

柴达木盆地新生代地层年代框架与沉积-构造演化

王伟涛^{1,2*}, 张培震^{1,2}, 段磊^{1,2}, 张博谔^{1,2}, 刘康^{1,2}, 黄荣^{1,2}, 刘彩彩³, 张竹琪³, 郑德文^{3,4}, 郑文俊^{1,2}, 张会平³

1. 中山大学地球科学与工程学院, 珠海 519082;
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082;
3. 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;
4. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

* 联系人, E-mail: wangweitaotao@mail.sysu.edu.cn

2022-01-21 收稿, 2022-02-24 修回, 2022-02-25 接受, 2022-03-04 网络版发表

国家自然科学基金(41888101, 41872204, 42030301)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZK0901)和珠江创新团队项目(2016ZT06N331)资助

摘要 柴达木盆地的新生代地层非常发育, 保存了从新生代早期至第四纪之间连续、完整的沉积记录. 更为重要的是, 柴达木盆地中发育丰富的新生代动、植物化石, 为利用磁性地层学与古生物地层学方法建立盆地尺度的新生代地层年代框架, 揭示盆地沉积演化、构造变形, 以及青藏高原隆升、扩展的过程和动力学机制提供了重要的年代学制约. 然而, 目前关于柴达木盆地新生代地层层序和地层时代的认识还存在诸多矛盾之处. 本文在野外观测、测量的基础上, 总结、分析了柴达木盆地近年发表的相对连续、完整(厚度 ≥ 4500 m)的磁性地层剖面, 厘定了柴达木盆地新生代各岩石地层单元的地质年代. 在此基础上, 我们发现柴达木盆地西缘可能自始新世开始沉积, 中部自渐新世(约31 Ma)开始沉积, 晚渐新世-早中新世沉积范围扩大至盆地东部. 柴达木盆地大部分地区自渐新世(31~26 Ma)开始沉降, 接受沉积的现象表明, 青藏高原东北缘受印度板块与欧亚板块碰撞的影响开始发生构造变形. 中中新世(约15 Ma)以来, 柴达木盆地沉积速率显著增加, 盆地周缘山脉强烈隆升, 揭示印度板块与欧亚板块持续汇聚作用导致的地壳缩短开始主宰高原东北部的构造变形, 使柴达木盆地及其周缘造山带成为青藏高原向东北方向扩展过程中最新的组成部分.

关键词 柴达木盆地, 新生代地层, 磁性地层学, 沉积-构造演化

新生代以来, 青藏高原的形成及其向东北方向的扩展不仅导致了亚洲大陆内部强烈的构造变形, 同时也对高原内部和高原周缘的地貌格局产生重大影响^[1~3], 引发区域乃至全球气候变化^[4~6]、水系重组^[7~10]、自然灾害频发^[11~13]、动物迁徙、扩散乃至新物种的出现^[14,15]. 因此, 青藏高原的隆升与扩展一直是地球科学研究的核心问题. 关于青藏高原的隆升与扩展, 科学家根据不同的证据, 提出了多种隆升-扩展变

形模型. 根据青藏高原不同位置大型断裂带/构造带的变形时代与变形方式, Tapponnier等人^[16]提出了斜向俯冲-挤出变形模型, 揭示高原由南向北逐渐扩展, 高原东北缘于上新世遭受变形, 成为青藏高原最新的组成部分. England和Houseman^[17]、Molnar等人^[18]将青藏高原岩石圈视为一个薄的黏滞体, 认为高原岩石圈的增厚以及对流剥离导致高原在晚中新世加速隆升, 并向周缘扩展. 高原黏性地幔岩石圈变形模型则强调地幔岩

引用格式: 王伟涛, 张培震, 段磊, 等. 柴达木盆地新生代地层年代框架与沉积-构造演化. 科学通报, 2022, 67: 3452-3475

Wang W T, Zhang P Z, Duan L, et al. Cenozoic stratigraphic chronology and sedimentary-tectonic evolution of the Qaidam Basin (in Chinese). Chin Sci Bull, 2022, 67: 3452-3475, doi: 10.1360/TB-2022-0108

石圈的作用,认为印度-欧亚板块在持续汇聚过程中,黏性的地幔岩石圈驱动整个高原发生准同期构造变形,并保持相对恒定的应变速率^[19]。Yin等人^[20,21]提出印度板块与欧亚板块碰撞的应力快速传播到青藏高原东北缘,使高原东北部发生同碰撞构造变形。上述这些截然不同的高原变形模型大都以青藏高原东北缘新生代造山带或沉积盆地发生变形的起始时间作为依据。例如:高原东北缘柴达木盆地上新世开始强烈变形是高原斜向俯冲-挤出模型的重要证据^[22],而高原东北缘盆地新生代早期形成,开始接受沉积的现象则支持高原构造变形受黏性地幔岩石圈驱动的模式^[19]或同碰撞变形模型^[20]。由此可见,重建青藏高原东北缘新生代盆地年代框架、探索高原东北缘构造变形发生的时代与方式是揭示和检验青藏高原隆升及扩展机制的关键。

柴达木盆地是青藏高原东北部最大的新生代陆内沉积盆地,其西起阿尔金山,东达鄂拉山,南临东昆仑山,北接祁连山,东西长约850 km,南北最宽可达350 km,面积约为121000 km²。现今柴达木盆地的平均海拔为2700~2900 m,盆地周围的阿尔金山、东昆仑山、祁连山等山脉的海拔超过4000 m,最高山峰超过5000 m(图1(a))。新生代以来,由于柴达木盆地的快速沉降与周围山脉的快速抬升,使侵蚀自阿尔金山、东昆仑山、祁连山的碎屑物质被河流系统搬运至柴达木盆地内^[22],堆积了厚层可达10000 m的沉积地层^[23-27]。这些地层完整地记录了柴达木盆地沉积演化及其周缘造山带崛起成山、风化侵蚀的过程,是研究青藏高原东北部构造变形与地貌演变的信息库。

20世纪30年代,博格·步林(Bohlin B)^[28]在柴达木盆地东部克鲁克湖与托素湖地区的新生代地层中发现大量哺乳动物化石,开启了柴达木盆地新生代地层与陆生哺乳动物演化的研究。20世纪80~90年代,在柴达木盆地发现众多的介形类^[29]、轮藻^[30]与孢粉^[31]化石,这些化石组合的对比研究揭示柴达木盆地自早始新世开始沉积^[32]。21世纪以来,大量的磁性地层学研究结果也显示,柴达木新生代盆地形成于始新世早期^[33-35],反映了印度-欧亚板块碰撞的远程效应^[23,36,37]。然而,近期柴达木盆地北缘磁性地层与古生物地层学的研究揭示,柴达木盆地中、东部地区可能自渐新世才开始接受沉积^[38-40],反映了青藏高原构造变形由南向北的扩展^[41]。那么,柴达木新生代盆地究竟何时形成,如何演化?盆地何时遭受强烈变形?什么样的地质构造和动力作用控制着柴达木盆地构造变形的发生?柴达木盆地新生

代地层精准年代框架的建立与构造变形分析是解决这些科学问题的基础。

本文以柴达木盆地为研究对象,选择新生代地层出露连续、完整的典型沉积剖面,在野外观察、实测的基础上,厘清盆地新生代地层的沉积序列;总结、分析近年发表的柴达木盆地磁性地层剖面,厘定盆地新生代岩石地层单元的地质年代。依据地层年代框架以及盆地沉积速率的变化,揭示柴达木盆地新生代构造变形过程,探讨青藏高原向东北方向扩展的动力学机制。

1 地质背景

柴达木盆地位于青藏高原东北部东昆仑-柴达木地体之上(图1(a)),盆地西宽东窄呈三角形。柴达木盆地西北部以阿尔金断裂带为界与塔里木盆地分隔,东北部以柴达木盆地北缘逆冲断裂带为边界与祁连山相接,南部边界主要为东昆仑断裂带与东昆仑山(图1(b))。盆地的基底主要由前寒武系的结晶岩系和沉积岩系组成,印支运动之后盆地基底基本成形^[47,48]。侏罗纪时期,在区域伸展的构造背景下,柴达木盆地北缘形成一系列的箕状断陷^[23,49],这些断陷盆地的沉积范围逐渐扩大,在早白垩世相互连通,形成大型陆源碎屑岩沉积盆地。晚白垩世,柴达木盆地经历抬升,缺失上白垩统。

新生代以来,随着青藏高原的向北扩展,高原东北缘造山带再次复活,发生强烈构造变形,柴达木盆地在北西-北西西向断裂带的控制下相对周缘造山带快速沉降,接受了巨厚的新生代沉积,成为青藏高原东北缘的大型山间盆地(图1(a), (b))。依据盆地内地层岩性、沉积环境、接触关系、古生物组合等特征,柴达木盆地的新生代地层由老到新被划分为7个主要的岩石地层单元,分别为:路乐河组、下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组、狮子沟组及七个泉组^[23,24,32,50]。分布于盆地中心,上覆于七个泉组之上的上更新世-全新世地层,近期被划分为独立的地层单元,命名为达布逊-盐桥组^[23]。晚新生代以来,柴达木盆地周缘的断裂系统,尤其是盆地北缘逆冲断裂带的强烈活动及其向盆地内部的扩展,使柴达木盆地北缘褶皱变形,中生代-新生代地层出露地表,发育一系列天然的沉积剖面。

路乐河组是柴达木盆地新生代的第一套沉积地层,野外露头多分布于盆地北缘。高密度地震反射剖面勘探结果显示,路乐河组主要分布在盆地中、西部,沉积

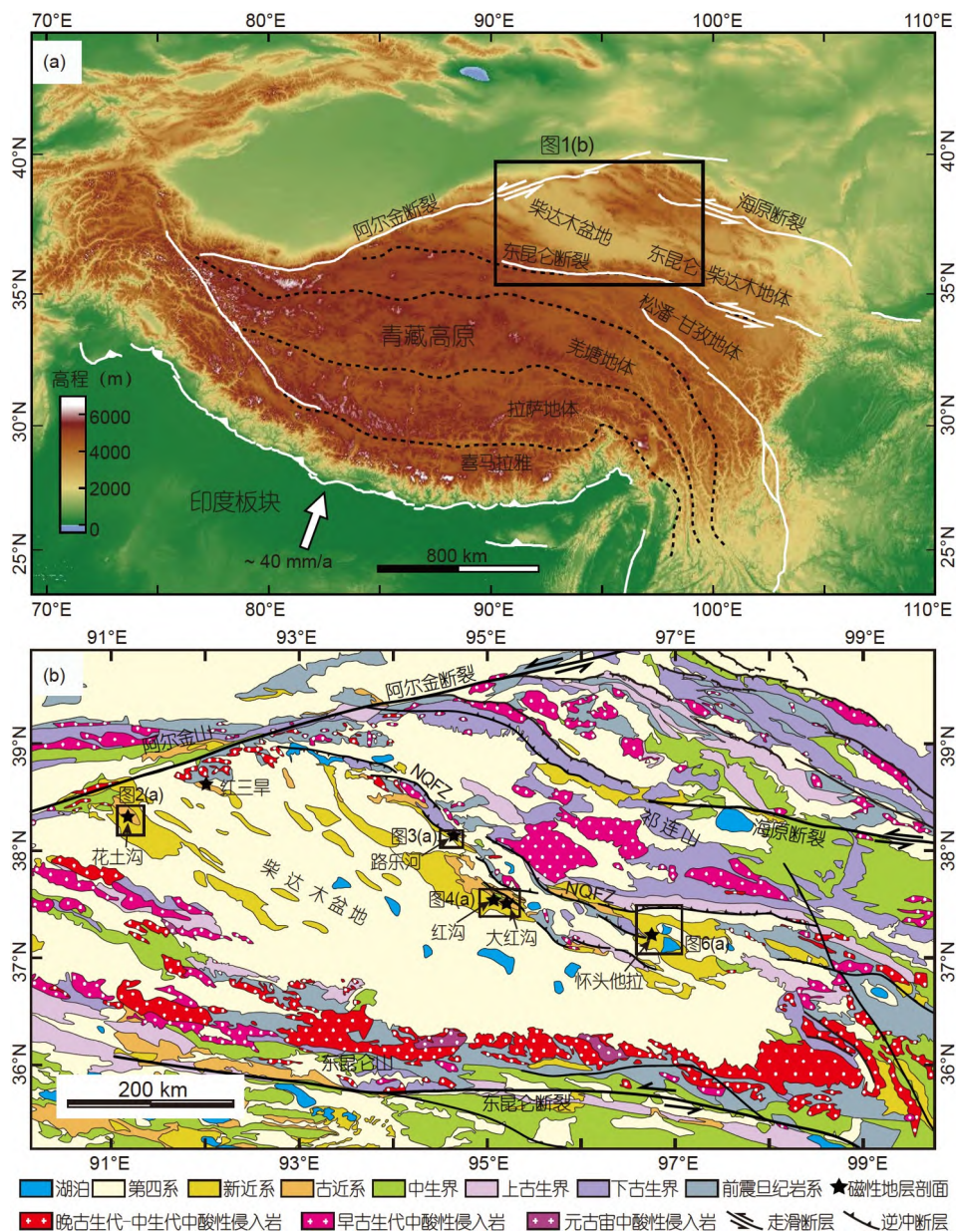


图 1 青藏高原构造地貌图与柴达木盆地及其邻区地质简图。(a) 青藏高原构造地貌图, 黑色方框显示了图(b)的位置。(b) 柴达木盆地及其邻区地质简图(据青藏高原及其邻区1:1500000地质图修改^[42]), 显示了柴达木盆地周缘造山带与断裂系统(NQFZ-柴达木盆地北缘逆冲断裂带)、近年发表磁性地层剖面(花土沟剖面^[43]、红三旱剖面^[44]、路乐河剖面^[35,40]、红沟剖面^[38]、大红沟剖面^[33,45]、怀头他拉剖面^[46])位置以及图2(a)、3(a)、4(a)、6(a)的位置与范围

Figure 1 Regional shaded relief map of the Tibetan Plateau and simplified geological map of the Qaidam Basin and its adjacent regions. (a) Regional shaded relief map of the Tibetan Plateau showing major physiographical and tectonic features of the Tibetan Plateau. The black box outlines the location of (b). (b) Simplified geological map of the Qaidam Basin and its adjacent regions (modified from 1:1.5 Million Geological Map of Tibetan Plateau and its Surrounding Areas^[42]). The mountain ranges and faults around the Qaidam Basin (NQFZ-North Qaidam thrust fault zone), recent published magnetostratigraphic sections at Huatugou^[43], Hongsanhan^[44], Lulehe^[35,40], Honggou^[38], Dahonggou^[33,45] and Huaitoutala^[46] as well as locations of Figs. 2(a), 3(a), 4(a) and 6(a)

中心位于盆地西北部^[24,25,27]。路乐河组地层以路乐河东沟剖面为层型剖面^[24,32,50], 主要由紫红色-棕红色砾岩、含砾砂岩夹棕红色砂质泥岩、泥质粉砂岩组成,

其中砾岩分选较差, 呈次棱角状-次圆状。路乐河组与下伏下白垩统犬牙沟组呈角度不整合或平行不整合接触关系。

下干柴沟组在盆地内部广泛分布,在盆地西部、北部均有出露。下干柴沟组与下伏路乐河组呈整合或假整合接触,该组下部岩性以棕红色泥岩、灰色砂岩为主,夹有砾岩、砂质砾岩薄层;上部岩性主要以紫红色、灰绿色、棕黄色泥岩与厚层灰色、灰白色砂岩、粉砂岩互层为特征。

上干柴沟组遍布整个盆地,其中在盆地西南缘、北缘广泛出露,与下伏地层呈整合接触关系,其岩性主要为灰绿色、紫红色厚层泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩夹厚层灰色、灰绿色砂岩。下油砂山组在柴达木盆地的分布更广泛,与下伏上干柴沟组呈整合接触,其岩性以灰绿色、黄绿色砂岩,灰色、深灰色泥岩、砂质泥岩为特征。上油砂山组在柴达木盆地的分布亦非常广泛,不仅在盆地东部、北部、西部边缘多有出露,在盆地内部隆起区也多有分布。上油砂山组与下伏下油砂山组呈整合接触关系,岩性在盆地边缘粒度较粗,盆地中心粒度较细;在盆地北缘岩性以灰色-黄灰色砾岩夹浅绿色-黄绿色砂岩及泥质粉砂岩为主,在盆地中心主要为灰色、深灰色、灰绿色泥岩、泥质粉砂岩夹泥灰岩为特征。狮子沟组下伏上油砂山组多为整合接触关系,岩性在盆地边缘主要为浅黄色-灰色厚层-巨厚层砾岩,砾质砂岩夹黄灰色-黄绿色粉砂岩、泥岩薄层。在盆地中心主要为黄绿色、灰绿色巨厚层砂岩、泥岩、泥质粉砂岩不等厚互层。七个泉组主要分布在盆地中-东部地区,在盆地中心与下伏狮子沟组呈整合接触,在盆地边缘则与下伏地层呈角度不整合接触,其岩性为土黄色厚层砾岩夹浅灰色-黄灰色砂岩、粉砂岩。

