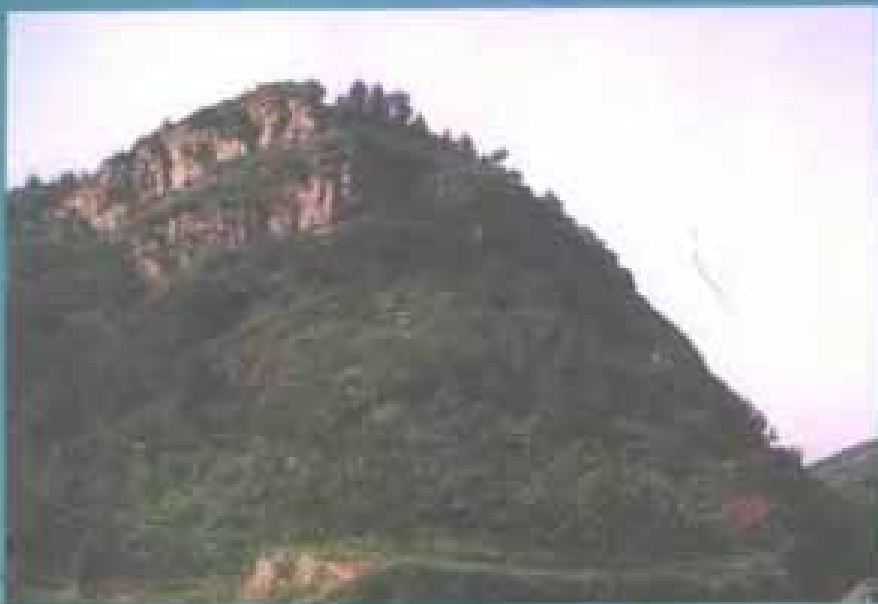


华北地台南部 中新元古界层序地层研究

周洪瑞 王自强 崔新省 雷振宇 等著



地质出版社



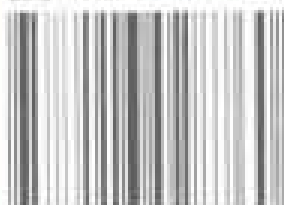
封面封底摄影：周洪瑜
封面设计：周纯武

图片说明：

封面照片示鲁山下汤北大尖组陆源碎屑海陆型杂层序组(局部)

封底照片示鲁山下汤北大尖组底部的层序界面

ISBN 7-116-02876-3



9 787116 028760 >

ISBN 7-116-02876-3
P·2042 定价：18.00元

华北地台南部 中新元古界层序地层研究

周洪瑞 王自强 崔新省 著
雷振宇 董文明 沈 亚

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书以层序地层学的理论作指导,采用地表露头“廊带式”剖面研究及追索的方法,以精细的露头沉积相分析及界面识别为基础,对华北地台南部中、新元古界进行了不同级别的层序地层单元和沉积旋回划分及高分辨率地层学的研究,从而建立了区域层序格架和区域层序地层模型,提出了区域地层对比的新认识,并对层序地层学的一些基本问题进行了初步探讨。

本书可供从事地层学、沉积学研究的技术人员和高等院校有关师生参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

华北地台南部中新元古界层序地层研究/周洪瑞等著.-北京:地质出版社,1999.9
ISBN 7-116-02876-5

I. 华… II. 周… III. 元古代-地层层序-研究-中国-华北地区 IV. P535.22

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (1999) 第 42686 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:张新元

责任校对:李 玫

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092¹/₁₆ 印张:6.125 图版:2 字数:150千字

1999年9月北京第一版·1999年9月北京第一次印刷

印数:1—400册 定价:18.00元

ISBN 7-116-02876-5

P·2042

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

序

《华北地台南部中新元古界层序地层研究》是由国家科委和地质矿产部共同资助的国家“八五”基础性研究重大关键项目“中国古大陆及其边缘层序地层及海平面变化研究(SSLIC)”项目成果的系列专著之一,是项目的子课题“中朝地台南部中、新元古代层序地层和海平面变化研究(SSLIC-1-1)”的研究成果。

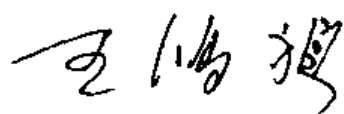
相对于中、新生代和古生代来说,元古宙层序地层学的研究,在国内和国外都比较薄弱,可借鉴的经验不多,因而研究过程经历了较多的困难,带有很大的探索性。本书的作者们以层序地层学的理论作指导,采用了地表露头“廊带式”剖面研究及追索的方法,以精细的露头沉积相分析及界面识别为基础,对华北地台南部中、新元古界进行层序地层单元和沉积旋回划分及高分辨率地层学的研究,从而建立了区域层序格架;对研究区各地地层对比,特别是对层序地层和相对海平面升降旋回的对比,提出了新的见解,并尝试性地分出了不同的级别。研究中采用了沉积地球化学的综合分析,验证了野外认识,提高了结论的可信度。可以认为:本书在实际资料、理论方法,以及区域地层研究等方面都取得了明显的进展。

层序地层学作为一个地层学分支学科兴起不过10余年,这个新兴学科分支在油气勘探和盆地研究方面一直保持着热点和重点地位。从理论方面说,它在等时界面的厘定及远距离对比上有特殊的优势,因而对地层的基础研究,在地质时代表的完善和地质填图和编图的革新等根本问题上具有重要的影响和广阔的前景。

但是也应看到,这一学科分支还处在发展的初期阶段。在诸如海平面变化的周期性和全球性这些基本问题上,认识仍有分歧。我们主要根据近期进行的中新生界和古生界的研究,根据各学科、各方面所表现的以中层序为主的共同周期,初步提出了层序地层的级别体系,试图与某些天文周期相联系,因而主张对各级层序都可提出一个恰当的时限范围。这是由于我们相信地层层序的周期现象和过程尽管由于多种因素的叠加干扰而不易辨识,但仍然可能有一个最终的控制因素,因而具有一个最佳的时限范围。当然,我们的设想肯定是不完备的,有些天文周期也还在推断甚至猜想阶段,含有不确定因素,如银河年就可能时代愈古其时限愈长。应当指出:层序的划分在前寒武系遇到特殊的困难,

正确分出级别，几乎是不可能的。美国的 N. Christie-Blick 最近的研究也只是把层序地层和全球界限层型及点(GSSP)的工作方法应用到前寒武纪的末期。这些问题只有通过研究的实践使它逐步解决，不断前进。还应指出：在时间不长的情况下，作者们能够取得对豫西地区的中新元古界层序地层较全面的认识，是很不容易的。他们的持续和奋发努力是值得敬佩的。

我国的层序地层研究刚刚开始，理论和应用两方面都需要不断扩展，相互促进，也需要同有关学科交叉渗透，共同前进。我愿借此机会，向作者们表示诚挚的贺意和谢意。



1999年7月于北京

前 言

本书是以王鸿祯院士为首席科学家、由国家科学技术委员会和地质矿产部共同领导并资助的国家“八五”基础性研究重大关键项目“中国古大陆及其边缘层序地层及海平面变化研究”(SSLC)项目的子课题“中朝地台南部中、新元古代层序地层和海平面变化研究”(编号SSLC-I-1)的研究成果。研究区位于华北地台的南部,即所谓的南华北地区,包括洛南-栾川-确山断裂以北的豫西、豫北、陕西洛南及山西南部;研究时代为中元古代蓟县纪和新元古代(包括震旦纪,即距今1400~570 Ma);研究重点工作区为豫西地区。

华北地台南部中、新元古代地层发育齐全,露头较连续,是华北地台新元古代地层出露最好的地区之一,前人曾对其地层分布、分区及地层划分、时代对比进行过较为详细的研究,并从不同角度对该区的构造古地理背景和中、新元古代的沉积环境做了较为深入的研究。研究结果表明,华北地台南缘中、新元古代为一发育有裂谷系的被动大陆边缘,由北向南,海水由浅变深,总体为滨海-浅海环境,真正的大洋盆地的深水沉积应在洛南-栾川-确山断裂带以南的北秦岭地区。前人的工作奠定了在本区开展中、新元古代层序地层学研究的地质学和沉积古地理学两方面的基础。

研究区内对中新元古代地层研究迄今为止主要存在三大问题:最大的问题是不同地层小区间的对比,以及华北地台南部的中、新元古代地层是否存在着普遍的穿时现象,同一岩组在不同地区是否代表着不同时期的沉积;第二个问题是对区内中、新元古代地层的沉积特征研究较零散,缺乏对沉积相、沉积体系的详细系统的研究,对空间上不同相带的展布、时间上各种沉积相的更替演化缺少深入探讨;第三个问题是由于近年来某些新微体化石的发现和少量新同位素年龄数据的获得,导致对原地层划分及时代归属提出了疑问。随着研究工作的深入,如何提高地层的划分精度、研究地层的三维空间的变化规律及其成因联系将成为深化该地区地层研究工作的关键。

层序地层学是研究在不同海平面升降旋回阶段中形成的沉积上互有联系的地层层序的地层学分支,它是通过识别由海平面升降周期性变化所产生的沉积特征来划分对比地层和解释地质记录的新方法。层序地层学的特点之一在于注重广泛存在于地层中的不同周期的沉积旋回及其物理界面的研究,这些界面均有区域性的等时对比意义,因而可以大大提高地层的对比精度,也避免了由于岩石地层单位的穿时所造成的混乱,较好地解决了生物地层、岩石地层及年代地层中地层界线的矛盾问题。层序地层另一个特点强调对地层的形成从整个盆地范围内进行成因及分布规律的综合分析,层序地层等时格架的建立及海平面变化研究是古地理再造、区域地层对比乃至全球对比的重要基础。目前,国内外对层序地层学和海平面变化的研究有两个趋势,一方面是由以地震地层学方法为主向地震地层、钻井资料和露头研究结合的方向发展,精细的露头研究正逐渐占据重要地位;另一方面是研究的地层时代由新向老扩展,即由中新生界向古生界乃至元古宇扩展。

露头层序地层学研究,特别是元古宙地层的露头层序地层学及海平面变化研究在国内

外仍处在起步阶段，可借鉴的经验不多，因而研究方法带有很大的探索性，并需在实践中不断总结、改进。我们的研究思路是以精细的露头沉积相分析及界面识别为基础，进行不同级别的层序地层单元和沉积旋回划分及高分辨率地层学的研究，从而建立层序格架，总结层序的基本构成特征，探讨层序形成的主要控制因素，建立反映地区性特征的层序地层模型。在研究过程中，我们以层序地层学的概念、理论作指导，采用了地表露头“廊带式”剖面研究及追索的方法，选择豫西为重点工作区，进行了详细剖面测制；而对晋南、小秦岭采取了剖面对比观察的方法进行研究。为了正确地建立本区的层序地层年代格架，还进行了微古植物组合、同位素年龄及古地磁的测试等综合研究。对于重点层段，除进行高频旋回的沉积微相及岩性特征研究外，还进行了地球化学、碳氧同位素等方面的研究。

通过野外研究和室内测试数据的综合整理分析，本书对华北地台南部地区中、新元古代地层进行了层序划分，对重点层段层序内部结构特征进行了研究，根据层序地层学的研究成果探讨了区内中、新元古代的地层对比及等时地层格架的建立，并对研究中涉及的一些层序地层学的基本理论问题进行了初步探讨。

本书是课题组的集体研究成果。参加本课题研究工作的人员有周洪瑞（课题负责人）、王自强、崔新省、雷振宇、董文明和沈亚。周洪瑞、王自强、雷振宇负责中元古界和新元古界青白口系的研究；崔新省、董文明、沈亚负责震旦系的研究。书稿在集体讨论基础上完成，由周洪瑞统编。

在课题的研究和本书完成过程中得到了项目首席科学家王鸿祯院士的热情指导，得到了中国地质大学（北京）地层古生物教研室史晓颖、陈建强、王训练、张传恒等以及许多兄弟单位和个人的大力支持和帮助。中国地质科学院地质研究所乔秀夫、高林志、尹崇玉等给予了大力帮助并与作者就有关问题进行了有益的讨论，野外工作得到河南区调队张兴辽、劳自强、裴放、席文祥、张良等和车队司机同志们的大力帮助，在此一并表示衷心感谢。

作者

1999年7月

目 录

序

前言

第一章 露头层序地层学及其研究方法	1
一、露头层序地层学.....	1
二、露头层序地层学的研究方法.....	2
第二章 华北地台南部中、新元古界地层系统及沉积特征	5
一、中、新元古界地层分区及地层系统.....	5
二、沉积相、沉积体系的类型及其主要特征.....	9
第三章 华北地台南部中、新元古界露头层序地层学研究	15
一、层序界面及其识别标志.....	15
二、层序的内部构成单元和重要界面.....	17
三、澠池-确山地区层序划分及其特征.....	25
四、嵩箕地区中、新元古界的层序划分及其特征.....	32
五、相对海平面变化特征分析.....	34
第四章 层序内部物理结构及地球化学特征研究	37
一、岩石、岩相组合特征.....	37
二、地球化学特征研究.....	46
三、碳氧同位素在副层序及体系域中的分布特征.....	50
四、钴元素的含量与古水深的确定.....	53
第五章 华北地台南部地层对比及等时地层格架的建立	56
一、层序地层与地层对比.....	56
二、澠池-确山地层小区的层序地层对比.....	58
三、澠池-确山地层小区与嵩箕地层小区的层序地层对比.....	65
四、层序地层单元与岩石地层单位的关系.....	68
五、等时地层格架及层序地层模式.....	69
第六章 有关问题的讨论	77
一、层序划分的级别及其时限讨论.....	77
二、深切谷的形成条件及充填物的特征.....	79
三、副层序的类型及其成因.....	82
结束语	84
主要参考文献	86
图版说明及图版	90

第一章 露头层序地层学及其研究方法

“层序”一词最早是由 Sloss (1963) 在研究北美克拉通内部盆地的地层时首先提出,用以代表由重大区域不整合所分隔的地层序列。70 年代, Vail 等在大量的地震地层剖面资料中发现了上超、下超、顶超、削切等地震反射结构, 研究结果认为这些地震反射面不仅代表具有波阻抗差的物理界面, 而且基本上代表了地质上的沉积界面或等时面。Vail 等 (1977) 将这些界面的成因与海平面相对变化联系起来, 并发表了中、新生代海平面相对变化曲线, 认为每一个海平面相对变化周期产生一个层序。层序地层学是 P. R. Vail 等人于 80 年代后期在地震地层学的基础上提出并迅速发展起来的, 现已在沉积学、地层学、石油地质与勘探等领域得到了广泛的应用。

一、露头层序地层学

1. 层序地层学

层序地层学是根据地震、钻井和露头资料来研究在不同海平面升降旋回阶段中形成的沉积上互有联系的地层层序的地层学分支, 它是通过识别由海平面升降周期性变化所产生的沉积特征来划分对比地层和解释地质记录的新方法。层序地层学的基本单位是层序, 层序为一相对整合的、有成因联系的地层序列, 其顶、底以不整合或与之相当的整合为界, 由一系列体系域组成, 沉积于不同海平面升降旋回阶段的两个下降拐点之间。层序内的沉积组合和组合型式是全球海平面变化、构造沉降、陆源补给等多种因素相互作用的结果, 但主要是海平面升降和构造活动的结果。这两者决定了盆地内的有效容纳空间 (表 1-1)。

表 1-1 层序地层参数

参 数	控 制 作 用	
海平面升降	容纳空间	有效容纳空间系数
构造沉降	地层形式和岩相类型	
沉积物供给速率	充填方式和古水深	
古气候	沉积物类型	

地层记录中有两类层序, 即 I 类层序和 II 类层序, 两类层序的鉴别标志和主要区别在于层序底界面的性质, 底部界面可划分为 I 类界面和 II 类界面两种类型。根据层序底部界面类型, 层序可以分为 I 类层序和 II 类层序, 其底界分别为 I 类层序界面和 II 类层序界面, 但其顶界可以是 I 类层序界面, 也可以是 II 类层序界面。

每个沉积层序都是由沉积体系域所组成。I 类层序是由低位体系域 (LST)、海侵体系域 (TST) 和高位体系域 (HST) 组成; II 类层序则由陆架边缘体系域 (SMST)、海侵体

系域和低位体系域所组成。其中，低位体系域和陆架边缘体系域是海平面下降或下降后期的沉积；海侵体系域是海平面迅速上升期间的沉积；高位体系域是海平面上升后期、稳定期和下降早期的沉积。

2. 露头层序地层学

层序地层学源于地震地层学，而露头层序地层学的研究是层序地层学在相应领域的扩展。创立层序地层学的先行者们如 P. R. Vail 特别强调进行层序地层学研究的基础必须依靠地震勘探、测井和钻孔资料，但随着这方面研究工作的不断深入，人们愈来愈感到进行露头层序地层学研究的重要性和先进性，并已取得了诸多的成果(H. W. Posamentier, 1992; 乔秀夫, 1990; 刘宝珺等, 1990; 牟传龙、吴应林, 1990; 许效松, 1990、1993)。

露头层序地层学研究是直接对地表露头进行沉积学和地层学研究，而露头本身具有比地震反射剖面、测井和钻孔所获得信息更直观、详尽的优越性，主要包括：

(1) 世界上许多国家，不管其科学技术如何发达，就其国土范围而言，地表露头数总是远远地多于其钻孔（包括一切地球物理钻孔）数。通过钻孔或测井所得的数据虽十分珍贵，但取得资料的广度与绵延数十公里甚至数百公里的地表露头是不能相提并论的。

(2) 所有的钻孔、测井都受分辨能力的限制。以地震波为例，许多细小的地层间断和相的间断很难分辨；有的不整合，即使生物地层学的资料已经肯定其存在但在地震波反射剖面上就可能难以辨认。但在地表露头上，所有的层序及层序界面标志和特征都暴露无遗。

(3) 虽然钻孔、测井以及地震反射面取得的数据图像等都是地层特性的真实反映，但它们不是地层实体本身，而是要研究者去解译这些数据或图像之后，才能认识或了解地层的特性或标志。其中，原始资料的可信度（原始资料受仪器设备影响很大），处理技术以及解释人员的判读原则和经验等均起决定性的作用。与之相反，地表露头上观察和研究的是地层的实体，其真实性与直接性要比地震资料优越得多，不仅可以直接进行沉积学和地层学研究，而且可以非常清晰地识别层序界面特征和划分沉积层序。

当然，露头层序地层学研究也有它的局限性，就是受到地层出露程度的限制较大，同时对露头之间所缺少的地质记录只能进行推断。与地震剖面相比，显然连续性较差。因此，在有条件的地区，将地震、露头及钻井资料有机结合、互为补充才是提高层序地层学研究精度的有效途径。

二、露头层序地层学的研究方法

层序地层学是 70~80 年代由北美大陆边缘海相的中新生代地震地层学和全球海平面变化的研究提出并迅速发展起来的。目前，国内外对层序地层学和海平面变化的研究有两个趋势，一方面是由以地震地层学方法为主向地震地层、钻井资料和露头研究结合的方向发展，精细的露头研究正逐渐占据重要地位；另一方面是研究的地层时代由新向老扩展，即由中新生界向古生界乃至元古宇扩展。

众所周知，中、新元古代地层缺少进行准确地层对比的古生物依据，难以像古生代及以后地层的工作方法那样，在详细生物地层对比基础上开展层序地层学研究，而只能反过来，先进行各剖面的露头层序地层分析研究，然后再结合微古植物组合、同位素年龄、事件地层学等工作，进行不同剖面对比，才能优化过去由直接岩性对比所造成在不同剖面地

