地学前缘
EARTH SCIENCE FRONTIERS

中国与蒙古之地质①,②

王鸿祯[1]， 何国琦[2]， 张世红[1]

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院，北京 100083
2. 北京大学 地质学系，北京 100875

WANG Hong-zhen[1]， HE Guo-qi[2]， ZHANG Shi-hong[1]

1. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China*
2. *Department of Geology, Peking University, Beijing* 100875, *China*

WANG Hong-zhen, HE Guo-qi, ZHANG Shi-hong. The geology of China and Mongolia. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13(6): 001-013

Abstract: The geological history of China and Mongolia is discussed in terms of tectonic units and tectonic stages. The crustal evolution of China in the Precambrian included three megastages, marked by the formation of continental nuclei (2.8 Ga), of protoplatforms through the Lüliangian orogeny (1.8 Ga), and of the Cathaysiana Supercontient through the Jinningian orogeny (830 Ma). The Cathaysiana and Mongolia were both part of the Neoproterozoic Pangaea. After the Jinningian orogeny, China and Mongolia entered a megastage of discrete continents and ocean basins, which converged into a Cathaysian palaeocontinent and a northern Mongolian palaeocontinent at the end of Early Palaeozoic. Two main branches of Late Palaeozoic oceans, the Zaysan-South Mongolia-Hing'an and the Ural-Tianshan, were closed at the end of Late Palaeooic. China and Mongolia were on the whole re-assembled after the Indosinian orogeny to become part of the Laurasia Supercontinent, which was the northern half of the Permian-Triassic Pangaea. The post-Indosinian megastage was chracterized by the appearance of the Circum-Pacific tectonic domain caused by Pangaea disintegration and opening of the Atlantic. This new tectonic pattern brought about a basic contrast between eastern China and western China. In Late Mesozoic and Cenozoic times, eastern China, and to a certain extent Mongolia, were mainly dominated by a tensional regime consisting of rifted basins and intracontinental type of volcanism, whereas western China witnessed a successive northward moving and collaging of the Gondwana-affiliated massifs onto the southern margin of the Asian paleocontinent. These processes finally resulted in the rapid uplifting of the Qinghai-Tibet Plateau in Miocene to Quaternary times after the major India-Asia collision event.

Key words: continental nuclei; Lüliangian; Jinningian; Indosinian; Cathaysiana; Laurasia Supercontinent; Pangaea; Qinghai-Tibet Plateau

摘　要:按照构造单元和构造阶段讨论中国和蒙古的演化史。中国前寒武纪地壳演化可分3大阶段:陆核的聚结(2.8 Ga);原地台在吕梁运动中固结和侧向增生(1.8 Ga);地台在晋宁运动中固化拼合成华夏超大陆

收稿日期:2006-07-06;**修回日期**:2006-09-05

作者简介:王鸿祯(1916　)，男，教授，中国科学院资深院士。历任北京大学教授兼秘书长，北京地质学院教授兼副院长，武汉地质学院教授兼院长，中国地质学会副理事长，中国地质学会地质学史研究会会长，中国古生物学会理事长，国际地科联地质科学史委员会副主席。现为中国地质大学教授，中国地质博物馆名誉馆长，国际地科联地质科学史委员会荣誉资深委员。研究领域:古生物学、地层学、古地理学、前寒武纪地质学、大地构造学和地质学史。

①张世红，韩以贵译自:WANG Hongzhen, ZHANG Shihong, HE Guoqi. China and Mongolia. Encyclopedia of Geology, 1, 2005: 345-358. Elsevier, Oxford, England. 2006年4月得到中译及出版授权。

②本文的2004年7月终校稿未及收入英文版《地质百科全书》，本文按终校稿译出，并按《地学前缘》版式要求作了调整。

(830 Ma)。晋宁运动后,中国和蒙古以离散大陆和洋盆并存为特征,至早古生代末聚合为中国和北蒙古两个古大陆。晚古生代时,斋桑—南蒙古—兴安和乌拉尔—天山两大海域陆续消减,形成了海西期的主缝合带。中国蒙古各地块大致于印支运动末期(210 Ma)重新聚合,成为劳亚超大陆,即二叠纪—三叠纪泛大陆北支的一部分。印支期后大阶段的特征是泛大陆裂解和大西洋扩张导致了环太平洋域的出现,这一新的构造型式使中国由南北部之间的差异转变为东西部之间的差异。中国东部,也包含蒙古在内,在中—新生代基本上处于张性构造状态,发育张裂盆地和大陆内部火山活动;而在中国西部,中—新生代的构造发展过程则表现为亲冈瓦纳诸地块陆续向北增生拼贴到古亚洲大陆之上。这个过程最终导致了青藏高原在中新世至第四纪的迅速上隆。

关键词:陆核;吕梁期;晋宁期;印支期;大华夏古陆;劳亚古陆;超大陆;泛大陆;青藏高原

中图分类号:P56 **文献标识码**:A **文章编号**:1005-2321(2006)06-0001-13

中国和蒙古是亚洲地质构造最为复杂的地区。不同级别的大地构造单元包括构造域、具前寒武纪基底的地台和地块及显生宙的造山带。构造域通常指地台(克拉通)及其边缘不同时代的造山带[1],前寒武纪中间地块常镶嵌式地分布于这些造山带中。亚洲大地构造纲要图中(图 1)显示了主要的地台、地块、造山带和不同时代的主缝合线。地壳的演化历史可以划分为构造大阶段和构造阶段,前者基于大陆以至全球尺度构造格架的根本改变,后者则以发生广布的构造体制明显转折为标志,其中还可识别出短期快速的、具有革命性的造山期(图 2)。本文所用的全球地层表引自"国际地层表(2000)",其中前寒武纪部分略有修改。以下将按照大阶段和发生于不同造山期的主要地质事件对中国和蒙古的构造演化进行讨论,重点是中国的新元古代晋宁期和晚三叠世印支期以及蒙古的古生代萨拉伊尔期和海西期。在中国,"加里东期"和"海西期"等造山期名词与其在欧洲起源地的使用含义不同。二叠纪中期泛大陆全球古大陆再造图(图 4)显示了中国和蒙古各组成部分的可能位置和当时的全球植物分区。

1 中国地质

1.1 中国主要大地构造单元和地壳演化

中国主要的大地构造单元包括中朝、扬子和塔里木 3 个主要的大陆地台(克拉通)、受到变形改造的华夏古陆以及不同时期的造山区带。造山区带位于地台和主要地块之间,并包含可能从邻近古大陆分离出来的小地块。板块的边界并不在地台的边界,而是位于曾经遥遥相对的两个古大陆边缘之间的分界带。我们曾将代表已消失的广阔海盆的主要地壳缝合带或分界带称为地壳对接消减带(CZ),将代表增生于古大陆边缘的岛弧缝合带称为地壳叠接消减带(AZ)。

从地质上中国可划分为 3 个主要地区。北部地区包括狭窄的阿尔泰—额尔古纳区带和天山—兴安区带,前者代表了西伯利亚地台宽广的大陆南侧边缘带的最南部[2],后者代表了塔里木地台(TAP)和中朝地台(SKP)的北部边缘带。中部地区包括塔里木地台和中朝地台以及其间的祁连加里东构造区和主要由印支构造带组成的昆仑—秦岭中央造山区带。此区的南界由西部的印支期木孜塔格—玛沁对接带(MMCZ)和东部的印支期凤县—舒城对接带(FSCZ)组成。南部地区包括两部分,东部(即华南)由扬子地台(YZP)、华夏古陆(CTA)和其间的加里东和印支构造区组成,西部包括青藏高原和木孜塔格—玛沁带以南广布的印支构造区。

中国的地壳演化可划分为以下 5 个构造大阶段:(1) 陆核形成大阶段(约 2.7~2.8 Ga);(2) 原地台形成大阶段(约 1.9~1.8 Ga);(3) 地台形成大阶段(约 0.85~0.8 Ga);(4) 劳亚超大陆或泛大陆形成大阶段(约 230~210 Ma);(5) 陆内演化大阶段(210 Ma 至今)(图 2)。中国地史上两个最重要的造山运动发生在晋宁期(约 1 000~830 Ma)和印支期(约 230~210 Ma)。晋宁期的结束可能标志着中国各个地台和地块聚合形成了大华夏超大陆,这是罗迪尼亚(或新元古代泛大陆)超大陆的一部分(850 Ma)。印支运动结束后,中国的构造格架发生了从南北差异向东西差异的根本转变。因此中国的地壳演化经历了 3 个阶段:(1)晋宁期和前晋宁期(太古宙至新元古代早期,>800 Ma);(2)晋宁期后至印支期(南华纪至三叠纪);(3)印支期后(侏罗纪至第四纪)(图 2)。

