

# 中朝古陆的解体与华北、华泰二克拉通的确立

王荃

中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

**内容提要:**半个世纪之前,黄汲清和任纪舜等将华北、东北南部以及西北的阿拉善这类凡有前寒武纪结晶基底出露的地区确定为单一的中朝古陆(或准地台)。这种观念一直被沿用迄今。近年,构造地层地体的研究发现原称之“中朝古陆”是由华北和华泰两个克拉通构成,计11个地块或地体。重新厘定的华北克拉通,其范围只限于辽宁省西部和北部、河北省、内蒙古南部、山西省大部以及陕西省北部。原划为中朝古陆的其余地域,如吉林南部、辽东半岛、山东、苏皖北部、河南、关中、阿拉善—贺兰山等,统属新确立的华泰克拉通。二克拉通之间以及与周边造山带,均隔以大型的断裂。华北克拉通是我国最古老的陆壳核心,它由燕辽陆块、晋冀造山带和蒙陕陆块,以及阴山裂谷带等4个地体构成。古元古代末期即1850Ma,发生巨大而统一的碰撞事件导致前三者的构造拼接,以及克拉通的最终固结。阴山裂谷带形成于中元古代,是后来导致华北克拉通与西伯利亚地台分裂的遗迹。华北克拉通的突出特点是:长城系与古元古代的滹沱群之间的不整合,以及以蓟县剖面为代表的中元古界盖层沉积。按此特点,在全球范围内能与之类比的只有西伯利亚地台和加拿大地盾。华泰克拉通结晶基底之上的第一个不整合面存在于新元古代的细河群与古—中元古代的辽河群之间,克拉通固结的时限约为1000Ma。根据此特点,在全球寻找其宗族关系,显而易见那就是Rodinia联合古陆。依据我国寒武系的研究,早、中寒武世之间即536Ma前后,发生了华北与华泰二克拉通的构造拼接。此前,二者分属于不同的古大陆,从未相互连接。所以,从太古代以来统一的中朝古陆是不存在的。

**关键词:**中朝古陆的解体;构造地层地体;华北克拉通;华泰克拉通;震旦系的冰碛层;Redlichia 动物群

我国地学界曾将华北、东北南部,以及西北的阿拉善—贺兰山区这类凡有前寒武系结晶基底出露的地区统一称之为中朝古陆(或准地台)(黄汲清, 1954)。这种概念和认识,一直被沿用迄今(任纪舜等, 1980)。随着我国正规区域地质调查的开展,以及相应的地层学、岩石学、年代学等领域的研究逐步深入,人们发现原称之“中朝古陆”并不统一,它实际上是由两个克拉通计11个地块或地体构成。如果我们继续沿用此传统观念而止步不前,则必将掩盖某些地体的真实特征,甚至无法在全球范围内为其准确定位。众所周知,华北地处中国岩石圈中最古老的核心部位,也是我国地质研究程度较高的地区。对如此重要的地域进行深入的分析 and 研究不仅十分必要,而且必将有助于对全国及整个亚洲地质演化历程的追踪与溯源,甚至还有益于对全球地球动力学过程的探讨,故而具有重大的学术价值和实用意

义。

构造分区的研究及大地构造单元的鉴别,历来是地质科学的核心问题,它涉及诸如地层、古生物、岩石组合及建造、构造地质以及年代学等许多分支学科。尽管这是一项综合性的分析与研究,但也有其确切的客观标准,那就是:一个大地构造单元必须拥有统一的地质演化历程,与相邻单元之间必须有明确的界限加以区分。近代,关于构造地层地体的划分实际上还是这一标准,即被断层所围限的地质统一体或碎块,具有独特的地质发展历史,而与相邻地体明显不同。为便于野外调查时实用,以更通俗的语言来表述则是:一个地体必须拥有自身特点的地层柱状图,而该柱状图所显示的各种关系必须是实地所见,不允许主观推断,也不允许移置相邻地体的内容。近年,笔者参与中国地质调查局“中美矿产资源评价合作研究”项目,有机会应用最新成果重新

注:本文为中国地质调查局项目“中国主要陆块晚前寒武纪以来裂解重组过程的再造及其对成矿作用的制约(编号2012000100410075)”及“中美矿产资源对比研究(编号200313000068)”共同资助的成果。

收稿日期:2011-05-26;改回日期:2012-01-15;责任编辑:郝梓国,黄敏。

作者简介:王荃,男,1930年生。研究员,长期从事大地构造学与岩石学研究。通讯地址:北京百万庄大街26号,中国地质科学院地质研究所,100037。电话:010-68219308。

审视“中朝古陆”，本文即是此项研究的初步成果。现在，我们拥有充分的科学依据，倡导不再使用“中朝古陆”一词，而代之以更为通用的华北克拉通（可简称华北地台）。后者的范围只限于辽宁省西部和北部、河北省、内蒙古南部、山西省大部及陕西省北部。原划为中朝古陆的其余地域如吉南—辽东、山东、苏皖北部、河南、关中、阿拉善—贺兰山等，统属我们新确立的华泰克拉通，其面积几乎等同于华北克拉通。在此应当强调，我们做出与前人如此不同的划分，主要是基于对结晶基底和沉积盖层的新认识，绝非学术观点不同所致，这是当今我国地质研究程度整体提升的必然结果。

1 华北克拉通的主要地质特征及地体划分

华北克拉通的北部边界位于内蒙古的乌拉特后旗、白云矿区、化德、赤峰一线，向东经辽北的开原延至吉南的柳河一带，这是一条 EW 走向的分隔克拉通与北邻造山带间界限的断裂。克拉通的东部边界位于吉林省桦甸，以及辽宁省的沈阳—营口一线，这是一条 NE 向断裂，它向西南方向延伸进入渤海及华北平原，其西南端约位于开封以北。此断裂仅在沈阳—桦甸段出露地表，其余地段均为中新生界盆地沉积所掩盖。华北地台的南部边界位于新乡、焦

作、济源、侯马、韩城、铜川、宝鸡一带，这是一条走向有变化的断续延伸的基底断裂构造，其整体方向为 EW，部分地段为中—新生界地层掩盖。该克拉通的西部边界呈南北向分布于固原至磴口之间，这是一条依据物探成果推定的断裂构造，地面大部分被中、新生界掩盖。上述断裂所围限的地域即是华北克拉通整体，在其范围内具有一致的地质演化历程（图 1）。

近 10 余年来，一批中外地质学家致力于中国华北太古代至古元古代的地质年代学、地球化学、岩石学及大地构造演化的研究，其成果已陆续在国内外发表。基于结晶基底的研究，伍家善等（1998）将本文所限定的华北克拉通划分为迁怀陆块、晋冀陆块、蒙陕陆块等 3 个次级构造单元。Wilde 和 Zhao G C（2005）将中朝古陆的范围划分为东地块、西地块，以及其间的纵向华北造山带。考虑到这些成果，我们根据地体的划分原则，将重新厘定的华北克拉通划分为燕辽陆块、晋冀造山带、蒙陕陆块及阴山裂谷带等 4 个地体（图 1）。

1.1 克拉通的结晶基底

1.1.1 燕辽陆块

燕辽陆块位于华北地台的东部，占地涉及辽北和辽西、冀北及京津地区，其西部边界北起隆化，经怀来沿太行山东麓向西南延伸。燕辽陆块的结晶基

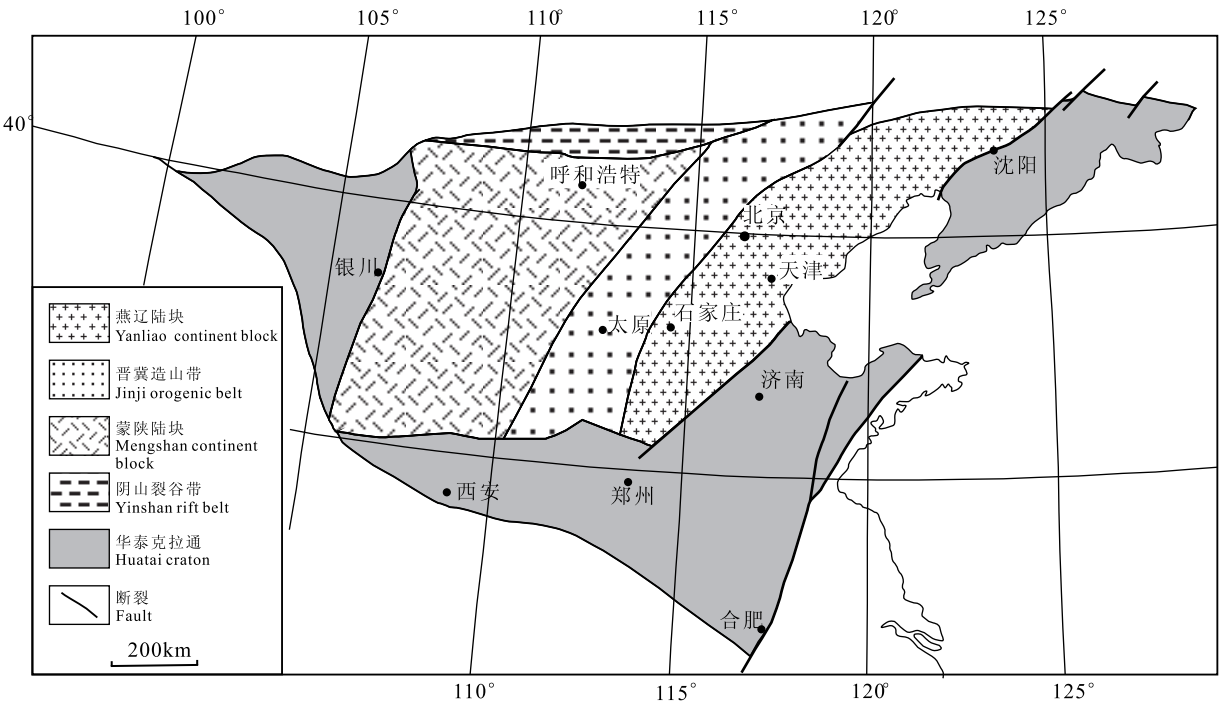


图 1 华北克拉通的分布及地体划分

Fig. 1 Distribution of North China Craton and composed of terrains

底以新太古代的麻粒岩—绿岩为主,伴生少量古元古代结晶片岩,它们较为集中地出露于燕山地区,向东北可延至辽西的努鲁儿虎山和医巫闾山,以及辽北的摩离红山。其中燕山地区所做的研究最为深入,并有重要发现(伍家善等,1998;沈其韩等,2004;刘敦一等,1994)。燕山南麓的水厂附近,在结晶基底中发现古—中太古代残留体,被称为曹庄岩组,它们多被包裹于后期岩浆杂岩中,曹庄岩组的时代,现有数据中最老的一颗锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 $3851\pm 8\text{Ma}$ ,其余数据多集中于 $3600\sim 3500\text{Ma}$ 间,应属古太古代。中太古代的结晶岩石被命名为迁西岩群,形成时限通常大于 $3000\text{Ma}$ 。绿岩是华北克拉通结晶基底的重要组成部分,其岩石组成主要为斜长角闪岩、辉石角闪岩、黑云角闪斜长片麻岩、层状铁英岩、二辉基性麻粒岩等,有些地段尚有角闪石岩、辉石岩、蛇纹石化角闪橄辉岩等超镁铁质岩石。遵化地区的绿岩,其形成时限多为 $2700\sim 2800\text{Ma}$ ,相当于新太古代。

