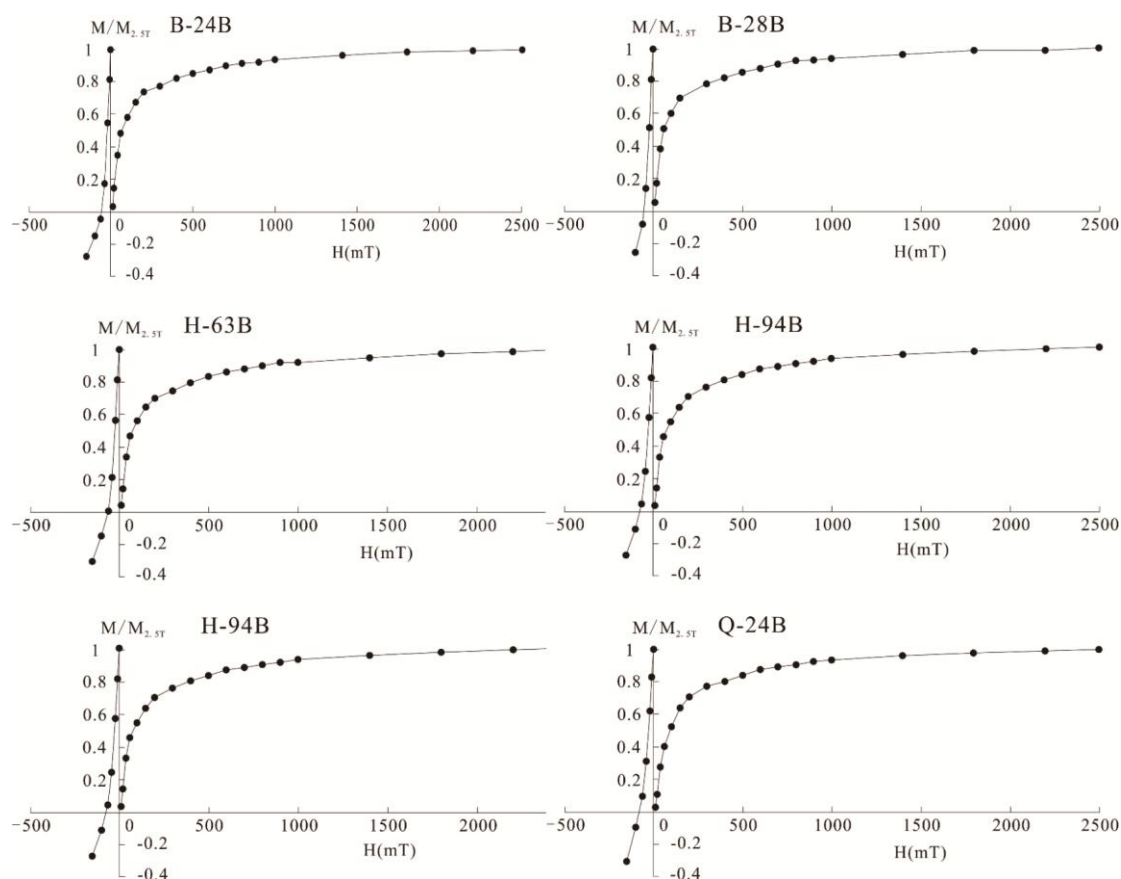


图 4-5 部分样品归一化的等温剩磁曲线与反向场退磁曲线

(H-直流场强度；M-剩磁强度；M_{2.5T}-直流场为 2.5T 的剩磁强度)

一般情况下大多数亚铁磁体的剩磁强度在 100mT 的磁场中即可达到饱和，低矫顽力的铁磁性矿物磁铁矿与磁赤铁矿在 300mT 左右的磁场中可以达到饱和状态，且剩磁矫顽力在 $(0.56 \sim 2.39) \times 10^3 \text{ A/m}$ 和 $(23.89 \sim 31, 85) \times 10^3 \text{ A/m}$ 之间；而高矫顽力的赤铁矿和针铁矿的饱和磁场分别为 1.5~5.0T 和 5.0T 以上，剩磁矫顽力为 $605 \times 10^3 \text{ A/m}$ (Thompson et al., 1986)。

从图 4-5 中的等温剩磁曲线特征可知，在 300mT 左右时所有测试样品的 IRM 迅速上升至 70%~78%之间，在 500mT 时已接近饱和，且加反向磁场在 -40~-60mT 磁化强度降为 0，说明载磁矿物以低矫顽力的磁铁矿为主(朱日祥等, 1994; 张卫国等, 1995; 秦永鹏等, 2012)，而高矫顽力的赤铁矿、针铁矿等含量较少。

4.4 磁性地层学研究

磁性地层学的核心研究内容就是对样品原生特征剩磁的测量，包括磁偏角和磁倾角的测量，但是由于岩石或者沉积物的形成过程比较复杂，会在形成的过程中产生各种次生剩磁，如长期放置地磁场中引起的粘滞剩磁或者某种原因引起的等温剩磁。所以我们要设法清除多余的次生剩磁部分，以便准确获得岩石中的原生稳定剩磁。本文在研究过程中，对加工成型的样品分别采用交变退磁 (Creer, 1959) 和热退磁 (Athavaler, 1966) 的测量方法来获得其原生剩磁，退磁实验在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室古地磁分实验室完成，样品的退磁和测试均在磁屏蔽空间 ($<300 \text{ nT}$) 中进行。

4.4.1 交变退磁法

交变退磁 (AF Demagnetization) 是一种较为常用的有效退磁方法, 最早由荷兰人 Zijdeveld 在 1958 年提出。其主要原理如下: 如果将样品置于峰值为 H_{AF} 的交变磁场中, 然后逐渐将磁场正反向交替减至零, 这样所有矫顽力小于 H_{AF} 的磁畴都被消退, 样品中残留下的剩余磁性由矫顽力大于 H_{AF} 的磁畴组成。如图 4-6 所示: 初始磁场强度为 200Oe (20mT), 方向向上, 令正弦磁场每半周减少 1Oe, 则磁场峰值依次按 -199Oe (-19.9mT), 198Oe (19.8mT) 类推变化, 当变化的磁场缓慢的降至零点时, 总磁矩将彼此对消, 结果所有低于 200Oe 的磁性都被清洗干净。

交变磁场退磁由于操作容易和速率快捷, 经常受到人们的欢迎和优先采用, 但是一般多适用于钛磁铁矿为主要磁性矿物的岩石, 并不宜用于含有赤铁矿或针铁矿等次生矿物的岩石, 因为其不能有效分离次生剩磁而获得特征剩磁。

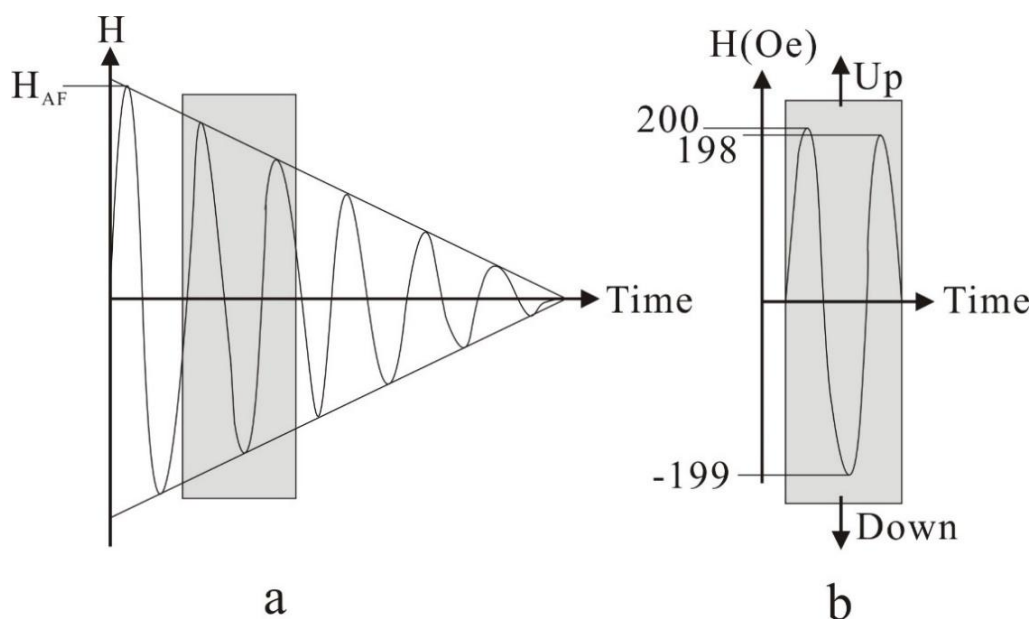
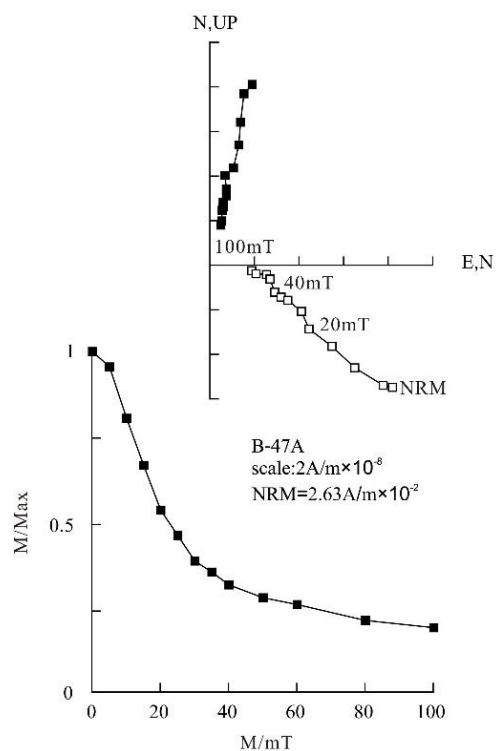
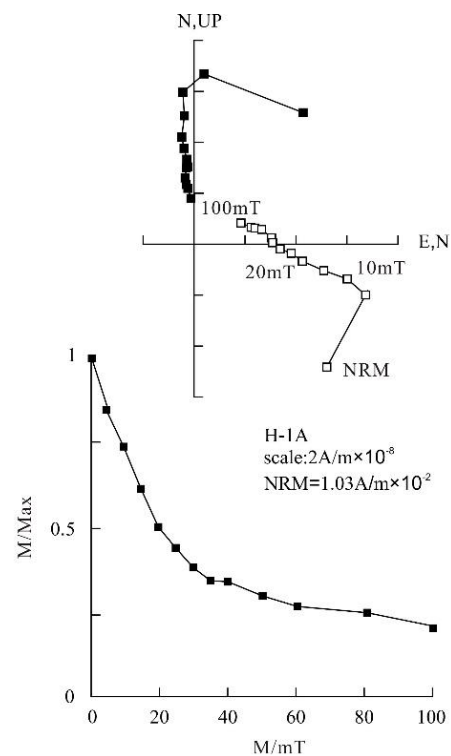


图 4-6 交变磁场退磁原理示意图 (袁学诚, 1991)

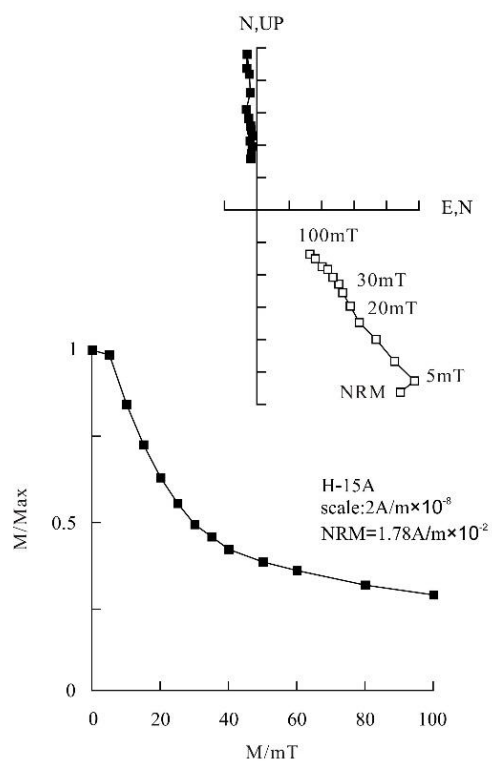
对于装在塑料盒子中的粉末样品采用交变退磁手段来清洗次生剩磁, 一共有 117 块样品参与交变退磁。采用的退磁仪器为 Molspin 交变退磁仪, 该仪器的最大交变场强度为 1000Oe (0.1T), 由于磁性矿物的矫顽力是呈正态对数分布, 故按照交变退磁磁场的强度峰值 NRM、5、10、15、20、25、30、35、40、50、60、80、100mT 的步骤逐步来完成退磁。剩磁测量是在美国 2G 公司的 755R 型超导磁力仪上进行, 其测量范围为 $1.0 \times 10^{-12} \sim 2.0 \times 10^{-4} \text{Am}^2$, 灵敏度为 $1.0 \times 10^{-12} \text{Am}^2$ 。图 4-7 为部分交变退磁样品的正交矢量投影图, 从中可以看出交变退磁大多只能将剩磁强度衰减到 NRM 的 25% 左右, 多数样品的剩磁是由两种磁性组分构成: 在 NRM~10mT 之间, 剩磁强度衰减至 75% 左右, 矢量方向发生改变; 在 10~40mT 时剩磁强度衰减至 70%~40% 左右, 并且矢量方向稳定地趋向原点, 据此推断第二部分矢量基本上代表了样品的特征剩磁。



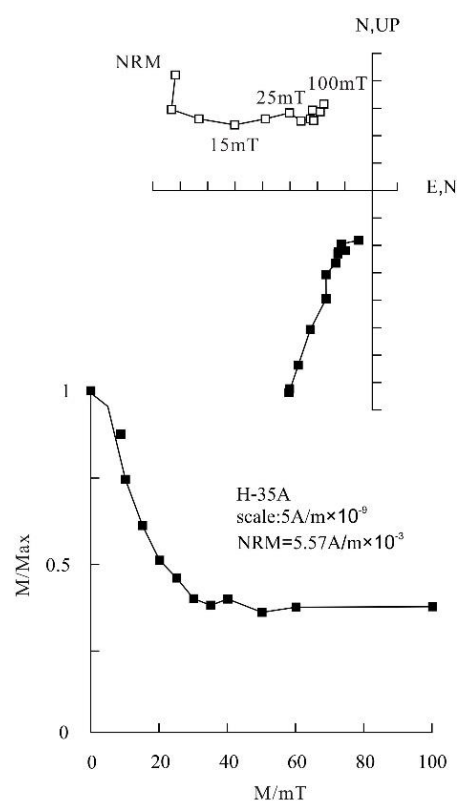
(a)



(b)



(c)



(d)

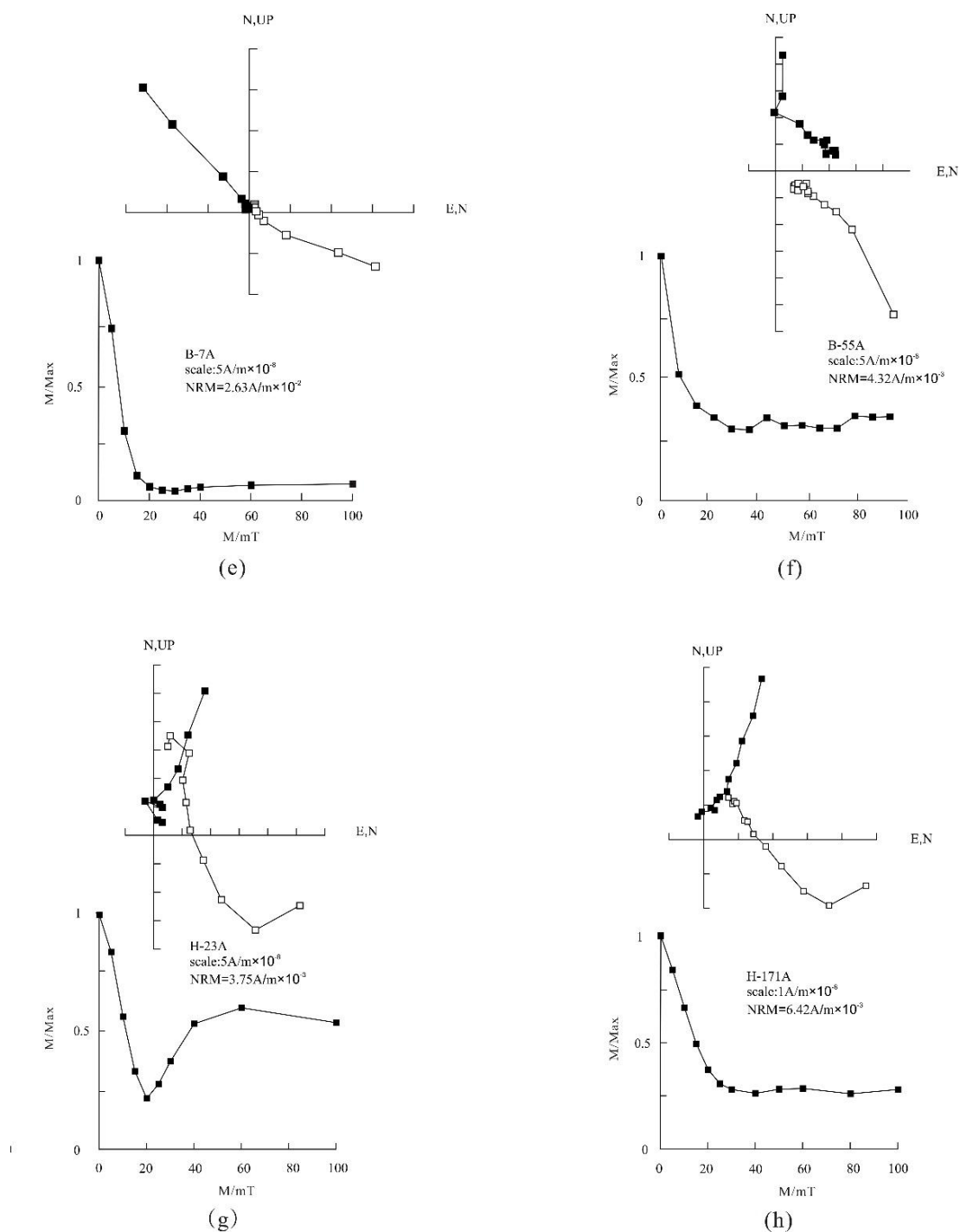


图 4-7 部分样品交变退磁正交矢量投影图

4.4.2 热退磁法

热退磁 (Thermal Demagnetization) 是将样品放置在电热炉中逐渐加热，然后在零磁场中将其冷却，这时随着阻挡温度依次增加的各种颗粒的磁性将被清洗。其原理是在加热过程中，所有封闭温度小于退磁温度 T_{demag} 的矿物磁化方向都被随机化，即磁性都归为零 (图 4-8)。