1.2 中国前晋宁期和晋宁期的演化(太古宙—青白口纪)

太古宙至新元古代早期(~800Ma)的时段可

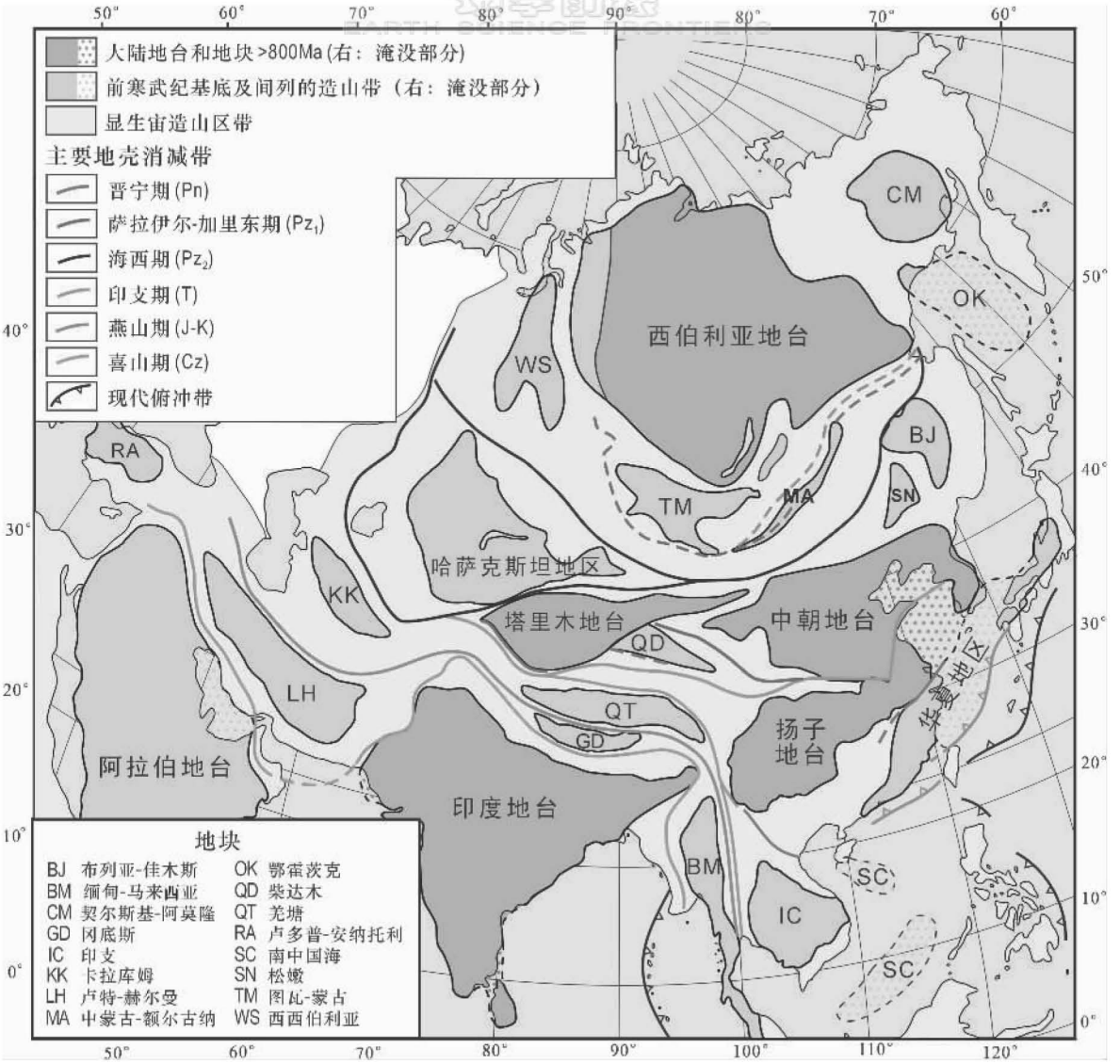


图1 亚洲大地构造格架简图

Fig. 1 Simplified tectonic map of Asia

划分为3个大阶段,它们分别导致了中太古代末期陆核的形成(~2.8 Ga)、古元古代末(~1.8 Ga)原地台的形成和新元古代早期(~800 Ma)地台的形成。

(1)陆核的形成。中朝地台内可识别出几个陆核,它们以发育中太古界以及更老的变质上壳岩和TTG岩石为标志(图3)。冀辽陆核(Jl)包括山西北部、河北北部和东部、辽宁北部和吉林等省区。在河北东部的曹庄和辽宁鞍山识别出具有3 850~3 550 Ma U-Pb和Pb-Pb年龄的代表始太古界的原始硅铝地壳岩石。老于2.8 Ga的中太古代岩石见于胶东陆核(JD)、桑干片麻岩、内蒙古南部和山西北部的集宁陆核(Jn)。根据地球物理和地质资料推断,鄂尔多斯盆地北部之下伏有鄂尔多斯陆核(Or)。再向西接近中朝地台西部边界处为较小的阿拉善陆核(Ax)。

在扬子地台(YZP),老于2.8 Ga的中太古代TTG岩石见于三峡地区的崆岭群,可能代表了位于四川盆地之下的川中陆核(Ch)东缘的上隆部分。在塔里木地台(TAP)东部,中太古代岩石见于库鲁克塔格陆核(Kr)和敦煌陆核(Dh),最近在敦煌陆核上获得了3.6 Ga的始太古代单颗粒锆石U-Pb年龄。总体而言,古老陆核分布于中朝地台的北部和塔里木地台的东北部。值得注意的是,中朝地台内不同太古宙岩石的同位素模式年龄集中于2.8~2.7 Ga,与世界上其他克拉通的地壳快速增长期相似。

