

第六章 元 古 宙

一、震旦纪前的元古宙

元古宙 (Proterozoic Eon) 时限范围是指 2500—570Ma 的一大段地史时期。延续达 1930Ma。鉴于元古宙最末期的震旦纪在地质年表中的特殊地位, 将作一节单独加以叙述。

(一) 元古宙地史特征

元古宙是地史发展中的重要而又独具特色的阶段。其基本特征如下:

构造发展特征 经历太古宙阶段所形成的陆核继续增生, 进一步成熟并复杂化。中元古代开始的全球各主要原始陆壳板块已初具规模, 板块内部及其边缘普遍发育不同规模和类型的裂陷槽, 并产生相应的岩浆活动。至新元古代晚期, 一批大型稳定刚性板块最后形成。

沉积发展特征 元古宙早期, 原始硅铝壳规模小且稳定性差, 当时形成的火山岩及其不成熟沉积物仍主要由海洋内部供给。自中元古代起, 随着半稳定陆壳地块的增大, 已能提供部分陆源碎屑, 如成熟度较高的石英砂岩和粘土岩、碳酸岩屑及磨拉石粗碎屑堆积等。由于当时处于裂陷槽发育阶段, 沉积物主要堆积于裂陷槽中。中元古界多具厚度大、火山岩夹层多和遭受微弱的变形、变质等特征。表现出地台基底与盖层间的过渡性质, 可称为似盖层 (para-cover) 沉积类型。

大气圈和水圈的特征 元古宙早期与太古宙晚期具近似的缺氧大气成分和水介质性质, 因此出现纹带状硅铁沉积和含金—铀的砾岩。中元古代起板块内普遍出现含铁红砂岩、高价铁矿层、可燃有机岩及膏盐的沉积。表明已出现含氧的大气圈和水圈以及气候分带现象。中、新元古代出现大量海相原生白云岩, 指示大气圈中 CO_2 的比例已低于太古宙, 但仍高于显生宙。因为 CO_2 溶于海水后, 仍使海水具较高的 HCO_3^- 离子浓度, 白云石则直接在浅海中沉淀形成原生白云岩。

生物演化特征 古元古代或更早时期, 最原始的原核生物已开始发育。中、新元古代又出现了真核生物 (如菌、藻) 并逐步繁盛。此外, 中元古代早期已发现无硬壳的蠕形动物, 直至震旦纪末才开始有少量带壳生物出现。

元古宙地层的研究方法亦有其独特性。除传统的构造-岩浆旋回概念仍具有重要意义外, 近年更强调地层的多学科综合研究, 如年代地层学、事件地层学、生物地层学、构造地层学及化学地层学等。

表 6—1 反映国际前寒武地层分会 (1982) 通过的元古宙年代地层划分方案和中国习用的划分方案 (王鸿祯、李光岑, 1990)。前者以间隔大约为 200Ma 的抽象年龄值为划分原则, 不要求首先建立层型剖面; 后者反映了中国元古宙地层的实际发育情况, 具有层型剖面依据。

表 6—1 国际和中国元古宙年代地层划分

PROTEROZOIC	Neo - proterozoic	Terminal Proterozoic	新元古代	新元古Ⅲ纪	570(540)	元	新元古代	震旦纪 Z	晚震旦世 Z ₂	570 Ma
		Neoproterozoic Ⅲ'							早震旦世 Z ₁	700
		Cryogenian			650					
		Tonian			850					
	Meso - proterozoic	Stenian	中元古代	狭带纪	1000	宙	中元古代 Pt ₂	蓟县“纪” Jx		1000
		Ectasian		延展纪	1200					
		Calymnian		盖层纪	1400					
					1600					
	Paleo - proterozoic	Statherian	古元古代	固结纪	1800	PT	古元古代 Pt ₁	溱沱“纪” Ht		1800
		Orosirian		造山纪	2050					
		Rhyacian		层侵纪	2300					
		Siderian		成铁纪	2500				未名	2500

(二) 中国元古宙古构造分区

中国元古宙的基本地史特征是随着太古宙陆核的不断增生而逐渐形成了原始板块，并进而发展形成四个稳定板块，即华北板块、塔里木板块、扬子板块、西藏（冈瓦纳）板块以及一些小型地块。这些陆壳板块在元古宙中一般被洋壳海域所分割，图 6—1—1 表现了各个板块现代的基本轮廓及在元古宙中的演化特征，不同板块之间的界线在图中用对接带、俯冲带或后期平移断裂来表示。

各大陆板块的共同特征是都经历过从活动—稳定的演化过程和陆壳的不断“增生”。其区别是各自的演化经历及稳定盖层形成的时间不尽相同。如华北和塔里木板块，古元古界构成基底，中元古界开始形成似盖层沉积。扬子板块的上扬子地区，中元古界构成基底，新元古界可能具似盖层性质，直至震旦系才出现真正的盖层沉积；下扬子地区中、新元古界均为基底，震旦系则形成盖层。西藏板块与扬子板块的经历大体相似。

(三) 中国北部元古宙地史特征

中国北部包括华北（中朝）和塔里木两大板块。

1. 华北板块的古元古界及其地史特征

华北板块的元古宙以晋冀交界及燕山地区研究较深入。古元古界的典型地区为五台山和吕梁山等地区。中、新元古界的标准地区为燕山地区。

五台山地区以往泛称的五台群（广义）近年已进一步被区分为三个亚群，总厚约 7500m。其层序和年代地层划分如下：

上覆地层 古元古界溱沱群

~~~~~ 不整合 (2200Ma) ~~~~~

古元古界 五台群上部

高凡亚群 为一套浅变质沉积岩，下部由石英岩组成，上部以千枚岩为主，并构成 3—4 个沉积旋回。厚度约 1173m

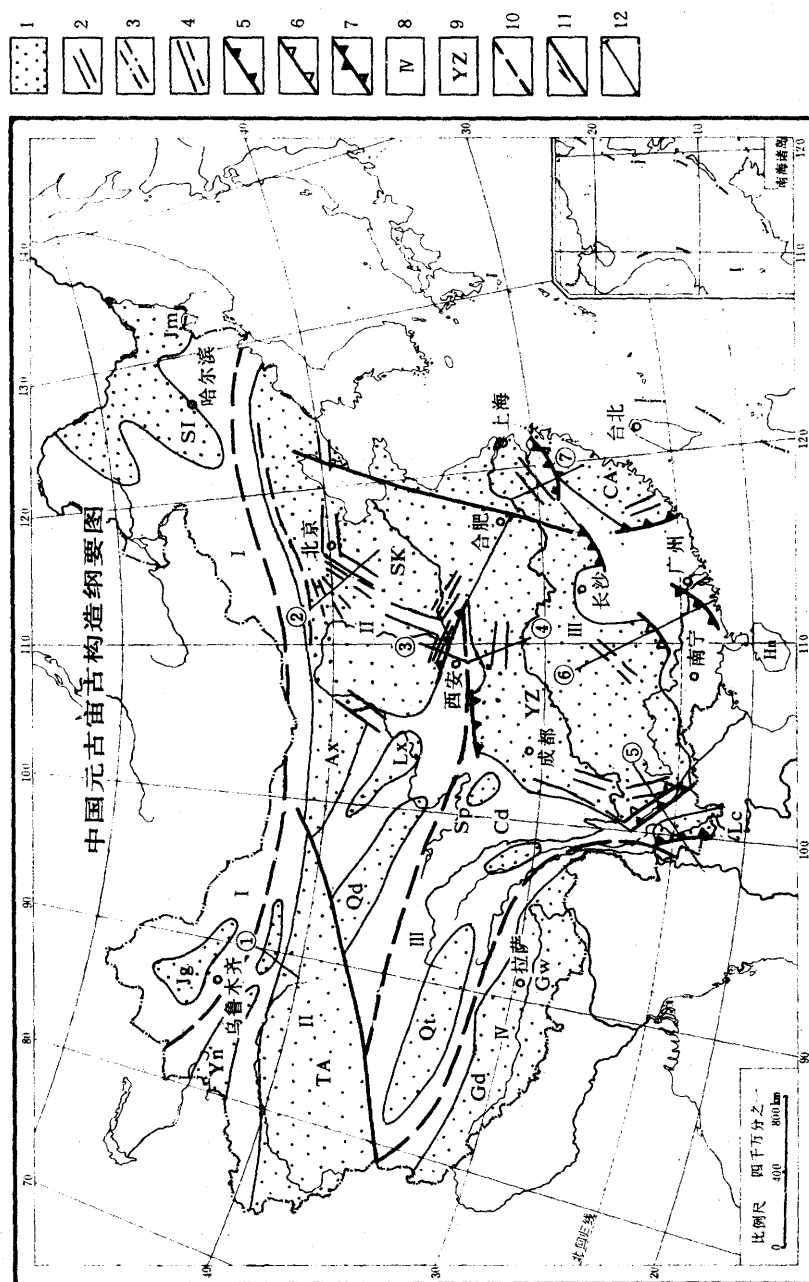


图 6-1-1 中国元古宙构造纲要图

1—板块或地块; 2—中、新元古代裂陷槽; 3—古元古代原裂陷槽; 4—古元古代岛弧及俯冲带; 5—新元古代岛弧及俯冲带; 6—中元古代岛弧及俯冲带; 7—新元古代对接带; 8—构造域或亚构造域编号; 9—板块编号; 10—构造域界限; 11—后期平移断裂; 12—剖面位置及编号; I—西伯利亚-蒙古构造域; II—中朝-塔里木构造域; III—扬子-羌塘构造域; IV—冈瓦纳构造域; V—塔里木板块; SK—中朝(华北)板块; YZ—扬子板块; Gw—西藏(冈瓦纳)板块; CA—华夏地块; Jg—准噶尔地块; SI—松辽地块; Yn—伊宁地块; Ax—阿拉善地块; Qd—柴达木地块; Lx—陇西地块; Qt—羌塘地块; Cd—冈底斯地块; Gd—昌都地块; Sp—松潘地块; Lc—临沧地块; Hn—海南地块

~~~~~ 不整合 (2500Ma) ~~~~~

新太古界 五台群下部

台怀亚群 下部旋回由复成分变质砾岩→交错层石英岩→千枚岩→磁铁石英岩及变质火山岩(绿片岩)组成;上部旋回由交错层石英岩、长石石英岩→绿片岩和变细碧岩→凝灰质粉砂岩、千枚岩组成;总厚度约 2120m

~~~~~ 不整合 ~~~~~

**石嘴亚群** 下部为底部含砾岩的变质陆源碎屑岩夹少量碳酸盐岩,中部为具基性熔岩的铁铝沉积岩系;上部为含铁石英岩及基性至酸性火山岩,总厚度约 3900m

~~~~~ 不整合 (2800Ma) ~~~~~

下伏地层 太古宇龙泉关群

原五台群(广义)的时代,以往存在新太古代或古元古代两种不同意见。近年由于高凡亚群与台怀亚群间角度不整合的发现及大量同位素年龄值的获得,表明侵入于石嘴和台怀亚群的花岗岩及其火山岩中变质锆石的 U-Pb 等时线年龄值均 > 2500Ma,而上述岩体又均未出现于上覆的高凡亚群中,显然 2500Ma 前后的构造-岩浆活动仅影响到石嘴、台怀两个亚群。故目前已将原五台群一分为二,中下部石嘴和台怀亚群划归新太古代,称五台“纪”。上部高凡亚群归属古元古代,置于溱沱“纪”之下,暂未正式提出“纪”级命名(表 6—1)。

近来,白瑾对原五台群的原岩建造和成岩环境进行了深入研究,认为石嘴和台怀亚群代表较为典型的岛弧环境。高凡亚群由一套石英砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、泥质岩等组成,具多级旋回和韵律层,鲍马序列发育显系浊流沉积,表明为相对稳定的较深水环境产物。

吕梁山区与原五台群相当的地层称为吕梁群,也可划分为下、中、上三个亚群,并分别与石嘴、台怀和高凡亚群相对比。下、中亚群为火山-碎屑沉积组合,上亚群以沉积岩为主,并具浊流沉积特征。

