

青藏高原晚新生代磁性地层研究

钱方

摘要：本文较详细的论述了青藏高原晚新生代晚期的20多个地层剖面或钻孔的磁性地层极性期，得出了一批地层年代数据。如昆仑山口羌塘组为3.1MaBP ~ 0.65MaBP，在该组中发现的三趾马化石为2.08MaBP；定日县贡巴组为2.3MaBP ~ 1.9MaBP；札达盆地札达组和香孜组为6.15MaBP ~ 3.4MaBP，3.4MaBP ~ 1.25MaBP；理塘甲洼组为1.24MaBP ~ 0.43MaBP，还得出吉隆三趾马化石年代约为5.0MaBP及第四纪早冰期年代，为研究青藏高原隆升的时间、幅度和古环境的变化提供年代学的尺度。

关键词：青藏高原；晚新生代；磁性地层；古环境

中图分类号：P539.3

文献标识码：A

STUDY ON MAGNETOSTRATIGRAPHY IN QINGHAI-TIBETAN PLATEAU IN LATE CENOZOIC

QIAN Fang

(Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China)

Abstract: In this paper, the polarity epochs of some twenty and more sections or boreholes in Qinghai-Tibetan plateau in Late Cenozoic are discussed in detail, and thence we have the ages of the sediments involved. The Qiangtang Formation at Kunlun pass has an age of 3.1MaBP ~ 0.65MaBP, the Hipperion sp. contained in it being of an age of 2.08MaBP. The Gongba Formation at Dingri county 2.31MaBP ~ 1.90MaBP, the Zhada Formation and Xiangzi Formation in the Zhada Basin 6.15MaBP ~ 3.40MaBP and 3.40MaBP ~ 1.25MaBP respectively, and Jiawa Formation at Litang 1.24MaBP ~ 0.43MaBP. And the age for the Hipperion guizhongensis sp. from Jilong is 5.0MaBP. The age of early Quaternary glaciation is obtained as well. Thus a chronological scale is provided for the study of the time, and rate of the uplifting of the Plateau as well as the consequent environmental changes.

Key words: Qinghai-Tibetan plateau; Late Cenozoic; magnetostratigraphy; palaeoenvironment

自1975年以来，笔者曾多次对青藏高原进行第四纪地质和地貌考察，同时对青藏高原及其周边的一些晚新生代的河湖相地层进行了磁性地层和古环境的研究(图1)。在此基础上，还引用了部分他人有关磁性地层研究的成果，对青藏高原晚新生代磁性地层研究进行了小结。本文可为青藏高原晚新生代地层的时代提供磁性地层年代及环境背景资料，也可为研究青藏高原隆升的时代、幅度和古环境的变化提供年代学的尺度。

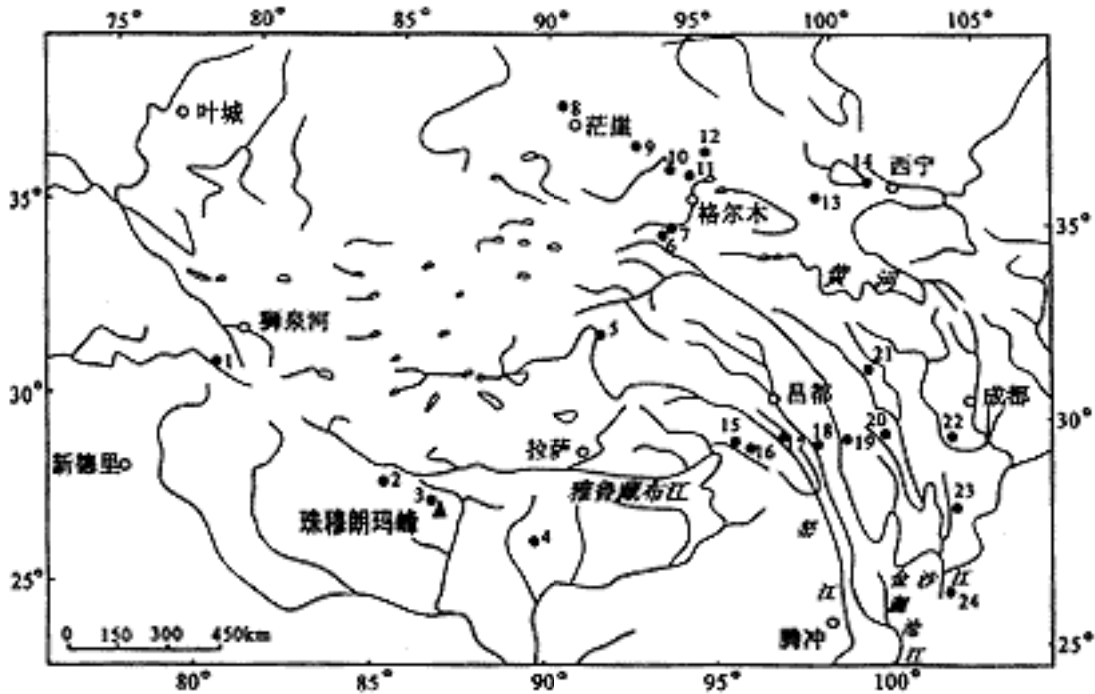


图1 青藏高原取样剖面及钻孔位置图

Fig.1 Location of sample sections and boreholes in Qinghai-Tibetan Plateau

1.札达盆地；2.吉隆盆地；3.贡巴甫；4.帕里；5.唐古拉山口；6.昆仑山口；7.三岔河；8~12.柴达木盆地；13.都兰；14.青海湖；15.索通乡；16.松宗；17.八宿；18.竹卡；19.竹巴笼；20.甲洼；21.甘孜；22.富林；23.西昌；24.元谋

1 磁性地层

1.1 札达盆地

札达盆地位于青藏高原西南角的西藏阿里地区，介于喜马拉雅山及其北面支脉阿伊拉日居之间，在北纬 $31^{\circ}40'$ ，东经 $79^{\circ}45'$ 一带，为晚新生代断陷盆地。盆地呈NW—SE向，长约一百多公里，海拔为4000m~4500m左右。盆地的基底为侏罗纪灰岩和砂岩，上面不整合连续堆积了厚约1120m以上的上新世—早更新世河湖相地层。发源于冈底斯山的象泉河，由东向西穿过该盆地并切穿喜马拉雅山脉流入印度，为印度河上游一支流。在象泉河两岸发育有十级以上阶地，阶地基座为这套河湖相地层。

我们实测了这套河湖相地层剖面。根据该剖面的沉积特征、哺乳动物化石、软体、介形类化石和孢子花粉资料及古地磁测定结果，将其划分为上新统札达组和下更新统香孜组^[1]。札达组厚566m，可分为4段，其中第4段含三趾马和鹿类化石；香孜组厚554m，分为5段，其中2~4段中发育有数层冰缘构造的融冻褶皱层。

在札达组和香孜组1~3段中布置古地磁样点81个，每个样点采2~4块样，此外在象泉河2~7级阶地上也采了14个样点样本。样品经逐步磁清洗后，测出它们的原生磁化方向，求出磁偏角和磁倾角，作出了札达组和香孜组1~3段的磁极性序列(图2)。札达组极性序列可和古地磁年表中的第6极性时上部、第5极性时及吉尔伯特时对比，时