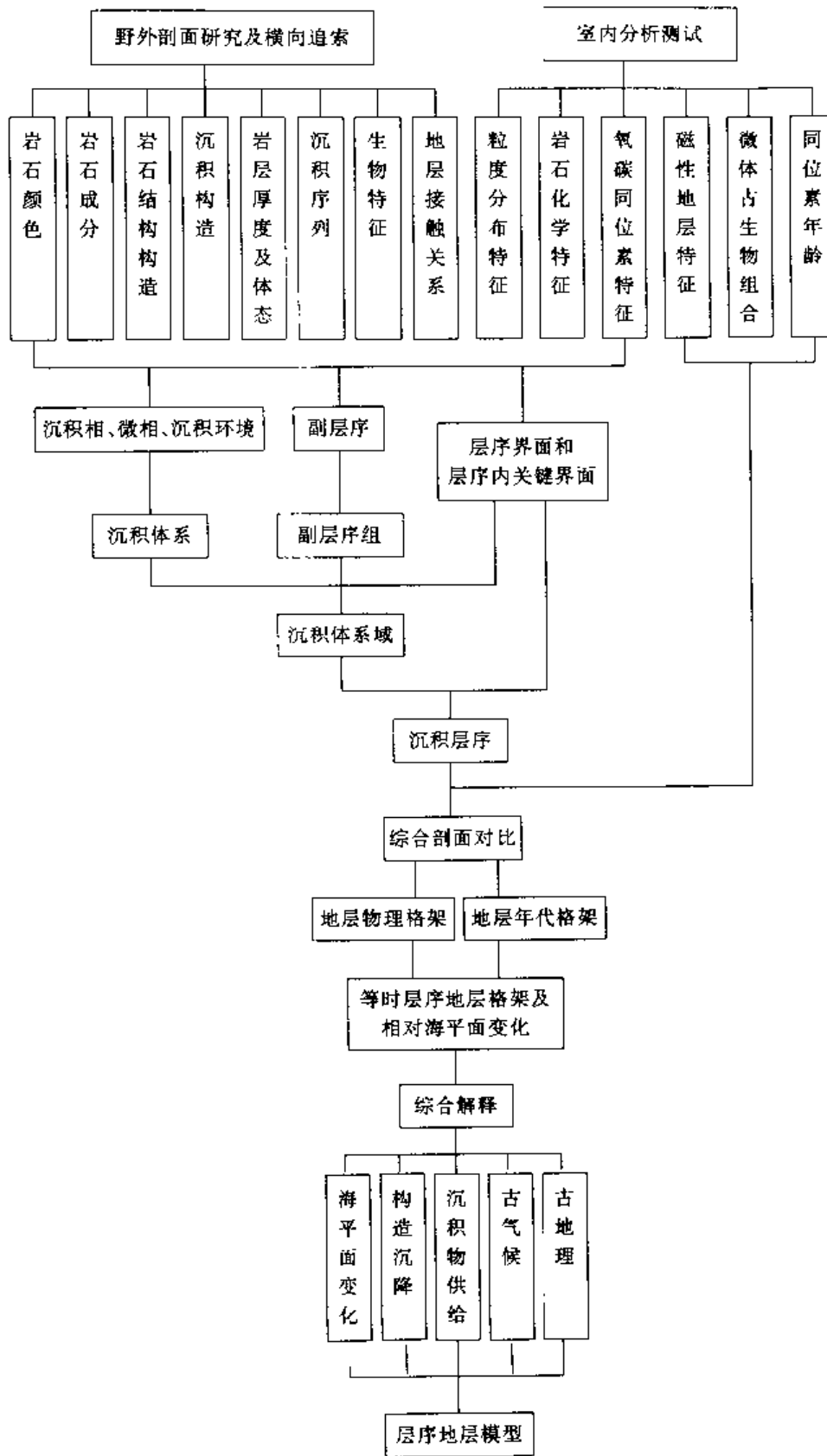


图 1-1 露头层序地层学的研究思路和研究方法

层对比的误差和错误，建立较为可信的三维等时的区域地层格架。

露头层序地层学研究，特别是元古宙地层的露头层序地层学及海平面变化研究在国内仍处在起步阶段，可借鉴的经验不多，因而研究方法带有很大的探索性，并需在实践中不断总结、改进。我们的研究思路是以精细的露头沉积相分析及界面识别为基础，进行不同级别的层序地层单元和沉积旋回划分及高分辨率地层学的研究，从而建立层序格架，总结层序的基本构成特征，探讨层序形成的主要控制因素，建立反映地区性特征的层序地层模型。

在研究过程中，我们以层序地层学的概念、理论作指导，采用了地表露头“廊带式”剖面研究及追索的方法，在重点地区——豫西地区由北向南，即由大陆内部向其南部边缘选择系列剖面进行详细测量、研究，而对其它非重点地区晋南、小秦岭采取了剖面对比观察的方法。工作过程中以精细的沉积相分析为基础，通过野外沉积相的研究，确定各种沉积相（微相）及其组合关系，划分副层序；据副层序的堆叠型式及沉积环境（即相对水深的变化）分析确定副层序组的类型，进而确定体系域和层序。在实际工作中尤其重视了两种界面的识别，一种是层序界面的识别和类型的确定，毫无疑问这对层序划分是至关重要的，另一种是最大海泛面的识别，它是划分海进体系域和高位体系域的重要标志。在确定了层序及体系域基础上，进行了相对海平面变化的分析以及不同剖面的对比，进而建立等时地层格架。为了正确地建立本区的层序地层年代格架，还进行了微古植物组合、同位素年龄及古地磁的测试等综合研究。对于重点层段，除进行高频旋回的沉积微相及岩性特征研究外，还进行了地球化学、碳氧同位素等方面的研究。研究思路和研究方法如图 1-1 所示。

第二章 华北地台南部中、新元古界 地层系统及沉积特征

本书所称的华北地台南部，即所谓的南华北地区，包括洛南-栾川-确山断裂以北的豫西、豫北、陕西洛南及山西南部。中、新元古代指中元古代蓟县纪和新元古代（包括震旦纪，即距今 1400~570Ma），研究重点地区为豫西地区。

研究区内中、新元古代地层（指中元古代蓟县纪和新元古代地层，下同）发育齐全，露头较连续，是华北地台中、新元古代地层出露最好的地区之一，前人曾对其地层分布、分区及地层划分、时代对比进行过较为详细的研究（关保德等，1980、1988；李钦仲等，1980、1985；河南地矿局，1989；翦万筹等，1990）。与此同时，孙枢等（1981、1982）、王鸿祯（1982、1990）、乔秀夫等（1985）、贾承造（1986）、杨巍然（1987、1991）、胡德祥（1987）、胡受奚（1988）、周洪瑞（1991、1999）、孟庆任（1992、1993）、王自强等（1994）分别从不同角度对该区的构造古地理背景和中、新元古代的沉积环境做了较为深入的研究。华北地台南缘中、新元古代为一发育有裂谷系的被动大陆边缘，由北向南，海水由浅变深，总体为滨海—浅海环境，真正的大洋盆地的深水沉积应在洛南-栾川-确山断裂带以南的北秦岭地区。前人的工作奠定了在本区开展中、新元古代层序地层学研究的地质学和沉积古地理学两方面的基础。

一、中、新元古界地层分区及地层系统

中元古代长城纪（1700~1400Ma），华北地台南缘发育了以熊耳群、西洋河群等火山岩系为代表的三叉裂谷系，并在此基础上发育了中、新元古代沉积。前人（关保德，1980、1988；李钦仲，1980、1985）据其岩性组合和沉积特征将华北地台南部中、新元古界地层分区划分为澠池-确山小区（即中条山-乐山小区）、小秦岭小区（即卢氏-洛南小区）、栾川小区和嵩箕小区（图 2-1），并建立了各小区的地层系统和对比关系。除嵩箕小区分布于三叉裂谷东北部的地台内部，其沉积作用未受该裂谷系的直接影响外，其它三个小区分别位于三叉裂谷的东北部、西北部和南部，其沉积作用都不同程度地受到该裂谷系的直接影响。

现将各小区地层发育的特征简述如下。

1. 澠池-确山小区

分布于豫西澠池、汝阳、鲁山、方城、泌阳、确山和晋南阳城、垣曲等地。小区内的中、新元古界包括中元古界蓟县系汝阳群、新元古界青白口系洛峪群和震旦系。

汝阳群主要为一套陆源碎屑沉积，不整合覆于熊耳群火山岩系之上（图版 1，2），由下到上分为云梦山组、白草坪组、北大尖组三个岩组，总厚度 700~1500 m。云梦山组主要岩性为紫红色砂砾岩、不等粒石英砂岩夹紫红色泥岩；白草坪组主要由一套呈互层状的紫红色、紫灰色砂岩、页岩组成；北大尖组主要岩性是灰白色石英砂岩夹灰绿色页岩，顶部为

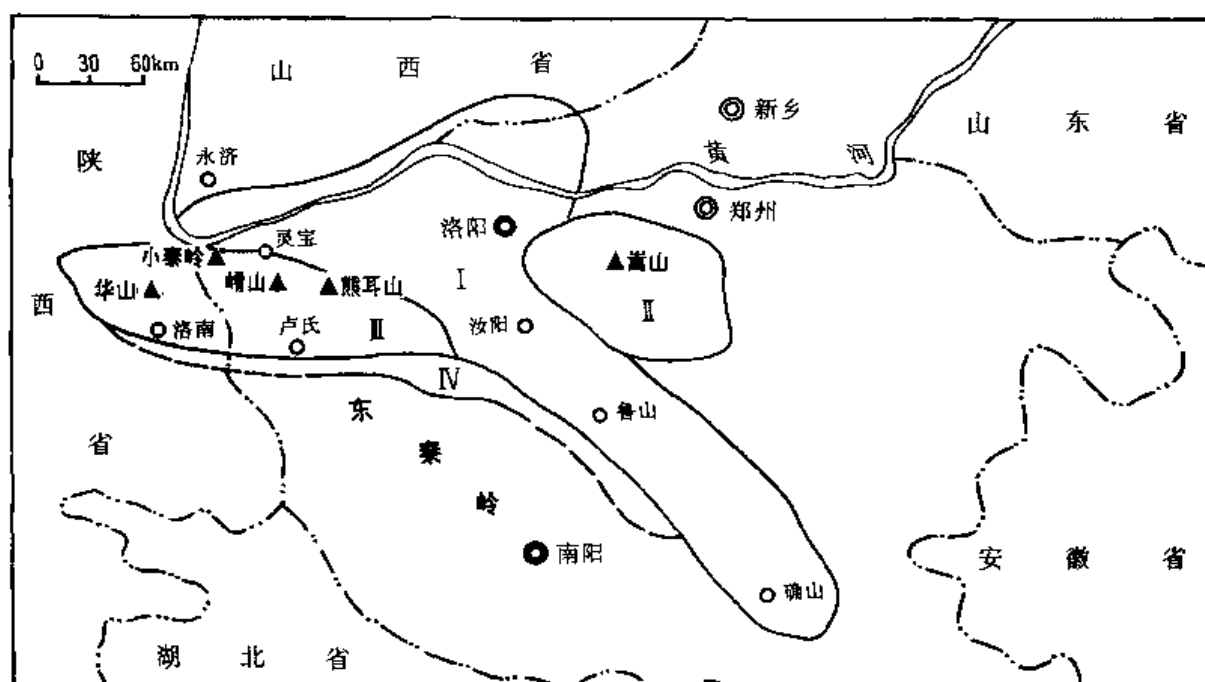


图 2-1 华北地台南部分、新元古界地层分区图

(据关保德, 1988 修改)

I—渑池-确山小区; II—小秦岭小区; III—栾川小区; IV—嵩箕小区

砾屑、砂屑白云岩及叠层石白云岩。

洛峪群与下伏汝阳群为平行不整合接触(图版 3), 顶部被震旦系平行不整合覆盖, 自下而上分为崔庄组、三教堂组和洛峪口组。崔庄组下部为中细粒石英砂岩夹页岩, 中上部为页岩、粉砂质页岩夹细砂岩和粉砂岩, 与北大尖组呈平行不整合接触, 厚 130~227 m; 三教堂组主要由一套石英砂岩组成, 厚 32~158 m; 洛峪口组主要岩性是白云岩、叠层石白云岩, 底部为页岩, 本组厚度为 50~225 m。

震旦系自下而上由黄连垛组、董家组、罗圈组和东坡组构成。黄连垛组主要由白云岩、硅质白云岩组成, 其底部为砾岩、砂岩, 与下伏洛峪口组不整合接触, 厚 134~443 m; 董家组下部为砂砾岩、砂岩、粉砂岩, 上部为泥质白云岩, 与下伏黄连垛组呈平行不整合接触(图版 4), 厚 10~360 m; 罗圈组冰渍泥砂砾岩、含砾砂泥岩组成, 与下伏董家组平行不整合接触(图版 5), 并可超覆于不同层位上, 最大厚度 180 m; 东坡组为细砂岩、粉砂岩和页岩, 与下伏罗圈组整合接触, 顶部被寒武系平行不整合覆盖(图版 6, 7), 厚 94 m。

汝阳群和洛峪群中微古植物组合及叠层石面貌分别与燕山地区蓟县纪和青白口纪地层对比。另外, 舞阳云梦山组下部所夹火山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1283Ma (孙枢等, 1977 转引自关保德, 1988), 白草坪组泥质岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1200Ma (河南地矿局第三地调队, 1986), 北大尖组海绿石砂岩的海绿石 K-Ar 年龄为 1140~1256Ma (平均 1183Ma ± 73 Ma), 董家组下部海绿石石英砂岩中海绿石 K-Ar 年龄为 617~674 Ma (关保德等, 1988); 本课题测得的洛峪口组上部碳酸盐岩的 U-Pb 等时线年龄为 855 Ma。据此可以确定本区的时代归属中、新元古界。

2. 嵩箕小区

主要分布在河南偃师、登封、伊川、临汝和禹县等地的高山—箕山地区（简称嵩箕地区），中、新元古界自下而上分为兵马沟组、马鞍山组、葡峪组、骆驼畔组、何家寨组和红岭组。兵马沟组和马鞍山组的时代为蓟县纪，葡峪组、骆驼畔组和何家寨组的时代为青白口纪，红岭组的时代为震旦纪。

兵马沟组为紫红色砾岩、砂砾岩、长石石英砂岩和紫红色泥岩，底部与下伏的太古宙登封群变质岩呈角度不整合接触（图版 8），最大厚度 575 m。马鞍山组主要为灰紫色、紫红色、灰白色石英砂岩，下部夹砾岩，上部夹页岩，厚 360 m。葡峪组为灰色、黄灰色、灰黑色粉砂岩和炭质泥岩，厚 158 m。骆驼畔组为灰白、紫红色砂砾岩，厚 42 m。何家寨组下部为黄绿色页岩夹薄层石英砂岩，中部为灰色灰岩、泥质白云岩、角砾状灰岩和叠层石灰岩，上部为绿色页岩与粉砂岩，共厚 337 m。红岭组下部为钙质石英砂岩、紫红色页岩夹粉砂岩，上部为灰色、紫红色白云质灰岩，与下伏何家寨组和上覆寒武系辛集组均为平行不整合接触（图版 9），厚度大于 140 m。

3. 小秦岭（卢氏—洛南）小区

该地层区位于河南省西部的卢氏、洛宁、灵宝和陕西省洛南一带。中、新元古界由下而上分为官道口群（包括高山河组、龙家园组、巡检司组、杜关组、冯家湾组）、石北沟组和罗圈组。

官道口群与下伏熊耳群呈不整合接触，由下到上分为五个组，高山河组主要为一套粗粒—细粒石英砂岩及长石石英砂岩，夹泥质岩及白云岩，厚度变化大，为 180~3290 m。龙家园组为浅灰色—灰色白云岩夹燧石条带，叠层石丰富，厚 730~780 m。巡检司组为灰白色—灰色燧石条带白云岩，下部具泥质夹层，厚 434~695 m。杜关组为薄层白云岩，中部夹白云质同生砾岩层，局部具燧石条带，厚 31~228 m。冯家湾组为浅灰色—灰色中层—薄层夹燧石条带白云岩，富含叠层石，厚 42~266 m。

官道口群的时代，根据其叠层石面貌及微古植物组合与燕山地区蓟县系相似，底部高山河组绢云母板岩获有 1394 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄（李钦仲等，1985），以及它不整合于熊耳群之上并被年龄为 999Ma 的小河花岗岩体侵入，故其形成时代应在 1000~1400Ma 范围内，属中元古代蓟县纪。

石北沟组分布较局限，主要岩性为硅质岩、炭质硅质岩及粉砂质板岩、绢云母板岩组成，平行不整合于冯家湾组之上、罗圈组之下，厚 19~207 m，其上部炭质板岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 902 Ma（李钦仲等，1985），故其时代应属新元古代青白口纪。

罗圈组主要岩性为块状砂砾岩，含砾层状泥岩，砂岩、粉砂岩、泥岩，底部以不整合覆于不同时代地层之上，其上为早寒武世辛集组平行不整合覆盖，根据其在地质柱中的位置以及区域对比，认为其时代为震旦纪。

4. 栾川小区

位于河南省栾川、卢氏县南部，向东延至方城等地。周洪瑞（1991）对本区中、新元古界的层序进行了修订，将其自下而上分为下栾川群、上栾川群和震旦系。

下栾川群分为下部的白玉沟组和上部香子坪组。白玉沟组为肉红色、灰色白云质大理岩，灰色—深灰色中—厚层大理岩、硅质条带大理岩，底部为石英砂岩，厚 1620 m。香子坪组下部为含叠层石的灰色中—厚层纹层状大理岩，石英大理岩，上部为硅质条带白云岩

及薄层钙质板岩，厚 941 m。根据下栾川群整合覆于熊耳群之上，平行不整合于新元古界青白口系上栾川群之下，并与小秦岭地区的蓊县系官道口群总体岩性特征、叠层石面貌和微古植物组合均可对比等特征，确定下栾川群时代当属中元古代蓊县纪。

上栾川群由下而上分为四个组。白术沟组的主要岩性灰绿色、灰色粉砂质板岩，黑色炭质板岩夹碳质大理岩透镜体，厚度为 251 m。三川组下部为灰色变质长石石英砂岩夹板岩，上部为钙质板岩，薄层大理岩，厚 330 m。南泥湖组为薄层变质石英砂岩、粉砂岩、板岩及大理岩，厚 382 m。煤窑沟组为浅灰色变质石英砂岩，石英大理岩、粉砂岩，黑色炭质板岩夹煤层，大理岩中叠层石丰富，厚 977 m。根据上栾川群整合覆于下栾川群之上，微古植物组合、叠层石面貌可以和燕山地区青白口系对比、侵入煤窑沟组的辉长石年龄为 743Ma(河南地质三队,1977),以及区域上小秦岭地区和白术沟组相当的石北沟组有 902Ma 的同位素年龄等证据，将上栾川群的时代定为新元古代青白口纪。

震旦系由下到上分为大红口组、鱼库组和三岔口组。大红口组为粗面岩、粗面安山岩、粗面质火山集块岩及凝灰岩，夹大理岩，厚 739 m。鱼库组为灰色—灰白色厚层白云质大理岩、含硅质条带大理岩，夹同生角砾岩层，厚 472 m。三岔口组为灰黑色炭质钙质砾岩，灰黑色钙质板岩，厚 259 m。根据大红口组火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 682Ma，Rb-Sr 等时线年龄 660Ma(张宗清等, 1991)，以及覆于上栾川群之上，伏于下古生界陶湾组之下，确定其时代应为震旦纪。

应特别指出的是，近年尹崇玉等在永济水幽等地的云梦山组、白草坪组和北大尖组中获得一批新的微古植物化石，其所见种属，目前在全球仅见于距今 1000 Ma 以来的地层中。因此，主张将上述三组划归新元古界。但这一方案尚缺少必要的新的同位素年龄证据，而现有的年龄数据都难以支持将其划入新元古界的方案。为此，本书仍暂将云梦山组、白草坪组和北大尖组划归中元古界。