五台山区古元古界上部为溱沱群,它不整合于古元古界下部的高凡亚群或更老地层之上。该群自下而上亦可划分为三个亚群,总厚度逾 8000m(图 6—1—2)。下部豆村亚群,自下而上由砾岩、砂砾岩→砂岩、页岩→白云岩组成。砂岩中交错层理十分发育,波痕、泥裂常见,有时出现石盐假晶并含叠层石,表明豆村亚群是由陆棚边缘逐渐演化为潮坪、泻湖至广海陆棚环境的产物。中部东冶亚群,开始为具浊流韵律的细碎屑岩、泥质岩夹少量基性火山岩,可能代表较深水环境;往上出现大量白云岩和硅质条带白云岩,含叠层石,局部层位可见竹叶状构造及鲕状结构夹层,代表潮坪—碳酸盐台地环境。顶部泥质增多,逐渐变为潮上一潮间环境。总体上东冶亚群代表了早期断裂拗陷海水较深,向上趋于稳定,裂陷停止发展,沉积物逐渐充填,海水变浅的演化过程。上部郭家寨亚群,是一个向上变粗的沉积序列。下部以紫色泥岩、砂质泥岩为主,底部有不稳定砾岩,泥岩中常见泥裂、雨痕等层面构造。中部以厚—巨厚层长石石英砂岩为主,有时见有砾岩透镜体,交错层理发育。上部为巨厚层砾岩。显然郭家寨亚群代表了吕梁运动后期的典型山间盆地磨拉石组合。

古元古代五台山区的地质历史体现了在陆核基础上经历从拉张裂陷—闭合抬升及大量花岗岩体侵入,使地壳进一步固结而导致原始板块最终形成的发展过程。

溱沱群的时限,就目前已知的同位素年龄值中,角闪石 K-Ar 年龄最大值为 1862Ma,云母最大值为 1781Ma。侵入东冶亚群的辉绿岩 Pb-Pb 年龄值为 $1750 \pm 10\text{Ma}$ 。显然,溱沱群受到吕梁运动(1800Ma 前后)构造岩浆热事件的影响,故其形成时限应在 2200—1800Ma 之间。自 1800Ma 以后的中元古代起,沉积类型基本上属于似盖层或盖层性质。

华北板块其它地区古元古界亦有发育,不同地区具体岩性虽不尽相同,但地层序列基本相似。古元古代早、中期都发育了规模不等的火山碎屑沉积序列,晚期都出现山麓磨拉石堆积。磨拉石堆积虽分布局限,但多处存在,如五台山区的郭家寨亚群、吕梁山区的黑茶山群、中条山区的担山石群、太行山的东焦群以及内蒙古马家店群上部等,都代表古元古代末地壳运动强化期的产物。

2. 华北板块中、新元古界的发育及其地史特征

在华北板块范围内,中、新元古代有三个沉积区:一是燕山海槽,呈北东东向展布,向西可能与阴山相连,北界为内蒙地轴南缘断裂,该海槽下降强烈,堆积厚愈万米,代表板块内部的裂陷槽(aulacogen,或译拗拉槽);二是地块西南缘的豫西陆棚海,向南与秦岭海槽相接,该区内部情况比较复杂,既出现内部裂陷槽又发育边缘裂陷槽;三是地块东缘的胶辽河淮海槽,自胶辽至淮南大致呈北北东向,新元古代开始接受沉积,至震旦纪强烈下沉。

我国著名的中、新元古界蓟县剖面处于燕山海槽的中央带,地层发育完整,接触关系清楚,是世界上同时代地层中罕见的连续剖面。中元古界底部长城群的下限年龄长期认识不统一,有人主张在 1850—1900Ma,也有人主张在 1700—1750Ma,主要原因是各人所获得的年龄数值不尽相同。国际地质年表中又提出 1600Ma 方案,也缺乏大量地质证据支持。本书根据大量统计和分析同位素年龄数据的基础上,采用国内习用的中元古代下限标准为 1800Ma(王鸿祯等,1990)。中、古元古界之间为明显的角度不整合,相当于吕梁运动主幕(图 6—1—3)。

长城群形成两个大型沉积旋回。第一个旋回包括常州沟组、串岭沟组和团山子组。常州沟组底部砂砾岩明显不整合于马兰峪变质杂岩之上,往上由具不同规模的交错层理、含长石的砂砾岩逐渐过渡为层理平直的厚层石英砂岩,代表山间急流、准平原河流→河口、滨海海湾环境。向上渐变为串岭沟组,以滨、浅海的紫红、灰绿至黑色页岩为主,含鲕状或肾状赤铁矿(即铁质叠层石)层。上部团山子组为不厚的杂色砂质白云岩,有时含叠层石礁,层面上常有泥裂、食盐假晶等暴露标志,显示了水体极浅的泥质碳酸盐岩潮坪环境。总之,本旋回的沉积特征反映其沉积环境是河流—滨岸、河口—浅水海湾—滨海碳酸盐潮坪。第二个旋回包括大红峪组和高于庄组。本剖面中团山子组与大红峪组基本为连续沉积,但区域上大红峪组形成明显的超复,局部甚至与团山子组或串岭沟组呈角度不整合

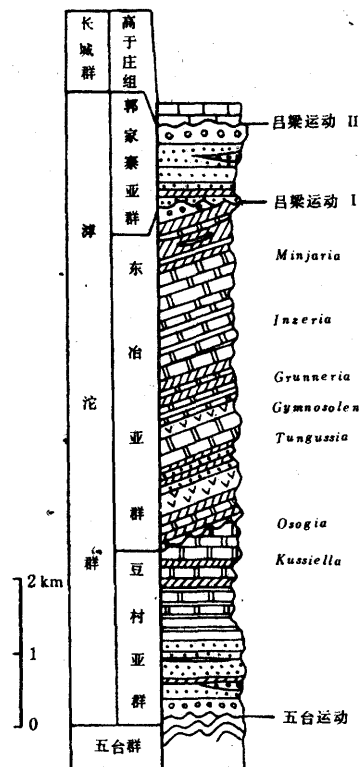


图 6—1—2 五台—云中山
溱沱群柱状图
(据武铁山等, 1979 简化)

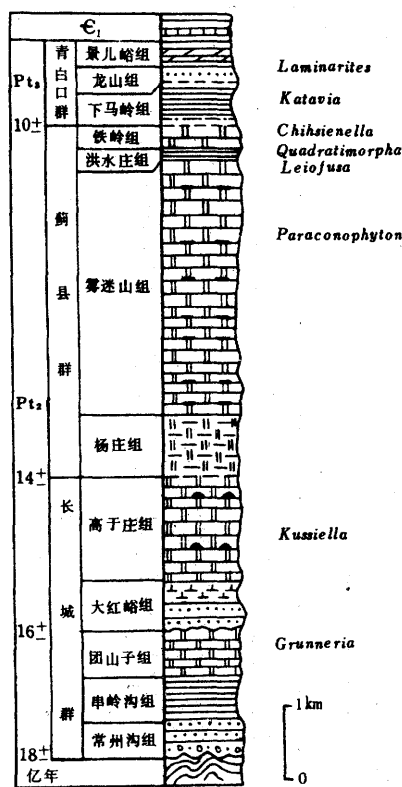


图 6—1—3 蓟县剖面中、
新元古界柱状图

接触。大红峪组下部钙质砂岩中具有巨大斜层理及波痕，并夹白云岩透镜体，显系滨海环境。上部发育粗玄岩和火山角砾岩，代表裂陷槽发展的相对活跃时期。高于庄组是广海碳酸盐沉积，白云岩中多含硅质和锰质，有燧石条带，顶部含沥青质，交错层理及冲刷面等发育，构成中元古代的最大一次海侵期。

蓟县群同样也具有两个沉积旋回。第一个旋回由杨庄组和雾迷山组构成。杨庄组以淡红色、灰色泥质白云岩为主，厚度不大，但横向变化显著，区域分布范围较局限，远离典型剖面则尖灭，致使雾迷山组超复于长城群之上。雾迷山组由大套含硅质条带和团块的粗晶—微晶白云岩组成，岩层内各种沉积构造非常发育，包括竹叶状构造、叠层石及多种形态的滑塌构造。该组厚度变化大，并常具有韵律，显现了钙质、硅质复理石特征，总体上反映了复杂地形环境中的滨海—浅海斜坡沉积环境。第二个沉积旋回包括洪水庄组和铁岭组，与前述各组相比，厚度显著变小，同时空间分布范围亦相对缩小，显然代表残余海盆环境产物。洪水庄组以暗灰—黑色的粉砂岩及页岩为主，多为纹层状水平层理，富含炭质及铁、铝质，可能为残留盆地的较还原静水沉积。铁岭组以含有大量叠层石的藻礁白云岩为主，其中夹有紫红色铁锰质页岩，白云岩中含有丰富的海绿石，显然是水体更浅的滨—浅海沉积。

积，反映了燕山裂陷槽沉降减弱并逐渐填满的过程。

随着中元古代的结束，华北板块再次整体抬升为陆，并在湿热气候条件下，于铁岭组顶部发育了富铁风化壳，其上则为新元古界下马岭组所覆。华北地区的这次抬升运动被称为芹峪抬升，导致中、新元古界间的平行不整合接触关系。铁岭组的同位素年龄值，据 K-Ar 法测定多集中在 1000Ma 上下。所以，芹峪抬升运动形成的 1000Ma± 不整合面代表了中、新元古界的分界。图 6—1—4 为北京密云东智露头素描，表示了铁岭组顶部的古风化壳及其与下马岭组间的平行不整合关系。

综上所述，中元古代存在四个超覆期。其中高于庄时期超覆面积最大。海侵范围南达太行山中段，北达阴山，甚至可与鄂尔多斯以西的同期浅海相连通。而山西中、北部当时则可能为广大的滨海平原。雾迷山组和铁岭组分布范围逐渐缩小，表明其超覆规模的不断减弱，可以认为整个中元古代构成了一个巨形的海进—海退旋回。

除燕山裂陷槽以外，新元古界青白口群的分布主要限于华北板块东部，郯庐断裂以西该群分布局限，沉积类型接近真正的盖层。青白口群顶部为一个长期而又重要的间断面，其上覆地层为下寒武统府君山组，缺失震旦系。郯庐断裂以东的辽东、胶东和徐淮等地区，其岩性、层序均相似，并有震旦系的沉积。

青白口群下马岭组分布局限，在蓟县剖面发育不全，其上为龙山组（或称长龙山组）

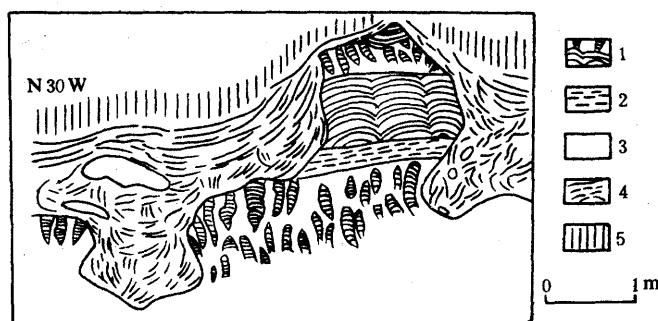


图 6—1—4 北京密云东智铁岭组顶部古风化壳

(据乔秀夫, 1976 简化)

1—3—铁岭组; 1—叠层石灰岩; 2—条带灰岩及竹叶灰岩; 3—块状灰岩; 4—下马岭组搅动层理; 5—古土壤层

砂岩超覆覆盖。在冀西怀来一带沉积最厚并夹数层辉绿岩。龙山组砂岩常为纯净的含海绿石石英砂岩, 广泛超覆于不同地层上, 常含燧石角砾层和白云岩透镜体, 属平缓滨海海滩至亚浅海沉积, 反映了当时华北北部准平原化的地势。龙山组上部逐渐夹有杂色页岩, 并过渡为豆绿色薄板状泥灰岩及薄层灰岩 (景儿峪组)。在蓟县东景儿峪可见下寒武统底部红色砂岩贯入景儿峪组泥灰岩裂隙中, 侵入景儿峪组的煌斑岩脉也为下寒武统所截切, 两者间的局部不整合关系是清楚的, 称为蓟县运动 (图 6—1—5)。

龙山组海绿石的钾氩法年龄约为 800Ma, 所以青白口群的沉积时限约为距今 1000—800Ma。

自中元古代开始, 华北板块北部在燕辽、太行山等地区形成了裂陷—断陷海槽, 接受了巨厚的石英砂岩—碳酸盐岩—泥质岩的沉积。向西北至阴山、大青山地区, 中、新元古界称渣尔泰群、什那干群及白云鄂博群, 其时限和三群之间的相互关系曾有长期争论, 近年研究表明渣尔泰群年龄值为 1800—1400Ma, 应属长城系。什那干群则与高于庄组相当, 可能不整合于渣尔泰群之上。白云鄂博下部可与渣尔泰群对比, 但沉积类型不同, 上部可包括新元古界, 向北代表被动大陆边缘 (图 6—1—1)。