结晶基底中的古元古界是一套绿片岩相的浅变质沉积岩系,局部可达低角闪岩相。在燕山地区被称为朱杖子群,其 Rb-Sr 年龄为 $2389\pm 73\text{Ma}$ ;在努鲁儿虎山则称为红旗营子群,其 U-Pb 年龄为 $2300\sim 2350\text{Ma}$ (许绍忠等,2002)。

燕辽陆块结晶基底的一个突出特点是有 $3.8\text{Ga}$ 的古老硅铝质陆壳,它们在 $3.5\text{Ga}$ 之前曾出露于地表,为古太古代壳岩的形成提供了物源。另据吴福元等对 Nd 同位素的研究(Wu F Y et al., 2005),燕辽陆块太古宙结晶基底的 Nd 模式年龄(TDM2)存在 $3.6\sim 3.2\text{Ga}$ 和 $3.0\sim 2.6\text{Ga}$ 两个峰值。这些特点表明,燕辽地体是华北地台最古老的陆核,而与其他地体明显不同。

### 1.1.2 晋冀造山带

晋冀造山带位于华北克拉通中部,它北起赤城—兴和一线,向西南延伸,经晋北转向南,约止于济源—侯马一线,其分布范围与 Zhao 等(1998)所确定的纵向华北造山带大体相当。该造山带的结晶基底由北向南依次出露于怀安、大同、恒山、五台山、吕梁山、太行山,以及太岳山等地。其中已被证实属于新太古代的层群,在雁北及蒙晋冀交界地带分别称为怀安麻粒岩、片麻岩,洹沟河深变质绿岩,以及恒山杂岩;在五台山和太行山称为五台群、阜平群和赞皇群;在吕梁山地区则称为界河口群和吕梁群(?);在太岳山地区分别称之为霍县群和太岳山群(山西省地质矿产局,1989)。该造山带的北段,研究工作较

详细,各项资料和成果较为丰富。总体看来,上述各岩群主要由深变质的片麻岩和浅变质的花岗岩—绿岩等两类岩石组合构成。可信的同位素年龄数据表明,晋冀造山带结晶基底的主体形成于 $2.6\text{Ga}$ 之后,形成陆壳的重大事件发生于约 $2.5\text{Ga}$ 。另据吴福元等研究, Nd 模式年龄(TDM2)只有一个峰值,即 $2.8\sim 2.4\text{Ga}$ (Wu F Y et al., 2005)。近年, Kroner 等(2005)针对晋冀造山带北段的恒山—五台山—阜平地区提出了新太古代至古元古代地壳演化的完整模式。他首先确定在恒山、五台山至太行山一线的东侧,有一 $2.7\text{Ga}$ 之前的古陆存在,该沿线以西则为一设想的古洋盆。约 $2525\sim 2480\text{Ma}$ 时,发生洋壳由西向东的俯冲,在五台山一带形成岛弧,在陆缘带形成大量的英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩,以及花岗岩(TTGG 岩套)。后者的形成环境相当于下地壳,此即恒山杂岩和阜平群中的片麻岩类;在上地壳的环境下,形成了以五台群为代表的长英质、中性及镁铁质火山岩组合,以及高位的花岗岩体。古陆缘带的变形活动约始于 $2480\text{Ma}$ ,结束于 $1850\text{Ma}$ ;在 $2360\sim 2115\text{Ma}$ 这段时间内,沉积了陆缘带的滹沱群砾岩—石英岩—碳酸盐地层,其中含有少量长英质和镁铁质火山岩层;大约 $1900\text{Ma}$ 时形成了标志区域性引张事件的岩墙群。发生于 $1850\text{Ma}$ 的巨大而统一的碰撞事件,导致晋冀造山带结晶基底的最终固结,以及纵贯华北造山带的形成(Zhao G C et al., 2001; Kroner et al., 2005)。

### 1.1.3 蒙陕陆块

笔者所确定的蒙陕陆块与伍家善等(1998)命名的蒙陕陆块,以及 Zhao G C 等(1998, 2001)所确定的西地块,在地理位置上大体一致,但有两点明显差别。其一,前者不含贺兰山及其以西的阿拉善地区,它的西界只及于固原—磴口一线;其二,新确立的蒙陕陆块的北界位于固阳的东西延长线上,它北与阴山裂谷地体相邻(图 1)。蒙陕陆块的结晶基底主要出露于其北缘近东西向延伸的乌拉山和大青山一带,系由新太古代和古元古代的麻粒岩和孔兹岩系构成。其中的麻粒岩类多集中于北部的固阳—武川—集宁一带,而孔兹岩系则主要分布在南部的乌拉山—大青山,作为一个整体可称之为大青山麻粒岩—副片麻岩地体。麻粒岩区的侵入岩具有太古宙 TTG 的特点,是玄武岩部分熔融的产物。固阳—武川间麻粒岩中 TTG 的锆石 U-Pb 年龄为 $2310\sim 2470\text{Ma}$ ;固阳以西同类岩石的 Sm-Nd 等时线年龄

为 2560Ma(转引自伍家善等,1998)。据此人们可以相信,该区麻粒岩的时代应为新太古代。

孔兹岩系是大青山麻粒岩—副片麻岩地体的主体。原岩为钙碱性火山岩、富铝黏土质砂岩、泥岩、白云质灰岩及不纯质灰岩,沉积环境相当于稳定的陆缘海盆。关于孔兹岩系的形成时代,已知只有一个样品的锆石 U-Pb 一致线年龄为 2360Ma,其余多数样品用相同方法测定,均在 2000~1800Ma 之间。所以,目前渐趋一致的认识是将孔兹岩系视为古元古代的产物。尚需指出,乌拉山—大青山的孔兹岩系的构造形迹,总体上皆呈东西向产出。而北邻的麻粒岩区,无论是片麻理、褶皱轴,还是韧性剪切带,其走向皆近于南北。二者几乎垂直,故不能将它们视为同时代或同期的产物。侵入于孔兹岩系的深成片麻岩皆以黑云母花岗岩和石榴二长花岗岩为主,较富钾质,与 TTG 明显不同。

大青山麻粒岩—副片麻岩地体位于鄂尔多斯中—新生代盆地的北部边缘,而盆地的基底目前尚无直接的地质信息。伍家善等(1998)依据其正磁异常的特点推定,鄂尔多斯基底由麻粒岩构成。就该陆块整体而言,迄今尚无确切的前新太古代地质信息。据 Wu F Y 等(2005)对 Nd 同位素的研究,华北克拉通西地块的 Nd 模式年龄值范围较宽,为 3.2~2.4Ga。

#### 1.1.4 阴山裂谷地体

阴山裂谷地体呈条带状分布于华北地台的北部边缘,它东起康保及化德,沿阴山山脉向西延伸,经乌拉特后旗转向南西达狼山一带,全长约 720km,宽为 30~70km(图 1)。裂谷地体的结晶基底由新太古代及古元古代的麻粒岩—副片麻岩构成,其分布遍及狼山及整个阴山山脉。古老结晶基底的出露有力地证明,阴山地体是华北克拉通的组成部分。经过多年的研究(Wang Q et al., 1986;王荃等, 1991),现在有理由确认就该地体而言,最具特征性的并非结晶基底,而是超覆于其上的裂谷型建造,即中元古代的白云鄂博群和渣尔泰山群。

阴山裂谷地体实际上是由南北两个近于平行的断陷槽构成,二者间为一断续出露的由结晶基底所形成的地轴分隔开。北断陷槽由白云鄂博群构成,南断陷槽则由渣尔泰山群构成。白云鄂博群被划分为 6 个岩组,主要为滨海碎屑—碳酸盐建造,总厚 8000m。其中有 4 个岩组分别夹有酸性火山岩、高钾碱性火山碎屑岩和基性火山岩。该群顶部为侏罗系砾岩层不整合覆盖,底部有时被后期闪长岩截断,

有时不整合超覆于古元古代的二道凹群之上。白云鄂博群的下部层位通常具有波状层理、斜层理等原生沉积构造,向上则出现粒序层理及缢缩构造,甚至有韵律性互层及浊积岩的特点。上部层位碳酸盐岩增多,包括白云岩及白云质灰岩等。该群碳质灰岩的 Pb-Pb 等时线和 U-Pb 年龄分别为 1464Ma 和 1546Ma,时代属中元古代。

渣尔泰山群出露于渣尔泰山和狼山,由碎屑岩和碳酸盐岩组成,局部夹中基性熔岩,总厚在 3600m 以上。该群中部阿克鲁沟组层控方铅矿的 U-Th-Pb 年龄为 1516~1662Ma。如果说白云鄂博群主要是滨海—泻湖相半封闭环境的沉积,那么渣尔泰山群中粗粒碎屑明显增多,而且层理类型及岩石组合复杂,从而显示出其形成环境应属辫状河—三角洲区海陆交互相沉积。两群的部分岩组中均有碳质板岩,并见黄铁矿晶粒,表明它们的形成条件为较稳定的还原环境。

与裂谷型沉积建造相伴产出的岩浆岩有大陆碱性火山岩、岩床状碳酸岩、碱性超镁铁—镁铁质岩及正长岩等。这些独特的岩浆岩组合为该区古裂谷的活动提供了可信的证据。

就华北克拉通整体而言,结晶基底的组成中均以太古界为主,古元古界并不发育,即使见到古元古界,其数量也较少,而且变质程度显著低于太古界。由此可以确定,华北克拉通的固结应有两期:一为太古代末,相当于 2500Ma 的时限;二为古元古代末,相当于 1850~1900Ma。

#### 1.2 克拉通的超覆组合

克拉通的研究一般来说,首先应注重其结晶基底,这是必不可少的。但人们也必须看到,任何克拉通在其形成或固结之后并未终止其活动,而是继续经历了复杂而久远的地质演化过程。为了全面追踪这一历程,除结晶基底的研究之外,还必须注意其超覆组合。华北克拉通的结晶基底曾经受多次变质和变形,原岩组合及其性质的恢复具有多种不确定性。这一特点迫使我们不得不更加注重其超覆组合,即盖层的研究。不言而喻,超覆组合所给出的地质信息,其确切性将超过结晶基底。

##### 1.2.1 中—上元古界

华北地台的第一个重要不整合面存在于中元古代长城系与下伏的古元古代滹沱群(甘陶河群)或新太古代的五台群(双山子群)之间,它所代表的时限大致为 1850Ma。这个时限之上的层位属地台盖层。超覆组合中最具代表性的标志是以河北省蓟