表 2-1 华北地台南部中、新元古界地层分区对比表

地层分区		渑池-确山		卢氏-洛南		栾川地区		嵩箕地区	
地层系统		洛峪群		官道口群		栾川群		汝阳群	
下古生界	寒武系	辛集组		辛集组		陶湾组		关口组	
	新元古界	震旦系	东坡组		罗圈组	三岔口组		红岭组	
罗圈组			鱼库组						
董家组			大红口组						
新元古界	青白口系	洛峪群	洛峪口组		石北沟组	上		何家寨组	
			三教堂组			栾川群下		骆驼畔组	
			崔庄组			栾川群		葡萄峪组	
中元古界	蓊县系	汝阳群	北大尖组		官道口群	下		马鞍山组	
			白草坪组			栾川群			
			云梦山组						
中元古界	蓊县系	汝阳群	小沟背组		官道口群			兵马沟组	
			熊耳群			熊耳群		熊耳群	
长城系		熊耳群		熊耳群		熊耳群		熊耳群	

各地层小区中、新元古界的地层系统和对比关系如表 2-1 所示。

二、沉积相、沉积体系的类型及其主要特征

根据野外详细地层剖面的观察、测量,对岩性、沉积构造及其组合特征的研究和室内综合分析,认为区内中、新元古代地层的沉积环境主要为滨海-浅海环境,也有少量陆相河流环境和冰川沉积。我们将其划分为无障壁海岸陆源碎屑沉积体系、障壁海岸陆源碎屑沉积体系、滨岸碳酸盐沉积体系、浅海陆棚沉积体系、河流沉积体系和冰川沉积体系等 6 种沉积体系及 13 种沉积相、38 种微相(表 2-2)。

1. 无障壁海岸陆源碎屑沉积体系

广泛发育于汝阳群各组和马鞍山组、高山河组中。形成于由波浪作用控制的开阔且陆源物质供应充足的滨岸环境,主要为砂泥质沉积,局部地段见有砾质海滩沉积。一个完整的砂质海滩相序列自下而上分别为下临滨沉积、上临滨沉积、前滨沉积和后滨沉积。下临滨沉积为薄层状粉砂岩、泥质粉砂岩或细砂岩(图版 10),仅见水平层理、波状层理和小型交错层理。上临滨多为中粗粒石英砂岩,发育大型板状交错层理、楔状交错层理及平行层理。偶尔也可见到冲洗交错层理和浪成对称或不对称波痕。前滨沉积的厚度最大,粒度最粗,以中粗粒石英砂岩为主,沉积构造十分发育,最典型的是海滩冲洗交错层理,其次为平行层理、板状、楔状交错层理(图版 11, 12, 13, 14),而且波痕构造特别发育,类型繁多,有对称波痕,不对称波痕,波脊有弯曲状、平直状、分叉状,也有舌形、新月形及菱形波痕,还有反映多次同向水流作用形成的削顶波痕、圆顶波痕、双脊波痕以及由多向水流作用形成的网格状、叠瓦状干涉波痕(图版 15, 16),有时在前滨沉积的砂岩层面上发育有泥裂、雨痕、遗迹化石等暴露标志(图版 17, 18, 19, 20)。后滨沉积较少见,一般由粉砂岩或粉砂质泥岩组成,发育水平纹层及波状纹理,也常见小型波痕和泥裂构造。

砾质海滩沉积除上临滨沉积由分选较好、成熟度极高的砾岩或含砾粗砂岩组成、前滨沉积主要为含砾粗砂岩及粗砂岩组成外,沉积构造组合特征类似于砂质海滩沉积。

海滩沉积物中砂岩的粒度分布特征是仅出现跳跃次总体和悬浮次总体(图 2-2),缺乏滚动次总体,跳跃次总体占 90%~95%,且斜率很陡,一般可达 75°以上,反映其分选性极好;而且跳跃次总体常由两个次总体构成,指示了可能存在两种强度的水流,即波浪的冲刷与回流作用,是较典型的海滩环境的粒度分布特征。C-M 图(图 2-3)也反映了海滩环境的特点。

2. 障壁海岸陆源碎屑沉积体系

障壁海岸陆源碎屑沉积体系形成于以潮汐作用为主的、陆源碎屑供应充分的滨岸环境,广泛发育于汝阳群各组 and 震旦系董家组中,根据其沉积特征可分为碎屑潮坪相、障壁砂坝相和泻湖相三种类型,其中以碎屑潮坪相最为发育。

碎屑潮坪相的沉积物主要由中-细粒石英砂岩、粉砂岩及泥岩组成,完整的碎屑潮坪型副层序由潮上带、潮间带、潮下带三个部分构成,但有时发育不全,仅见其中两个部分。潮上带由泥岩或粉砂质泥岩组成,发育水平层理、波状纹层及泥裂构造;潮间带由泥岩及细粒石英砂岩构成,最常见透镜状层理、波状层理、脉状层理、小型交错层理(图版 21);潮下带主要由中-细粒石英砂岩组成,由于水体的能量相对较强,故常见羽状交错层理及

表 2-2 豫西地区中、新元古界沉积体系、沉积相和微相类型

沉积体系	沉积相		微相	分布层位
	相	亚相		
无障壁海岸 陆源碎屑沉 积体系	海滩相	后滨	具水平纹层、小型交错层理细砂岩、粉砂质泥岩	云梦山组、 北大尖组、 三教堂组等
		前滨	具平行层理、冲洗交错层理石英砂岩	
		上临滨	a. 发育大型楔状、板状交错层理中粗粒砂岩 b. 发育大型楔状、板状交错层理砂砾岩	
		下临滨	a. 发育小型交错层理细砂岩、粉砂岩 b. 含海绿石砂岩、粉砂岩	
障壁海岸陆 源碎屑沉积 体系	碎屑潮坪相	潮上带	发育水平纹层、泥裂的泥岩	云梦山组、 白草坪组等
		潮间带	a. 发育潮汐层理的砂泥岩互层 b. 具楔状、板状交错层理的砂岩	
		潮下带	a. 具羽状交错层理的砂岩 b. 具大型槽状、板状、楔状交错层理的砂岩 c. 透镜状具大型楔状交错层理潮道充填砂岩	
	障壁砂坝相	具大型板状、楔状交错层理的中粗粒砂岩		
	泻湖相	具水平纹层泥岩、粉砂质泥岩		
滨岸碳酸盐 沉积体系	碳酸盐 潮坪相	潮上带	a. 具水平纹层的泥质白云岩 b. 发育水平藻纹层的白云岩	北大尖组、 洛峪口组、 黄连垛组、 董家组等
		潮间带	a. 发育柱状叠层石的白云岩 b. 发育交错层理的砂屑、粉屑白云岩	
		局限潮下带	a. 夹硅质条带白云岩 b. 具水平纹层的泥质白云岩 c. 具水平纹层硅质白云岩、硅质岩	
		开放潮下带	a. 具大型交错层理砂屑、砾屑白云岩 b. 叠层石礁白云岩	
浅海陆棚 沉积体系	过渡带相		具水平层理、波状层理的粉砂岩、粉砂质泥岩	白草坪组、 崔庄组、 东坡组等
	浅海相		a. 具水平纹层灰黑色炭质泥(页)岩 b. 具水平纹层灰色泥(页)岩	
河流沉积 体系	洪积相		a. 发育递变层理厚层-块状砂砾岩 b. 具平行层理的砂砾岩	兵马俑组、 小沟背组
	辫状河流相	河床滞积	砾石具叠瓦状排列的砂砾岩	
		河心砂坝	a. 发育大型板状、槽状交错层理砂岩、含砾砂岩 b. 发育爬升交错层理、小型波痕的细砂岩	
	曲流河相	河床滞积	厚层砂砾岩	
		点砂坝	发育大型楔状交错层、平行层理的砂岩	
		天然堤	发育波状层理、爬升交错层理细砂岩、粉砂岩	
河漫滩		发育水平纹层的紫红色泥岩、粉砂质泥岩		
冰川沉积 体系	底碛-滞碛相		块状砂泥质复成分砾岩	罗圈组
	冰水相		具落石构造的含砾粉砂岩、粉砂质泥岩	
	冰川-水下重力流相		具递变层理的复成分砾岩	

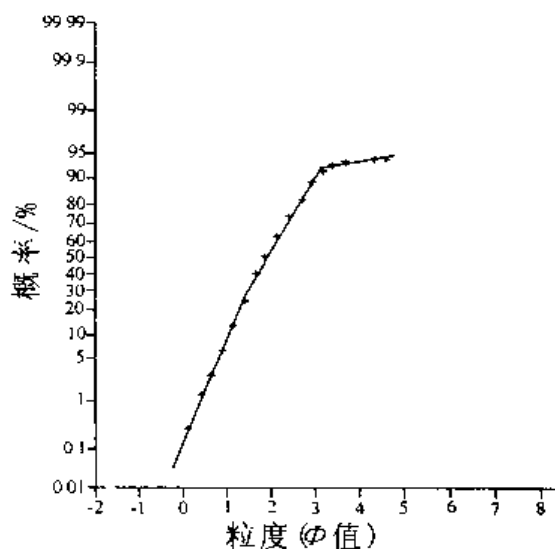


图 2-2 下汤北大尖组海滩砂岩粒度概率曲线

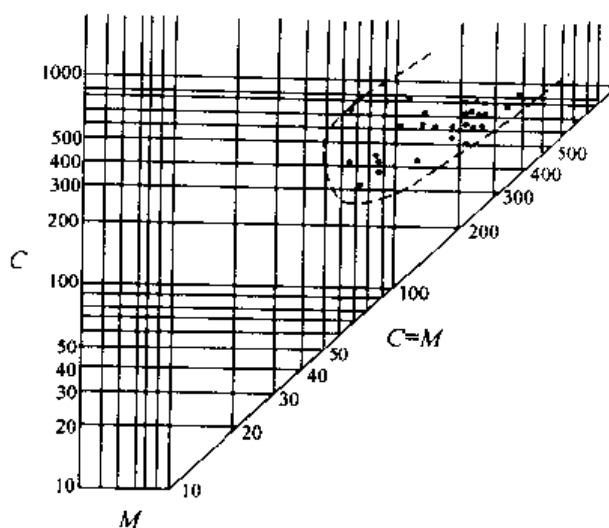


图 2-3 洛南高山河组海滩砂岩 C-M 图

大型板状、平行层理，波痕构造也甚为发育，类型多样（图版 22，23）。在一些层位还可见潮汐沉积的重要的沉积构造标志——再作用面。区内潮坪沉积的另一特征为含扁平泥砾，多呈紫红色，呈椭圆或圆形，一般砾径 1~5 cm，在岩层中不均匀分布，在副层序的底部尤为发育，其成因是潮上带和潮间带上部的泥岩层在暴露环境下干裂、形成泥片再受潮汐水流改造而成，故具有重要的指相意义。

在粒度概率累计曲线上，潮坪砂岩的颗粒组分以跳跃总体和悬浮总体为主，两者的 S 截点突变，其中跳跃总体占主导地位，斜率较高，可达 70°以上，而悬浮组分较少，且斜率低，一般 30°~40°（图 2-4）。C-M 图（图 2-5）显示，图形较宽，投影点分布不均匀，上部

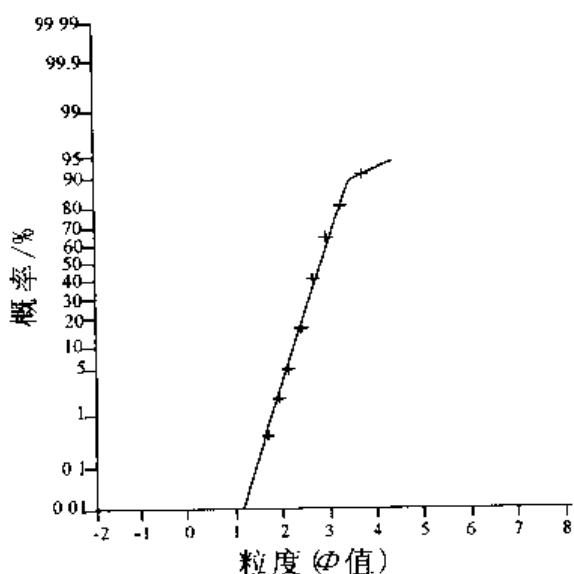


图 2-4 下汤白草坪组潮坪砂岩粒度概率曲线

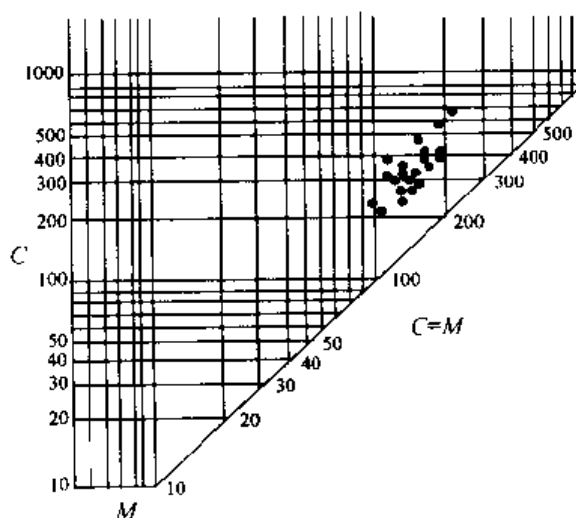


图 2-5 下汤白草坪组潮坪砂岩 C-M 图

稀疏，中下部密集，反映为滨岸环境。

3. 滨岸碳酸盐沉积体系

形成于陆源碎屑供应不充分或较缺乏的滨岸环境，主要发育在官道口群、北大尖组、洛峪口组、黄连垛组、董家组和何家寨组、红岭组。根据其沉积特征可分为潮坪相和局限碳酸盐潮下带（泻湖相）两种类型，其中以潮坪相较为发育，其沉积物主要为砾屑白云岩、砂屑白云岩、砂质白云岩、叠层石白云岩和泥质白云岩，构成了向上变浅的沉积序列。潮下带常为砂屑白云岩、砾屑白云岩，砂屑白云岩中常发育有交错层理和平行层理。潮间带为砂屑白云岩、粉屑白云岩或由下向上依次出现半球状叠层石、短柱状叠层石、柱状叠层石和波纹状叠层石白云岩（图版 24, 25），潮上带常为泥质白云岩或水平纹层状叠层石白云岩，序列的底界常为明显的冲刷面。局限碳酸盐潮下带（泻湖相）仅见于洛峪口组上部和董家组上部，主要为水平纹层十分发育的泥晶白云岩和泥质白云岩，在本区南部还可见小型泥晶丘。在下汤北大尖组和洛峪口组分别可见到受风暴作用影响形成的角砾岩和丘状层理。

4. 浅海陆棚沉积体系

形成于陆棚浅海环境，可进一步分为过渡带相和浅海相。过渡带的沉积物主要为泥质粉砂岩、粉砂岩和粉砂质砂岩，夹薄层细砂岩，发育小型交错层理、波状层理和水平层理。浅海相的主要沉积物为泥（页）岩、黑色炭质泥（页）岩及少量的硅质岩，仅发育水平层理。

5. 河流沉积体系

仅见于兵马沟组和小沟背组，据伊川吕店兵马沟组剖面研究，可分为洪积（冲积）相、辫状河流相和曲流河三种沉积相。

（1）洪积相（冲积扇）沉积：分为两个部分，下部属扇根-扇中沉积，主要为砾岩及砂砾岩，向上逐渐夹砂岩。砾岩成分复杂，分选差，呈棱角状或次棱角状，局部呈迭瓦状排列，并见有粒序层理。砾岩一般呈块状，砂岩中偶见板状、槽状交错层理。上部为扇端沉积，主要由砂岩、含砾砂岩组成，见冲刷充填构造及板状、楔状和槽状交错层理。自下而上构成由粗变细的序列（图 2-6）。

（2）辫状河流相：底部为一层厚度不超过 20cm 的砾岩层，与下伏岩层之间为明显的冲刷面，属滞留沉积。下部为长石石英砂岩，发育槽状、板状及楔状交错层理。上部为泥岩或粉砂岩，发育水平纹层及爬升纹理。砂岩与泥岩或粉砂岩厚度比大于 1。

（3）曲流河相：底部常为一层厚度小于 15cm 的砾岩或含砾粗砂岩，并与下伏岩层间为冲刷面，砾石略呈迭瓦状排列。发育“二元结构”，下部为中细粒长石石英砂岩，发育板状、槽状交错层理。上部为粉砂岩及泥岩，其中发育爬升纹理及水平纹层，偶见泥裂，下部砂岩与上部泥岩厚度比一般小于 1（图 2-7）。粒度分布特征曲线显示发育跳跃总体和悬浮总体两部分，跳跃总体占 85% 左右，分选较好，悬浮总体占 15% 左右，斜率较低，反映分选较差（图 2-8）。

6. 冰川沉积体系

仅发育于罗圈组，在豫西分布广泛，可分为底碛-滞碛相、冰水相和冰川-水下重力流相等三种沉积相，分别形成于大陆冰川、冰湖和冰海环境。

（1）冰川底碛-滞碛沉积主要为一套厚层一块状杂砾岩，砾石成分复杂，主要为石英砂岩，其次为白云岩、石英岩、脉石英等，与下伏地层的岩性密切相关；砾石大小混杂，以

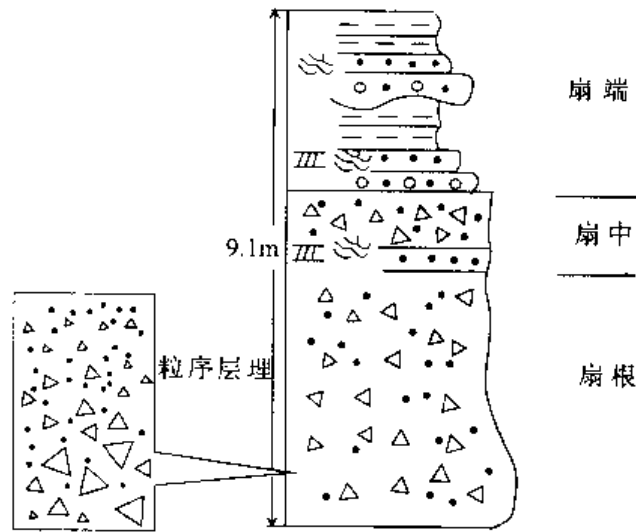


图 2-6 伊川吕店兵马沟组洪积（冲积）沉积序列


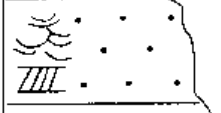
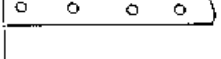
岩性（相）柱	岩性	环境
	泥岩 粉砂岩	泛滥盆地
	长石石英砂岩	曲流砂坝
	砾岩含砾砂岩	河床滞留

图 2-7 兵马沟组曲流河沉积特征

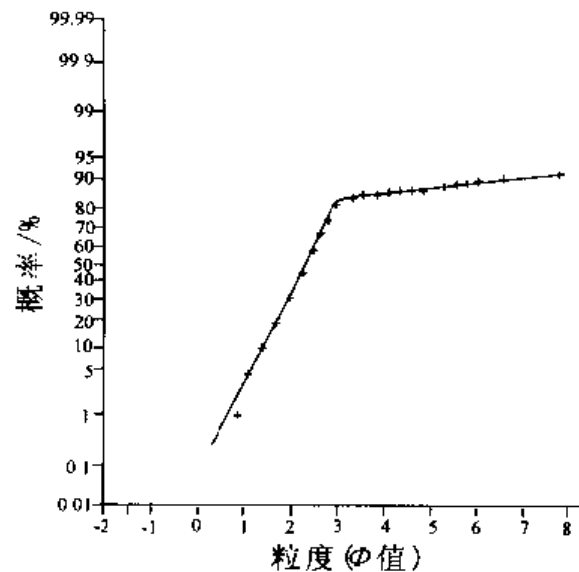


图 2-8 兵马沟组河流相砂岩粒度概率曲线

2~7 cm 居多，磨圆、分选均较差，以次棱角、次圆为主；砾石表面具擦痕、磨光面、压坑及压裂现象，为典型冰川事件的产物。杂砾岩基质的主要成分为石英、各种岩屑及少量长石等，含量 80%~90%，磨圆、分选也较差，且化学风化微弱；基质中还含有少量的粘土矿物，其主要成分为伊利石，其次为绿泥石。