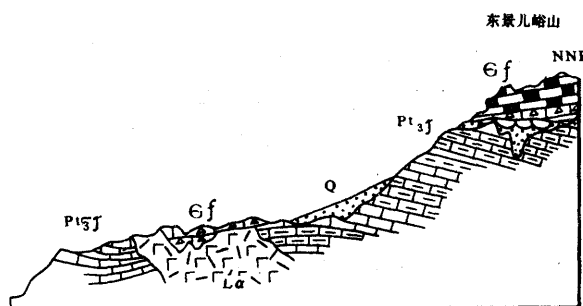


图 6—1—5 蓟县东景儿峪信手剖面

(转引自《地史学教程》, 1980)

示景儿峪组与下寒武统的不整合;

Pt_{3j}—青白口群景儿峪组; Gf—下寒武统府君山组;

Q—第四系; La—煌斑岩脉

华北板块南部的豫西地区, 出现一个相对稳定的陆棚浅海环境。中元古代后期, 豫西陆棚海由于北侧古陆供应岩屑, 由北往南依次形成了河流—三角洲砂质沉积带、钙泥质沉积带和碳酸盐沉积带, 向南为秦岭海槽北缘断裂带所限, 豫西沉积盆地一直延续至震旦纪

中期才全部上升。此外,中元古代时豫西、晋西南地区还存在北北东方向的板块内部裂陷槽,其中发育熊耳群裂谷型火山岩;在古元古代秦岭群褶皱隆起的北侧,出现北西西方向的板块边缘裂陷槽,其中形成宽坪群火山岩和火山碎屑岩(图6—1—1)。内部裂陷槽的发育延续至新元古代末期结束,而边缘裂陷槽的发育已有微体古生物和同位素年龄证据证实其可以延续至震旦纪和早古生代,近年甚至有发现泥盆纪微古化石的报道(二郎坪群)。

甘青交界的祁连山-柴达木地区,中、新元古界相变明显。自北向南可分成三个相带。北祁连带以碎屑岩复理石及拉斑玄武岩、安山玄武岩为主。中祁连以碳酸盐沉积及中—基性火山岩为主。再南至柴达木地块边缘也以碳酸盐及硅泥质沉积为主。可见柴达木古陆及中祁连属同一地块,中祁连代表了地块边缘海部分。北祁连可能代表华北板块与柴达木地块间的活动海槽。推测柴达木地块南缘属广阔的洋壳海域。

3. 塔里木-伊宁板块元古宙地史特征

新疆塔里木盆地边缘的隆起区已发现变质元古宇,东北缘库鲁克塔格在古元古代已出现陆源碎屑—碳酸盐沉积类型,但南缘昆仑山和阿尔金山北麓火山物质明显增多,活动性增强。古元古代晚期的兴地运动(相当于吕梁运动)使塔里木陆核进一步固结并扩大为原始板块。中、新元古代原始的塔里木板块又趋活化,在其南北两侧出现陆缘裂陷槽,以西北缘阿克苏地区为例,发育长城纪蛇绿岩以及前震旦纪的蓝闪石片岩(肖序常等,1992),反映新元古代末塔里木-伊宁大型板块形成,震旦纪起进入新的演化阶段。

(四) 中国南部元古宙地史特征

在图6—1—1中,标示了中国南部的几个大型板块、地块和周围洋壳海域。这些地块除西藏板块外均以前震旦系为基底,震旦系为盖层。现以扬子板块及其相邻地区为例,说明元古宙地质发展的主要过程。

1. 扬子板块的元古宇及其地史特征

近年来,在扬子板块的核心部分四川盆地周边测得一批较老的年龄数据,如盆地东北缘的崆岭群 $>2000\text{Ma}$;西南缘的川西康定的康定群 $>2200\text{Ma}$;川西会理、米易及云南米易等地的河口群中都不断出现 $1700\text{—}1900\text{Ma}$ 的变质年龄数据。同时,盆地内部的基底航磁资料与周边古老地层有相似的异常,表明扬子板块的核部是由 $>1700\text{Ma}$ 的古元古界及新太古界基底构成。

扬子板块的中、新元古界情况复杂。大体可以分为四种情况:

上扬子地块 代表扬子板块的主体部位,发育有似盖层沉积,鄂西称为神农架群及马槽园组。神农架群以碳酸盐沉积为主,大体可与长城群上部 and 蓟县群对比。上部马槽园组由碳酸盐质砾岩、砂砾岩及少量板岩组成,与神农架群呈不整合接触,可与青白口群对比。地块西南部的似盖层类型沉积,在川西称会理群,滇东称昆阳群。川西的会理、会泽地区,会理群综合剖面可分四部分(图6—1—6),下部以变质富钠火山岩为主,夹片岩及大理岩透镜体,原岩是海底喷发岩与钙泥质沉积,厚逾 5000m ;中部以白云岩与炭质板岩为常见,落雪组白云岩中含著名的东川式铜矿层,总厚约 3500m ;上部与中部之间有局部不整合,自底部含铁碎屑岩向上变为泥质结晶灰岩;再上被顶部天宝山组中酸性火山沉积组合不整合覆盖,最终由下震旦统澄江组砂岩平行不整合覆于其上。会理群的特点是下部和顶部为火山沉积,主要部分以碳酸盐岩和适当分选的砂泥质沉积为主,厚度巨大,但

硬砂岩类和复理石类沉积并不显著。天宝山组为中酸性火山沉积组合，该组与上覆及下伏地层均为角度不整合接触，分别代表着晋宁运动早、晚两期的存在。在云南东部和四川中南部，与会理群相当的昆阳群，厚度较小，碳酸盐岩沉积比例相对增多，它们是地块核心部分较为稳定沉积环境下的产物。虽然上扬子区的中、新元古界具有似盖层特征，但都没有达到稳定状态。晋宁运动以后各沉积区再次褶皱造山，才使上扬子区固结为相对稳定大型板块。

上扬子地块西缘 川滇西部出现的最老基底岩系是新太古代康定杂岩，该杂岩主要由奥长花岗岩—英云闪长岩—花岗闪长岩经变质和混合岩化而组成，常称为“灰色片麻岩”。古元古代康定杂岩西侧从川西盐边—滇中新平一线沉积了盐边群和大红山群火山岩及碎屑岩，代表拉张环境下的裂陷槽沉积。古元古代后期，裂陷槽拉张作用减弱。滇西澜沧江带景洪大勐龙地区出现了强烈的火山

活动，形成以基性、超基性火山岩为主具岛弧火山岩性质的大勐龙群，可能标志着扬子板块西缘由被动边缘向主动边缘转化的开始（图 6—1—7）。中元古代末扬子板块内部普遍抬升，未接受沉积，仅残留了以柳坝塘组为代表的局限海湾沉积。其西侧大陆边缘，在大勐龙非成熟岛弧周围再次产生火山活动，发育了由基性—中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩及少量石英杂砂岩所组成的澜沧群（其时限可能由新元古代—早古生代），代表了长期活动的岛弧带沉积序列。从新元古代起，大勐龙—哀牢山之间的思茅盆地一带当时可能是一个复杂的弧后盆地，推测此时扬子板块西缘已形成沟—弧—盆体系，成为主动大陆边缘，其西侧的古洋盆即为原特提斯（Proto-Tethys）洋。

上扬子地块东南缘 包括湘西、黔东及桂北、粤北等地区。本区出露的最老地层为中元古界，中、新元古界均有发育。黔东北、桂北的中元古界分别称为梵净山群和四堡群，下部均为陆源碎屑沉积、火山岩及火山碎屑沉积，中部主要为变质基性熔岩、拉斑玄武岩与细碎屑沉积互层，并共生有层状或非层状的科马提岩，上部出现细碎屑浊积岩，显示了接近洋壳部位的大陆边缘带沉积。但梵净山群中陆源碎屑物质普遍较粗，具有多层砾岩，可能更接近剥蚀区，代表大陆内部裂陷槽。据此推测上扬子地块具有一定规模的前中元古代陆壳基底。新元古界在本区有桂北丹洲群、黔东南下江群和湖南板溪群等，与下伏的中元古界均呈角度不整合接触，并伴有 1000Ma 的花岗岩侵入，此即四堡运动（或称梵净山运动、武陵运动）。新元古界总体特征是下部以碎屑沉积为主，有时具火山岩、火山碎屑岩及凝灰岩等，少见火山熔岩，代表较为稳定的构造环境。所以，本区在中—新元古代阶段逐步演化为复杂的被动大陆边缘（图 6—1—8）。

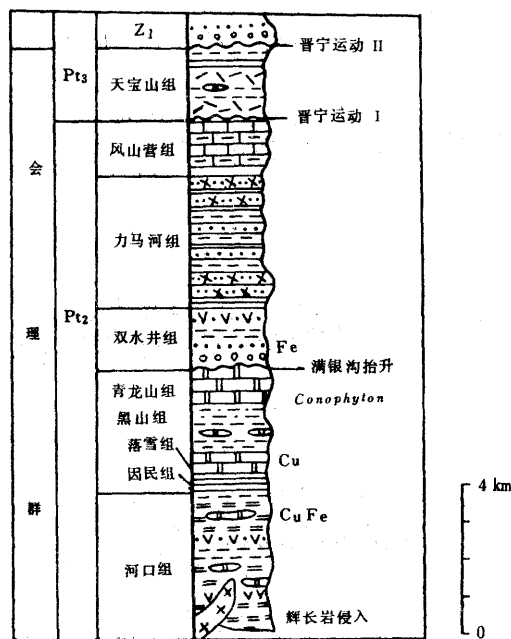


图 6—1—6 川西会理群综合柱状图
(转引自《地史学教程》，1980)

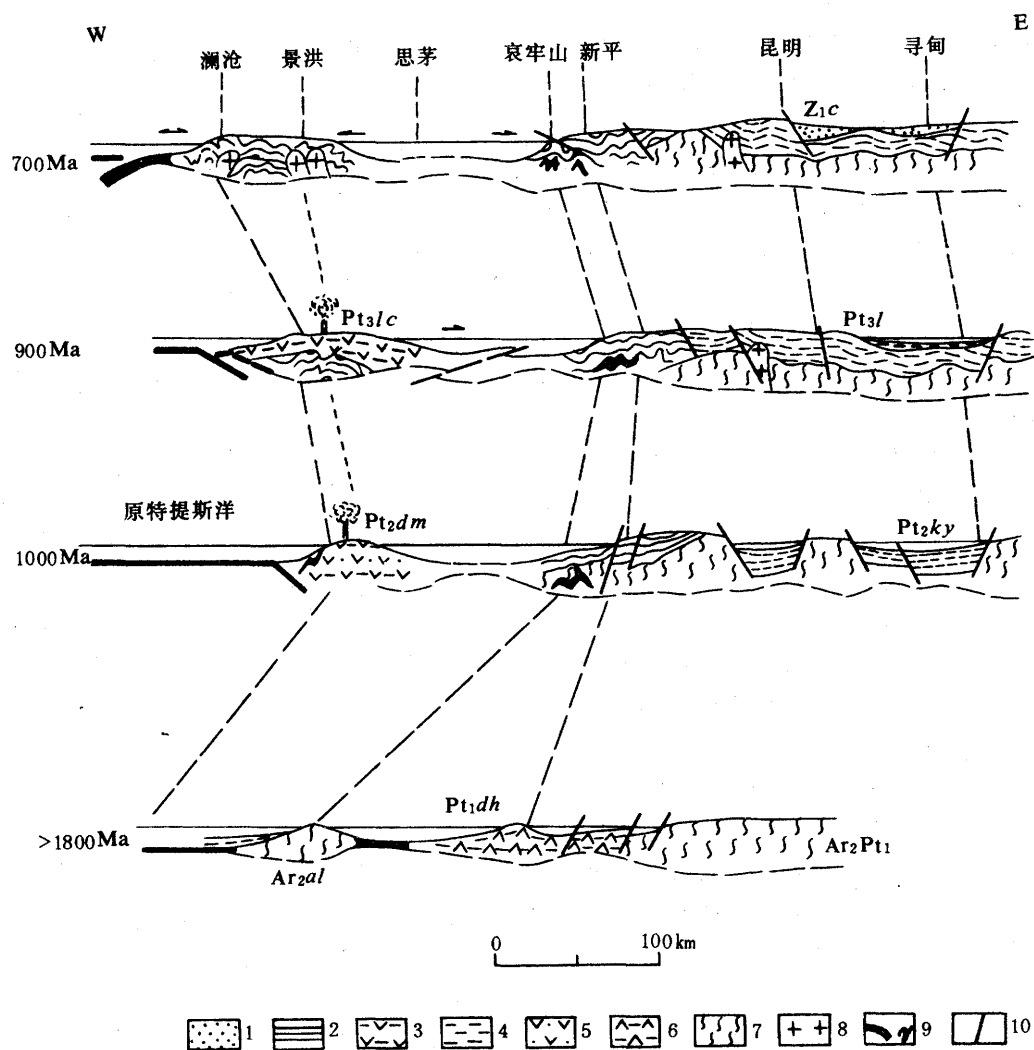


图 6—1—7 扬子板块西缘元古宙构造发展剖面图

1— Z_1c 澄江组；2— Pt_3l 柳坝塘组；3— Pt_3lc 澜沧群；4— Pt_2ky 昆阳群；5— Pt_2dm 大勐龙群；
6— Pt_1dh 大红山群；7— Ar_2 哀牢山群、康定群；8—晋宁期花岗岩；9—洋壳及洋壳残余；10—断层