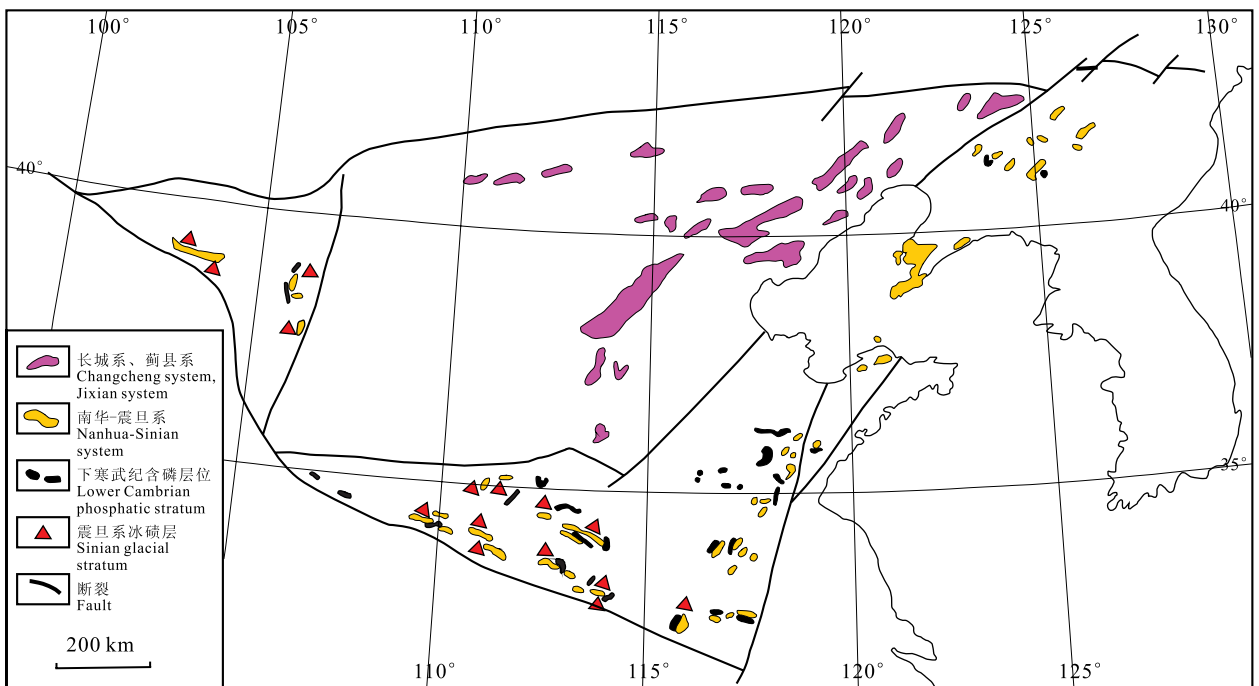


图 2 中国北方长城系和蓟县系、南华—震旦系及下寒武统的分布

Fig. 2 Distribution of Changcheng system, Jixian system, Nanhua—Sinian system and lower Cambrian series in north China

县剖面为代表的长城系和蓟县系。这套地层在华北的太行山、燕山、大青山、阴山南侧均有广泛出露，向东可延至辽西和辽北(图 2)。长城系自下而上被分为 5 个地层组，总厚 714~5167m。组成岩石主要为砾岩、含砾粗砂岩、石英岩状砂岩、页岩、白云岩及铁矿层、泥质硅质白云岩、高钾页岩和火山岩、含锰白云岩及燧石白云岩等。长城系的各地层组均含有微古植物和叠层石；串岭沟组中的凝灰角砾岩金云母的 K-Ar 年龄为 1848Ma，页岩的 U-Pb 等时线年龄为 1922Ma，大红峪组砂岩的海绿石 K-Ar 年龄为 1647Ma；高于庄组白云岩的 U-Pb 年龄为 1460Ma (转引自许绍忠等, 2002)。陆松年等(1991)对大红峪组火山岩进行了单颗粒锆石 U-Pb 测年，获得的精确年龄为  $1625 \pm 6\text{Ma}$ 。所以，长城系的顶底时限应为 1400~1850Ma。长城系的下部和中部皆产有石英砂岩，这是一种成熟度高、需经长距离搬运和良好分选并在稳定的环境下形成的沉积物。大红峪组中的火山岩以熔岩为主，为富钾的粗面岩和钾质玄武岩。长城系中含有层控赤铁矿、锰硼矿、黄铁矿及铅锌矿等矿产。

蓟县系是一套滨海—浅海相沉积，其中碳酸盐岩占 93%，黏土岩占 3%，碎屑岩占 4%，总厚 1025~4536m (河北省地质矿产局, 1989)。组成岩石有白云岩、灰岩、沥青质白云岩、伊利石页岩、含锰白云

岩、含海绿石灰岩等。自下而上被分为杨庄、雾迷山、洪水庄、铁岭、下马岭等 5 个地层组和 3 个叠层石组合，它们依次为：Microstylus-Pseudogymnosolen, Conophyton liturum-Jacutophyton, Baicalia chih sienella。铁岭组海绿石的 K-Ar 年龄为 1010~1205Ma，近年测定下马岭组 SHRIMP 锆石年龄为 1368Ma (高林志等, 2007, 2008; 乔秀夫等, 2007)。所以，蓟县系的时限应为 1000~1400Ma。蓟县系所产的矿产主要为石膏、石油、天然气、铁、锰、磷等。

综合我国近半个世纪的区域地质调查成果，现在充分依据确定，中元古代的长城系和蓟县系作为地台型的第一个盖层是华北克拉通所独有的超覆组合，也是其最重要的标志。我国版图内的其他地域包括华北地台周边地区，以及南方的扬子地台、西部的塔里木和柴达木地台等，都不存在同时代并相类似的超覆地层。所以，长城系和蓟县系就像生物学领域里的遗传基因(DNA)一样，已经成为华北地台区别于国内其他构造单元的重要依据，也是未来在全球构造中追踪其宗谱关系的主要手段(王荃, 2011)。

华北地台盖层中的第二个重要特征是其新元古代地层中只有青白口系，而整体性地缺失南华系和震旦系，更不见其中所含的冰水沉积。青白口系自

下而上被分为龙山和景儿峪 2 个地层组,总厚 227~755m,时限在 800~1000Ma 间。组成岩石主要为粉砂质页岩、含铁砂岩或铁矿层、砂岩、含海绿石砂岩、白云质灰岩、泥灰岩等。据邢裕盛等(1982)研究,龙山组海绿石的 K-Ar 年龄为 870~899Ma,景儿峪组海绿石的 K-Ar 年龄为 853~862Ma。在华北地台范围内青白口系下部以假整合或微角度不整合覆于蓟县系之上,青白口系之上多为寒武系假整合覆盖。

### 1.2.2 显生宇

华北地台不仅缺失南华系和震旦系,而且也缺失下寒武统的含磷层位即辛集组地层。这一重要地质事实过去并未引起人们重视,我国地质学界大多认为“缺失”就是“尖灭”。笔者近年经过核实发现,这些地层的缺失并非周边构造单元的同类地层延至华北地台时就尖灭了,而是含有这些地层的构造单元与缺失这些地层的华北地台之间通常呈断层接触。这种有与无之间的关系,不是渐变,而是突变,实际是分属于不同的构造地层地体所致。

如果说地层学相当于地质科学中的编年史,那么寒武纪则是华北地台演化过程中相当重要的历史阶段。华北地台寒武纪的盖层中,最引人注目的是下寒武统的馒头组是否存在的问题。早在 1924 年孙云铸就确定河北省唐山一带有馒头层沉积。后来,北京地质学院和河北地调队调查发现,原定的馒头组含有毛庄组和徐庄组的带化石,而缺乏馒头组本身的带化石(转引自项礼文等,1982)。经项礼文等(1982)对全国的寒武系进行全面研究后确定,在本文重新厘定的华北克拉通范围内,或者根本不存在馒头组地层,或者已划定的“馒头组”地层缺乏确切的古生物证据。长期以来,在我国地质学家的观念中一提起馒头组地层,就自然而然地以含有 *Redlichia chinensis* Walcott 带化石为特征的山东层型剖面来代表整个华北。现在可以说,这是“张冠李戴”,是构造地层地体研究所禁忌的。今天能够确认华北地台没有馒头组的地层记录,对于从事大地构造及地球动力学的研究者来说十分重要。

从中寒武世起,华北地台的地质演化发生了戏剧性的改变,它与周边地域如辽东、山东、徐淮、河南及关中地区,即本文所指的华泰克拉通,在古地理环境及生物群面貌等方面出现了一致性的特点。大致在 536Ma 前后,华北地台与其邻接的诸地体由相异过渡为相通。

华北地台的寒武系之上,只有中一下奥陶统,而

普遍缺失上奥陶统、志留系、泥盆系及下石炭统。上石炭统为海陆交互相沉积,二叠系为陆相盆地沉积,所含植物化石悉属华夏植物群。华北地台的侏罗系以下盖层中,各系、组之间通常为整合或假整合接触,未见明显的角度不整合。

按以上对克拉通超覆岩系提纲挈领的描述不难发现,长城系和蓟县系的存在、南华系和震旦系及其中冰碛层的缺失,以及无下寒武统辛集组和馒头组的地层记录,这本是 3 项互不相关的地质事实,但它们分别涉及的空间范围却是一致的(图 2)。实际上,这就是我们重新厘定的华北克拉通的所在。

## 2 华泰克拉通——中国北方新确立的大地构造单元

### 2.1 华泰克拉通的边界断裂及地体构成

华泰克拉通在地理上呈一向南突出的弧形分布在我国中部,从东、南、西 3 侧围绕着华北地台。涉及的地域包括中原大地以及 3 大名山即东岳泰山、中岳嵩山、西岳华山在内,克拉通面积几乎等同于华北地台。华泰克拉通的北部边缘有两段直接与古生代造山带相邻,与之有关的断裂构造是西段的高家窑-图克木断裂,以及东段的吉林省四道沟-白金断裂。北缘的中段,华泰克拉通均与华北地台相邻。二者间的分界由 3 条断裂构成,即桦甸-沈阳-营口-开封断裂、新乡-侯马-铜川-宝鸡断裂,以及固原-磴口断裂。

华泰克拉通的东部边界位于胶东半岛中部,由 NE 走向的东陡山断裂和五莲韧性剪切带构成。临沂以南的郯庐断裂构成华泰克拉通的东南侧边界。克拉通的南部边界在安徽境内为东西走向的六安断裂;在河南南部为相同走向的栾川-固始断裂;在陕西则为宝鸡-三要断裂;后二者均为断面北倾的逆断层。这条界线实际就是克拉通与秦岭造山带之间的分界。克拉通的西南边界位于河西走廊东段的张掖、永昌、吴忠一线,是一向南西倾斜的逆冲断层。华泰克拉通的内侧直接与华北地台相邻,其间不存在造山带及蛇绿岩带;其南侧由东而西依次与胶南超高压变质地体、秦岭造山带、以及武威-中卫被动陆缘地体邻接。所有上述断裂构造在各省、区的地质志中均有详细论述,故不再赘述。