代约为6.15MaBP ~ 3.4MaBP。香孜组1~2段对应于高斯时，第3段对应于松山时初期到留尼旺亚时附近，由于在香孜组4~5段中因岩性关系未采古地磁样，如按其1~3段沉积速率推算，香孜组沉积时间早于哈拉米洛亚时，香孜组时代约为3.40MaBP ~ 1.25MaBP。象泉河阶地的古地磁样品测定结果均为正极性，相当布容时。

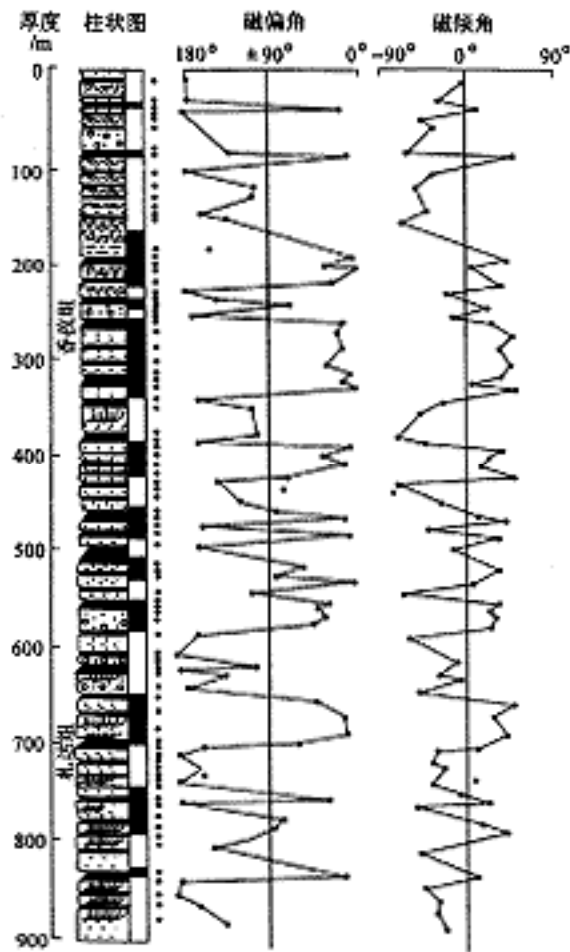


图2 札达组和香孜组古地磁极性柱
Fig.2 Palaeomagnetic polarity of Zanda Formation and Xiangze Formation

1.2 吉隆盆地

1.2.1 宗嘎剖面 剖面位于西藏吉隆县宗嘎镇东南约1km处，晚新生代河湖相地层厚330.5m，由海拔4070m的河畔一直分布到4370m的山顶。地层已受构造变动，微向NE倾，顶部与钙质胶结砾石层不整合接触。宗嘎组为一套灰色、灰黄色、棕褐色粘土、亚粘土层夹砂和砾石层，含有丰富的孢子花粉并有介形类和软体动物化石。宗嘎组和下部的沃马组呈整合接触。宗嘎组厚306.5m，按岩性特征和化石、古地磁极性时可分为4段18层。在该剖面上共采古地磁小样102块，经系统退磁、测定、计算后作出该剖面的磁极性柱及磁倾角和磁偏角曲线(图3)。

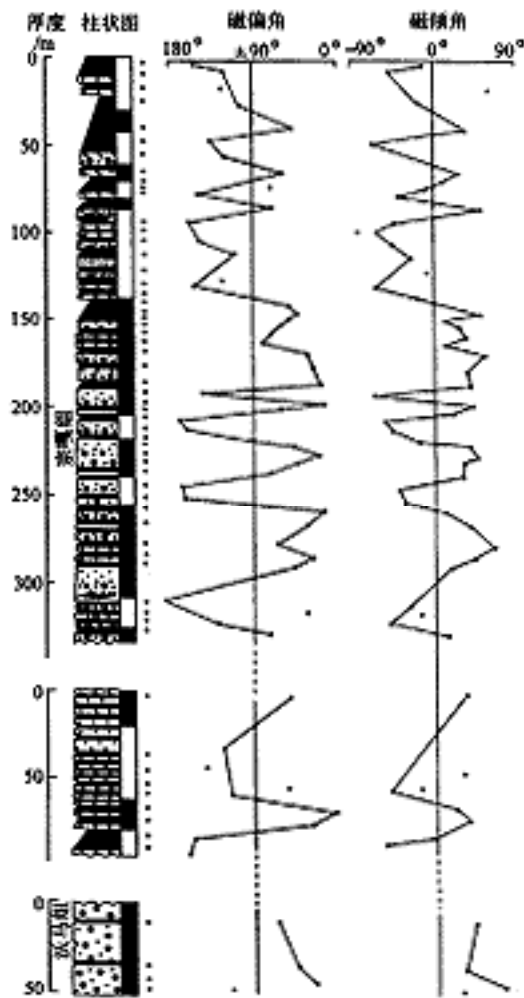


图3 宗嘎组和沃马组古地磁极性柱
Fig.3 Palaeomagnetic polarity of Zongga
Formation and Woma Formation

1.2.2 沃马剖面 剖面位于吉隆县南的沃马村龙骨沟，海拔约3980 m ~ 4070 m，厚度大于200 m。地层倾向NE，倾角 $5^{\circ} \sim 15^{\circ}$ ，中上部岩性以黄色粉砂层为主夹亚粘土层和多层棕红色铁质条带，下部为厚层状红色砂砾层夹薄层亚粘土层。在剖面中部发现有吉隆三趾马、西藏大唇犀、小古长颈鹿、葛氏羚羊、吉隆短耳兔等哺乳动物化石及孢子花粉，时代为上新世[2]。在沃马组中、上部剖面中的古地磁样品主要集中在含三趾马层位附近，在沃马村南面公路边的沃马组下部剖面也采了少量古地磁样品。这两个剖面的磁偏角、磁倾角和极性柱见图3。

据笔者对地层产状的观察，沃马组层位应比宗嘎组低，且两组岩性也有较大差别，而两组的古地磁极性柱也不一样。宗嘎组上部第三、第四段剖面极性柱以负极性为主，与极性年表对比相当松山时，在松山时中出现的三条正极性时可能相当留尼旺亚时和X亚时。宗嘎组第一、二段相当高斯时。宗嘎组年代约为3.40MaBP ~ 1.90MaBP。在该剖面下部的负极性段为吉尔伯特时，属于沃马组。沃马组以负极性为主，在沃马剖面出现的二段正极性段可和吉尔伯特时下部的西杜夫加尔和斯维拉亚时对比。三趾马化石层位于斯维拉亚时段中，年代为4.85MaBP ~ 5.00MaBP。在沃马村南的沃马组下部剖面中的标本全部为正极性世，相当古地磁年表第5级性时上部，约为

5.44MaBP ~ 5.70MaBP，所以沃马组年代约为5.73MaBP ~ 3.40MaBP。

1.3 定日盆地

在西藏定日盆地内贡达甫村西侧，有一相对高约150m的小丘，它由半胶结的以砂砾石层为主的砂、亚粘土的互层组成，地层倾向NW，倾角为15°左右，已受构造变动。赵希涛等将其称为贡巴砂砾岩或贡巴砾石层，时代定为早更新世^[3]，笔者命名为贡巴组^[4]。在实测贡巴组剖面的同时，采集了古地磁样品，经研究作出了贡巴组的极性柱和磁倾角和磁偏角曲线。贡巴组的极性柱时代大致相当松山时留尼旺亚时上、下，所以该剖面的年代在约2.3MaBP ~ 1.9MaBP。由于在本区其它地区，贡巴组厚度远远大于200m，所以贡巴组的时代要比贡达甫剖面历时更长一些。