热退磁曲线是由热退的剩磁强度与相应温度所组成的曲线，不同种类的磁性矿物具有不同的热退磁曲线特征，从该曲线中可以大致判断出岩石的剩磁来源，分离出原生特征剩磁来。

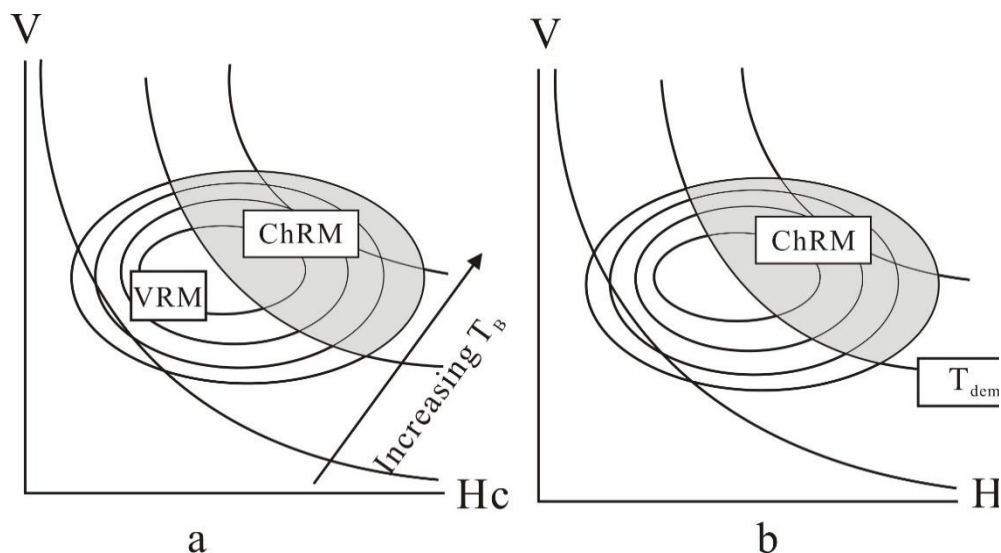


图 4-8 热退磁原理示意图（袁学诚，1991）

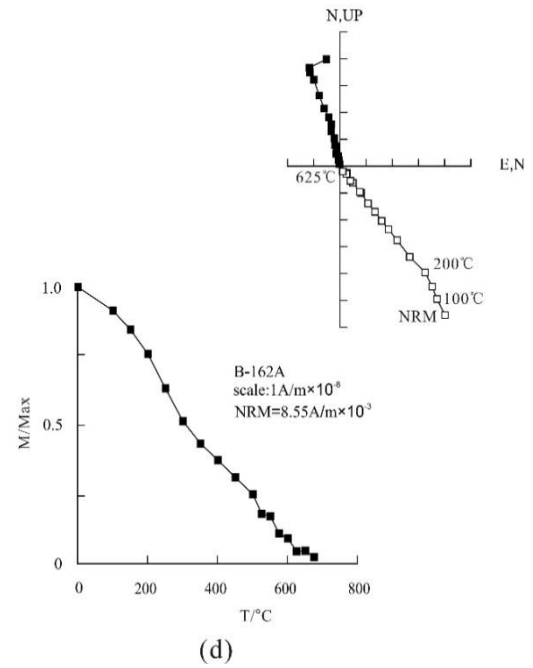
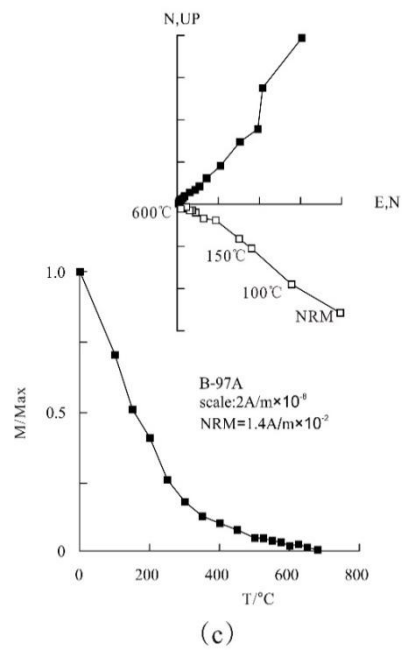
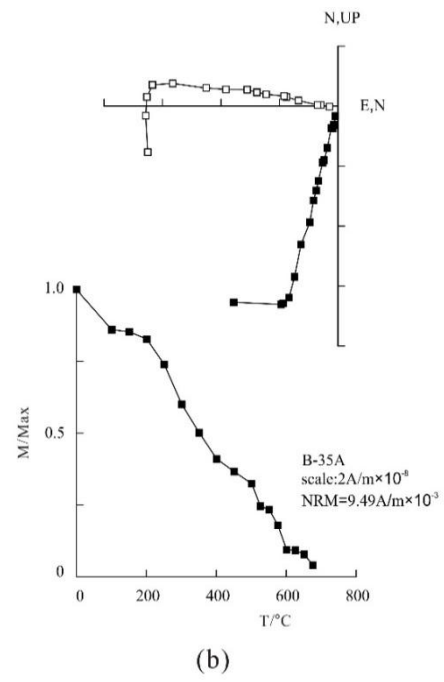
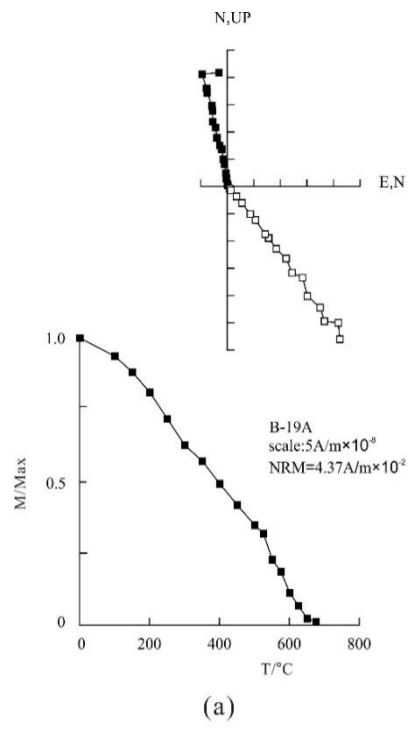
一般来说热退磁相比于交变退磁可以更为彻底的清除低矫顽力低阻挡温度的次生磁化，这是因为原生特征剩磁与较高的阻挡温度及较强的矫顽力有关。

在对所有样品进行系统测试之前先选取各个层位代表性样品 45 块作为先导样做密集退磁步骤以了解不同样品的退磁特性（表 4-1），便于制定整体的退磁方案，热退磁用美国 ASC Scientific Inc 公司的 TD-48 热退磁炉来完成。根据先导样的测试结果来看，多数样品在 350~575℃出现稳定的退磁，少数样品直至 680℃才退磁完全，所以后续所有样品按步骤为 NRM、100、150、200、250、300、350、400、450、500、525、550、575、600、625、650、680℃进行系统退磁，之后在美国 2G-755R 型超导磁力仪上进行剩磁测量，一般当样品的剩磁强度不足天然剩磁强度（NRM）的 5%时，认定剩磁基本消除，完成测试过程。

表 4-1 先导样品退磁步骤

温度/℃	NRM	50	100	150	200	250	300	350	400
加热时间/min	0	35	35	35	35	50	50	50	50
冷却时间/min	0	30	30	30	30	30	30	50	50
温度/℃	450	500	525	550	575	600	625	650	680
加热时间/min	50	50	50	50	50	50	50	50	50
冷却时间/min	50	50	50	50	50	50	50	50	50

系统热退磁表明，红崖子地区样品的天然剩磁强度介于 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{A/m}$ 之间，总体热退磁效果良好，多数样品可以获得较为明显的特征剩磁，其表现出两种不同的磁性特征：一种是单分量样品（图 4-7c、h），剩磁曲线从低温到高温没有明显变化，呈现出单一的剩磁方向。另一种表现为双分量特征样品，低温分量大致在 300℃以下（如图 4-7a、d），低温分量应该是现代地磁场形成的粘滞剩磁；高温分量高于 400℃（图 4-7b、e），表现为剩磁强度和方向都有较明显变化，高温退磁矢量方向稳定地趋向原点，并且剩磁强度减至最小，代表了特征剩磁方向。此外还有其他一些现象值得注意，如图 4-7g 所示部分样品退磁温度可达 670℃，说明含有高矫顽力磁性矿物赤铁矿，图 4-7f 所示样品在退磁中间出现了剩磁强度先增大后逐渐减小的现象，可能是含有两种不同矢量方向的剩磁成分，当第一组剩磁强度被清洗后，另一组剩磁的矢量强度会有所增加。



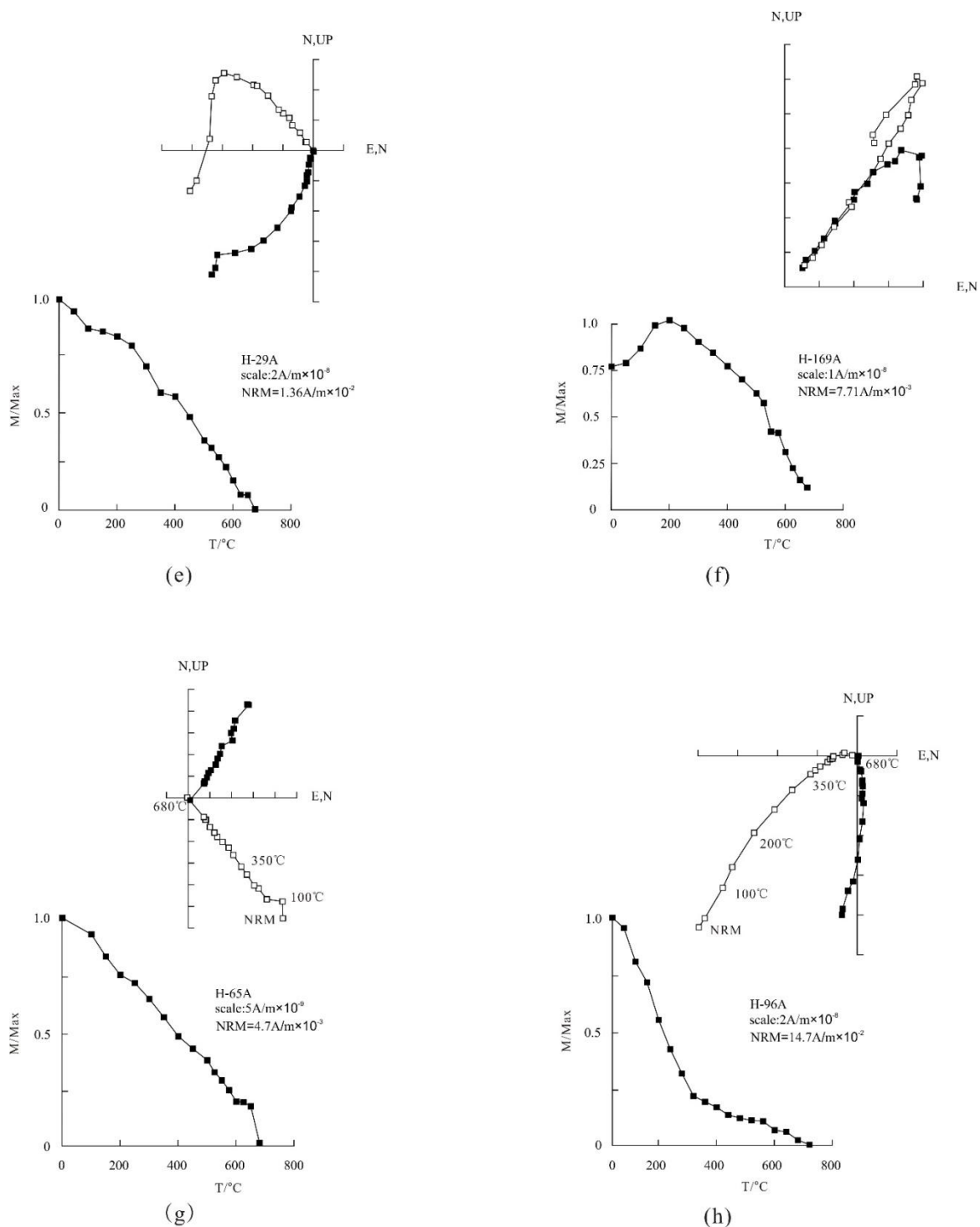


图 4-9 部分样品热退磁正交矢量投影图

4.4.3 磁性地层学结果

(1) 测试数据分析

在得到所有样品各个温度段的剩磁曲线后，选取 3~10 个稳定温度段的剩磁矢量点，利用主成分分析方法进行拟合（Kirschvink, 1980），计算样品的磁倾角（Declination）、磁偏角（Inclination）（图 4-10 至图 4-11）。主成分分析法（Principal Component Analysis）由 Kirschvink 最早提出，是用最佳二乘法从正交投影图中较为散乱的投影点中拟合出最优直线

以选取最佳的方向。一般有三种直线拟合方法：（1）强迫直线过原点；（2）将坐标原点作为数据点之一；（3）不过原点，自由拟合，本文主要使用第一种方法来进行特征剩磁的拟合。平均方向的可靠程度可通过测定球面上一个圆（置信圆）的半径 α 来确定，其圆心在平均方向上，真方向为落在该圆内的特征概率水平（1-P），其顶角为

$$\alpha_{(1-P)} = \cos^{-1} \{1 - (N-R)[(1/P)^{1/(N-1)} - 1]/R\}$$

其中，概率 P 一般取 0.05，因此置信圆半顶角 α_{95} 可以用来衡量一组呈费谢尔分布的方向平均值的可靠程度（张家振等，2009）。

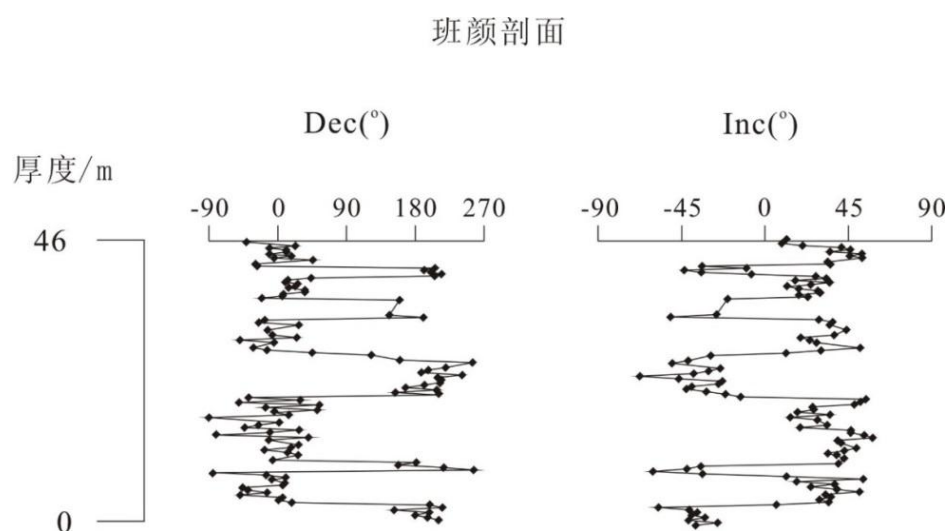


图 4-10 班彦剖面的磁倾角及磁偏角

为了保证数据的可靠性和精确性，按照以下原则对可信度不高的数据进行了剔除：（1）退磁曲线较为杂乱不稳定、不能获得其有效特征剩磁的样品；（2）取得的特征剩磁的置信圆半顶角 α_{95} 大于 5 的样品，部分样品放宽至大于 10。所有参与测试样品共 370 块，其中有 94 块样品不合格给予剔除，占总样品的 25%，并且剔除点较为分散地分布在各个阶段，所以不影响剖面磁极序列建立的准确性。

（2）磁极性序列建立

磁性地层学的最终研究目的是为了建立地层的磁极性序列，并将之与标准古地磁极性年代表对比。在对西宁盆地红崖子地区进行磁性地层学研究过程中，首先建立班彦剖面与红崖子剖面的磁极性序列，并且二者同属一套地层，将二者的磁极性序列互相对应起来。其次，班彦剖面本身厚度较小，采集较为密集是为了能够提高对其中的古生物化石年代推断的精确度，如果直接将其与标准磁极性表进行对比可能会产生较大的误差，而同一区域的红崖子剖面完全覆盖了班彦剖面的长度，其厚度远大于班彦剖面，能够在对比过程中对班彦剖面起到较为宏观的控制作用，为磁性柱之间的对比提供参考。

由特征剩磁获得两个剖面样品的磁倾角和磁偏角之后，通过 Pmcalc 软件计算得出虚拟磁极的纬度（VGP），然后用剖面上所有样品的 VGP 作图，从而得到剖面的地磁极性倒转序列，并将之与标准磁极性年表（Cande, 1995）进行对比（图 4-12）。

红崖子剖面

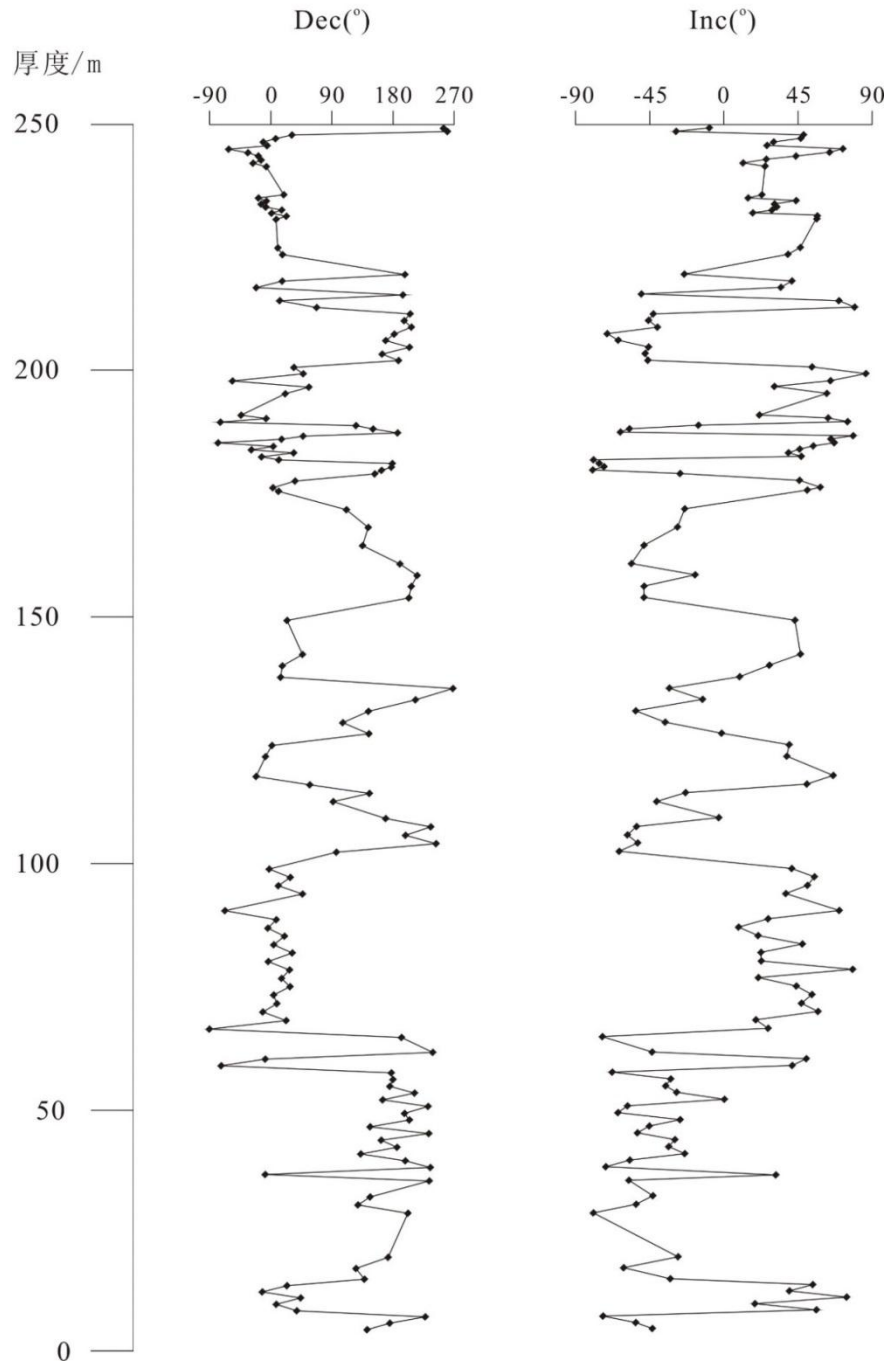


图 4-11 红崖子剖面的磁倾角及磁偏角

磁性地层学研究结果显示，红崖子剖面共记录了 12 个正极性段（N1~N12）和 13 个负极性段（R0~R12），其长极性 N9 以及之后 N10、N11、N12 的变化特征明显与标准极性柱的 C5n.2n、C5r.1n、C5r.2n、C5An.1n 相对应，而 N2、N3 的长度可以与 C3Br.1n、C3Br.2n 的长度很好的对应起来，接下来的 N4~N6 刚好对应标准极性柱的三个正极性 C4n.1n、C4n.2n、C4r.1n。在剖面中部 100~150m 处记录有两个正极性段和两个负极性段的缺失，N7、N8 可能代表 C4An、C4Ar.1n、C4Ar.2n 或 C5n.1n，猜测是由于该处为含石膏泥岩，取样间隔较大，而磁极性倒转又频繁所造成的。剩下一个正极性 N1 则对应 C3Bn。班彦剖面共记录了