下扬子地块东南缘 包括赣北、皖南、苏南、浙北等地。中元古界在赣东北称为双桥山群，在浙西称双溪坞群等；新元古界在赣东北称登山群，浙西称松木坞群等。其中双桥山群以陆源碎屑沉积为主，登山群则以中基性火山岩及火山碎屑岩系为主。登山群年龄为 929 ± 37 Ma，其地球化学特征表明该群为岛弧或边缘海部位的蛇绿岩套。

2. 华夏地块的元古宙地史特征

我国东南沿海地区（闽北、浙东、上海市）及东海海域内近年不断获得 >1000 Ma 年龄值的变质岩系，证明了以往习惯上称为华夏古陆的前寒武地块确实存在。由于在皖南歙县和赣东北弋阳一带已发现年龄值为 1300 Ma 和 930—910 Ma 的蛇绿岩，证明存在中、新元古代洋盆，导致华夏地块与下扬子地块的分离。近年对赣东北蛇绿岩带内变质岩年龄和

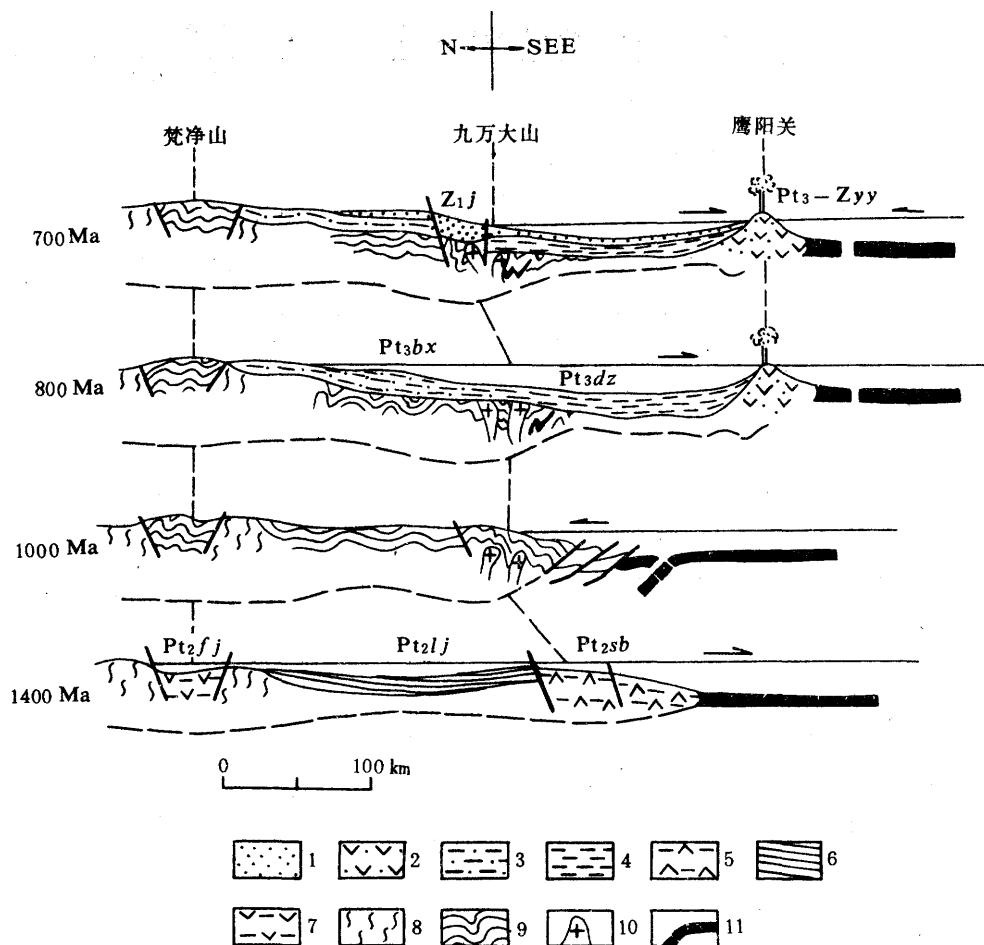


图 6—1—8 黔湘桂区扬子板块东南缘元古宙构造发展剖面图

1—Z_{1j} 江口组；2—Pt₃-Z_{yy} 英阳关群；3—Pt₃bx 板溪群；4—Pt₃dz 丹洲群；5—Pt₂sb 四堡群；6—Pt₂lj 冷家溪群；7—Pt₂fj 梵净山群；8—Ar₂-Pt₁ 扬子地台基底；9—褶皱的 Pt₁；10—Pt₂ 花岗岩类；11—洋壳及洋壳残余

歙县花岗岩侵入体的定时研究，发现存在 857Ma±、792Ma± 和 768—769Ma 多期构造热事件，证明上述两个地块间发生过多期洋壳消减和碰撞造山历史（徐备等，1992）反映新元古代晚期华夏地块向下扬子地块的斜向俯冲（图 6—1—9）。

综上所述，元古宙在地史演化中是一个复杂的阶段，但各地区都已留下丰富的地质记录，现将各地区元古宙划分和对比意见总结于表 6—2 中。

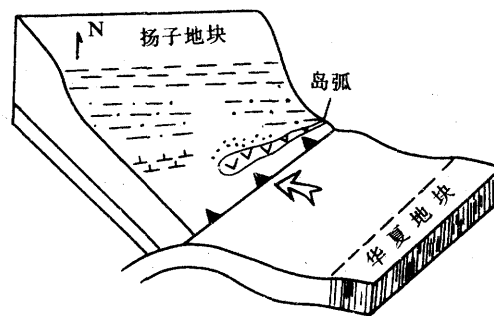


图 6—1—9 扬子地块与华夏地块斜向碰撞俯冲模式图

（据徐备，1992 修改）

表 6—2 中国元古宙（不包括震旦纪）地层分区对比简表

| 分 区
时代
(Ma) | 华 北 板 块 | | | 塔里木
板 块 | 华北板块边缘 | | 扬子板块 | | 扬子板块边缘 | |
|-------------------|---|----------------------|-----------------------------|------------|--------|---------------|-------|---------|--------|---------|
| | 晋 北 | 豫 西 | 燕 山 | 库鲁克
塔 格 | 祁连山 | 北秦岭 | 滇东 | 鄂西 | 桂北 | 赣东北 |
| 新元
古 代 | | 洛峪口组
三教堂组
崔庄组 | 青白口群
景儿峪组
龙山组
下马岭组 | 帕尔图塔格群 | 龚岔群 | 二郎坪群
“陶湾群” | 柳坝塘组 | 马槽园组 | 丹洲群 | 登 山 群 |
| - 1000 - | | | | | | | | | 四堡运动 | |
| 中
元 | | 北大尖组
白草坪组
云梦山组 | 铁岭组
洪水庄组
雾迷山组 | 爱 尔 基 干 群 | 托来南山群 | | 昆 阳 群 | 神 农 架 群 | | |
| - 1400 - | | | | | | | | | | |
| 古 | 茶房子组 | 熊耳群 | 高于庄组
大洪峪组 | | 党 河 群 | 宽 坪 群 | | | 四 堡 群 | 双 桥 山 群 |
| - 1600 - | | | | 扬吉布拉克组 | | | | | | |
| 代 | | 吕梁运动 | 团山子组
串岭沟组
常州沟组 | | | | | | | |
| - 1800 - | | | | | | | | | | |
| 古元
古 代 | 漳 沱 群
郭家寨亚群
东冶亚群
豆村亚群
未名“纪” | 嵩山群 | 朱杖子群 | 兴地塔格群 | 野马南山群 | | 大红山群？ | 崆 岭 群 | | |
| - 2500 - | | | | | | | | | | |

根据以上分析，中国中元古代时的构造古地理轮廓（见图 6—1—10）是由昆仑—秦岭古海洋消减带划分为两部分。北部地区自古元古代末吕梁运动以后，形成若干较稳定的原始板块，其上的裂陷槽或裂谷带，火山活动不多。至新元古代末，进一步固结、扩大形成稳定的华北和塔里木板块。南部地区在古元古代可能只有一些相互分离的地块。从中元古代起，围绕一些较大的地块发育边缘海和岛弧带，使地块不断扩大，最明显的例子是扬子地块的东西两侧。震旦纪之前，上、下扬子地区已达到全部相对固结，形成面积较小的扬子板块。

(五) 中国元古宙 (不含震旦纪) 矿产资源

超大型矿床 元古宙 (5.7—25 亿年前) 地层在世界范围内产出极为重要的铁、锰、金、铀、铜、铅、锌、镍、铂族、稀土等超大型 (即超过国家确认大型矿床储量 5 倍以上) 矿床, 例如我国内蒙古白云鄂博铁矿床内的稀土和铀达到超大型矿床规模, 超过全球储量一半以上。此外, 赣东北著名的德兴大型斑岩铜矿产于中元古界下部火山岩中, 滇东著名的东川式铜矿是中元古界昆阳群中经历热液交代的产物, 亦称马尾丝铜矿。

石材 元古宙期间多次出现的构造-岩浆事件不仅促进中国各个古板块的固结, 同时也形成品种繁多的名贵石材。例如山西浑源等地的太白青黑色花岗石闻名国际市场, 就是吕梁运动晚期 (1800Ma) 大量基性岩脉中的辉长岩和辉绿岩; 四川芦山的四川红号称国内第一红色花岗石, 则是晋宁期 (850Ma) 岩浆活动产物。

旅游胜地 山西五台山、江西庐山、湖北武当山、贵州梵净山等名山古刹都是元古宙地层分布区, 有的又是标准剖面所在地。

(六) 世界元古宙 (不含震旦纪) 地史概述

重点介绍北美和非洲元古宙地史概况。

1. 北美板块

著名的苏必利陆核南缘苏必利湖北侧, 古元古界休伦 (Huronian) 超群厚度巨大, 下部中酸性火山岩夹砂砾岩部分属于陆上环境沉积, 但保存沥青含铀矿物, 指示了缺氧的大气圈特征; 上部出现年龄值为 1950Ma 的硅铁岩系 (甘弗林组), 反映水体和大气中氧含量增加和原核生物菌藻类的繁盛。苏必利湖南侧的古元古界称阿尼米基 (Animikie) 群, 与休伦群大体同时, 并受到 1700Ma $\pm$ 的哈得逊期岩浆侵入。因此, 古元古代末期发生的哈得逊运动及岩浆活动形成了北美板块的基本轮廓。

中元古代起北美板块呈现了构造古地理分异现象 (图 6—1—11): ①稳定盖层, 以石英砂岩为主; ②裂陷槽, 由巨厚高原玄武岩 (喷发年龄 1400—1100Ma) 和地堑式陆相碎屑岩组成, 称为基维诺群, 最厚达二万米; ③西缘被动陆缘带, 以浅变质碎屑、泥质和碳酸盐沉积交互出现为特点, 称为倍尔特群, 含多层叠层石, 火山活动微弱, 厚达 12000m, 属典型的冒地槽, 沉积时限为 1600—1000Ma, 与华北板块的中元古界蓟县“纪”可以比较; ④东缘格林威尔活动陆缘带, 组成活动带的地层以中元古界为主, 也包括太古宇至古元古界, 但都经过 1000Ma 左右的格林威尔运动强烈改造。该区详细的研究已证明存在三期主要的构造变动, 形成三组不同方向构造线的叠加。太古宙构造线以东西方向为主, 被以后北西向的古元古代末赫法森运动明显截切, 而中元古代末的格林威尔运动则形成北北东向构造线; 显示了陆壳板块的形成和发展并非简单地环带状增长, 而是经历了再次开裂和拼贴的复杂过程。北美板块在古元古代末初步成型, 中元古代末完全固结, 发展历程也和华北板块相似。