为上述断裂所围限的地域由 7 个地体构成,自东而西依次为辽东地体、胶东地体、泰山-徐淮地体、登封地体、太华地体、贺兰-阿拉善地体,以及龙首山裂谷地体(图 3)。回顾我国基础地质的研究,半个



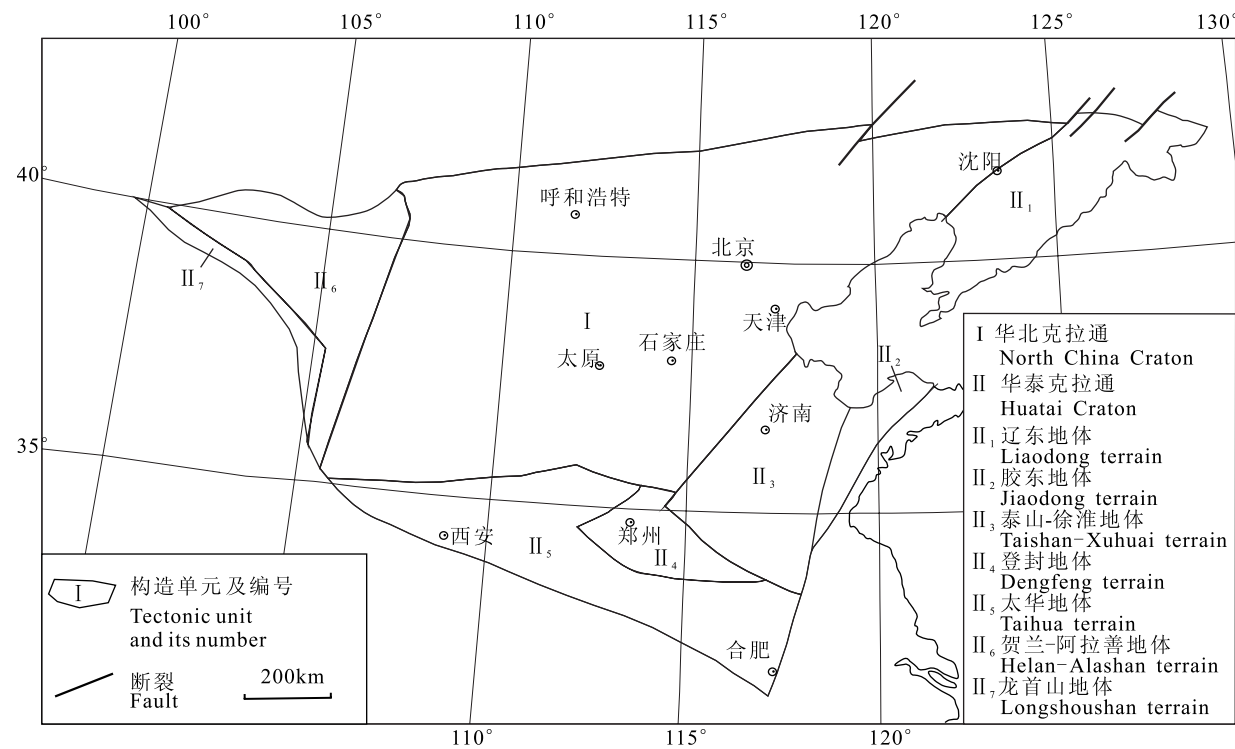


图 3 华泰克拉通及其地体构成

Fig. 3 Huatai Craton and its composition of terrains

世纪以来最重要的成果之一是对震旦系及北方“震旦亚界”的正确划分与论定,即将“震旦亚界”划分为长城、蓟县及青白口等 3 个地层系,同时确认此 3 个层群不能与南方的震旦系对比,而是上下层位关系(邢裕盛等,1982)。如今能够将华泰克拉通从“中朝古陆”中鉴别出来,建立新的大地构造单元,就是基于我国地层学特别是中、上元古界的研究成果而做出的。就华北克拉通而言,标志克拉通形成并固结的角度不整合面存在于中元古代早期的长城系与太古代和古元古代的结晶基底之间。而华泰克拉通,标志其形成和固结的重要角度不整合面却存在于太古代及古-中元古代结晶基底与新元古代的层群之间。前者的时限为 1850Ma,而后者的时限则为~1000Ma。两个克拉通的形成与固结的时间差竟达 800Ma 余年。这是笔者确认“中朝古陆”应该解体,并另行划定华北与华泰两个克拉通的主要依据。

2.2 华泰克拉通的主要地质特征

经过构造地层地体的研究得知,华泰克拉通并非简单而完整的统一体,它实际上是由被断层所分隔的 7 个地体构成。在我们的鉴别和认识过程中,不是首先确定克拉通,再研究其构成,恰好相反,而是先仔细确定现有的各个地体,再根据各地体的地层、岩石组合及构造特点等多方面的对比,发现这些

地体具有明显的一致性,从而最终确认华泰克拉通的存在。

2.2.1 辽东地体

辽东地体的主体在辽东半岛,向东北延伸可达吉林省东部的桦甸-和龙一线,地体的东南边界已超出我国版图,大致在朝鲜半岛中部的开城-杨口一带。地体的结晶基底由中-新太古代的铁架山杂岩、鞍山群、龙岗岩群以及古-中元古代的辽河群等组成。近年较为精确的年代学研究表明,铁架山杂岩和鞍山群的年龄为 2500~3360Ma,其中尚含有年龄值为 3804Ma 的始太古代构造岩片;龙岗岩群的年龄通常介于 2900~3100Ma,其时代应属中太古代(伍家善等,1998)。太古代的结晶基底主要出露于大连至丹东及鞍山-龙岗山等南北两个地带,均由 TTG 岩系、超镁铁-镁铁质层状杂岩,以及表壳岩等组成,变质程度一般为角闪岩相,部分可达麻粒岩相。以区域性不整合覆于太古代杂岩及岩群之上的辽河群,主要分布于南北二带之间的地域,是辽东地体的第二套结晶基底。该群被划分为两个亚群,计 5 个地层组,厚 7900~9800m。变质程度相当于低绿片岩相到低角闪岩相,属中-低压区域热动力变质。原岩为火山-沉积建造及陆缘碎屑岩-碳酸盐建造,是地壳处于引张环境下的陆表海和潟湖相沉积。

关于辽河群的时代,目前尚有争论,过去大多认为属古元古代。据近年研究,构成辽河群物源之一的辽吉花岗岩岩石的侵入时限为 2168~2094Ma,辽河群下部层位中碎屑锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 2200~2000Ma(Li S Z et al., 2005)。由此断定,辽河群的沉积始于 2.0Ga 之后。另据邢裕盛等(1982)研究,辽河群的中、上部层位含有微古植物及叠层石化石,计有 14 个种属,不少是长城群中常见的分子。所以,辽河群的中、上部应属中元古代。

辽东地体的结晶基底之上,第一个超覆地层是青白口期的永宁组或细河群钓鱼台组,它以角度不整合覆于鞍山群和辽河群之上。细河群由浅海相碎屑岩、灰岩、泥灰岩、页岩等组成,中夹多层含海绿石英砂岩。吉林省南部钓鱼台组海绿石的 K-Ar 年龄为 818Ma(徐公愉等, 2002)。细河群之上依次出露有:南华系、震旦系、寒武系、下奥陶统、石炭系上统、二叠系、三叠系等,除中侏罗统之下存在有角度不整合面外,其余均为假整合或整合关系。辽东地体的南华系以五行山群为代表,其下部的长岭子组 Rb-Sr 等时线年龄为 723Ma。该地体的震旦系称为金县群,计有 5 个地层组,主要由泥晶灰岩、页岩、含海绿石英砂岩等组成,在吉林省南部尚有沥青质灰岩及黑色页岩,并含胶磷矿。金县群上部的兴民村组 Rb-Sr 等时线年龄为 650Ma。应当指出,作为辽东地体超覆组合下部岩系的细河群、五行山群及金县群,普遍富含叠层石、微古植物、蠕形动物及碳质宏观化石。虽然这些原始的动植物化石尚不具备为所在地层准确定时的作用,但仍可用于不同地体或不同地域相关地层的对比。辽东半岛的震旦系中迄今未发现含有冰碛层,但与其同处一个地体的朝鲜半岛北部,却已确定在寒武系底部含磷地层之下有冰碛岩,称飞浪洞冰碛层,时代相当于我国的罗圈组(项礼文等, 1982)。超覆组合中的寒武系可谓辽东地体颇具特征性的层位,其下统被分为大林子组、碱厂组及馒头组。大林子组的时代相当于筇竹寺阶及沧浪铺阶下部,碱厂组则相当于沧浪铺阶上部,前者含有碳质页岩及含磷层位,后者中夹有两层沥青质灰岩。馒头组的地层多呈紫红色,有石膏及石盐假晶,产 *Redlichia Chinensis* Walcott。辽东地体的中-上寒武统发育齐全,化石丰富,而且研究较详。尤其引人注目的是凤山组湾湾沟段产有特征性的厚层涡卷状灰岩,野外调查时常以它作为上寒武统的标志层。

### 2.2.2 胶东地体

胶东地体位于山东半岛的中、北部,它被夹于五莲-荣城韧性剪切带与昌邑-大店断裂(即郯庐断裂的北延部分)之间。出露的地层有 4 套,即太古代的胶东群、古一中元古代的粉子山群、南华-震旦纪的蓬莱群,以及白垩纪的陆相盆地沉积。前二者分布于地体的北部,是其结晶基底;后二者构成地体的盖层。胶东群的总厚在 3800m 以上。变质程度普遍达铁铝榴石角闪岩相,部分达麻粒岩相。该岩系的同位素年代学研究表明其 U-Pb 谐合线年龄为 2439~2858Ma, Pb-Pb 等时线年龄为 2945Ma。由此确认,山东东北栖霞附近有一中太古代陆块存在(伍家善等, 1998)。不整合覆于胶东群之上的粉子山群被划分为两个亚群,总厚度达 14000m。下亚群上部层位的斜长角闪岩中的磷灰石 Pb-Pb 法年龄值为 1226~1830Ma, U-Pb 法年龄值为 760~1670Ma。上亚群中的石墨大理岩 Rb-Sr 等时线变质年龄为 1375Ma。粉子山群的变质程度变化较大,一般为绿片岩相,高者达角闪岩相,局部可达麻粒岩相。从粉子山群的岩石组合、时代、变质特点以及含矿性等分析,其明显相似于辽东地体的辽河群并可对比。