(2) 冰湖水下碛-似层状杂砾岩和冰水相发育落石构造的纹泥岩、含砾砂岩，层状杂砾岩的岩性特征及砾石特征类似于块状杂砾岩，但具有层理构造，砾石长轴略具定向性排列，并伴有落石构造。其分选性优于块状杂砾岩，经受水流改造较为明显，可能形成于远离冰川的冰湖、冰前滨海水下带。落石纹泥岩主要由粉砂、泥质和“落石”组成，其形成于冰缘湖泊和冰前滨海环境，由于冰筏的存在而形成“落石”。

(3)冰川-水下重力流沉积仅发育于研究区的南部确山吴楼地区,为一套厚层状富钙质、砂泥质似层状杂砾岩。似层状杂砾岩中具有粗碎屑水下重力流、浊流与浮冰沉积作用所形成的多种沉积构造,如成层分布的厚层块状杂砾岩、发育递变层理的杂砾岩以及以夹层形式存在的含落石构造的粉砂岩、泥岩。在递变层理内,细小砾石混杂堆积,毫无排列和分选,是水下重力流携带大量碎屑物质快速卸荷而形成的。

第三章 华北地台南部中、新元古界 露头层序地层学研究

露头层序地层学研究的特点是以大量的野外地质调查为基础，在层序研究上以层序界线不整合面、最大海泛面为关键界面，抓住副层序、副层序组及体系域特征等重要标志，在露头上确定不同级别的层序。同时在区域上对层序界面和最大海泛面进行追踪对比，建立起区域性的等时界面，为地层的划分、对比提供依据。华北地台南部豫西地区中、新元古界出露良好，地层序列完整清楚，变质变形程度微弱，是露头层序地层学研究的理想地区。

一、层序界面及其识别标志

层序界面是指层序与层序之间的分界面，是在海平面迅速下降时形成的不整合面及其相应的整合面，因而层序界面是一个等时界面，是确认年代地层格架和建立区域等时地层对比的关键界面（key surface）。层序地层学依据层序界面形成时海平面的下降速度与沉积滨线坡折基底沉降速度之间的关系，将层序界面分为两类，分别称Ⅰ类层序界面和Ⅱ类层序界面，并由层序底部界面的类型决定了层序的类型。

1. Ⅰ类层序界面

是指在海平面下降速率大于盆地沉降速率条件下形成的，从而造成斜坡的侵蚀和区域上淡水沉积透镜体向海方向迁移。Ⅰ类界面形成时，海面低于陆棚边缘，以陆棚上出现陆上不整合面和陆坡外侧出现海底扇为特征，在碳酸盐沉积背景中表现为台地边缘和上斜坡物质的减少（被侵蚀），并在下斜坡沉积了碳酸盐角砾岩和各种重力流沉积，大气成岩作用透镜体向盆地或向海方向的迁移，导致碳酸盐高位体系域中的沉积物发生区域的与大气有关的成岩作用。在碎屑沉积背景下，Ⅰ类层序界面的特征表现为具陆上暴露和由于河流作用形成的陆上侵蚀，沉积相向盆地方向迁移，海岸上超向下转移以及上覆地层的上超。沉积相向盆地迁移的结果，使非海相或极浅水相的岩石地层可直接盖在较深水海相岩石之上。

2. Ⅱ类层序界面

是在海平面下降速率小于盆地沉降速率条件下形成的，从而导致了与Ⅰ类层序界面不同的特征。Ⅱ类层序界面形成时，海面不低于陆棚边缘，即与陆棚边缘的高度相当或略高于陆棚边缘，以在陆棚向大陆的部分出现陆上不整合面为特征。在碳酸盐沉积背景中，在形成Ⅱ类层序界面期间，海平面处于（或下降到）台地滩之下，并造成内台地的暴露，常见台地和台地边缘沉积楔形体，而斜坡侵蚀则很少见。在碎屑沉积背景中，Ⅱ类层序界面则以陆上暴露和沉积滨岸坡折向陆方向的海岸上超向下转移为特征。没有与河流回春作用相伴生的陆上侵蚀和相向盆地的迁移。

通过对华北地台南部中、新元古代地层的研究，其层序界面有以下识别标志。

(1) 陆上风化暴露面

(4) 地层堆积类型转换面

地层堆积类型转换面与地层结构转换面(魏家庸等, 1992)在意义上大致相同, 但具体表现形式有差异, 地层结构转换面主要是指在垂向上总体向上变深、粒度变细、层厚变薄或向上变浅、粒度变粗、层厚变厚的转变; 而本书所指的地层堆积类型转换面主要指沉积相序所表现出的向上变深或变浅的沉积序列的转变或副层序组链的叠置类型的转变。一般而言, 地层堆积类型转换面之下地层堆积方式是向上变浅, 界面之上则为向上变深的退积型(图 3-1)。这种界面一般不易在露头上直接观察到, 而是通过精细的沉积相序演变分析和副层序组的叠置方式的研究获得。此类界面是Ⅱ类层序界面的主要鉴别标志。

需要说明的是, 在实际研究工作中, 单凭一、两个局部露头来确定层序界面及其类型是极为困难的。要正确地确定层序界面及其类型, 不仅需要精细的沉积相序及地层堆积类型的研究工作, 更重要的是要在一定范围内进行追索及区域对比。关于界面类型的鉴别标志, 一般认为Ⅰ类界面在陆架及滨岸地带广泛发育风化暴露标志, Ⅱ类界面虽然在陆架的大部分地带表现为连续沉积, 但在滨岸带也常发育暴露面, 因此不能单凭局部的风化暴露现象轻易判断界面类型。

二、层序的内部构成单元和重要界面

层序是以不整合或与其相当的相对整合的界面为界, 彼此有成因联系的地层序列(Wagoner, 1990)。层序是全球海平面曲线相邻的两个下降拐点之间的沉积。一个完整的层序应该由三个部分组成, 即低位体系域(LST, 发育于Ⅰ类层序中)或陆架边缘体系域(SM-ST, 发育于Ⅱ类层序中)、海进体系域(TST)和高位体系域(HST)。体系域又由副层序组和副层序组成。

1. 副层序

副层序(parasequence)是层序的最基本组成单位, 是“一套以海泛面或与其可对比的界面为界的相对整合的、彼此有成因联系的层或层组”(J. C. Van Wagoner *et al.*, 1990)。它实际上是由相对深水—相对浅水环境下形成的一套连续的有成因联系的沉积序列。副层序间的界面可以为冲刷面或暴露面, 也可以是岩性和结构转换面。本区中元古代地层中的副层序一般由两种以上的沉积(微)相所形成的层组组成, 在大多数情况下均显示出向上变浅的相序, 其顶底界面均为海水冲刷面, 个别单一岩相的副层序是以海水冲刷面划分的。区内最常见的副层序类型有: 陆源碎屑海滩型副层序、陆源碎屑潮坪型副层序、碳酸盐潮坪型副层序和碳酸盐岩-碎屑岩混合型潮坪副层序。

(1) 陆源碎屑海滩型副层序

形成于由波浪作用控制的开阔的、陆源物质供应充足的滨岸环境, 主要为砂泥质沉积, 局部地段也见有砾质海滩沉积。完整的砂质海滩副层序的构成如图 3-2 所示, 其下部为过渡带或下临滨的薄层状粉砂岩、泥质粉砂岩或细砂岩, 仅见水平层理、波状层理和小型交错层理。中部为上临滨, 多为中粗粒石英砂岩, 发育大型板状交错层理、楔状交错层理及平行层理。偶尔也可见到冲洗交错层理和浪成对称或不对称波痕。上部为前滨沉积, 其厚度最大, 粒度最粗, 以中—粗粒石英砂岩为主, 沉积构造十分发育, 最典型的是海滩冲洗交错层理, 其次为板状、楔状交错层理, 而且波痕构造特别发育, 类型繁多, 有对称波痕, 不

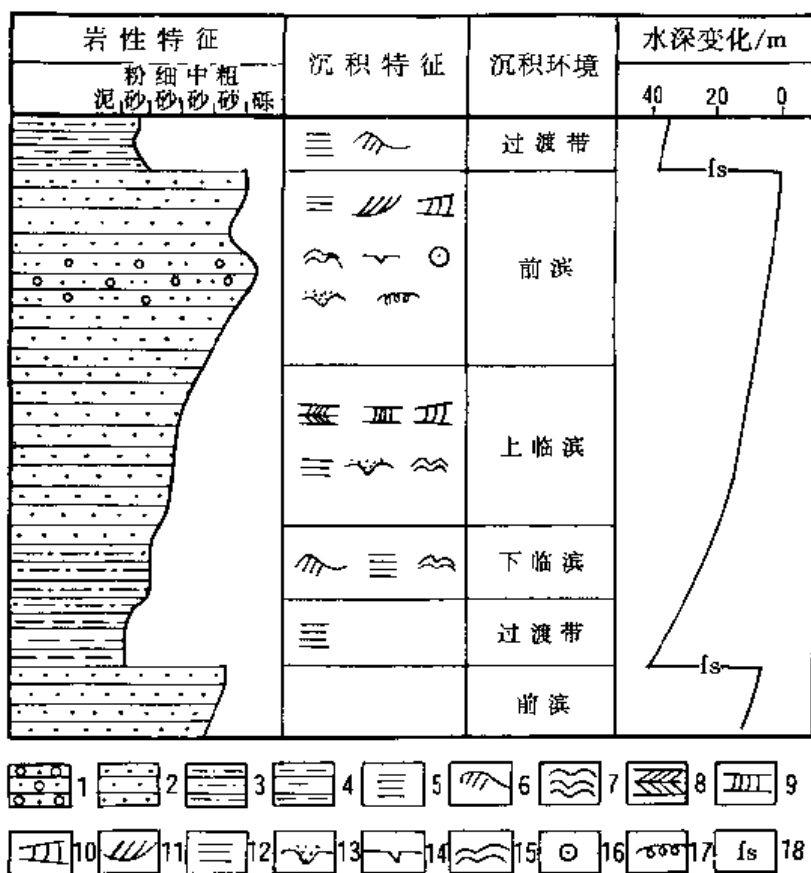


图 3-2 陆源碎屑海滩型副层序及其沉积特征

1 砂砾岩；2—砂岩；3—粉砂岩；4—泥（页）岩；5—水平层理；6—小型交错层理；7—波状纹层；8—羽状交错层理；9—板状交错层理；10—楔状交错层理；11—冲刷交错层理；12—平行层理；13—冲刷充填构造；14—泥裂；15—波痕；16—雨痕；17—遗迹化石；18 海泛面

对称波痕，波脊有弯曲状、平直状、分叉状，也有舌形、新月形及菱形波痕，还有反映多次同向水流作用形成的削顶波痕、圆顶波痕、双脊波痕以及由多向水流作用形成的网格状、叠瓦状干涉波痕，有时在前滨沉积的砂岩层面上发育有泥裂、雨痕等暴露标志。海滩沉积物中砂岩的粒度分布特征为仅出现跳跃次总体和悬浮次总体，缺乏滚动次总体，跳跃次总体占 90%~95%，且斜率很陡，一般可达 75°以上，反映其分选性极好，而且，跳跃次总体常由两个次一级的线段构成，指示了可能存在两种强度的水流，即波浪的冲刷与回流作用。副层序内部由下向上粒度逐渐增大，层厚逐渐增厚，砂岩/泥岩比增高，为向上变粗的副层序（图版 29）。这种副层序在区内分布广泛，在海进体系域（TST）和高位体系域（HST）均很常见。

(2) 陆源碎屑潮坪型副层序

形成于以潮汐作用为主的、陆源碎屑供应充分的滨岸环境，沉积物主要由中—细粒石英砂岩、粉砂岩及泥岩组成，完整的碎屑潮坪型副层序由潮上带、潮间带、潮下带三个部分构成（图 3-3），但有时发育不全，仅见其中两个部分。潮上带由泥岩或粉砂质泥岩组成，发育水平层理、波状纹层及泥裂构造，还可见到遗迹化石。潮间带由泥岩及细粒石英砂岩

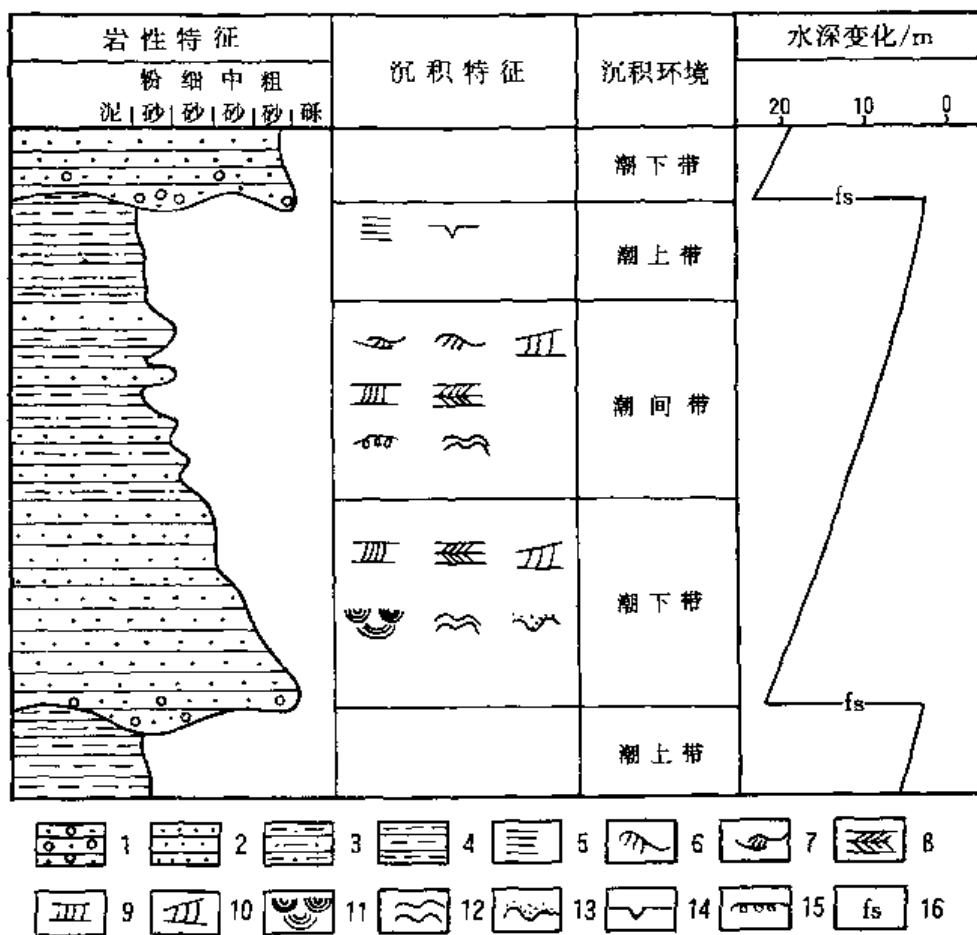


图 3-3 陆源碎屑潮坪型副层序及其沉积特征

1—砂砾岩；2—砂岩；3—粉砂岩；4—泥（页）岩；5—水平层理；6—小型交错层理；7—潮汐层理；8—羽状交错层理；9—板状交错层理；10—楔状交错层理；11—槽状交错层理；12—波痕；13—冲刷充填构造；14—泥裂；15—遗迹化石；16—海泛面

构成，最常见透镜状层理、波状层理、脉状层理、小型交错层理。潮下带主要由中—细粒石英砂岩组成，由于水体的能量相对较强，故常见大型板状及平行层理及特征的羽状交错层，波痕构造也甚为发育，类型多样。在一些层位还可见潮汐沉积的重要的沉积构造标志——再作用面。区内潮坪沉积的另一特征为含扁平泥砾，多呈紫红色，呈椭球或圆球形，一般砾径 1~5 cm，在岩层中不均匀分布，在副层序的底部尤为发育，其成因是潮上带和潮间带上部的泥岩层在暴露环境下干裂、形成泥片再受潮汐水流改造而成，故具有重要的指相意义。与陆源碎屑海滩型副层序相反，陆源碎屑潮坪型副层序内部由下向上粒度逐渐变细，层厚逐渐变薄，砂岩/泥岩比降低，为向上变细的副层序，副层序的底界常为明显的冲刷面。这种副层序在区内分布广泛，常见于高位体系域，在海进体系域中发育较少。

(3) 碳酸盐潮坪型副层序

形成于陆源碎屑供应不充分或缺乏的滨岸环境，沉积物主要为砾屑白云岩、砂屑白云岩、砂质白云岩、叠层石白云岩和泥质白云岩。构成了向上变浅的沉积序列（图 3-4）。潮下

带常为砂屑白云岩、砾屑白云岩，砂屑白云岩中常发育有交错层理和平行层理。潮间带为砂屑白云岩、粉屑白云岩或由下向上依次出现半球状叠层石、短柱状叠层石、柱状叠层石和波纹状叠层石白云岩（图版 24）。潮上带常为泥质白云岩或水平纹层状叠层石白云岩，副层序的底界常为明显的冲刷面。这种副层序仅在部分层序中发育，且仅见于高位体系域。

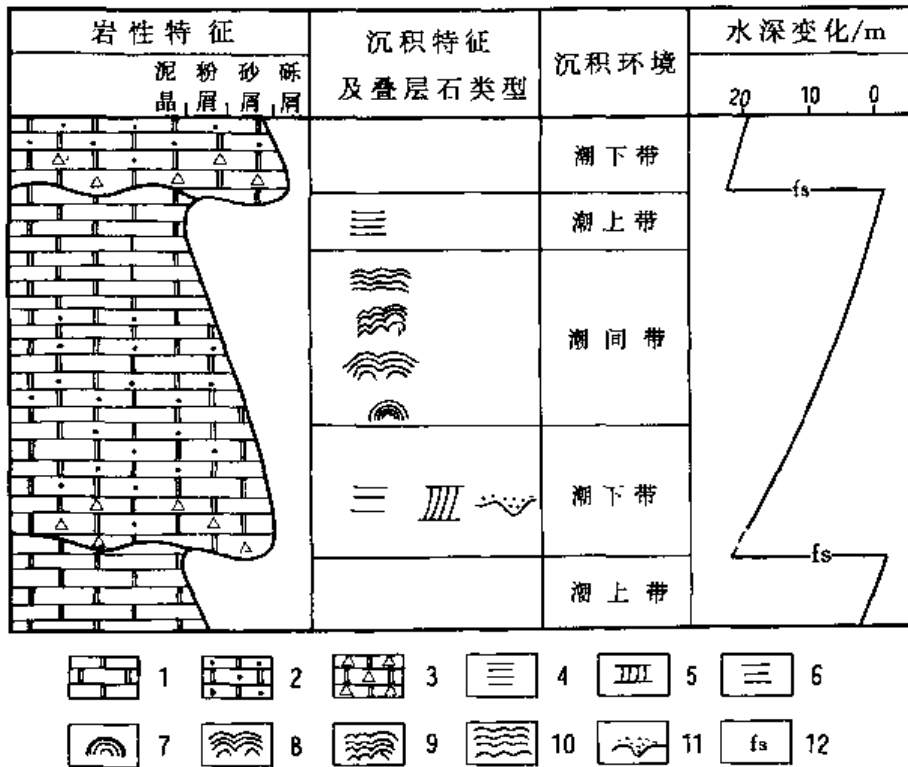


图 3-4 碳酸盐潮坪型副层序及其沉积特征

1—白云岩；2—砂屑白云岩；3—砾屑白云岩；4—水平层理；5—板状交错层理；6—平行层理；7—半球状叠层石；8—短柱状叠层石；9—柱状叠层石；10—波纹状叠层石；11—冲刷充填构造；12—海泛面