在贡达甫南约20km，热久朗布河西岸的加不拉附近，有套厚约100m的河湖相地层，为加不拉组，时代定为中更新世^[3]。在加不拉西南可见到贡巴组直接假整合在加不拉组之上。对加不拉组我们也实测了剖面并采集古地磁样，加不拉组标本的极性均为正极性，由于贡巴组假整合在加不拉组上，而贡巴组极性相当松山时，所以将加不拉组对应于高斯时^[4]。

贡巴组的沉积物反映出本区环境的巨大变化。贡巴组在沉积相上，早期主要为冰水堆积，其后逐渐变为河流沉积，然后较短一段时间为湖相沉积，最后主要为河流相沉积。在气候上，贡巴组显示出从冷开始逐渐变暖的趋势。在构造上，贡巴组和加不拉组的假整合反映出本区曾发生过一次构造运动，贡巴组沉积结束后，本区又发生过一次构造变动，造成卓奥友冰积层与贡巴组的不整合。加不拉组以湖相沉积为主，地层中含有丰富的云杉、冷杉、松、雪松、铁杉、落叶松、榛、柳、桦、桤木、杨、木兰、紫萁等孢子花粉，反映本区气候温暖湿润，山地海拔并不很高，但高差较大。

1.4 帕里剖面

帕里剖面位于西藏亚东县帕里镇西6.5km处的喜马拉雅山北坡，海拔4270m ~ 4500m。赵希涛等将这套厚26m的灰色、灰黑色、黄色粘土、亚粘土夹灰白色砂层和细砾层的河湖相地层时代定为早更新世帕里间冰期，并认为不整合于附近贡巴砾石层之上^[3]。但据笔者观察，在该剖面可直接见到相当贡巴组的钙质胶结砾石层覆盖在帕里组之上，在附近的贡巴组中也可见有薄层湖相粘土夹层，所以，这可能是一套连续沉积。李炳元等对该剖面研究后也认为帕里组在贡巴组的下面^[5]。

在帕里两个剖面上共采古地磁样36块，经测定后作出帕里组剖面极性柱及磁倾角和磁偏角，整个剖面均为正极性，可能相当高斯时(图4)。

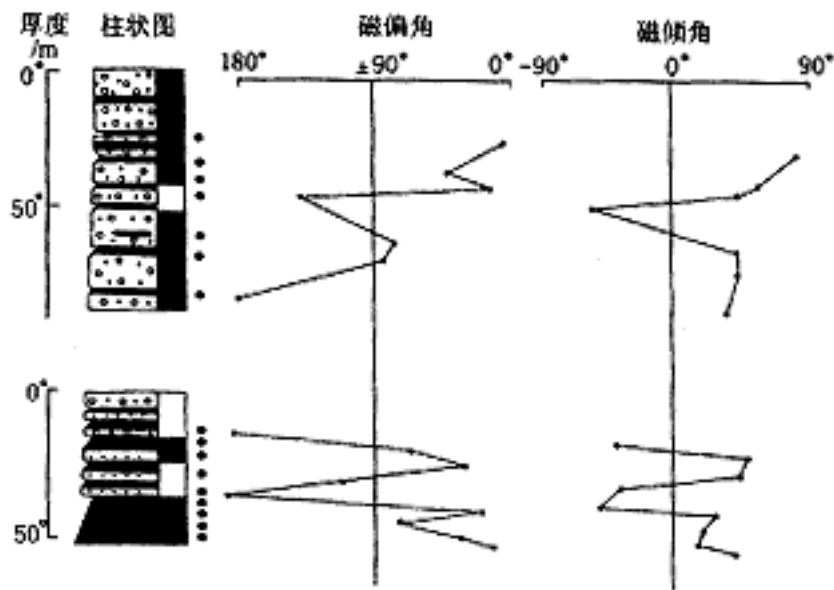


图4 帕里剖面古地磁极性柱

Fig.4 Palaeomagnetic polarity of Pali section

1.5 昆仑山口羌塘组磁性地层与古环境

格尔木昆仑山口海拔4771m，在其两侧分布一套厚度超过596m的早更新世河湖相地层，并被命名为羌塘组[6]。羌塘组已受构造变动，层内见有断裂，地层大部倾向SW，倾角 $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 。羌塘组已被抬升到海拔5000m以上，成为长江和内流河格尔木河的分水岭。对羌塘组地层、磁性地层、构造[6~8]、孢粉[9]、介形类及三趾马化石[10]的研究，为高原隆升、环境变化提供了重要的科学依据。

羌塘组由下而上可分6段，含有丰富的孢粉和介形类化石，在第3段中发现三趾马化石。羌塘组第1段岩性为灰色、灰白色、灰黑色和浅棕色粘土和亚粘土层，夹砂层和碎屑层，见有水生草本植物和螺化石，厚约90m；第2段，岩性为黄色、浅灰色砂砾层和砂层与青灰色、灰褐色粘土、亚粘土互层，也见有水生草本植物和螺化石，厚100m；第3段为灰色粘土、亚粘土层和灰黄色砂层夹小砾石层，粘土和亚粘土层中发育微层理，本层下部产三趾马化石，厚32m；第4段为灰黑色亚粘土和灰白色砂层互层，在底部见有冻胀褶曲，上部夹碎屑层，本层厚165m；第5段以黄色砂砾和棕褐色岩屑为主，夹砂层和亚粘土层，交错层发育，并有地震引起的绕动和小断裂，厚77m；第6段为棕红色、棕黄色砂砾石层和灰棕色、棕黄色亚粘土层互层，厚约132m。在羌塘组上部不整合地覆盖着中更新世望昆冰期冰碛物，羌塘组第1段底部则和惊仙冰期的冰水沉积砂砾层呈逐渐过渡关系。

笔者自1975年~1994年间，曾先后4次对羌塘组进行了研究并发现三趾马化石[7, 8]，通过磁性地层研究，作出了羌塘组磁极性图，得出羌塘组是从高斯时的凯纳亚时后开始堆积至布容时早期结束。其中羌塘组第1段年代约2.90MaBP~2.48MaBP；第2段约2.48MaBP~2.09MaBP；第3段约2.09MaBP~2.01MaBP；第4段约2.01MaBP~1.21MaBP；第5段约1.21MaBP~0.73MaBP；第6段约0.73MaBP~0.65MaBP；整个羌塘组总共经历了2.25Ma的沉积时间。望昆冰期冰积层年代大约0.65MaBP~0.60MaBP，而惊仙冰期的冰水层时代要大于2.90MaBP，则惊仙冰期时代可能为3.0MaBP[8]。

根据三趾马的古生态环境研究，通常认为它们生活在海拔1000m~2000m的高度

上,所以,羌塘组沉积初期,青藏高原比现在低很多。当时羌塘古湖四周的山体比较平缓,流水活跃。从第1段孢粉组合看,到中、上部时,气候逐渐转暖。到羌塘组第2、3段沉积时,气候变得更温暖,雨量充沛。湖畔有三趾马等哺乳动物生存,植被从以圆柏为主而逐渐被桦属和榛属优势组合所代替,并出现松和云杉。当时羌塘湖面积进一步扩大,水深一般不超过15m,水温较高。第4段沉积时,乔木大量减少,气候又开始转冷,但湖泊还在一面下降一面接受沉积。在第5段沉积时,气候进一步恶化,雨量减少,植被稀疏,地壳开始抬升,湖面逐渐缩小。在第6段沉积时,以藜科为主的草本植物又重新恢复,气候又逐渐转向温暖,地壳强烈抬升,湖泊也逐渐干涸并消亡。与羌塘组沉积结束相联系的羌塘运动,使本区地貌发生了一次巨大的变化。