5 个正极性 (N1~N5) 段和 5 个负极性段 (R1~R5)，从两个剖面的磁性柱就可以看出，班彦剖面受红崖子剖面控制较好 (图 4-12)，其磁极性序列与红崖子磁极性序列的中上部相对应，并且 N1~N5 的间隔特征与 C3Bn~C4n.2n 事件明显符合，故其中的正极性对应标准磁极性柱的 C3Bn、C3Br.1n、C3Br.2n、C4n.1n、C4n.2n。

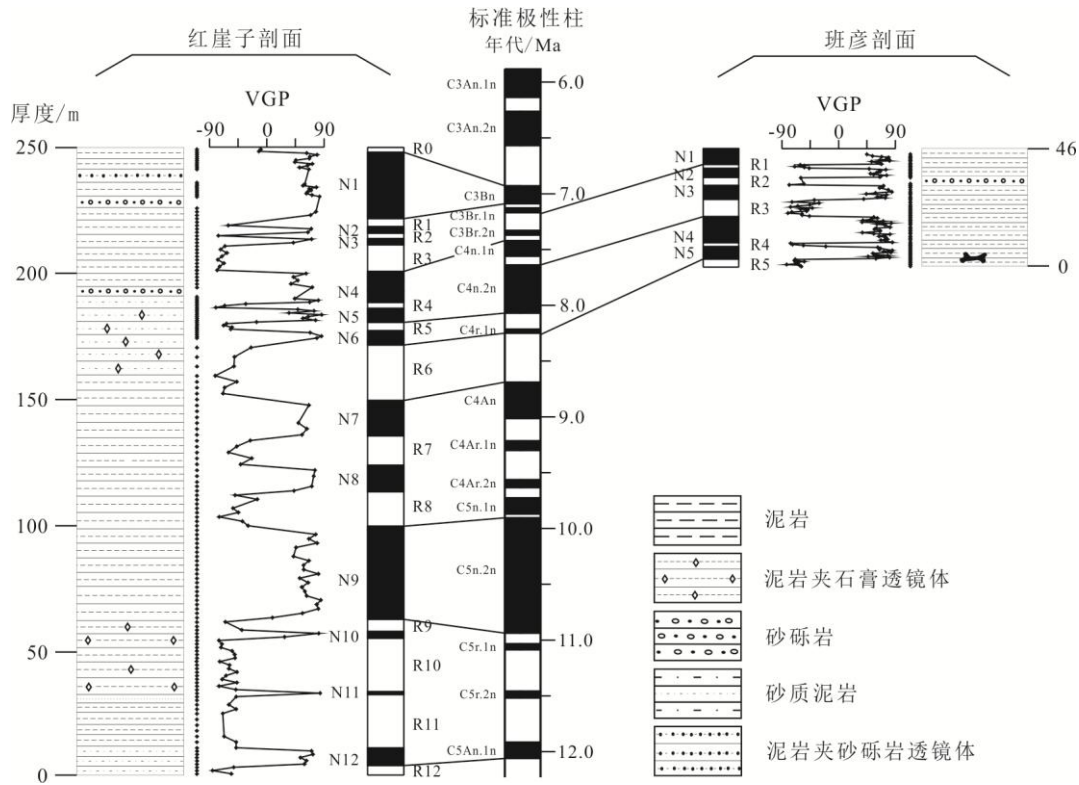


图 4-12 红崖子剖面与班彦剖面磁性地层学结果

红崖子剖面顶部 R0 参考相邻的 C3Bn 部分的沉积速率推算，可以得出剖面顶部的古地磁年龄约为 6.92Ma，底部 R12 部分根据相邻 C5An.1n 部分的沉积速率推算，可以得出剖面的底部年龄约为 12.15Ma，红崖子剖面的年代范围为 5.23Ma；如果班彦剖面顶部 N1 以 C3Bn 的沉积速率计算，其顶部年龄约为 7.05Ma，底部 R5 以 C4n.2n 的沉积速率计算，其底部年龄约为 8.3Ma，班彦剖面的年代范围为 1.17Ma。

第五章 晚中新世沉积环境代用指标

西宁盆地位于中国东部季风半湿润区、西北内陆干旱区和青藏高原高寒区的交汇部，是气候变化复杂敏感地带，盆地内沉积了巨厚的新生代地层，记录了新生代以来青藏高原边缘地带气候变化历史。在古地磁年代学研究基础之上，对盆地新生代地层展开环境气候方面的研究，对于探索青藏高原东北缘晚新生代气候环境变化的规律与机制有着重要的意义，本项目对红崖子剖面、班彦剖面开展了沉积环境代用指标粒度、磁化率、碳酸盐含量、C-O 同位素等方面的研究。

5.1 环境待用指标

5.1.1 粒度

沉积物的粒度是衡量沉积环境能量和沉积盆地能量的一种重要代用指标，与沉积环境的关系非常密切，在古气候古环境研究中，沉积物的粒度指标发挥着重要的作用（王君波等,2002; 雷国良等,2007; 安福元等,2012）。湖泊中心的沉积物粒度粗细的变化与进入湖泊物源粗细及湖泊水动力环境对颗粒再分布作用两个因素有关。对于一般大型湖泊来讲，粒度变化的影响程度远远不及湖水径流变化引起的粒度变化大。因此一般认为沉积物粒度的变化主要取决于输入物源的粒度粗细变化，其变化特征大致反映了水流搬运能力的强弱。当气候湿润时，降水较多，径流较大，河流携带搬运能力较强，进入湖泊的颗粒较粗；反之，气候干旱时，降水较少，径流较小，河流携带搬运能力较弱，进入湖泊的颗粒较细。粒度的粗细在一定程度上可以反映湖区降水的变化，因而具有干湿变化的指示意义（姜在兴,2010）。

粒度测量方法主要包括沉降法、流水法、液体比重计法等（胡松青等,2002; 蒋明丽,2009），目前主流采用激光粒度仪来完成测量（肖晨曦等,2006）。本次研究主要采用的是激光粒度仪，采用的测试仪器是英国 Malvern 公司的 Mastersize2000 型激光粒度仪，该分析仪与传统仪器相比，具有动态测量粒径范围宽、误差小、重复性好、自动化水平高、测试时间短等突出优点（图 5-1）。该型号粒度仪的测量范围最小可以测量 $0.02\mu\text{m}$ 的粒径，最大到 $2000\mu\text{m}$ 粒径，在该测量区间一共可以测试得到 100 个粒级的百分含量的数据同时还可以精确到每一个粒级的百分含量（刘秀明等,2007）。

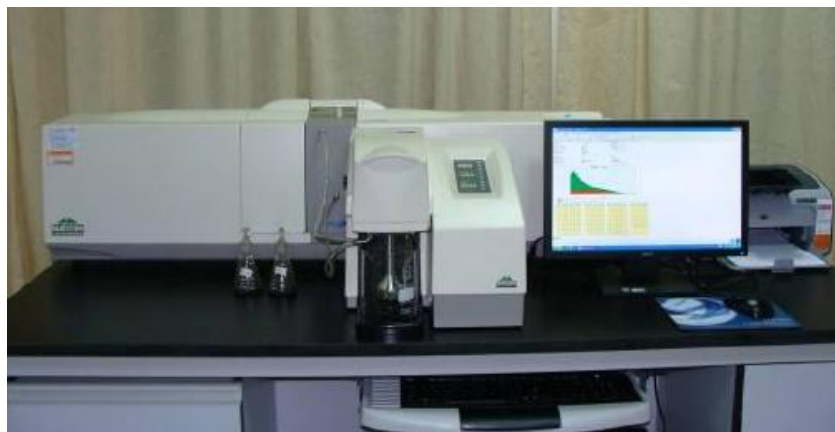


图 5-1 Mastersizer 2000 激光粒度分析仪

5.1.2 磁化率

磁化率是表示在外磁场中物质被磁化难易程度的一种度量，是一个重要的磁性特征参数。当物质在外磁场作用下时所产生的磁化强度 M 与外磁场强度 H 之间存在着比例关系，这种关系可以用 $K=M/H$ 来表示，其中 K 就是磁化率。矿物学家把磁化率分为体积磁化率 (κ) 和质量磁化率 (χ)，二者之间的关系为质量磁化率等于体积磁化率除以密度，即 $\chi=\kappa/\rho$ 。体积磁化率无量纲，但为运算方便起见，给予单位 SI (κ)，定义是数值 1，质量磁化率的单位则是 m^3/kg (杨小强等, 2002; Nádor et al., 2003; 刘艳蕊等, 2014)。

自上世界 80 年代刘东生和 Heller 发现黄土剖面的磁化率与深海沉积的氧同位素曲线可以进行对比以来，磁化率就一直被人们用于古气候和环境变化反演的替代性指标 (Heller, 1982; An Z.S. et al., 1991)。已有的研究表明，由于在成壤作用过程中碳酸盐的淋失及孔隙率的减小而使得磁性矿物相对富集，以及生物化学作用而产生了大量的超顺磁颗粒，显示出高磁化率值 (Zhou et al., 1990; 韩家楦等, 1991; 王喜生等, 2006; 李立立, 2007); 此外，反应成壤作用强度的独立指标 Rb/Rs 与磁化率也体现出良好的正相关性 (Williams, 1992; 刘秀铭等, 2001; 郭雪莲等, 2012)。总之，磁化率值的变化可以受成壤作用、风力作用、磁性矿物成分及含量、磁性颗粒大小等因素的影响，指示了磁化率作为古气候代用指标的可靠性 (刘秀铭, 1989; 李志文等, 2008)，目前磁化率可以反应 22Ma 左右的古气候环境变化 (Guo et al., 2002)。

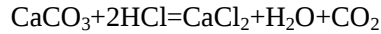
频率磁化率 (χ_{fd}) 对指示气候环境变化具有独特的意义 (吴瑞金, 1993)，这是因为频率磁化率可以用来鉴定超顺磁性的亚铁磁性矿物含量和粒度特征，而这些超细晶粒 (如 $0.03\mu m$) 在未风化的母质中是极少见的，但它们是风化层、土壤或受较高温影响形成的沉积物的磁化率的主要影响者 (Oldfield, 1991)。磁化率测量时超顺磁颗粒 (SP) 在 $0.47Hz$ 的低频磁场中具有较高的磁化率，而在 $4.7Hz$ 的高频磁场中可以使超顺磁颗粒和单畴颗粒间的临界值变小，似单畴的超顺磁颗粒就显示单畴颗粒的特征而具有较低的磁化率值，这就造成了高、低频磁场的磁化率差值，指示了超顺磁晶体的存在与否及其含量的大小 (刘秀铭等, 1990)。

本次磁化率测试仪器主要是英国 Bartington 仪器公司生产的 MS2B 型双频磁化率仪，该型仪器可以在两个不同的频率下工作，因而可以进行频率磁化率测量，并且精度高。测试过程中选择高灵敏的 $\times 0.1$ 档并选用质量磁化率测量，首先在电子天平称取经过干燥处理的样品，将其用保鲜膜包装好放入仪器，然后对样品进行了低频 ($470Hz$) 磁化率 (χ_{lf}) 与高频 ($4700Hz$) 磁化率 (χ_{hf}) 的测量，并计算了频率磁化率百分比 $\chi_{fd}=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}$ ，进而得到了剖面的高、低频磁化率曲线与频率磁化率曲线

5.1.3 碳酸盐

碳酸盐类矿物是湖泊水体的一类重要水化学成分，湖泊中的无机碳酸盐包括外源和内源两部分，外源是指湖泊流域通过径流输入湖泊的碳酸盐，内源包括湖水无机化学沉淀产生的碳酸盐和生物成因的碳酸盐。碳酸盐含量的变化受湖区气候变化和入湖水量变化的制约。当蒸发量远远大于降水量，湖水中的 Ca^{2+} 向过饱和状态发展，湖泊沉积物中碳酸盐含量增加；而入湖水量增大时，湖水淡化，湖泊沉积物碳酸盐含量降低，所以湖泊沉积物碳酸盐含量的高低分别代表了湖水量的增加和减少，而湖水量的变化则反映了气候的干湿变化 (谭红兵等, 2003; 王云飞, 1993; 卢演铸, 1981)。

本项目碳酸盐含量主要运用的是南通仪创实验仪器有限公司生产的 TSY-3 型碳酸盐含量测定仪。该仪器有工艺先进、操作方便、测定速度快、数据准确可靠等优点，是较为先进的岩石碳酸盐含量测定仪。该仪器测定原理根据反应式：



岩石中的碳酸盐与盐酸反应生成的二氧化碳气体压力由数字压力计测出。在相同条件下采用标准碳酸钙与盐酸反应生成的二氧化碳气体压力作为标准值，以此换算出岩石碳酸盐含量，即：

$$C = C_1 M_1 P / M P_1$$

式中：C—岩石碳酸盐含量（%）； C_1 —标准碳酸钙的含量（%）；M—岩样的质量（mg）； M_1 —标准碳酸钙的质量（mg）；P—岩样中碳酸盐产生的 CO_2 气体压力（Pa）； P_1 —标准碳酸钙产生的 CO_2 气体的压力（Pa）。

5.1.4 C、O 同位素

湖泊和海洋沉积的碳氧稳定同位素是古气候环境的重要地质记录（吴珍汉等，2009）。湖相碳酸盐沉积物中碳同位素比值的变化受湖水中溶解无机碳同位素组成以及溶解无机碳（TDIC）与碳酸盐沉淀矿物之间分馏效应的控制（Le Guerrou é et al, 2006; 王春连等, 2013）。湖水中溶解无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围与碳的来源有关,而大气 CO_2 与溶解碳之间的分馏效应则是温度的函数。据前人研究（Drummond et al, 1995; Arenas et al, 1997; Leng et al, 2004），碳同位素组成受温度变化影响较小，温度每上升 1°C ，仅增加 0.035‰ 。在停滞的水体中，当大气 CO_2 与湖水中溶解碳之间的交换作用达到平衡时，三者的碳同位素组成分别为：大气 CO_2 约为 $-7\text{‰} \sim -8\text{‰}$ ，湖水中的溶解碳约为 2‰ ，沉淀的碳酸盐矿物约为 $4\text{‰} \sim 5\text{‰}$ 。如果湖水中的溶解碳主要来源于有机质氧化解体产生的碳，那么水体中的溶解碳会大大降低（极限值可达 -25‰ ），从而会造成沉积的碳酸盐矿物的碳同位素组成偏轻。如果湖泊周缘有河流淡水或地下水注入，也可造成水体中溶解碳的碳同位素组成偏轻（约 -10‰ ），从而影响沉积的碳酸盐矿物的碳同位素组成。除此之外，咸化环境会造成碳酸盐沉积物的碳同位素组成偏重，可高达 13‰ 。氧同位素的变化在湖相沉积体系中反映了湖泊的水文平衡状态，即蒸发量与注入量的变化，一般蒸发作用使湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加，这是因为较轻的氧同位素分子优先从湖水表面逸出造成湖水中沉淀的碳酸盐岩氧同位素变重；湖泊周缘三角洲或河流带来的河水、地表水或地下水中均富含轻氧，会造成其氧同位素组成变轻。因此，在封闭的咸化湖中，降雨量小于蒸发量会造成其氧同位素组成偏重，而在潮湿气候条件下的开放湖泊环境中，降雨量远大于蒸发量，湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 就接近大气降水的同位素组成。同时，温度也是影响湖相碳酸盐岩氧同位素组成的重要因素，据平衡方程计算，温度每升高 1°C ，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 0.24‰ （Talbot et al, 1990; Li H C et al, 1997）。

5.1.5 砾石组构

砾石的组构特征能够反映砾石的搬运、沉积物种类、成分及性质，也可以反映沉积环境，是沉积环境的一种指示标志。砾组分析是对砾石层中的砾石进行测量和统计分析，其基本内容包括砾石粒度分析、砾态分析、砾向分析和砾性分析。根据砾石层的砾组测量和统计所得的数据或图表，可以得出外营力形态与砾组特征的相关性和规律性。因此，对于分析沉积物形成时的地质环境，砾组分析是一个非常有效的手段之一。

5.2 红崖子剖面测试结果

5.2.1 粒度结果

粒度测试结果根据 Shepard（1954）的沉积岩分类方案（Shepard, 1954），结果表明红崖子剖面沉积物主要为黏土、粉砂质黏土和黏土质粉砂（图 3-2）。这与野外的观察结果一

致。

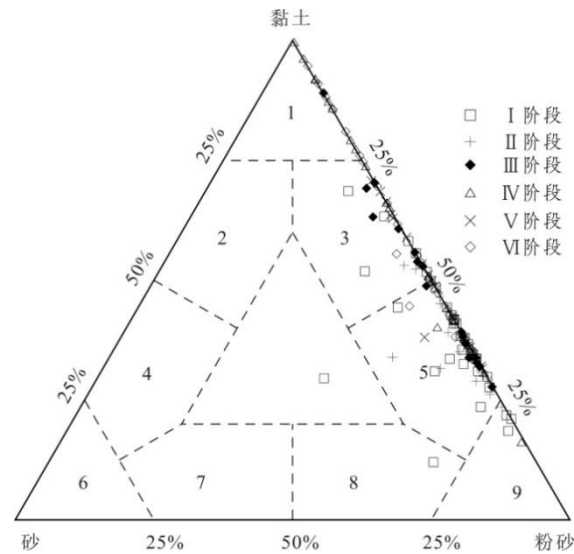


图 5-2 红崖子剖面沉积岩分类命名（底图据（Shepard, 1954））

1-黏土；2-砂质黏土；3-粉砂质黏土；4 黏土质砂；5 黏土质粉砂；6-砂；7-粉砂质砂；8-砂质粉砂；9-粉砂

本项目研究所采用的粒径划分标准为——粘土：0~3.9 μm （8 Φ ），极细粉砂：3.9~8 μm （8~7 Φ ），细粉砂：8~16 μm （7~6 Φ ），中粉砂：16~32 μm （6~5 Φ ），粗粉砂：32~63 μm （5~4 Φ ），极细砂：63~125 μm （4~3 Φ ），细砂：125~250 μm （3~2 Φ ），中砂：250~500 μm （2~1 Φ ），粗砂：500~2000 μm 。各个粒径的相关系数见（表 5-1），由表可知红崖子剖面沉积物粒度细粉砂（8~16 μm ；7~6 Φ ）和中粉砂（16~32 μm ；6~5 Φ ）的相关系数很大(>0.8)；细砂（125~250 μm ；3~2 Φ ）、中砂（250~500 μm ；2~1 Φ ）和粗砂（500~2000 μm ）三者之间的相关系数也很大(>0.77)。并且结合野外剖面观测，最终在本文研究中将粒度分级为：0~3.9 μm （8 Φ ）、3.9~8 μm （8~7 Φ ）、8~32 μm （7~4 Φ ）、32~63 μm （5~4 Φ ）以及>63 μm （4 Φ ）五个级别。

表 5-1 红崖子剖面各粒径相关系数矩阵

	<3.9	3.9~8	8~16	16~32	32~63	63~125	125~250	250~500	500~2000
<3.9	1.00								
3.9~8	-0.51	1.00							
8~16	-0.95	0.54	1.00						
16~32	-0.84	0.03	0.80	1.00					
32~63	-0.62	-0.21	0.45	0.83	1.00				
63~125	-0.23	-0.24	0.02	0.26	0.67	1.00			
125~250	-0.13	-0.17	-0.07	0.00	0.19	0.50	1.00		
250~500	-0.14	-0.03	0.00	-0.04	-0.03	0.07	0.80	1.00	
500~2000	-0.13	-0.03	0.01	-0.04	-0.03	0.07	0.77	0.98	1.00