(2)原地台与吕梁造山运动。新太古代岩石广泛分布于中国地台区,尤其是中朝地台。新太古代

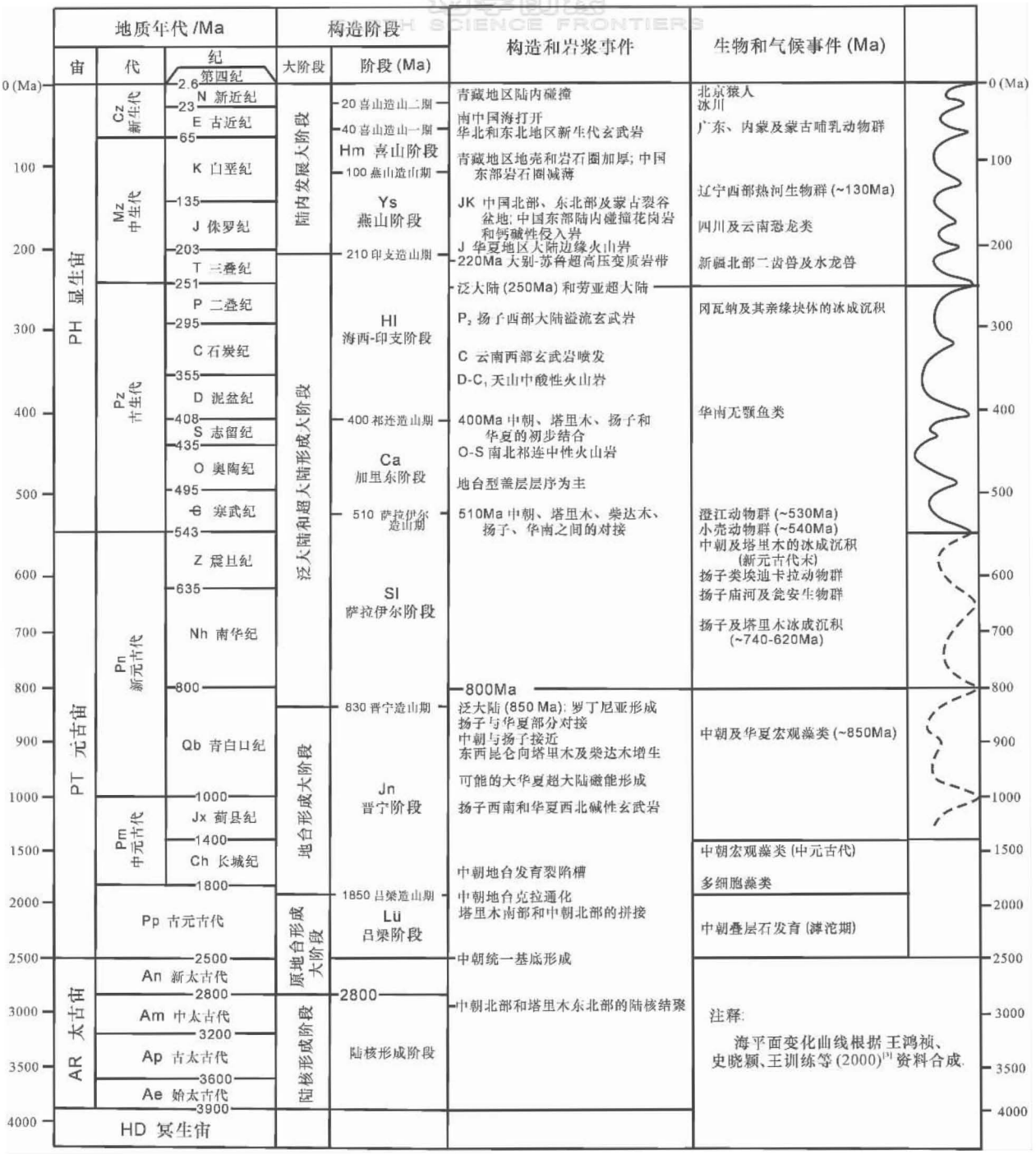


图2 中国和蒙古的构造大阶段和地质事件

Fig. 2 Tectonic megastages and geoevents in China and Mongolia

的新生地壳主要为含大量花岗岩侵入体的花岗-绿岩区,山东泰山杂岩可为典型代表。新太古代岩石通常为花岗岩和 TTG 岩带,分布于受到改造的陆核区周围或其内部。另一方面,以山西和河南的五台群、登封群和太华群为代表的新太古代绿岩带含有大量孔兹岩和铁镁质火山岩,大约产出于伸展环境。总之,在新太古代末 2.6～2.4 Ga 期间,中朝地台发生了大量的侵入和侵出岩浆活动,导致太古宙联合基底的形成。

中朝地台的古元古界(Pp)通常称为滹沱"系"(2 500～1 800 Ma),常呈狭长带状产出,代表形成于太古宙基底之上的古裂陷槽。裂陷槽的充填序列主要由下部的河流冲积相、中部不成熟的火山-沉积相和上部的磨拉石相沉积组成。这种序列见于五台

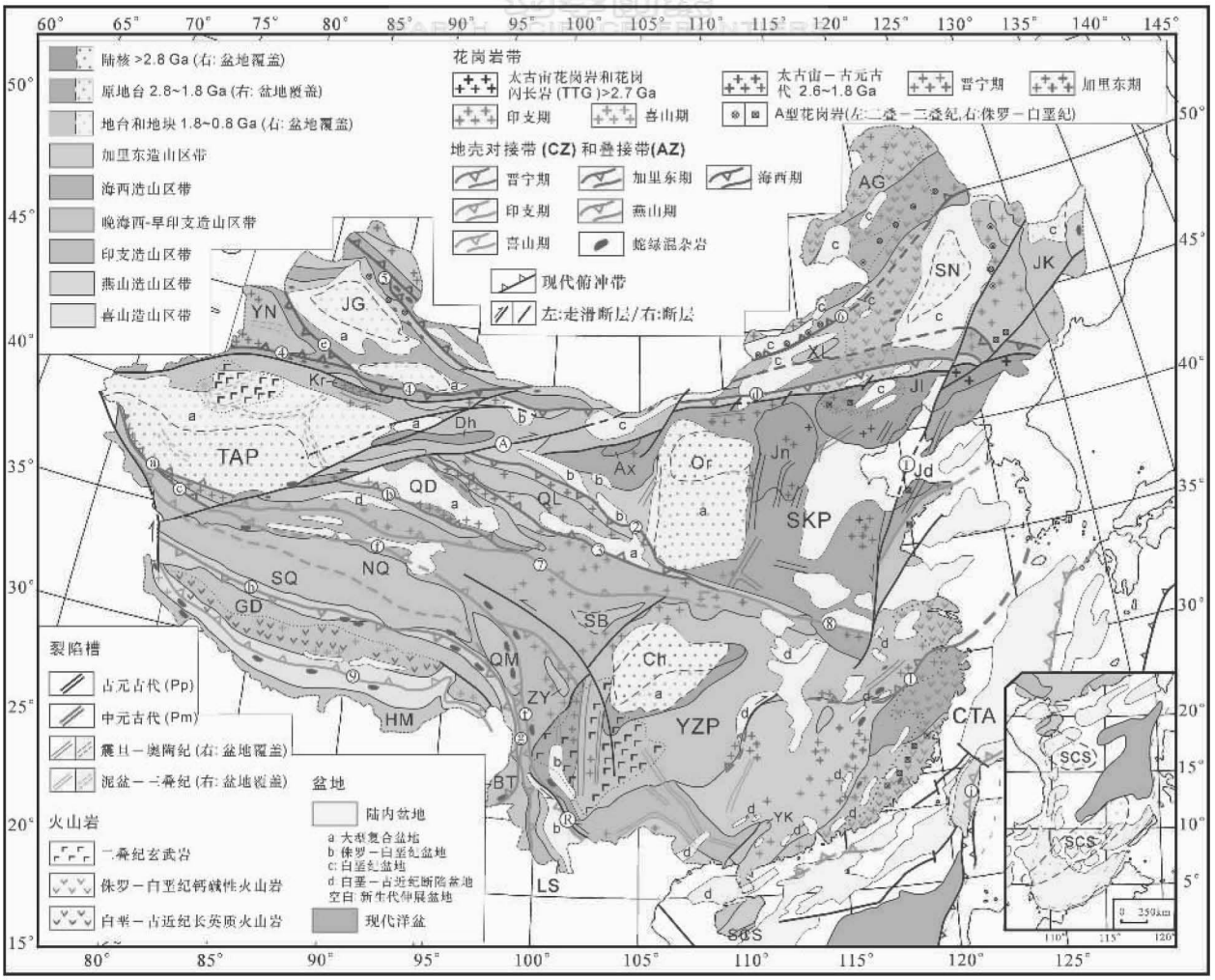


图 3 中国构造单元和地壳演化轮廓图

Fig. 3 Outline map showing the tectonic units and crustal evolution of China

海西期和燕山期花岗岩分布广泛,图中未标出。**构造单元**:额尔古纳地块(AG);阿拉善陆核(Ax);保山 腾冲地块(BT);川中地块(Ch);华夏古陆(CTA);敦煌陆核(Dh);冈底斯地块(GD);喜马拉雅地块(HM);胶东陆核(Jd);淮噶尔地块(JG);佳木斯 兴凯地块(JK);冀辽陆核(Jl);集宁陆核(Jn);库鲁克塔格陆核(Kr);兰坪 思茅地块(LS);北羌塘地块(NQ);鄂尔多斯陆核(Or);祁连地块(QL);昌都地块(QM);松潘 碧口地块(SB);南海地块(SCS);中朝地台(SKP);松嫩地块(SN);南羌塘地块(SQ);塔里木地台(TAP);锡林浩特地块(XL);伊宁地块(YN);扬子地台(YZP);中咱 义敦地块(ZY)。**地壳对接消减带(CZ)**:①江山 绍兴(JSCZ)(晋宁期);②祁连 秦岭(QQCZ)(加里东期);③南祁连(SQCZ)(加里东期);④南天山(STCZ)(海西期);⑤额尔齐斯 阿尔曼泰(EACZ)(海西期);⑥贺根山(HGCZ)(海西期);⑦木孜塔格 玛沁(MMCZ)(印支期);⑧凤县 舒城(FSCZ)(印支期);⑨雅鲁藏布江(YZCZ)(喜马拉雅期)。**地壳叠接消减带(AZ)**:ⓐ西昆仑(WKAZ)(晋宁期);ⓑ东昆仑(EKAZ)(晋宁期);ⓒ库地(KDAZ)(印支期);ⓓ翁都儿庙(OSAZ)(加里东期);ⓔ北天山(NTAZ)(海西期);ⓕ金沙江(JSAZ)(印支期);ⓖ昌宁 孟连(CMAZ)(印支期);ⓗ班公 怒江(BNAZ)(燕山期);ⓘ利吉(LJAZ)(喜马拉雅期)。**走滑断裂**:Ⓐ阿尔金;Ⓣ郯庐;Ⓡ红河

—太行区的滹沱群和甘洵河群、冀东北的青龙群以及鲁东和辽南的辽河群和粉子山群(图 3)。1.9~1.7 Ga 的吕梁运动使这些沉积遭受强烈褶皱和区域变质,有时达到高绿片岩相。

吕梁运动导致了华北原地台的形成,其上沉积了中—新元古代的似盖层。这一造山事件在中朝地台和柴达木地块(QD)也有良好记录,表现为中、新元古界与基底之间为明显不整合。在扬子地台,古元古代基底可能存在于川中陆核(Ch)以南。扬子地台西部的康滇区带主要由古元古代变质岩组成。在华夏古陆,吕梁期变质的新太古代和古元古代角闪岩相岩石分布于浙江西部和福建西北部的武夷山地区。