2. 非洲板块

南非的古元古代林波波活动带位于两个太古宙陆核之间, 其热变质年龄集中在 2000Ma 左右。特兰斯瓦陆核上最早的似盖层多米尼 (Dominion) 群以酸性火山岩为主, 年龄值约 2700Ma, 属新太古界, 显示了该区较早进入相对“稳定”的陆核阶段。其上依

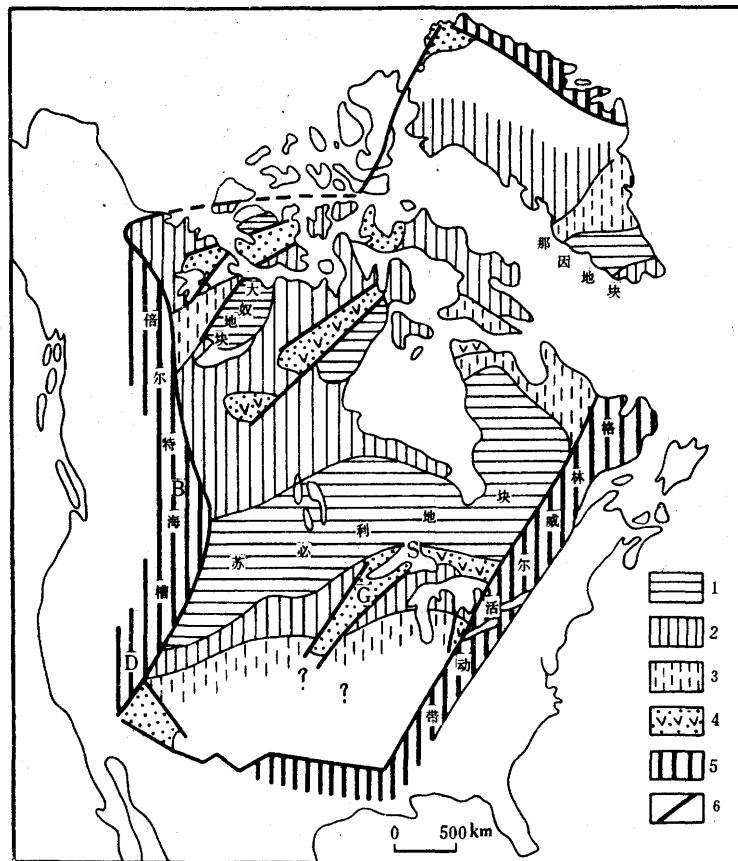


图 6—1—11 北美板块元古宙古构造图

(据 W.L.Stokes 等, 1982 修改)

- 1—太古宙陆核；2、3—古元古代冒地槽及优地槽；4—中、新元古代裂陷槽；5—中、新元古代地槽；
6—板块边界及断裂

次出现古元古界智水滨 (Witwatersrand) 群、温特斯多普 (Ventersdorp) 群和特兰斯瓦 (Transvaal) 群, 最厚达 8000m (图 6—1—12)。智水滨群为巨大滨海平原环境的砂泥质岩系, 上部含多层稳定的细砾岩, 其胶结物中富含金矿, 代表古河床砂矿。温特斯多普群为巨厚高原玄武岩为主火山岩系, 夹长石砂岩和页岩。特兰斯瓦群有叠层石白云岩及安山岩, 局部含鲕状赤铁矿, 被勃什维尔德 (Bushveld) 火山岩 (年龄值 2050Ma) 所侵入, 证明古元古代晚期发生了构造-岩浆活动事件。

中元古界的水山 (Waterberg) 组红砂岩不整合覆盖其上, 年龄值范围自 1900—1190Ma, 也较通常的 1800Ma 中元古界下限标准稍早。

活动型中、新元古界广泛发育于南非与中非间的加丹加活动带、东非的莫桑比克活动带、西非北段的毛里塔尼亚活动带和西非南段的西刚果活动带等地, 相互间被相对稳定的地块所分隔 (图 6—1—13)。这些活动带的共同特点是具有较长的演化史, 直至震旦纪或早古生代初的泛非运动才固结封闭, 从而形成规模巨大的冈瓦纳大陆的重要组成部分——非洲板块。由此可见, 北半球诸大陆和南半球冈瓦纳大陆元古宙构造发展史存在重要的差

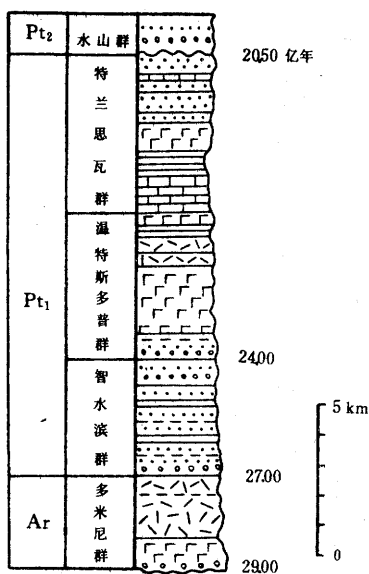


图 6—1—12 南非特兰斯瓦陆核的下元古界综合柱状图

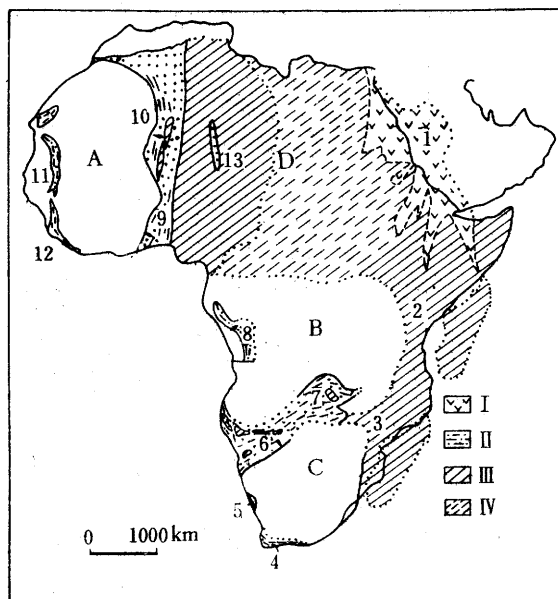


图 6—1—13 非洲新元古代至古生代初期泛非活动带分布图

(据 A. Kröner, 1979)

别，在以后的地史发展中也有更多的体现。

3. 元古宙末原始联合大陆形成问题

世界各地现有地质资料证明元古宙晚期地表已形成许多大陆板块，据此 C. L. Seyfert 和 L. A. Sirkin (1979) 提出中元古代末 (1150 Ma) 之前全球已形成原始联合大陆。大体在新元古代 (1150—680 Ma) 时，通过裂谷带的开裂和扩张，才解体为古北美、古欧洲、冈瓦纳、古西

I—新元古代岛弧区；II—新元古代沉积盆地；III—泛非运动热力、构造基底活化区；IV—泛非运动热力影响区；A—西非克拉通；B—刚果克拉通；C—喀拉哈里克拉通；D—东撒哈拉克拉通；1—希杰兹岩浆弧；2—莫桑比克带；3—赞比齐带；4—曼兹柏立带；5—加里普带；6—达马拉带；7—卡坦加带；8—西刚果带；9—达荷美带；10—法鲁西亚带；11—毛里塔尼亚带；12—罗克利德斯带；13—提里林带；图中表示了马达加斯加岛的两种可能位置

斯加岛的两种可能位置

伯利亚和古中国五个古大陆。目前国内外学者对这种原始联合大陆的模式都很重视，正在从不同角度开展研究，收集支持或反对的证据 (肖庆辉等, 1995)。

王鸿祯等 1996 年在第三十届国际地质大会上展示了中、新元古代的全球古大陆再造图。其中，中元古代 1450 (1400—1500) Ma 时期根据宏体藻类 *Grepania* 的分布可将中国东部与北美西部相联接，但当时并未形成全球规模的统一古大陆。新元古代 850 (800—900) Ma 时期根据宏体藻类 *Tawuia-Longfengshania* 组合的分布以及北美东部与北欧格林威尔造山带的联结，认为当时全球主要古大陆都分布在赤道两侧的较低纬度带，这种推论也与当时全球各大陆上叠层石组合的普遍繁荣相一致；但当时东、西冈瓦纳尚未完全拼合，所谓的 850 Ma 原始联合大陆具有较松散的结构 (图 6—1—14)。

元古宙中、新期有无原始联合古陆涉及地球史中是否存在 500—600 Ma 的古大陆聚散周期，是一项具有重大理论意义和实际价值的研究课题，尚待进一步验证。

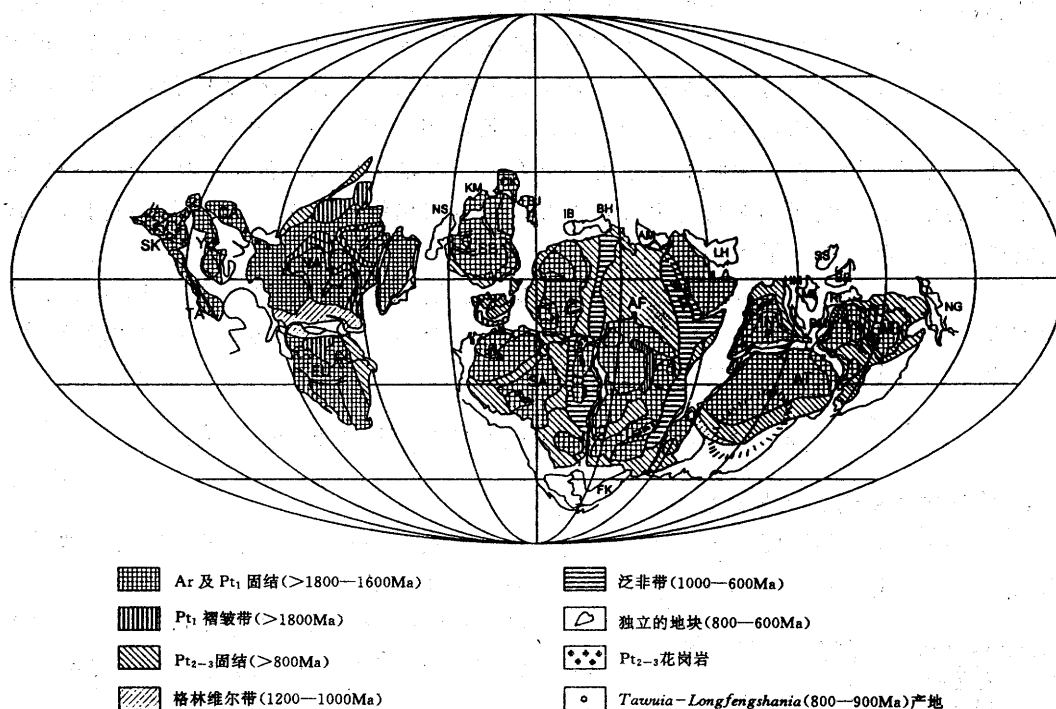


图 6—1—14 850 (800—900) Ma 时的联合古陆再造图

(据王鸿祯等, 1996)

SK—中朝; CA—华夏; SA—南美; YZ—扬子; TA—塔里木; N—印度; NA—北美; EU—东欧; AT—南极洲;
SB—西伯利亚; AU—澳大利亚; KZ—哈萨克斯坦; AF—非洲

二、震旦纪

“震旦”一词用于地层专名, 始于李希霍芬 (Richthofen, 1871), 其最初含义是指早古生代—元古宙的大套碳酸岩地层。后来维里斯 (B. Willis) 将李希霍芬的“震旦”含义缩小到仅限于北京地区的寒武系和奥陶系。但由于当时寒武系底界未搞清楚, 故也包括了现在的景儿峪组。葛利普 (A. W. Grabau) 根据中国学者当时的研究成果, 于1922年重新订正了震旦系的涵义, 即“寒武系之下, 五台群之上的一套未变质或不变质, 以硅质灰岩为主的岩系”。正式提出将其做为系一级的年代地层单位, 这一概念提出至今已超过半个世纪。1924年李四光在长江三峡东部建立了一个完整的震旦系剖面。80年代以前我国地质学家一直将南方震旦纪剖面与北方蓟县剖面作为相当地层进行对比。80年代初的研究成果表明, 二者完全不能对比, 南方震旦系在华北古大陆上是缺失的。现在我国已统一认识, 将峡东剖面作为震旦系的代表, 时限约为800—570 Ma。但自80年代后半期, 随着研究水平的不断提高, 无论在古生物化石的发现, 还是同位素测年及地层地球化学研究及沉积特征研究方面都有了极大进展, 同时国际上对这一阶段地层的研究亦有巨大发展, 因而提出在地质年表中在寒武系之下建立一个新的通用的地层单位。我国则提出以峡东剖面为层型的震旦系 (800—570 Ma), 争取作为国际通用的系级地层单位。