(4) 碳酸盐岩-碎屑岩混合型潮坪副层序

一般由潮下带下部白云质石英砂岩、潮下带上部砾屑白云岩与潮间带含叠层石白云岩或泥晶白云岩组成；或由潮间带薄层细粒石英砂岩、泥岩及潮上带纹层状白云岩组成，厚度在 13 m 之间。潮间带叠层石形态下部为柱状，上部为波状（图 3-5）。

如前所述，浅海沉积主要由泥岩、粉砂岩偶夹细砂岩组成，由于难以识别向上变浅的相序和海水冲刷面，副层序未能详细划分。

2. 副层序组

副层序组 (parasequence set) 是一套具有特色的堆叠型式、以明显的海水洪泛面或其可以对比的界面为界，彼此有成因联系的一组副层序 (Wagoner, 1990)。据副层序垂向上的堆叠型式可将副层序组划分为进积、退积和加积三种类型，其形成取决于沉积速率 (R_d) 与可容纳空间的增长速率 (R_a) 之比 (Wagoner, 1988; Schlager, 1993)。在进积副层序组中，向盆地方向副层序变新，总的来讲 $R_d > R_a$ 。在退积副层序组中，向陆地方向副层

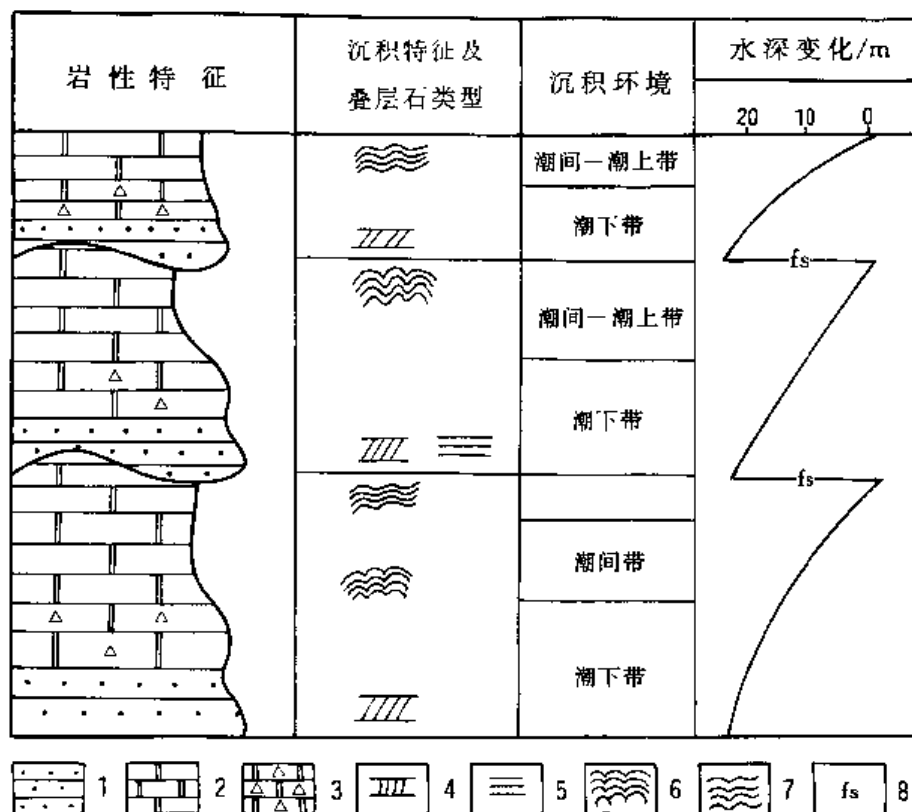


图 3-5 碳酸盐岩-碎屑岩混合型潮坪副层序及其沉积特征

1 砂岩；2—白云岩；3—砾屑白云岩；4—板状交错层理；5—平行层理；6—板柱状叠层石；
7—波状叠层石；8—海泛面

序时代变新，呈后退型式，总的来讲 $R_d < R_s$ 。在加积副层序组中，副层序向上变新，中间没有明显的侧向移动，总的来讲 $R_d \approx R_s$ 。在露头剖面层序地层研究中，副层序组的堆叠类型是由组成副层序的沉积相的垂向序列的变化所体现的。一般而言，在退积型副层序组中，上部较新的副层序的沉积相组合明显比下伏较老的副层序的沉积相组合形成时环境的古水深大（图版 30）；在进积型副层序组中，上部较新的副层序的沉积相组合明显比下伏较老的副层序的沉积相组合形成时的古水深小（图版 31）；加积型副层序组中组成副层序的沉积相在垂向上无明显变化（图版 32）。此外，在同种类型的副层序组中，副层序的相组合不同还反映了其进（退）积程度的不同。例如在退积型副层序组中，退积特征可由下部潮间-潮上带副层序变为上部潮下-潮上带副层序所体现，反映沉积环境的水深自下而上从潮间带逐渐加深至潮下带（图 3-6）。但是，如果副层序组中，副层序从下部前滨副层序直接变为下临滨上临滨或过渡带下临滨副层序，则反映副层序组中水深从前滨带很快变为下临滨甚至过渡带，说明其退积趋势比前者更加显著，故可称为强退积型副层序组（图 3-7）。同样，进积副层序组也可根据副层序中相组合的变化情况判别其进积的程度。

3. 沉积体系域

沉积体系域 (sedimentary systems tract) 是一系列同期沉积体系的集合 (Brown & Fisher, 1977)。根据层序界面类型、沉积相特征、副层序组的堆叠型式及其在层序中所处

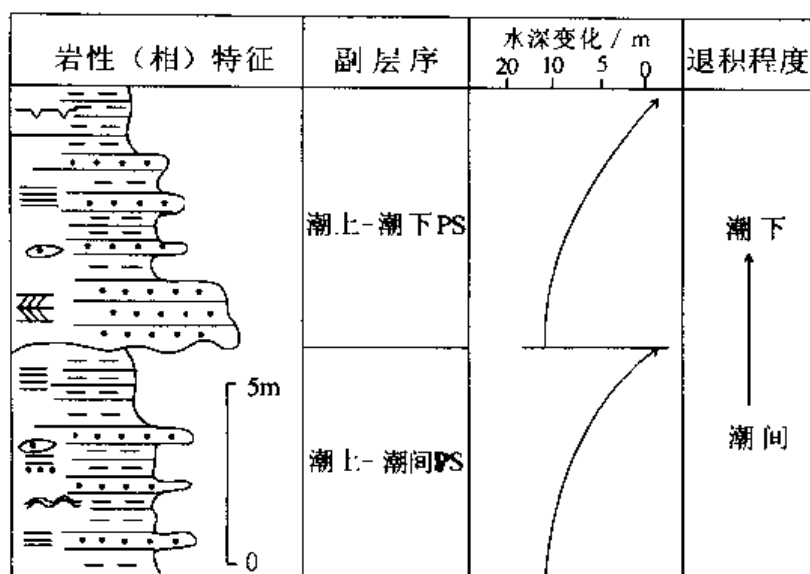


图 3-6 汝阳剖面第 5 层序中退积副层序组的岩相变化
岩性、沉积构造图例及说明同图 3-1、图 3-2；PS—副层序组（下同）

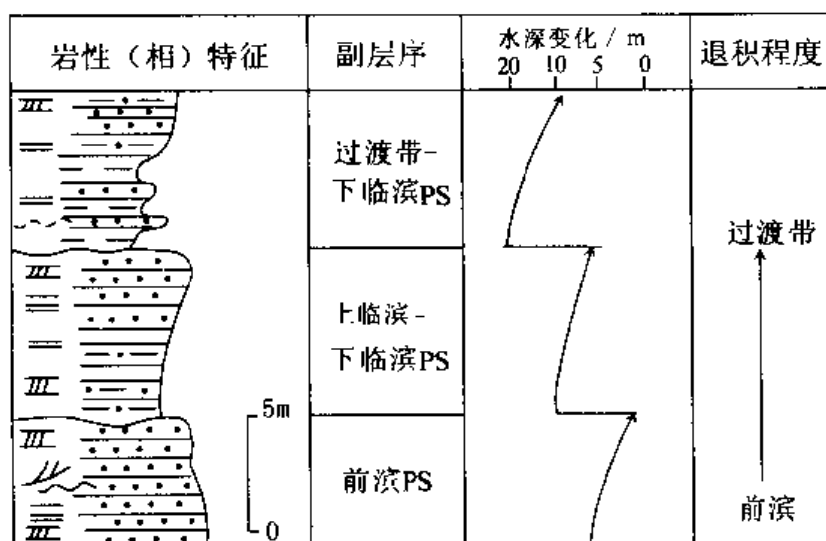


图 3-7 汝阳剖面第 3 层序中退积副层序组的岩相变化
岩性、沉积构造图例及说明同图 3-1、图 3-2

的位置可分为低位体系域、陆架边缘体系域、海进体系域及高位体系域，它们分别代表了海平面升降旋回中的特定的位置。其中低位体系域主要位于陆架坡折附近或在盆地中，并以海底扇、斜坡扇及充填于深切谷中的低水位楔为特征。Posamentier (1992) 提出了一种产生于缓坡边缘 (ramp margin) 盆地的低水位滨线沉积，它是在低水位相对海平面静止期，形成于陆架上的滨线沉积，并且这种静止期越长沉积宽度就越大，其鉴别特征是产于浅海陆棚泥岩中的孤立砂体。陆架边缘体系域一般为加积的前滨临滨或前滨副层序组，与下伏

层序多为连续沉积。海进体系域和高位体系域是层序的主要组成部分，但前者并非由一个或多个单一的退积型副层序组组成，后者也不是由一个或多个单一的进积型副层序组组成。海进体系域一般由 35 个退积型副层序组和加积型副层序组构成的退积型副层序组链构成；高位体系域一般由 35 个进积型副层序组和加积型副层序组组成的进积型副层序组链构成。副层序组链的组成不同。同样反映了体系域的退（进）积程度的不同。例如，在海进体系域中，副层序组链的退积特征可由下部前滨副层序向上变为上临滨前滨副层序（图 3-8）；在另一种情形下，副层序组链的退积特征由下部前滨后滨副层序，向上变为临滨前滨副层序，最终变为浅海陆棚副层序（图 3-9），显然后者比前者的退积程度强。

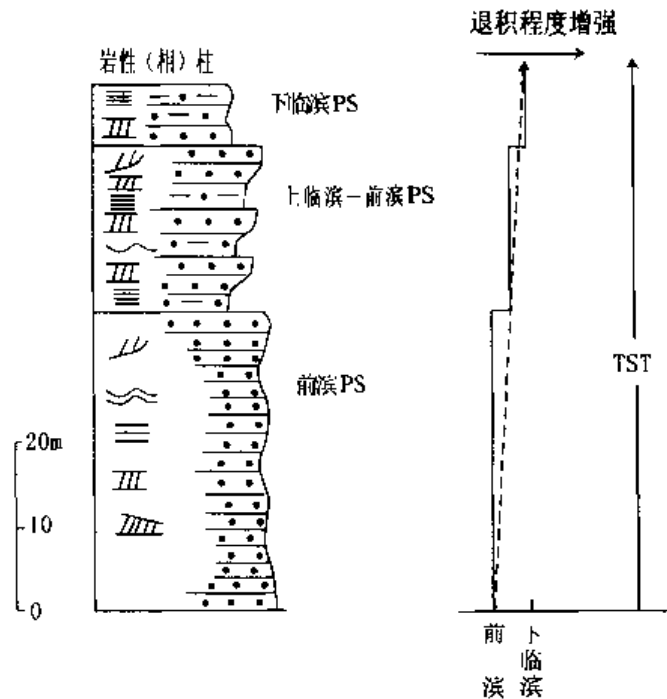


图 3-8 汝阳剖面第 4 层序中 TST 副层序组的堆叠序列
岩性、沉积构造图例及说明同图 3-1、图 3-2

4. 凝缩层及相对饥饿沉积

凝缩层 (condensed section) 又称密集段、饥饿段，为一非常薄的、沉积速度非常缓慢的 (1~10 mm/ka) 的海相地层单元，由深海或半深海沉积物组成，缺乏陆源物质，是在相对海平面最高和滨线最大海侵时沉积在陆架中—外部、大陆斜坡和盆地底部 (Vail, 1985)。凝缩层中可能含有丰富的微体浮游生物和底栖生物及自生矿物海绿石、磷灰石等，一般较富集微量和稀有元素，特别是铂族元素铱等。本区仅在大乐山剖面的所有层序及下汤剖面的个别层序中发现较典型的凝缩层沉积，一般为黑色页岩。化学元素分析表明，其中的 Mn、V、Ba、B 元素及 Mn/Ti 均比一般浅海紫红色泥岩高，Ni、Ga、Sr 等元素比紫红色泥岩低 (表 3-1)。一般认为，海洋沉积物中 Mn 的分布与氧化还原条件和沉积速率有关。海水中沉淀的锰常被陆源和生物成因的沉积物所稀释，而陆源有机质和沉积物的沉积速率均随距陆地距离的增加而减少。因此，沉积物中锰的含量随离开陆地的距离的增加而升高。故 Mn 元素被称为“水生”或“自生”元素 (Sugisak, 1980)。Mn 在黑色页岩中相对高的丰

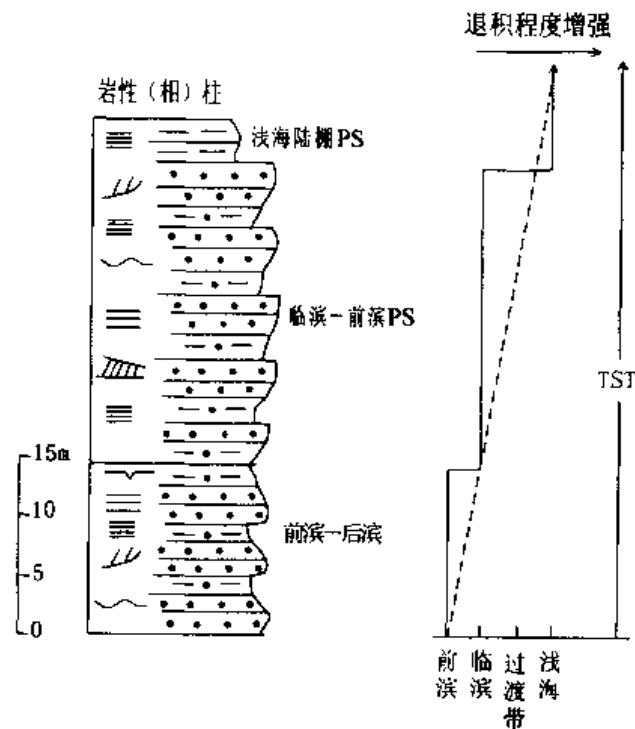


图 3-9 汝阳剖面第 6 层序的 TST 副层序组的堆叠序列
岩性、沉积构造图例及说明同图 3-1、图 3 2

表 3-1 黑色页岩与紫红色泥岩化学元素含量对比表

序号	岩性	微量元素 ($w_B/10^{-6}$)							常量元素 ($w_B/\%$)				
		Ni	Mn	Ga	V	Sr	Ba	B	Al	Fe	Ca	Mg	Ti
1	紫红色页岩	46.62	86.07	36.90	100.90	317.90	493.10	510.09	10.95	3.03	0.25	1.54	0.39
2		36.73	504.70	24.23	55.96	50.48	462.60	422.18	8.75	5.84	0.25	1.49	0.30
3		31.19	119.00	19.12	92.54	34.20	248.30	298.47	8.22	6.43	0.24	1.62	0.31
4		34.13	62.82	29.87	102.30	81.20	446.00	449.18	10.77	2.59	0.30	1.37	0.42
平均值		37.17	193.15	27.53	87.93	120.95	412.50	419.98	9.67	4.47	0.26	1.51	0.36
5	黑色页岩	37.80	145.30	16.40	100.40	46.56	871.80	905.22	10.39	6.46	0.06	1.12	0.45
6		40.52	316.40	15.85	87.87	41.69	489.30	496.30	9.20	6.35	0.22	1.64	0.37
7		25.25	184.00	12.05	171.30	33.27	381.20	246.05	8.98	8.16	0.08	1.83	0.36
8		16.74	542.10	25.01	109.60	47.29	384.90	774.08	9.00	3.74	0.48	1.70	0.64
平均值		30.08	296.95	17.33	117.29	42.20	531.80	605.41	9.39	6.18	0.21	1.57	0.46

度，也反映出此时的陆源供给较少，海水相对较深。

一般认为，凝缩层出现于海平面上升的最大速率点附近，反映了一个层序中海水达到最大深度期间的沉积，其空间分布一般位于外陆棚盆地内。然而，此时内陆棚滨岸带虽然没

有凝缩层形成,但并未缺失相应的沉积,在沉积物供给稳定的情况下,同样代表了一个层序中最大海泛期的相对海水深度最大时的沉积,故可称为该层序的最大海泛面或相对饥饿沉积 (Smith, 1993),在本书中大多表现为内陆棚紫色泥(页)岩。相对饥饿沉积的确定,对内陆棚滨岸地带沉积层序的体系域的划分及地层堆积类型的分析具有重要的意义。关于凝缩层定义的扩展,其他学者也有论述。孟祥化等(1993)认为,凝缩层的特征在不同的盆地类型中有不同的物质组成,在有限源输入量的盆地可能形成海绿石质、粉砂质、泥质凝缩层;在无限输入量的盆地中则可能形成富锰质或富磷酸盐泥质凝缩层。陈世悦等(1994)通过研究华北石炭纪—二叠纪陆表海的层序地层后,确定了碳酸盐岩型和硅质海绵岩型两种凝缩层。

凝缩层的研究在层序地层研究中具有十分重要的意义,被称为关键层段(key section)。这是由于凝缩层具有独特的岩石学、矿物学、地球化学等特征,在野外易于识别,是露头层序地层学研究、区域地层对比、建立等时地层格架和地质填图的标志层;凝缩层含有丰富的生物化石(指古生代及以后地层),是确定层序时代的主要依据。

5. 海进面和最大海泛面

露头层序地层学研究中,应特别注意的重要界面除层序界面外,还有海进面和最大海泛面。

海进面是指每一层序中最早的一个海洋淹没面,即在海平面变化旋回中,海平面下降至最低并开始上升时所形成的界面,也就是说它是低位体系域和海进体系域之间的界面。在露头研究中海进面上下的沉积物明显不同,界面之上的海相沉积物覆于非海相滨岸相及深切谷充填沉积物之上,是一个沉积相突然跳动的界面,在生物地层学和区域填图中常将海进面作为阶或相当地层单位和填图单位的界面。由于海进面形成于海进期间,所以海平面不断升高,可容纳空间不断增大,海水相陆地方向扩展,淹没原有的海岸平原,从而形成一种冲刷面。在下伏无深切谷河流复活沉积的海岸平原地区,海进面常和层序界面重合。需要在工作中做大量的调查、追索并研究其上下地层副层序组的堆叠形式方可确定。

最大海泛面是当海平面上升到海平面变化旋回的最高位置时,海水向陆扩展到最大范围,即达到最大海侵,此时形成的海泛面称为该海平面变化旋回的最大海泛面(maximum-flooding surface)。凝缩段是在最大海泛期形成的特殊沉积物,但最大海泛期的沉积物除凝缩段之外还可能有其它表现形式,如在内陆棚或滨岸地区常形成粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩及海绿石砂岩等。最大海泛面的识别对层序内部体系域的划分非常重要,它是海进体系域和高位体系域的分界,其表现特征一是空间上海侵范围最大;在同一层序中代表最大海泛期沉积的沉积相的古水深最大;另外其下的退积型副层序组和其上的加积进积副层序组的堆叠方式也是截然不同的。