(3)地台区和晋宁造山运动。中朝地台上广泛分布的中元古代和新元古代早期地层,可分为长城"系"(Ch)、蓟县"系"(Jx)和青白口"系"(Qb)。它们可通过疑源类和叠层石组合与中国各主要地台区进行对比。在燕山—太行区,裂陷槽沉积(图 3)包括长城系下部的冲积相碎屑岩、碳酸盐岩和高钾火山岩,其上为代表广泛海进序列的高于庄组碳酸盐岩

所覆盖,高于庄组上部含宏观藻类化石 *Grepania* (1.5～1.4 Ga)。蓟县系发育广泛,含巨厚的叠层石碳酸盐岩。青白口系代表了真正的地台盖层,分布局限。蓟县系的 *Grepania* 和青白口系的 *Tawuia-Longfengshania*(900～800 Ma)宏观藻类组合分别与北美西部蒙大拿州 Greyson 页岩和 McKenzie 山区 Little Dal 组的宏观藻类组合十分相似。海南岛上也发现了含 *Tawuia* 的地层,很可能曾是华夏古陆的一部分。这表明劳伦古陆和中国的古大陆在中—新元古代曾经十分接近。

中国的多数地台和地块在中—新元古代时期处于伸展体制下,表现为河南和山西南部具双峰式火山活动的熊耳裂陷槽和位于中朝地台北缘的白云鄂博裂陷槽的发育。时代相近的裂陷槽也发育于塔里木地台北部的库鲁克塔格地区以及扬子地台西南部的昆明地区。这些裂陷槽结束时均未发生地壳变形。中朝地台南缘可能发育了一个岛弧系统,以秦岭群代表岛弧,宽坪群代表弧后盆地,二者均具有中元古代的同位素年龄。

约 1 000～830 Ma 发生的晋宁造山运动在中国许多地区留下了明显的记录。秦岭地区(主要为南秦岭)以发育很可能形成于中元古代晚期至新元古代早期的复杂裂谷系统为特征,包括离散的地块(陡岭、佛坪)和双峰式火山活动的裂谷沉积(如西乡群)。秦岭的晋宁期造山运动以北秦岭南缘的岛弧和边缘海(松树沟蛇绿岩,983 Ma)和新元古代早期的花岗岩带(如德河花岗岩,～950 Ma)为标志,后者的发育指示了与弧-陆碰撞有关的向北俯冲和增生[4]。在扬子地台的汉中地区也发现了以俯冲型花岗岩为标志的向南的增生。裂谷系统之上普遍发育的震旦系盖层说明了联合南秦岭带的存在。总之,晋宁造山运动导致裂谷区的固结并使中朝和扬子两个地台相互接近。

沿云南中部的扬子地台西南缘至中元古代早期大红山变质火山沉积岩带以东,发育了长达数百公里的南北向裂陷槽,主要由中元古代昆阳群和与其相当的巨厚岩层所组成。这些岩层均发生了强烈褶皱并被晋宁期花岗岩(850～750 Ma)侵入,可以解释为云南中部大红山岛弧带以东的宽广的弧后盆地。

在扬子地台东南缘的江南隆起带,变形的具有蛇绿杂岩和埃达克岩带(970 Ma)岛弧型浊积岩代表了晋宁早期的弧-陆碰撞。实际上,晋宁造山带以展布于浙江北部至湖南和广西交界的火山-沉积岩和花岗岩为特征。在晋宁运动末期,扬子地台和华夏古陆沿江山—绍兴对接带(JSCZ)发生部分碰撞,并于 830 Ma 左右结束。扬子地台和华夏古陆之间的洋盆中间可能曾被湖南—江西交界处由小地块组成的岛群所分割。新元古代华夏古陆的西北缘也属活动陆缘,从福建西北部的武夷山区延伸至海南岛。

晋宁期花岗岩分布于昆仑山北部的塔里木地台和柴达木地块南缘,最近也发现于柴达木北缘。这些花岗岩带代表了活动大陆边缘或弧-陆碰撞带(图 3)。虽然晋宁期变质事件也被猜测存在于大别超高压带,但除沿苏鲁带的山东东部以外,东秦岭以东地区很少发现晋宁期花岗岩。综上所述,850 Ma 左右中国境内的主要地台和地块看起来已经汇聚成为一个松散连接的大华夏超大陆,这与新元古代罗迪尼亚超大陆的形成时代一致。

1.3 中国自晋宁期后至印支期的演化(南华纪—三叠纪)

传统上将南华纪至三叠纪(800～208 Ma)时段划分为加里东、海西和印支阶段。依据 1999 年第三届全国地层委员会出版的新修中国区域年代地层表,传统的"震旦纪"(800～543 Ma)被划分为南华纪(800～620 Ma)和修订后的震旦纪(620～543 Ma)。本文将海西期和印支期合称为海西—印支阶段(图 2)。

(1)加里东阶段。中国传统的加里东期通常被划分为下部(Salairian)(包括南华纪、震旦纪和早寒武世)和上部中寒武世至志留纪时期。加里东构造区带主要分布于中朝地台和柴达木地块之间的祁连地区及扬子地台和华夏古陆之间的华南地区,也见于中朝地台和塔里木地台以北(图 3)[5]。

扬子地台南华系以碎屑岩和冰川及冷水沉积为特征,大致对应于国际地层表的 Cryogenian 期。约 740～635 Ma 的大陆冰盖似乎局限于扬子地台西部和塔里木地台的库鲁克塔格地区,但山岳和海洋冰川分布较广。在扬子地台三峡区,震旦系包括陡山沱组和灯影组,陡山沱组为盖帽碳酸盐岩、磷酸盐岩和黑色页岩,含庙河生物群或瓮安生物群(U-Pb 同位素年龄从～635 Ma 至 550 Ma),灯影组含有类伊迪卡拉生物群。在中朝地台,仅震旦系发育于周边地区,含有丰富的后生动物化石,可与安徽北部的伊迪卡拉生物群相比。较晚的罗圈冰碛岩见于中朝地台西南边界、柴达木地块北缘、塔里木地台北部和天

山地区,其时代可能晚于 600 Ma。

中国东部大部分地区的下古生界开始于早寒武世自扬子地台向中朝地台的海进时期,以三叶虫化石带为对比标志。这说明尽管震旦纪时可能发生的张裂作用使这两个地台上的南华系—震旦系发育完全不同,但这两个地台在早寒武世相距并不甚远。对生命演化具有重要意义的著名的早寒武世澄江化石库(~525 Ma)含有许多新的门类,包括节肢动物和脊索动物,特别是 *Haikouichthys*,可能是地球上最早的鱼类。

在华南,扬子地台和华夏古陆之间的地区在震旦系、寒武系之间没有明显的间断[6],分布于湖南中部和浙江西部的半深海含碳硅质岩是连续的。下古生界连续的被动陆缘半深海沉积提供了完整罕见的寒武纪球接子类三叶虫带和奥陶纪—志留纪笔石带,成为理想的确立年代地层界线地区。扬子地台和华夏古陆之间的残留海区发育具有多种沉积类型的裂谷型隆起和地堑。在晚奥陶世,海域开始缩减,开始于武夷山地区的加里东造山带前缘则可能向西推移,直到湖南最西部扬子地台内部早志留世前陆盆地沉积形成。加里东期花岗岩和变质作用不发育,在华南的加里东区带内也未发现明确的碰撞带。在海南岛南部发现了与澳大利亚有亲缘关系的寒武纪三叶虫化石,表明南海地块(SCS)可能与冈瓦纳关系密切。

在中朝地台和柴达木地块之间的加里东区带内中祁连地块(QL)的两侧,都可见明确的碰撞带和与之相关的花岗岩带。北祁连带发育了完整的加里东期造山序列,包括寒武纪和奥陶纪岛弧火山岩、中—晚奥陶世和早志留世蛇绿岩套及泥盆纪磨拉石沉积。显著的祁连—秦岭地壳对接带(QQCZ)(图 4)呈南东向连续延伸至北秦岭。晚寒武世的蛇绿混杂岩也见于南祁连的拉脊山,这可能与南祁连地壳对接带(SQCZ)有关。中朝地台大部被早奥陶世的陆缘海所覆盖,除地台西缘以外的大部分地区缺失上奥陶统和志留系。地台北部为狭窄的加里东构造带(翁都儿庙叠接带以南),其中包括寒武纪—奥陶纪变质火山岩,并被含化石的志留纪沉积岩不整合覆盖。加里东构造带也分布于新疆北部的准噶尔地块和伊宁地块周围。塔里木地台的寒武系和奥陶系为地台盖层型,但在东部的满加尔坳陷中为斜坡和深海相,志留系发育不完整且分布局限。稳定型的下古生界沉积还见于喜马拉雅、冈底斯北部和羌塘西北部,表明这些地块中存在前寒武纪基底,但基底的年龄可能较新,可与冈瓦纳大陆的泛非期相对比[7-8]。