表1总结了柴达木盆地新生代介形虫、轮藻、孢粉化石组合^[29-31,53]。路乐河组上部发育轮藻*Grovesi-chara changzhouensis*,其大量出现在古新世和早始新世地层中^[54]。该组孢粉化石主要包括*Meliaceoidites*(椴粉属)、*Quercoidites*(栎粉属)、*Ephedripites*(麻黄粉属),称为*Ephedripites-Meliaceoidites-Quercoidites*组合,这也是中国西北早、中始新世常见的孢粉组合^[55]。路乐河组的介形类化石稀少,仅在该组上部地层中产有*Candona*、*Candoniella*、*Ilyocypris*和*Darwinula*(表1)。路乐河组上部地层中的*Ilyocypris cf. aralaensis*与上覆下干柴沟组地层中的*I. aralaensis*存在显著差异,显示出时代较老的特征^[53]。轮藻、孢粉与介形类化石组合的特征显示,路乐河组的沉积时代可能为早-中始新世^[24,29-31],部分磁性地层剖面的研究结果也表明,路乐河组的沉积年代为54~43.5 Ma^[33-35]。

依据介形虫、轮藻、孢粉化石组合以及磁性地层的(表1),前人认为,柴达木盆地下干柴沟组的沉积时代为中-晚始新世(43.5~35 Ma),上干柴沟组为渐新世(35~22 Ma),下油砂山组为早-中中新世(22~13 Ma),上油砂山组为晚中新世(13~8 Ma),狮子沟组为晚中新世-上新世(8~2.5 Ma),七个泉组为第四纪早-中更新世沉积(<2.5 Ma,表1)。然而,柴达木盆地中东部新生代哺乳动物化石^[56],以及哺乳动物群约束下的磁性地层结果则反映盆地新生代早期地层的时代较为年轻^[38,39,57]。各岩层单元时代分别为:路乐河组31~23.5 Ma,下干柴沟组23.5~17 Ma,上干柴沟组17~11 Ma,下油砂山组11~8 Ma,上油砂山组8~6 Ma,狮子沟组<6 Ma。

2 柴达木盆地新生代剖面

柴达木盆地新生代地层主要在盆地西缘、北缘出露,其中新生代地层较为连续、完整的剖面自西向东包括花土沟剖面、路乐河剖面、红沟剖面、大红沟剖面、怀头他拉剖面(剖面位置见图1(b))。这些沉积剖面是建立柴达木盆地新生代地层高精度年代框架、分析盆地沉积演化与构造变形、揭示青藏高原向东北方向扩展过程的物质基础。

2.1 花土沟剖面

花土沟剖面(又名西岔沟剖面)是柴达木盆地西部的代表性剖面。该剖面位于盆地西南部花土沟镇以北约10 km,阿尔金断裂带南侧的干柴沟背斜的西南翼(图1(a)和2(a))。干柴沟背斜是受阿尔金断裂活动而形成,呈北西-南东走向的背斜构造^[59]。背斜的北部被阿尔金断裂的分支断层切割,其核部出露下干柴沟组^[58,59],西南和东北两翼从下向上分别由上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组、狮子沟组组成(图2(a), (b))。下干柴沟组主要由红色厚层泥岩、粉砂岩、砂岩夹薄层的砾岩、含砾砂岩组成。泥岩与粉砂岩等细粒碎屑岩单层厚0.2~1 m,砾岩与含砾砂岩等粗碎屑岩层通常厚约0.1~0.2 m。上干柴沟组厚约895 m,主要由厚层灰色-灰白色粉砂岩、细砂岩组成,局部夹有薄层泥质微晶灰岩、石膏层以及分选较差的薄层砾岩^[43]。下油砂山组厚约2800 m,主要由灰色至红棕色粉砂质泥岩、泥质灰岩、粉砂岩和细砂岩偶夹薄层砾岩层组成。该组下部可见鱼类、植物叶片化石^[43]。上油砂山组厚660 m,为灰色至棕色,由粉砂岩、细砂岩与厚层颗粒支撑的砾岩组成^[43]。狮子沟组主要由厚层块状砾岩组

表1 柴达木盆地新生代地层介形类、轮藻、孢粉化石组合及地层年代

Table 1 Ostracode, charophyte and sporopollen assemblages in the Cenozoic strata of the Qaidam Basin and ages

地层单元		岩性组合	化石组合 1. 介形类; 2. 轮藻; 3. 孢粉	地层时代 (Ma)
第四系	更新统	七个泉组 黄色厚层砾岩, 浅灰色、黄灰色砂岩, 粉砂岩	1. <i>Qinghaicypris crassa</i> , <i>Stencycypris fischeri</i> , <i>Stencycypris major</i> , <i>Cytherissa lacustris</i> , <i>Ilyocypris sebeiensis</i> , <i>Ilyocypris gibba</i> 等 ^[51,52] ; 2. <i>Tectochara diluviana</i> , <i>Nanlingquichara columelaria</i> 等 ^[50] ; 3. <i>Artemisia</i> , <i>Ephedra</i> , <i>Nitravia</i> 等 ^[24]	<2.6 ^[23,46]
	上新统	狮子沟组 灰色厚层砾岩, 砾质砂岩夹黄绿色粉砂岩、泥岩	1. <i>Cyprideis pseudotorosa</i> , <i>Eucypris concinna rostrate</i> , <i>Eucypris concinna concinna</i> , <i>Candona qiulingensis</i> , <i>Potamocypris donglingquensis</i> , <i>Microlimnocythere sinensis</i> 等 ^[29] ; 2. <i>Charites donglingquensis</i> , <i>Charites acutaconica</i> , <i>Charites eboliangensis</i> , <i>Tectochara meriani</i> , <i>Tectochara globula</i> , <i>Tectochara huangi</i> 等 ^[24,30] ; 3. <i>Artemisiaepollenites</i> , <i>Chenopodipollis</i> , <i>Ephedripites</i> 等 ^[31]	8.0~2.6 ^[23,33,46]
新近系	上油砂山组	灰色、黄绿色砾岩夹黄绿色砂岩、泥质粉砂岩	1. <i>Cyprideis posticlinia</i> , <i>C. longielliptica</i> , <i>Paracandona euplectella</i> , <i>Candoniella biconcava</i> , <i>Eucypris concinna qaidamensis</i> 等 ^[29] ; 2. <i>Tectochara meriani</i> , <i>Tectochara globula</i> , <i>Tectochara huangi</i> , <i>Tectochara zhui</i> , <i>Tectochara houi</i> , <i>Meadlerisphaera primoskensis</i> , <i>Charites molassica</i> , <i>Charites sadleri</i> , <i>Granulichara ovalis</i> , <i>Grambastichara tornata</i> 等 ^[24,30] ; 3. <i>Chenopodipollis</i> , <i>Composita</i> , <i>Ephedripites</i> 等 ^[31]	13.0~8.0 ^[23,33,43,45,46]
	中新统	下油砂山组 灰绿色、黄绿色砂岩, 灰色泥岩、泥质粉砂岩	1. <i>Cyprinotus</i> , <i>Cypris</i> , <i>Potamocypris</i> , <i>Eucypris</i> , <i>Zonocypris</i> , <i>Cycloocypris</i> , <i>Cypridopsis</i> , <i>Cyprinotus</i> , <i>Candona</i> , <i>Paracandona</i> , <i>Leucocythere</i> , <i>Cyprideis</i> , <i>Ilyocypris</i> , <i>Darwinula</i> , <i>Mediocypris</i> , <i>Leucocythere</i> , <i>Youshashania</i> , <i>Qaidamocythere</i> , <i>Eulimnocythere</i> 等 ^[29] ; 2. <i>Tectochara globula</i> , <i>Tectochara zhui</i> , <i>Tectochara houi</i> , <i>Charites molassica</i> , <i>Charites sadleri</i> , <i>Charites inconspicua</i> , <i>Raskyaechara aff. peckii</i> , <i>Granulichara ovalis</i> 等 ^[30] ; 3. <i>Piceapollenites</i> , <i>Ephedripites</i> , <i>Chenopodipollis</i> 等 ^[31]	22.0~13.0 ^[23,24,33,43~45]
	渐新统	上干柴沟组 棕红色泥岩、粉砂岩, 灰色、灰绿色砂岩, 偶夹泥灰岩	1. <i>Hemicyprinotus</i> , <i>Mediocypris</i> , <i>Candona</i> , <i>Cypris</i> , <i>Eucypris</i> , <i>Cyprinotus</i> , <i>Potamocypris</i> , <i>Candoniella</i> , <i>Leucocythere</i> , <i>Paracandona</i> , <i>Youshashania</i> , <i>Gauricypris</i> , <i>Camarocypris</i> , <i>Cycloocypris</i> , <i>Cypridopsis</i> , <i>Ilyocypris</i> 等 ^[29] ; 2. <i>Amblyochara sp.</i> , <i>Charites sp.</i> , <i>Granulichara sp.</i> , <i>Tectochara sp.</i> , <i>Maedlerisphaera chinensis</i> 等 ^[30] ; 3. <i>Ephedripites</i> , <i>Betulaepollenites</i> , <i>Chenopodipollis</i> 等 ^[31]	35.0~22.0 ^[23,24,33,43~45]
古近系	下干柴沟组	紫红色、棕色、灰绿色泥岩、泥质粉砂岩夹灰绿色砂岩、砾岩	1. <i>Austrocypris</i> , <i>Ilyocypris</i> , <i>Cyprinotus</i> , <i>Eucypris</i> , <i>Mediocypris</i> , <i>Typhlocypris</i> , <i>Cypris</i> , <i>Neocypris</i> , <i>Cycloocypris</i> , <i>Potamocypris</i> , <i>Candona</i> , <i>Candoniella</i> , <i>Leucocythere</i> , <i>Darwinula</i> 等 ^[29] ; 2. <i>Tectochara dahonggouensis</i> , <i>Croftiella brevicylindrica</i> , <i>Granulichara longovalis</i> , <i>Grambastichara conica</i> , <i>Maedlerisphaera chinensis</i> , <i>Gyrogona hongshanensis</i> 等 ^[30] ; 3. <i>Quercoidites</i> , <i>Meliaceoidites</i> , <i>Ephedripites</i> , <i>Chenopodipollis</i> 等 ^[31]	43.5~35.0 ^[23,24,33,35,44]
	始新统	路乐河组 棕红色砾岩、含砾砂岩, 偶含棕红色砂质泥岩、粉砂岩	1. <i>Candona</i> , <i>Candoniella</i> , <i>Ilyocypris</i> , <i>Darwinula</i> 等 ^[24,29] ; 2. <i>Grovesichara</i> , <i>Obtusochara brovicylindrica</i> , <i>O. breviovalis</i> , <i>Gyrogona sp.</i> , <i>Sphaerochara sp.</i> 等 ^[24,30] ; 3. <i>Meliaceoidites</i> , <i>Quercoidites</i> , <i>Ephedripites</i> , <i>Abietinaepollenites</i> , <i>Pinuspollenites</i> 等 ^[31]	54.0~43.5 ^[23,24,33~35]

成, 该组上部被全新统松散的水平砾石层所覆盖。花土沟剖面上油砂山-狮子沟组的砾岩厚度由下向上逐渐增厚、粒度逐渐变粗, 显示出向上变粗的逆粒序。

Chang等人^[43]以花土沟剖面为研究对象, 选择上干柴沟组至上油砂山组(剖面起点38°25.6'N, 90°53.8'E; 终点38°22.0'N, 90°52.9'E, 图2(a), (b))厚约4500 m的沉积地层, 以3~9 m为间距, 系统地采集了古地磁样品, 获得了花土沟剖面33个正极性(N1~N33)和34个负极性(R1~R34)组成的磁极性剖面(图2(c))。在花土沟附近, 上干柴沟组地层中发现渐新世介形类化石组合*Mediocy-*

pris、*Mediocypris Candonaeformis*、*Cyprinotus*和*Hemicyprinotus sp.*^[44,61]; 下油砂山组出现中新世介形类化石*Qaidamocythere ninae*^[61,62]。以此为参考, Chang等人^[43]将花土沟磁性地层剖面与标准极性年表(geomagnetic polarity time scale 2012, GPTS2012^[60])的C5r.2n~C9n段对比(图2(c))。根据这种对比方案, 柴达木盆地西南部花土沟剖面上干柴沟组开始接受沉积的时间>27.4 Ma, 上干柴沟组顶部的年龄约为23 Ma; 下油砂山组的时代为23~12.4 Ma; 上油砂山组的时代<12.4 Ma。

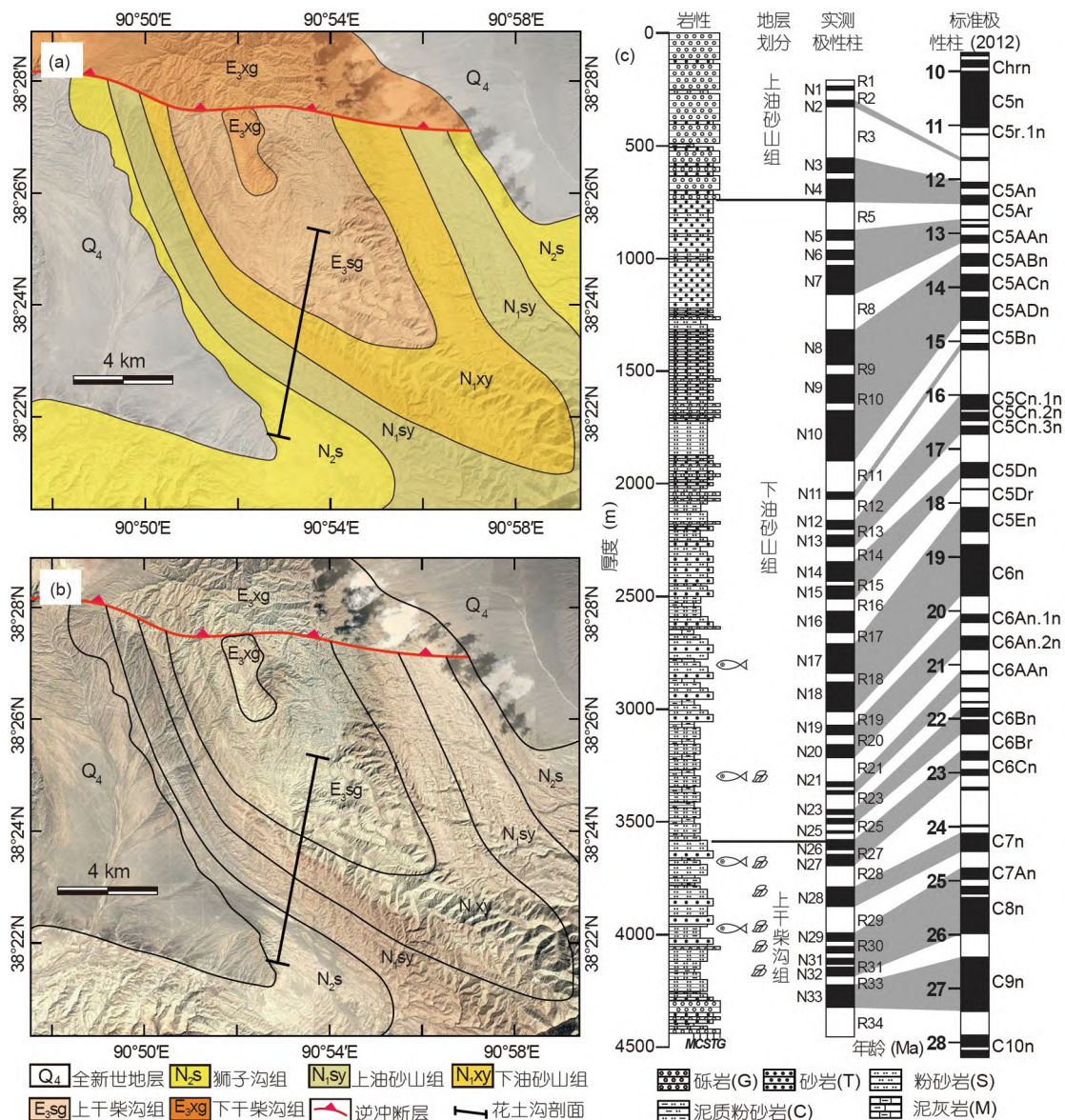


图 2 干柴沟背斜地质图、地貌影像图以及花土沟剖面磁性序列与标准地磁性年表对比图。(a) 干柴沟背斜地质图(修改自文献[43,58]), 显示了花土沟磁性地层剖面的位置。(b) 干柴沟背斜影像与新生代地层界线分布图。(c) 花土沟磁性序列与标准地磁性年表(GPTS2012^[60])对比图^[43]