1.6 唐古拉山口曲果群磁性地层与古环境

在青藏公路唐古拉山口以西,扎加藏布曲的支流曲果曲的谷地中,在海拔5010m的平坦地面下,埋藏了厚约366m的湖相地层,称曲果组^[11]。对曲果组进行磁性地层研究发现^[7],其时代跨上新世—更新世,具穿时性,所以本文改称为曲果群。

曲果群极性序列由两个钻孔资料综合而成,经拼接后重新划分后的极性序列自上而下由3段组成,上段厚37m,以负极性为主,夹2条正极性条带,与极性年表对比相当松山时,其中最上一条正极性带可能相当留尼汪()亚时;中段厚146m,以正性极为主,夹三条负极性带,相当高斯时;下段厚193m,以负极性为主,夹5条正极性条带,相当吉尔伯特时;整个剖面年代大致为2.1MaBP~5.4MaBP。

曲果群的岩性绝大部分为粘土,粒度均匀,微层理发育,说明当时唐古拉山地区是一个广阔的高平原,周围山体平缓,湖泊沉积仅受年季节水量变化影响。曲果群在沉积过程中气候有较大的变化,在灰、灰黑、蓝灰色粘土中,介形类化石数量较多,壳面纹饰发育的种类明显增加,反映了当时湖盆水域较深,水流稳定,有机质丰富,系淤泥质底的静水环境。而在棕褐色粘土夹粉砂亚粘土层中,介形类以光滑的类型为主,且种属单一,代表一种水域较浅的氧化环境。曲果群孢子花粉研究,也反映出气候有过多次变化^[12]:在上段沉积时,木本花粉可达50%以上,以桦科和栎属为主,其次为松和杉,还有雪松、铁杉、胡桃科和桃金娘科等,说明当时气温较高,植被繁茂,青藏高原还没有大幅度隆升,海拔比现在低2000m~3000m左右;在中段地层中,孢粉极贫乏,以草本藜科为主,还有少量的园柏和白刺灌木花粉,反映气候急剧变冷变干,估计当时本区海拔已在3000m左右,比上段沉积时略高;在下段地层中孢粉以藜科和毛茛科草本植物为主,木本植物有松、栎、桦、冷杉。雪松、芸香及楝科,应为温带稀树草原的气候,海拔在2000m~2500m左右。

1.7 共和盆地共和组磁性地层与环境

共和盆地位于东昆仑阿尼玛卿山东北、青海南山南面。盆地呈NWW—SEE走向,东宽西窄,长约210km,最宽处为90km,海拔2600m~3200m。黄河自南向北东穿越盆地。共和盆地为晚新生代晚期断陷盆地,盆地内堆积有巨厚的第四纪沉积,称共和组。共和组沉积相较复杂,主要为河流泛滥平原相和浅湖相交替沉积,还有冰积和冰水沉积,并夹有黄土和风成沙。总厚度可达600m以上。

徐叔鹰等^[13]从黄河边上克才村到达连海一线对共和盆地进行了磁性地层研究,剖面上段选于黄河边上高阶地的基座,海拔2708m~2853m,厚145m;剖面下段在达连海东侧小丘上,海拔2879m~3047m,厚168m,总厚313m。研究结果如图8所示:上段为布容正极性时,出现三次极性倒转事件,其中最晚的一次事件相当布莱克事件;下段为松山极性时,也出现三次极性倒转事件,其中最早的一次事件相当奥都维事件;推算该剖面年代为2.24MaBP~0.10MaBP。布容和松山的界线在170m处。共和组中哺乳

动物化石群的研究^[14]支持了其时代为早更新世—中更新世的论点，和古地磁研究结果非常接近。

共和组沉积时的环境变化是和古黄河的发育有着密切关系。在古黄河主流两侧，砾石分选和磨圆较好，岩性复杂，厚度可达500m左右。在河滩两侧，有一些湖沼发育，山麓地区则有冰碛、冰水沉积、洪积和泥石流堆积。共和组中的黄土层和砂层，显示气候有过多变干旱的记录。共和组中哺乳动物群，主要有啮齿目、偶蹄目、奇蹄目和兔形目，反映盆地中一直是以草原环境为主。从孢粉组合分析，共和组在沉积过程中森林草原植被类型和草原植被类型景观交替出现，反映了本区温暖较湿和干旱寒冷交替变化，风沙沉积的加速，反映气候总趋势不断恶化。气候交替变化的主要原因是受第四纪冰期和间冰期气候变化影响；而气候恶化主要受青藏高原隆升的影响。在共和组沉积初期，根据植被类型，特别是第三纪子遗分子罗汉松的存在及哺乳动物象类的活动，估计当时盆地在海拔1000m左右。到共和组沉积晚期，盆地已被逐渐抬升到海拔2000m以上。

1.8 三岔河组古地磁年代与环境

三岔河组是格尔木河及其支流的河谷中广泛分布的一套地层。据物探资料，三岔河组最大厚度在西大滩内可达300多米。在三岔河附近的野牛沟口，可见剖面厚79.5m尚未见底，所以我们命名为三岔河组^[7]。剖面自下而上可分8层：下部1~6层主要为灰色、灰黄色、棕黄色砂砾层夹粉砂或亚粘土层，主要为河流流水和冰水堆积夹有风成沙堆积；上部7~8层主要为黄色厚层亚粘土、粘土层夹灰黄色含高角度交错层的砂层，主要为湖相沉积夹风成沙堆积。在该剖面上共采古地磁大样14块，除第4层中有一块为负极性外，其它均为正极性。对该剖面上部和下部砂层进行热释光测定^[15]，年代分别为 $31.65\text{kaBP} \pm 1.89\text{kaBP}$ 和 $355.26\text{kaBP} \pm 28.42\text{kaBP}$ 。此外，我们还在纳赤台附近昆仑河1~4级阶地堆积物中采古地磁大样6块，测定结果也均为正极性。昆仑河阶地基座为三岔河组，而一级阶地中的炭屑¹⁴C年代为 $4910\text{a} \pm 110\text{a}$ ，所以三岔河组和格尔木河阶地形成时代相当布容时，小于0.73MaBP。在三岔河组中的一次倒转事件，可能相当布容时中的琵琶C亚时。从三岔河组沉积相和厚度分析，三岔河组沉积前的昆仑河谷地貌，比现在切割还要深，三岔河组堆积经历了二次间冰期和二次冰期。

1.9 柴达木盆地

近年来随着柴达木盆地的开发，在盆地中进行了大量钻探工作，并对盆地中的第四系进行了磁性地层研究^[16~18]。在柴达木盆地达布逊湖地区，第四系最厚可达3000m左右，而且是细颗粒的河湖相沉积，保存了大量、系统的科学信息。但由于厚度大，取样困难，所以尚未对其进行过系统的磁性地层等方面的研究工作。在盆地中不少钻孔穿过布容时沉积物，其中最深的B/M界线为850m(CK-6孔)，该孔还进行了¹⁴C和²³⁰Th年代测定。