(2)劳亚超大陆与海西—印支阶段。在晚古生代,中朝地台的主体自奥陶纪中期发生上隆之后,一直处于暴露状态,直到中石炭世陆缘海开始再度淹没地台。海相沉积于中二叠世一直处于主导,随后发育了二叠纪—三叠纪的海陆交互和陆相沉积。泥盆纪海盆沿中国—蒙古边界分布,闭合之后形成了海西期的贺根山陆壳对接带(HGCZ)。碰撞造山带为泥盆纪至早石炭世的蛇绿岩和二叠纪的 A 型花岗岩所证实[9],同时也指明了其北的西伯利亚大陆边缘区与其南的中朝地台边缘区之间的界线[10]。在新疆北部,海西期的额尔齐斯—阿尔曼泰陆壳对接带(EACZ)由一列雁行式缝合带组成[5],代表阿尔泰—兴安和天山—内蒙古区带的分界,并跨越蒙古南部与贺根山陆壳对接带(HGCZ)相连。另外两个以蛇绿岩为标志的海西期碰撞带出现于准噶尔—吐鲁番地块和伊宁地块(图 3)以南地区。

晚海西至早印支期构造区带分布于西部的北山以南,并经林西向东延伸至长春,主要为浅海和海陆交互沉积,并偶见火山岩。其东段是安加拉植物区与华夏植物区之间的良好界线[11],但没有发现蛇绿混杂岩。这些海槽可能在古生代末期被完全充填,并不是严格意义上的造山带。海西造山运动之后的晚二叠世—早三叠世的陆相盆地广泛分布于新疆北部、甘肃和内蒙古地区,其中含著名的四足动物遗迹化石,包括 *Dicynodon*、*Lystrosaurus* 和 *Sinokanemeyeria*。

在晚古生代,扬子地台的北部边缘区,即南秦岭地区,以发育较厚的泥盆纪大陆斜坡相复理石沉积和海相至海陆交互相的石炭纪至三叠纪碎屑岩和碳酸盐岩为特征。在南部,扬子地台和华夏古陆均遭受来自右江残留海盆的泥盆纪海侵,而且均发育了晚石炭世至二叠纪的碳酸盐台地。这一时期,扬子地台主要处于伸展状态,证据是二叠纪晚期峨眉山大陆溢流玄武岩的溢出。泥盆纪至三叠纪具有不同走向的裂陷槽分布于扬子地台西南部,孤立的碳酸盐台地发育于右江海盆,其中还发育了晚古生代含远洋放射虫的深海沉积。右江海盆直到三叠纪晚期才关闭,这也是印支造山运动发生于华南大部地区的主导时期。印支运动还导致当时仍部分处于海面下的扬子地台东部地区沿大别—苏鲁高压带和超高压带与中朝地台发生碰撞,并可能使中朝地台东

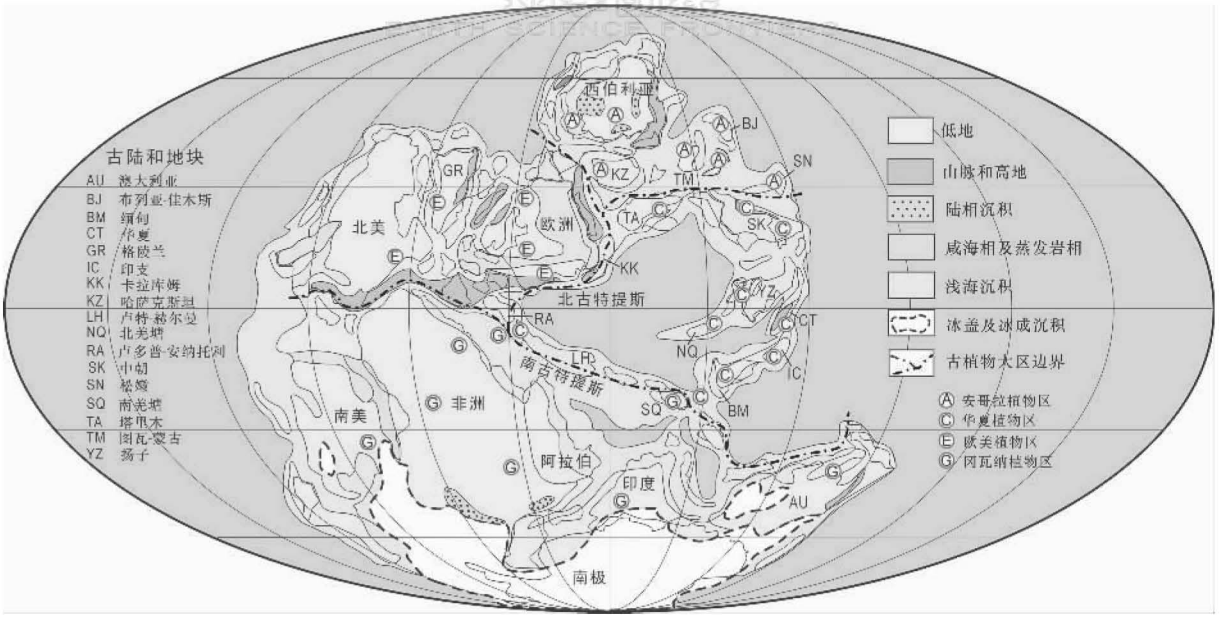


图 4 二叠纪中期世界古大陆再造图

Fig. 4 A mid-Permian world palaeocontinental reconstruction

北端沿临津江带向朝鲜楔入[10]。造山期和后造山期的印支花岗岩带广泛分布于华南区和昆仑—秦岭区带。后造山型的白云母/二云母花岗岩还见于中朝地台以北,可能是中朝地台向内蒙古地区发生陆内北向挤压的产物(图 3)[9]。

在中国西部,中央造山带内的木孜塔格—玛沁地壳对接消减带(MMCZ)闭合于晚海西—印支期。印支期的金沙江增生带沿西昆仑向南延伸至云南西部的昌宁—孟连带(CMAZ),是东部亲扬子地块和西部亲冈瓦纳地块的分界。在西藏北部,依据晚三叠世羌塘蛇绿杂岩的发育,推测印支期缝合带位于南、北羌塘地块之间,标志着俯冲于南羌塘之下的晚三叠世复理石组合的南边缘,也是华夏和冈瓦纳植物区的分界(图 3)。广布的印支构造区带及其南部边缘的地块(北羌塘和昌都)可能代表了新形成的、构成泛大陆北半部的劳亚超大陆(图 4)的南缘边界。由于塔里木北部和北祁连南山的华夏和安加拉植物群有混合现象,因此植物区界线的划分是人为的。世界上最重要的生物大灭绝发生于二叠纪末期(~250 Ma),特别是海洋生物的绝灭,在中国显现很好并得到详细的研究。

1.4 中国印支期后的演化

印支造山运动使中国的大地构造格局发生了根本性的转变,即从南部与北部的分界改变为东部与西部的分界。印支期后是以陆内演化为主的大阶段[10]。除青藏地区以外,侏罗纪的海水已从中国大部分地区退出,仅在黑龙江东部、塔里木地台西南边界区和华夏古陆东南边界区还有短期的海泛。中国新的构造体制和动力学过程主要受北方的西伯利亚板块、东方的太平洋板块和西南方的印度板块相互作用的控制[8]。印支运动导致了晚古生代古特提斯洋的关闭和广泛分布的包括昆仑—秦岭、甘孜—巴彦喀拉、印度支那和马来群岛等的印支构造区带,构成了欧亚古大陆的南部边缘。大体上,自晚中生代以后,中国东部主要处于伸展体制之下,中国西部的特提斯构造域则主要表现为各个亲冈瓦纳地块不断北移并拼贴到欧亚大陆之上。

(1)中国东部印支期后的构造-岩浆活动和盆地演化。在中国东部,印支造山期之后以陆内碰撞以及地台和地块的进一步焊接为主,证据包括广泛分布的侏罗纪—白垩纪 A 型花岗岩、燕山地区向南的叠瓦状逆掩带和安徽东北部和湖南西部向西的逆冲带。具有数百公里左行位移的著名郯庐断裂带的活动可能结束于白垩纪之前。新形成的环太平洋构造域包括由中国东部的大陆和近海地区组成的西部区带和由西太平洋的弧-盆体系组成的东部区带[12]。中国东部燕山造山运动的特征是在沿海地区发育一个由伊佐奈歧(Izanaqi)大洋板块俯冲于东亚大陆之下而形成的大陆边缘内侧型的岩浆活动(图 3)。因此,中国东部内陆区兼有俯冲型和陆内碰撞型两种岩浆活动,具有白云母/二云母花岗岩及高钾钙碱性和橄榄玄粗质火山活动。根据岩石成因学的研究,