震旦纪在地史发展中的特殊地位是：自震旦纪开始，地表所有的大型稳定地块（古大陆）和重要的中间地块都已形成。在所有稳定地块范围内，震旦系一般为稳定类型沉积盖层，具有古生代以后的构造及沉积特征。就生物界特征而言，震旦纪特别是晚震旦世出现了种类空前繁多的高级裸露动物群。为古生代开始出现带壳和硬骨骼动物群打下了基础。但就地块的规模和稳定性；生物群的丰度、分布及保存情况而言，都难以作为建阶和分带的依据。因此，震旦纪还不能与古生代相提并论。本书仍将其认作一个从元古宙向古生代的过渡阶段，为新元古界最上部的系。

中国震旦系总的特征是分布广泛，在大型稳定板块上组成稳定类型的沉积盖层，在板块内部发育了裂谷（裂陷槽）；板块边缘则往往发育有与内陆裂谷相对应的边缘裂陷槽，并进而发育为岛弧海或复杂大陆边缘（图 6—2—9）。

（一）扬子板块及其大陆边缘震旦纪地史特征

1. 峡东震旦纪剖面及其分析

鄂西宜昌三峡东段的震旦系经典剖面最早由李四光（1924）建立，经我国几代地质学者努力，日趋完善，80 年代以来又开展了大量新的研究工作（图 6—2—1）。

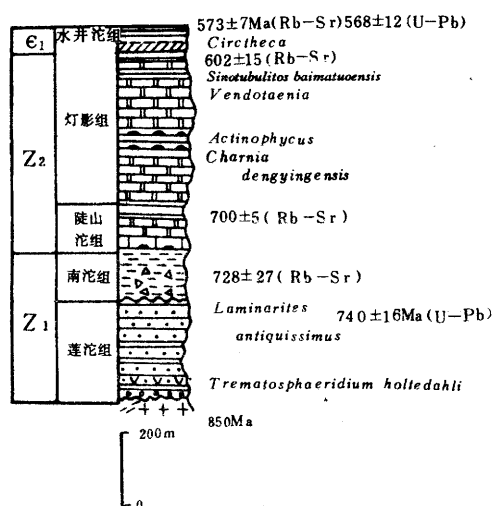


图 6—2—1 宜昌峡东震旦系柱状图

下统包括莲沱组和南沱（冰碛）组，分别以碎屑沉积和冰成沉积为主。莲沱组下部为砾岩与长石石英砂岩，呈棕紫色，具交错层和干裂纹，可能代表陆上河湖环境；上部为较细的砂岩、页岩夹凝灰岩，以紫红色为主，可能包含滨海沉积。南沱组是厚度不大的暗绿至紫红色砂泥质杂砾岩层，横向变化明显，有时含有透镜状砂层或具层理结构，其下有间断面，所以冰碛层不是简单的大陆冰碛，也可能有局部流水作用的沉积。莲沱组和南沱组都产 *Trachysphaeridium*（粗面球形藻）以及 *Laminarites*（片藻）等。莲沱组不整合于崆岭变质岩群和侵入后者的黄陵闪长岩、花岗岩体之上。黄陵岩体同位素年龄值为 850 Ma、823 ± 7—805 Ma，故三峡剖面底界年龄值不大于 800 Ma。

上统可分两组。陡山沱组下部为硅质白云岩，有时含石膏，夹含锰灰岩，中部为黑色页岩、泥灰岩，上部为含燧石条带白云岩，岩性厚度稳定。含有四射式钙质海绵骨针和单轴型硅质海绵骨针。灯影组以碳酸盐岩沉积为主，下部白云岩具鲕粒结构及交错层理，中部为含石膏的暗色沥青灰岩及硅质灰岩，含丰富的 *Vendotaenia*（文德带藻），上部为白云岩，具鸟眼构造。在中、上部保存有腔肠动物 *Charnia*、管状动物化石 *Sinotubulites*（震旦虫管）及个别 *Circotheca*（圆管螺），后者是中国现知层位最低的硬壳动物化石。陡山沱组以滞流的静水沉积为主，灯影组则以碳酸盐潮坪及泻湖沉积为主，为较强的水动力环境，气候干燥。陡山沱组的 Rb-Sr 等时线年龄为 691—700 ± 5 Ma，灯影组顶部已属寒武系的天柱山段 Rb-Sr 等时线年龄 602 ± 15 Ma，故晚震旦世时限约为 700—570 Ma。

近年来随着对晚前寒武系研究的不断深入,对新建系提出了一些已获各国地质学家共识的具体条件。除应包括具有一定岩石组合、沉积特征和生物面貌等特色外,还应强调系的时限范围不宜过长。相比之下,我国原震旦系所属时限过长。故此,震旦系下限应置何处?当前有三种主要方案:

A. 国内传统的方案将下界置于莲沱组底部,年龄值大约为 800Ma。此方案的优点是三峡剖面建立时间最早,沿用历史最久。也有人虽同意莲沱组底部为震旦系下界,但强调莲沱组应与板溪群对比,把震旦系下界年龄订为 900Ma。

B. 以陡山沱组底界作为震旦系下限(高振家等,1983)。这种方案强调将伊迪卡拉动物群作为建系根据,与苏联学者(Salop, 1982)提出的狭义文德纪(Vendian)及国际前寒武地层分会提出的伊迪卡拉纪范围大致相当,下限年龄为 700—650Ma。

C. 以南沱冰碛岩组底界作为震旦系下限(王鸿祯等,1986)。这种方案保留了三峡剖面的主要内容,又突出以全球性较可靠的冰川事件的出现为划分、对比根据,下限的年龄为 740—730Ma。本书采用此方案,但莲沱组也一并介绍。

80 年代中、后期,层序地层学在我国得以推广,刘宝珺、许效松等(1993)对中国南方震旦系进行过很好的研究,对于震旦系的划分、沉积环境分析、地层对比及地史演化特征等方面的研究提供了新思路。结合对峡东剖面的层序地层学分析,作一简单介绍:

莲沱组 底部为肉红色、灰绿色砂砾岩,不整合于黄陵花岗岩或崆岭群之上。向上变为紫红色或灰绿色粗—中粒长石石英砂岩、长石砂岩,具大型楔状斜层理,具河流相沉积特征。上部为紫红色或灰绿色及灰白色晶屑、玻屑凝灰岩、凝灰质砂岩及砂页岩,发育有水平纹层及小型—微型斜层理,代表湖泊相及滨岸细碎屑岩沉积。顶部常形成 2—3cm 厚的灰白色风化粘土并被南沱冰碛岩覆盖于莲沱组的不同层位之上。康普斯顿(W. Compston)用离子探针法测得中、上部地层中的锆石年龄为 $748 \pm 12\text{Ma}$ 。本组大体构成一个由海进体系域和高水位体系域组成的不完整层序。

南沱组 为冰碛及冰海相砂砾岩相间的杂砾岩层。底部与莲沱组为不整合接触。南沱组底部保存有一层 3—5cm 厚的灰绿色—灰白色粉砂质粘土岩,粘土岩与下伏莲沱组不同层位接触,表明南沱组底部为一剥蚀不整合。南沱组砾岩前人曾长期认为是大陆冰川沉积。但砾岩内部相当复杂,值得进一步探讨:①砾岩基质虽为泥质,且不显层理,但砾石分布很不均匀,有的层段砾石集中,似显成层性;②砾岩内部夹有多层规模不等的砂岩透镜体。③砾岩上部具细层理;④砾岩的粒度分析累积曲线表明砾岩基质与岩屑有不同的分选程度和不同的物源区及搬运状况等,这说明沉积物受过长距离的搬运;⑤砾岩层中保存有较丰富的微体藻类,如褐藻类 *Laminarites* (片藻)等,这些藻类主要生活于海洋环境;⑥南沱组内见有以砾岩为底的剥蚀面。上述特点表明南沱组除具典型冰碛砾岩外,尚具有多层的海相沉积物,即受海水改造过的陆架浅海沉积物,可能代表了大陆冰盖边缘的冰盖—冰海相沉积。可与当代南极大陆冰盖边缘的冰海相沉积物类比。应该特别指出的是南沱组之上有一层厚约 1—2m 的白云岩,其中发育硅质的栉状构造,即硅栉壳(siliche),是碳酸盐岩在非干燥气候条件下的暴露标志。这一层具硅结壳白云岩在湘鄂西部普遍分布,表明南沱冰期全部结束后气候转暖,海平面普遍升高而导致了大范围碳酸盐岩台地的形成,并由于海水极浅(潮间—潮上环境),沉积与暴露几乎同时并举而构成这一明显的暴露标志。该层白云岩一般作为新层序开始的低水位体系域。

陡山沱组 主要为含磷、锰的薄层白云岩和黑色炭质泥岩的互层。底部具硅栉壳白云岩。下部以薄层白云岩及白云质灰岩为主，向上出现泥质夹层。中部黑色薄层泥岩增加并逐渐占主导地位，黑色泥岩富含炭及少量锰、磷等，代表了海平面上升后的较深水沉积。近似凝缩（饥饿）期的沉积物。上部薄层白云岩又逐渐增多，并可夹有硅质层。顶部与上覆灯影组呈间断接触，间断面在湘西亦有分布。据陡山沱组的沉积特征可划分出两个层序，下部是一个完整的Ⅰ类层序，上部为一不完整层序（图6—2—2）。

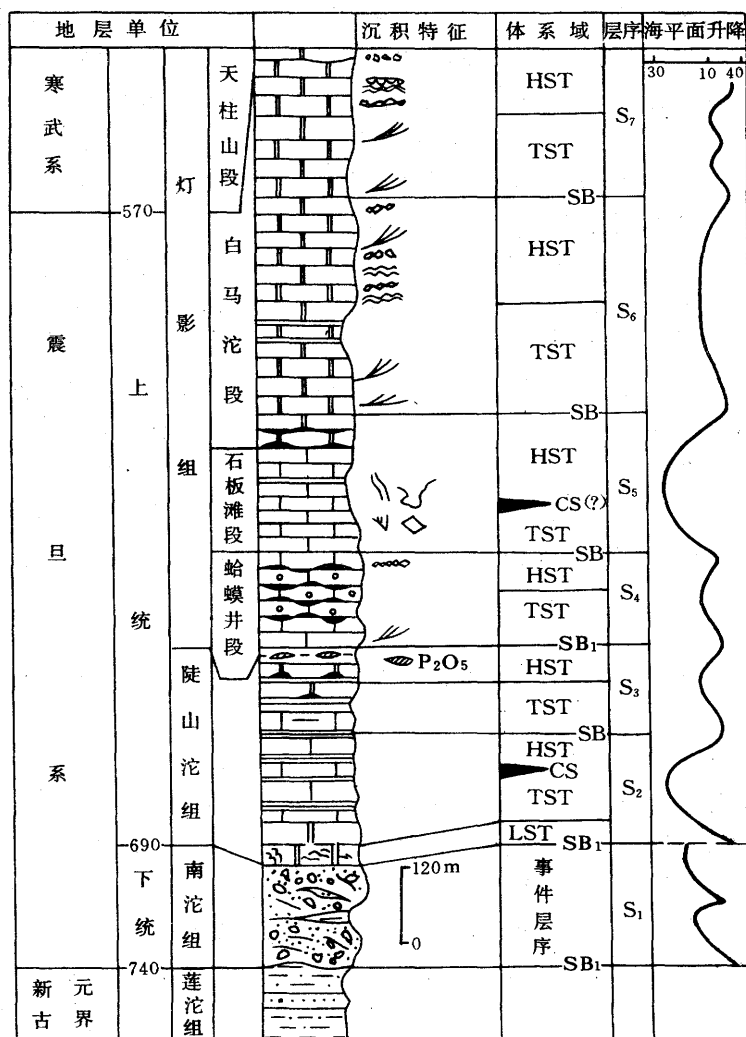


图6—2—2 峡东剖面层序地层划分及海平面相对变化

灯影组 按其岩性特征可划分为4个段，自下而上分别为蛤蟆井段、石板滩、白马沱段和天柱山段。其中天柱山段由于其中含有小壳化石，现已划归寒武系。蛤蟆井段以灰色中—厚层砂屑、砾屑白云岩、鲕状白云岩为主，下部含磷，上部含石膏，本段顶部常见厚度、分布均不稳定的角砾岩（可能与石膏溶失有关），中、上部交错层理发育。石板滩