笔者对盆地东部的都兰30号孔和北部的全集山5号孔进行了磁性地层研究(图5)。结合其它有关资料，可以了解到盆地边缘和中心沉积速率变化很大，如在都兰30号孔中B/M界线在222m左右；全集山5号孔B/M界线不超过30m，在其下即出现松山时中的吉尔萨和奥都维亚时；西部尔斯库勒湖B/M界线在144m左右，而盆地中部达布逊湖地区B/M界线达850m。在柴达木盆地中的松山/高斯(M/G)界线一般深500m~600m，在盆地中的东、西台吉乃尔湖和涩聂的三湖地区则深达1460m，在达布逊湖地区可能要超过2000m。柴达木盆地中的沉积厚度、颗粒粗细、沉积速度的差异，主要是受盆地中不同地区新构造运动的差异及高原隆升环境变化的影响。

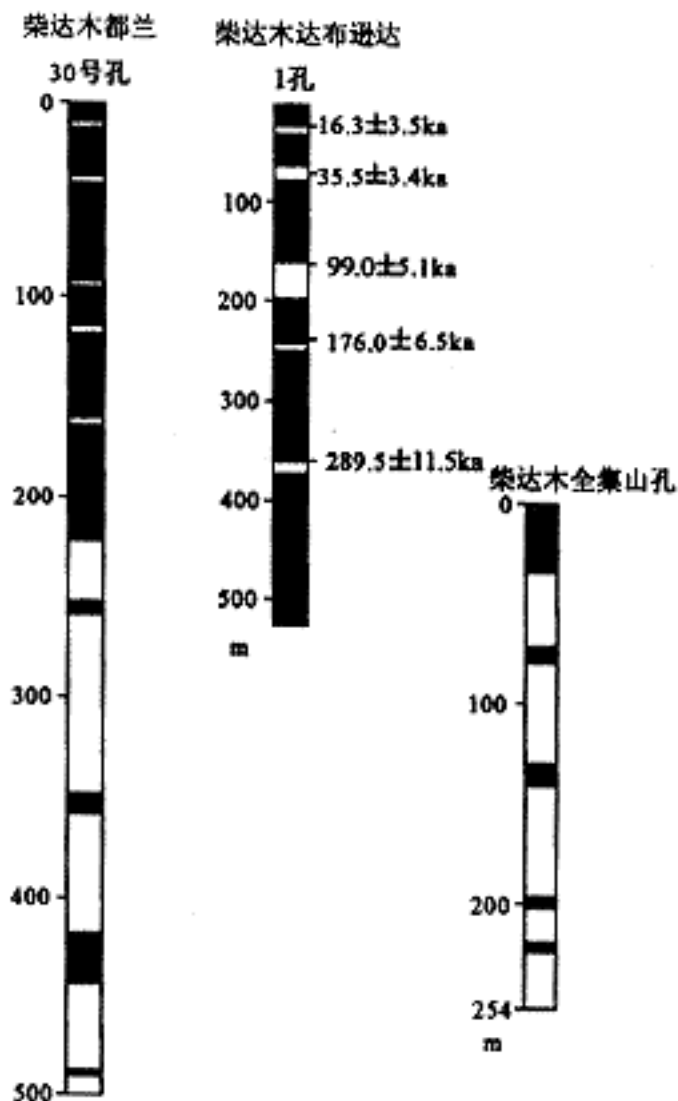


图5 柴达木盆地都兰、达布逊湖、全集山钻孔古地磁极性柱

Fig.5 Palaeomagnetic polarity of sampling boreholes on the Doulan, Dabushen Lake and Quanjishan in Qaidam Basin

1.10 藏东南、川西地区

1.10.1 竹巴笼、竹卡、八宿、松宗等剖面 古地磁样品均采自金沙江竹巴笼、澜沧江竹卡、怒江八宿、帕隆藏布江松宗、卡达桥等河谷中的河流阶地堆积、黄土或河流低阶地的基座-河湖相堆积的剖面中，分别在6个剖面中，采集古地磁样品332块。经测定全部为正极性，经殷伟德等研究^[19]，这些堆积物时代相当布容时(图6)。如位于西藏波密县松宗西5km的帕隆藏布江边的河湖相地层，厚59.0m，分12层，称松宗组。在松宗组之上又堆积了15m厚的冰碛层和阶地砾石层。在松宗组中的冰川纹泥层中采古地磁样品，测定后均为正极性，所以松宗组时代相当布容时，年代小于0.73MaBP。在松宗组的纹泥层中发现丰富的孢子花粉，其中木本植物占77.7%，以冷杉、云杉、松为主，阔叶树中有榛、栎、榆等，反映了海洋型的冰川气候。松宗组已成为帕隆藏布江1

~6级阶地的基座，其上被末次冰碛层或黄土状土覆盖，所以，松宗组时代大致相当于青藏高原倒数第二冰期，即基龙寺亚冰期时代。

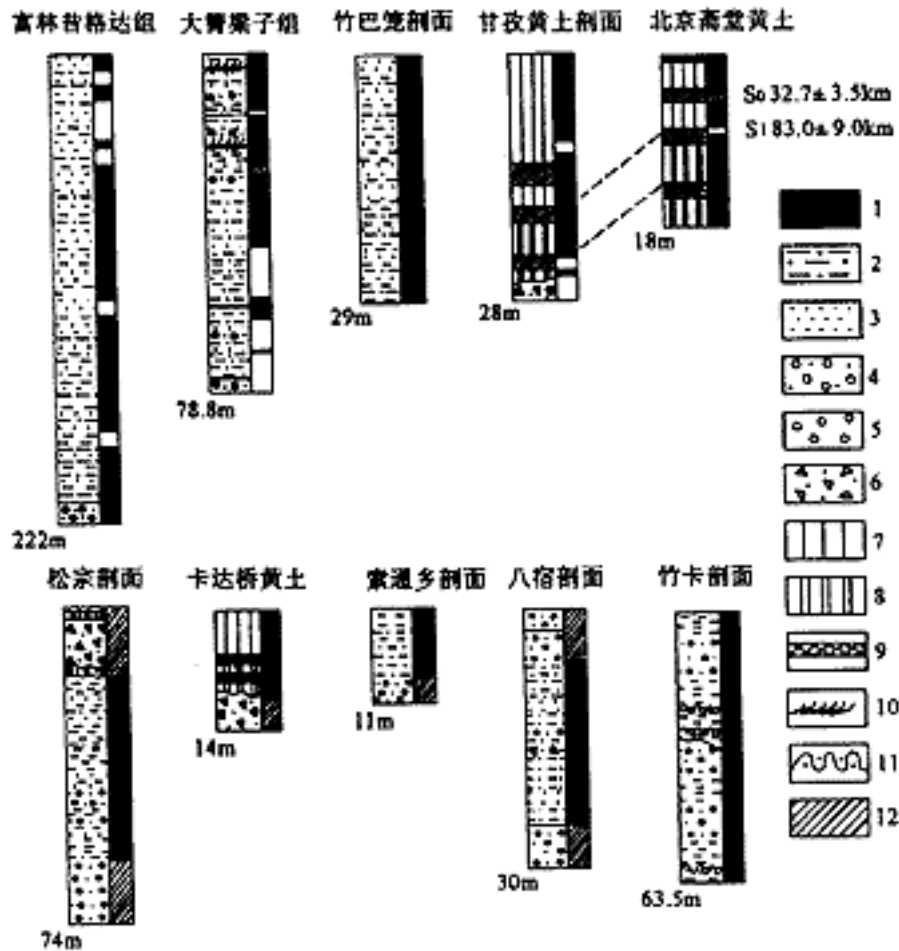


图6 藏东南、川西地区几个古地磁极性柱图
Fig.6 Palaeomagnetic polarity of some sections in the western Sichuan and south-eastern Tibet