对华北前侏罗纪与侏罗纪—白垩纪两个时期推算出的地壳及岩石圈的厚度分别进行对比,发现本区可能曾发生约 15 km 的地壳增厚(从 40 km 变为 50～60 km)和约 120 km 的岩石圈减薄(从 200～250 km 变为 50～60 km)。这为中国东部曾经历了挤压体制下的岩石圈拆沉作用提供了证据和深部解释。

中国东部中—新生代盆地分布于 3 个区带。西区的鄂尔多斯盆地和四川盆地分别在晚二叠世和晚三叠世转变为内陆盆地。两者都受印支运动的影响在晚三叠世形成局部的前陆盆地,分别位于秦岭造山带以北的鄂尔多斯盆地南部和四川盆地的龙门山逆冲带之东。中区包括白垩纪以张裂为主要成因的松辽盆地和辽西盆地,以及中朝地台上和内蒙古区的新生代裂谷盆地和华南的白垩纪至古近纪的裂谷和火山盆地。辽西盆地产出的早白垩世热河生物群(130～120 Ma),含有保存十分完好的有羽毛的中国鸟龙 *Sinosauropterix* 和最早的显花植物 *Sinocarpus*。东区包括近海的、发育于现被淹没的古陆上的新生代裂谷盆地,其古近系大部分为陆相而新近系基本上为海相。南海的裂谷和拉张作用发生于渐新世和中新世,使南海地块裂解为两个部分(图 3 中插图)。

(2)亲冈瓦纳地块向北与欧亚大陆的拼贴和青藏高原的形成。具有前寒武纪基底的亲冈瓦纳的地块包括喜马拉雅、冈底斯、南羌塘和北羌塘。发育有稳定型的下古生界的喀喇昆仑山区甜水海地区可能是北羌塘地块的一部分。发现于北羌塘双湖地区的华夏 *Gigantopteris* 植物群和发现于冈底斯北部的类冈瓦纳植物群形成明确的对比。这使人怀疑南、北羌塘地块之间可能是一条生物古地理界线[10](图 3)。

藏南地区的雅鲁藏布江主对接带(YZCZ)代表已消失的北喜马拉雅山以北的特提斯洋盆。最近在拉轨岗日带发现的寒武纪—奥陶纪变质岩系可能说明冈底斯地块是在加里东阶段从喜马拉雅—印度地块分离出来的[13]。巨厚的大陆边缘沉积见于二叠纪至晚三叠世,可能说明海盆在侏罗纪最为广阔。喜马拉雅大洋板块可能于晚白垩世(～70 Ma)开始向冈底斯地块之下俯冲[14],陆块之间的碰撞发生在始新世中期(～45 Ma),可由冈底斯地块上古近纪林子宗组下部火山岩的发育以及残留海的最终消失予以说明[9]。在冈底斯北侧,一个短暂(早侏罗—晚白垩世)存在的岛弧系的向南俯冲,形成了班公—怒江缝合带(BNAZ)。在新生代,西藏北部主要为由陆内碰撞导致地壳垂向增生和缩短的过程[15-16]。喜马拉雅板块向冈底斯地块之下的俯冲导致地壳加厚,随后的碰撞作用产生了北喜马拉雅地区的早中新世白云母/二云母花岗岩(约 20～17 Ma)[9,13]。相反,在相邻地块之间发生无俯冲作用的碰撞则更为常见,例如北羌塘北部渐新世火山岩带中发育有橄榄玄粗质火山活动,可为例证。喜马拉雅造山运动和高原的隆升发生于两个阶段:渐新世和上新世至更新世(图 2)。

据估计,喜马拉雅—印度地块与北部诸地块之间自古近纪早期以来的碰撞所导致的南北向地壳缩短量不少于 1 000 km,并由此导致青藏高原最终隆升。除喜马拉雅向冈底斯的北向俯冲外,对地壳缩短起主要调适作用的是地壳的分散型垂向加厚与主要走滑断裂和逆冲带的形成。在藏东的三江带,高原的向东挤出作用是显著的,但可能并非高原本身隆起的主要因素。喜马拉雅—印度地块的向北楔入一直是主要的,但刚性的塔里木克拉通和北山地块的向南楔入对中国西部地球动力学的总体演化也同等重要。

2 蒙古地质

2.1 蒙古的大地构造单元和大地构造阶段

蒙古位于北方的西伯利亚地台与南方的中朝地台和塔里木地台之间的广阔而复杂的造山带地区。传统上,蒙古可分成南部区和北部区,其分界大致为加里东期的戈壁—阿尔泰—曼达尔戈壁造山带(GAB)(图 5)。

蒙古的地壳演化可划分为 3 个大阶段,与中国相应的大阶段近于同期,分别为:新太古代(An)—新元古代早期(～850 Ma)、新元古代晚期—三叠纪(包括萨拉伊尔、加里东、海西和印支阶段)(～210 Ma),以及以陆内演化为特征的中生代—新生代[17](图 2)。

2.2 蒙古新太古代—新元古代早期的演化

蒙古最古老的岩石发现于图巴—蒙古地块(TMM)南部的新太古代拜德拉格杂岩中,其中英云闪长岩-片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为(2 646±45) Ma。同一地区麻粒岩相布姆布格杂岩的变质锆石年龄为(1 839.8±0.6) Ma,这与中国的吕梁运动同期。有可靠同位素年龄的古元古代岩石分布于图巴