三、滹池-确山地区层序划分及其特征

华北地台南部滹池-确山地层小区的中、新元古界共划分出 11 个层序,其中汝阳群 6 个、洛峪群 2 个、震旦系 3 个(图 3-10;表 3-2)。下面以鲁山下汤剖面为主,结合其它剖面资料,将各层序的特征简述如下。

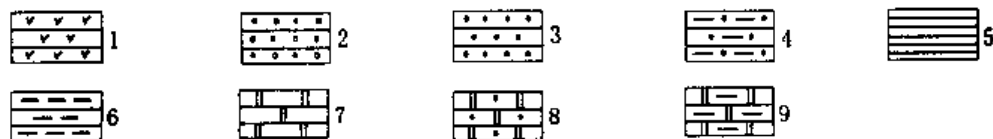
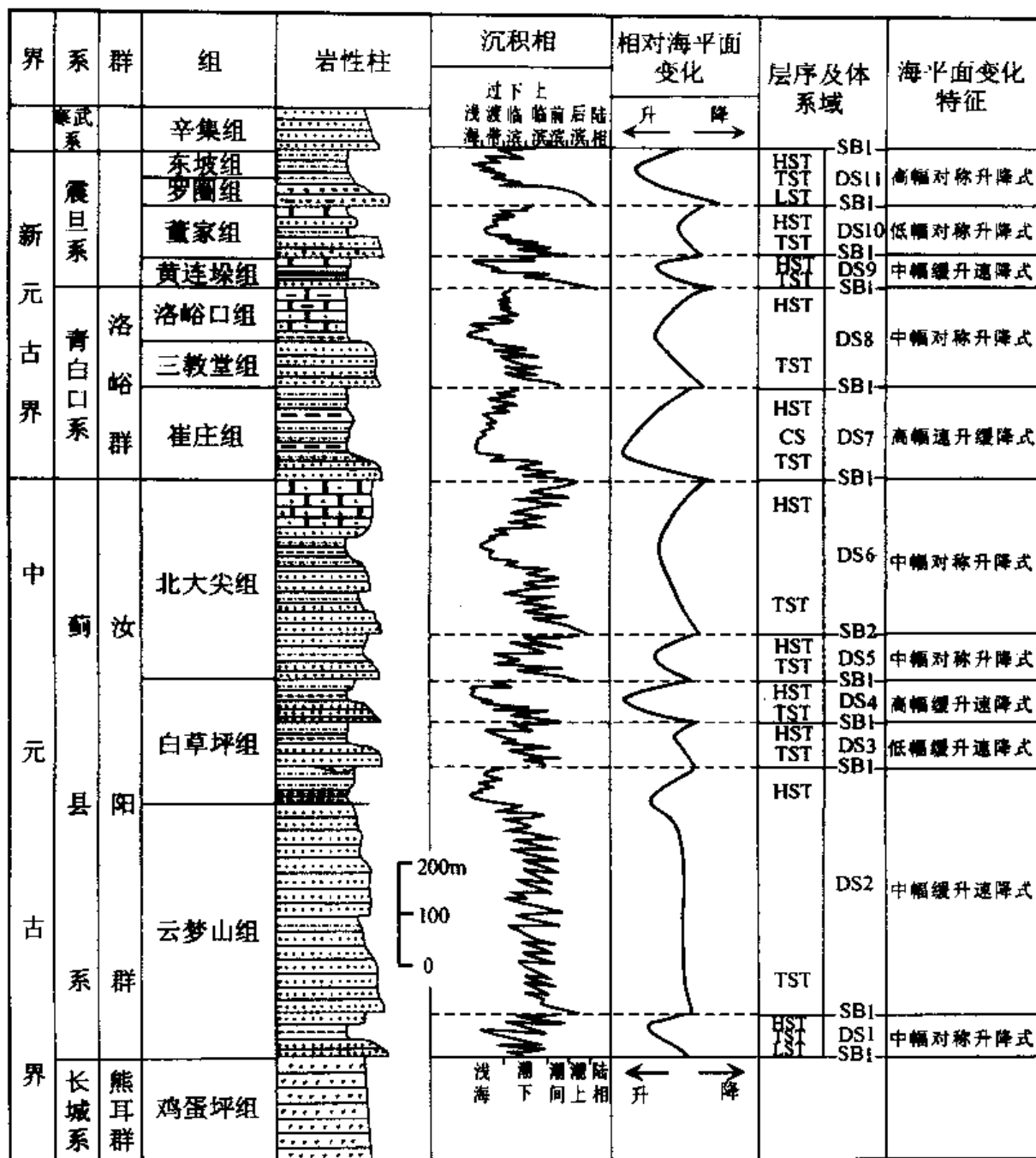


图 3-10 河南鲁山下汤中新元古界沉积相、层序划分及海平面变化特征

1—变质火山岩；2—砾岩；3—砂岩；4—粉砂岩；5—页岩；6—炭质泥岩；7—白云岩；8—砂屑白云岩；9—泥晶白云岩

表 3-2 华北地台南部中、新元古界层序发育特征对比表

层序 特征	界面类型及特征			层序及体系域的组成特征			副层序及副层序组的特征		
	汝阳—鲁山	鲁山—方城	确山—泌阳	汝阳—鲁山	鲁山—方城	确山—泌阳	汝阳	鲁山—方城	确山
层序 (II) (DS11) 由罗圈组及东坡组组成	底部界面为区域不整合面 (SB1), 顶部界面为震旦系与寒武系间的区域不整合面	下伏地层为黄莲梁组	下伏地层为董家组	LST 由罗圈组冰川成因的块状砂泥质杂砾岩组成, 相变极大; TST 由罗圈组上部冰水沉积和东坡组下部的浅海沉积所组成, 为具砾石的含砾细碎屑岩, 厚度较小; 与冰川消融而导致海平面快速上升有关; HST 为东坡组上部地层, 底部为黑龙色泥岩, 向上变为灰色绿色粉砂岩和夹海绿石砂岩的页岩, 并且砂/泥值向上增高			LST 中副层序组叠置特征较明显, 自下而上由加积叠置渐变为退积叠置的副层序组合特征		
层序 10 (DS10) 由董家组组成	顶、底界面均为区域性平行不整合面 (SB1), 底界重合于海侵面			为缺失 LST 的不完整层序; TST 由前滨砂泥质沉积组成, 最大海泛期为灰色粉砂质泥岩夹薄层海绿石细砂岩; HST 过渡带含海绿石细砂岩—碎壁砂坝粗砂岩—漏湖相纹层泥质白云岩, 构成向上变浅的沉积序列			TST 由 19 个海滩副层序叠置为弱加积-退积叠置副层序组		
层序 9 (DS9) 黄莲梁组组成	底界面区域性平行不整合面, 属 I 类层序界面			LST 缺失; TST 下部为前滨-临滨石英砂岩; 上部含叠层石白云岩; HST 下部为纹层硅质岩, 上部白云质硅质岩—硅质白云岩			TST 上部叠层石白云岩与硅质白云岩组成 10 个副层序; HST 上部构成 5 个加积-退积副层序		
层序 8 (DS8) 二教堂组与洛峪口组共同组成	底界为三教堂组与崔庄组间的平行不整合面, 常见有二教堂组砂岩对崔庄组顶部泥岩的截切; 该界面也是岩性和地层的结构转换面; 属 I 类层序界面	泌阳大邓庄于崔庄组顶部见有残留风化石		缺失 LST 的不完整层序; TST 由前滨-临滨相石英砂岩组成, 顶部为数米厚的灰黑色浅海页岩, 代表最大海泛期沉积; HST 由洛峪口组构成; 下部为内陆棚砂质白云岩、钙质砂岩, 具丘状层理; 中部为潮坪相叠层石白云岩; 上部为中-薄层泥质白云岩, 具蜂巢构造			TST 为一系列前滨-临滨砂岩组成退积-加积副层序组, HST 均为潮坪型副层序, 上产副层序的底面常见明显冲刷面		
层序 7 (DS7) 与崔庄组相当	底界面为崔庄组与北大尖组之间的平行不整合面 (SB1)	北大尖组顶部具明显冲刷面	下汤、小顶山亦有风化石	缺失 LST 的不完整层序; TST 前滨砂泥质沉积渐变为浅海相杂色页岩, 顶部由 3~10 m 厚的灰黑色—黑色碳质页岩构成凝缩段, 为区内最佳的对比标志层; HST 为浅海—下临滨的杂色页岩、粉砂质页岩、粉砂岩夹细砂岩			退积海滩副层序组	下汤、小顶山由三个向上变深的副层序组成退积海滩副层序组	
层序 6 (DS6) 北大尖组上部地层组成	底界面为地层结构转换面, 既无暴露标志亦无明显的沉积相变, 仅表现为由进积型变为退积型的地层堆积类型, 可能属于 SB2 面			缺失陆架边缘体系域 (SMST); TST 下部前滨-临滨砂泥质沉积, 上部前-临滨及浅海泥质沉积; HST 下部浅海-临滨-前滨砂泥质沉积, 上部碳酸盐潮坪沉积			TST 下部为多个前滨-后滨沉积构成海滩副层序组, 上部前-临滨-前滨沉积构成退积型组; HST 下部陆源碎屑海滩副层序组, 上部碳酸盐潮坪副层序组		

特征 地 层序	界面类型及特征			层序及体系域的组成特征			副层序及副层序组的特征		
	汝阳—鲁山	鲁山—方城	确山—泌阳	汝阳—鲁山	鲁山—方城	确山—泌阳	汝阳	鲁山—方城	确山
层序 5 (DS5) 北大尖组下部地层组成	<p>底界为北大尖组与白草坪组的分組界线，界面特征各地表现不一，但均为 SB1 面</p> <p>界面底部具截切现象，界面之上为滞留砾石层成的底砾岩层</p> <p>界面上下相变截然，其间缺少过渡相沉积，为明显的地层岩性和结构转换面</p>	<p>缺少过渡相沉积，为明显的地层岩性和结构转换面</p>	<p>缺少 LST; TST 下部前滨-临滨相石英砂岩、粉砂岩及粉砂质泥岩，上部下临滨-浅海相砂质泥岩，LST 总体为碎屑岩潮坪的砂泥质沉积</p>	<p>TST 下部为海湾型副层序，上部下临滨-浅海沉积组成的副层序，二者共同构成退积副层序; HST 由一系列潮下-潮上沉积副层序组成弱进积副层序组</p>					
层序 4 (DS4) 由白草坪上部地层组成	<p>为白草坪组内的层序界面，各地特征不一，但均显示为 SB1 面</p> <p>界面为富铁质的古风化壳</p>	<p>下汤、小顶山仅见有暴露标志，为一地层沉积结构转换面</p>	<p>缺少 LST; TST 总体为前滨-临滨的砂泥沉积及浅海泥岩; 最大海泛期沉积各地不一</p>	<p>TST 下部由临滨-前滨沉积组成海湾型副层序，上部由临滨-前滨的砂岩与浅海泥岩组成海湾型副层序，总体构成向上变深的退积副层序组; HST 分别由临滨-过渡带的泥质粉砂岩和泥岩，或由过渡带-临滨的粉砂岩和砂岩组成副层序</p>					
层序 3 (DS3) 由白草坪组中、下部地层组成	<p>下伏地层被截切，为不平整的侵蚀面; 属 SB1 面</p>	<p>滨线砂岩直接覆于高水位浅海陆架泥岩之上，底部见有滞留砾石，为 SB1 面</p>	<p>缺少 LST，为一不完整层序; TST 主要由碎屑岩潮坪及海湾相的粉砂、泥质及少量砂质沉积所组成; 最大海泛期沉积为浅海相深灰色泥岩; HST 由过渡带-前滨，甚至后滨的粉砂、泥质沉积组成</p>	<p>TST 下部砂、泥质沉积构成海湾型副层序，上部过渡带-浅海相的泥岩及粉砂岩组成副层序，二者共同构成退积副层序组; HST 分别由临滨-前滨-后滨泥坪，或过渡带-前滨沉积构成的副层序，叠置为进积副层序组</p>					
层序 2 (DS2) 云梦山组上部地层组成。下部剖面包括白草坪底部地层	<p>底界为较集中多个暴露面，并为明显上超，并见断续分布的海侵滞留砾石，为 SB1 面</p>	<p>该界面仅表现为地层的岩性和结构转换面</p>	<p>缺少 LST，为不完整层序; TST 下部为厚度较大的潮坪相碎屑岩，上部仍为潮坪相，但相当潮下-潮间沉积的石英砂岩厚度加大; HST 为浅海泥岩及粉砂质泥岩</p>	<p>TST 内由一系列潮下石英砂岩-潮间砂岩、泥岩混合沉积-潮上泥岩组成的副层序，并叠置构成加积-退积副层序组</p>					
层序 1 (DS1) 云梦山组下部地层组成	<p>层序底部界面为云梦山组底部的区域角度不整合面，沿界面普遍发育有古风化壳和侵蚀面以及不同规模的古风化壳型富铁矿，为 SB1 面</p>	<p>LST 为深切谷充填堆积; 汝阳充填厚约 50 m 的河流或河口湾分支河道砂砾岩; 下汤则充填了厚度变化很大的海相砂岩; TST 为潮坪相碎屑岩; 是大海泛期沉积为浅海泥岩; HST 由一系列临滨-前滨沉积组成的浅海相砂页岩</p>	<p>TST 由一系列海湾型副层序构成退积型海湾型副层序组; HST 为一系列临滨-前滨的石英砂岩、粉砂岩、泥岩组成的海湾型副层序所叠置的进积副层序组</p>	<p>TST 由一系列海湾型副层序构成退积型海湾型副层序组; HST 为一系列临滨-前滨的石英砂岩、粉砂岩、泥岩组成的海湾型副层序所叠置的进积副层序组</p>					

(一) 汝阳群

汝阳群可划分为 6 个层序, 其中 5 个 I 类层序, 1 个 II 类层序。

1. 层序 1 (DS1)

为汝阳群最下部层序, 由云梦山组下部层位构成。层序界面为云梦山组的区域角度不整合面, 表现为一受到构造增强作用的海平面下降面, 故为 SB1。界面以广泛的古风化壳和侵蚀面为特征, 并发育有一定规模的风化壳型富铁矿。界面之上发育有深切谷充填堆积, 故属 Vail 等人的 I 类层序界面 (SB1) (J. C. Van Wagoner, 1990; Henry W. Posamentier, 1992)。低位体系域 (LST) 为发育于层序界面之上的深切谷充填堆积, 在汝阳寺沟剖面, 云梦山组与下伏熊耳群的接触界面凸凹不平, 有古风化壳存在, 云梦山组底部为复成分砾岩、含砾粗砂岩等, 厚 50m 左右, 砾石成分主要为脉石英和熊耳群火山岩, 沉积构造发育有大型板状、槽状、楔状交错层理, 属于河流或河口湾分支河道沉积, 内部发育有直径为数十厘米大的棱角状的同沉积泥砾, 可能为分支河道间泥质沉积向河道中坍塌的产物, 变形层理指示的古坡向为由北向南逐渐变低。而在其南约 50km 左右的鲁山下汤剖面, 层序界面之上的深切谷充填物为一套厚度变化较大的灰白色石英砂岩, 其空间上厚度变化很大, 在不大的距离内厚度由 11.95 m 变为小于 1 m, 呈明显的透镜状, 属于充填于深切谷中的海相砂岩。砂岩之上为一层稳定分布的厚约 1 m 的海滩滞留砾岩, 再上为海进体系域的退积型海滩副层序组。该副层序组有一系列厚约 4~5 m 的海滩型副层序构成, 总体为一个向上逐渐变深的序列, TST 顶部为最大海泛面, 在鲁山下汤、方城小顶山、确山大乐山剖面表现为浅海加积型泥(页)岩沉积。最大海泛面之上为高位体系域 (HST), 在下汤、小顶山等剖面, HST 均为一系列临滨-前滨石英砂岩、粉砂岩、泥岩沉积组成的海滩型副层序, 上部出现丰富的泥裂、雨痕等暴露标志, 总体反映向上变浅的进积型副层序组特点。

2. 层序 2 (DS2)

该层序在下汤剖面由云梦山组上部及白草坪组底部地层组成, 在汝阳、小顶山、大乐山剖面均属云梦山组。该层序底界在下汤剖面可见铁质风化壳, 在汝阳、小顶山、常村均表现为较集中的多个暴露面, 汝阳剖面沿层序界面还发育一明显的海进侵蚀面, 其上有一分布不甚连续的砾岩层, 可能是海进滞留沉积, 故该界面为 SB1。而在南部确山大乐山则无明显界面标志, 但地层堆积类型由下伏进积型转变为上覆的退积型。TST 在下汤剖面中下部为一套巨厚的潮坪沉积, 副层序类型为由潮下石英砂岩、潮间砂岩、泥岩混合沉积及潮上泥岩构成向上变浅的序列, 厚度几米至十余米不等。其沉积厚度大, 且岩相稳定(潮下至潮上), 说明此时沉积物源供给较丰富, 而且由盆地基底稳定沉降和海平面上升导致的容纳空间增加速度与沉积物堆积速度基本平衡。TST 的上部为进积型的潮坪型副层序组, 反映海水加深的海进序列。最大海泛期及 HST 沉积为浅海泥岩、粉砂质泥岩。

3. 层序 3 (DS3)

由白草坪组中下部地层构成, 底部界面在下汤剖面较为明显, 滨线砂岩直接覆于下伏层序的高水位浅海陆架泥岩之上, 表明沉积相向盆地的迁移, 该砂岩层厚约 6 m, 属前滨沉积, 有可能代表下一次海进初期的滨线沉积, 底部有海侵滞留砾石。在汝阳剖面, 该界面表现为一凹凸不平的侵蚀面, 下伏地层有截切现象, 也为 SB1。海侵面与层序界面重合, 缺失 LST。TST 在下汤、小顶山两剖面中主要由潮坪、海滩沉积组成。下部为临滨(潮下)-

前滨(潮间)砂泥质沉积构成的海滩型副层序,上部由过渡带-浅海粉砂岩、泥岩沉积组成,自下而上,总体为向上变深的退积副层序组。代表最大海泛面的沉积是形成于浅海环境的深灰色泥岩,HST在下汤为由临滨-前滨-后滨泥坪沉积构成向上变浅的序列。在小顶山剖面,HST为过渡带-前滨沉积组成的进积海滩型副层序组,汝阳剖面仅表现为一个向上略有变浅的序列。

4. 层序4 (DS4)

由白草坪组的上部层位组成,层序界面在相对靠陆的汝阳地区表现为一古风化壳,风化面凹凸不平,铁质富集,在相对靠盆地的下汤、小顶山地区则无风化壳,表现为泥裂等暴露标志,界面上下的地层堆积类型从层序3的HST的进积型变为层序4的TST的退积型,为一个地层堆积类型转换面。此界面也为一SB1,在下汤、小顶山地区其TST下部的海滩型副层序由前滨-临滨石英砂岩及粉砂岩组成,上部由临滨-前滨砂岩及浅海泥(页)岩组成,从而显示出副层序组的形成环境向上变深,为典型的退积副层序组。汝阳地区则为由前滨石英砂岩和后滨或海岸平原泥岩构成的副层序,顶部由于海水迅速加深,形成了由下临滨石英砂岩及过渡带砂泥岩组成的副层序,也表现出向上变深的退积型副层序组的特征。相当最大海泛期的沉积在下汤地区为紫红色泥岩,而在小顶山、大乐山地区则为厚3~6m的深灰色泥岩,其形成环境可能为外陆棚深浅海。HST在下汤、常村、汝阳等地分别由浅海-过渡带泥岩、泥质粉砂岩组成及过渡带-临滨砂岩、粉砂岩构成,副层序向上变浅的特征不甚清晰,且各地的HST厚度均很薄,可能与相对海平面的快速下降及后期剥蚀有关。