粒度组成指的是不同粒径的颗粒在沉积物中所占的比例，它是搬运介质、物源条件、动力条件与地形条件、沉积环境等因素综合作用的结果（成都地质学院陕北队,1978）。表征粒度组成特征的参数一般有中值粒径（Md）、平均粒径（Mz）、分选系数（ σ ）、峰度（KG）、偏度（SK1）等。其中中值粒径（Md）参数是指累积曲线上颗粒含量为 50%处对应的粒径，有一半重量的颗粒大于它，另有一半小于它。中值粒径（Md）和平均粒径（Mz）表示粒度分布的集中趋势；分选系数（ σ ）表示分选程度的参数，它表示颗粒大小的均匀程度；峰度

(KG) 峰度是用来衡量粒度频率曲线尖锐程度的，也就是度量粒度分布的中部与两尾端的展形之比；偏度 (SK₁) 判别粒度分布的不对称程度 (姜在兴,2010)。沉积物其他粒度参数平均粒径，标准偏差，偏度和峰度的计算按照福克和沃德 1957 年提出的粒度参数计算公式进行计算 (Folk, et al.,1957)。计算公式如下：

$$\text{平均粒径: } C = \frac{0.00023747 \times (C1-C2)}{M} \times 100\%$$

$$\text{分选系数: } \sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6.6}$$

$$\text{峰度: } KG = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44 \times (\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

$$\text{偏度: } SK_1 = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2 \times \Phi_{50}}{2 \times (\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2 \times \Phi_{50}}{2 \times (\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

公式中 Φ_5 、 Φ_{16} 、 Φ_{25} 、 Φ_{50} 、 Φ_{75} 、 Φ_{84} 、 Φ_{95} 分别代表累计百分含量为 5%、16%、25%、50%、75%、84%、95% 的相应粒径的 Φ 值， Φ 根据 $\Phi = -\log_2 d$ (d 为 mm) 进行换算。

沉积物粒度频率分布曲线可以反映出每个样品中粒径的分布特征以及沉积过程中的水动力条件，测试结果可知红崖子剖面沉积物粒度分布范围在 0.15~880 μm 之间 (图 5-3)。由其频率分布曲线可以看出整个红崖子剖面沉积物粒度偏度变化范围为 -0.3~0.3，平均值为 0.07，都是属于负偏或近对称型分布，频率曲线形态呈现出不对称或近于对称分布，其曲线峰值偏向细粒度一侧，粗粒一侧有一低的尾部，并且整个剖面的粒度频率曲线的峰值都集中在 2~7 μm ，说明沉积物以细组分为主或粗细粒径的百分比含量互相对应地减少。整个红崖子剖面粒度频率曲线主要以单峰为主，单峰正态分布形态表明主要受一种作用影响，粒度组成高度集中于峰形中间的 3.9~63 μm 的粉沙粒级区间内，峰形左端的粘土次之，峰态右端的砂的含量低。

通过粒度粒径以及中值粒径 (M_d)、平均粒径 (M_z)、分选系数 (σ)、峰度 (KG)、偏度 (SK_1) 参数以及粒度频率曲线及粒度概率曲线图，本文将整个红崖子剖面从下至上、年龄从老大新大致分为 6 个阶段 (图 5-4)。依次为：I 阶段 250~193.5m (12.16~11.1Ma)、II 阶段 193.5~125.2m (11.1~9.46Ma)、III 阶段 125.2~74.6m (9.46~8.25Ma)、IV 阶段 74.6~60.4m (8.25~7.91Ma)、V 阶段 60.4~33.5m (7.91~7.16Ma)、VI 阶段 33.5~0m (7.16~6.92Ma)。各个阶段粒度特征变化描述如下：

I 阶段 250~193.5m (12.16~11.1Ma)：其岩性主要为黏土质粉砂 (图 5-2)。该阶段各个粒度参数变化较大，粘土 (0~3.9 μm) 和极细粉砂 (3.9~8 μm) 含量是逐渐降低，细—中粉砂 (8~32 μm)、粗粉砂 (32~63 μm) 的含量和平均粒径逐渐增加。其偏度介于 -0.32—0.34 之间，平均值为 -0.07，且向上逐渐减小 (图 5-4)，粒度频率曲线主要为负偏。其粒度频率曲线表现出其峰值比较分散，不集中，其峰值主要集中在 2~11 μm ；其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现出两种不同的三阶段和四阶段分布形式，三阶段的滚动组分粒度粒径小于 5.5 Φ ，四阶段的滚动组分粒度粒径小于 1 Φ ，并且四阶段的跳跃搬运组分发育为两个粒度次总体，两者之间的分选系数和中值有区别 (图 5-3a)。以上该阶段沉积物粒度波动较大且湖泊水位逐渐降低，表明湖泊处于波动状态。

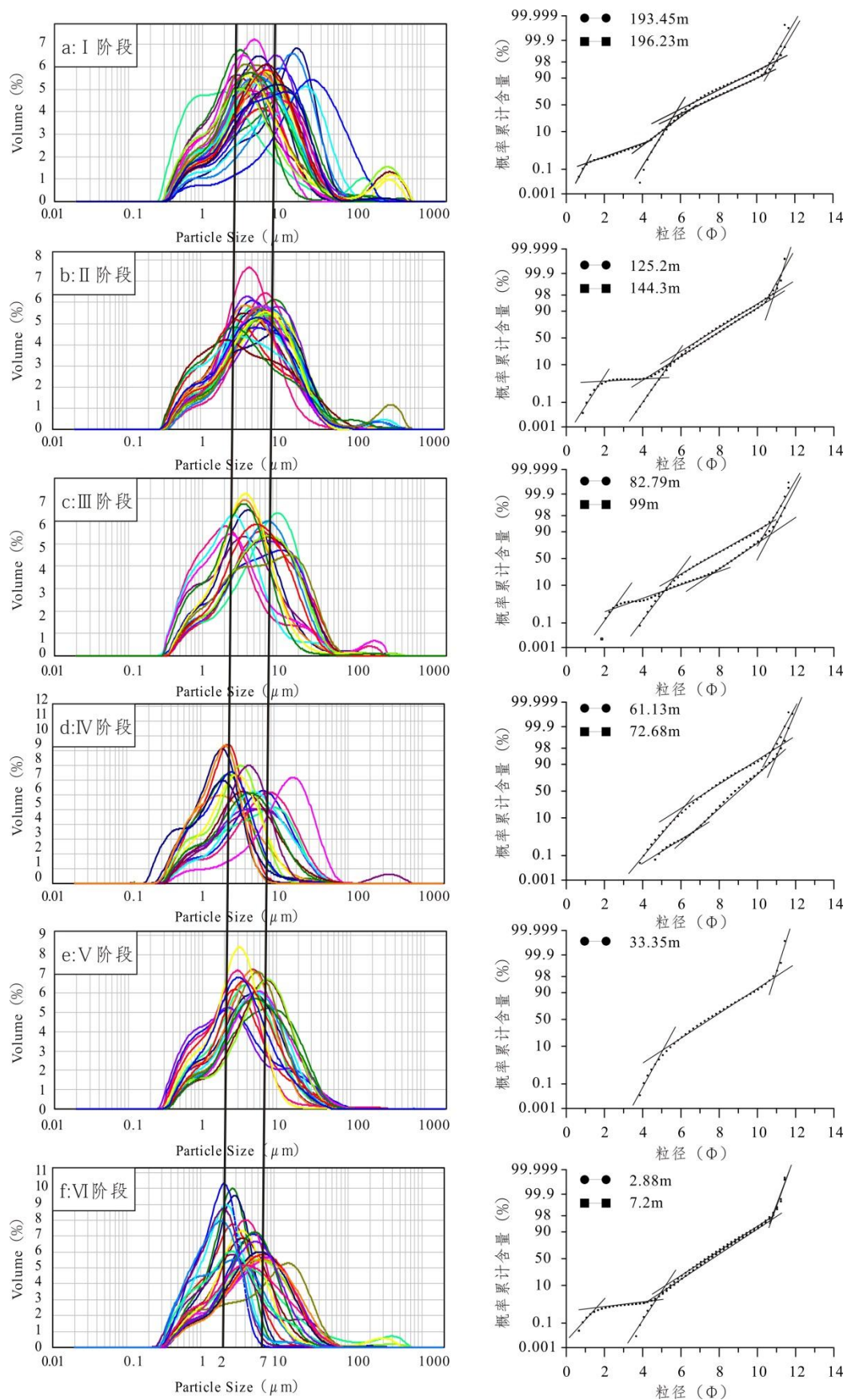


图 5-3 红崖子剖面粒度频率曲线及粒度概率图

II阶段 193.5~125.2m (11.1~9.46Ma): 其岩性主要为黏土质粉砂。该阶段各个粒度参数变化较大,粘土(0~3.9 μm)含量是由下向上降低,极细粉砂(3.9~8 μm)和细~中粉砂(8~32 μm)的含量由下向上增加,但是增加量小,粗粉砂(32~63 μm)的含量和平均粒径基本保持不变。其偏度介于-0.36—0.19 之间,平均值为-0.05,且向上逐渐减小,粒度频率曲线为负偏(图 3-4);其粒度频率曲线表现出其峰值比较集中,其峰值主要集中在 2~7 μm ;其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现出两种不同的三阶段和四阶段分布形式,三阶段的滚动组分粒度粒径小于 5.5 Φ ,四阶段的滚动组分粒度粒径小于 2 Φ ,并且四阶段的跳跃搬运组分发育为两个粒度次总体,两者之间的分选系数和中值有区别(图 5-3b)。该阶段沉积物粒度波动较小,其粒度分布比较集中(图 5-2),说明该阶段沉积物沉积时其湖泊的深度比I阶段浅但是其沉积环境相对更加稳定。

III阶段 125.2~74.6m (9.46~8.25Ma): 其岩性主要为粉砂质黏土和黏土质粉砂。该阶段各个粒度参数变化较大,粘土(0~3.9 μm)含量是由下向上增加且波动范围较大方差达到 16.52,极细粉砂(3.9~8 μm)和细~中粉砂(8~32 μm)的含量由下向上减小,粗粉砂(32~63 μm)的含量和平均粒径由下向上减小。其偏度介于-0.24—0.21 之间,平均值为-0.2,且向上逐渐减小,粒度频率曲线为负偏(图 5-4);其粒度频率曲线表现出其峰值比较分散,不集中,其峰值主要集中在 2~11 μm ;其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现出两种不同的三阶段;两种不同三阶段的滚动组分粒度粒径分别小于 7 Φ 和小于 6 Φ ,两者跳跃搬运组分之间的分选系数和中值有区别(图 5-3c),该阶段沉积物粒度波动较大,其粒度分布较分散(图 5-2),说明该阶段沉积物沉积时其湖泊的深度比II阶段加深但是其沉积环境更加不稳定,波动较大。

IV阶段 74.6~60.4m (8.25~7.91Ma): 该阶段沉积物的各个粒度参数变化剧烈,其参数变化程度是剖面中最为强烈的阶段之一(图 5-4),粒度频率曲线主要为负偏;粒度频率曲线为负偏(图 5-4);其粒度频率曲线表现出其峰值比较分散,不集中,其峰值主要集中在 2~15 μm ;其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现出两种不同的三阶段和四阶段分布形式,三阶段的滚动组分粒度粒径小于 5.5 Φ ,四阶段的滚动组分粒度粒径小于 2 Φ ,并且四阶段的跳跃搬运组分发育为两个粒度次总体,两者之间的分选系数和中值有区别(图 5-3d),粒度分散(图 5-2)。粒度测试结果表明说明该阶段沉积物沉积时沉积环境发生剧烈的变动。

V阶段 60.4~33.5m (7.91~7.16Ma): 其岩性主要为粉砂质黏土和黏土质粉砂。该阶段各个粒度参数变化较大,粘土(0~3.9 μm)含量是由下向上降低且波动范围较大,极细粉砂(3.9~8 μm)和细~中粉砂(8~32 μm)的含量由下向上增加且波动幅度较大,粗粉砂(32~63 μm)的含量和平均粒径由下向上基本保持不变。其偏度变化较大,介于-0.18—0.16 之间,平均值为-0.06,粒度频率曲线为负偏(图 5-4);其粒度频率曲线表现出其峰值比较集中,其峰值主要集中在 3~8 μm ;其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现单一的三阶段分布形式,三阶段的滚动组分粒度粒径小于 5 Φ (图 5-3e)。该阶段沉积物粒度波动较大,其粒度分布较分散(图 5-2),说明该阶段沉积物沉积时沉积环境不稳定,波动较大。

VI阶段 33.5~0m (7.16~6.92Ma): 该阶段同IV阶段是剖面中沉积物的各个粒度参数变化程度是剖面中最为强烈的阶段之一,粒度频率曲线为负偏(图 5-4);其粒度频率曲线表现出其峰值比较分散,不集中,呈现出两种不同的粒度分布峰值,其峰值分别为 2 μm 和 7 μm ,其它峰值在这之间变动;其粒度概率曲线表明该阶段的粒度主要呈现出两种不同的三阶段和四阶段分布形式,三阶段的滚动组分粒度粒径小于 5 Φ ,四阶段的滚动组分粒度粒径小于 1.5 Φ ,并且四阶段的跳跃搬运组分发育为两个粒度次总体,两者之间的分选系数和中值有区别(图 5-3f),其沉积物粒度分散(图 5-2)。粒度测试结果表明说明该阶段沉积物沉积时沉积环境发生剧烈的变动。

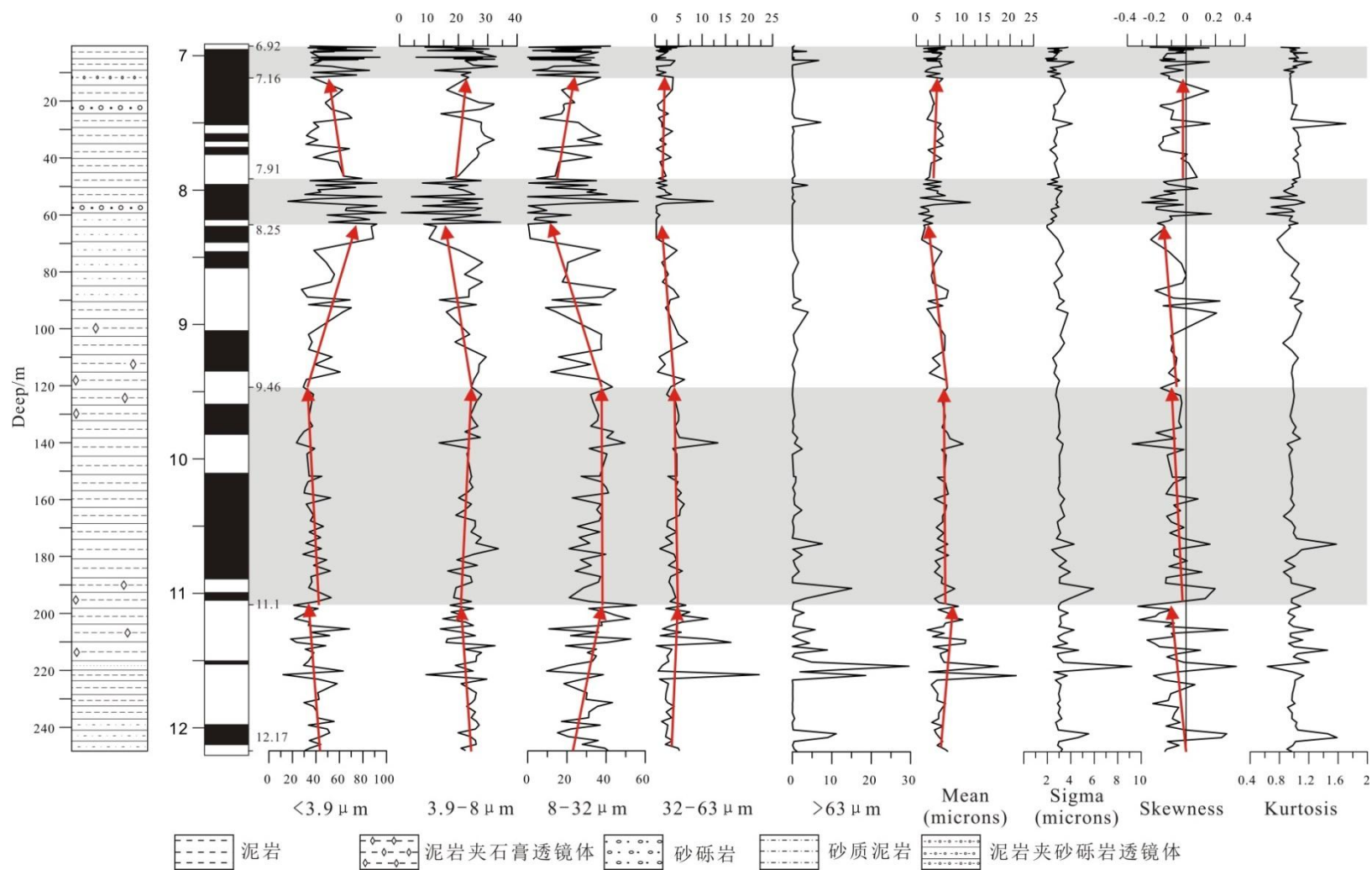


图 5-4 红崖子粒度参数

5.2.2 磁化率结果

由红崖子剖面低频磁化率、高频磁化率、频率磁化率以及质量磁化率，可以将剖面 6 个阶段（图 5-5）。剖面由下至上依次为：I阶段 250~193.5m（12.16~11.1Ma）、II阶段 193.5~125.2m（11.1~9.46Ma）、III阶段 125.2~74.6m（9.46~8.25Ma）、IV阶段 74.6~60.4m（8.25~7.91Ma）、V阶段 60.4~33.5m（7.91~7.16Ma）、VI阶段 33.5~0m（7.16~6.92Ma）。各个阶段磁化率变化描述如下：

I阶段 250~193.5m（12.16~11.1Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率是由下向上基本保持不变，频率磁化率和质量磁化率由下向上是降低的（图 5-5）。其低频磁化率变化范围为 $8.1\sim 25.4\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $17.1\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；高频磁化率变化范围为 $8.1\sim 23.6\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $16.6\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；频率磁化率变化幅度较大，变化范围为 $0\sim 7.09\%$ ，平均值为 3.05% ；质量磁化率的变化幅度相比频率磁化率较小，变化范围为 $-0.3\sim 1.8$ ，平均值为 0.5 。磁化率结果表明该阶段沉积物沉积时环境变化较大。