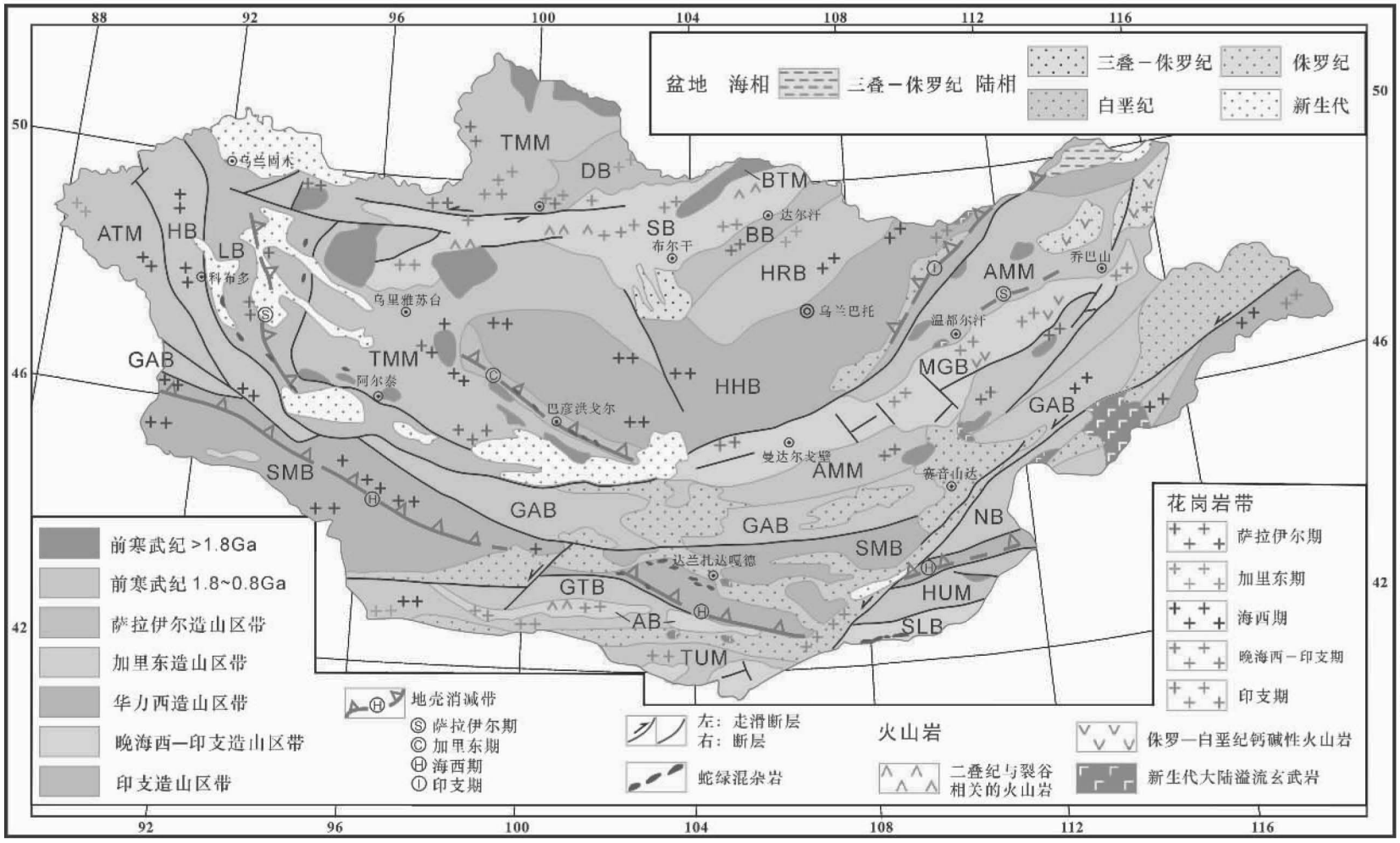


图 5　蒙古大地构造略图

Fig. 5　Outline tectonic map of Mongolia

（据蒙古乌兰巴托地质与矿产研究所 1998 年版 1∶5 000 000 地质图综合编出）

构造单元：北蒙古：图瓦—蒙古地块（TMM）；额尔古纳—蒙古地块（AMM）；阿尔泰—蒙古地块（ATM）；布提尔地块（BTM）；湖南萨拉伊尔区带（LB）；巴彦戈尔萨拉伊尔区带（BB）；吉达萨拉伊尔区带（DB）；科布多加里东区带（HB）；哈拉加里东区带（HRB）；戈壁—阿尔泰—曼达尔戈壁加里东区带（GAB）；杭爱—肯特海西区带（HHB）；色楞格晚海西—印支区带（SB）；中戈壁晚海西—印支区带（MGB）。南蒙古：查干乌勒地块（TUM）；胡达克乌勒地块（HUM）；努克达瓦加里东区带（NB）；戈壁—天山加里东区带（GTB）；南蒙古海西区带（SMB）；阿塔斯博格多晚海西—印支区带（AB）；索伦克尔晚海西—印支区带（SLB）

—蒙古地块(图 5)。最近在图巴—蒙古地块北部(桑基连断块)获得了~500 Ma 的变质年龄,这可能与本区萨拉伊尔造山运动有关。蒙古南部的古元古代岩石可能见于蒙古南边界附近的东西向胡达克乌勒地块(HUM)和查干乌勒地块(TUM)。

中元古代至新元古代早期的岩层分布广泛,形成蒙古的主要前寒武纪基底。在图巴—蒙古地块北部,胡金戈尔群由变玄武岩和变沉积岩组成,包括有(829±23) Ma 变质年龄的蓝片岩[17]。在蒙古—阿尔泰地块(ATM)和邻近的中国部分,巨厚的蒙古—阿尔泰群由高度成熟的陆源沉积组成,其上被含化石的奥陶纪地层不整合覆盖。在蒙古最西部和邻近的中国地区获得了约 1 400~1 000 Ma 的 Sm-Nd 模式年龄,表明蒙古—阿尔泰群形成于前寒武纪。含叠层石碳酸盐岩的中元古代和新元古代沉积序列见于蒙古东北部图巴—蒙古地块和蒙古—阿尔泰地块的南带,可以看作是古老基底之上的准盖层,这与中国的塔里木地台和中朝地台类似。

2.3 蒙古新元古代晚期—三叠纪的演化

(1)萨拉伊尔阶段(新元古代晚期—早寒武世)。这一阶段包括新元古代晚期至早寒武世,在蒙古十分重要。发育良好的萨拉伊尔造山区带分布于蒙古西部,由文德纪至寒武纪硅质碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩组成,可能部分形成于有岛弧和海山的多岛洋盆。最近在多处伴生蛇绿岩中获得了 U-Pb 年龄为 568~573 Ma,Sm-Nd 年龄~520 Ma 的锆石,这与早期用化石确定的年代一致。湖区的同碰撞花岗岩同位素年龄为中—晚寒武世。蒙古北部有两个北东向的萨拉伊尔造山带(DB 和 BB),向东延伸直至俄罗斯,其中发育有奥陶纪时的后造山期花岗岩。但是,最近对加里东造山带内著名的巴彦洪戈尔蛇绿岩带的研究,揭示了蛇绿岩仰冲就位的时限为萨拉伊尔期 540~450 Ma。一个不连续的萨拉伊尔造山带见于蒙古东北部乔巴山附近,这可能与鄂霍次克地区的萨拉伊尔造山带有关(图 1)。从最近在中国佳木斯—兴凯地块西边界发现的萨拉伊尔期花岗岩来看(图 3),萨拉伊尔造山运动在蒙古东部和中国的东北均有活动。

(2)加里东阶段(中寒武世至志留纪)。蒙古西部的科布多加里东构造区带的下古生界发育良好,包括特马道克阶和更老的巨厚复理石沉积,以及不整合于其上的奥陶纪和志留纪碳酸盐岩、碎屑岩及含镁铁质和中性火山岩。在蒙古中部和东部,戈壁—阿尔泰—曼达尔戈壁(GAB)加里东区带的奥陶系—志留系上部和下部之间不整合,并均为海西运动所改造。这一广阔的东西向造山带(GAB)可能构成早古生代北蒙古古大陆的南界。在蒙古南部,加里东期戈壁—天山带(GTB)夹有变火山岩的奥陶纪—志留纪变沉积岩均已变形,并被泥盆纪碎屑岩不整合覆盖。最近在中国的准噶尔地区发现了类似的层序。因此,加里东造山作用在蒙古南部和中国西北部均有重要意义。

(3)海西和印支阶段(泥盆纪—三叠纪)。在蒙古南部,泥盆纪至早石炭世的早海西期构造带十分显著。南蒙古海西区带(SMB)代表了晚古生代地壳增生的主要构造区,其两端均延伸至中国境内。在西端与中国的厄尔吉斯—阿尔曼泰带相连,再向西与俄罗斯著名的斋桑褶皱带相连(图 1,3)。南蒙古海西区带中段的上古生界主要为泥盆系及下石炭统岛弧型火山岩和碎屑岩,也包括其底部的上志留统地层。在此区带内的蛇绿混杂岩带呈不连续分布,显然后来已遭受解体。这一地层序列的下部包括较厚的晚志留世至泥盆纪的枕状拉斑玄武质熔岩、安山岩和凝灰岩,以及晚泥盆世的中-酸性火山岩和含珊瑚灰岩碎块的滑塌堆积。在与岛弧有关的火山岩中发现了弗拉斯阶的牙形刺和年龄约为 370 Ma 的侵入岩。这一序列的上部由早石炭世富含浅海化石的细粒砂岩和泥岩组成,虽然火山碎屑沉积说明火山活动依然活跃,但可能形成于后碰撞造山期。在前寒武纪时期,蒙古—阿尔泰地块(ATM)、加里东期科布多带(HB)和蒙古北部的其他地区广泛分布泥盆纪碳酸盐岩和碎屑岩,并夹有中酸性火山岩。它们形成了基底之上的盖层系统。

在蒙古中部的杭爱—肯特区带(HHB)发育有巨厚的泥盆纪类复理石沉积。杭爱—肯特区带的主体在早石炭世之后遭受褶皱变形,但在其东北部东侧可能仍保留了一个残留海域区,最终关闭于印支期。一个狭窄的印支构造带(图 5)延伸至俄罗斯境内,可能与蒙古—鄂霍次克海道相接,最终于侏罗纪封闭。

蒙古的晚海西构造区带和印支构造区带难以分开。它们包括蒙古北部的色楞格带(SB)、蒙古东部的中戈壁带(MGB)和蒙古南部的索伦克尔带(SLB)和阿塔斯博格多带(AB)。阿塔斯博格多区带向东、西两个方向均延入中国境内。这个区带的特征是发育较厚的双峰式裂陷槽火山岩和火山碎屑

岩组合,古植物化石表明其时代为晚石炭世至早二叠世。它们在一定程度上可与博格达山的地层序列相对比,后者是分隔新疆北部准噶尔与吐哈地块的石炭纪拗裂陷槽。而另一种可能的解释则是石炭纪至二叠纪的弧-盆系统可能发育于蒙古南部的阿索伦克尔带,并与内蒙古的晚海西至早印支期构造区带相连(图3)。三叠纪至侏罗纪的陆相盆地发育于蒙古北部的色楞格带(SB)和杭爱—肯特带(HHB),包括三叠纪类磨拉石和含煤沉积、粗面岩和安山岩以及侏罗纪碎屑沉积,其中的植物化石可以确定其时代。在蒙古南部的诺彦盆地中发现了早三叠世 *Lystrosaurus hedini* 化石,与鄂尔多斯盆地的化石完全一致。