胶东地体的初始盖层是蓬莱群,它被分为 4 个地层组,总厚度为 2884~5018m,与下伏的胶东群或粉子山群呈明显的角度不整合接触。蓬莱群的重要特点之一是含大量以 *Bavlinella* 为代表的微古植物化石,包括 23 属和 36 种,以及以 *Jurasonia* 为主的叠层石组合。生物地层学家据此将蓬莱群的时限确定为 600~700Ma,其下部的豹山口组属南华系,可与辽东的五行山群对比,上部的 3 个组属震旦系,可与辽东的金县群对比(辽宁省地质矿产局, 1989; 山东省地质矿产局, 1991)。

### 2.2.3 泰山-徐淮地体

泰山-徐淮地体位于山东省的中、西部,向南可延至苏皖北部,其东隔郯庐断裂与胶东和胶南二地体相邻,其西北侧与华北克拉通相邻,边界线被华北平原掩盖。地体的南部边界位于五河至商丘一线,在安徽境内称之为刘府断裂,在河南则为焦作-商丘断裂(图 3)。泰山-徐淮地体的结晶基底由中太古代的沂水群及新太古代的泰山群构成。沂水群分布在地体的东部边缘,被夹限于郯庐断裂带中,呈大小不等的条块捕虏体包裹在太古代英云闪长岩之中。沂水群被划分为上、下两个岩组:下岩组 Sm-Nd 模式年龄为 2920~3030Ma;上岩组的 Sm-Nd 模式年龄为 2744~2900Ma(张志敏, 2002)。泰山群是地



体结晶基底的主体,它呈 NW 走向的条带状分布于鲁西邹县至莱芜之间。其组成岩石为花岗岩—绿岩,所谓之花岗岩实际是 TTG 岩系的片麻岩,Rb-Sr 全岩年龄为 2412Ma,锆石 U-Pb 年龄为 2694Ma。绿岩带由泰山群整体构成,自下而上被划分为雁翎关、山草峪和柳杭等 3 个层组,总厚在 4356m 以上。雁翎关组的 Sm-Nd 等时线年龄为 2685Ma;山草峪组 U-Pb 一致线上交点年龄为 2498Ma;柳杭组的 U-Pb 一致线上交点年龄为 2575~2599Ma。

泰山-徐淮地体的超覆组合自下而上依次由新元古代的土门群、八公山群,以及震旦系、寒武系、奥陶系下统和中统、石炭系上统、二叠系、中生界等组成。土门群以角度不整合覆于结晶基底之上,其上各系地层之间均为整合或假整合接触。土门群划分为 5 个地层组,下部的黑山官组和二青山组相当于青白口期。中、上部的 3 组均含有叠层石化石,时代被确定为南华—震旦纪。地体南段的徐淮地区未出露结晶基底,仅见有超覆组合的下部层位,相当于青白口期的八公山群,其上为震旦系。富含叠层石及微古植物化石,已测得海绿石的年龄为 739Ma(朱引,2002)。必须指出,泰山-徐淮地体中的上元古界地层在岩石组合及古生物群上均与辽东地体相似,几乎可以逐层对比(邢裕盛等,1982,1996)。盖层中寒武系的最下部是五山组,主要分布在地体的东南边缘,在徐淮地区与之相当的地层为侯家山组,时代属沧浪铺阶的中、早期。五山组之上依次有馒头组及中—上寒武统,其分布已远远超出五山组,几乎遍及整个地体。从岩相特点及古生物群落可以看出,它与辽东地体及河南的登封和太华二地体十分相似。泰山-徐淮地体早古生代的上部层位是奥陶系,而且只有中、下奥陶统,其分布与寒武系可谓是形影相随。奥陶系下统整合覆于晚寒武世凤山组之上,其岩石组合及古生物群面貌与辽东地体及华北地台基本一致并无大差异。然而,鲁西地区划定的阁庄组和八陡组在层位上却高于上马家沟组,可分别与北美白石阶的 Skoki 组及黑河阶的 Owen creak 和 Joachim 组对比(Aitken et al., 1967; Aitken, 1993)。所以,泰山-徐淮地体的中奥陶统,对于研究华泰克拉通与北美的关系十分重要。

#### 2.2.4 登封地体

登封地体位于河南省中部,其东、北侧均为华北平原新生代盆地沉积掩盖,南、西两侧则与太华地体相邻,中间隔以 NW 走向的龙门-襄城断裂(图 3)。

地体的结晶基底为新太古代登封群和古—中元古代的嵩山群,其上为中元古代晚期的汝阳群不整合覆盖。汝阳群之上直到侏罗系,其间均未见角度不整合关系,因而均属地台型盖层。

登封群总厚在 4439m 以上;下部由黑云变粒岩、黑云斜长片麻岩以及片麻状花岗岩等组成,常构成穹窿构造的核心;中部是绿岩带,组成岩石主要为角闪片岩、斜长角闪岩,并夹有变辉长岩及超镁铁岩、含角闪石磁铁矿层;上部则为浅变质浊积岩。中、下部的变质程度达角闪岩相,上部为绿片岩相。该群下部 TTG 岩石的锆石 U-Pb 年龄为  $2520 \pm 17$ Ma;斜长角闪岩 Sm-Nd 全岩年龄为  $2514 \pm 42$ Ma;绿岩带中锆石蒸发法年龄为  $2576 \pm 9$ Ma(伍家善等,1998)。依据岩石组合及年代学的研究,可以确认登封群应属于新太古代花岗岩-绿岩地体。以角度不整合覆于登封群之上的嵩山群,由浅变质的石英岩及长石石英岩、绢云石英片岩、白云岩、磁铁石英岩或铁矿层、绢云千枚岩等组成,部分层段具明显的韵律构造,总厚 3572m。嵩山群中含有两个铁矿层位,上部尚有一含磷层位。变质程度通常为低绿片岩相。嵩山群下部层位的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1799~1952Ma,中、上部的白云岩和大理岩中产叠层石和微古植物化石(柴世钦,2002)。关于嵩山群的时代,过去多认为属古元古代,但同位素年龄数据及生物地层学的研究表明,它应包括中元古代的时限在内,与胶东的粉子山群及辽东的辽河群相类似。

登封地体沉积盖层的最下部层位被命名为汝阳群,其上以整合或假整合关系依次覆有新元古代的洛峪群和震旦系,以及发育较完整而化石丰富的寒武系和奥陶系中、下统。过去人们之所以将登封地体所在地域视为“中朝古陆”的组成部分,主要是基于汝阳群与蓟县系的对比。笔者不否认,二者在时间上可能存在部分的重叠,但它们在岩石组合、沉积建造及形成环境等方面都明显不同。蓟县系主要由炎热湿润的气候条件下,滨海相—海湾潟湖相沉积的白云质碳酸盐构成,而汝阳群则是燥热而强氧化环境下的陆源碎屑岩建造。汝阳群上部海绿石的 K-Ar 年龄为 1129~1215Ma,从时间上看,最老也只能相当于铁岭组(1143~1205Ma)。汝阳群之上以整合关系过渡为洛峪群,后者由浅海陆棚相的碎屑岩、黏土岩及碳酸盐岩构成,下部夹铁矿层,中-下部层位常含海绿石,其 K-Ar 年龄为 1000~1189Ma。洛峪群的上限年龄为~727Ma,所以,将

汝阳群与洛峪群作为一个整体,其时代大体与青白口期相当。登封地体的震旦系只见其上部的罗圈组,它常以假整合覆于汝阳群之上,主要由硅质、泥质、白云质胶结的冰碛砾岩及砂页岩等组成。以假整合关系覆于罗圈组之上的是寒武系,它下起辛集组,上至凤山组,发育相当完整而且化石丰富,总体特点完全相似于泰山-徐淮及辽东地体。奥陶系整合覆于寒武系之上,下统包括冶里和亮甲山两个地层组,中统由上、下马家沟组及峰峰组构成。峰峰组主要出露于豫北的太行山南段,是登封地体中早古生代的最高层位,与泰山-徐淮地体的阁庄组和八陡组相当。据生物地层学研究,峰峰组厚 222m,分上、下两个地层段。下段由瘤状泥晶白云岩及角砾状粉晶灰岩组成,厚 73m,未发现化石,此段相当于山东的阁庄组,以及北美的 Owen creek 组,后者为哑地层。本组上段富含牙形石化石,其动物群面貌与我国南方相应地层迥然不同,但却与北美地台区十分相近。按牙形石的对比,峰峰组上段地层相当于北美黑河阶和辛辛纳提阶(河南省地质矿产局,1989; Cecile et al., 1993; 安太庠等, 1983)。

### 2.2.5 太华地体

太华地体呈 NWW 向分布于陕、豫、皖 3 省境内,其中段向北膨胀可达晋南的中条山区(图 3)。将陕西关中地区、豫西和豫南以及皖北划定为独立的大地构造单元,这种观念由来已久。张国伟等(1982)将其称为太华-鲁山-霍丘变质地体,并认为该地体在鲁山一带逆冲于登封-许昌地体之上;胡受奚等(1988)将其称为华熊地块,沿三门峡-临汝-襄城断裂与嵩箕地块拼接;伍家善等(1998)则称之为豫皖陆块。笔者确立的太华地体,既注重结晶基底的组成和变质,又不忽视其盖层的特点,尤其是超覆组合下部岩系的特征。

太华地体的结晶基底主要由太华岩群构成,在安徽境内称霍丘岩群和五河岩群,在晋南则称涑水群及绛县群(潘延吉等, 2002; 山西省地质矿产局, 1989)。太华岩群被划分为上、下两个亚群,总厚在 5800m 以上。下亚群属于新太古代基底岩系,主要由斜长角闪片麻岩等组成,局部尚见有麻粒岩和榴辉岩。鲁山地区斜长角闪片麻岩中锆石和磷灰石的 U-Th-Pb 年龄为 2620Ma; 舞阳地区蛇纹石磁铁矿中磷灰石的 U-Th-Pb 年龄为 2580Ma; 五河岩群中斜长片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为 2650Ma。由此确定太华群下亚群的时代为新太古代(伍家善等, 1998)。太华群上亚群是具有孔兹岩系特点的变质

沉积岩,底部有时可见有二辉麻粒岩。近年有研究者报道,在小秦岭太华群上亚群中发现 26 个属、12 个种和 23 个未定种属的球形藻、丝状藻及植物碎片化石,时代应归属古元古代(转引自沈其韩等, 2004)。根据太华岩群的岩石组合和时代,其两个亚群分别类似于胶东地体的胶东群和粉子山群,以及辽东地体的鞍山群和辽河群。