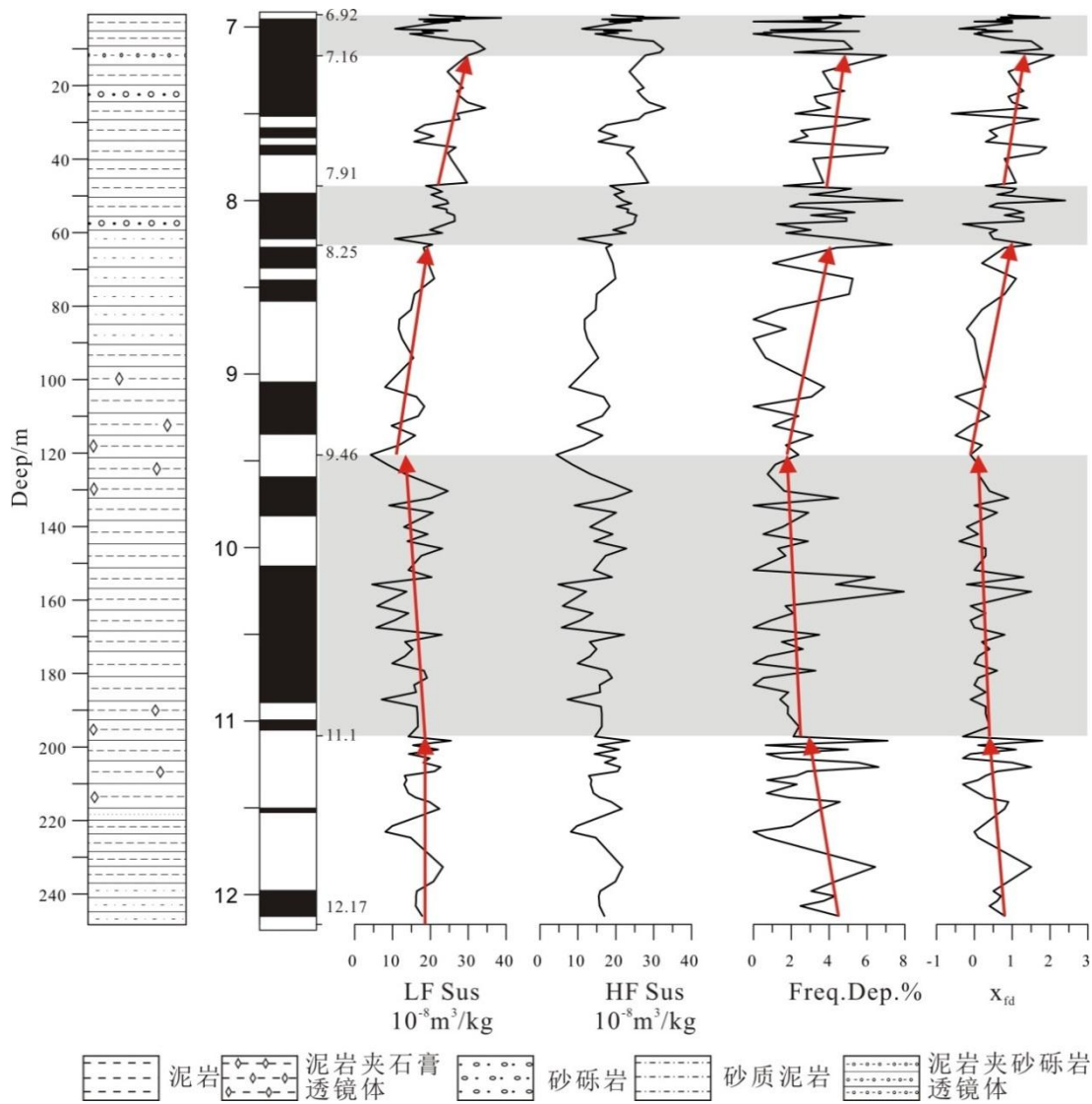


图 5-5 红崖子剖面磁化率测试结果

II阶段 193.5~125.2m（11.1~9.46Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率、频率磁

化率和质量磁化率由下向上是降低的（图 5-5）。4 个磁化率参数指标变化幅度与I阶段相比都较小。其低频磁化率变化范围为 $4.2\sim 24.6\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $14.5\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；高频磁化率变化范围为 $4.3\sim 24.2\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $14.2\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；频率磁化率变化范围为 $0\sim 7.95\%$ ，平均值为 2%；质量磁化率变化范围为 $-0.4\sim 1.5$ ，平均值为 0.24。

III阶段 125.2~74.6m（9.46~8.25Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率、频率磁化率和质量磁化率由下向上是增加的（图 5-5）。4 个磁化率参数指标变化幅度与II阶段相比都大；其低频磁化率变化范围为 $8\sim 21\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $15.2\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；高频磁化率变化范围为 $7.7\sim 19.9\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $14.9\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；频率磁化率变化范围为 $0\sim 7.32\%$ ，平均值为 2.46%；质量磁化率变化范围为 $-0.5\sim 1.5$ ，平均值为 0.25。

IV阶段 74.6~60.4m（8.25~7.91Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率、频率磁化率和质量磁化率变化程度是剖面中最为强烈的阶段之一（图 5-5）。该阶段磁化率参数总体上相对于整个剖面处于值较大的位置。

V阶段 60.4~33.5m（7.91~7.16Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率、频率磁化率和质量磁化率由下向上是增加的（图 5-5）。4 个磁化率参数指标变化幅度与II阶段相比都大；其低频磁化率变化范围为 $15.7\sim 34.5\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $25.27\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；高频磁化率变化范围为 $15.4\sim 33.1\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，平均值为 $24.31\times 10^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；频率磁化率变化范围为 $1.91\sim 7.12\%$ ，平均值为 4.04%；质量磁化率变化范围为 $-0.6\sim 1.9$ ，平均值为 0.96。该阶段磁化率参数总体上相对于整个剖面处于值较大的位置。

VI阶段 33.5~0m（7.16~6.92Ma）：该阶段沉积物高频磁化率、低频磁化率、频率磁化率和质量磁化率变化程度同IV阶段是剖面中变化程度是剖面中最为强烈的阶段之一是剖面中最为强烈的阶段之一（图 5-5）。该阶段磁化率参数总体上相对于整个剖面处于值较大的位置。

5.2.3 碳酸盐结果

红崖子剖面碳酸盐测试数据采样的层位主要位于 0~178m，共采样 179 块，根据其碳酸盐测试结果可以讲整个 178m 厚的剖面由下至上分为 4 个阶段：I阶段 178~125.2m（10.71~9.46Ma）、II阶段 125.2~60.4m（9.46~7.91Ma）、III阶段 60.4~33.5m（7.91~7.16Ma）、IV阶段 33.5~0m（7.16~6.92Ma）（图 5-6）。各个阶段碳酸盐含量变化描述如下：

I阶段 178~125.2m（10.71~9.46Ma）：该阶段的碳酸盐含量波动较大，其变化范围为 $4.4\sim 77.28\%$ ，平均值为 31.48%。其含量由下至上呈现增加的趋势，在 9.7Ma 的时候存在整个剖面碳酸盐含量的最高峰，碳酸盐含量达到 77.28%（图 5-6）。

II阶段 125.2~60.4m（9.46~7.91Ma）：该阶段的碳酸盐含量波动相比I阶段较小，但是其波动还是较大，其变化范围为 $2.16\sim 59.81\%$ ，平均值为 19.94%。碳酸盐含量呈现降低的趋势（图 5-6）。

III阶段 60.4~33.5m（7.91~7.16Ma）：该阶段的碳酸盐含量波动是整个剖面最稳定的阶段，但是在 7.35Ma 碳酸盐含量出现突变峰，碳酸盐含量达到 46.55%。其变化范围为 $1.43\sim 46.55\%$ ，平均值为 9.07%。碳酸盐含量呈现降低的趋势（图 5-6）。

IV阶段 33.5~0m（7.16~6.92Ma）：该阶段的碳酸盐含量波动较大，在 7.09Ma 出现 36.9% 的峰值，其变化范围为 $7.2\sim 36.9\%$ ，平均值为 17.5%。碳酸盐含量呈现增加的趋势（图 5-6）。

5.2.4 C、O 同位素结果

本次共采集 46 个样品进行了 C、O 同位素的测试结果，其年龄范围为 11.25~6.93Ma（图 5-7）。从其曲线变化趋势上看出 C、O 同位素记录的剖面范围大致可以分为 5 个阶段：I阶段 202.5~191.5m（11.25~11.1Ma）、II阶段 191.5m~69m（11.1~8.25Ma）、III阶段 69~59m

(8.25~7.91Ma)、IV阶段 59~27m (7.91~7.16Ma) 以及V阶段 27~0m (7.16~6.92Ma)。

I阶段 202.5~191.5m (11.25~11.1Ma): 由于剖面 C、O 同位素只采集到了剖面 202.5m (11.25Ma), 从 11.25~11.1Ma 大致可以看出 11.1Ma 之前其 C、O 同位素是降低的, 但是不准确; II阶段 191.5m~69m (11.1~8.25Ma): 其 C、O 同位素变化比较平稳逐渐降低, 总体向负偏, 两者表现为正相关; III阶段 69~59m (8.25~7.91Ma): 该阶段 C、O 同位素增加并且出现突变峰值; IV阶段 59~27m (7.91~7.16Ma): 该阶段 C、O 同位素的表现与II阶段完全相反, C 同位素急剧向正偏, O 同位素向负偏, 两者之间表现为负相关关系; V阶段 27~0m (7.16~6.92Ma): 该阶段的 C、O 同位素变化较大, 其 O 同位素突然增加。

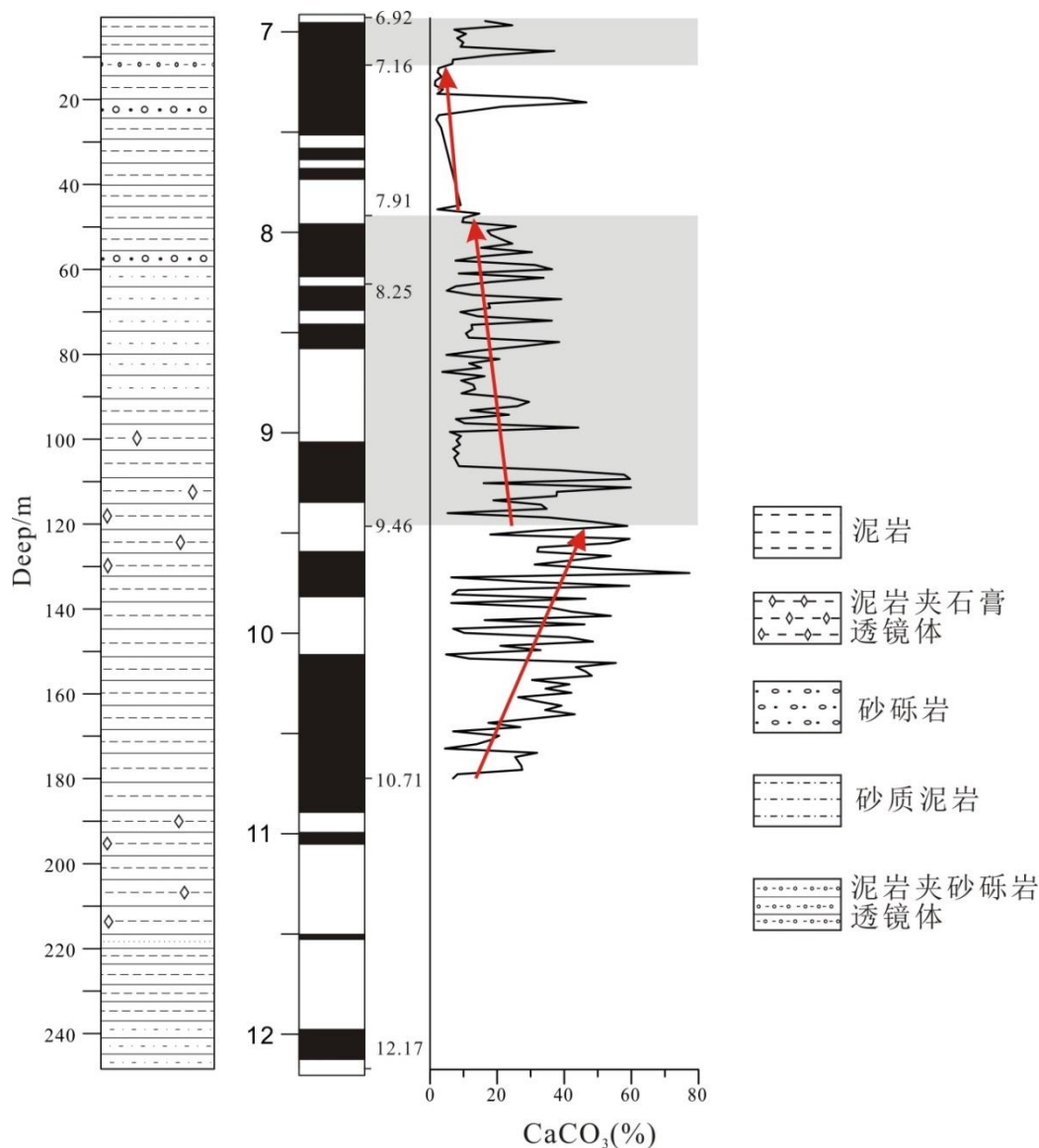


图 5-6 红崖子剖面碳酸盐测试结果

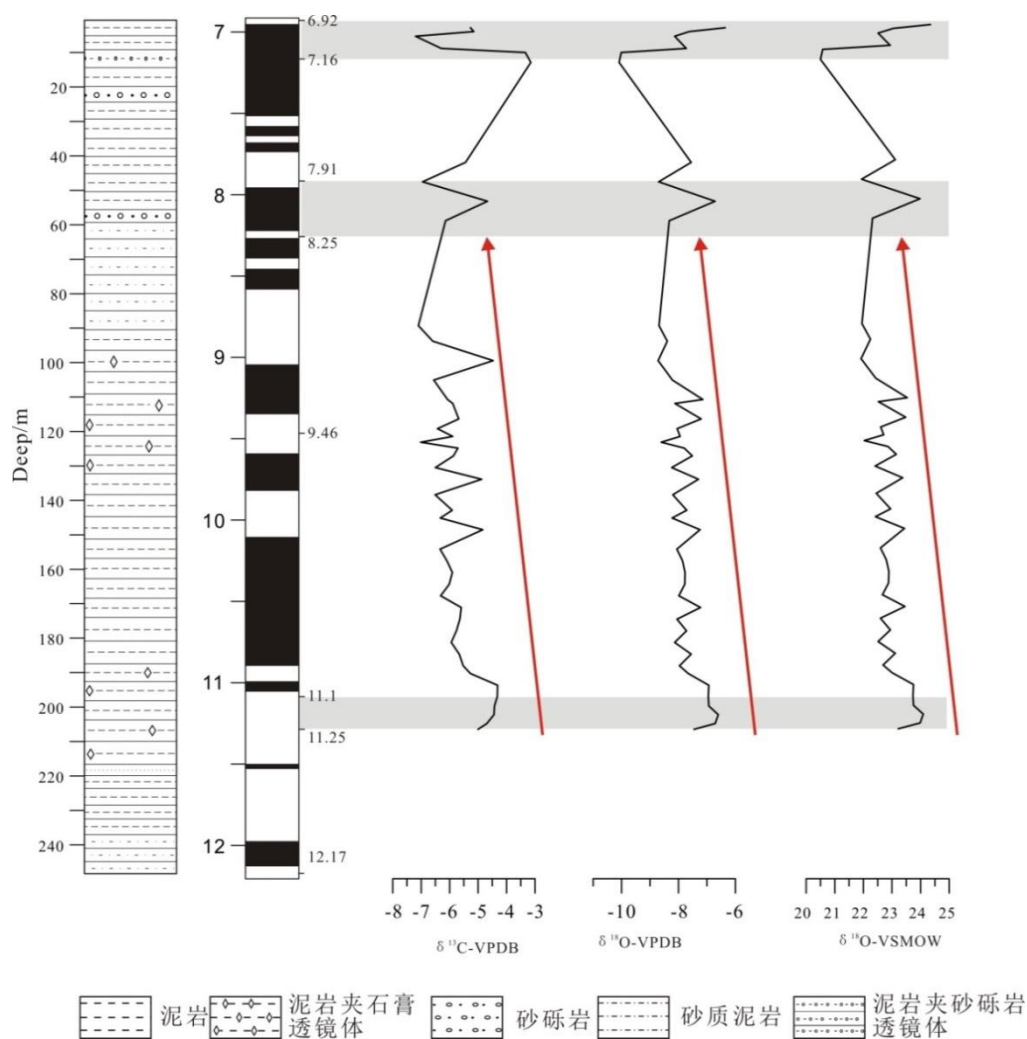


图 5-7 红崖子剖面 C、O 同位素变化特征

5.2.5 砾石组构结果

前人在西宁盆地开展过大量的地质调查与研究,对盆地地层中的砾石层认为是湟水河在新近纪时期形成的(王先彦, 2014),然而笔者在野外工作中发现,盆地高海拔地区的砾石层与湟水河河流阶地的砾石层的分布和特征明显不同,同时为了判断犀类化石形成时的环境。为此,笔者对发现犀类化石的砾石层进行了测量和统计。为了达到统计学的要求,在工作区选取 1×1m 平方米的砾岩面,然后在这 1m2 的区域内随机选择 100 个砾石,分别测出每个砾石的长轴(a)、中轴(b)、短轴(c)三轴的长度、倾向和倾角、磨圆度及风化程度等进行统计和分析。以下是初步的测量、统计和分析结果。

表 5-2 西宁盆地犀类化石发现点砾石测量统计表

编号	砾石成分	砾径 (mm)			磨圆度 (5 级分类)	风化程度 (4 级分类)
		a	b	c		
1.	砂岩	38	33	24	次棱状	未风化
2.	砂岩	33	28	22	次圆状	弱风化
3.	石英砂岩	58	22	20	次棱状	未风化
4.	砂岩	42	29	17	次棱状	未风化

编号	砾石成分	砾径 (mm)			磨圆度 (5 级分类)	风化程度 (4 级分类)
		a	b	c		
5.	石英岩	31	26	22	次棱状	未风化
6.	砂岩	73	37	30	次棱状	未风化
7.	砂岩	57	27	20	次棱状	未风化
8.	石英砂岩	40	30	21	次棱状	未风化
9.	石英岩	30	30	30	次棱状	未风化
10.	砂岩	43	33	17	次棱状	未风化
11.	砂岩	30	28	25	次棱状	未风化
12.	花岗岩	36	26	25	次棱状	弱风化
13.	砂岩	44	32	17	次棱状	未风化
14.	砂岩	58	26	18	次棱状	未风化
15.	砂岩	32	26	18	次棱状	未风化
16.	砂岩	52	32	24	次棱状	未风化
17.	砂岩	39	27	23	圆状	未风化
18.	石英砂岩	40	30	25	次棱状	未风化
19.	砂岩	44	32	17	次棱状	未风化
20.	砂岩	31	23	18	次棱状	未风化
21.	石英岩	34	24	19	次棱状	未风化
22.	石英岩	43	26	18	次棱状	未风化
23.	砂岩	39	34	23	次棱状	未风化
24.	石英岩	43	25	18	次棱状	未风化
25.	砂岩	41	37	25	次棱状	未风化
26.	砂岩	34	28	17	次棱状	未风化
27.	砂岩	41	19	13	次棱状	未风化
28.	石英岩	31	24	13	次棱状	未风化
29.	石英岩	37	23	13	次棱状	未风化
30.	砂岩	42	27	18	次棱状	未风化
31.	砂岩	34	22	17	次棱状	未风化
32.	石英岩	32	25	16	次棱状	未风化
33.	石英岩	28	21	18	次棱状	未风化
34.	石英岩	29	24	18	次棱状	未风化
35.	石英砂岩	30	28	21	次棱状	未风化
36.	石英岩	25	21	19	次棱状	未风化
37.	石英岩	29	26	21	次棱状	未风化
38.	砂岩	38	25	14	次棱状	弱风化
39.	石英岩	38	25	16	次棱状	未风化
40.	泥岩	31	22	14	次棱状	弱风化
41.	石英岩	23	21	20	次棱状	未风化
42.	石英砂岩	29	24	14	次棱状	未风化
43.	石英岩	32	25	13	次棱状	未风化
44.	砂岩	39	23	17	次棱状	未风化
45.	石英岩	27	24	21	次棱状	未风化