段为黑色—深灰色薄层—中层内碎屑泥晶灰岩及细晶灰岩，富含有机质（1%—3%）、沥青及黄铁矿，中、上部化石丰富，含大型带藻及沿层面分布的蠕虫印痕，该段下一中部含层状石膏，上部具硅质条带。可看作是凝缩段沉积。上述两个段共同代表了从低水位域—海进体系域的沉积，石板滩中—上部代表了灯影时期的最大海泛期。白马沱段：以灰色厚层细晶白云岩及砂屑、凝块石细晶白云岩为主，中部开始出现斜层理，向上鸟眼构造发育，表明海水变浅，并常有暴露，无疑代表了灯影时期的高水位域沉积。在峡东剖面，天柱山段底部常具冲刷面，亦见有硬底构造，小壳化石分带不清且多有混杂，属潮间—潮上环境的沉积。所以天柱山段底部的冲刷面不足以作为高水位体系域结束的层序界面，天柱山段只能被作为灯影时期高水位体系域中脉动式海平面下降期的沉积—改造—再沉积的产物。真正的层序界线还应于天柱山段顶部或水井沱组底部。整个灯影组可以划分出四个层序。由于灯影组基本上是碳酸盐岩潮坪沉积，故多为不完整层序而缺少真正的低水位域和陆架边缘体系域沉积。依据现有年龄值推算，每一层序的时限大约在20—25Ma左右。仅能相当于二级旋回的级别，而非真正的三级层序。

2. 扬子板块大陆边缘震旦纪地史特征

(1) 扬子板块东南缘

峡东剖面的三个层序在湘西北怀化至石门一带均可对比，但向南南沱组的冰海相沉积增多，怀化、溆浦一带出现冰海相碎屑流的低水位楔。陡山沱组硅质岩层逐渐增多，而灯影组相变为硅质岩及硅质岩与黑色泥岩的互层，表明晚震旦世扬子地块东南缘自北而南由陆架—陆坡—盆地的古地理变化趋势。

刘宝珺、许效松等对黔东、桂北地区震旦纪层序地层学的深入研究，清楚地表明自扬子地块内部向东与大陆边缘的古地理特征及自震旦纪早期—晚期的海平面升高的特征（图6—2—3）。

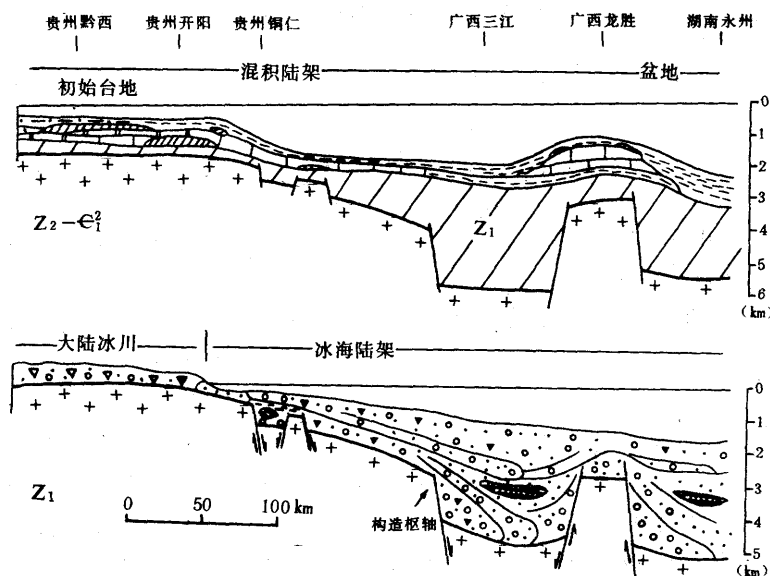


图6—2—3 扬子地块南缘震旦纪构造—沉积发展剖面
(据许效松等, 1993)

(2) 扬子板块西缘

板块西缘与东南缘的发展有所不同。新元古代始，川西甘洛地区出现陆内裂陷槽，发育了大量的陆相火山岩（苏雄组）。川西下震旦统称列古六组，为暗红色凝灰质粉砂岩、凝灰岩等不具典型冰碛岩特征，向南至滇中昆明、建水一线方具冰碛砾岩。上震旦统川西称观音崖组和灯影组，观音崖组为灰、深灰色灰岩、白云岩夹紫红色或灰色粉砂岩、页岩及炭质岩，下部常为砂岩或含砾砂岩。灯影组则以碳酸盐岩沉积为主。总之扬子板块的上震旦统随着下统南沱冰期结束后海平面大幅度上升而形成广泛上超，构成稳定的陆表海海域，在上扬子地区普遍发现上震旦统直接超覆于前震旦纪地层之上。红河断裂以西的扬子板块西部大陆边缘区，到目前为止尚未确定震旦纪地层的存在，故尚待进一步研究。

图 6—2—4 表现了整个华南震旦纪时期一条近东西向的沉积示意剖面。赣湘古岛以西为扬子板块及其大陆边缘区，最东部为华夏地块。两大地块之间是华南海，其中发育着厚度 >4000m 的灰绿色凝灰质砂岩及浊积岩，上部夹有白云岩透镜体，顶部夹硅质岩。是一个强烈凹陷和有丰富的陆源碎屑补给的海槽，物源可来自扬子、华夏两个地块。同时也来自海槽内的火山物质。

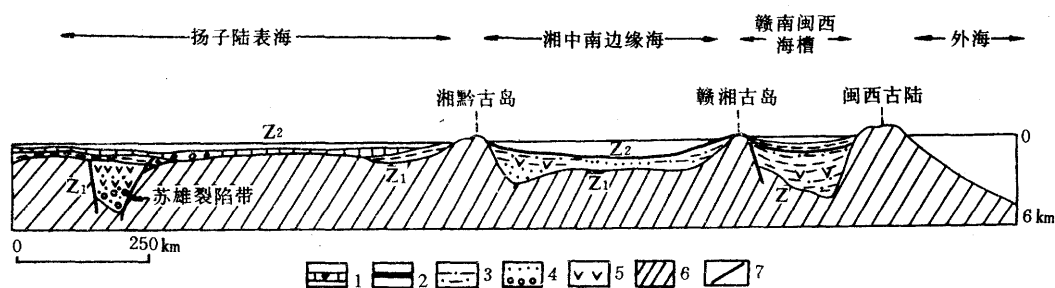


图 6—2—4 华南震旦纪沉积示意剖面图

(据王鸿祯, 1980)

1—上统碳酸盐岩为主；2—上统硅质岩为主；3—下统碎屑岩为主；4—下统冰碛岩；5—下统火山岩；

6—前震旦系；7—同沉积断裂

(二) 中国其他地区震旦纪地史概述

中国华北、塔里木等地区也有震旦系分布，它们分别属于不同板块的不同部位。

1. 华北（中朝）板块

华北板块主体自青白口期末抬升以来，长期处于剥蚀状态。震旦纪地层仅出露于郯庐断裂带以东的板块东部辽南、胶东、苏皖北部一带以及板块南部的豫西等地。

(1) 板块东部

北段辽南地区，主要发育于复县及大连附近，总厚 >1500m。底界与新元古界细河群为平行不整合接触，顶部与下寒武统葛家屯组亦为不整合接触（图 6—2—5）。下统以碎屑岩为主，下部含海绿石石英砂岩，向上以杂色粉砂岩及页岩为主，含微古植物 *Taeniatum* 及 *Laminarites antiquissimus* 等，还见有宏体藻类 *Chuarina-Circularis-Tawuia* 组合。上统以碳酸盐岩沉积为主，由灰白色—紫红色白云岩、泥质灰岩组成含丰富的叠层石，如 *Gymnosolen*、*Conophyton* 等。南关岭组下部发现有大量的蠕形动物 *Sabellidites*（皱节虫）及 *Paleolina*（古线虫）等。上统上部的崔家屯、周家崴子和王家坦三个组则以碎屑岩为

主,除含有大量、多种类型的微古植物外,尚见有埃迪卡拉动物群的水母类化石,即 *Cyclomedusa-Liaonanella-Jirtianella* 组合化石群。据乔秀夫等研究,认为沿郯庐断裂可能是一条长期活动的古地震裂陷带,在震旦纪期间至少有三次地震活跃期。

与其相对应的是中朝板块东部南段的苏皖北部(徐淮地区),亦发育了可与辽南对比的震旦系(图6—2—6)。

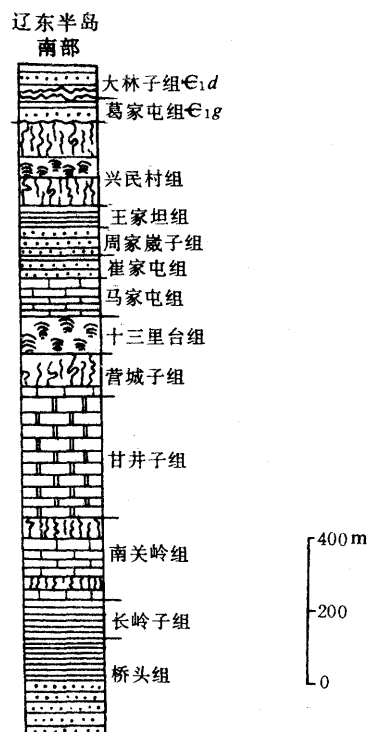


图6—2—5 辽南震旦系
综合柱状图
(据乔秀夫, 1994)

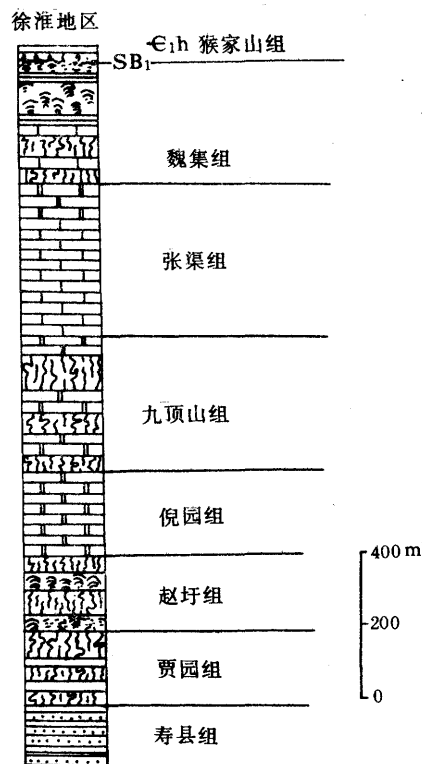


图6—2—6 徐淮地区
震旦系综合柱状图

徐淮地区震旦系,下部称寿县组,该组以砂岩为主夹页岩,偶夹泥灰岩。该组不稳定厚度变化大。该组中获海绿石 K-Ar 年龄 749.8Ma。向上乔秀夫将其划分为贾园组、赵圩组、倪园组、九顶山组、张渠组及魏集组。其上以不整合为下寒武统猴家山组所覆。

应该说明胶辽徐淮类型的震旦系仅出现于郯—庐断裂带中,可能属于青白口期末开始的板内张性裂陷槽,裂陷槽边缘的古断裂长期活动至使自震旦纪特别是晚震旦世以后,裂陷槽东、西两部分在沉积特征上出现诸多差异。

(2) 板块南部——南华北地区

南华北地区是华北板块南部具有震旦系分布的地区,以豫西鲁山下汤发育最为完整,自下而上可划分为黄连垛组、董家组、罗圈组及东坡组。

黄连垛组与下伏的汝阳群不同层位平行不整合接触,由砾岩—岩屑石英砂岩、石英砂岩互层—白云岩组成,顶部为灰白色硅质层。董家组下部由灰白—灰黑色条带状燧石岩组成,底部具灰白砂砾岩,砾石小,且磨圆差,不具底砾岩性质。向上为碎屑岩,以长石石

英砂岩、石英砂岩夹粉砂岩为主，含海绿石，其 K-Ar 年龄值为 665—669 Ma。上部为淡红色泥质白云质灰岩。

罗圈组在华北分布广泛，但岩性复杂。主要有含砾泥质岩、砂泥岩及泥砂质砾岩，其间常见泥砂质、粉砂质夹层。其成因较为复杂，主体应为山岳冰川沉积，在大部分地区为冰水相，至南华北南部为滨海—浅海相沉积。东坡组主要为杂色粉砂岩、粉砂质页岩及泥质岩组成。局部见有薄层海绿石。属正常海相沉积。