5. 层序5 (DS5)

该层序底界面是白草坪组与北大尖组的界线,在下汤剖面界面上下岩相变化截然,浅海陆棚泥(页)岩之上直接被前滨砂岩所覆盖,其间没有过渡相的存在,为一明显的地层岩性和结构转换面且表现出沉积相向盆地迁移,故亦为一SB1。海侵面与层序界面重合,缺失LST。在汝阳剖面该界面之下地层有截切现象,界面之上有砾岩层,反映为海侵滞留沉积。在下汤剖面TST下部为由下临滨-前滨石英砂岩、粉砂岩及粉砂质泥岩组成的海滩型副层序,上部为下临滨-浅海石英砂岩及泥岩组成的副层序,构成了向上变深的退积沉积序列。HST在下汤、在汝阳、小顶山地区是总体由潮下石英砂岩—潮间石英砂岩、泥岩—潮上泥岩构成的向上变浅的潮坪副层序组成。

6. 层序6 (DS6)

由北大尖组上部地层构成,底部界面既无暴露标志也无明显的沉积相变化,但地层堆积类型从进积型变为退积型,为一地层结构转换面,界面之上副层序叠置类型为加积型-退积型,故该界面可能是一个I类界面(SB2)。海侵面与层序界面重合,缺失陆架边缘体系域。TST下部为由临滨-前滨-后滨沉积构成的海滩型副层序,上部为由下临滨-前滨-浅海泥岩沉积构成,显示出向上变深的退积副层序组的堆积特点。最大海泛期形成以灰绿色—灰黑色页岩为代表的浅海沉积。HST在下汤、小顶山、常村、汝阳等剖面下部仍为海滩砂泥质沉积,由过渡带泥岩、粉砂岩-临滨-前滨石英砂组成的陆源碎屑海滩型副层序组。上部是碳酸盐潮坪副层序组,在下汤剖面,为自下而上由砾屑白云岩、砂屑白云岩或白云质砂岩、粉屑白云岩等组成的向上变浅的沉积序列。而在小顶山、常村地区则为发育丰富叠层石的碳酸岩潮坪副层序,潮下带常为砂屑白云岩、砾屑白云岩,潮间带为由下向上依次出现半

球状叠层石、短柱状叠层石、柱状叠层石和波纹状叠层石白云岩。潮上带常为水平纹层状叠层石白云岩。从上述特征可以看出,虽然各剖面 HST 的副层序的微相组合不同,但它们都反映了由下而上逐渐变浅的进积特征。

(二) 洛峪群

洛峪群可划分为二个 I 类层序。

1. 层序 7 (DS7)

与洛峪群崔庄组相当,层序底界面为崔庄组与下伏北大尖组之间的平行不整合面,该界面在下汤、小顶山剖面发育有风化壳,界面凸凹不平,其上的石英砂岩中夹有鲕状、豆状赤铁矿透镜体,在汝阳地区表现为发育于北大尖组顶部钙质砂岩之上的一个大冲刷面,其上砂岩中夹有厚 1 m 的鲕状、豆状赤铁矿层。因此,该层序界面为 SB1。海侵面与层序界面重合,缺失 LST。该层序的 TST 为一退积海滩副层序组,在下汤、小顶山剖面上由三个逐渐变深、砂/泥比逐渐降低的海滩副层序组成向上变为浅海相杂色页岩。DS7 的凝缩段 (CS) 最为发育,主要岩性为灰黑色、黑色炭质页岩,厚度 3~10 m,总体由北向南变厚,形成于外陆棚较深水、缺少陆源物质的环境,其区域分布稳定,在研究区各地层小区、各剖面均有出露,是进行区域地层对比的最佳标志层。HST 为一套浅海、过渡带、下临滨的杂色页岩、粉砂质泥岩、粉砂岩夹细砂岩薄层,向上砂岩含量增高,反映沉积环境水深逐渐变浅、相对海平面逐渐下降。

2. 层序 8 (DS8)

由三教堂组和洛峪口组构成,层序底界面为三教堂组与崔庄组之间的平行不整合面,该界面在研究区内普遍表现为滨岸前滨-临滨的石英砂岩与其下伏 DS7 之 HST 的过渡带-浅海相页岩、粉砂岩之间的冲刷面,也是岩性及地层结构转换面,而在泌阳大邓庄水库剖面则可清晰地看到残留的风化壳及上覆地层切割下伏地层的现象 (图版 27),故也为一个 SB1。海侵面与层序界面重合,缺失 LST。TST 为三教堂组临滨-前滨相石英砂岩组成的加积-弱退积的海滩副层序组,顶部迅速变为代表最大海泛期的厚约数米的浅海相灰黑色页岩。HST 由洛峪口组碳酸盐岩构成,自下而上可分为三部分,下部为砂质白云岩、钙质砂岩,发育有风暴作用成因的丘状层理,反映其形成环境在正常浪基面与风暴浪基面之间 (Harms, J. C. *et al.*, 1975; 孟庆任等, 1993), 相当于过渡带或内陆棚;中部为叠层石白云岩,丰富的柱状叠层石可构成叠层石礁,其形成环境为潮坪或浅水碳酸岩台地;上部为具水平层理的灰色中-薄层泥质白云岩,直接覆于叠层石白云岩之上,并出现干裂、帐篷构造 (孟庆任等, 1993),三者共同构成一个向上变浅的沉积序列。

(三) 震旦系

区内震旦系可划分为三个 I 类层序。

1. 层序 9 (DS9)

由震旦系黄连垛组组成,层序底界面为黄连垛组与下伏洛峪口组之间的区域性平行不整合面,故为 I 类层序界面,界面上下碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$) 变化截然。海侵面与层序界面重合,缺失低位体系域。TST 在下汤地区下部为临滨-前滨石英砂岩,底部发育有海侵滞留砾岩,上部为由具叠层石的白云岩和硅质白云岩构成的碳酸盐潮坪副层序组,共有 10 个副层序,

每个副层序内纵向上不仅岩性、沉积构造、微相呈有规律的变化，而且碳、氧同位素也有相应的变化（详见第四章）。副层序组的堆叠类型为弱加积-退积型，反映相对海平面迅速升高。HST 下部为厚约 5 m 的浅海相纹层状硅质岩，代表最大海泛期的沉积，上部为由潮坪相白云质硅质岩和硅质白云岩构成的 5 个副层序组成，总体上具加积-进积特征。

2. 层序 10 (DS10)

相当于董家组，其层序底界面也是一区域型平行不整合面，在下汤地区该界面的风化壳和底砾岩均可看到，所以此层序亦为 I 类层序。海侵面与 SB1 面重合，缺失 LST。TST 为由 13 个海滩副层序组成的弱加积-退积型副层序组。最大海泛期的沉积为形成于过渡带环境的厚约 3 m、具水平层理的灰色粉砂质泥岩夹薄层含海绿石细砂岩，高水位晚期沉积为过渡带含海绿石细砂岩-障壁砂坝（临滨带）厚层粗砂岩-泻湖相纹层状泥质白云岩，构成一向上变浅的沉积序列，反映相对海平面逐渐下降。

3. 层序 11 (DS11)

由岩石地层单位罗圈组和东坡组构成。层序底界面为一区域性不整合面，故为 SB1。LST 为罗圈组与冰川作用有关的块状砂泥质杂砾岩、似层状杂砾岩，砾石成分复杂，磨圆分选均很差。横向上厚度变化很大，且在不同地区可覆于不同层位之上，在鲁山下汤其厚约数米，下伏地层为董家组白云岩；而在汝州罗圈村其厚度达 100 多米，覆于北大尖组砂岩之上。TST 由罗圈组上部冰水沉积和东坡组下部浅海相沉积组成，主要为薄层含砾细砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩，具落石构造。该体系域厚度相对较小，具快速退积特征，其原因是由于冰川消融导致海平面快速上升。HST 相当于东坡组中、上部，代表最大海泛期的沉积为一层厚约 2 m 的外陆棚深浅海相灰黑色薄层泥岩，其微量元素 V、Co、Cr、Ni、Mn、B、Sr 等含量均高于上下层位，且含有有机碳。其上为厚度较大的浅海-过渡带沉积的灰绿色粉砂岩、粉砂质页岩夹含海绿石细砂岩，向上砂/泥比增大，具加积-进积的特征，反映海平面缓慢下降。层序的顶界面即是震旦系与寒武系之间的区域不整合面。

四、嵩箕地区中、新元古界的层序划分及其特征

嵩箕地区的中、新元古界共划分出 5 个层序，其中中元古界蓟县系（兵马沟组和马鞍山组）2 个、新元古界青白口系（葡萄峪组、骆驼畔组和何家寨组）2 个、震旦系（红岭组）1 个（图 3-11）。

1. 层序 1 (DS1)

由马鞍山组下部（即下马鞍山组）构成。层序底界为兵马沟组与下伏太古宇登封群之间的区域角度不整合面（图版 8），界面之上有深切谷及其充填沉积，故属 I 类层序界面。从航片和地质图上清晰地看到该深切谷平面形态为透镜状，其北侧平直、向南切入下伏太古宙结晶岩系中，在伊川吕店兵马沟村切割最深，充填沉积（兵马沟组）的最大厚度可达 658 m，并向两侧快速变薄、尖灭，出露宽度约 6 km。整体上为一套河流沉积，自下而上，由泥石流、洪积（具递变层理的砾岩）-冲积扇-辫状河-曲流河沉积，构成层序 1 的低位体系域（LST），反映了地表形逐步夷平，高差逐渐减小的过程，其顶部被马鞍山组底部滨岸砾岩所覆盖，中间为一冲刷面即海进面，海进面之上的 TST 为一弱退积-加积型的以上临滨和前滨砂岩为主的副层序组，最大海泛期的沉积为下临滨的薄层砂岩，HST 为一进积型的海

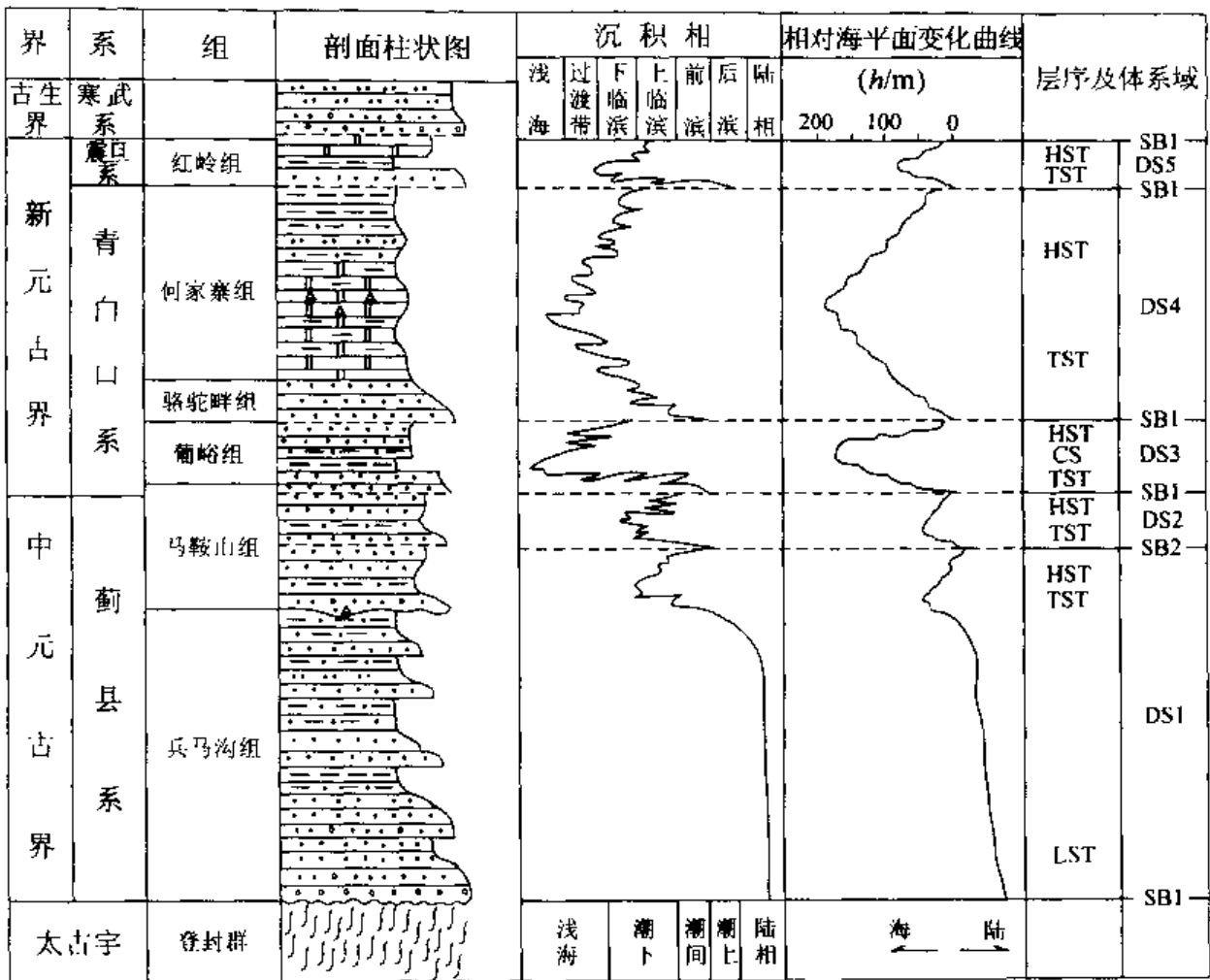


图 3-11 嵩箕地区中、新元古界沉积相、层序划分及海平面变化特征
图例及说明同图 3-10

滩副层序组，顶部出现丰富的泥裂、雨痕等暴露标志。

2. 层序 2 (DS2)

由马鞍山组上部（即上马鞍山组）构成。层序底界为上马鞍山组和下马鞍山组之间的大冲刷面，前人（湖北地质研究所许昌铁矿研究队，1977；关保德等，1988）发现，在下马鞍山组顶部有明显的侵蚀凹坑，或有风化后的沉积物，被铁质、硅质胶结构成上马鞍山组最底部的岩层，且上马鞍山组底部砾岩有明显切割下伏地层的现象；上马鞍山组底部的砾石成分处有嵩山群、登封群的石英岩、片岩、片麻岩和混合岩外，主要的还是属于下马鞍山组的紫红色、肉红色石英岩，也说明在上马鞍山组沉积之前下马鞍山组曾遭受剥蚀；从区域上看上马鞍山组由西南向东北逐渐超覆，即存在向海岸上超现象，故可以确定上、下马鞍山组之间存在明显的沉积间断，并可确定层序 2 底部的层序界面为 I 类层序界面。本层序缺少低位体系域，TST 为一弱退积-加积型的由上临滨和前滨砂岩构成的副层序组，最大海泛期的沉积为下临滨的薄层砂岩、粉砂岩，HST 为一进积型的海滩副层序组，顶部出现丰富的泥裂、雨痕等暴露标志。

3. 层序 3 (DS3)

由马鞍山组顶部和葡峪组构成。层序底部的界面为 I 类层序界面，缺少低位体系域，TST 为一退积型的由上临滨和前滨砂岩构成的副层序组，向上迅速变为过渡带-浅海相的粉砂岩和灰黑色碳质泥岩，即相当于凝缩段的沉积。HST 为一套杂色的粉砂质页岩、粉砂岩夹细砂岩，沉积环境为过渡带-下临滨。

4. 层序 4 (DS4)

由骆驼畔组和何家寨组构成。层序底部的界面为骆驼畔组与下伏葡峪组之间的冲刷面，为一个 I 类层序界面，缺少低位体系域，TST 下部是骆驼畔组加积型的由上临滨和前滨石英砂岩构成的副层序组，TST 上部为中厚层灰岩、白云岩夹细砂岩、页岩。最大海泛期的沉积为较深水环境下形成的薄层瘤状灰岩、钙质页岩和与其互层的滑塌-重力流沉积，为钙质角砾岩和细砾岩，成层分布，内部可见大块的叠层石角砾。HST 为薄层具水平纹层白云岩、泥质白云岩、钙质页岩、页岩、粉砂岩，上部夹细砂岩。顶部被震旦系红岭组或寒武系关口组平行不整合覆盖。

5. 层序 5 (DS5)

由震旦系红岭组构成。层序底部与何家寨组平行不整合接触（图版 9），故层序底部的界面为 I 类层序界面。缺少低位体系域，TST 下部为长石石英砂岩，底部含砾，向上迅速变为过渡带-浅海相的粉砂岩和灰黑色碳质泥岩，即最大海泛期的沉积。HST 为中厚层富含叠层石白云岩、角砾状白云岩，顶部被寒武系关口组平行不整合覆盖。

五、相对海平面变化特征分析

海平面变化是层序地层学建立的基础，也是层序地层学研究的重要内容。海平面变化是一个相对的概念，即海平面相对于某一参照系的变化。相对于沉积物表面（沉积底面）的变化是海水深度的变化；相对于地心的变化才是全球海平面变化（eustacy）；而相对海平面变化（relative sea level change）则是相对于盆地基底的一种区域性变化，是全球海平面变化与区域性构造升降联合作用的结果（图 3-12）。

前已述及，控制沉积层序形成的 4 个因素是全球海平面升降、区域构造沉降、沉积物供给速率和古气候因素。而实际上由全球海平面升降与区域构造沉降所决定的相对海平面变化是层序形成的主要控制因素，沉积物供给速率只能影响层序内沉积物的岩性、岩相组合特点、副层序及其堆叠型式，古气候因素也只能通过影响沉积物的性质而表现出来，它们对层序本身不能产生根本性的影响。

相对海平面变化控制沉积物容纳空间的变化。容纳空间（accommodation）是指可供沉积物充填的总空间，它是老空间（早期未填满的剩余空间）与同沉积期的新增空间之和（Vail, 1988）。显然，容纳空间的变化是相对海平面变化的结果，其可通过对地层记录和沉积相的分析而识别出来。

在野外剖面研究中可以比较容易地得到海水深度变化曲线，然而它与其它剖面的海水深度变化曲线对比的意义尚待探讨。一个剖面的综合研究（年代、厚度和沉积相）可以得出相对海平面变化曲线。理论上，它应当在一定的区域范围内对比。全球海平面变化曲线尚无令人满意的建立方法，因为构造沉降与全球海平面变化无法分辨（无法真正地将参照

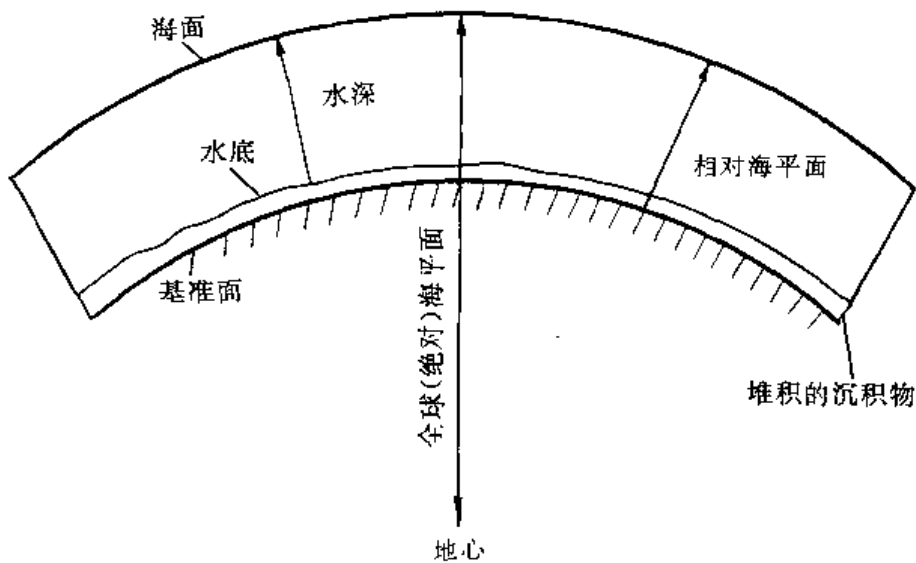


图 3-12 全球海平面升降、相对海平面升降和水深是海平面、水底及基底面位置的函数
(据 Posamentier, 1988)