Figure 2 Geological map, topographic image of the Ganchaigou anticline and correlations of the Huatugou magnetostratigraphy with the geomagnetic polarity time scale. (a) Geological map of the Ganchaigou anticline, showing location of the Huatugou magnetostratigraphy (modified from Refs. [43,58]). (b) Image of the Ganchaigou anticline, showing Cenozoic strata boundaries around the Ganchaigou anticline. (c) Correlations of the observed polarity sequence with the geomagnetic polarity time scale 2012 (GPTS2012^[60])[43]

2.2 路乐河剖面

“路乐河”即“噉唠河”，是柴达木盆地北缘地名的同音翻译。路乐河源于噉唠山，向西南流入柴达木盆地内部(图3(a), (b))。出露于路乐河河谷及其以东约4 km的东沟新生代地层剖面，被称为路乐河剖面。路乐河剖面位于柴达木盆地北缘中部，是盆地中部的代表性剖面。

该剖面在构造上表现为被柴达木盆地北缘逆冲推覆断裂带改造的背斜构造，背斜核部是被断层切割的中生界，背斜南、北两翼新生代地层广泛出露(图3(a), (b))，其中南翼地层较北翼连续，厚度可达5000 m。这些新生代地层在接近背斜核部时倾角为40°~50°，向南地层倾角逐渐增大，可达88°，局部地层倒转，至狮子沟组上

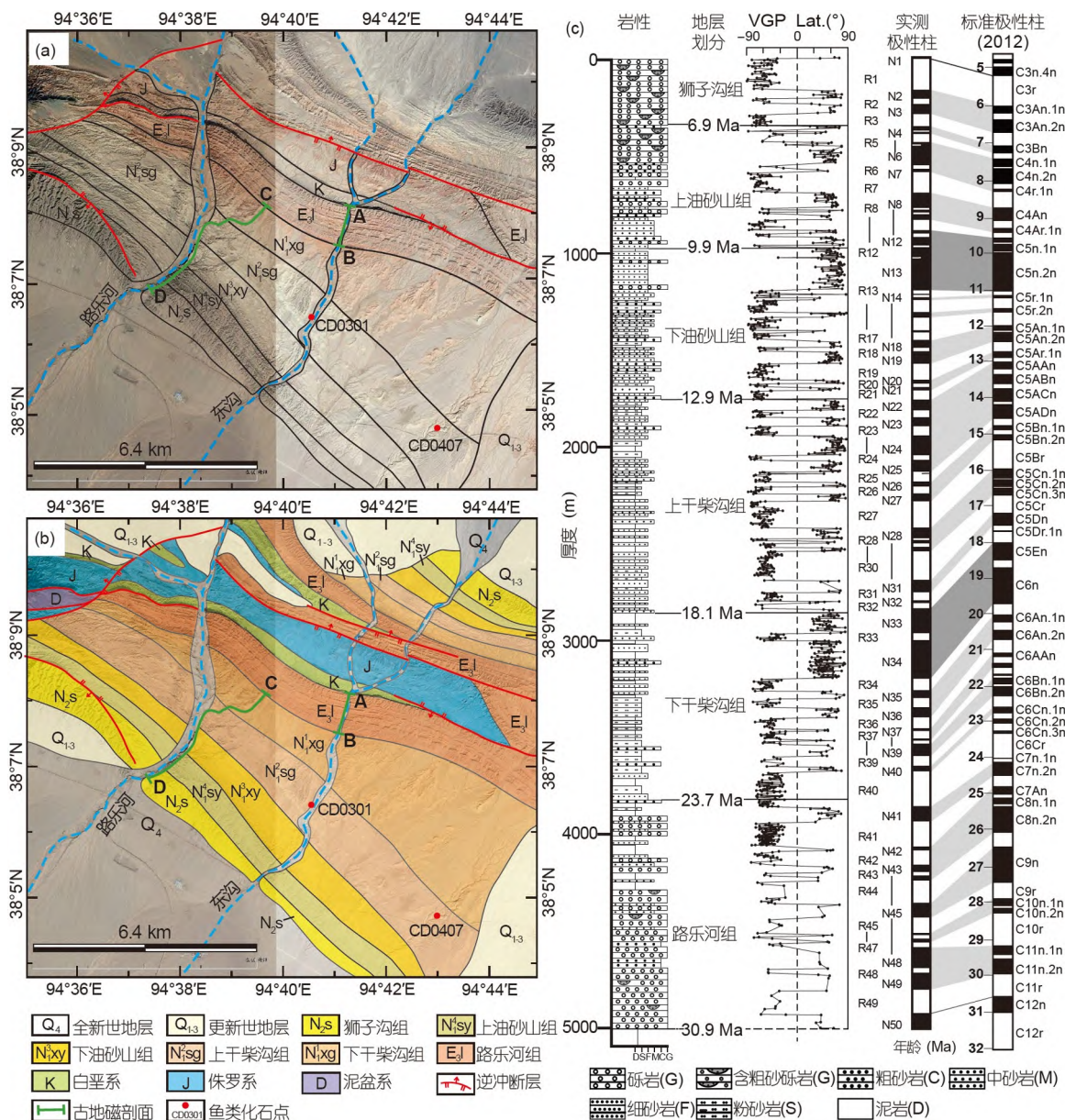


图3 路乐河剖面地质、地貌图及其磁极性序列与标准地磁极性年表对比图。(a) 路乐河背斜影像与该地区主要断裂、中-新生代地层界线分布图。(b) 路乐河背斜地质图。(a)与(b)显示了路乐河磁性地层剖面的位置以及路乐河地区鱼类化石的分布位置。(c) 路乐河磁性地层剖面与标准地磁极性年表(GPTS2012^[60])对比图^[40]

Figure 3 Topographic image and geological map as well as correlations of the Lulehe magnetostratigraphy with the geomagnetic polarity time scale. (a) Image of the Lulehe anticline, showing Cenozoic strata boundaries around the Lulehe anticline. (b) Geological map of the Lulehe anticline. Both (a) and (b) show the locations of Lulehe magnetostratigraphy, fish fossils found in the Lulehe region. (c) Correlations of the Lulehe magnetostratigraphy with the GPTS2012^[40,60]

部, 地层倾角逐渐变小至20°。路乐河东沟剖面的路乐河组与下伏下白垩统牙沟组呈角度不整合接触关系^[63], 厚度约为1200 m, 是柴达木盆地路乐河组的层型剖面^[24,32,50], 其岩性主要由紫红色-砖红色厚层-巨厚层砾岩、含砾砂岩与粉砂岩组成(图3(c))。该套地层中砾石的最大粒径可达1 m, 向上粒度逐渐变细, 呈正粒序。

沿路乐河剖面, 下干柴沟组与下伏路乐河组呈整合接触关系, 厚约1100 m, 岩性主要由紫红色-猪肝色厚层泥岩、泥质粉砂岩夹灰色厚层砂岩组成, 向上砂岩层厚度逐渐减薄, 粒度逐渐变细(图3(c))。上干柴沟组厚850 m, 为棕红色、暗褐色、灰绿色厚层-巨厚层泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩, 夹灰白色、灰绿色中层-

厚层砂岩(图3(c)). 上干柴沟组地层中砂岩呈板状, 侧向延伸超过50 m, 发育平行层理、槽状交错层理; 泥岩中发育水平层理.

路乐河剖面的下油砂山组厚约800 m, 与下伏上干柴沟组整合接触. 下油砂山组可分为上、下两部分: 下部主要由灰绿色、灰白色厚层砂岩夹暗灰色、灰绿色中-厚层泥岩、粉砂岩组成; 上部主要由灰色、暗灰色厚层含砾砂岩、砾岩夹灰色、灰绿色、土黄色砂质泥岩、粉砂岩组成(图3(c)). 总体上, 下油砂山组下部沉积物粒度较细, 上部粒度较粗, 呈逆粒序. 上油砂山组厚810 m, 主要由厚层-巨厚层灰色砾岩、砂质砾岩夹土黄色-浅褐色含砾砂岩、粉砂岩以及少量泥岩组成(图3(c)). 上油砂山组砾岩中可见由砾石条带组成的粗糙平行层理、槽状交错层理, 砂岩中发育平行层理. 狮子沟组厚约370 m, 以灰色-灰黑色厚层-巨厚层砾岩为主, 局部夹有灰色、浅黄色砂岩透镜体或泥质粉砂岩、泥岩薄层(图3(c)). 狮子沟组地层层理不发育.

Fang等人^[35]对路乐河背斜东沟剖面的路乐河组与下干柴沟组开展了磁性地层测年研究, 发现路乐河组自54 Ma开始沉积, 持续至43.5 Ma, 下干柴沟组的时代为43.5~30 Ma. 该结果与柴达木盆地路乐河组轮藻、孢粉与介形类化石组合揭示的地层年代大体一致, 表明柴达木盆地可能自早始新世开始接受沉积.

在路乐河东沟剖面及其邻近地区, Wang等人^[56]、陈耿娇和刘娟^[64]记述了上干柴沟组两个地点(CD0301、CD0407, 图3(a), (b))发现的鲤科鱼类咽骨、咽齿等化石. 通过详细的形态学比较, CD0407地点发现的鲤科鱼类咽骨、咽齿化石的性状与原始鲃亚科鱼类较为相近, CD0301地点鱼类化石可能与鲃亚科或裂腹鱼亚科、鲤亚科、鲃亚科中某一类型较相近, 但具体的亚科及属种难以确定^[64]. 鲃亚科鱼类可能最晚在早渐新世出现, 中新世-上新世也曾发现大量的鲃亚科鱼类化石^[65,66]. 由于柴达木盆地鲃亚科鱼类、裂腹鱼亚科鱼类目前所发现的化石不多, 尚需更为深入的研究为上干柴沟组提供独立、准确的时代约束.

段磊等人^[40]于2019~2020年选择路乐河背斜南翼东沟剖面的路乐河组和路乐河剖面的下干柴沟组至狮子沟组地层中的细颗粒沉积物, 以2~3 m为间距, 系统地采集了2041组古地磁样品, 用以建立柴达木盆地北缘中段的磁性地层极性序列(图3(c)). 样品在中国科学院地球环境研究所与中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室, 使用TD-48热退磁仪, 以10~50°C为温

度间隔进行逐步热退磁, 共22步, 最高退磁温度为680/690°C. 剩磁测量使用2G超导磁力仪, 最终获得了路乐河剖面路乐河组-狮子沟组约5000 m厚地层的古地磁极性变化序列. 该剖面共检出50个正极性(记作N1~N50), 49个负极性(记作R1~R49)(图3(c)).

尽管路乐河磁性地层剖面缺少绝对年代的限定, 但以下证据为路乐河剖面磁极性序列与标准地磁极性年表(GPTS2012^[60])的对比提供了约束条件: (1) 路乐河采样剖面上部发育上油砂山组土黄色-灰色粉砂岩、砂岩夹砾岩与狮子沟组厚层灰色砾岩. 上油砂山组和狮子沟组地层在盆地范围内可以通过地层的岩性、颜色、化石组合等特征进行对比^[24,32]. 上油砂山组与狮子沟组地层中发育的哺乳动物化石(深沟动物群、怀头他拉动物群)^[56,67]、介形类^[29]、轮藻^[30]、孢粉^[31]化石以及磁性地层学研究^[38,39,46,68]均表明上油砂山组-狮子沟组的沉积时代为晚中新世-上新世(表1). 因此, 路乐河剖面上部地层的年代应为晚中新世-上新世. (2) 柴达木盆地已有的较为连续的磁性地层学剖面均清晰地记录了晚中新世的长正极性时C5n.2n(10~11 Ma)^[33,38,46], 路乐河剖面在深度1000~1200 m亦检测出这一标志性的长正极性(N13), 可作为磁极性对比的重要参考. (3) 受全球气候变化及海陆分布控制的亚洲内陆干旱格局^[69,70]的影响, 青藏高原东北缘盆地中-晚始新世的地层中多发育厚层石膏与泥岩互层(如兰州盆地的野狐城组^[71,72]、西宁盆地的洪沟组、马哈拉沟组^[73~76]), 而柴达木盆地路乐河剖面未发育厚层石膏与泥岩的互层, 表明该剖面的沉积年龄很可能晚于始新世.

以上述证据为参考, 段磊等人^[40]将路乐河剖面磁极性序列(N1~N50、R1~R49)与标准地磁极性年表的C3n.4n~C12n进行对比(图3(c)). 这一方案中, 路乐河剖面的磁极性序列可很好地与地磁极性年表进行对比. 例如, N2和N3分别相当于C3An.1n和C3An.2n, N4~N10相当于C3Bn~C4Ar.1n, N11~N13相当于C4Ar.2n~C5n.2n, N15~N31相当于C5r.1n~C5Dn, N33~N34相当于C5En~C6n, N35~N40相当于C6An.1n~C6Cn.1n. N40与N41之间可能缺失持续时间较短的极性事件C6Cn.2n~C6Cn.3n, N41~N50可与C7n.2n~C12n很好地对应(图3(c)).

路乐河剖面磁极性序列与地磁极性年表的对比方案^[40]表明, 柴达木盆地北缘路乐河地区自约31 Ma开始接受沉积, 并持续至约5 Ma. 路乐河剖面各层单元的年龄分别为: 路乐河组31~23.7 Ma, 下干柴沟组23.7~18

Ma, 上干柴沟组18~13 Ma, 下油砂山组13~10 Ma, 上油砂山组10~7 Ma, 狮子沟组<7 Ma. 这一研究结果为柴达木盆地中部渐新世才开始接受沉积提供了新证据.