据关保德等研究，依据董家组中所取得的年龄值将黄连垛组置于下震旦统，董家组、罗圈组及东坡组划归上震旦统（图 6—2—7）。

近年来的层序地层学研究，可划分为三个 I 类层序。其中下统黄连垛组为一个层序，该层序由海进体系域开始。上震旦统可划分为两个层序，董家组一个层序，罗圈组及东坡组共同组成一个层序。第三个层序中的罗圈组可能代表了海平面下降期间的冰成事件沉积。

南华北的三个层序大体可相当宜昌地区上震旦统的几个层序。南华北包括徐淮地区均可能缺失下震旦统。

2. 塔里木板块

塔里木地块以其东北缘的库鲁克塔格山地区发育最全，特别是库鲁克塔格山中段层序最为完整，厚度 > 4000 m（图 6—2—8）。下统特瑞爱肯组为典型冰碛岩，与下伏前震旦系

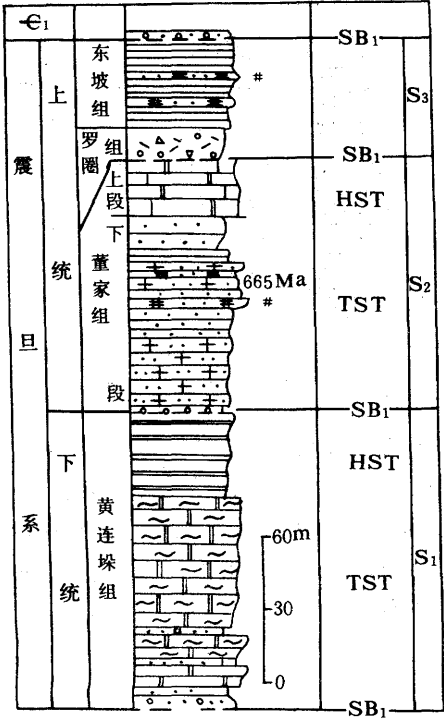


图 6—2—7 鲁山九女洞震旦系综合柱状图及层序地层划分
S₁、S₂、S₃ 代表层序

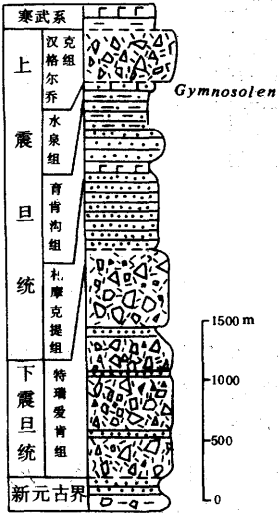


图 6—2—8 库鲁克塔格震旦系柱状图
(据林蔚兴, 1983 修改)

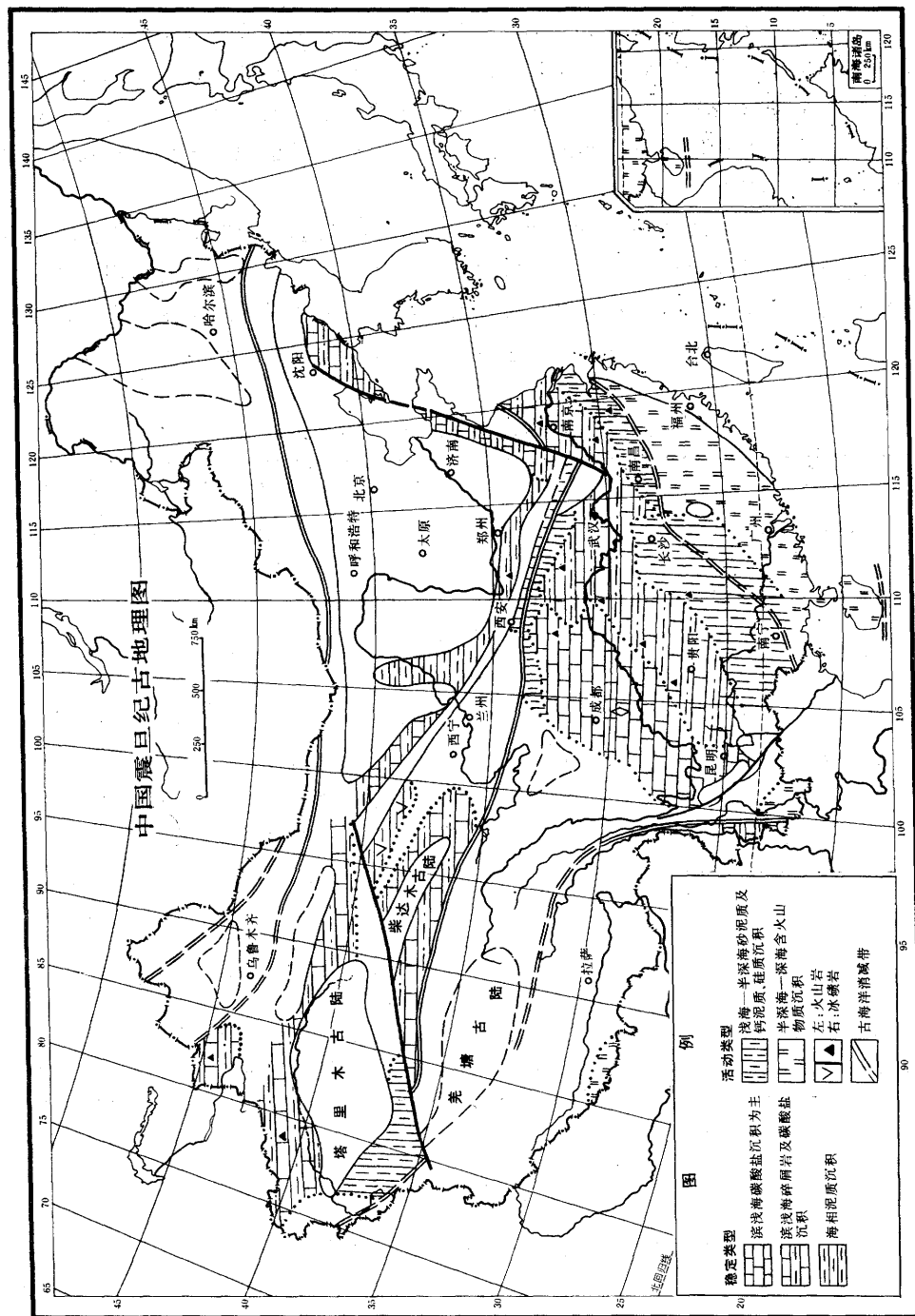


图 6—2—9 中国震旦纪古地理图

阿勒通沟组为平行不整合接触。顶部则以显著的平行不整合与上统相隔。上震旦统下部为扎摩克提组和育肯沟组，二者均以砂岩、粉砂岩等为主，扎摩克提组具递变层理和鲍马序列，底模构造发育。育肯沟组具纹层状层理，发育有复理石韵律。再上为水泉组，由碳酸盐岩组成。水泉组与上覆的汉格尔乔克呈平行不整合接触。汉格尔乔克组岩性为灰绿、灰黑色粉砂和泥质、钙质胶结的杂砾岩，基质中含凝灰质。砾岩中夹有多层砂岩及泥灰岩透镜体。该杂砾岩被认为是冰碛砾岩。砾岩顶部为一层5—10cm厚的褐铁矿风化壳，其上与寒武系西大山组呈假整合接触。该剖面尚未开展层序地层学研究。故不予以讨论。在塔里木地块北缘，西部的柯坪地区亦有出露，沉积特征与库鲁克塔格剖面近似，唯缺少与汉格尔乔克组成因相似的岩层。

除中朝及塔里木两大地块外，中国北方其它地区尚有出露。柴达木地块北缘称全吉群、北秦岭北缘的子母沟组和二郎坪群下部层位，中祁连的多若诺尔群（暂用）及黑龙江鸡西地区的麻山群部分层位等，都暂划归震旦系。由于上述地层，或出露不全，或可作为划分、对比的标志不够明确，因而都未能进行深入研究，现仅作笼统对比（表6—3）。

表 6—3 中国震旦纪地层分区对比简表

| 时
代
区
(Ma) | 扬 子 海 | | 湘桂边
缘海 | 豫 西 海 | 胶 辽 海 | | 天 山 海 槽 | 祁 连 — 秦 岭 海 槽 | | | | | |
|---------------------|-------|--------------------------|-----------|---------|---------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------|--|--|--|--|
| | 鄂 西 | 湘 中 | 皖 浙 区 | 豫 西 | 辽 东 | | 库 鲁 克 塔 格 | 柴 达 木 北 缘 | 西 秦 岭 | | | | |
| — 570 — | | | | | | | | | | | | | |
| 晚
震
旦
世 | 灯影组 | 老堡组 | 西峰寺组 | 东坡组 | 金县群 | 兴民村组
王家坦组
周家崴子组
崔家屯组 | 汉格尔乔克组 | 冰 碛 组 | | | | | |
| | | | | 罗圈组 | | | | | | | | | |
| | 陡山沱组 | 陡山沱组 | | 董家组 | 革 镇 堡 群 | 马家屯组 | 水 泉 组
育 肯 沟 组
扎摩克提组 | 全 吉 群 | 页 岩 灰 岩 组 | | | | |
| | | | | 黄 连 垛 组 | | 十三里台组
营城子组
甘井子组
南关岭组 | | | | | | | |
| — 700 — | 南 沱 组 | 南沱冰
碛 组
富禄组
长安组 | | | | 长岭子组 | 特 瑞 爱 肯 组 | | 砾 砂 岩 组 | | | | |
| 早
震
旦
世 | | | | 雷 公 坞 组 | | 桥 头 组 | | | | | | | |
| — 740 — | | | | | | | | | | | | | |
| 新元古代 | 莲沱组 | 丹洲群 | 志棠组 | 洛峪口组 | 南芬组 | | 阿勒通沟组 | 达肯大坂组 | 碧口群 | | | | |

（三）中国震旦纪矿产资源

中国震旦纪中蕴藏有丰富的铁、锰、磷及石膏、岩盐和天然气等。

铁 主要见于下震旦统，包括湘、桂地区的江口组、长安组及江西宜春、新余等地的下震旦统中，为沉积赤铁矿。

锰 主要为碳酸盐锰矿，见于鄂西、湘西、湘中及黔东北等地，其中湘西、湘中、黔

东北最为发育。主要含矿层位为冰碛岩中的间冰期海相沉积层内，其次位于陡山沱组中。

磷 主要赋存于陡山沱组，湘西北石门，贵州开阳等地规模较大，同时在鄂西京山、钟祥等地亦有具工业价值的磷块岩。

天然气、石膏及岩盐 主要保存于川中、川西的灯影组中。

旅游资源 三峡标准剖面中灯影组的碳酸盐岩风化后形成突兀地形，似灯列于江边并倒影于江中，故名为灯影峡，形成奇特的景观。

前寒武课外阅读文献

1. 张勤文, 1983, 月球、行星与地球的地质发展的比较。见:《天文地质学概论》, 196—215 页, 地质出版社。
2. 欧阳自远等, 1994, 堆积的地球及其初始不均一性。地球科学进展, 9 (3): 1—5。
3. 高劭编译, 1992, 早太古代地壳形成及演化—颗粒锆石 U-Pb 同位素测年研究与应用。冶金工业出版社。
4. 马杏垣、白瑾、索书田等, 1987, 中国前寒武纪构造格架及研究方法。地质出版社。
5. 白瑾等, 1996, 中国早元古代陆壳的破裂和焊接。见《献给第三十届国际地质大会地质科学研究论文集》, 213—219 页, 中国经济出版社。
6. 肖庆辉等, 1995, 新元古代超大陆。地学前缘, 2 (1—2): 48。
7. 杜汝霖、田立富, 1986, 燕山地区青白口纪宏观藻类。河北科学技术出版社。
8. 丁莲芳、李勇、胡夏嵩等, 1996, 震旦纪庙河生物群。地质出版社。
9. Glaessner, M. F., 1966, 前寒武纪埃迪卡拉动物群的地理分布及时代范围 (中译文, 1973)。见:《国外前寒武纪地层古生物资料》, 185—194 页, 地质出版社。
10. 陈孟莪, 1993, 我国早期生命进化研究的进展和展望。地球科学进展, 8 (2): 9—13。
11. Salop, L. J., 1982, *Geological Evolution of the Earth During the Precambrian* (英译本, 1983) . Springer-Verlag.
12. 王鸿祯、王自强、张玲华等, 1994, 中国古大陆边缘中、新元古代及古生代构造演化。地质出版社。
13. 冯庆来、刘本培、叶孜, 1996, 中国南方古特提斯阶段的构造古地理格局。地质科技情报, 15 (3): 1—6 页。