编号	砾石成分	砾径 (mm)			磨圆度 (5 级分类)	风化程度 (4 级分类)
		a	b	c		
46.	石英砂岩	35	24	17	次棱状	未风化
47.	石英砂岩	24	23	20	次棱状	未风化
48.	石英砂岩	33	16	15	次棱状	未风化
49.	石英岩	30	20	18	次棱状	未风化
50.	砂岩	34	20	19	次圆状	未风化
51.	砂岩	22	19	15	次棱状	未风化
52.	砂岩	32	15	9	次棱状	未风化
53.	石英岩	28	26	14	次棱状	未风化
54.	石英砂岩	25	20	16	次棱状	未风化
55.	石英岩	26	21	15	次棱状	未风化
56.	石英岩	25	18	8	次棱状	未风化
57.	石英砂岩	30	21	14	次棱状	未风化
58.	石英砂岩	29	24	14	次圆状	未风化
59.	石英岩	27	20	14	次棱状	未风化
60.	砂岩	27	20	12	次棱状	未风化
61.	石英岩	24	20	18	次棱状	未风化
62.	砂岩	27	18	15	次棱状	未风化
63.	石英砂岩	26	21	13	次棱状	未风化
64.	石英砂岩	27	20	10	次棱状	未风化
65.	石英岩	24	18	9	次棱状	未风化
66.	砂岩	22	19	16	次棱状	未风化
67.	石英砂岩	21	16	13	次棱状	未风化
68.	石英砂岩	23	16	15	次棱状	未风化
69.	石英砂岩	22	17	14	次棱状	未风化
70.	石英砂岩	28	19	12	次棱状	未风化
71.	砂岩	25	22	12	次棱状	未风化
72.	石英岩	24	18	14	次棱状	未风化
73.	砂岩	21	18	9	次棱状	未风化
74.	砂岩	25	14	14	次棱状	未风化
75.	石英岩	18	14	12	次棱状	未风化
76.	石英砂岩	22	15	11	次棱状	未风化
77.	石英岩	20	13	10	次棱状	未风化
78.	石英岩	17	17	12	次棱状	未风化
79.	砂岩	21	18	11	次棱状	弱风化
80.	砂岩	19	12	8	次棱状	未风化
81.	石英岩	22	12	8	次棱状	未风化
82.	石英砂岩	23	11	10	次圆状	未风化
83.	石英砂岩	24	21	11	次棱状	未风化
84.	砂岩	18	14	13	次棱状	未风化
85.	砂岩	17	15	8	次棱状	未风化
86.	石英岩	19	14	13	次棱状	未风化

编号	砾石成分	砾径 (mm)			磨圆度 (5 级分类)	风化程度 (4 级分类)
		a	b	c		
87.	砂岩	32	11	8	次棱状	未风化
88.	砂岩	20	13	10	次棱状	未风化
89.	砂岩	20	14	10	次棱状	未风化
90.	砂岩	14	12	9	次棱状	未风化
91.	石英砂岩	18	17	7	次棱状	未风化
92.	石英砂岩	22	15	12	次棱状	未风化
93.	石英岩	17	12	10	圆状	未风化
94.	砂岩	17	16	12	次棱状	未风化
95.	石英岩	19	12	6	次棱状	未风化
96.	石英岩	22	12	11	次棱状	未风化
97.	石英砂岩	14	10	7	次棱状	未风化
98.	石英砂岩	42	18	13	次棱状	未风化
99.	石英砂岩	43	32	15	次棱状	未风化
100.	砂岩	42	27	23	次棱状	未风化

砾性 (conglomerate) 指砾石层砾岩的岩性成分。化石发掘处砾石统计所得的数据, 测点的砾石成分以砂岩为主、石英岩次之、再其次为石英砂岩, 其中砂岩平均含量约 41%, 石英岩平均含量约 32%, 石英砂岩平均含量约 25%, 同时含有少量的泥岩、花岗岩。这些岩石均来自于互助北山 (祁连山北部) 二叠和三叠纪的地层中。

砾石粒度

测点的砾石粒度数据是通过测量每个砾石的 a 轴 (长轴)、b 轴 (中轴) 和 c 轴 (短轴) 的长度, 然后进行计算和统计求得的。其中的平均砾径 $\bar{d}$, 是首先计算出各砾轴的平均砾径 $\bar{d}_a$ 、 $\bar{d}_b$ 、 $\bar{d}_c$, 再计算等体积砾径而得到的, 计算公式为 $\bar{d} = \sqrt[3]{\bar{d}_a \bar{d}_b \bar{d}_c}$ 。再求 $\bar{d}_{50}$, $\bar{d}_{50}$ 的求法同 $\bar{d}$ 一样, 即 $\bar{d}_{50} = \sqrt[3]{d_{a50} d_{b50} d_{c50}}$, 其中的 d_{a50} 、 d_{b50} 、 d_{c50} 分别在 a 轴、b 轴、c 轴的累积频率曲线上求的。砾石的轴径频率分布柱状图可以大致反映测点砾石粒度的分布特征和分选、均匀、对称、离散等情况, 所以选择各测点砾石的 a 轴频率分布柱状图进行分析。

从测点的砾石粒度数据分析可以看出, 测点平均砾径 $\bar{d}$ 均比中值砾径 $\bar{d}_{50}$ 大, 表明众值 (峰值) 靠近砾径较小的砾石, 砾径较小的砾石占总砾石的百分比比较大砾径大的砾石多; 砾径较大的砾石所占的百分比小, 它们数量虽然少, 但是分布较散, 在测点的 a 轴柱状图上可以清楚的看到这一点。从 a 轴的柱状分布图上还可以看出, 测点的砾石砾径分布具有比较明显的特点, 基本服从正态分布, 峰值靠前。这说明本地区砾石层主要以一般的流水沉积为主。

砾石的砾态

砾态 (pschepitic) 分析包括砾石的风化程度、扁度、磨圆度和球度等。各个测点的砾态数据也是通过测量每个砾石的 a 轴 (长径)、b 轴 (中径)、c 轴 (短径) 的长度而求得。分选系数根据累积频率曲线上的四分位数 (d25、d75) 求得, 计算了 a 轴、b 轴、c 轴的分选

系数, $S_a = \sqrt{d_{a75}/d_{a25}}$, S_b 和 S_a 求法相同。砾石的扁度 ($F = (a+b)/2c$) 和球度 ($\psi = \sqrt[3]{abc}$)

/a), 均用平均砾径 $\overline{d_a}$ 、 $\overline{d_b}$ 、 $\overline{d_c}$ 计算而得到。磨圆度 P 是根据五级分法估计值 (0 级—棱角状、1 级—次棱角状、2 级—次圆状、3 级—圆状、4 级—极圆状) 计算, 以百分数表示。

可根据比较法所测定的五个级别分别所占的比例数, 利用下列公式求得: S (平均圆度) = $(\sum nQ/N) \times 25\%$; n —基数; Q —该基数的总个数; N —所测砾石总数。本次测定 100 个砾石, 其中 5 级 0 个, 4 级 1 个, 3 级 4 个, 2 级 94 个, 1 级 1 个, 那么, $S = [(5 \times 0) + (4 \times 1) + (3 \times 4) + (2 \times 94) + (1 \times 1)] / 100 \times 25\% = (205/100) \times 25\% = 51.25\%$, 所测砾石的平均圆度为 51.25%, 平均圆度百分比越高, 则说明砾石层的圆度越高。。风化程度的划分与磨圆度相同, 但采用目估法 (0 级—未风化、1 级—弱风化、2 级—中等风化、3 级—强风化) 表示。

从西宁盆地发现化石地点的砾石层砾态看, 其砾石的风化程度多在 0~1 级以下, 风化程度相对较弱。这说明本区的沉积物主要遭受的是流水的物理风化, 一般的化学风化比较弱。测点砾石扁度在 1.0~2.7 内, 砾石的球度在 0.5~1.0, 平均为 0.72。砾石的磨圆度变化不大, 主要为次棱角状 (1 级)。

从测点的砾石砾态 (图 5-8), 结合周围的地质环境, 认为化石发现处的砾石层属于河湖相沉积环境的产物, 北部的祁连山地区为砾石物源区, 砾石搬运距离靠近物源区。



图 5-8 西宁盆地犀类化石发现点砾石形态

5.3 班彦剖面测试结果

根据剖面磁化率和碳酸盐含量测试结果将 46m 厚的班彦剖面划分为两个阶段: I 阶段 46~13.4m (8.32~7.33Ma)、II 阶段 13.4~0m (7.33~6.98Ma) (图 5-9)。各个阶段气候指标描述如下:

I 阶段 46~13.4m (8.32~7.33Ma): 该阶段的低频磁化率和高频磁化率由下至上逐渐减小, 但是其变化幅度较大; 频率磁化率由下至上呈现增加的趋势, 其变化幅度较小, 而且在 33.03m (7.62Ma) 时其频率磁化率出现最低值。该阶段其碳酸盐含量呈现增加的趋势, 但是其变化幅度较大, 其变化范围为 8.37~37.5%, 平均值为 19.9%, 在阶段结束时达到剖面最大值 37.5%。

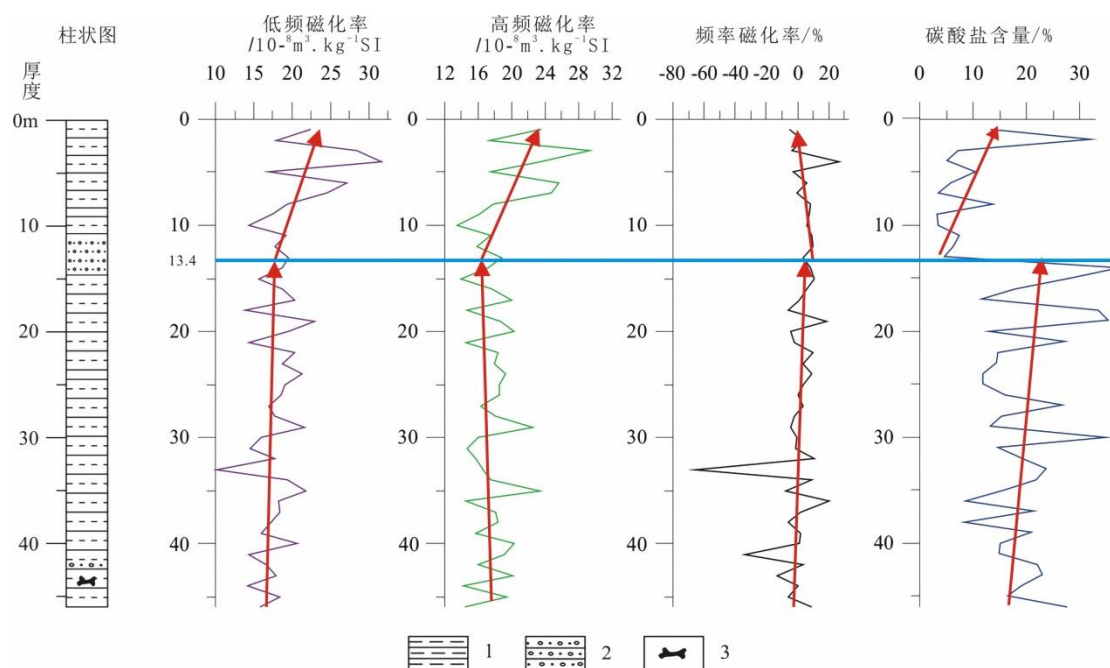


图 5-9 班彦剖面磁化率、碳酸盐含量结果

1-泥岩；2-砂砾岩；3-化石

II阶段 13.4~0m (7.33~6.98Ma)：该阶段的低频磁化率和高频磁化率由下至上呈现增加的趋势，但是其变化幅度相对I阶段更大；频率磁化率由下至上呈现逐渐减小趋势，其变化幅度较小，而且在 3.95m (7.05Ma) 时其频率磁化率出现较高值。该阶段其碳酸盐含量呈现增加的趋势，整体处于剖面的低值阶段，但是其变化幅度较大，其变化范围为 3.27~32.0%，平均值为 8.9%，在阶段的后期其变化幅度越来越强烈在 1.85m (6.99Ma) 时其碳酸盐含量 32.0%。

第六章 西宁盆地晚中新世环境变化

6.1 沉积速率阶段性变化

在典型的前陆盆地构造隆升使得源区的剥蚀作用加强,导致更多的沉积物从源区被风化、剥蚀并且搬运到盆内进行沉积,构造活动的加强导致盆地沉积作用和沉积物速率的加强。本文将使用深度—年龄的模式,根据标准极性柱结点古地磁年龄计算出红崖子剖面其各个阶段的沉积速率,绘制年代—沉积速率和年代—厚度关系图(图 6-1)。

整合红崖子剖面的沉积物速率呈现出阶段性变化,在剖面沉积早期 12.16~10.92Ma 其沉积物速率为 47.26m/Ma; 在 10.92~8.25Ma 其沉积物速率相对降低为 42.45 m/Ma, 并且在 8.25~8.22Ma 其沉积物速率突然升高到 147.03 m/Ma; 之后的 8.22~7.53Ma 其沉积物速率较低,为 20.50 m/Ma, 7.37~7.34Ma 其沉积物速率突变升高到 320m/Ma, 之后沉积物速率降低至 23.86 m/Ma; 7.17Ma 以后其沉积物速率表现出阶段性增加的趋势。

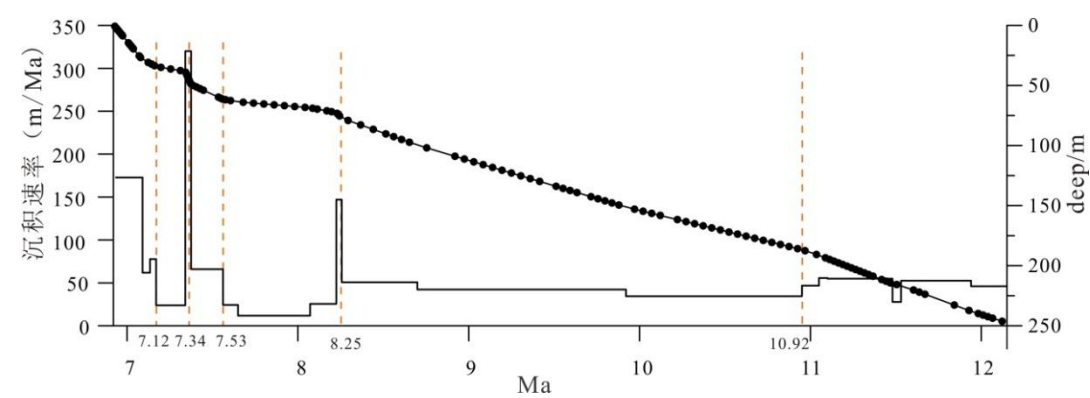


图 6-1 红崖子剖面沉积物速率

6.2 环境代用指标揭示的古环境变化

综合红崖子剖面粒度、磁化率以及碳酸盐含量将整个剖面 0~250m (12.16~6.92Ma) 的环境变化划分为四个主要时期包括 6 个阶段(图 6-2)。1: 晚中新世早期(12.16~8.25Ma): 包含I阶段(250~193.5m; 12.16~11.1Ma)、II阶段(193.5~125.2m ; 11.1~9.46Ma)和III阶段(125.2~74.6m; 9.46~8.25Ma); 2: 晚中新世中—中晚期(8.25~7.91Ma)也即是IV阶段(74.6~60.4m; 8.25~7.91Ma); 3: 晚中新世中晚期(7.91~7.16Ma)也即是V阶段(60.4~33.5m; 7.91~7.16Ma); 4: 晚中新世晚期(7.16~6.92Ma)也即VI阶段(33.5~0m; 7.16~6.92Ma)。

红崖子剖面是一套河湖相沉积的沉积物。根据其粒度的变化特征其从早到晚的I阶段→II阶段→III阶段→IV阶段→V阶段→VI阶段其湖泊沉积中心发生了逐渐变浅→平静→逐渐变深→强烈波动→逐渐变浅→强烈波动的变化。结果表明沉积物的粒度、磁化率和碳酸盐能够作为湖泊古环境研究的重要指标。

6.2.1 晚中新世早期(12.16~8.25Ma)

晚中新世早期(12.16~8.25Ma)包括I阶、II阶段和III阶段,三阶段沉积物的粘土与沉积物的磁化率之间表现为相同的变化趋势;极细粉砂(3.9~8μm)和细—中粉砂(8~32μm)与

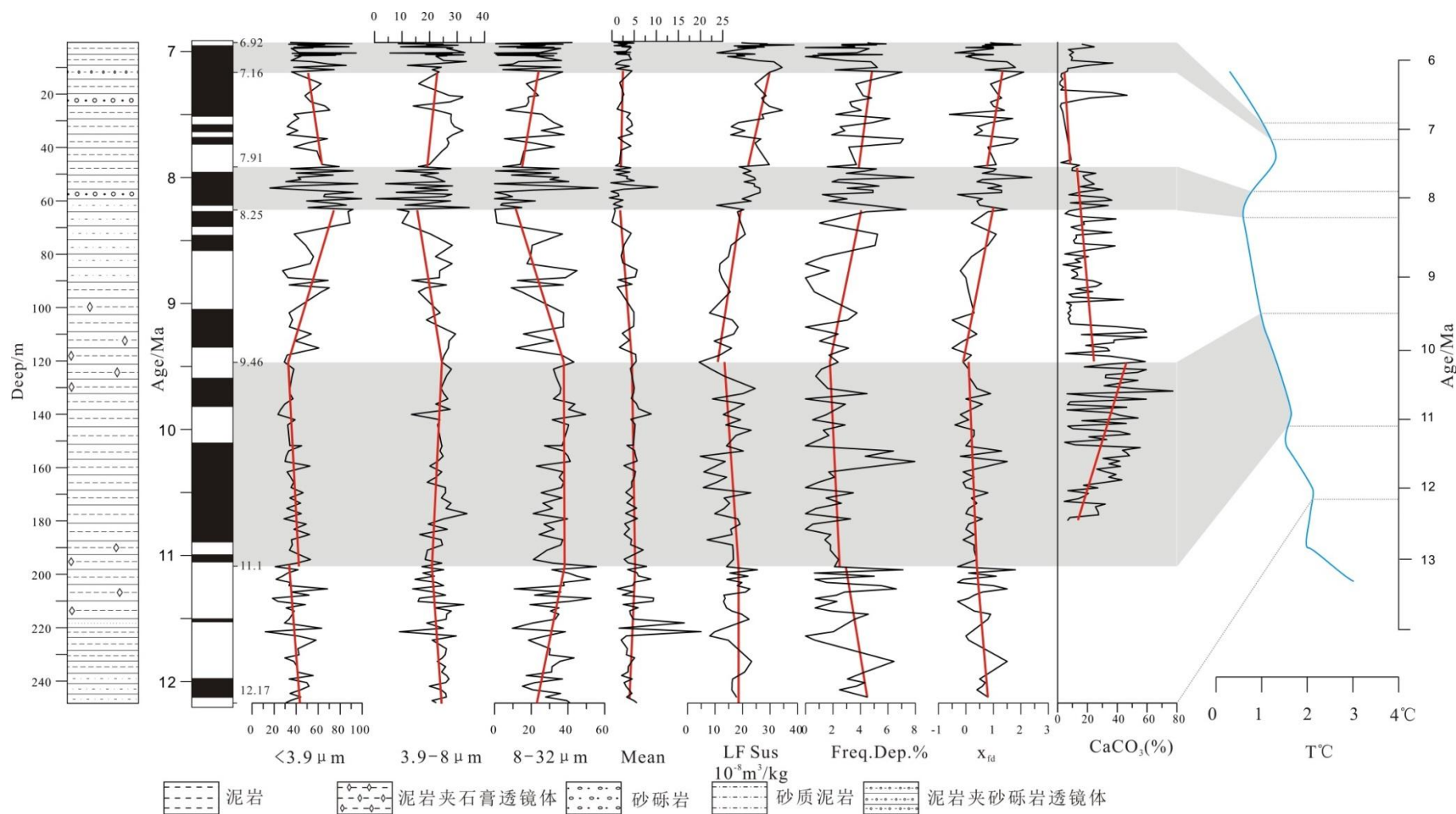


图 6-2 红崖子剖面气候指标 (温度曲线据 (Zachos, et al., 2001))

沉积物的磁化率（低频磁化率、高频磁化率、质量磁化率）之间表现为大致相反的变化趋势。剖面岩石磁学的研究表明剖面中载磁矿物以低矫顽力的磁铁矿为主，而高矫顽力的赤铁矿、针铁矿等含量较少（陈麒光,2015）。I阶段粒度逐渐变粗且粒度波动幅度较大，平均粒度变化范围为 2.35~21.3，平均值为 6.32，湖泊水位逐渐变浅；II阶段粒度基本保持不变且粒度变化幅度较小，平均粒度变化范围为 3.86~10.00，平均值为 5.77。其粒度平均值曲线基本与I阶段结束相当，湖泊水位变化较小且总体水位比I阶段水位高；III阶段沉积物粒度逐渐变细趋势，其力度平均值变化较大，其湖泊水位变深；I阶段→II阶段→III阶段湖泊水位呈现出变深→变浅→变深的变化趋势，湖泊水动力呈现出变化大→基本平静→变化大的趋势。