太华地体的最大特征之一在于存在标志裂谷活动的双模式火山岩组合,即著名的熊耳群。后者于 1959 年命名,分 4 个地层组,自下而上依次为大古石组、许山组、鸡蛋坪组和马家河组,总厚 8459m。大古石组由陆源快速沉积的粗碎屑岩及页岩组成,直接以角度不整合覆于太华岩群之上。许山组广泛分布于熊耳山-崤山(小秦岭)、外方山、王屋山、中条山等地,组成岩石主要为安山岩、粗安岩、玄武岩、粗安玄武岩、流纹岩、碱长流纹岩等。鸡蛋坪组是一套酸性火山岩,包括熔岩和火山碎屑岩。最上部的马家河组由巨厚的安山岩、玄武岩、流纹岩等构成,熔岩常具杏仁状及枕状构造。后一特征显示,马家河组火山岩是海底喷发产物。岩石化学研究表明,熊耳群中安山岩类的  $\text{SiO}_2$  含量普遍偏低,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{FeO}$  以及  $\text{MgO}$  则明显偏高,碱总量及  $\text{K}_2\text{O}$  较同类岩石均偏高。在组分上明显具有两极分化的趋势,这是笔者认定其为双模式岩套的主要依据。已有的锶初始比值  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  为 0.7055~0.7096,表明其岩浆源具有上地幔与下地壳混熔起源的特点(河南省地质矿产局, 1989)。近年的同位素年代学研究证实,许山组熔岩的锆石不一致线年龄为 2126Ma; 鸡蛋坪组流纹岩 U-Pb 稀释法和激光探针等离子质谱年龄为 1959Ma,时代相当于古元代晚期(任富根等, 2000, 2002; 沈其韩等, 2004)。基于上述事实,可以确认熊耳群不属于太华地体的结晶基底,大古石组底部的不整合面标志在熊耳群形成之前,地体的结晶基底已经固结。然而,鉴于熊耳群是伴随区域性裂谷活动在不长的地质时期内快速形成的一套碱性正长岩-双模式火山岩系,所以,也不能将其视为太华地体的真正盖层。

就太华地体大地构造演化历程而论,真正意义上的地台型盖层始于以角度不整合覆于熊耳群之上的中-新元古代官道口群和洛峪群,以及后续的震旦系、寒武系、奥陶系等。官道口群由滨海相碎屑岩-碳酸盐建造组成,含丰富的叠层石化石,时代相当于蓟县期,其上限已为侵入该群的花岗岩之锆石 U-Pb 年龄 999Ma 锁定。洛峪群以整合关系覆于官道口

群之上,由陆棚相的碎屑岩组成,中、下部夹赤铁矿层,时代相当于新元古代的青白口期。太华地体的盖层中最引人注目的特点当数震旦系的罗圈组与下寒武统的辛集组,这两套地层的建组剖面皆位于本地体之内。罗圈组厚 306m,以产冰碛岩著称(杨志坚,1960)。据河南省区域地质志(1989)对罗圈组所做的生物地层学以及年代学的研究,该组的沉积时限为 620~590Ma,相当于晚震旦世。辛集组以假整合关系覆于罗圈组之上,厚为 67~334m,下部为黑色磷块岩、碳质页岩、砂质泥晶白云岩等,炭质页岩中富含 U、V、Ni、Co 等组分,并有多量黄铁矿及含磷钙质结核;中部为泥晶白云岩、白云质角砾岩、夹石膏矿层;上部为厚层豹皮状灰岩。下部层位的主要生物为个体较小的三叶虫和腕足类、海绵、藻类等,建带化石为 *Hsuaspis ruyangensis* Chang et Zhu。地层学家将辛集组的时代定位为早寒武世中晚期,与沧浪铺阶相当。辛集组向东延伸可达淮南,向西经歧山可至陇县附近(陕西省地质矿产局,1989)。

## 2.2.6 贺兰—阿拉善地体

该地体分布于贺兰山脉、河西走廊北缘,以及巴丹吉林沙漠以南地区,其基岩出露区约占 1/3,其余均被沙漠戈壁所覆盖。地体的结晶基底出露零星,但却遍布于整个地体的范围。地体的东部边界是一条隐伏断裂,几乎全部为中、新生界掩盖。地体的北部边界位于巴丹吉林沙漠南缘,同样是一隐伏断裂,实际是地体新太古代和古元古代结晶基底分布区的北部极限。地体的西南边界在部分地区是隐伏的,但在龙首山地区却是清晰可见向南西倾斜的断裂构造。断裂的东北侧是贺兰—阿拉善地体,断裂的西南侧则是龙首山裂谷带。

贺兰—阿拉善地体的结晶基底由新太古宙和古元古界构成。属于新太古代的有阿拉善群(包括过去划的迭布斯克群在内);属于古元古代的有阿拉坦敖包群、贺兰山群及赵池沟群。阿拉善群主要出露于地体北部的合黎山及雅布赖山,组成岩石为麻粒岩、片麻岩、变粒岩、磁铁石英岩、斜长角闪岩、大理岩等。近年同位素年代学研究证实,原划归阿拉善群最底部的迭布斯克群的单颗粒锆石蒸发法和 SHRIMP 法 U-Pb 年龄为 2750~2690Ma,应属新太古代,而非中太古代(沈其韩等,2004)。阿拉坦敖包群出露于地体北部的雅布赖山,以及西部的北大山,由各种片岩、变粒岩、大理岩及片麻岩等构成(内蒙古自治区地质矿产局,1991)。贺兰山群及赵池沟

群主要见于贺兰山区,组成岩石有石英片岩、变粒岩,是一套孔兹岩系。近年校培喜等(2011)发现贺兰山群中含有岩浆成因的碎屑锆石,其 LA-ICP-MS U-Pb 年龄多在 1.80~2.15Ga 之间,从而证实该群的时代并非新太古代。这种情况颇类似于辽东地体的辽河群。从太古宙和古元古界上述结晶基底的岩石组成和时代可以看出,其完全能够与太华地体太华群的下亚群和上亚群分别对应并相似。

在贺兰—阿拉善地体的结晶基底之上,在雅布赖山,可见其被中、新元古界的巴音西别群和乌兰哈夏群浅变质碎屑岩及碳酸盐岩覆盖。在贺兰山区则见到新元古代的黄旗口组直接不整合于贺兰山群之上。黄旗口组由稳定型滨海沉积岩组成,其中部含有海绿石,并夹沉积赤铁矿层。地层层位及岩石组合相当于华北的青白口群,以及豫西的洛峪群,并可对比。地体的沉积盖层中最引人注目的是震旦系的存在,当地称之为正目观组,由板岩及冰碛泥砾岩构成,厚度为 31~252m。另一突出特点是,在下寒武统的五道组(相当于馒头组)之下,尚有一组砂岩夹磷块岩地层,称为苏峪口组,厚度为 39m。上述特点已充分显示,它与东邻的华北克拉通存在重大差异,而与太华、胶东和辽东诸地体则有颇多相似之处(王士政等,2002)。在此尚须指出,贺兰—阿拉善地体超覆组合的分布明显具有地域性特点。地体的主体部分(包括雅布赖山和北大山)在结晶基底之上仅有少量二叠系覆盖,再上则为侏罗系和白垩系,而新元古界及古生界的海相地层则主要分布在地体东部的贺兰山区。

## 2.2.7 龙首山裂谷地体

龙首山裂谷地体位于贺兰—阿拉善地体的西南缘,它东起腾格里沙漠西缘的民勤,沿河西走廊北缘向北西西延伸,西至弱水,全长约 350km,宽约 35km(图 3)。裂谷带的结晶基底由古元古代的龙首山群构成,可见厚度为 119~5352m。近年同位素年代学研究表明,龙首山群中的斜长角闪岩锆石 U-Pb 谐合线上交点年龄为 2034Ma,侵入该群的钾长花岗片麻岩的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 1914Ma。由此可以确认龙首山群的主体应属古元古代(陆松年等,2002)。

裂谷型沉积建造主要有中、新元古代的墩子沟群和韩母山群,它们呈 NWW 向条带状出露,并与结晶基底呈断层接触。墩子沟群下亚群由浅变质的长石石英砂岩和砾岩组成,厚度为 64~496m,底部的砾岩层有时以角度不整合直接覆于龙首山群之

上。中亚群为硅质条带状灰岩、凝灰岩,局部夹辉绿岩床及赤铁矿层,厚度为 521~1234m。上亚群主要为粉砂质千枚岩和结晶灰岩,厚度为 105~150m。在山丹东北部的墩子沟群中,夹有变质流纹英安岩及流纹质凝灰岩,说明其沉积物堆集时曾伴有火山活动。属于南华—震旦系的韩母山群,上部由结晶灰岩、条带状灰岩、千枚岩、假鲕状灰岩等组成,下部则为泥灰岩、灰岩与千枚岩互层、变质石英砂岩、含磷砂岩等,底部为含砾千枚岩,厚度为 1323~2502m。含砾千枚岩被确定为冰川沉积,与下伏的墩子沟群多呈断层接触,有时为假整合。山丹东北部的韩母山群中含有多层火山岩,其下部层位以中基性为主,上部层位则以酸性为主,包括熔岩及相同组分的凝灰岩。应当指出,裂谷建造中的墩子沟群及韩母山群,与贺兰山区的王全口群及正目观组相似并可进行对比(甘肃省地质矿产局,1989)。

该裂谷地体岩浆岩建造中最引人注目的是龙首山超镁铁-镁铁岩带,据统计,该岩带共有 140 多个岩体,其中绝大部分为超镁铁岩。这些岩体多呈扁豆状、单斜层状,以及不规则脉状,其产出明显地受制于 EW—NW 向的断裂构造。岩体围岩主要为韩母山群,次为龙首山群或墩子沟群,岩体与围岩呈热侵入接触。该带岩石的镁铁比值为 2.6~6.12,属铁质超镁铁岩。据同位素年代测定,仅知金昌白家嘴子岩体的黑云母 K-Ar 年龄为 1526Ma,目前尚缺乏更精确的测定数据。但从区域构造演化历程判断,龙首山超镁铁岩的时代应为中、新元古代。

龙首山裂谷型沉积建造及岩浆岩组合仅分布在贺兰-阿拉善地体西南缘的狭长地带,北与地体的结晶基底均为断层接触,而南侧则隔以向西南倾斜的大型逆冲断层与河西走廊东段的寒武系相临。已有的研究成果表明,龙首山裂谷不同于夭折型拗拉槽,