2.3 红沟剖面

红沟剖面位于柴达木盆地的北缘逆冲褶皱带中东段, 大红沟背斜的南翼(图4(a), (b)). 大红沟背斜呈北西-南东走向, 其北翼缓, 南翼陡. 背斜的核部出露下白垩

统犬牙沟组, 由核部向南、北两翼新生代地层不整合于犬牙沟组之上. 红沟剖面新生代地层沿背斜南翼出露连续且完整, 剖面起点37°32'25"N, 95°10'6"E, 终点37°28'53"N, 95°8'6"E. 剖面自下而上发育路乐河组、下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组和狮子沟组(图4(a), (b)). 红沟剖面地层倾向向南, 接近背斜核部倾角为10°~30°, 剖面中-上部地层倾角为70°~90°, 局部倒转, 剖面顶部地层倾角逐渐变小, 至20°(图

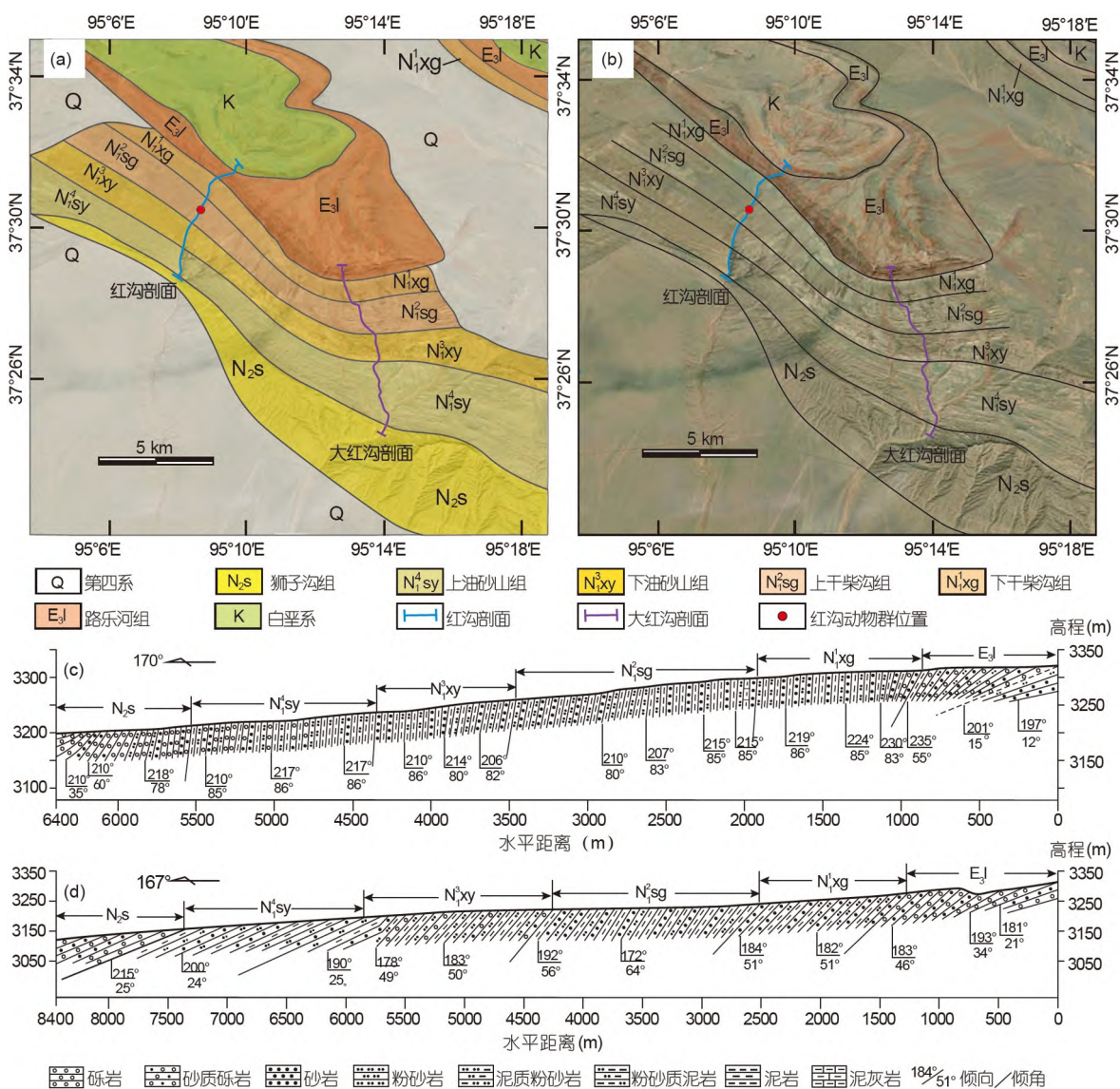


图4 大红沟背斜地质、地貌图与实测剖面图. (a) 大红沟背斜地质简图. (b) 大红沟背斜地貌影像及中生代-新生代地层界线分布图. (a), (b) 显示了红沟、大红沟磁性地层剖面以及红沟动物群的位置. (c) 红沟实测剖面图. (d) 大红沟实测剖面图(修改自文献[33])
 Figure 4 Geological and topographic maps and cross-sections of the Dahonggou anticline. (a) Simplified geological map of the Dahonggou anticline. (b) Image of the Dahonggou anticline with Mesozoic-Cenozoic boundaries around the Dahonggou anticline. (a) and (b) show the locations of the Dahonggou and the Honggou magnetostratigraphies as well as the Honggou mammalian fossil fauna. (c) Cross-section of the Honggou section. (d) Cross-section of the Dahonggou section (modified from Ref. [33])

4(c).

红沟剖面路乐河组厚约490 m, 其下部主要由厚层-巨厚层紫红色-砖红色砾岩夹砖红色含砾砂岩组成; 上部主要由砖红色砾岩与砖红色含砾砂岩、粉砂岩以及泥岩不等厚互层构成. 该地区路乐河组的砾岩呈透镜状, 分选较差, 磨圆呈次棱角状-次圆状, 向上砾岩厚度逐渐减小, 砂岩、粉砂岩、泥岩逐渐增多呈正粒序(图5(a)). 红沟剖面路乐河组的颜色、沉积特征、粒序变化均与路乐河组层型剖面可以较好地对比^[38].

红沟剖面下干柴沟组厚约980 m, 主要由厚层-巨厚层黄色-黄绿色含砾粗砂岩、中砂岩、细砂岩与厚层紫红色-灰绿色泥质粉砂岩、泥岩不等厚互层组成. 该组砂岩呈透镜状, 发育槽状交错层理、平行层理; 泥岩、粉砂岩呈板状或透镜状, 发育水平层理. 上干柴沟组厚1400 m, 由厚层-巨厚层灰绿色-桔红色-浅棕色泥岩、泥质粉砂岩与淡黄色中厚层砂岩组成, 该组中、上部夹数层青灰色-灰黑色薄层泥质灰岩(图5(a)).

红沟剖面下油砂山组厚约820 m, 岩性以厚层-巨厚层土黄色、浅灰色泥岩、泥质粉砂岩为主, 夹有厚层灰色-黄灰色中-细砂岩, 泥岩中发育水平层理, 砂岩层中可槽状交错层理与平行层理. 上油砂山组厚约1070 m, 其下部主要由厚层土黄色-浅灰色泥岩、泥质粉砂岩夹有薄层灰色细砾岩; 上部以厚层灰色砾岩、含砾砂岩与浅灰色泥岩、泥质粉砂岩互层为特征, 该套地层向上粒度逐渐变粗, 呈逆粒序(图5(a)).

红沟剖面上部的狮子沟组厚约550 m, 主要由灰色厚层中、细砾岩夹砾质砂岩组成. 砾石分选差, 次圆状-棱角状磨圆, 发育粗糙的槽状交错层理与平行层理.

在红沟剖面中下部的上干柴沟组(剖面深度3158 m左右, 37°30'30.2"N, 95°08'39.6"E和37°30'29.4"N, 95°08'39.4"E), 李强和王晓鸣^[57]发现了大量的哺乳动物化石、龟鳖类和植物化石碎片. 其中哺乳动物化石计有*Monosaulax tungurensis*(通古尔单沟河狸)、*Rhinocerotidae* indet.(犀科属种未定)、*Zygodon* sp.(犏齿象未定种)、*Turcocerus* sp.(土耳其羊未定种)、*Plesiodipus* sp.(近古仓鼠未定种)、*Mioechinus?* sp.(中新猬?未定种)等^[38,57]. 水生生物化石包括少量鱼类化石, 如零散的鳍条和至少7枚咽喉齿, 这些化石可归入鲤科Cyprinidae中的裂腹鱼亚科Schizothoracinae; 一件残破的背甲代表了龟鳖类的出现; 扁形的螺类, 最大者直径超过3 cm; 破碎的条形水生植物碎片等.

李强和王晓鸣^[57]详细地描述了红沟剖面上干柴沟

组发现的*Monosaulax tungurensis*(通古尔单沟河狸)的特征, 依据其特征和犀科(*Rhinocerotidae* indet.)、*Turcocerus*(土耳其羊)、*Zygodon*(犏齿象)、*Plesiodipus*(近古仓鼠)和*Mioechinus?*(中新猬?)化石的出现, 认为红沟剖面上干柴沟组的动物群与内蒙古通古尔地台的默尔根 II 动物群高度相似. 通古尔地台的默尔根 II 动物群相当于欧洲陆生哺乳动物带的MN7或MN8^[77], 磁性地层定年为12.5 Ma^[78]. 由此推测红沟剖面哺乳动物化石的时代亦为12.5 Ma左右.

Wang等人^[38]沿红沟剖面, 自路乐河组至狮子沟组系统地采集了古地磁样品, 共获得38个正极性(N1~N38)和38个负极性(R1~R38)(图5(a)). 红沟剖面动物群位于N19磁极性带, 其时代对应欧洲陆生哺乳动物带MN7/8. 以红沟动物群为锚点, 动物群之上深度为2000~2450 m段的超长正极性N12, 可以与地磁极性年表(GPTS2012^[60])中的C5n极性时相对应(图5(a)); N12以下的N13~N18可与C5r.1n~C5Ar.2n一一对应; 两个紧密相邻的正极性N19和N20则分别可与C5AAn和C5ABn对应; N21~N38可与C5ACn~C7An很好地对应; N12之上, N11~N1可以与C4Ar.2n~C3n.4n对比(图5(a)).

通过哺乳动物群化石约束下的红沟剖面古地磁极性序列与标准地磁极性年表的对比, 可以发现, 该剖面路乐河组的沉积时代约为26~23.5 Ma, 下干柴沟组的时代为23.5~17 Ma, 上干柴沟组为17~11 Ma, 下油砂山组为11~9 Ma, 上油砂山组为9~6.3 Ma, 狮子沟组的沉积时代为6.3~4.8 Ma^[38]. 该结果与近期红沟剖面再次开展的磁性地层测年结果大体一致^[39].

2.4 大红沟剖面

大红沟剖面位于红沟剖面以东约10 km, 是大红沟背斜东端地层出露较好的中生代-新生代沉积剖面(图4(a), (b)). 大红沟剖面出露的最老地层是背斜核部的下白垩统犬牙沟组(倾向向南, 倾角10°~20°). 新生代地层沿背斜的南翼连续出露, 与下伏犬牙沟组之间呈不整合接触关系. 该剖面新生代地层包括路乐河组、下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组、狮子沟组和七个泉组(图4(a), (b), (d)). 这些地层之间整合接触, 倾向向南, 其下部倾角为20°~30°, 中部倾角为40°~60°, 上部地层倾角逐渐变小至20°(图4(d)). 由于大红沟剖面与红沟剖面相距较近, 两剖面出露的路乐河组、下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山组和狮子沟组的岩性与厚度高度相似.

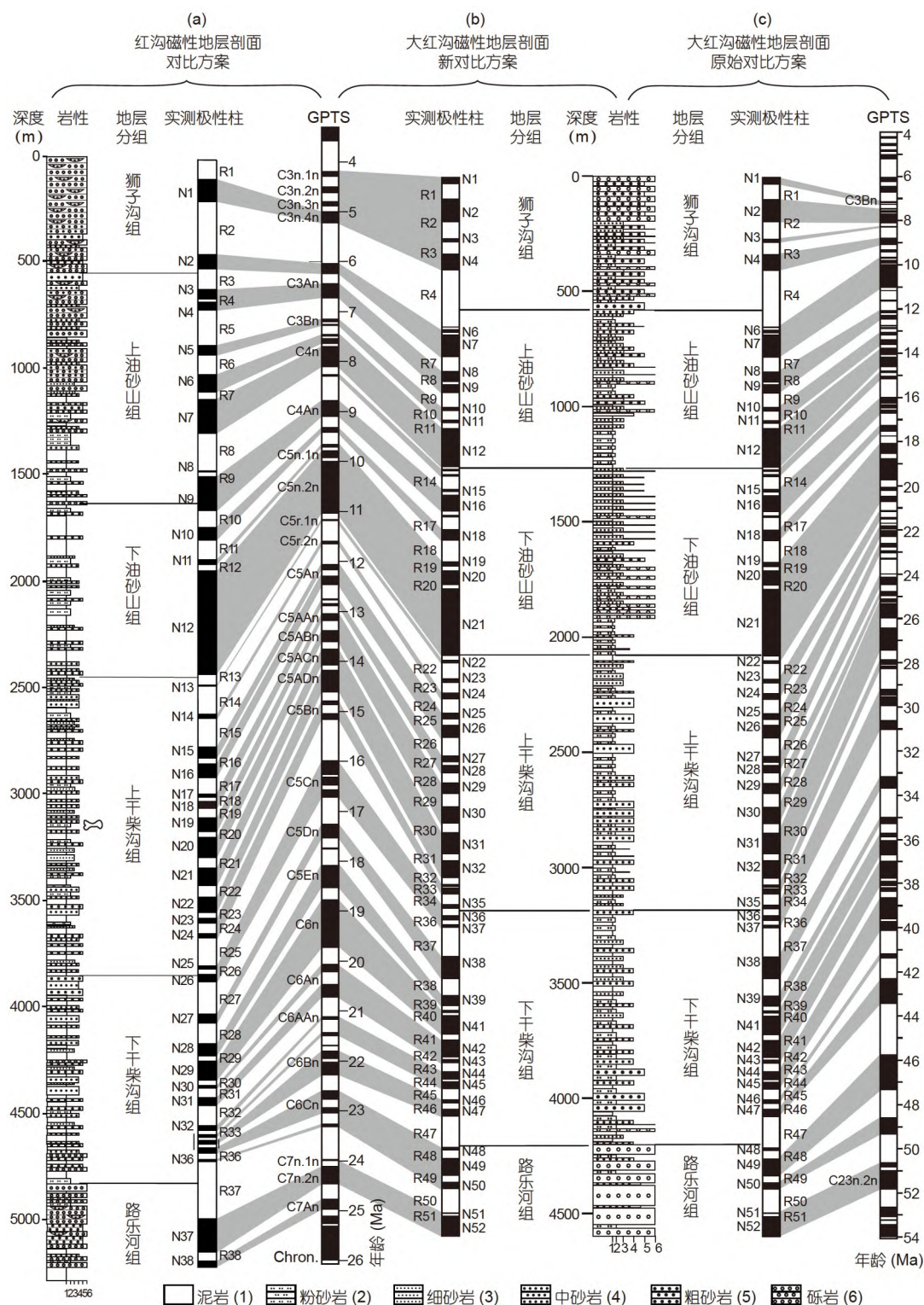


图5 红沟、大红沟剖面磁性序列与标准地磁性年表对比图。(a) 红沟磁性序列与标准地磁性年表(GPTS2012^[60])对比图^[38]。(b) 大红沟磁性序列与标准地磁性年表(GPTS2012^[60])的新对比方案。(c) 大红沟磁性序列与标准地磁性年表(GPTS2012^[60])的原始对比^[33]
 Figure 5 Correlations of the Honggou and Dahonggou magnetic polarity sequences with the geomagnetic polarity time scale. (a) Correlations of the observed magnetic polarity sequence of the Honggou section with the GPTS2012^[60]. (b) Refined correlations of the Dahonggou magnetic polarity sequence with the GPTS2012^[60]. (c) Correlations of the observed magnetic polarity sequence of the Dahonggou section with the GPTS2012^[33,60]

沿大红沟剖面,路乐河组厚约460 m,岩性以紫红色-砖红色厚层砾岩和砾质砂岩为主,该套地层的粒度下粗上细,呈正粒序。整合接触于路乐河组之上的下干柴沟组,厚约630 m,岩性以黄色-黄绿色砂岩、含砾砂岩和棕红色-紫红色-灰绿色泥岩和粉砂岩互层为特征,砂岩中大多发育槽状交错层理、平行层理;泥岩呈块状层理不发育。上干柴沟组厚约为1500 m,由厚层桔红色-青灰色泥岩、泥质粉砂岩夹厚层中-细砂岩组成,砂岩中常发育槽状交错层理、平行层理;泥岩与粉砂岩中可见水平层理。下油砂山组厚约1000 m,岩性主要为浅灰色-土黄色厚层泥质粉砂岩、泥岩与浅棕色中砂岩、细砂岩组成,局部夹有灰绿色、棕色细砾岩与砾质粗砂岩薄层。上油砂山组厚约800 m,以土黄色-浅灰色厚层泥质粉砂岩、泥岩夹中厚层灰色砾岩和砾质砂岩为特征。该组砾岩与砂岩呈透镜状,发育粗糙的槽状交错层理、平行层理。狮子沟组下部主要由厚层灰色砾岩夹砾质砂岩组成,上部则以厚层-巨厚层灰色砾岩为主。

Ji等人^[33]沿大红沟剖面以0.5~5 m为间距,采集了1475个层位的定向古地磁样品,获得了大红沟剖面高分辨率的磁极性序列(52个正极性N1~N52和51个负极性R1~R51,图5(c))。依据大红沟剖面路乐河组、下干柴沟组及上干柴沟组下、中、上段发现的5个孢粉组合,上干柴沟组发现的植物叶片化石(*Populus*),下油砂山组顶部发现的嵌齿象属化石(*Trilophodon=Gomptotherium*)和介形类化石(*Ilyocypris, Cyprideis*), Ji等人^[33]将大红沟剖面路乐河组至狮子沟组的磁极性序列(正极性N1~N52和负极性R1~R51)与地磁极性年表的C23.2n~C3Bn段相对比,从而将大红沟剖面的沉积时代确定为52~7 Ma(图5(c))。依据Ji等人^[33]的对比方案,大红沟地区路乐河组的沉积时代为52~44.2 Ma,下干柴沟组44.2~34.2 Ma,上干柴沟组34.2~19.5 Ma,下油砂山组19.5~12.9 Ma,上油砂山组12.9~8.1 Ma,狮子沟组8.1~7 Ma。这一结果与Lu和Xiong^[45]在大红沟地区获得的磁性地层结果一致。大红沟磁性地层年代方案主要以介形类化石组合、孢粉化石组合以及植物叶片化石作为锚点,约束实测极性与标准地磁极性年表之间的对比。然而,大红沟剖面介形类化石组合、孢粉化石组合与植物化石相对较长的持续时间,限制了其作为精准时间锚点的可靠性,其联系大红沟剖面磁极性序列与标准地磁极性年表的作用有限。