前人研究表明，全球深海氧同位素研究表明约 14Ma 开始，全球经历了一个显著的降温过程，南极冰盖在此时期扩张并永久性形成，在 12.15~11.4Ma 之间全球气温下降，12Ma 左右东南极冰盖形成，并在之后的 11.4~11.1Ma 之前出现短期的气温回升，之后一直下降，约在 11Ma 南极冰盖达到最大规模（图 6-3）（Miller, et al.,1998; Zachos, et al.,2001）。河西走廊酒泉盆地 13.0~11.16Ma 孢粉组合也反映气候属于半湿润特点，11.16~8.6Ma 一度好转为气候较温暖湿润（马玉贞等,2004）。临夏盆地在该时期此时主要以针叶林为主，气候属于温暖湿润期（马玉贞等,1998）。天水盆地孢粉研究表明在 11.7~8.5Ma 主要为区域植被为温带-暖温带落叶阔叶林为主（Hui, et al.,2011）。本文研究表明该沉积时期剖面的沉积物速率较为稳定，综上说明晚中新世早期（12.16~8.25Ma）沉积早期西宁盆地气候条件相对温带-暖温带半湿润—潮湿。

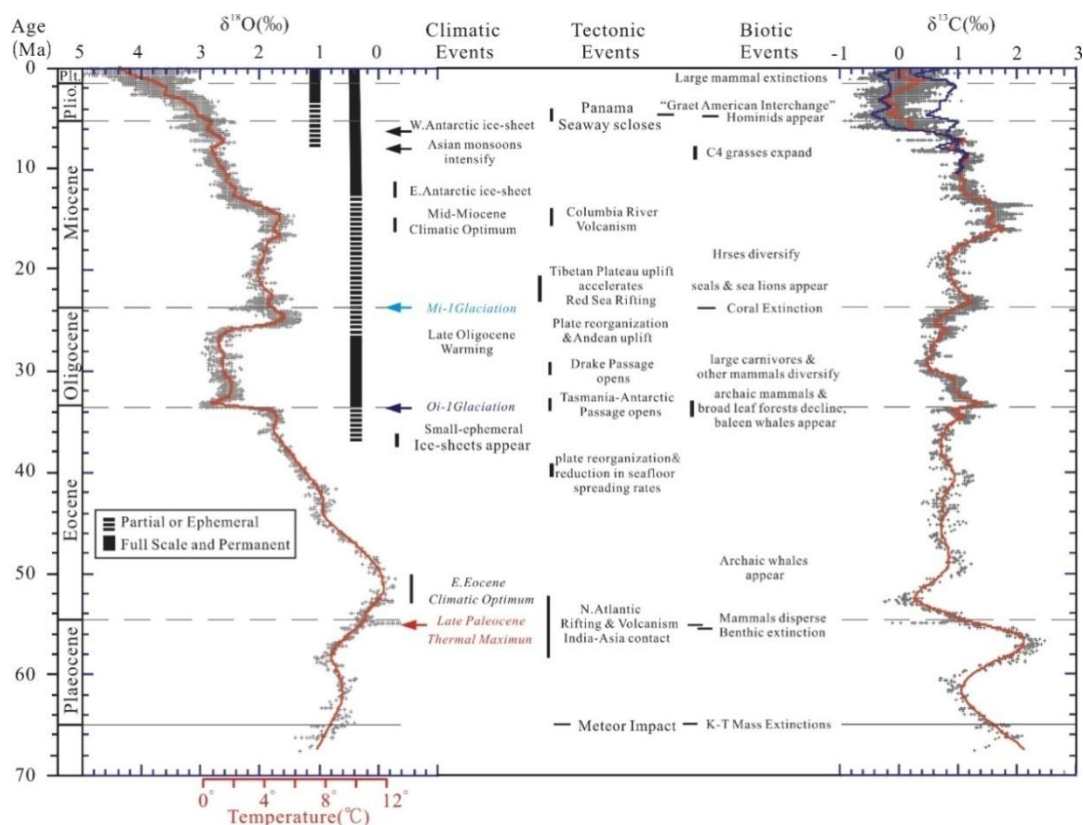


图 6-3 全球深海氧、碳同位素记录（James Zachos et al., 2001）

6.2.2 晚中新世中—中晚期（8.25~7.91Ma）

晚中新世中—中晚期（8.25~7.91Ma）相对应于沉积物粒度和磁化率划分的IV阶段，其

粒度、磁化率和碳酸盐含量都发生大幅度的变化。其碳酸盐含量的变化幅度基本无变化。在该时期前人研究表明：西宁盆地南边缘拉脊山断裂 8Ma 左右开始隆升成山，并且分割了西宁盆地和贵德盆地，贵德盆地北部沉积环境迅速从湖相转变为盆地边缘的山麓洪积相沉积（Liu, et al.,2007; 方小敏等,2007a; Liu, et al.,2013）。平衡剖面恢复研究表明研究区 8Ma 以来地壳缩短量占了总缩短量约为 25km 的 40%。以上，揭示了青藏高原东北缘在晚中新世后期呈现出明显加速的隆升过程（England, et al.,1989; Molnar, et al.,1993b）。此外在该时期全球和研究区周边还存在其他的构造气候事件。

全球深海氧同位素研究表明：8.25Ma 开始一直到 7.4Ma 之间出现短期的气温回升（图 6-3）。剖面的沉积物速率表明红崖子剖面 8.25~8.22Ma 其沉积物速率突然升高到 147.03 m/Ma，并且在沉积了一套滨湖相的砾石层。同时红崖子剖面 C、O 同位素研究表明 8.25~7.91Ma 之前两者表现为正相关关系，在之后两者表现为负相关关系。班彦剖面发现的哺乳动物化石副板齿犀（*Parelasmotherium sp.*）和东乡三趾马（*Hipparion dongxiangense*），其化石古地磁年龄为 8.1Ma，前人研究表明三趾马和副板齿犀是典型的食草本植物动物，代表当时较为温暖的亚热带半干旱草原稀树环境。以上表明了 8.25~7.91Ma 之间沉积物的粒度、磁化率、C、O 同位素发生剧烈的波动可能是由于一次重大的地质事件所引起。

6.2.3 晚中新世中晚期（7.91~7.16Ma）

晚中新世中晚期（7.91~7.16Ma）红崖子剖面V阶段与晚中新世早期（12.16~8.25Ma）沉积气候指标呈现完全相反的变化趋势。其粘土（0~3.9 μm ）与沉积物的磁化率之间表现为大致相反的变化趋势；极细粉砂（3.9~8 μm ）和细—中粉砂（8~32 μm ）与沉积物的磁化率之间表现为大致相同的变化趋势，并且其粒度、高频磁化率、低频磁化率值均开始明显增大。

红崖子剖面沉积物速率研究表明在该时期 7.33Ma 左右沉积物速率达到整个剖面的最大值，并且沉积了一套砾石，红崖子剖面碳酸盐含量也出现突变峰值，指示了 7.33Ma 红崖子剖面水动力条件大；红崖子剖面的 C、O 同位素表明，在 7.5Ma 时期前后班彦剖面的 C、O 同位素其由正相关的逐渐较小变化为负相关，其磁化率和碳酸盐含量也出现了突变。班彦剖面的磁化率在 7.33Ma 之后开始明显增大，碳酸盐含量突然降低随后并逐步增加。

深海氧同位素研究表明，其当时的全球气温处于 8.25Ma 开始一直到 7.4Ma 之间出现短期的气温回升，但是总体较低。并且深海 O 同位素从 7.425Ma 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 2.53‰开始增加一直到 7.13Ma 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 3.29‰，全球氧同位素含量持续上升表明从 7.4Ma 全球气温开始变冷（Zachos, et al.,2001）。邻区的临夏盆地从 7.4Ma 西北的干旱化加速使得临夏盆地流域外的风尘物质开始逐步被带入盆地（徐先海等,2008）。青藏高原东北缘在晚中新世 8Ma 左右发生的一系列的构造变形事件是晚新生代以来的青藏高原东北缘的一次重要大范围的地质事件，隆升青藏高原通过改变地貌形态和大气环流的情况从而影响了内陆干旱化。以上的结果显示在 7.33Ma 左右西宁盆地干冷气候很可能是全球变冷和青藏高原加速隆升双重驱动使得沉积环境发生了变化。

6.2.4 晚中新世晚期（7.16~6.92Ma）

红崖子剖面的粒度和磁化率碳酸盐含量波动大，但是粒度曲线对于这一阶段的气候反应没有磁化率敏感，C 同位素迅速降低，O 同位素快速正大。天水地区的孢粉研究表明：树的平均百分含量从 7.1Ma 的 33%降低到 6.9Ma 的 16%（Hui, et al.,2011）。总体来讲该阶段气候温度比晚中新世中晚期要低。

第七章 结 论

西宁盆地位于青藏高原东北缘,盆地内沉积了一套连续的厚层河湖相地层,在其上部层位发现有大量的动物化石,目前确定有三趾马、副板齿犀、大唇犀、皇冠鹿、库班猪和两栖类的龟化石,宏观地质年代为晚中新世,这对于区域地层的对比划分具有重要意义。本项目对含化石地层剖面进行磁性地层学研究,同时采集了多种环境代用指标,揭示了西宁盆地晚中新世古环境演化过程,为晚中新世青藏高原隆升与气候变化关系提供新的认识。主要获得如下结论:

1、西宁盆地晚新生代的上部层位发现有三趾马、副板齿犀、大唇犀、皇冠鹿、库班猪和两栖类的龟等化石,化石以三趾马和大唇犀类居多,认为这是一个化石群。化石组合与临夏盆地、兰州盆地的相同层位相似,可以称之为三趾马动物群,这套化石组合的宏观地质年代为晚中新世。

2、对含化石的红崖子剖面 and 班彦剖面进行了详细的古地磁研究,结果显示,班彦剖面顶部的古地磁年龄约为 7.25Ma,底部古地磁年龄约为 8.4Ma,其年代跨度范围为 1.15Ma;红崖子剖面的古地磁顶部年龄约为 6.92Ma,底部古地磁年龄约为 12.16Ma,年代跨度范围为 5.24Ma。前人对于西宁盆地咸水河组上部层位年代最新为 13.5Ma,本项目获得的古地磁年龄将晚中新世咸水河组的顶部年龄扩展到了 6.92Ma,为晚中新世青藏高原东北缘隆升与气候变化研究提供基础。

3、通过对红崖子剖面沉积物环境指标粒度、磁化率、碳酸盐含量和 C、O 同位素等环境代用指标分析,揭示了西宁盆地晚中新世环境演化呈现阶段性变化趋势,可分为 4 个主要时期包括 6 个阶段:

1): 晚中新世早期 (12.16~8.25Ma): 这一时期的气候环境变化又可以划分为: I 阶段 (12.16~11.1Ma)、II 阶段 (11.1~9.46Ma) 和 III 阶段 (9.46~8.25Ma)。I 阶段→II 阶段→III 阶段湖泊水位呈现出深→浅→深的变化趋势,西宁盆地气候条件相对温暖半湿润—潮湿。

2): 晚中新世中—中晚期 (8.25~7.91Ma) 也即是 IV 阶段 (8.25~7.91Ma): 该阶段沉积物粒度、磁化率强烈波动。沉积物为滨湖相的砾石层,沉积物速率突然升高到 147.03 m/Ma,红崖子剖面 C、O 同位素在改期前后出现突变。这一时期西宁盆地气候以半干旱为主。

3): 晚中新世中晚期 (7.91~7.16Ma) 也即是 V 阶段 (7.91~7.16Ma): 其粘土 (0~3.9 μm)、极细粉砂 (3.9~8 μm) 以及细~中粉砂 (8~32 μm) 组分明显增加,而且变化较大。表明其湖泊水位波动较大,总体呈现出间歇式变浅。

4): 晚中新世晚期 (7.16~6.92Ma) 也即 VI 阶段 (7.16~6.92Ma): 该阶段较细组分粘土 (0~3.9 μm)、极细粉砂 (3.9~8 μm) 和细~中粉砂 (8~32 μm) 呈现出剧烈的波动, C 同位素迅速降低, O 同位素快速正大,总体来将该阶段气候温度比晚中新世中晚期高。

第八章 存在问题与建议

本项目研究的河湖相地层剖面位于西宁盆地的北部边缘,地层厚达 200 余米,沉积连续,目前在地层中发现有多种门类的大化石,如大唇犀、东乡三趾马、副板齿犀、皇冠鹿、库班猪等,古地磁年龄表明该生物化石群形成于 8.0Ma 左右的晚中新世时期。前人研究认为,8.0Ma 左右东亚季风形成,西宁盆地的湖相沉积地层记录了这一全球重大地质事件,是陆相地层研究这一重大地质事件演变的极佳地点。然而由于本项目的研究周期短,经费相对较少,研究不是很深入,建议以后继续对西宁盆地晚中新世地层进行系统的研究。

由于项目经费和周期的原因,本次对孢粉样品进行了重点层位的研究,主要对班彦剖面含化石的层位进行了孢粉分析,孢粉分析在中国科学院北京植物研究所进行。然而本次样品中仅检出松属孢粉,未见其它种属花粉,究其原因,可能是沉积时期,水体比较动荡,孢粉被磨碎,保存不好。同时,松属花粉传播距离远,很难用其判断沉积时期的古植被和古环境。建议对红崖子剖面进行系统的孢粉分析,以期获得西宁盆地晚中新世的环境演化过程。

主要参考文献

- [1]. Abels H.A., Dupont-Nivet G., Xiao G.Q., et al. 2011. Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene–Oligocene transition (EOT). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 299(3-4), 399-412.
- [2]. Amano K., Taira A.. 1992. Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17Ma. *Geology*, 20: 391-394.
- [3]. An Z S. 2000. The history and variability of East Paleo-monsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, (19):171-187.
- [4]. An Z.S., Kutzbach J E, Prell W L, et al. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of Himalaya- Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62-66.
- [5]. Arenas C, Casanova J, Pardo G. 1997. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): Paleogeographic and paleoclimatic implications. *Paleogeogr Palaeoclimatol Paleoecon*, 128(1-4): 133-155.
- [6]. Bosboom R.E., Abels H.A., Hoorn C., et al. 2014. Aridification in continental Asia after the middle Eocene climatic optimum (meco). *Earth and Planetary Science Letters*, 389, 34-42. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.014>.
- [7]. Bougeois L., de Rafélis M., Reichert et al. 2014. A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate central Asian middle Eocene seasonality. *Chemical Geology*, 363, 200-212. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.037>.
- [8]. Cerling T.E., Harris J.M., MacFadden B.J., et al. 1997. Global vegetation change through the Miocene/ Pliocene boundary. *Nature* 389: 153-158.
- [9]. Chi Y., Fang X., Song C., et al. 2013. Cenozoic organic carbon isotope and pollen records from the Xining basin, NE Tibetan plateau, and their palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386(0), 436-444. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.06.013>.
- [10]. Campbell C. 1998. Late Holocene Lake Sedimentology and Climate Change in Southern Alberta, Canada. *Quaternary Research*, 49(1): 96-101.
- [11]. Cande SC, Kent DV. 1995. Revised Calibration of the Geomagnetic Polarity Timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 100(B4): 6093-6095.
- [12]. Dai S, Fang X, Dupont-Nivet G, et al. Magnetostratigraphy of Cenozoic Sediments From the Xining Basin: Tectonic Implications for the Northeastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 2006, 111(B11): 335-360.
- [13]. Dupont-Nivet G., Krijgsman W., Langereis C.G., et al. 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445(7128), 635-638. doi: http://www.nature.com/nature/journal/v445/n7128/supinfo/nature05516_S1.html.
- [14]. Dupont-Nivet G., Hoorn C., Konert M. 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining basin (vol 36, pg 987, 2008). *Geology*, 37(6), 987.
- [15]. Deng Tao, Wang Xiaoming, Ni Xijun et al. 2004. Sequence of the Late Cenozoic

mammalian faunas from the Linxia Basin in Gansu , China. *Acta Geologica Sinica* , 78 (1):8-14

[16].Duglas D. 1968. Grain-size Indices, Classifications and Environment . *Sedimentology*, 10(1): 132-152.

[17].Drummond C N, Patterson W P, Walker J C G. Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate region marl lakes. *Geology*, 1995, 23(11): 1031-1034.

[18].Erbajeva M., Flynn L.J., Alexeeva N. 2015. Late cenozoic Asian ochotonidae: Taxonomic diversity, chronological distribution and biostratigraphy. *Quaternary International*, 355, 18-23. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.064>.

[19].Fang X.M., Garzione C., Van der Voo R. et al. 2003. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. *Earth Planet Science Letters*, 210(3-4): 545-560.

[20].Fang X.M., Yan M.D., Rov V., et al. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: Evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 117:1208-1225.

[21].Fang X.M., Zhang W.L., Meng Q.Q., et al. 2007. High-resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2): 293-306.

[22].Fang X.M., Zan J.B., Appel E., et al. 2015. An Eocene–Miocene continuous rock magnetic record from the sediments in the Xining basin, NW China: Indication for cenozoic persistent drying driven by global cooling and tibetan plateau uplift. *Geophysical Journal International*, 201(1), 78-89. doi: 10.1093/gji/ggv002.

[23].Guo Z.T., Ruddiman W.F., Hao Q.Z. et al. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416: 159-163.

[24].Harrison T.M., Copeland P., Kidd W.S.F., et al. 1992. Raising Tibet. *Science* 255: 1663-1670.

[25].Heller F, Tung-sheng L. 1982. Magnetostratigraphical Dating of Loess Deposits in China . *Nature*, 300(5891):431-433.

[26].Horton B K, Dupont-Nivet G, Zhou J, et al. 2004. Mesozoic-Cenozoic evolution of the Xining-Minhe and Dangchang basins, northeastern Tibetan Plateau: Magnetostratigraphic and biostratigraphic results. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 109(B4):657-681.

[27].Hoorn C., Straathof J., Abels H.A., et al. 2012. A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan plateau uplift (Xining basin, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 344–345(0), 16-38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.05.011>.

[28].Hough B.G., Garzione C.N., Wang Z.C. et al. 2011. Stable isotope evidence for topographic growth and basin segmentation: Implications for the evolution of the NE Tibetan Plateau. *Geological society of America Bulletin*, 123(1-2): 168-185.

[29].Long L.Q., Fang X.M., MIAO Y.F., et al. 2011. Northern Tibetan plateau cooling and aridification linked to cenozoic global cooling: evidence from n-alkane distributions of paleogene sedimentary sequences in the xining basin. *Chinese Science Bulletin*, 56(15), 1569-1578.

[30].Le Guerrou é E, Allen P A, Crozzi A. 2006. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth History: The Neoproterozoic Shuram formation (Nafun Group, Oman). *Precamb Res*, 146(1): 68-92.