1.10.2 甲洼组剖面 在四川理塘县南的甲洼盆地中，堆积了一套厚度大于315m以松散砂砾层为主的沉积物，称为甲洼组 [20]。甲洼组构成盆地中的小丘岗，海拔在3620m~3750m之间，同时也为理塘河2~7级阶地的基座。甲洼组受新构造运动的影响已产生断裂和倾斜，地层倾向NW，倾角 6° ~ 20° ，不整合在早更新世—上新世的木拉组湖相层上。

对甲洼组古地磁标本进行研究后，作出了甲洼组极性柱及磁倾角和磁偏角曲线图(图7)。在甲洼组下部1~3段近200m厚的地层中，古地磁标本以负极性为主，将其对应于松山时；而在第2段中有4块连续为正极性的标本，则对应于哈拉米洛亚时，上部4~5段的标本以正极性为主，对应于布容。通过磁性地层、岩石地层、孢粉和古气候的研究，将甲洼组分为5段22层。甲洼组各段形成时代、岩性、古气候环境等特征见表1。

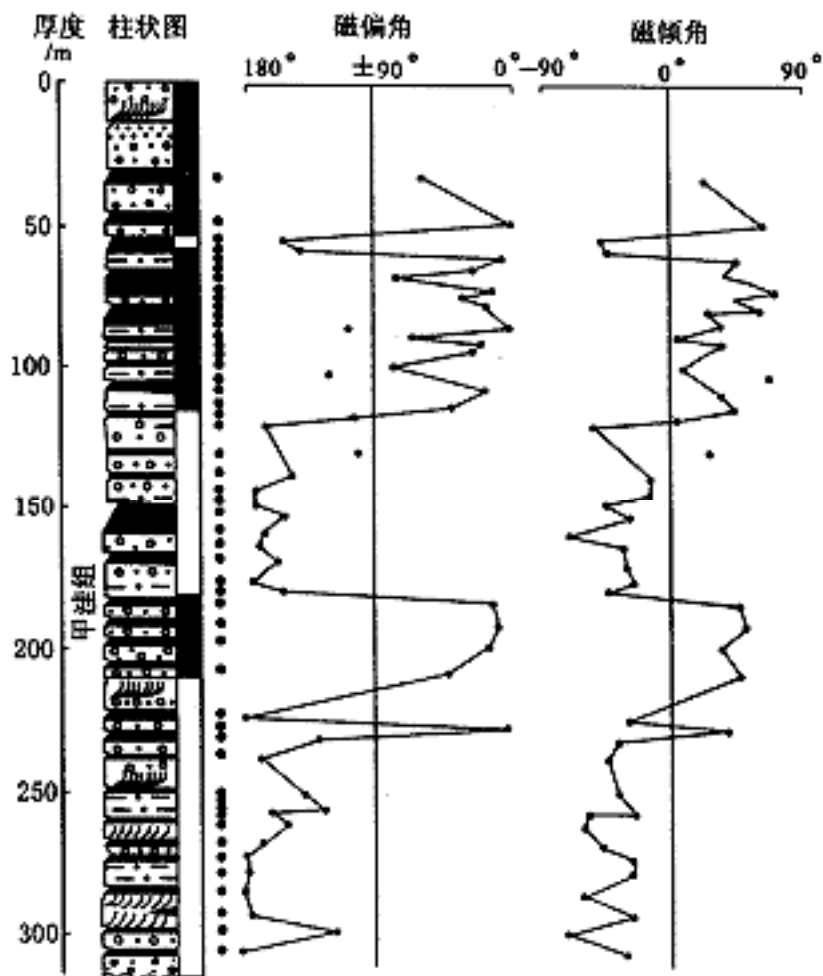


图7 甲洼组古地磁极性柱

Fig.7 Palaeomagnetic polarity of Jiawa Formation

表1 甲洼组地层特征及其划分

Table 1 Characteristics and divisions on the Jiawa Formation

时代	极性时	年代/Ma	分段	层号	厚度 m	岩性	孢粉	气候
中更新世	布容	0.44 ~ 0.66	5	22 ~ 17	90.9	砂砾层, 砾石砾径大, 岩性以砂岩、板岩、石英岩为主	木本为主, 有松、云杉、栎等	温凉偏湿
		0.66 ~ 0.73	4	16 ~ 15	27.3	砂砾层夹粘土、亚粘土层	无	冷
	松山	0.73 ~ 0.89	3	14 ~ 11	64.1	砂砾层夹厚层粘土及薄层褐煤层	木本为主, 有松、云杉、栎等	温凉偏湿
		0.89 ~ 1.10	2	10 ~ 6	75.2	砂砾层夹杂色粘土、亚粘土	草本为主, 有杜鹃、蓼、栎等	寒冷干旱
		1.10 ~ 1.24	1	5 ~ 1	58.9	砂砾层, 交错层发育, 夹褐煤层, 砾石岩性以火山岩为主	木本为主, 有树干、松、云杉、杜鹃、麻黄等	温凉半干旱

1.10.3 甘孜黄土剖面 剖面位于甘孜县城郊蛮地砖瓦厂内。黄土厚22.5m，自上而下分为二大层：上部为灰黄色黄土，质地疏松，常夹有粉砂层，含砂姜和钙质结核，垂直节理发育，在灰黄色土中夹有一层厚0.8m~2.0m的褐色古土壤层；下部为棕黄色、红黄色黄土，胶结较硬，含钙质结核，在黄土中有两层棕红色古土壤层。该层黄土假整合在残坡积层上。

对甘孜黄土剖面的磁性地层研究，得出该剖面极性序列以正极性为主，有2次极性亚时倒转，可与北京斋堂黄土剖面的极性序列对比。甘孜黄土形成时代为布容时，2次亚时似为布容时中的拉尚和瑟瑟C亚时。

1.10.4 昔格达组剖面 在青藏高原东部边缘的泸定、富林、攀枝花市昔格达一带，分布着一套厚150m~400m的灰黄、灰色粘土、亚粘土、粉砂层的湖相地层，称昔格达组。其时代为早更新世—上新世。笔者等对富林、攀枝花市等地的昔格达组4个剖面进行了磁性地层研究，其中富林剖面的极性序列上部主要为负极性，中、下部主要为正极性，其时代相当高斯时至松山时早期；其它3个剖面主要为正极性，年代大至为1.90MaBP~3.30MaBP^[21]。考虑到富林磁性地层剖面厚度仅为206m，在其上部还有一段剖面不好采样，所以昔格达组沉积结束时间要晚于1.90MaBP。