大红沟剖面与红沟剖面距离较近,各岩性单元可

以较好地地进行顺层追索和对比,尤其是大红沟剖面顶部的狮子沟组向西可追索至红沟剖面顶部(图4(a), (b))。红沟磁性地层剖面狮子沟组顶部年龄约为4.8 Ma,大红沟采样剖面顶部年龄应与其接近。在红沟剖面上干柴沟组中下部发现大量中中新世哺乳动物化石(红沟动物群),该剖面上干柴沟组地层可以向东追索,对应大红沟剖面的上干柴沟组(图4(a), (b)),证实大红沟剖面上干柴沟组的沉积时代应为中中新世。在大红沟剖面与红沟剖面的下部,路乐河组紫红色-砖红色的砂砾岩与上覆下干柴沟组灰绿色-灰色的砂岩夹砖红色-灰绿色泥岩之间地层岩性、颜色、沉积环境发生显著变化^[79,80]。这些变化在红沟、大红沟剖面间也能很好地追索、对比(图4(a), (b))。以此为参考,我们发现大红沟磁性地层剖面的顶部检出的4个相邻正极性(N1~N4)可与标准地磁极性年表C3n.1n~C3n.4n(4.2~5.2 Ma)很好地对比。大红沟剖面深度1800~2100 m段检出的特征的长正极性N21可与C5n.2n对比(图5(b))。在这些标志性的磁极性时的控制下,大红沟剖面N1~N20可与C3n.1n~C5n.1n对比, N22~N52可与C5r.1n~C7n.2n很好地对比(图5(b))。

依据大红沟磁性地层剖面与标准地磁极性年表新的对比方案(图5(b))可以发现,大红沟剖面自约24.5 Ma开始接受沉积,沉积持续至<4.2 Ma。大红沟剖面各岩性单元的具体沉积时代分别为:路乐河组24.5~22.5 Ma,下干柴沟组22.5~16.3 Ma,上干柴沟组16.3~11 Ma,下油砂山组11~8.3 Ma,上油砂山组8.3~5.8 Ma,狮子沟组5.8~4.2 Ma。这一结果与红沟磁性地层剖面的研究结果一致,显示了柴达木盆地中东部地区晚渐新世开始接受沉积,其时间明显晚于盆地西部形成的时代。

2.5 怀头他拉剖面

怀头他拉剖面位于柴达木盆地东部,是盆地东部的代表性剖面。怀头他拉剖面主要沿怀头他拉镇以南约10 km欧龙布鲁克山北侧克鲁克背斜的北翼出露(图6(a))。克鲁克背斜是晚新生代欧龙布鲁克山北缘断裂向北逆冲推覆,地层褶皱形成的背斜构造^[81]。克鲁克背斜的走向与欧龙布鲁克山北缘断裂走向大致平行,呈北西向西。背斜的北翼出露巨厚的新生代地层,其中怀头他拉剖面因邻近怀头他拉镇而得名,是柴达木盆地东部地层出露最为连续的沉积剖面。

怀头他拉剖面地表出露长度约7 km的中中新世-第四纪地层,这些地层从克鲁克背斜核部向北至剖面

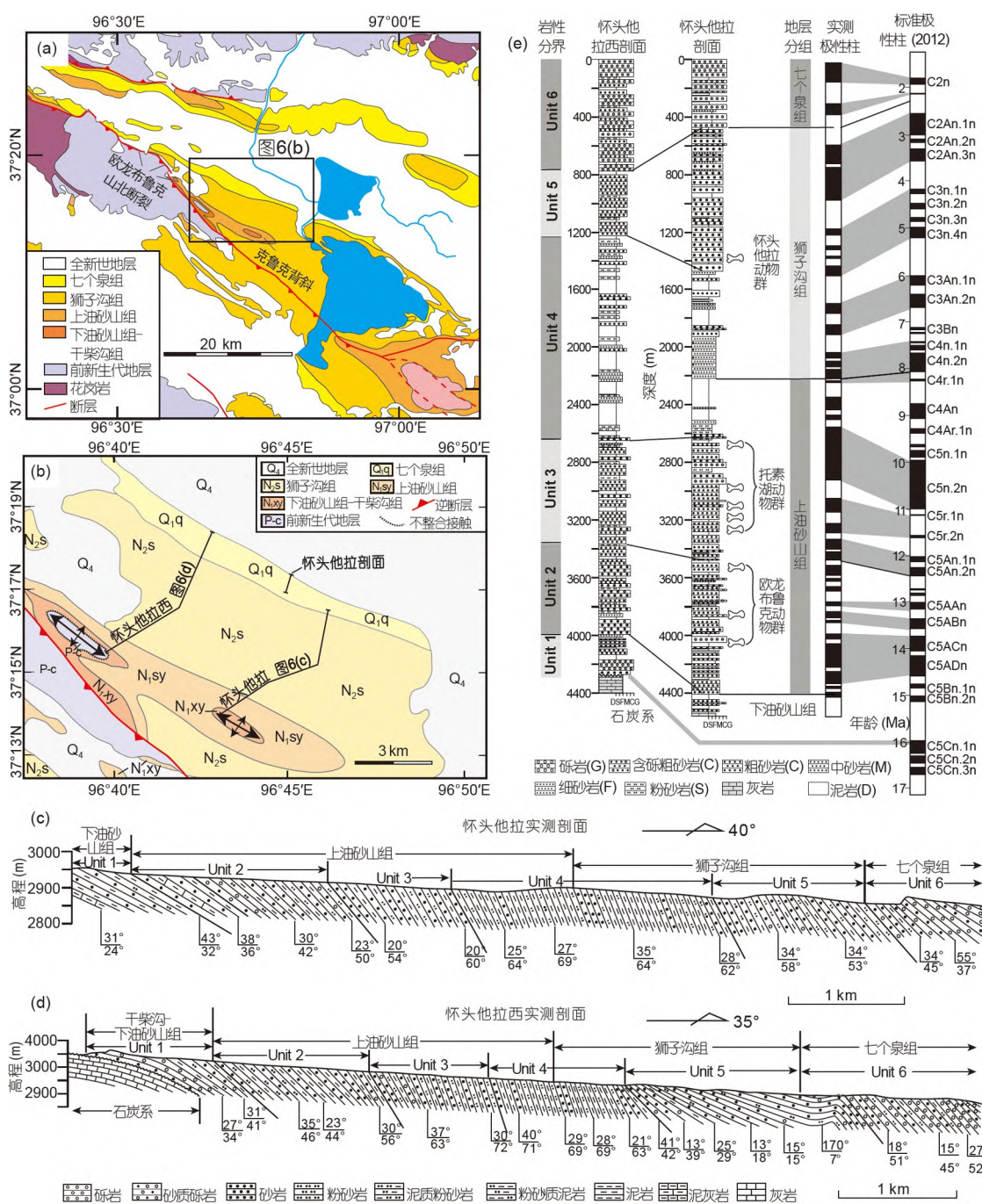


图6 怀头他拉地区地质、地貌、实测剖面图以及磁性序列与标准地磁性年表对比图。(a) 柴达木盆地东部克鲁克背斜地区地质简图。(b) 怀头他拉地区地貌地质图, 图中显示了怀头他拉剖面、怀头他拉西剖面的位置及其邻近地区地层分布特征(地层界线修改自德令哈镇幅建造构造图1:25万^[82])。 (c) 怀头他拉实测剖面图。(d) 怀头他拉西实测剖面图。(e) 怀头他拉西剖面与怀头他拉剖面岩性对比以及怀头他拉剖面磁性序列与标准地磁性年表(GPTS2012^[60])对比图^[46]。在(c)-(e)中, Unit 1~Unit 6为怀头他拉剖面、怀头他拉西剖面依据岩石组合划分的6套岩性地层单元

Figure 6 Geological maps, cross-sections and magnetostratigraphic correlations of Huaitoutala region sections. (a) Simplified geological map of the Kuluke anticline in the eastern region of the Qaidam Basin. (b) Geological map of the Huaitoutala region with shaded relief map in the background showing Cenozoic strata correlations (the boundaries of the strata modified from Geological map of Delingha sheet 1:250000^[82]). (c) Cross-section of the Huaitoutala section. (d) Cross-section of the Huaitoutala West section. (e) Lithological correlations between the Huaitoutala West section and Huaitoutala section as well as correlations of the Huaitoutala magnetostratigraphy with the GPTS2012^[46,60]. Based on the lithology, six lithological units (Unit 1–Unit 6) can be identified in the Huaitoutala section and Huaitoutala West section in (c)–(e)

顶部, 被划分为下油砂山组、上油砂山组、狮子沟组和七个泉组^[46](图6(b), (c)). 下油砂山组沿克鲁克背斜的核部出露, 厚度约100 m, 主要由紫红色-砖红色粉砂岩、泥岩、泥灰岩等细粒沉积物组成^[46]. 上油砂山组与下伏下油砂山组整合接触, 厚度约2250 m, 其下部主要由厚层紫红色-砖红色泥岩、泥质粉砂岩夹厚层灰绿色砂岩、砾岩组成, 向上砂岩厚度逐渐增大, 最大单层厚度可达50 m. 上油砂山组的上部由浅灰色-灰绿色泥岩、泥质粉砂岩夹中-薄层细砂岩组成, 是怀头他拉剖面沉积物粒度最细的部分. 狮子沟组厚约1750 m, 主要由厚层-巨厚层浅灰色、灰绿色砂岩、含砾砂岩夹灰绿色、土黄色泥岩与泥质粉砂岩组成. 七个泉组厚约500 m, 岩性以灰色、灰黑色厚层细砾岩夹棕黄色砂岩为主, 局部夹薄层灰色粉砂岩和泥岩透镜体.

根据怀头他拉剖面沉积物的颜色、粒度、沉积特征以及接触关系, Zhuang等人^[63,83]将怀头他拉剖面划分为6个岩性单元: 第一单元厚度约360 m, 主要由厚层红色砾岩、中粗砂岩与泥岩构成向上变粗的沉积序列, 是柴达木盆地东部开始形成的岩性组合. 第二(1225 m厚)、第三岩性单元(965 m厚)主要由厚层的砂岩夹泥岩组成, 两者的差别在于第三岩性单元砂岩粒度较粗、厚度较大. 第四岩性单元(1500 m)主要由厚层泥岩夹中薄层砂岩组成, 是怀头他拉剖面沉积物粒度最细的部分. 第五岩性单元(910 m)与第三单元的岩性相似. 第六岩性单元发育于怀头他拉剖面的顶部, 厚度约400 m, 主要由灰色砾岩、棕黄色砂岩以及少量泥岩组成. 这一岩性单元与Fang等人^[46]划分方案中怀头他拉剖面顶部的七个泉组接近. 在怀头他拉剖面上油砂山组的下部和中部, 狮子沟组的中部发现了大量的哺乳动物化石^[46,56]. 这些哺乳动物化石被划分为欧龙布鲁克(Olongbuluk Fauna)、托素(Tuosu Fauna)和怀头他拉(Huaitoutala Fauna)三个动物群^[46,56,84-86]. 在欧龙布鲁克动物群发现有柴达木杯柄鹿(*Lagomeryx tsaidamensis*)、皇冠鹿(*Stephanocemas* sp.)、柴达木无鼻角犀(*Acerorhinus tsaidamensis*)、马德里西班牙犀(*Hispanotherium matritense*)等化石^[56,85]. 杯柄鹿(*Lagomeryx*)、皇冠鹿(*Stephanocemas*)化石是我国北方中中新世通古尔动物群的代表性分子, 两者应具有相同的年龄. 最近的古地磁研究表明通古尔动物群的年龄为15~12 Ma^[78], 欧龙布鲁克动物群的时代与之接近^[87].

托素动物群共计发现有*Ictitherium*、*Adcrocuta eximia*、*Chalicotherium brevisrostris*、*Dicroceros* sp.、*Eu-*

prox sp.、*?Qurliknorina* sp.、*Chalicotherium brevisrostris*、*Cervidae* indet.、*Artiodactyla* indet.、*Proboscidea* indet.等化石^[56,88]. 托素动物群以三趾马(*Hipparion*)化石的最早出现为特征, 根据三趾马化石的存在, 托素动物群的时代被认为是晚中新世^[86]. 研究发现, 怀头他拉动物群有*Mimomys* sp.、*Orientalomys/Chardinomys* sp.、*Micromys* sp.、*Pseudomeryx* sp.、*Soricidae* indet., 其中*Orientalomys/Chardinomys*、*Micromys*是我国北方上新世早期的典型分子. 怀头他拉动物群与榆社动物群非常接近, 其时代应为早上新世^[56].

Fang等人^[46]对怀头他拉剖面进行了详细的磁性地层学研究, 从克鲁克背斜核部向北至剖面顶部以2~5 m为间距系统地采集了古地磁样品, 建立了怀头他拉剖面的磁极性序列(图7). 在采样的4570 m厚地层中共检测出33对正负极性对, 正极性标记为N1~N33, 负极性标记为R1~R33(图6(e)). 以剖面中原位的欧龙布鲁克动物群、托素动物群和怀头他拉动物群为参考, 怀头他拉磁性地层剖面的33对正、负地层磁极性可与标准磁极性年表中中新世-第四纪段进行对比^[46](图6(e)). 剖面中较长的正极性N3+N4、N18、N29~N31分别对应于C2An、C5n、C5ACn~C5ADn. 磁极性N1~N2、N5~N17、N19~N28以及N32~N33则分别对于C2n~C2r.1n、C3n.1n~C4Ar.2n、C5r.1n~C5ABn和C5Bn.1n~C5Bn.2n. 图6(e)为怀头他拉剖面实测磁极性序列与标准地磁极性年表的对应关系, 从中可以看出, 实测的磁极性绝大部分可以与标准地磁极性年表中C2n~C5Br进行对比. 依据该对应关系, 怀头他拉剖面的沉积时间为15.7~1.8 Ma, 其中下油砂山组>15.3 Ma, 上油砂山组15.3~8.1 Ma, 狮子沟组8.1~2.5 Ma, 七个泉组2.5~1.8 Ma(图6(e)). 按照岩性单元划分, 怀头他拉剖面第一岩性单元的沉积时代为15.7~15.3 Ma, 第二岩性单元为15.3~12.5 Ma, 第三岩性单元为12.5~10 Ma, 第四岩性单元为10~5.2 Ma, 第五岩性单元为5.2~2.5 Ma, 第六岩性单元为2.5~1.8 Ma.