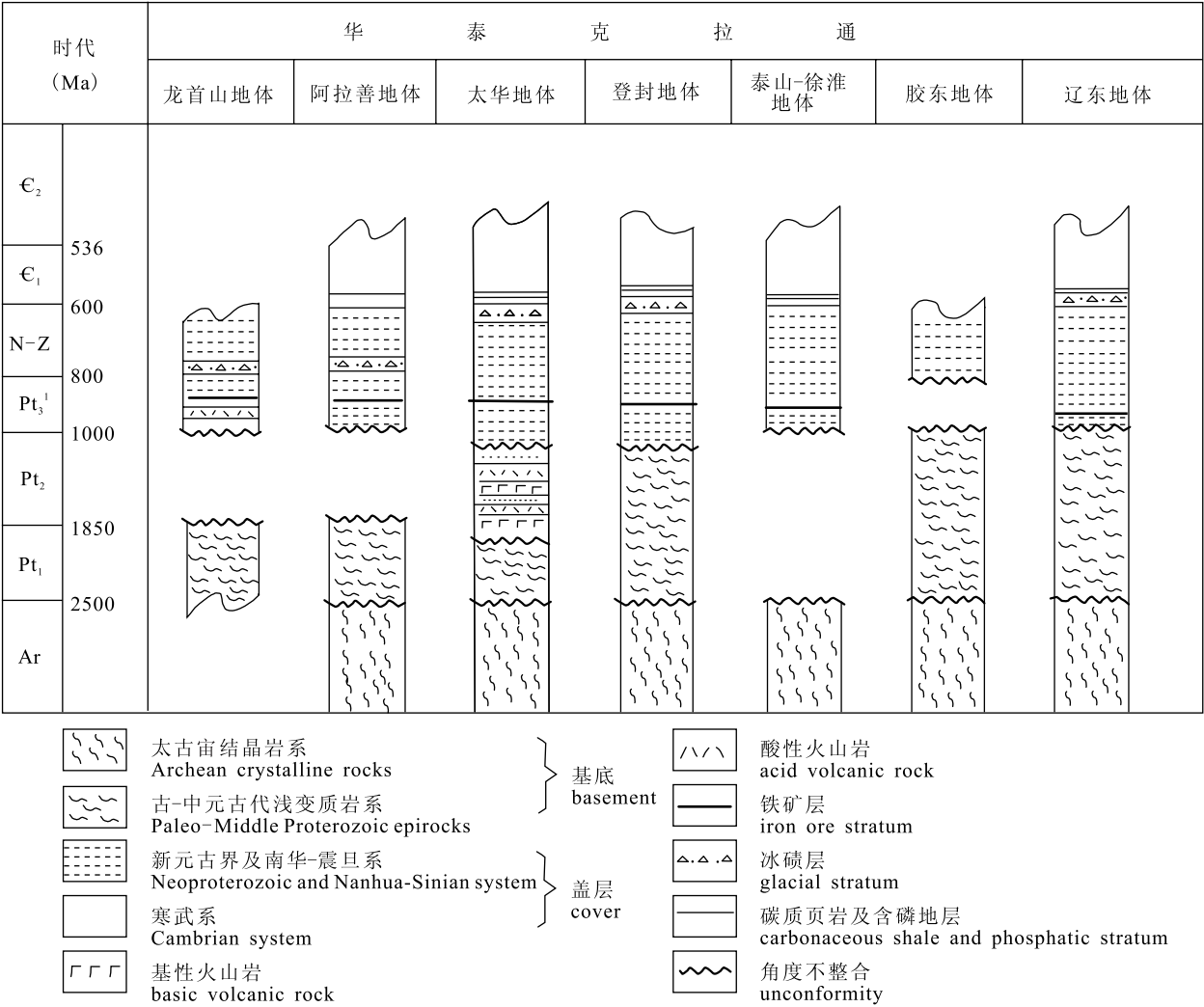


图 4 华泰克拉通各地体的地层柱状图

Fig. 4 Comparison of columnar sections of various tarrains in Huatai Craton

其南侧的武威—中卫地区在寒武纪时真正形成了以香山群为代表的广阔的被动陆缘带。裂谷的上覆地层为侏罗系和白垩系陆相盆地沉积,缺失古生界及三叠系(刘雪亚等,1993)。

综合前述各地体结晶基底及盖层的主要特点,现按其所处的地理位置将各地体的层序柱状图及相互的对比关系示于图 4。华泰克拉通确立的地质依据有二:其一是克拉通所属各地体具有明显一致性的特点;其二是华泰克拉通与华北地台之间存在着实质性差异。通过图 4 所示的地层柱状图及其反映的大地构造演化的历程不难发现,由这些地体共同构成的华泰克拉通,其固结和形成的时限应为 1267~1000Ma。所以,华泰克拉通的形成不仅明显晚于北邻的华北克拉通(1850Ma),更令人惊奇的是它竟与全球构造中的 Rodinia 超级大陆的形成时限完全一致(Unrug, 1996; Meert et al., 2001; Rogers et al., 2003)。考虑到华泰克拉通整体上位于华北地台南侧,而且其固结时代又明显晚于华北,这是否意味着华泰克拉通的地体为华北地台边缘向外增生的产物?对这个问题的回答是否定的。所谓克拉通边缘,通常是指通过造山带增生于克拉通边缘的地体而言。上述各地体与华北地台之间皆无造山带存在,而是直接通过走滑断层拼接在一起的。因此,它们都不是华北地台向外增生的结果。

### 2.3 华泰克拉通与扬子地台的对比

扬子地台是我国南方最大的构造单元,其分布范围广及云、贵、川、鄂、湘、桂,以及陕南、苏皖南部等省区,北以秦岭造山带相隔,与华泰克拉通对映。扬子地台的结晶基底主要出露于黄陵地盾,以及地台西部边缘的个别地域,地台的主体绝大部分为超覆岩系掩盖。结晶基底由新太古代—古元古代区域热动力变质的英云闪长岩质—奥长花岗岩质片麻岩、斜长角闪岩、绿片岩、磁铁石英岩、石墨片岩等组成。这套岩系在湖北称为崆岭群,在四川西部则命名为康定群。崆岭群中全岩 Rb-Sr 年龄为 2332Ma;侵入于崆岭群的黄陵花岗岩锆石 Pb-Pb 等时线年龄为 2375Ma;侵入崆岭群中的方铅矿脉的 Pb-Pb 年龄为 2339Ma。黄陵地盾与周边新元古代南华—震旦系盖层通常呈沉积接触(江世俊等,2002)。由此确定,扬子地台的形成和固结应为~800Ma,即晋宁运动。这个时限明显晚于华泰克拉通(~1000Ma),这是二者在构造演化上的首要差异。

尽管华泰与扬子二克拉通的固结时限存在差

异,却都在 Rodinia 形成时限范围之内。尤其引人注目是南华系—震旦系和寒武系,扬子与华泰存在诸多相似之处。扬子地台的盖层中普遍见有南沱冰碛层,其下部全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 739Ma,上覆陡山沱组的 Rb-Sr 年龄为 693Ma(邢裕盛等,1982)。华泰克拉通震旦系盖层的顶部有罗圈组冰碛层,其时限为 600~620Ma。华泰克拉通西部贺兰—阿拉善地体及龙首山裂谷地体的震旦系盖层中,其冰碛岩的层位皆与扬子地台的南沱组相当。扬子地台的寒武系发育齐全,尤其是下寒武统,我国各层型剖面皆在该地台范围内。最下部的梅树村阶普遍含磷,包括夹于白云岩中的磷矿条带、鲕状磷块岩、含磷页岩、含磷砂质白云岩等。其上的筇竹寺阶产有极富特征性的含 U、V、Ni、Co、P 等元素的黑色碳质页岩层,考虑到它有可能成为潜在资源,故而南方各省区将其称之为“黑矿层”。筇竹寺阶的上部产 Eoredlichia 带化石;碳质页岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $570.7 \pm 4.7$ Ma(项礼文等,1999)。华泰克拉通中作为地台型盖层组成部分的下寒武统辛集组,既是含磷地层又夹有“黑矿层”。吉林省东南部及辽东半岛下寒武统的青沟子组、水洞组、大林子组等均为含磷地层,并夹黑色碳质页岩层(吉林省地质矿产局,1988)。此外,在扬子地台北部的沿河—咸丰一带,上寒武统毛田组中常有大涡卷状的藻礁灰岩,与华泰克拉通的本溪、旅大、苏皖北部等地的凤山组完全能够对比。据项礼文(1982)研究,扬子与华泰二克拉通的寒武纪生物群均以底栖为主,如个体相对较大的爬行游泳三叶虫、底栖造礁的古杯类、腕足类、腹足类等,二者极为类似。比较起来,华泰与扬子地区寒武系的相似程度,明显胜于其近邻的华北克拉通。

进入奥陶纪,大致从 510Ma 起,情况发生了实质性的变化,扬子与华泰二克拉通由极度相似转为重大差异。华泰与华北二克拉通从中寒武世起已形成为统一的整体(王荃,2011)。此整体在奥陶纪处于相对宁静的浅海或半封闭海盆的环境,沉积物主要为碳酸盐岩,岩相稳定,生物十分单调,以底栖类为主,一般均缺失上奥陶统,中—下奥陶统往往直接为石炭系假整合覆盖,其间普遍存在铁铝质风化壳。其生物群面貌与北美类似。据赖才根等(1982)研究,扬子地台区的奥陶系发育齐全,可分 8 个地层阶,主要由碳酸盐岩和碎屑岩不等厚互层构成,相变剧烈。所含生物群异常丰富,其总体面貌与冈瓦纳古陆所属的波罗的、斯堪的纳维亚以及地中海等区

相似。由此不难看出,奥陶纪时华北与扬子二区已处于彼此隔离,而又互不相关的两个地域。

通过以上对比,可以确定中国东部重大地质事件的时间表。536Ma 之前,华泰与华北是两个互不相关的陆壳块体,中寒武世起才拼接为一整体。而华泰与扬子二克拉通在 510Ma 之前原本是一整体,从奥陶纪之初彼此阔别,直到华夏植物群繁衍之际(290Ma)才再度重聚。至于这个时间表的全球构造背景,我们将另文探讨。

### 3 结论

“中朝古陆”是半个世纪前,在全国仅有一张 1:300 万地质图而尚未开展正规区域地质调查的情况下建立的大地构造单元。按本文前述的研究成果以及与周边地体的对比,现在已有充分的依据证实,原划的中朝古陆包括了来源各异而又具不同地质演化历史的两个克拉通在内。为了正本清源,复原事物的本来面貌,我们倡议以华北和华泰二克拉通取代“中朝古陆”。

华北克拉通是我国最古老的陆壳核心,它由燕辽陆块、晋冀造山带和蒙陕陆块,以及阴山裂谷等 4 个地体构成。古元古代末期即 1850Ma 之前,发生巨大而统一的碰撞事件,导致前三者的构造拼接和克拉通的固结。阴山裂谷带形成于中元古代,是后来导致华北克拉通与西伯利亚地台分裂的遗迹(Wang Q et al., 1986; 王荃等, 1991)。华北克拉通的突出特点是长城系与古元古代的溱沱群之间的角度不整合,以及以蓟县剖面为代表的中元古代盖层沉积。按此特点,在全球范围内能与之类比的只有西伯利亚地台和加拿大地盾。

新确立的华泰克拉通隔以走滑断层分布于华北地台的南侧,它由辽东、胶东、泰山-徐淮、登封、太华、贺兰-阿拉善、龙首山等 7 个地体构成。克拉通结晶基底之上的第一个不整合存在于相当于青白口期的细河群与古-中元古代的辽河群之间,其时限为 1000~1200Ma。华泰克拉通的标志性特点是:震旦系的冰碛层,以及早寒武世的含磷地层,富含 U、V 等元素的碳质页岩层和 Redlichia 动物群。如果以此作为地质上的遗传基因,在全球寻找其宗族关系,显而易见那就是 Rodinia,这是一个在 1.3~1.0Ga 间形成的联合古陆。