1.10.5 大箐梁子组剖面 剖面位于西昌东南17km处的则木河与安宁河水系分水岭处，海拔2550m。大箐梁子组为河湖沼泽相交互沉积的砾石、砂、亚粘土、粘土和泥炭层，含炭质树干和大量孢子花粉，并受构造变动。剖面厚78.8m，分14层。第四纪冰川考察队认为大箐梁子组时代相当昔格达组，时代为早更新世^[22]，陈富斌等^[23]根据¹⁴C年龄将其时代定为晚更新世晚期。蒋复初等^[24]对大箐梁子组进行了研究，并将上部地层中的炭化木经天津地矿所¹⁴C年代实验室测定其年代已超过可测年范围，所以大箐梁子组时代早于晚更新世晚期。在大箐梁子组极性柱中可以看到，上部主要为正极性，相当布容时；下部主要为负极性，相当松山时。其中有三块样为正极性，相当哈拉米洛亚时。通过大箐梁子组平均沉积速率计算，该组沉积时间为0.47MaBP~1.03MaBP。大箐梁子组和甲洼组的极性序列相似，说明它们形成时代和环境变化也基本相同。

2 磁性地层对比与讨论

通过上述青藏高原上的20多个剖面或钻孔的磁性地层研究，并结合高原周边印巴次大陆的西瓦利克层^[25]、云南元谋盆地的元谋组和龙川组^[26]、陕西刘家坡黄土剖面^[27]及青海湖边钻孔^[28]的磁极性柱，作出了青藏高原及其邻区晚新生代磁性地层极性柱对比图(图8)。从图中可得如下几点认识，供讨论。

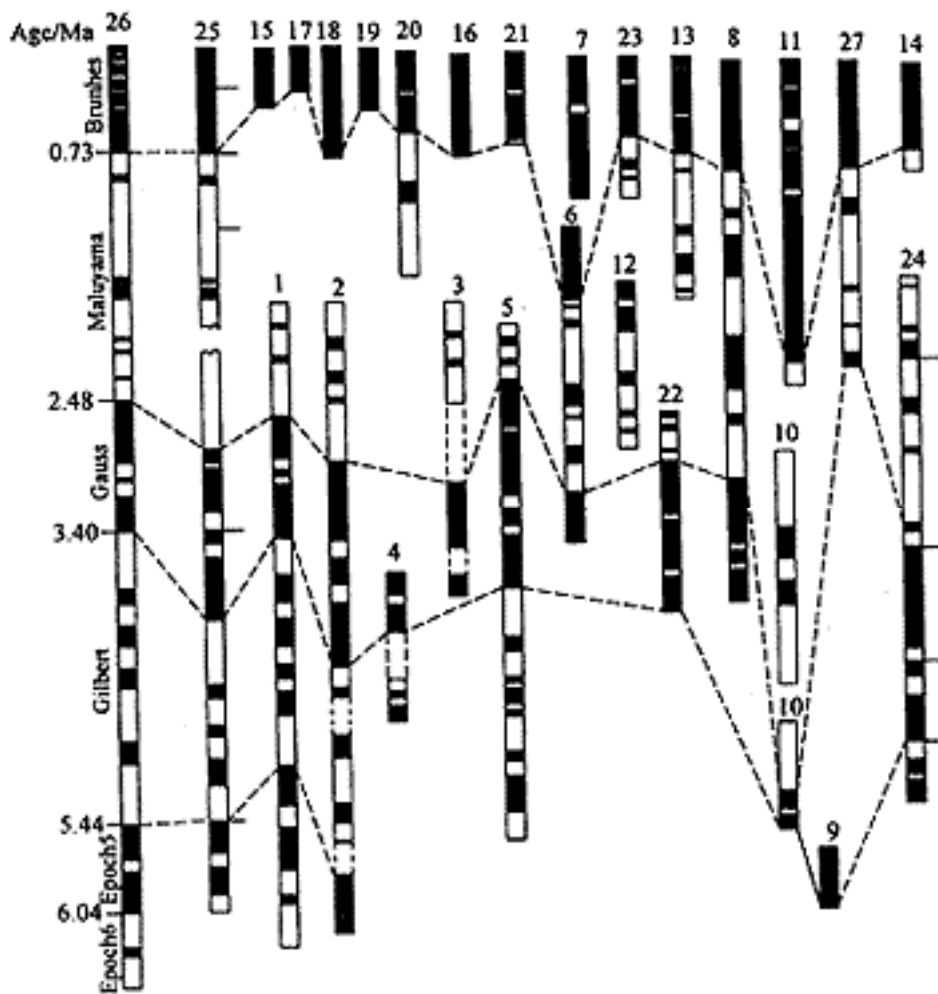


图8 青藏高原晚新生代磁性地层对比

Fig.8 Correlation of polarity column on Late Cenozoic of Qinghai-Tibetan plateau and polarity time scale

1.香孜组、札达组；2.宗嘎组、沃马组；3.贡巴组〔4〕；4.帕里；5.曲果群〔7〕；6.羌塘组〔8〕；7.三岔河组；8.柴达木2605孔〔17〕；9.柴达木鸭湖孔〔17〕；10.柴达木涩1、涩6孔〔17〕；11.柴达木达1孔〔16〕；12.柴达木全集山孔；13.都兰孔；14.青海湖二郎尖孔〔28〕；15.索通乡剖面〔19〕；16.松宗剖面〔19〕；17.八宿剖面〔19〕；18.竹卡剖面〔19〕；19.竹巴笼剖面〔19〕；20.甲洼组〔20〕；21.甘孜黄土剖面；22.富林昔格达组〔21〕；23.西昌大箐梁子组〔24〕；24.元谋组〔26〕；25.西瓦利克剖面〔25〕；26.古地磁极性年表；27.陕西刘家坡黄土剖面〔27〕

(1)在青藏高原一些盆地和高山垭口地区，广泛分布着一套厚约百米至上千米的河湖相地层，其沉积起始时间大致从吉尔伯特时初期到松山的奥都维亚时前后结束。一些地方的河湖相地层已被抬升露出地表，有的成为山岭。

(2)在中新世晚期—早更新世河湖相地层中，主要有三次粗颗粒沉积期：第一次为中新世末至上新世初期，相当第5时至吉尔伯特早期，约为6.0MaBP~5.0MaBP。如沃马组下部红色砾石层、札达组第1段中砂砾层、曲果群底部唐泉沟砾石层、元谋上新世小河组和龙川组下部砾石层等。第二次发生在高斯时凯纳亚时前后，有些地方还发现有

冰碛和融冻褶皱砾石层，如羌塘组下的惊仙冰期冰积层、札达盆地香孜组第2段中的冰缘融冻褶皱砾石层，在吉隆宗嘎组中也有较厚的砾石堆积。第三次发生在松山时的留尼汪至奥都维亚时，如香孜组的第4段、昆仑山口羌塘组第4段沉积等。这一现象显示了当时青藏高原一些地区新构造运动强烈，高原隆升加速，或气候恶化，物理风化作用加强。

(3)通过磁性地层研究，得知西藏吉隆沃马三趾马的时代大约5.00MaBP，札达三趾马的时代为4.70MaBP左右。它们的时代和西瓦利克塔特罗特层或云南小河组中含的三趾马化石时代大致相当，多在吉尔伯特时内。在西藏聂聂雄拉达涕组中的三趾马化石时代，相当高斯时^[5]。昆仑山口三趾马化石的发现，说明在2.08MaBP早更新时，青藏高原还有三趾马群存在。