尽管怀头他拉磁性地层剖面厚度可达4600 m, 然而该剖面尚未剥露出盆地底部的新生代地层. 沿克鲁克背斜的核部向北西方向约5 km, 前新生代地层(石炭系)呈椭圆状出露于地表, 构成了怀头他拉西剖面背斜的核部(图6(d)). 怀头他拉西剖面干柴沟组-下油砂山组(未细分)呈角度不整合接触关系覆盖于石炭系之上, 与上油砂山组、狮子沟组、七个泉组共同构成了背斜的北翼(图6(d)). 前新生代地层的出露及其与新生代地

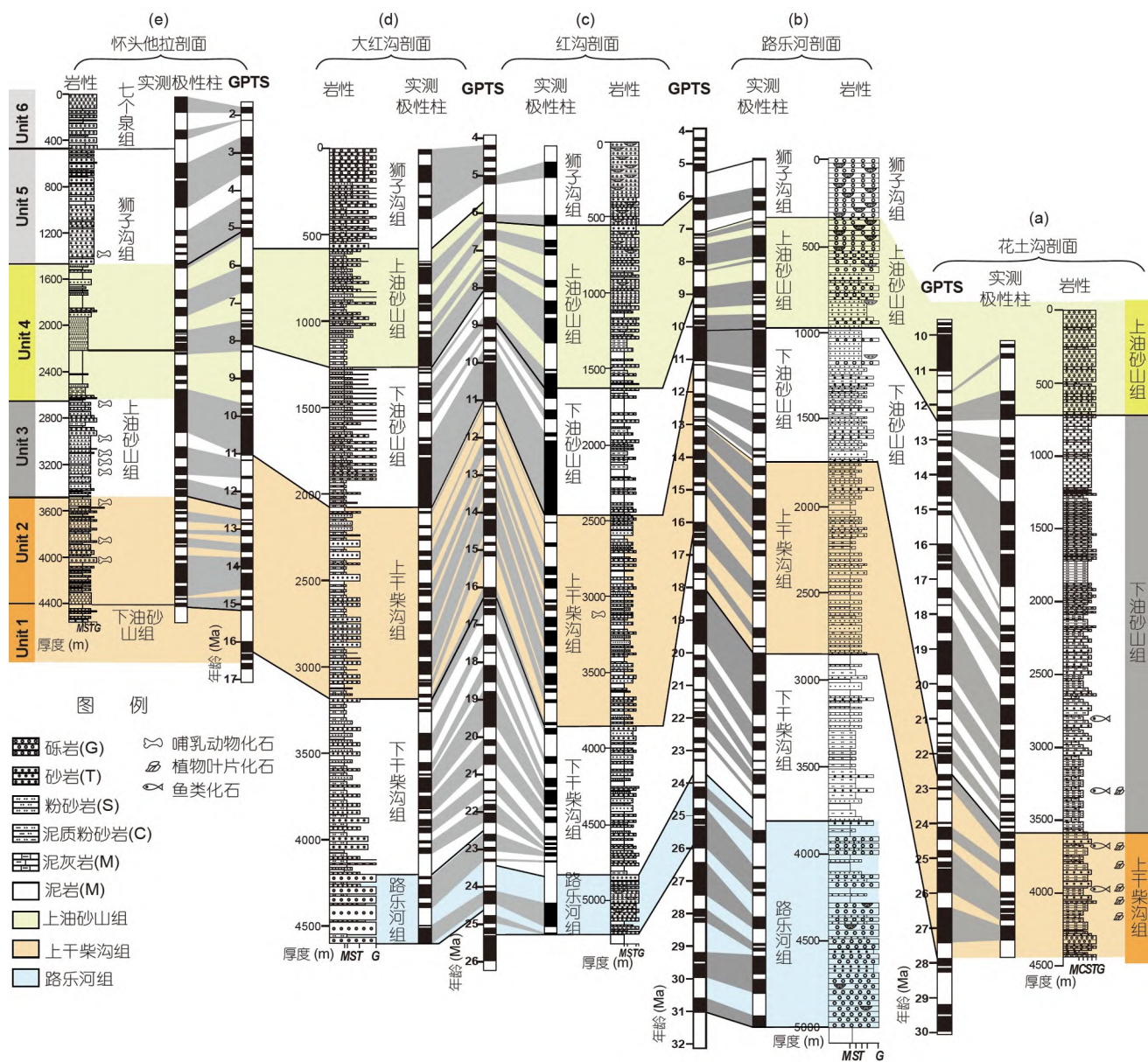


图 7 (网络版彩色)柴达木盆地新生代磁性地层剖面对比图。(a) 花土沟剖面; (b) 路乐河剖面; (c) 红沟剖面; (d) 大红沟剖面; (e) 怀头他拉剖面 (Unit 1~Unit 6为怀头他拉剖面6套岩性地层单元划分^[63,83])。磁性地层剖面的位置见图1(b)

Figure 7 (Color online) Correlations among the magnetostratigraphic sections in the Qaidam Basin. (a) Huatugou section; (b) Lulehe section; (c) Honggou section; (d) Dahonggou section; (e) Huaitoutala section (Unit 1 to Unit 6 are six lithological Units identified in the Huaitoutala section^[63,83]). The locations for the magnetostratigraphies are shown in Fig. 1(b)

层之间不整合接触关系表明, 怀头他拉西剖面发育了柴达木盆地东部地区自新生代开始接受沉积至第四纪的完整沉积序列。怀头他拉西剖面干柴沟-下油砂山组厚约300 m, 主要由厚层紫红色粗砂岩、深灰色砾岩以及厚层紫红色-棕红色的泥岩、泥质粉砂岩夹青灰色含砾粗砂岩组成。该剖面上油砂山组、狮子沟组以及七个泉组岩性主要由厚层青灰色砂岩、灰色-土黄色

泥岩、泥质粉砂岩、砾岩组成。怀头他拉西剖面, 除底部发育约200 m的厚层灰色砾岩夹紫红色砂岩外, 其他部分均与怀头他拉剖面对应地层单元的岩性相似, 沉积时代亦应相似。根据怀头他拉磁性地层剖面的沉积速率及其与怀头他拉西剖面的岩性对比, 可以推算柴达木盆地东部新生代开始沉积的时代约为16 Ma (图6(e))。

3 讨论与认识

3.1 柴达木盆地新生代地层年代框架

柴达木盆地不同构造位置新生代地层的古生物地层学与磁性地层学的研究对于建立盆地尺度新生代地层的高精度年代框架意义重大。位于柴达木盆地西缘的花土沟磁性地层剖面(图7(a))揭示盆地西缘上干柴沟组开始沉积的年龄 >27.4 Ma^[43]。同样,位于盆地西缘,紧邻阿尔金断裂带的红三旱剖面(图1(a))下干柴沟组地层的年代为 $>40\sim 35.5$ Ma,上干柴沟组的年代为 $35.5\sim 26.5$ Ma^[44]。由此我们推测,柴达木盆地西缘路乐河组地层的沉积时代应 >40 Ma,表明盆地西缘自始新世开始沉降,接受沉积,形成柴达木新生代盆地的雏形。

向东位于柴达木盆地北缘中部的路乐河剖面(图1(a)),最新的磁性地层学研究显示,路乐河组的沉积时代为 $31\sim 23.5$ Ma^[40],表明柴达木盆地中部自约 31 Ma开始沉积(图7(b))。进一步向东南方向至红沟-大红沟地区(图1(a)),磁性地层学的研究结果显示,路乐河组的沉积时代为 $26\sim 23.5$ Ma(图7(c), (d)),揭示柴达木盆地中东部地区自大约 26 Ma开始接受沉积。大比例尺的地质填图与地震反射剖面勘探结果^[23,27]反映柴达木盆地东部缺失路乐河组地层。这与依据盆地东部怀头他拉剖面磁性地层学测定的地层时代、沉积速率以及柴达木盆地东部地区新生代地层厚度估算盆地东部可能自中新世早期开始沉积的结果一致。上述这些证据揭示,柴达木新生代盆地的形成总体具有自西向东逐渐扩展的趋势^[27]。

值得指出的是,柴达木盆地不同沉积剖面的路乐河组的磁极性序列存在一定的差异(图7),产生这一现象的主要原因在于以下两个方面:(1)路乐河组是柴达木盆地开始沉降时形成的粗碎屑红层沉积,沉积物主要以砾岩、含砾砂岩为主,其沉积环境主要为辫状河-冲积扇相。辫状河-冲积扇相沉积决定了路乐河组地层的单层砂砾岩层具有较高的沉积速率,但是单层之间可能存在多期次的沉积间断。不同构造位置剖面中的路乐河组缺失不同时期的沉积地层,使其磁极性序列存在差异。(2)柴达木盆地路乐河组地层具有穿时性,盆地西部的路乐河组自新生代早期开始沉积,中部早渐新世晚期开始沉积,中东部地区的路乐河组则自晚渐新世才开始沉积。穿时性的特点使不同位置剖面的路乐河组开始沉积时间早晚存在差异,其磁极性序列相应地也存在一定差异。

尽管柴达木盆地不同位置沉积剖面路乐组的磁极性序列不尽相同,路乐河组地层中也缺少哺乳动物化石等其他绝对年代的限制,各剖面路乐河组的磁极性序列依然为路乐河组地层的年代提供了可靠的约束。原因在于:(1)柴达木盆地(除西部外)大部分地区,整合覆于路乐河组之上的下干柴沟组年代大体一致,为 $23.5\sim 17$ Ma。这一结果较好地约束了路乐河组的顶界年龄约为 23.5 Ma。以路乐河组顶部约 23.5 Ma为约束,可以将不同剖面路乐河组的磁极性序列与标准地磁极性年表对比,获得路乐河组地层的年代(图7(b)-(d))。(2)依据各剖面磁性地层获得的路乐河组沉积速率,均略大于或等于上覆地层(下干柴沟组-上干柴沟组)的沉积速率(图8),这与路乐河组沉积物粒度较粗,沉积速率相对较大的认识一致。

柴达木盆地不同构造位置路乐河组地层时代的变化表明,路乐河组作为一套岩石地层单位,在盆地中是由西向东,由北向南连续进积的,其底界穿时,但其顶界的年龄可能基本一致。柴达木盆地西缘路乐河组地层开始沉积的时间较早,可能反映了阿尔金断裂带新世早期的活动^[21]。盆地中、东部地区路乐河组自渐新世开始沉积表明青藏高原东北缘渐新世才开始遭受挤压变形,地壳发生沉降。

柴达木盆地经历了路乐河组沉积时期范围逐渐扩大后,于早中新世-中中新世达到鼎盛,晚中新世盆地开始萎缩,最终形成接近现今沉积范围的状态。在这一过程中,柴达木盆地沉积了下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山、狮子沟组和七个泉组沉积地层。除盆地西缘的花土沟剖面外,路乐河剖面、红沟剖面、大红沟剖面、怀头他拉剖面的下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组、上油砂山、狮子沟组的时代可以较好地对比(图7)。这些岩石地层单元中下干柴沟组的时代为早中新世($23.5\sim 17$ Ma),上干柴沟组为早中新世晚期-中中新世($17\sim 12$ Ma),下油砂山组为晚中新世早期($12\sim 10$ Ma),上油砂山组为晚中新世晚期($10\sim 7$ Ma),狮子沟组为晚中新世晚期至上新世沉积(<7 Ma)。上述岩石地层单位的精确年代在不同剖面间存在细微的差异,这可能是陆相地层划分、对比过程中缺少可靠标志层而引起地层划分的不确定性所致。

3.2 柴达木盆地新生代地层的沉积速率

陆源碎屑岩沉积盆地的沉积速率主要受控于盆地物源区碎屑物质的供给速率(即沉积通量)和沉积盆地

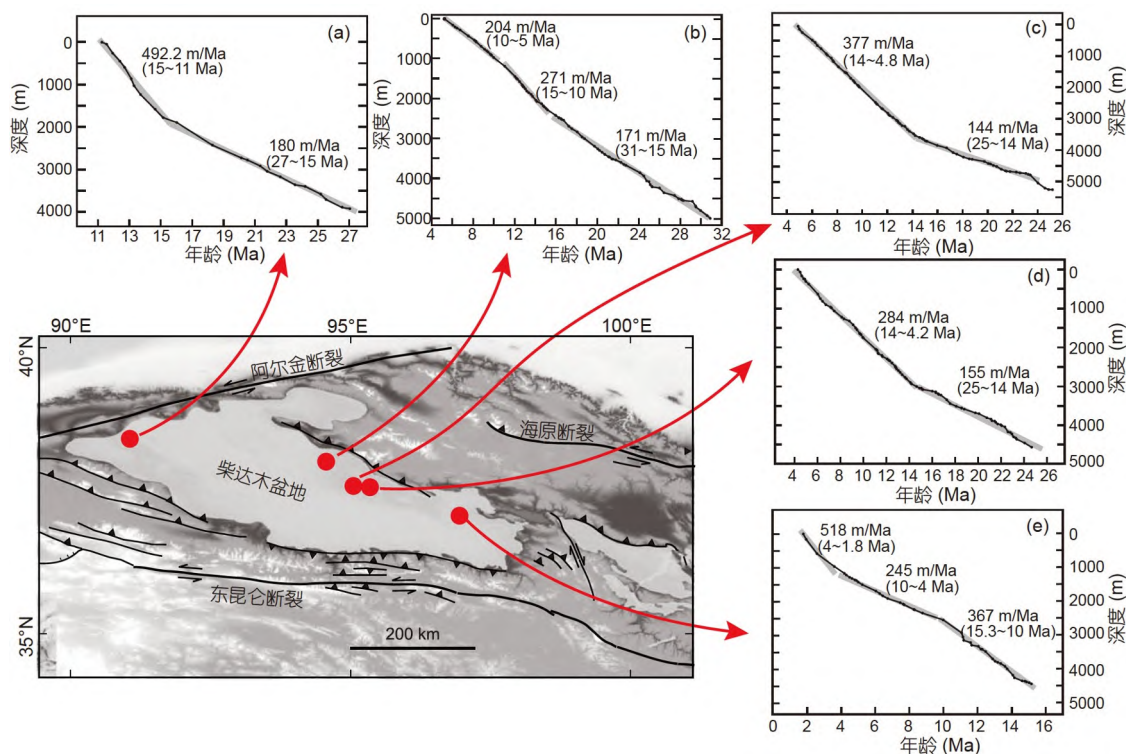


图8 (网络版彩色)柴达木盆地新生代剖面沉积速率变化图。(a) 花土沟剖面; (b) 路乐河剖面; (c) 红沟剖面; (d) 大红沟剖面; (e) 怀头他拉剖面
Figure 8 (Color online) Sediment accumulation rate changes of the Cenozoic sections around the Qaidam Basin. (a) Huatugou section; (b) Lulehe section; (c) Honggou section; (d) Dahonggou section; (e) Huaitoutala section

可容纳空间的产出速率^[89](盆地沉陷速率)。碎屑物质的供给速率是源区岩石侵蚀速率与河流搬运能力、搬运距离的函数^[90,91]。盆地源区岩石的侵蚀速率、河流的搬运能力则与岩石抗侵蚀力、地形坡度、降雨量等因素相关^[92]。上述因素均可直接或间接地归因于气候变化与构造变形。因此,陆源盆地沉积速率的变化是构造变形与气候变化共同作用下碎屑物质供给速率与构造沉降速率变化的综合反映。

对于柴达木盆地,花土沟、路乐河、红沟、大红沟磁性地层剖面的沉积速率在约15 Ma发生了显著的增加(图8):其中花土沟磁性地层剖面由180 m/Ma增加至492 m/Ma^[43](图8(a));路乐河磁性地层剖面由185 m/Ma增加到271 m/Ma^[40](图8(b));红沟磁性地层剖面由144 m/Ma增加至377 m/Ma^[38](图8(c));大红沟磁性地层剖面由155 m/Ma增加至284 m/Ma(图8(d))。怀头他拉磁性地层剖面在15~10 Ma之间也保持了较高的沉积速率(370 m/Ma^[46],图8(e))。柴达木盆地沉积速率在约15 Ma的显著增加无疑反映了区域/全球气候变化或盆地及其周缘造山带构造变形作用的加剧。

通过分析柴达木盆地沉积地层中孢粉的组合特征,

Miao等人^[93]重建了柴达木盆地中新世以来古气候变化过程。在盆地18~14 Ma的地层中,嗜热的孢粉百分比较高,反映相对温暖湿润的气候条件,而14 Ma之后,耐旱植物孢粉比例逐渐增加反映了柴达木盆地中新世以来经历了连续干旱化^[93]。盆地中古土壤和湖相泥岩 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化也揭示了相似的干旱化过程^[83,94]。柴达木盆地中新世以来气候逐渐干旱化这一现象不仅与高原北部众多沉积盆地记录的区域气候变化一致^[6,95,96],也与全球气候经历中新世适宜期后,逐渐变冷的过程一致^[97]。在干旱化的过程中,降雨量减少将导致河流径流量减少,从而减弱河流的搬运能力,减小搬运距离,使陆源盆地沉积速率趋于降低,而非增加。

由此可见,柴达木盆地周缘造山带中新世以来强烈的地壳缩短与构造抬升导致碎屑物质供给速率增加,以及盆地周缘构造加载导致柴达木盆地加速沉陷是控制盆地尺度沉积速率增加的主要因素。中中新世以来,柴达木盆地的加速沉降与周围山脉的强烈隆升从盆地演化与山脉隆升两个相互关联的方面揭示出印度板块持续地向北推挤,使得青藏高原在垂向上地壳