据我国寒武系的研究,华北与华泰二克拉通的构造拼接发生于早、中寒武世之间,即 536Ma 前后,这次拼接实际上是古劳亚与 Rodinia 二联合古陆拼

接的组成部分,因而具有重要的全球意义。在早寒武世及其以前的地质时期,华北与华泰二克拉通分属于不同的古大陆,从未相互连接过。

**致谢:** 此项研究得到李锦轶研究员鼎力支持和帮助,并就有关问题进行过有益的讨论;文字录入和插图清绘承蒙王励嘉女士和刘建峰博士完成;文中多次引用相关省区的地质志及中国地质图集中的相关成果。笔者深致谢忱。

### 参 考 文 献

- 安太辉, 张放, 向维达. 1983. 华北及邻区牙形石. 北京: 科学出版社.
- 柴世钦. 2002. 河南省地质. 见: 马丽芳主编. 中国地质图集. 北京: 地质出版社, 229~236.
- 甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 一、区域地质, 第 19 号. 北京: 地质出版社.
- 高林志, 张传恒, 史晓颖, 周洪瑞, 王自强. 2007. 华北青白口系下马岭组凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 地质通报, 26(3): 249~255.
- 高林志, 张传恒, 尹崇玉, 史晓颖, 王自强, 刘耀明, 刘鹏举, 唐烽, 宋彪. 2008. 华北古陆中、新元古代年代地层框架 SHRIMP 锆石年龄新依据. 地球学报, 29(3): 366~376.
- 河北省地质矿产局. 1989. 河北省北京市天津市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~741.
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~771.
- 胡受奚, 林潜龙. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 1~558.
- 黄汲清. 1954. 中国主要地质构造单位. 北京: 地质出版社, 1~162.
- 吉林省地质矿产局. 1988. 吉林省区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 一、区域地质, 第 10 号. 北京: 地质出版社.
- 江世俊, 李美美. 2002. 湖北省地质. 见: 马丽芳主编. 中国地质图集. 北京: 地质出版社, 237~244.
- 赖才根. 1982. 中国的奥陶系. 见: 中国地质科学院主编. 中国地层概论. 北京: 地质出版社, 114~138.
- 辽宁省地质矿产局. 1989. 辽宁省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~855.
- 刘敦一, Nutman A P, Williams J S, Compston W, 伍家善, 沈其韩. 1994. 中朝克拉通老于 38 亿年的残余陆壳——离子探针质谱锆石 U-Pb 年代学证据. 地球学报, (1-2): 3~13.
- 刘雪亚, 王荃. 1993. 龙首山古裂谷带及河西走廊的大地构造. 中国地质科学院院报, (27-28): 1~14.
- 陆松年, 李惠民. 1991. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 地球学报, 22: 137~145.
- 陆松年. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京: 地质出版社, 1~125.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古自治区区域地质志. 北京:



- 地质出版社:1~725.
- 潘延吉,陈才第. 2002. 安徽省地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,193~200.
- 乔秀夫,高林志,张传恒. 2007. 中朝板块中/新元古界年代地层柱与构造环境新思考. 地质通报,26(5):503~509.
- 任富根,李惠民,殷艳杰,李双保,丁士应,陈志宏. 2000. 熊耳群火山岩系上限年龄及其地质意义. 前寒武纪研究进展,23(3):140~146.
- 任富根,李惠民,殷艳杰,李双保,丁士应,陈志宏. 2002. 豫西地区熊耳群的地质年代学研究. 前寒武纪研究进展,25(1):41~46.
- 任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京:科学出版社,1~124.
- 山东省地质矿产局. 1991. 山东省区域地质志. 北京:地质出版社,1~595.
- 山西省地质矿产局. 1989. 山西省区域地质志. 北京:地质出版社,1~780.
- 陕西省地质矿产局. 1989. 陕西省区域地质志. 北京:地质出版社,1~698.
- 沈其韩,耿元生,杨崇辉,王新社,吴春明. 2004. 我国早前寒武纪地层研究的主要新进展. 地层学杂志,28(4):289~296.
- 孙云铸. 1924. 中国北部寒武纪动物化石. 北平:实业部地质调查所,1~105.
- 王荃,刘雪亚,李锦轶. 1991. 中国华夏与安拉加古陆间的板块构造. 见:崔广振主编. 中国北方板块构造丛书(四). 北京:北京大学出版社,1~151.
- 王荃. 2011. 华北克拉通与全球构造. 地质通报,30:1~18.
- 王士政,廖华瑞,顾其昌,童建平. 2002. 宁夏回族自治区地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,179~184.
- 伍家善,耿元生,沈其韩,万渝生,刘敦一,宋彪. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京:地质出版社,1~212.
- 项礼文. 1982. 中国的寒武系. 北京:地质出版社,1~210.
- 项礼文,朱兆玲,李善姬,周志强. 1999. 寒武系. 见:程裕淇主编. 中国地层典. 北京:地质出版社,1~95.
- 校培喜,由伟丰,谢从瑞. 2011. 贺兰山北段贺兰山岩群富铝片麻岩碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及区域对比. 地质通报,30(1):26~36.
- 邢裕盛,高振家,王自强,高林志,尹崇玉. 1996. 新元古界. 见:程裕淇主编. 中国地层典. 北京:地质出版社,1~117.
- 邢裕盛,刘桂芝,乔秀夫,高振家,王自强,朱鸿,陈忆元,金秋琦. 1982. 中国的前寒武系. 见:中国地质科学院主编. 中国地层概况. 北京:地质出版社,47~81.
- 徐公榆,孙立民,方文昌,刘进智. 2002. 吉林省地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,157~164.
- 许绍忠,崔玉芝,许桂玲,张玉华. 2002. 河北省地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,125~132.
- 杨志坚. 1960. 淮南、霍丘早寒武世沉积若干问题的探讨. 地质科学,3(4):182~188.
- 张国伟,周鼎武,张延安,白玉宝. 1982. 河南中部登封群—太华群构造序列对比. 西北大学学报,前寒武纪地质专集:1~11.
- 张志敏. 2002. 山东省地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,221~228.
- 中国地质调查局. 2002. 中华人民共和国地质图,1:250万. 北京:中国地图出版社.
- 朱引. 2002. 江苏省地质. 见:马丽芳主编. 中国地质图集. 北京:地质出版社,179~184.
- Aitken J D. et al. 1967. Lower Ordovician Survey Peak Outram formations, Southern Rocky Mountains of Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 15: 150~207.
- Aitken J D. 1993. Cambrian and Lower Ordovician-Sauk Sequence. In: Stott D F and J. D. Aitken (ed). Sedimentary Cover of the Craton in Canada. Geology of Canada, 5: 96~124.
- Cecile M P. 1993. Ordovician and Silurian. In: Stott D F and J. D. Aitken (ed). Sedimentary Cover of the Craton in Canada. Geology of Canada, 5: 125~149.
- Dalziel I W D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. GSA Bulletin, 109 (1): 16~42.
- Kroner A, Wilde S A, Li J H, Wang K Y. 2005. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 577~595.
- Li S Z, Zhao G C, Sun M, Han Z Z, Luo Y, Hao D F, Xia X P. 2005. Deformation history of the Paleoproterozoic Liaohé assemblage in the Eastern block of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 659~674.
- Meert J G, Powell C M. 2001. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume. Precambrian Research, 110: 1~8.
- Rogers John J W., Santosh M. 2003. Supercontinents in Earth History. Gondwana Reserch, 6(3): 57~368.
- Unrug R. 1996. The assembly of Gondwanaland, Scientific results of IGCP project 288: Gondwanaland sutures and mobile belts. Episodes, 19(1-2): 11~20.
- Wang Q, Liu X Y. 1986. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China. Tectonics, 5(7): 1073~1088.
- Wilde S A, Zhao G C. 2005. Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 519~522.
- Wu F Y, Zhao G C, Wilde S A, Sun D Y. 2005. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. Journal of Asia Earth Sciences, 24: 513~545.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A. 1998. Thermal evolution of Archean basement rocks from the eastern part of the North China craton and its bearing on tectonic setting. International Geology Review, 40: 706~721.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M, Lu L Z. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints. Precambrian Research, 107: 45~73.

**Breakup of China-Korea Platform and Establishment  
of North China and Huatai Cratons**

WANG Quan

*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

**Abstract**

Half a century ago, the well-known pre-Cambrian crystalline basement outcrops extensively in the southern Northeast China, North China and Alashan Desert of Northwest China, which were considered by T. K. Huang and J. S. Ren as a unitary China-Korea Platform. This idea has been being in use until now. Recently, the studies of tectonostratigraphic terrain demonstrate that the China-Korea Platform is composed of both the North China Craton and the Huatai Craton, and contains 11 terrains in all. The range of North China Craton redefined was limited within northern and western Liaoning province, Hebei province, main part of Shanxi province, and northern Shaanxi province. The other regions of original China-Korea Platform, including southern Jilin province, Liaodong peninsula, Shandong province, northern parts of Anhui and Jiangsu provinces, Henan province, the Shaanxi plain and the Alashan Desert-Helan Mts. constitute the new established Huatai craton. The boundary between two cratons and adjacent Paleozoic organic belts are separated by a series of large faults. The North China Craton is the initial continent crust in whole China, which is composed of 4 terrains, including the Yanliao continent block, Jinji orogenic belt, Mengshan continent block and the Yinshan rift belt. The North China Craton originated from the late Paleoproterozoic (1850Ma) orogeny and collision, which resulted in assembly of the former 3 terrains and finally solidification of the craton. The Yinshan rift belt occurred in Mesoproterozoic and was the remains of separation of North China Craton and Siberia Platform. The prominent features of North China Craton are the unconformity between Paleoproterozoic Hutuo Group and Mesoproterozoic Changcheng System, and the deposition of Mesoproterozoic caprock represented by the Jixian profile. According to these characteristics, only Siberia Platform and Canada Shield in the world are comparable to this craton. Over the crystalline basement of Huatai Craton, the first unconformity between Palaeo-Meso Proterozoic Liaohe Group and Neoproterozoic Xihe Group marked its solidification in about 1000 Ma. Therefore, the origin of Huatai Craton can be traced in the world. It is quite evident that Rodinia was a united ancient continent in Neoproterozoic. In view of Cambrian stratigraphic studies in China, it is believed that the assembly between North China Craton and Huatai Craton occurred at the beginning of the Middle Cambrian (about 536 Ma). Before Middle Cambrian, two cratons belonged to different ancient continents and had never been jointed. Therefore there was no united China-Korea Platform during the period from Archean to early stage of Cambrian.

**Key words:** Breakup of China-Korea Platform; tectonostratigraphic terrain; North China Craton; Huatai Craton; Sinian System glacial strata; Redlichia fauna