(4)自松山时奥都维亚时后至布容时初，在青藏高原腹地仅有羌塘组连续的地表剖面，不整合在羌塘组上的望昆冰期冰积层的时代大致为0.65MaBP。在高原腹地其它地方或黄河源头的埋藏河湖相层中是否存在，还需要进一步工作证实，但在四川西部甲洼盆地却保存有315m厚的河湖相地层，时代约为1.24MaBP~0.43MaBP。在西昌大箐梁子上的大箐梁子、石棉菩萨岗上的河湖相地层，它们的时代和甲洼组大致相同，现已被抬升为长江一些支流水系的分水岭，证明在0.40MaBP左右时本区曾发生过一次强烈的构造运动。

(5)青海贵德盆地、共和盆地晚新生代河湖相地层发育，含有哺乳动物化石和丰富的孢粉，是中国西部较为理想的研究晚新生代地质、环境、青藏高原隆升和气候变化的地区。但对这两个盆地中的上新统贵德组，第四系共和组年代和地层研究多不深入，如共和组仅有一个极性柱，对其上限年代也是推论出的，没有测到顶部。今后可以通过对贵德组、共和组、羌塘组的综合研究和对比，为高原北部晚新生代环境变化提供可靠的资料。

(6)在柴达木盆地中，特别在其中部和东部，可能找到自上新世—全新世的连续沉积钻孔剖面，这将为青藏高原隆升环境变化、全球变化提供重要信息。

(7)自布容时以来，青藏高原中沉积物以冰川、冰缘、河流、湖沼、泥石流和风的沉积为主，由于大部分剖面沉积物颗粒粗、厚度小、出露不全，这给磁性地层研究带来了困难，要精确测定其时代，必须借助其它测年方法。

(8)从青藏高原昆仑山口的羌塘组、唐古拉山口的曲果群、吉隆盆地的宗嘎组、札达盆地的香孜组、定日盆地的贡巴组和加不拉组、亚东的帕里组等的磁性地层、孢粉、哺乳动物化石、沉积环境资料分析，证明在距今3.40Ma~2.00Ma年间，高原上湖泊发育，气候虽有冷暖变化，但从来没有形成过统一的大冰盖。

本文部分古地磁样品和测试结果是笔者于1980~1985年间，在参加原地质矿产部青藏高原地调大队八分队工作时完成的。参加古地磁采样、野外工作和室内研究的还有吴锡浩、浦庆余、马醒华、李永昭、邵兆刚、邱元正、殷伟德、徐树金、张金起等人，在此表示深深的谢意。

基金项目：原地质矿产部“九五”重点科技项目(9501120)

作者简介：钱方(1937—)，男，研究员，从事第四纪地质、磁性地层等方面研究工作。

作者单位：(中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081)

参考文献

- [1] 钱方.用古地磁方法对西藏阿里上新世以来水平运动的初步研究 [A].喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏地球物理论文集 [C].北京:地质出版社,1990.198~206.
- [2] 计宏祥,黄万波,陈万勇,等.西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义 [A].青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题 [C].北京:科学出版社,1981.19~25.
- [3] 赵希涛,郭旭东,高福清.珠穆朗玛峰地区第四纪地层 [A].珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)第四纪地质 [C].北京:科学出版社,1976.1~28.
- [4] 钱方.西藏定日贡巴砾石层的时代和环境 [A].中国西部第四纪冰川与环境 [C].北京:科学出版社,1991.285~291.
- [5] 李炳元,王富葆,张青松.西藏第四纪地质 [M].北京:科学出版社,1983.15~40.
- [6] 吴锡浩,钱方,浦庆余.东昆仑山第四纪冰川地质 [A].青藏高原地质论文集(4) [C].北京:地质出版社,1982.1~18.
- [7] 钱方,马醒华,吴锡浩,等.羌塘组和曲果组磁性地层的研究 [A].青藏高原地质论文集(4) [C].北京:地质出版社,1982.121~130.
- [8] 钱方,张金起.昆仑山口羌塘组磁性地层与新构造运动 [J].地质力学学报,1997,3(1):50~56.
- [9] 孔昭宸,刘兰锁,杜乃秋.从昆仑山—唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起 [A].青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题 [C].北京:科学出版社,1981.78~89.
- [10] 庞其清.青藏高原昆仑山口第四纪羌塘组介形虫化石的地质意义 [A].青藏高原地质论文集(4) [C].北京:地质出版社,1982.151~165.
- [11] 浦庆余,吴锡浩,钱方.青藏公路沿线唐古拉地区的第四纪地质问题 [A].青藏高原地质论文集(4) [C].北京:地质出版社,1982.19~33.
- [12] 刘兰锁.青藏公路沿线上新世—早更新世孢粉组合及其意义 [A].青藏高原地质论文集(4) [C].北京:地质出版社,1982.136~150.
- [13] 徐叔鹰.青海省共和组地层的沉积时代与沉积环境 [J].兰州大学学报(自然科学版),1987,23(2):109~119.
- [14] 郑绍华,吴文裕,李毅,等.青海贵德、共和两盆地晚新生代哺乳动物 [J].古脊椎动物学报,1985,23(2):89~134.
- [15] 伍永秋,崔之久,刘耕年.昆仑山中、晚更新世三岔河组沉积相与环境 [A].青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究 [C].北京:科学出版社,1994.136~145.
- [16] 黄麒,蔡碧琴.察尔汗盐湖沉积物年代学的初步研究 [A].中国—澳大利亚第四纪学术讨论会论文集 [C].北京:科学出版社,1987.106~144.
- [17] 刘泽纯,孙世英,汪永进,等.柴达木盆地东部地区第四纪沉积和地层 [A].中国西部第四纪地质与环境 [C].北京:科学出版社,1991.197~210.
- [18] 沈振枢,程果,祁国柱,等.柴达木盆地第四系磁性地层学及新构造运动意义 [A].中国海陆第四纪对比研究 [C].北京:科学出版社,1991.281~290.
- [19] 殷伟德,钱方,徐树金.西藏东部地区几个第四系剖面的磁性地层研究 [A].青藏高原地质论文集(18) [C].北京:地质出版社,1987.181~187.

- [20] 钱 方, 徐树金, 殷伟德. 四川理塘甲洼组及其磁性地层的研究 [A] . 青藏高原地质论文集(18) [C] . 北京: 地质出版社, 1987. 171 ~ 180.
- [21] 钱 方, 徐树金, 陈富斌, 等. 昔格达组磁性地层的研究 [J] . 山地研究, 1984, 2(4): 275 ~ 282.
- [22] 第四纪冰川考察队. 西南昔格达组的初步研究 [A] . 中国第四纪冰川地质论文集 [C] . 北京: 地质出版社, 1977. 1 ~ 43.
- [23] 陈富斌, 赵永涛. 攀西地区新构造 [M] . 成都: 四川科学技术出版社, 1988. 17 ~ 20.
- [24] 蒋复初, 钱 方, 童国榜, 等. 西昌大箐梁子组年代与环境研究 [A] . 黄土、第四纪地质、全球变化 [C] . 北京: 科学出版社, 1992. 144 ~ 154.
- [25] Johnson N M, Opdye N D, Johnson G D et al. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan [J] . Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, 37, 17 ~ 42.
- [26] 钱 方, 周国兴, 等. 元谋第四纪地质与古人类 [M] . 北京: 科学出版社, 1991. 17 ~ 50.
- [27] 孙建中, 赵景波, 等. 黄土高原第四纪 [M] . 北京: 科学出版社, 1991. 1 ~ 11.
- [28] 袁宝印, 陈克造, J M Bower, et al. 青海湖的形成与发展趋势 [J] . 第四纪研究, 1990, (3): 233 ~ 243.

收稿日期: 1999-08-03