2.4 蒙古印支期后的演化

印支造山期后,蒙古也与中国的大部分地区一样,进入陆内演化的新阶段,三叠纪之后再没有海相沉积发育。侏罗纪含钙碱性火山岩的火山沉积盆地分布于蒙古东北部,与邻近的中国兴安岭地区一致。白垩纪盆地广泛分布于蒙古南部[18],也产出著名的早白垩世热河生物群,其中以赛音山达及其附近的宗巴彦盆地最具代表性。蒙古西部的新生代盆地分布广泛。在巴彦洪戈尔东南部的外阿尔泰盆地发现了大量古近纪的哺乳动物化石,与中国内蒙古发现的化石可以对比。

3 结论

本文按照构造单元和构造阶段对中国和蒙古的演化史进行了讨论。中国前寒武纪地壳演化包括3大阶段,分别为:(1)陆核的聚合(2.8 Ga);(2)原地台在吕梁期的侧向增生及固结(1.8 Ga);(3)地台在晋宁运动中克拉通化并拼合形成华夏超大陆(830 Ma)。至晋宁期为止,中国地壳演化一直以大陆增生、固结并聚合形成新元古代罗迪尼亚超大陆的一部分为主。在蒙古仅识别出了以主要地块的形成为标志的、结束于830 Ma的最后一个大阶段。

晋宁期以后,中国和蒙古都进入以离散大陆与洋盆并列的构造格局为主的大阶段,直到印支末期才重新聚合(210 Ma)。大华夏超大陆于寒武纪开始裂解,在中朝地台和柴达木地块之间形成了洋盆,经加里东造山期完全闭合,并形成明显的碰撞带。然而扬子地台和华夏古陆之间广阔的加里东构造区则发生了无明显碰撞作用的褶皱和抬升。塔里木地台和中朝地台北部的狭窄的加里东构造带代表了陆-弧碰撞增生带。在蒙古,北部各陆块陆续增生到西伯利亚地台之上。蒙古各地块与萨拉伊尔及加里东构造区带共同形成了北蒙古古大陆,其南缘为戈壁—阿尔泰加里东构造带。晚古生代大洋的两个主要分支,即北部的斋桑—南蒙古—兴安洋盆和南部的乌拉尔—天山洋盆,在早石炭世之后大部分都已消失,形成了海西期的主要缝合带(图1)。蒙古南部和中国内蒙古地区的晚石炭世至早三叠世的各个海盆可能形成了一个具有分散岛屿的洋盆,其充填过程未见明显的碰撞。而且在北蒙古区内,晚海西期至印支期存在的实际上是陆内残留海。

在中国,昆仑—秦岭中央造山带以南,从早古生代以来就存在的开阔海一直延续,而广阔的印支构造区带则以北部的木孜塔格—玛沁和南部的金沙江两个主要印支期对接带为标志。主要的碰撞带通常与老的碰撞带相重合,也就是说,它们是多阶段的或叠加的碰撞带。在印支阶段末期,作为二叠纪—三叠纪泛大陆的北半部的劳亚超大陆才最终形成。

中国和蒙古在印支期后大阶段,出现了全新的构造体制,主要是由于泛大陆的裂解和大西洋的张开导致了环太平洋域的出现。侏罗纪时西太平洋向东亚大陆的俯冲引发了沿中国东部和蒙古东部的大陆边缘型岩浆活动。这一新的构造型式导致中国由南部与北部之间差异向东部与西部之间差异的根本转变。在中国东部,在一定程度上包括蒙古东部,出现具有陆缘型和陆内型相结合为特征的火山活动,随后又发生了晚白垩世的新生代的伸展体制,导致裂谷盆地的发育以及派生的地壳和岩石圈的减薄。在中国西部,青藏高原的构造发展过程是亲冈瓦纳各地块的北移并增生于欧亚大陆之上,南部表现为喜马拉雅板块向北俯冲于冈底斯地块之下,中部表现为分散式的地壳加厚和缩短,北部则为塔里木和蒙古—西伯利亚各古陆的向南挤压。在中国西部与东部之间,一个由挤压与伸展、地壳和岩石圈的增厚与减薄之间的对立与交替构成的体制是十分明显的。这些特征可能反映和导致中国西部下方的软流圈向东流动的深部过程,而这个过程可能又导致了中国东部的地幔上涌以及地壳和岩石圈的减薄作用。

感谢邓晋福、李思田、刘训、陆松年、莫宣学、任纪舜、王自强和游振东的有益讨论和帮助。

地学前缘 EARTH SCIENCE FRONTIERS

References:

[1] WANG Hongzhen. Atlas of the palaeogeography of China [M]. Beijing: Cartographic Publishing House, 1985: 1-143 (in Chinese).

[2] LI Chunyu, WANG Quan, LIU Xueya, et al. Explanatory notes to the tectonic map of Asia[M]. Beijing: Cartographic Publishing House, 1982.

[3] WANG Hongzhen, SHI Xiaoying, WANG Xunlian, et al. Research on the sequence stratigraphy of China[M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 2000: 1-457 (in Chinese).

[4] ZHANG Guowei, MENG Qingren, LAI Shaocong. Tectonics and structure of Qinling orogenic belt[J]. Science in China: Series B, 1995, 38 (11): 1379-1394.

[5] HE Guoqi, LI Maosong, LIU Dequan, et al. Palaeozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China [M]. Ürümqi: Xinjiang People's Publishing House; Hongkong: Educational and Cultural Press Ltd, 1992: 1-437(in Chinese).

[6] LIU Baojun, XU Xiaosong. Atlas of the lithofacies and palaeogeography of South China (Sinian-Triassic) [M]. Beijing: Science Press, 1994: 1-188.

[7] MA Lifang, QIAO Xiufu, MIN Longrui, et al. Geological atlas of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002: 1-348(in Chinese).

[8] REN Jishun, WANG Zuoxun, CHEN Bingwei, et al. The tectonics of China from a global view a guide to the tectonic map of China and adjacent regions[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999: 1-50(in Chinese).

[9] DENG Jinfu, MO Xuanxue, ZHAO Hailin, et al. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: "continental roots-plume tectonics"[J]. Earth-Science Reviews, 2004, 65: 223-275.

[10] WANG Hongzhen, MO Xuanxue. An outline of the tectonic evolution of China[J]. Episodes, 1995, 18(1/2): 6-16.

[11] YIN Hongfu. The palaeobiography of China[M]// Oxford biography series No. 8. Oxford: Oxford Science Publications, 1994.

[12] HUANG T K. An outline of the tectonic characteristics of China [J]. Eclogae Geologicae Helvetiae, 1978, 71 (3): 611-635.

[13] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalaya-Tibetan orogen [J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 2000, 28: 211-280.

[14] SHI Xiaoying, YIN Jiaren, JIA Caiping. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy and sea level change cycles in the Northern Himalayas, South Tibet, China [J]. Newsletters on Stratigraphy, 1996, 33 (1): 15-61.

[15] XIAO Xuchang, LI Tingdong, LI Guangcen, et al. Tectonic evolution of the lithosphere of the Himalayas[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988: 42-88(in Chinese).

[16] DEWEY J F, SHACKELTON R M, CHANG C, et al. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau [J]. Phil Trans Roy Soc Lond, Ser A, 1994, 327: 379-413.

[17] BADARCH G, CUNNINGHAM W D, WINDLEY B F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21: 87-110.

[18] TOMURTOGOO O. Geological map of Mongolia (1∶1 000 000) and attached summary [M]. Ulanbaatar, Mongolia. 1998-1999.

参考文献:

[1] 王鸿祯. 中国古地理图集[M]. 北京：地图出版社，1985：1-143.

[3] 王鸿祯，史晓颖，王训练，等. 中国层序地层研究[M]. 广州：广东科技出版社，2000：1-457.

[5] 何国琦，李茂松，刘德权，等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M]. 乌鲁木齐：新疆人民出版社；香港：香港文化教育出版社，1992：1-437.

[6] 刘宝珺，许孝松. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪 三叠纪)[M]. 北京：科学出版社，1994：1-188.

[7] 马丽芳，乔秀夫，闵隆瑞，等. 中国地质图集[M]. 北京：地质出版社，2002：1-348.

[8] 任纪舜，王作勋，陈炳蔚，等. 从全球看中国大地构造：中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京：地质出版社，1999：1-50.

[15] 肖序常，李廷栋，李光岑，等. 喜马拉雅岩石圈演化总论. 中华人民共和国，地质专报，五，构造地质，地质力学，第7号[M]. 北京：地质出版社，1988：42-88.