- [31].Leng M J, Marshall J D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quatern Sci Rev*,23(7/8): 811-831.
- [32].Li H C, Ku T L. 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a palaeohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 133(1/2): 69-80.
- [33].Métivier F, Guademer Y, Tapponnier P, et al. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 17:823-842.
- [34].Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L et al. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithosphere mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. *Geophysical Journal International*, 135: 1-47.
- [35].Miao Y., Wu F., Herrmann M., et al. 2013a. Late early Oligocene east asian summer monsoon in the ne tibetan plateau: Evidence from a palynological record from the Lanzhou basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 75, 46-57. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.003>.
- [36].Miao Y.F., Fang X.M., Song C.H., et al. 2013b. Pollen and fossil wood's linkage with mi-1 glaciation in northeastern Tibetan plateau, China. *Palaeoworld*, 22(3-4), 101-108. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palwor.2013.06.001>.
- [37].Molnar P., England P., Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics* 31: 357-396.
- [38].Nádor A, Lantos M, Tóth-makk Á, et al. 2003. Milankovitch-scale Multi-proxy Records From Fluvial Sediments of the Last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary . *Quaternary Science Reviews*, 22(20): 2157-2175.
- [39].Oldfield F. 1991. Environmental Magnetism—a Personal Perspective . *Quaternary Science Reviews*, 10(1): 73-85.
- [40].Prell W.L., Kutzbach J.E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* 360: 647-652.
- [41].Sun J.M., Zhu R.X., Bowler J. 2004. Timing of the Tianshan Mountains up lift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasses deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 219 (3-4) : 239-253.
- [42].Sun X.J., Wang P.X. 2005. How old is the Asian monsoon system? Palaeobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222: 181-222.
- [43].Tan H., Zhang W., Chen J., et al. 2012. Isotope and geochemical study for geothermal assessment of the Xining basin of the northeastern Tibetan plateau. *Geothermics*, 42, 47-55. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2012.01.001>.
- [44].Tapponnier P., Xu Z.Q., Roger F., et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294(5547): 1671-1667.
- [45].Talbot M R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem Geol*, 80(4): 261-279.
- [46].Visher GS. 1969. Grain Size Distributions and Depositional Processes . *Journal of Sedimentary Research*, 39(3): 1074-1106.
- [47].Williams M. 1992. Evidence for the Dissolution of Magnetite in Recent Scottish Peats . *Quaternary Research*, 37(2): 171-182.
- [48].Wang E, Wan J, Liu J. 2003. Late Cenozoic geological evolution of the foreland basin bordering the West Kunlun range in Pulu area: Constraints on timing of up lift of northern margin

of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B8) : 2401,doi: 10. 1029 /2002 jb001877.

[49].Xiao, G.Q., Abels, H.A., Yao, Z.Q., et al. 2010. Asian aridification linked to the first step of the Eocene-Oligocene climate transition (EOT) in obliquity-dominated terrestrial records (Xining basin, China). *Clim. Past*, 6(4), 501-513. doi: 10.5194/cp-6-501-2010.

[50].Xiao G.Q., Guo, Z., Dupont-Nivet, G., et al. 2012. Evidence for northeastern Tibetan plateau uplift between 25 and 20Ma in the sedimentary archive of the Xining basin, northwestern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318(0), 185-195. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.008>.

[51].Zan J., Fang X., Yan M., et al. 2015a. Lithologic and rock magnetic evidence for the mid-Miocene climatic optimum recorded in the sedimentary archive of the Xining basin, Tibetan plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 431, 6-14. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.024>.

[52].Zan Jinbo, Fang Xiaomin, Yan Maodu, et al. 2015b. Magnetic variations in surface soils in the NE Tibetan Plateau indicating the climatic boundary between the Westerly and East Asian summer monsoon regimes in NW China. *Global and Planetary Change*, 130,1-6.

[53].Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present . *Science*, 292(5517): 686-693.

[54].Zhang C., Guo Z. 2014. Clay mineral changes across the Eocene–Oligocene transition in the sedimentary sequence at Xining occurred prior to global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, 18-29. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.031>.

[55].Zhang C., Xiao G., Guo Z., et al. 2015. Evidence of late early Miocene aridification intensification in the xining basin caused by the northeastern Tibetan plateau uplift. *Global and Planetary Change*, 128, 31-46. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.002>.

[56].Zhang J., Cunningham D. 2013. Polyphase transpressional development of a NNE-striking basement-cored anticline in the Xining basin, northeastern Qinghai–Tibetan plateau. *Geological Magazine*, 150(4), 626-638.

[57].Zhang J., Wang Y., Zhang B., et al. 2015. Evolution of the NE Qinghai–Tibetan plateau, constrained by the apatite fission track ages of the mountain ranges around the Xining basin in NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97, Part A, 10-23. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.002>.

[58].Zheng H.B., An Z.S., Zhou J., et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 28 (8):715- 718.

[59].Zheng H.B., Powell C.M., Rea D.K., et al. 2004. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global and Planetary Change* 41: 147-155.

[60].Zhang Q.Q., Ferguson D.K., Mosbrugger V., et al. 2012. Vegetation and climatic changes of SW China in response to the uplift of Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 363-364: 23-36.

[61].Zhou LP, Oldfield F. 1990. Partly Pedogenic Origin of Magnetic Variations in Chinese Loess . *Nature*, 346(6286): 737-739.

[62].安芷生,张培震,王二七,等.2006.中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长.第四纪研究,26: 678-693.

- [63].常宏. 2004. 阿尔金山索尔库里盆地晚第三系磁性地层研究与青藏高原北部隆升.中国科学院地球环境研究所博士学位论文.
- [64].常华进,曹广超,彭杨伟. 2012. 西宁盆地晚始新世石膏成因研究. 干旱区资源与环境,26 (11):48-53.
- [65].陈传飞,苗运法,方小敏,等. 2009. 西宁盆地谢家剖面车头沟组底部木化石的发现及其意义.地质学报,83(8): 1104-1109.
- [66].陈俊,王鹤年等. 2004. 地球化学,北京科学出版社.
- [67].陈敬安,万国江,唐德贵,等. 2000. 洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录. 自然科学进展, 10(3): 253-259.
- [68].邓涛. 2001.甘肃东乡晚中新世新发现的副板齿犀(奇蹄目、犀科)化石. 古脊椎动物学报, 39(4): 306-311.
- [69].邓涛,王晓鸣,倪喜军,等. 2004. 临夏盆地的新生代地层及其哺乳动物化石证据.古脊椎动物学报,42(1): 45-66.
- [70].邓中林,侯元才,古风宝,等. 2000. 青海东北部第三纪西宁—贵德—化隆盆地充填特征、孢粉组合方式与古气候演变. 青海地质, (1): 43-53.
- [71].方小敏,宋春晖,戴霜,等. 2007.青藏高原东北部阶段性变形隆升:西宁、贵德盆地高精度磁性地层和盆地演化记录. 地学前缘, 14(1): 230-242.
- [72].付莉莉,冯秀丽,杨旭辉. 2011. 沉积物粒度参数和频率曲线对粒级划分的响应. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 41(9): 83-89.
- [73].郭雪莲,刘秀铭,郭晖,等. 2012.宝鸡剖面 S5 古土壤磁化率变化机制. 第四纪研究, 32(4): 785-794.
- [74].韩家林,刘东生,等. 1991.马兰黄土和离石黄土的磁学性质. 第四纪研究, 11(4): 310-325.
- [75].韩建恩,邵兆刚,陈麒光,等. 2015.青海西宁盆地三趾马、副板齿犀化石的发现及意义.地球学报,36(1): 115-120.
- [76].蒋庆丰,刘兴起,沈吉. 2006.乌伦古湖沉积物粒度特征及其古气候环境意义. 沉积学报, 24(6): 877-882.
- [77].李传夔,邱铸鼎. 1980. 青海西宁盆地早中新世哺乳动物化石. 古脊椎动物学报, 18(3): 198-212.
- [78].李传夔,王士阶,邱铸鼎. 1981.青海西宁盆地中新世地层及哺乳动物群性质.古脊椎动物学报,19(4): 313-320.
- [79].李传夔,吴文裕,邱铸鼎. 1984.中国陆相新第三系的初步划分与对比. 古脊椎动物学报, 22(3):163-178.
- [80].李吉均,方小敏,马海洲,等.1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起.中国科学(D辑), 26: 316-322.
- [81].李立立. 2007.六盘山第三系磁性地层、磁化率及其意义 [D]. 兰州大学.
- [82].李志亮,杜小如. 2008.沉积物粒度参数求解方法的对比. 长江科学院院报, 25(4): 16-19.
- [83].李志文,李保生,孙丽,等. 2008. 影响中国黄土磁化率差异的多因素评述. 中国沙漠, 28(2): 231-237.
- [84].刘梦儒. 1992. 西宁-民和盆地上第三系层序及所含化石.青海国土经略, (2): 1-18.
- [85].刘艳蕊, 杨一博, 方小敏, 等. 2014.沉积相变迁对内陆湖泊沉积易溶盐作为古环境指标的影响——以西宁盆地为例. 沉积学报,32(1):101-109.
- [86].刘秀明,李文宝,邢春颖. 2007. MS2000 激光粒度分析仪在沉积物分析中的应用. 实

验技术与管理, 24(9):49-52.

[87].刘秀铭,安芷生,强小科,等. 2001. 甘肃第三系红粘土磁学性质初步研究及古气候意义. 中国科学, 31(3):192-205.

[88].刘秀铭,刘东生,F.heller,等. 1990. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换. 第四纪研究, 10(1): 42-50.

[89].鹿化煜,安芷生,王晓勇,等. 2004. 近 14Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学(D 辑), 34(9): 855-864.

[90].卢连战,史正涛. 2010. 沉积物粒度参数内涵及计算方法的解析. 环境科学与管理, 35(6): 54-60.

[91].卢演涛. 1981. 黄土地层中 CaCO_3 含量变化与更新世气候旋回 [j]. 地质科学, (2): 122-131.

[92].龙利群, 方小敏, 苗运法, 等. 2011. 新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件:西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录.科学通报,56(15): 1221-1231.

[93].马玉贞,李吉均,方小敏. 1998. 临夏地区 30.6-5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. 科学通报,43: 301-304.

[94].青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社.

[95].秦永鹏,侯献华,郑绵平,等. 2012.柴达木盆地大浪滩梁-ZK02 孔的磁性地层及其古环境研究. 地质论评, (3): 553-564.

[96].邱铸鼎,李传夔,王士阶. 1981.青海西宁盆地中新世哺乳动物. 古脊椎动物学报, 19(2):156-173.

[97].乔彦松,郭正堂,郝青振,等.2006.中新世黄土-古土壤序列的粒度特征及其对成因的指示意义. 中国科学,36(7):646-653.

[98].宋春晖. 2006 .青藏高原北缘新生代沉积演化与高原构造隆升过程.兰州大学博士学位论文.

[99].宋友桂,方小敏,李吉均,等. 新生代六盘山隆升过程初探. 中国科学 (D 辑),31 (增刊): 142-148.

[100]. 宋友桂,方小敏,李吉均,等. 2000. 六盘山东麓朝那剖面红粘土年代及其构造意义. 第四纪研究, 20 (5): 457- 463.

[101]. 孙秀玉,赵英娘,何卓生. 1984. 青海西宁-民和盆地渐新世至中新世孢粉组合. 地质论评, 30(3): 207-216.

[102]. 施林峰,王喜生,杨振宇.2007.鄂西建始龙骨洞含古人类化石沉积层磁性年代学再研究. 地层学杂志, 31(4): 400-406.

[103]. 脱世博, 方小敏, 宋春晖, 等. 2013. 青藏高原东北部西宁盆地晚渐新世-早中新世沉积物岩石磁学特征及其古环境意义. 第四纪研究,33(5): 829-838.

[104]. 王国灿,曹凯,张克信,等. 2011. 青藏高原新生代构造隆升阶段的时空格局. 中国科学:地球科学,(3), 332-349.

[105]. 王苏民,窦鸿身. 1998.中国湖泊志.北京: 科学出版社.

[106]. 王先彦,鹿化煜,季峻峰,等. 2006. 青藏高原东北缘中新世红色土状堆积序列的成因及其对亚洲干旱过程的指示. 中国科学:地球科学, 36(3):261-272.

[107]. 王喜生,李学军.2003.等温剩磁获得曲线的累积对数高斯模型在泥河湾盆地磁组分识别中的运用. 地学前缘, 10(1): 163-169.

[108]. 王喜生,杨振宇, Reidar,等. 2006.黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义. 科学通报, 51(13): 1575-1582.

[109]. 王云飞. 1993.青海湖、岱海的湖泊碳酸盐含量化学沉积与气候环境变化 [j]. 海

洋与湖沼, 24(1): 31-36.

[110]. 王春连, 刘成林, 徐海明, 王立成, 张林兵. 2013.江陵凹陷古新世盐湖沉积碳酸盐碳氧同位素组成及其环境意义. 地球学报, 34(5): 56-576.

[111]. 吴珍汉, 吴中海, 胡道功,等. 2009.青藏高原北部中新统五道梁群湖相沉积碳氧同位素变化及古气候旋回.中国地质, 36(5):966-975.

[112]. 武力超, 岳乐平,王建其,等. 2006. 新近系谢家阶层型剖面古地磁年代学研究. 地层学杂志, 30(1): 50-53.

[113]. 肖国桥, 周新郢, 葛俊逸, 等. 2010. 西宁盆地晚始新世石膏-红色泥岩旋回的古环境指示. 第四纪研究,30(5): 919-924.

[114]. 肖晨曦,李志忠. 2006.粒度分析及其在沉积学中应用研究. 新疆师范大学学报:自然科学版, 25(3): 118-123.

[115]. 徐丽,苗运法,方小敏,等. 2009. 青藏高原东北部西宁盆地中始新世-渐新世沉积物颜色与气候变化. 兰州大学学报:自然科学版, 45(1): 12-19.

[116]. 谭红兵, 马海州, 张西营. 2003.碳酸盐含量研究与其记录的环境变化. 盐湖研究, 11(4): 20-27.

[117]. 叶留生. 1976a. 对西宁组时代的新认识. 西北地质, (1): 68-69.

[118]. 叶留生. 1976b. 青海民和—西宁盆地西宁组时代的讨论. 青海国土经略, (3): 51-55, 57, 59-62.

[119]. 袁万明, 董金泉, 王世成,等. 2005. 东昆仑南部带磷灰石裂变径迹分析的地质意义. 核技术, 28(9): 707- 711.

[120]. 杨小强,李华梅. 2002.泥河湾盆地沉积物粒度组分与磁化率变化相关性研究. 沉积学报, 20(4): 675-679.

[121]. 张进,马宗晋,李智敏,等. 2009. 从西宁盆地新生代变形探讨青藏高原东北缘的变形特征.地质论评,55(4): 457 -472.

[122]. 张培震, 郑德文, 尹功明,等. 2006. 有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论. 第四纪研究, 26(1): 5-13.

[123]. 张卫国,俞立中,许羽. 1995.环境磁学研究的简介. 地球物理学进展, 10(3): 95-105.

[124]. 张克信, 王国灿, 骆满生, 等.2013.青藏高原及邻区新生代构造-岩相古地理图及说明书.北京: 地质出版社.

[125]. 朱日祥,黄宝春,潘永信,等. 2003.岩石磁学与古地磁实验室简介. 地球物理学进展, 18(2): 177-181.

[126]. 朱日祥,李春景,吴汉宁,等. 1994.中国黄土磁学性质与古气候意义. 中国科学, 24(9): 992-997.

附录

中国科学院古脊椎动物与古人类研究所

Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Academia Sinica

关于青海互助野外化石的鉴定意见

中国地质科学院地质力学研究所：

2016 年采自青海互助的野外化石经鉴定有大唇犀 (*Chilotherium* sp.)、库班猪 (*Kubanochoerus* sp.)、皇冠鹿 (*Stephanocemas* sp.) 和东乡三趾马 (*Hipparion dongxiangense*)，其时代可能为中中新世一晚中新世。

此致

敬礼

鉴定人：王元 副研究员

王元

审核人：金昌柱 研究员

金昌柱

中国科学院古脊椎动物与古人类研究所

2017 年 1 月 5 日



- 袁旭音. 1992. 浙江遂昌—龙泉型金矿床的地球化学特征及成因. 地质找矿论丛, 7(1): 22-36
- 张亚雄. 1994. 浙江治岭头金矿床成矿地球化学特征. 中南矿冶学院学报, 25(8): 431-435
- 张亚雄. 1995. 浙江遂昌地区金矿床矿物包裹体研究. 大地构造与成矿学, 19(3): 274-280
- 郑明华, 刘建明. 1986a. 论浙江治岭头金银矿床的成矿物质来源. 矿床地质, 5(1): 39-51
- 郑明华, 刘建明. 1986b. 论浙江治岭头金-银矿床的成矿条件. 成都地质学院学报, 13(2): 16-29
- 郑明华, 刘建明. 1987. 浙江治岭头金—银矿床形成的物理化学条件及成矿过程分析. 地质学报, 3: 153-266
- 周俊法, 钱建民. 1996. 治岭头金银矿床的成矿时代. 浙江地质, 12(1): 60-66
- 朱安庆, 张永山, 陆祖达, 张春霖. 2009. 浙江省金属非金属矿床成矿系列和成矿区带研究 [M]. 北京: 地质出版社, 10-433
- 徐章明. 1990. 治岭头金银矿区 F1 断层的研究及找矿方向探讨. 黄金, 11(5): 8-11
- 章传玲, 姚书振, 王苹, 杨军. 1998. 浙江遂昌治岭头金银矿床硅同位素研究, 地球科学—中国地质大学学报, 23(5): 499-502
- 徐有浪, 朱兴盛, 徐秀英. 1998. 锶同位素体系对治岭头金银矿床成矿物质源岩的限制. 矿产与地质, 12(64): 118-120
- 徐章明. 1990. 治岭头金银矿区 F1 断层的研究及找矿方向探讨. 黄金, 11(5): 8-11
- 邱小平, 华杰雄. 2009. 浙江省遂昌县治岭头金矿矿产预测项目报告
- 刘建明. 1990. 治岭头金银矿床成因讨论. 成都地质学院院报, 17(2): 1-8
- 胡雄健. 1993. 浙江治岭头金矿成因新解. 中国地质, 4: 25-26
- 华杰雄, 陈少华, 毛伟雄, 邓新根. 2000. 岭头金银矿床控矿构造因素及成矿模式. 黄金科学技术, 8(4): 27-35
- 陈好寿, 徐步台. 1996. 浙江主要金银矿床的成矿时代. 科学通报, 41(12): 1107-1110 濮为民. 1998. 浙江省遂昌县治岭头矿区铅、锌、硫矿床地质特征、成因及找矿方向. 有色金属矿产勘查, 7(5): 294-299
- 濮为民, 雷英华, 曾亮, 杨裕凡. 2008. 治岭头地区隐爆型铅锌矿床地质特征. 有色金属, 60(6): 20-24
- 任炳龙. 1992. 治岭头矿区 F1 断层及其断失矿体. 浙江冶金, 3: 4-11
- 梅建明. 2001. 浙江遂昌治岭头金矿床的石英标型. 现代地质, 15(2): 222-225
- 梁子豪, 朱清涛, 韩梦合, 夏安宁, 王雁宾, 俞文娟, 张银珍. 浙江治岭头金-银矿床成矿条件的研究. 地质论评, 31(4): 330-338
- 林兵. 1988. 浙江省诸暨-龙泉一带金矿床的铅同位素地球化学研究. 地质科学, 2: 128-136
- 屈文俊, 杜安道. 2004. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄. 岩矿测试, 22(4): 254-257
- Seedorff E, Dilles JH, Proffett JM, Einaui MT, Zurcher L, Stavast WJA, Johnson DA and Barton MD. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100th Anniversary Volume: 251-298
- Shirey SB, Walker RJ. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. Analytical Chemistry, 67(13): 2136-2141
- Chaussidon M, Albarède F, Sheppard SMF. 1989. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. Earth and Planetary Science Letters, 92(2): 144-156
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 67(5): 551-578
- 蒋少涌, 姜耀辉, 赵葵东. 2005. 矿床地球化学研究进展. 张本仁和傅家谟主编. 地球化学进

展. 北京: 化学工业出版社, 249-252

魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1-166

毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时线及其动力学背景的初步探讨. 矿床地质, 19(4): 289-296.

毛景文, 谢桂青, 郭春丽. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 14(4). 510-526

李献华. 1999. 华南白垩纪岩浆活动与岩石圈伸展-地质年代学与地球化学限制. 北京: 科学出版社, 264-275.

Mao, J. W., Cheng, Y. B., Chen, M. H. , et al. Major types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings. Miner Deposita. Miner Deposita, , 2013, 48:267-294