增厚, 地表抬升; 在水平方向上不断向东北方向扩展, 高原的东北缘自中新世成为青藏高原扩展的前缘和最新组成的部分。

3.3 柴达木盆地新生代演化及其对构造变形的指示意义

柴达木盆地新生代沉积演化为青藏高原东北缘构造变形过程和动力学机制提供了重要约束^[22,23,98]。在柴达木盆地中, 路乐河组是盆地新生代开始接受沉积的第一套沉积地层, 其主要表现为同构造性质的粗碎屑边缘相沉积体系^[40,63]。盆地北缘大部分地区路乐河组在31~26 Ma开始沉积, 揭示青藏高原东北缘自约31 Ma开始发生构造变形。这与近期低温热年代学、盆地分析等研究结果揭示柴达木盆地南缘东昆仑山35~25 Ma发生快速隆升^[99~101], 盆地北缘南祁连山自约30 Ma开始变形、抬升、侵蚀^[102]; 阿尔金断裂带渐新世强烈左旋走滑^[103]的证据一致。柴达木盆地的形成及其周缘造山带的变形表明, 印度板块与欧亚板块碰撞所产生的以地壳缩短为特征的构造变形从渐新世开始已经扩展到青藏高原东北部地区。这一时期, 柴达木盆地南缘的东昆仑山与东昆仑断裂带因强烈活动构成了高原东北部的构造与地貌边界, 柴达木盆地作为相对刚性的块体, 传递应力使盆地北缘南祁连山也遭受变形, 发生抬升。柴达木盆地北缘路乐河组粗碎屑岩的发育正是盆地周缘构造变形的沉积响应。

柴达木盆地中中新世以来沉积速率的快速增加也反映了盆地周缘构造带的再次活化, 使盆地周缘造山带加速隆升与变形。大量的低温热年代学与盆地分析研究揭示, 柴达木盆地南缘的东昆仑断裂带10~15 Ma以来强烈活动^[104,105]、盆地西缘的阿尔金断裂带与阿尔金山约15 Ma发现显著的构造变形^[106,107]、盆地北缘

的祁连山10~15 Ma开始快速隆升并伴随强烈的侵蚀作用^[108~110]、盆地东缘的都兰-茶卡自12~17 Ma开始抬升^[104]、鄂拉山断裂约10 Ma开始活动^[111]。上述证据均支持柴达木盆地及其周缘构造带中中新世以来遭受强烈构造变形, 奠定了现今高原东北缘的构造格局。

Wang等人^[112]总结了青藏高原及其周缘渐新世(约30 Ma)和中中新世(10~15 Ma)两期构造变形过程, 发现约30与10~15 Ma两期构造变形事件广泛地分布在青藏高原及其周缘地区, 代表了青藏高原新生代以来的准同期、大范围快速隆升与扩展过程。青藏高原渐新世与中中新世两期快速抬升和扩展在时间上的同步性和在空间上的广泛分布性反映青藏高原地幔岩石圈增厚过程中, 拆沉作用的发生可能是驱动高原抬升与扩展的重要因素^[18]。伴随着印度板块与欧亚板块的持续汇聚, 高原岩石圈增厚, 破坏高原软流圈物质的热结构, 从而诱发对流失稳, 最终导致加厚的岩石圈拆离沉入高温软流圈地幔^[18,113]。地幔岩石圈拆沉产生的浮力加速地表抬升, 增加势能, 对高原周缘施加挤压应力则导致高原侧向扩展。

近年来, 针对青藏高原东北缘柴达木盆地沉积-构造演化的研究取得了非常重要的进展, 但是柴达木盆地路乐河组地层的分布规律、精确年代、成因机制, 仍然是需要深入研究的科学问题。路乐河组在柴达木盆地西部出露有限, 盆地西缘路乐河组究竟是始新世, 还是渐新世沉积的产物仍然需要更多可靠的证据。这一方面需要深入地针对盆地西缘路乐河组地层开展研究; 另一方面, 覆盖于路乐河组之上的下干柴沟组-上干柴沟组地层, 沉积物粒度较细, 在盆地范围内分布广泛, 可作为柴达木盆地地层划分与对比的重要标志, 限定下伏路乐河组的时代, 更为清晰地揭示柴达木盆地新生代沉积-演化规律。

参考文献

- Zhang P Z, Zhang H P, Zheng W J, et al. Cenozoic tectonic evolution of continental Eastern Asia (in Chinese). *Seismol Geol*, 2014, 36: 574-584 [张培震, 张会平, 郑文俊, 等. 东亚大陆新生代构造演化. *地震地质*, 2014, 36: 574-584]
- Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 1975, 189: 419-426
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2010, 38: 77-102
- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62-66
- Boos W R, Kuang Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218-222
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416:

159–163

- 7 Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 2004, 23: TC1006
- 8 Craddock W H, Kirby E, Harkins N W, et al. Rapid fluvial incision along the Yellow River during headward basin integration. *Nat Geosci*, 2010, 3: 209–213
- 9 Zheng H, Clift P D, He M, et al. Formation of the First Bend in the late Eocene gave birth to the modern Yangtze River, China. *Geology*, 2020, 49: 35–39
- 10 Zhao X, Zhang H, Hetzel R, et al. Existence of a continental-scale river system in eastern Tibet during the late Cretaceous-early Palaeogene. *Nat Commun*, 2021, 12: 7231
- 11 Zhang P Z, Engdahl E R. Great earthquakes in the 21st century and geodynamics of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 2013, 584: 1–6
- 12 Zhang P Z. Beware of slowly slipping faults. *Nat Geosci*, 2013, 6: 323–324
- 13 Zhang P Z, Wen X Z, Shen Z K, et al. Oblique, high-angle, listric-reverse faulting and associated development of strain: The Wenchuan Earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2010, 38: 353–382
- 14 Deng T, Zhang J W, Meng Y, et al. Role of the Qinghai-Tibetan Plateau uplift in the Northern Hemisphere disjunction: Evidence from two herbaceous genera of Rubiaceae. *Sci Rep*, 2017, 7: 13411
- 15 Deng T, Wang X, Fortelius M, et al. Out of Tibet: Pliocene woolly rhino suggests high-plateau origin of Ice Age megaherbivores. *Science*, 2011, 333: 1285–1288
- 16 Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677
- 17 England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia Collision Zone. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664–3676
- 18 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev Geophys*, 1993, 31: 357–396
- 19 Clark M K. Continental collision slowing due to viscous mantle lithosphere rather than topography. *Nature*, 2012, 483: 74–77
- 20 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 21 Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *Geol Soc Am Bull*, 2002, 114: 1257–1295
- 22 Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17: 823–842
- 23 Yin A, Dang Y Q, Zhang M, et al. Cenozoic tectonic evolution of the Qaidam Basin and its surrounding regions (Part 3): Structural geology, sedimentation, and regional tectonic reconstruction. *Geol Soc Am Bull*, 2008, 120: 847–876
- 24 Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. Regional Geology of Qinghai Province Region (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1991. 1–588 [青海省地质矿产局. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 1–588]
- 25 Cheng F, Jolivet M, Guo Z, et al. Cenozoic evolution of the Qaidam Basin and implications for the growth of the northern Tibetan Plateau: A review. *Earth-Sci Rev*, 2021, 220: 103730
- 26 Wei Y, Xiao A, Wu L, et al. Temporal and spatial patterns of Cenozoic deformation across the Qaidam Basin, Northern Tibetan Plateau. *Terra Nova*, 2016, 28: 409–418
- 27 Cheng F, Garzzone C, Jolivet M, et al. A new sediment accumulation model of Cenozoic depositional ages from the Qaidam Basin, Tibetan Plateau. *J Geophys Res Earth Surf*, 2018, 123: 3101–3121
- 28 Bohlin B. Eine tertiäre Säugetier-Fauna aus Tsaidam. *Palaeontol Sin Ser C*, 1937, 14: 1–111
- 29 Qinghai Research Institute of Petroleum Exploration Development and Planning, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica. Tertiary Ostracode Funa from the Qaidam Basin, Qinghai Province (in Chinese). Nanjing: Nanjing University Publishing House, 1988. 1–190 [青海石油管理局勘探开发研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所. 柴达木盆地第三纪介形类动物群. 南京: 南京大学出版社, 1988. 1–190]
- 30 Tang L H, De H S. Research on Charophytes from the Qaidam Basin, Qinghai Province (in Chinese). Shanghai: Science and Technology Literature Publishing House, 1991. 20–43 [唐伦和, 狄恒恕. 柴达木盆地轮藻化石. 上海: 科学技术文献出版社, 1991. 20–43]
- 31 Qinghai Research Institute of Petroleum Exploration Development and Planning, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica. A research on Tertiary Palynology from the Qaidam Basin, Qinghai Province (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press, 1985. 1–297 [青海石油管理局勘探开发研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所. 柴达木盆地第三纪孢粉学研究. 北京: 石油工业出版社, 1985. 1–297]
- 32 China Petroleum Geology Compilation Group. Petroleum Geology of China (Vol. 14) (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press, 1993. 1–325 [中国石油地质志编写组. 中国石油地质志(卷十四). 北京: 石油工业出版社, 1993. 1–325]
- 33 Ji J, Zhang K, Clift P D, et al. High-resolution magnetostratigraphic study of the Paleogene-Neogene strata in the Northern Qaidam Basin:

- Implications for the growth of the Northeastern Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 2017, 46: 141–155
- 34 Ke X, Ji J L, Zhang K X, et al. Magnetostratigraphy and anisotropy of magnetic susceptibility of the Lulehe Formation in the northeastern Qaidam Basin. *Acta Geol Sin - Engl Ed*, 2013, 87: 576–587
- 35 Fang X, Galy A, Yang Y, et al. Paleogene global cooling-induced temperature feedback on chemical weathering, as recorded in the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 2019, 47: 992–996
- 36 Zhuang G, Johnstone S A, Hourigan J, et al. Understanding the geologic evolution of Northern Tibetan Plateau with multiple thermochronometers. *Gondwana Res*, 2018, 58: 195–210
- 37 Cheng F, Garzzone C N, Jolivet M, et al. Initial deformation of the northern Tibetan Plateau: Insights from deposition of the Lulehe Formation in the Qaidam Basin. *Tectonics*, 2019, 38: 741–766
- 38 Wang W T, Zheng W J, Zhang P Z, et al. Expansion of the Tibetan Plateau during the Neogene. *Nat Commun*, 2017, 8: 15887
- 39 Nie J, Ren X, Saylor J E, et al. Magnetic polarity stratigraphy, provenance, and paleoclimate analysis of Cenozoic strata in the Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau. *GSA Bull*, 2020, 132: 310–320
- 40 Duan L, Zhang B X, Wang W T, et al. Magnetostratigraphy of the Cenozoic Lulehe section in Qaidam Basin: Implications for the tectonic deformation, on the NE Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2022, 67: 872–887 [段磊, 张博讓, 王伟涛, 等. 柴达木盆地路乐河剖面磁性地层年代及其构造变形. *科学通报*, 2022, 67: 872–887]
- 41 Wang C, Dai J, Zhao X, et al. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review. *Tectonophysics*, 2014, 621: 1–43
- 42 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources. 1:1.5 Million Geological Map of Tibetan Plateau and its Surrounding Areas (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 2005 [成都地质矿产研究所. 青藏高原及邻区1/150万地质图. 北京: 地质出版社, 2005]
- 43 Chang H, Li L, Qiang X, et al. Magnetostratigraphy of Cenozoic deposits in the western Qaidam Basin and its implication for the surface uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 430: 271–283
- 44 Sun Z, Yang Z, Pei J, et al. Magnetostratigraphy of Paleogene sediments from northern Qaidam Basin, China: Implications for tectonic uplift and block rotation in northern Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 635–646
- 45 Lu H, Xiong S. Magnetostratigraphy of the Dahonggou section, northern Qaidam Basin and its bearing on Cenozoic tectonic evolution of the Qilian Shan and Altyn Tagh Fault. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 288: 539–550
- 46 Fang X, Zhang W, Meng Q, et al. 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 Planet Sci Lett*, 2007, 258: 293–306
- 47 Chen X H, Yin A, Gehrels G, et al. Chemical geodynamics of granitic magmatism in the basement of the eastern Qaidam Basin, northern Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2011, 85: 157–171 [陈宣华, 尹安, Gehrels G, 等. 柴达木盆地东部基底花岗岩类岩浆活动的化学地球动力学. *地质学报*, 2011, 85: 157–171]
- 48 Cheng F, Jolivet M, Hallot E, et al. Tectono-magmatic rejuvenation of the Qaidam craton, northern Tibet. *Gondwana Res*, 2017, 49: 248–263
- 49 Wang J C, Hu Y, Liu Y T. Control of multi-generation rotary normal faults on sediment migration in rift Basin: An example from the Early and Middle Jurassic Qaidam Basin (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2006, 80: 1143–1148 [汪劲草, 胡勇, 刘云田. 多世代旋转正断层对断陷盆地沉积迁移的控制——柴达木早、中侏罗世盆地性质. *地质学报*, 2006, 80: 1143–1148]
- 50 Qinghai Province Regional Stratigraphic Table Compilation Group. Regional Stratigraphic Table of Northwest China, Qinghai Province (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1981. 1–247 [青海省区域地层表编写组. 西北地区区域地层表·青海省分册. 北京: 地质出版社, 1981. 1–247]
- 51 Yang F, Lu Y L, Yang P. Distribution of Quaternary Ostracoda (Crustacea) from the Qaidam Basin, Northwest China, and Palaeoenvironmental reconstruction (in Chinese). *Acta Micropalaeontol Sin*, 2020, 37: 339–357 [杨藩, 路艳丽, 杨平. 柴达木盆地第四纪介形类的分布及其环境意义. *微体古生物学报*, 2020, 37: 339–357]
- 52 Sun Z C, Qiao Z Z, Jing M C, et al. Qigequan Formation and Quaternary-Neogene boundary in Qaidam Basin (in Chinese). *Oil Gas Geol*, 2006, 27: 422–432 [孙镇城, 乔子真, 景明昌, 等. 柴达木盆地七个泉组和第四系-新近系的分界. *石油与天然气地质*, 2006, 27: 422–432]
- 53 Fan X L, Yu P H, Zeng L, et al. The Biostratigraphic and chronological research of Cenozoic in the Qaidam Basin, Northwest China (in Chinese). *Acta Micropalaeontol Sin*, 2016, 33: 363–378 [樊小龙, 余平辉, 曾亮, 等. 柴达木盆地新生界生物地层年代研究. *微体古生物学报*, 2016, 33: 363–378]
- 54 Wan X, Zhao J, Scott R W, et al. Late Cretaceous stratigraphy, Songliao Basin, NE China: SK1 cores. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 385: 31–43
- 55 Song Z C, Wang W M, Mao F Y. Palynological implications for relationship between aridification and monsoon climate in the Tertiary of NW China (in Chinese). *Acta Palaeontol Sin*, 2008, 47: 4–11 [宋之琛, 王伟铭, 毛方园. 依据孢粉资料探讨我国西北地区第三纪时期的干旱化及其与季风的关系. *古生物学报*, 2008, 47: 4–11]
- 56 Wang X, Qiu Z, Li Q, et al. Vertebrate paleontology, biostratigraphy, geochronology, and paleoenvironment of Qaidam Basin in northern Tibetan

- Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 254: 363–385
- 57 Li Q, Wang X M. Discovery of Neogene Beavers (Castoridae, Mammalia) in central Qaidam Basin, and their paleoenvironmental significance (in Chinese). *Quat Sci*, 2015, 35: 584–595 [李强, 王晓鸣. 青海柴达木盆地新近纪河狸化石及其古环境意义. 第四纪研究, 2015, 35: 584–595]
- 58 Wu L, Xiao A, Yang S, et al. Two-stage evolution of the Altyn Tagh Fault during the Cenozoic: New insight from provenance analysis of a geological section in NW Qaidam Basin, NW China. *Terra Nova*, 2012, 24: 387–395
- 59 Wu L, Gong Q L, Qin S H. When did Cenozoic left-slip along the Altyn Tagh fault initiate? A comprehensive approach (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2013, 29: 2837–2850 [吴磊, 巩庆霖, 覃素华. 阿尔金断裂新生代大规模走滑起始时间的厘定. 岩石学报, 2013, 29: 2837–2850]
- 60 Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M, et al. *The Geologic Time Scale 2012*. Amsterdam: Elsevier, 2012, 2: 855–1010
- 61 Sun Z, Feng X, Li D, et al. Cenozoic Ostracoda and palaeoenvironments of the northeastern Tarim Basin, western China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 148: 37–50
- 62 Yang P, Sun Z C, Li D M, et al. Ostracoda extinction and explosion events of Mesozoic-Cenozoic in Qaidam Basin, Northwest China (in Chinese). *J Palaeogeogr*, 2000, 12: 69–74 [杨平, 孙镇城, 李东明, 等. 柴达木盆地中、新生代介形类爆发与绝灭事件. 古地理学报, 2000, 12: 69–74]
- 63 Zhuang G, Hourigan J K, Ritts B D, et al. Cenozoic multiple-phase tectonic evolution of the northern Tibetan Plateau: Constraints from sedimentary records from Qaidam Basin, Hexi Corridor, and Subei Basin, Northwest China. *Am J Sci*, 2011, 311: 116–152
- 64 Chen G J, Liu J. First fossil Barbin (Cyprinidae, Teleostei) from Oligocene of Qaidam Basin in northern Tibetan Plateau (in Chinese). *Vertebr Palasiat*, 2007, 45: 330–341 [陈耿娇, 刘娟. 柴达木盆地渐新世的鲤科鱼类化石. 古脊椎动物学报, 2007, 45: 330–341]
- 65 Cavender T M. The fossil record of the Cyprinidae. In: Winfield I J, Nelson J S, eds. *Cyprinid Fishes: Systematics, Biology and Exploitation*. London: Chapman & Hall, 1991. 34–54
- 66 Gaudant J. Nouvelles observations sur l'ichthyofaune miocène de Steinheim am Albuch (Wurtemberg, Allemagne). *Stuttg Beitr Naturkd Ser B*, 1989, 151: 1–33
- 67 Qiu Z D, Li Q. Late Miocene Micromammals from the Qaidam Basin in the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese). *Vertebr Palasiat*, 2008, 46: 284–306 [邱铸鼎, 李强. 青海柴达木盆地晚中新世深沟小哺乳动物群. 古脊椎动物学报, 2008, 46: 284–306]
- 68 Zhang W, Fang X, Song C, et al. Late Neogene magnetostratigraphy in the western Qaidam Basin (NE Tibetan Plateau) and its constraints on active tectonic uplift and progressive evolution of growth strata. *Tectonophysics*, 2013, 599: 107–116
- 69 Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 2008, 4: 153–174
- 70 Yuan J, Yang Z, Deng C, et al. Rapid drift of the Tethyan Himalaya terrane before two-stage India-Asia collision. *Natl Sci Rev*, 2020, 8: nwaal173
- 71 Wang W, Zhang P, Liu C, et al. Pulsed growth of the West Qinling at ~30 Ma in northeastern Tibet: Evidence from Lanzhou Basin magnetostratigraphy and provenance. *J Geophys Res Solid Earth*, 2016, 121: 7754–7774
- 72 Yue L P, Heller F, Qiu Z X, et al. Magnetostratigraphy and paleo-environmental record of Tertiary deposits of Lanzhou Basin. *Chin Sci Bull*, 2001, 46: 770–773 [岳乐平, Heller F, 邱占祥, 等. 兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录. 科学通报, 2001, 46: 1998–2002]
- 73 Dai S, Fang X M, Dupont-Nivet G, et al. Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments from the Xining Basin: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res Solid Earth*, 2006, 111: B11102
- 74 Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, et al. Tibetan Plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 2007, 445: 635–638
- 75 Fang X, Fang Y, Zan J, et al. Cenozoic magnetostratigraphy of the Xining Basin, NE Tibetan Plateau, and its constraints on paleontological, sedimentological and tectonomorphological evolution. *Earth-Sci Rev*, 2019, 190: 460–485
- 76 Yang F, Guo Z, Zhang C, et al. High-resolution Eocene magnetostratigraphy of the Xijigou Section: Implications for the infilling process of Xining Basin, northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res Solid Earth*, 2019, 124: 7588–7603
- 77 Qiu Z D. Middle Miocene Micromammalian Fauna from Tunggur, Nei Mongol (in Chinese). Beijing: Science Press, 1996. 1–216 [邱铸鼎. 内蒙古通古尔中新世小哺乳动物群. 北京: 科学出版社, 1996. 1–216]
- 78 Wang X M, Qiu Z X, Opdyke N D. Litho-, bio-, and magnetostratigraphy and paleoenvironment of Tunggur Formation (Middle Miocene) in central Inner Mongolia, China. *Am Mus Novit*, 2003, 2003: 1–31
- 79 Song B, Zhang K, Lu J, et al. The middle Eocene to early Miocene integrated sedimentary record in the Qaidam Basin and its implications for paleoclimate and early Tibetan Plateau uplift. *Can J Earth Sci*, 2013, 50: 183–196
- 80 Li X B, Ji J L, Cao Z M, et al. The climatic significance of the color of the Paleo-Neogene Fluvial and Lacustrine sediments in the northern Qaidam Basin (in Chinese). *Earth Sci*, 2021, 46: 1–12 [李星波, 季军良, 曹展铭, 等. 柴达木盆地北缘古-新近纪河湖相沉积物颜色的气候意义. 地球科学, 2021, 46: 1–12]
- 81 Yu X, Guo Z, Zhang Q, et al. Denan Depression controlled by northeast-directed Olongbulak Thrust Zone in northeastern Qaidam Basin: Implications for growth of northern Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 2017, 717: 116–126
- 82 Qinghai Geological Survey Insititute. Qinghai Province 1:250000 Geologic Map of the Delinghazhen Sheet (in Chinese). Geoscientific Data and Discovery Publishing System, 2010 [青海地质调查局. 青海省1:250000德令哈镇幅建造构造图(公开版). 地质科学数据出版系统, 2010]

- 83 Zhuang G, Hourigan J K, Koch P L, et al. Isotopic constraints on intensified aridity in Central Asia around 12 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 312: 152–163
- 84 Chen S K, Li Q, Wang X M. Chalicotheres fossils from the early late Miocene of the Qaidam Basin, and their paleoenvironmental implications (in Chinese). *Quat Sci*, 2015, 35: 528–538 [陈少坤, 李强, 王晓鸣. 柴达木盆地晚中新世早期的爪兽化石及其古环境意义. 第四纪研究, 2015, 35: 528–538]
- 85 Deng T, Wang X M. New material of the Neogene Rhinocerotids from the Qaidam Basin in Qinghai, China (in Chinese). *Vertebr Palasiat*, 2004, 42: 216–229 [邓涛, 王晓鸣. 柴达木盆地新近纪犀科化石新材料. 古脊椎动物学报, 2004, 42: 216–229]
- 86 Deng T, Wang X M. Late Miocene hipparion (Equidae, mammalia) of eastern Qaidam Basin in Qinghai, China (in Chinese). *Vertebr Palasiat*, 2004, 42: 316–333 [邓涛, 王晓鸣. 柴达木盆地晚中新世三趾马化石. 古脊椎动物学报, 2004, 42: 316–333]
- 87 Wang X M, Xie G P, Li Q, et al. Early explorations of Qaidam Basin (Tibetan Plateau) by Birger Bohlin-Reconcling classic vertebrate fossil locations with Modern Biostratigraphy (in Chinese). *Vertebr Palasiat*, 2011, 49: 285–310 [王晓鸣, 颀光普, 李强, 等. 步林在青海柴达木盆地的早期工作记录——经典脊椎动物化石地点与现代地层框架的解译. 古脊椎动物学报, 2011, 49: 285–310]
- 88 Wang X, Wang B. New material of Chalicotherium from the Tsaidam Basin in the northern Qinghai-Tibetan Plateau, China. *PalZ*, 2001, 75: 219–226
- 89 Chen J, Heermance R V, Burbank D W, et al. Magnetostratigraphy and its implications of the Xiyu conglomerate in the southwestern Chinese Tian Shan foreland (in Chinese). *Quat Sci*, 2007, 27: 576–587 [陈杰, Heermance R V, Burbank D W, 等. 中国西南天山西域砾岩的磁性地层年代与地质意义. 第四纪研究, 2007, 27: 576–587]
- 90 Burbank D W, Beck R A, Reynolds R G H, et al. Thrusting and gravel progradation in foreland basins: A test of post-thrusting gravel dispersal. *Geology*, 1988, 16: 1143–1146
- 91 Molnar P. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2004, 32: 67–89
- 92 Wang Y, Zhang H, Zheng D, et al. Controls on decadal erosion rates in Qilian Shan: Re-evaluation and new insights into landscape evolution in North-East Tibet. *Geomorphology*, 2014, 223: 117–128
- 93 Miao Y F, Fang X M, Wu F L, et al. Late Cenozoic continuous aridification in the western Qaidam Basin: Evidence from sporopollen records. *Clim Past*, 2013, 9: 1863–1877
- 94 Kent-Corson M L, Ritts B D, Zhuang G, et al. Stable isotopic constraints on the tectonic, topographic, and climatic evolution of the northern margin of the Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 282: 158–166
- 95 Zhang Y, Sun D, Li Z, et al. Cenozoic record of aeolian sediment accumulation and aridification from Lanzhou, China, driven by Tibetan Plateau uplift and global climate. *Glob Planet Change*, 2014, 120: 1–15
- 96 Zhang C, Xiao G, Guo Z, et al. Evidence of late early Miocene aridification intensification in the Xining Basin caused by the northeastern Tibetan Plateau uplift. *Glob Planet Change*, 2015, 128: 31–46
- 97 Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 2001, 292: 686–693
- 98 Zhou J, Xu F, Wang T, et al. Cenozoic deformation history of the Qaidam Basin, NW China: Results from cross-section restoration and implications for Qinghai-Tibet Plateau tectonics. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 243: 195–210
- 99 Clark M K, Farley K A, Zheng D, et al. Early Cenozoic faulting of the northern Tibetan Plateau margin from apatite (U-Th)/He ages. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 296: 78–88
- 100 Mock C, Arnaud N O, Cantagrel J M. An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun Range (Qinghai, NW China). *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 171: 107–122
- 101 Li C P, Zheng D, Zhou R, et al. Late oligocene tectonic uplift of the East Kunlun Shan: Expansion of the northeastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2021, 48: e2020GL091281
- 102 Bovet P M, Ritts B D, Gehrels G, et al. Evidence of Miocene crustal shortening in the north Qilian Shan from Cenozoic stratigraphy of the western Hexi Corridor, Gansu Province, China. *Am J Sci*, 2009, 309: 290–329
- 103 Ritts B D, Yue Y, Graham S A. Oligocene-Miocene tectonics and sedimentation along the Altyn Tagh Fault, Northern Tibetan Plateau: Analysis of the Xorkol, Subei, and Aksay Basins. *J Geol*, 2004, 112: 207–229
- 104 Duvall A R, Clark M K, Kirby E, et al. Low-temperature thermochronometry along the Kunlun and Haiyuan Faults, NE Tibetan Plateau: Evidence for kinematic change during late-stage orogenesis. *Tectonics*, 2013, 32: 1190–1211
- 105 Jolivet M, Brunel M, Seward D, et al. Neogene extension and volcanism in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet: New constraints on the age of the Kunlun Fault. *Tectonics*, 2003, 22: 1052
- 106 Ritts B D, Yue Y, Graham S A, et al. From sea level to high elevation in 15 million years: Uplift history of the northern Tibetan Plateau margin in the Altun Shan. *Am J Sci*, 2008, 308: 657–678
- 107 Yu J, Zheng D, Pang J, et al. Miocene range growth along the Altyn Tagh Fault: Insights from apatite fission track and (U-Th)/He

- thermochronometry in the western Danghenan Shan, China. *J Geophys Res Solid Earth*, 2019, 124: 9433–9453
- 108 Yu J, Pang J, Wang Y, et al. Mid-Miocene uplift of the northern Qilian Shan as a result of the northward growth of the northern Tibetan Plateau. *Geosphere*, 2019, 15: 423–432
- 109 Zheng D, Clark M K, Zhang P, et al. Erosion, fault initiation and topographic growth of the North Qilian Shan (northern Tibetan Plateau). *Geosphere*, 2010, 6: 937–941
- 110 Pang J, Yu J, Zheng D, et al. Neogene expansion of the Qilian Shan, north Tibet: Implications for the dynamic evolution of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2019, 38: 1018–1032
- 111 Yuan D Y, Champagnac J D, Ge W P, et al. Late Quaternary right-lateral slip rates of faults adjacent to the lake Qinghai, northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Geol Soc Am Bull*, 2011, 123: 2016–2030
- 112 Wang W, Zhang P, Garzzone C N, et al. Pulsed rise and growth of the Tibetan Plateau to its northern margin since ca. 30 Ma. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2022, 119: e2120364119
- 113 Zhang P Z, Zheng D W, Yin G M, et al. Discussion on Late Cenozoic growth and rise of northeastern margin of the Tibetan Plateau (in Chinese). *Quat Sci*, 2006, 26: 5–13 [张培震, 郑德文, 尹功明, 等. 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*, 2006, 26: 5–13]

Summary for “柴达木盆地新生代地层年代框架与沉积-构造演化”

Cenozoic stratigraphic chronology and sedimentary-tectonic evolution of the Qaidam Basin

Weitao Wang^{1,2*}, Peizhen Zhang^{1,2}, Lei Duan^{1,2}, Boxuan Zhang^{1,2}, Kang Liu^{1,2}, Rong Huang^{1,2}, Caicai Liu³, Zhuqi Zhang³, Dewen Zheng^{3,4}, Wenjun Zheng^{1,2} & Huiping Zhang³

¹ School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China;

² Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082, China;

³ State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China;

⁴ State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

* Corresponding author, E-mail: wangweitao@mail.sysu.edu.cn

The Qaidam Basin hosts thick Cenozoic strata with an uninterrupted depositional time frame from early Cenozoic to the Quaternary, where remarkable number of mammalian fossils were discovered. These properties of the Cenozoic strata provide a unique chance to establish the basin-wide chronological framework by using palaeomagnetostratigraphy and biostratigraphy. Armed with the chronological framework, the sedimentary evolution and structural deformation of the Qaidam Basin and its adjacent region can be reconstructed to reveal the deformational processes and dynamic mechanism of the Tibetan Plateau expansion during the Cenozoic. According to the previous studies, the Cenozoic strata preserved in the Qaidam Basin, have been subdivided into seven primary progressively younger stratigraphic units: The Lulehe, Xia Ganchaigou, Shang Ganchaigou, Xia Youshashan, Shang Youshashan, Shizigou, and Qigequan formations. Despite the long study history of the Qaidam Basin, they are still controversial questions of basin-wide Cenozoic stratigraphic unit correlations and the time of formation of the Qaidam Basin. On the basis of the field observations, this paper summarizes relatively long magnetostratigraphic sections (thickness ≥ 4500 m), such as the Huatugou, Lulehe, Honggou, Dahonggou, and Huaitoutala magnetostratigraphies in the Qaidam Basin from the west to east. The magnetostratigraphies/refined magnetostratigraphies dated the Lulehe Fm. to span from 31 to 23.7 Ma, Xia Ganchaigou Fm. from 23.7 to 17 Ma, Shang Ganchaigou Fm. from ca. 17 to ca. 12 Ma, Xia Youshashan Fm. from ca. 12 to ca. 10 Ma, Shang Youshashan Fm. from ca. 10 to ca. 7 Ma, and Shizigou Fm. is younger than ca. 7 Ma.

Our interpretations suggest that the westernmost portion of the Qaidam Basin is probably formed in the Eocene, and the middle part of the basin began to accumulate sediments since the Oligocene (ca. 31–26 Ma). In the eastern part of the Qaidam Basin, Cenozoic subsidence was likely to initiate during the early to middle Miocene (ca. 16 Ma). Although onset of the Qaidam Basin expanded between Eocene and early Miocene from the west to east, significant portion of the basin seems to subsided after the Oligocene. This phenomenon indicates that the most profound episode of the tectonic deformation around the Qaidam Basin has occurred since the Oligocene.

In the Qaidam Basin, the sediment accumulation rates over the basin had increased significantly during the middle Miocene (ca. 15 Ma). We rule out climate changes to drive the rapid middle-Miocene erosion and accumulation rates because of stepwise aridification of the northeastern Tibetan Plateau during the Neogene time interval. Thus, the increased accumulation rates imply direct relation to upward growth of the mountain ranges around the Qaidam Basin.

There is abundant evidence demonstrating occurrences of the Oligocene (ca. 30 Ma) and middle-Miocene (10–15 Ma) stages of crustal shortening in many localities in and around the Tibetan Plateau, suggesting that both stages the deformation in ca. 30 and 10–15 Ma are synchronous and large-scale tectonic activation events. The regional synchronicity of plateau-wide deformational phases indicates significant changes in the dynamics of the plateau growths during the Oligocene and middle-Miocene. We suggest that ca. 30 and 10–15 Ma upward and outward growths of the Tibetan Plateau are likely to be driven by removal of mantle lithosphere beneath different portions of the Tibetan Plateau. Following the continuous convergence between the Indian and Eurasian continents, the lithosphere of the Tibetan Plateau was thickened. Removal of thickened, dense lithosphere could cause the uplift of the Tibetan Plateau, and then applied exert compressive stresses to the relatively lower relief region to trigger pulsed outward growth of the plateau to its recent margins.

Qaidam Basin, Cenozoic strata, magnetostratigraphy, sedimentary-tectonic evolution

doi: [10.1360/TB-2022-0108](https://doi.org/10.1360/TB-2022-0108)