系建立在地心上)。也许,通过对比研究若干不同地块多个剖面的相对海平面变化曲线,找出它们的共同点,或者对构造沉降作尽可能少的、或更为合理的假设,有可能得出全球海平面变化曲线。

众所周知,相对海平面变化曲线的精度和准确度主要取决于时间和水深的确定。对于古生界及以后地层,经详细研究,可以定量地做出相对海平面变化曲线(Koerschner W. F., 1989; 章雨旭等, 1996),而前寒武纪地层测年的精确度低、误差大,又缺乏有效精确的生物化石控制,难以确定地层的准确年龄以及间断和缺失的确切的时限,故无法做出其定量的相对海平面变化曲线,只能做出其粗略的、定性的相对海平面变化曲线(图 3-10, 11)。

研究区中、新元古界位于华北陆块南部的稳定陆架区,盆地基底的构造沉降在一个层序所持续的时间范围内基本上可认为是随时间呈缓慢的线性沉降,因此全球海平面变化对本区层序的形成有重要影响。划分出的 11 个层序反映华北地台南部中、新元古代 11 次海平面升降旋回。

从海平面升降幅度来看,DS4、DS7、DS11 对应的海平面变化幅度较大,同一层序内沉积相变化从潮坪或海滩(水深 0 m 左右)到外陆棚(水深 100~150 m),海平面升降幅度大于 100 m,为高幅海平面升降。DS3、DS10 对应的海平面变化较小,同一层序内沉积相的变化由潮坪、海滩相到过渡带(水深 10~30 m),海平面升降幅度小于 30 m,为低幅度海平面升降。而 DS1、DS2、DS5、DS6、DS8、DS9 对应的海平面变化应为中幅度(升降幅度为数十米)。

根据海平面升降及与其对应的海进和海退速率,可将海平面升降变化划分为不同类型(杜远生等, 1994)。研究区中、新元古代海平面变化有三种类型,DS7 对应的海平面变化表现为快速的海平面上升和海进、缓慢的海平面下降和海退。因此,属速升缓降式。DS2、DS4、DS3、DS9 对应的海平面变化则表现为缓慢的海平面上升和海进,快速的海平面下降

和海退。因此，属缓升速降式。DS1、DS5、DS6、DS8、DS10、DS11 对应的海平面变化的海平面升降速度中等且大致相当，形成的层序也基本对称，故可称为对称升降式。

根据层序界面所代表的地层间断（缺失）的时间间隔、影响的范围以及层序的发育特征，华北地台南部中、新元古界的 11 个三级层序可归纳为三个二级层序，代表三次更高一级的相对海平面变化旋回，这三个二级层序的层序界面均为重要的区域性不整合，其形成应为区域构造因素控制的结果。

第四章 层序内部物理结构及地球化学特征研究

沉积作用的旋回性是自然界的普遍现象。地质学家的研究表明,海平面变化具有不同的频率和周期,因而在地层中就形成了不同级别的旋回,高级别(大)的旋回往往包含许多低级别(小)的旋回。Miall(1984)提出的“旋回中的旋回”(cycle within cycle)和 Goldhammer (1990)提出的“复合海平面旋回”(composite sea-level change cycle)的概念,是对这种规律的精辟的认识。层序地层学认为这些不同级别的旋回与不同周期的海平面变动有关,因此反映了海平面变化的复杂性和某些基本规律。本课题在研究中选择了下汤及常村两剖面的某些层序作为重点层段,通过野外的逐层观察、测量、描述和室内的测试、分析,从岩相组合、岩性特征、地球化学及碳氧同位素分布等方面进行了层序内部物理结构即高频旋回(副层序、副层序组、体系域)的综合研究。

一、岩石、岩相组合特征

前已述及,一个完整的层序应该由三个部分组成,即低位体系域(I类层序中)或陆架边缘体系域(I类层序中)、海进体系域和高位体系域。体系域又由副层序组和副层序组成。实际上副层序、副层序组都是在较小的不同级别的海平面变化旋回中形成的不同级别的沉积旋回,同时副层序又表现为不同的岩石或岩相规律组合。下面以 DS3、DS6、DS9 和 DS10 为例,介绍层序内部结构和岩石、岩相组合特征。

1. 下汤剖面层序 3 (DS3)

由白草坪组下部地层构成。下汤剖面该层序出露于河谷中,露头非常连续,且沉积构造丰富。对该层序进行了副层序级的高频旋回测量并详细研究了副层序的构成及其与岩层厚度、砂岩粒度及砂泥比的关系,以及不同体系域中副层序的组成及其叠置规律(图 4-1)。层序最底部为一层 6m 厚的低水位滨线沉积。其上为 TST 第 1~4 副层序由潮坪石英砂岩、泥岩组成,每一副层序都表现为潮下-潮间或潮下-潮上沉积构成的向上变浅的沉积序列,在岩石的成分和结构构造方面,从下至上均显示出砂岩层由厚变薄,粒度由粗变细以及砂泥比降低的特征。第 5~6 副层序仍为海滩砂泥质沉积,由下临滨-前滨、过渡带-下临滨沉积构成向上变浅的沉积序列。在厚度和砂泥成分比例图上,副层序从下往上岩层厚度变大,砂泥比增大。第 6 副层序以上为过渡带粉砂岩-浅海泥岩,水深变化不易判别,在岩性比例图上基本被泥岩占据。副层序 1~7 总体表现为一具向上变深的进积型副层序组的堆积类型。HST 均由海滩石英砂岩及泥岩组成,第 1 副层序由临滨-前滨沉积组成,第 2~5 副层序由上临滨-前滨沉积构成,它们均为向上变浅的序列,在厚度和砂泥成分比例图上一一般显示向上岩层变厚,砂泥比增大。第 6 副层序由上临滨-前滨-泥坪或海岸平原沉积组成,其下部上临滨-前滨岩层厚度及砂泥比变化规律同前。第 1~6 副层序组成了一个向上变浅的进积型

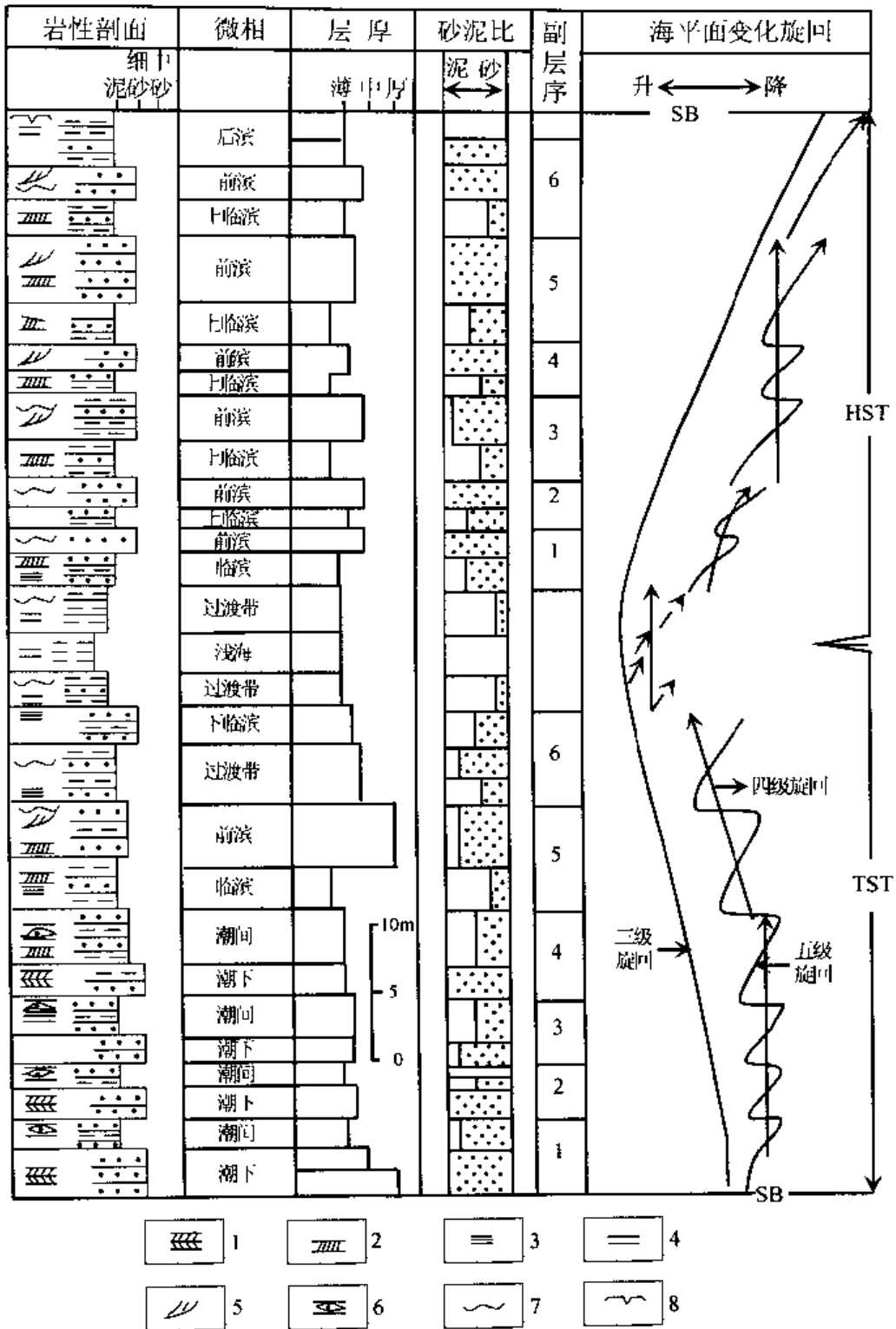


图 4-1 鲁山下汤剖面第 3 层序内部结构和岩石组合特征

(岩性图例及说明同图 3-10)

- 1—鱼骨状交错层理；2—板状交错层理；3—平行层理；4—水平层理；5—冲洗交错层理；6—透镜状层理；
7—波痕；8—泥裂

副层序组的堆积类型。由于缺乏特殊标志，最大海泛期沉积不易识别，这也是沉积盆地中内陆棚以上部位剖面沉积层序研究中的一个难点。

2. 下汤剖面层序 6 (DS6)

相当于北大尖组上部地层，该层序由海进体系域和高位体系域组成，共包含 9 个副层序 (四级旋回) 和 36 个以上的副层序 (五级旋回)。各级旋回构成特征如图 4-2 示。

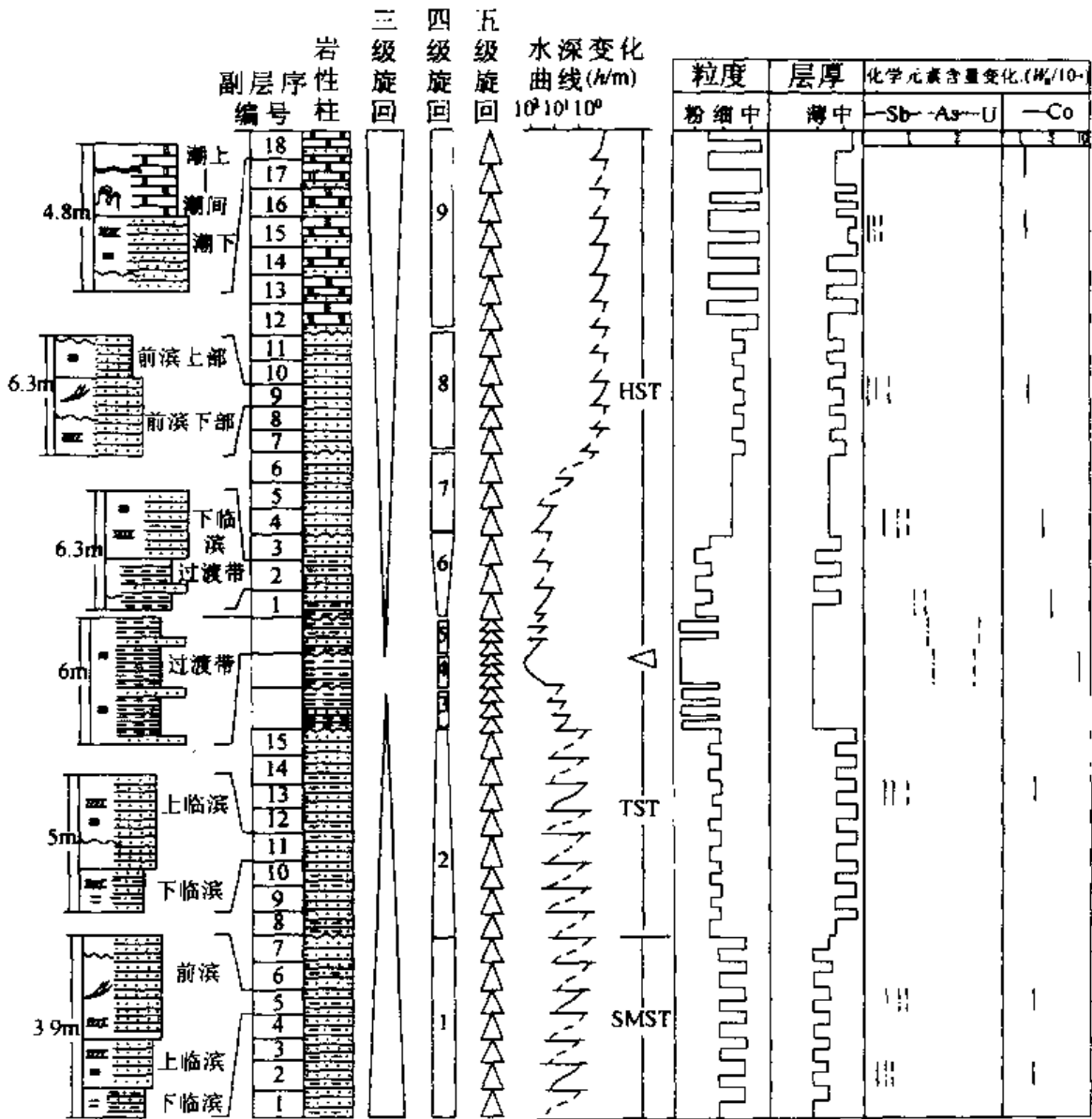


图 4-2 河南鲁山下汤剖面第 6 层序内部结构和岩石组合特征
岩性图例及说明同图 3-10、沉积构造图例及说明同图 4-1

海进体系域 (TST): 由三个副层序组构成, 其中第一副层序组包含有 7 个加积的砂质海滩型副层序, 副层序厚度在 5.7~6.9m 之间, 每个副层序自下而上由下临滨、上临滨、前滨沉积组成, 显示出向上变浅的序列, 副层序底部界面清晰, 伴有冲刷现象。随着岩相向

上变浅，副层序中岩石特征和沉积构造也有明显规律，一般而言，下临滨沉积由粉砂岩或细砂岩组成，层厚在 2~4cm 之间，仅见水平纹理及小型板状层理；上临滨为细砂岩，层厚在 2~10cm 之间，发育平行层理、板状层理及楔状层理，偶见波痕；前滨沉积为中—细粒石英砂岩，层厚在 8~40cm 之间。第二副层序组为退积型砂质海滩副层序组，由第 8 至第 15 副层序组成，第 8~14 副层序由临滨沉积组成，副层序厚度在 5.2~7m 之间，下部为下临滨粉砂岩夹细砂岩，层厚在 2~20cm 之间，主要见有水平层理、平行层理及板状交错层理，上部为上临滨中—细粒砂岩，层厚在 5~40cm 之间，常见平行层理及板状、楔状交错层理，偶见波痕，亦具向上变厚、变粗的特征。第 15 副层序由过渡带-下临滨沉积组成，厚 5m，过渡带为泥岩偶夹薄层细砂岩，仅见水平纹层，下临滨由细砂岩夹粉砂岩组成，常见小型板状交错层理。第三副层序组由内陆棚过渡带-浅海灰绿色页岩及薄层粉砂岩组成，厚 3m，层厚 < 2cm，见有水平纹层及波状纹理，副层序未能鉴别。第三副层序之上为浅海内陆棚泥页岩中部夹中陆棚黑色页岩（厚度仅为 0.6m）。综上所述，TST 自下而上由无障碍滨岸体系变为浅海内陆棚沉积，最后为中陆棚沉积（凝缩层）。构成一个向上变深的副层序组链。

高位体系域（HST）：由第 5~9 副层序组构成。第 5 副层序组为浅海-过渡带泥岩、粉砂岩沉积，自下至上粉砂岩成分增加，上部可达互层，厚 6m，副层序未能识别。第 6 副层序组为过渡带-临滨沉积组成的进积型副层序组，共包含 3 个副层序，厚度在 6.3~7.2m 之间，第 1~2 副层序下部为过渡带粉砂岩夹薄层细砂岩，发育水平纹理，上部为下临滨细砂岩夹粉砂岩，层厚在 5~20cm 之间，发育平行层理及小型对称波痕，波长 2.8cm，波高 0.5cm。第 3 副层序由过渡带粉砂岩夹细砂岩与临滨带细砂岩组成，细砂岩层厚为 20~30cm，发育板状、楔状交错层理。第 1~3 副层序均具向上变粗、变厚的特征。第 7 副层序组由 3 个加积的砂质海滩副层序构成，每个副层序厚度在 4.8~5.5m 之间，副层序均由临滨中—细粒海绿石石英砂岩组成，海绿石多呈圆球状-椭球状，直径与共生的石英颗粒相近，仅见板状交错层理及平行层理，层厚一般在 5~40cm 之间，副层序底部可见冲刷面。第 8 副层序组由 5 个加积的砂质海滩副层序构成，每个厚度在 3.5~4.7m 之间，并由前滨带中—细粒石英砂岩组成，沉积构造极为丰富，常见板状、楔状交错层理及平行、冲洗层理，波痕构造多属波成对称波痕，从下至上有粒度变细、层变薄的趋势。第 9 副层序组由第 12 至 18 个碳酸盐岩-碎屑岩混合潮坪副层序组成，略显进积特征，第 12~14 副层序由潮下带白云质砂岩（下部）与砾屑白云岩（上部）组成，厚度在 3.6~6.7m 之间，砂岩中发育双向交错层理、平行层理及波痕、砾屑白云岩砾屑呈长条状，一般顺层分布或与层理斜交。第 15 副层序由潮下带砾屑白云岩及潮间带含砂白云岩组成，厚 3.9m。第 16 副层序（组）由砾屑白云岩与白云质石英砂岩及白云岩韵律层构成，厚 20.15m，第 17 副层序由潮下带白云质石英砂岩及潮间带含石英砂白云岩组成，偶见双向交错层理。第 18 副层序自下而上由潮间带下部含石英砂白云岩，潮间带叠层石白云岩及潮上带泥晶白云岩组成，厚 4.2m，含石英砂白云岩略显板状交错层理及平行层理，叠层石一般下部呈柱状，上部变为波状。综上所述，HST 自下而上由内陆棚浅海体系、无障碍滨岸体系、障壁滨岸体系构成，并由此构成向上变浅的副层序组链。

3. 下汤剖面层序 9 (DS9)

由黄连垛组组成（图 4-3）。层序底界面为 I 类界面（SB1），其主要特征是：①为区域

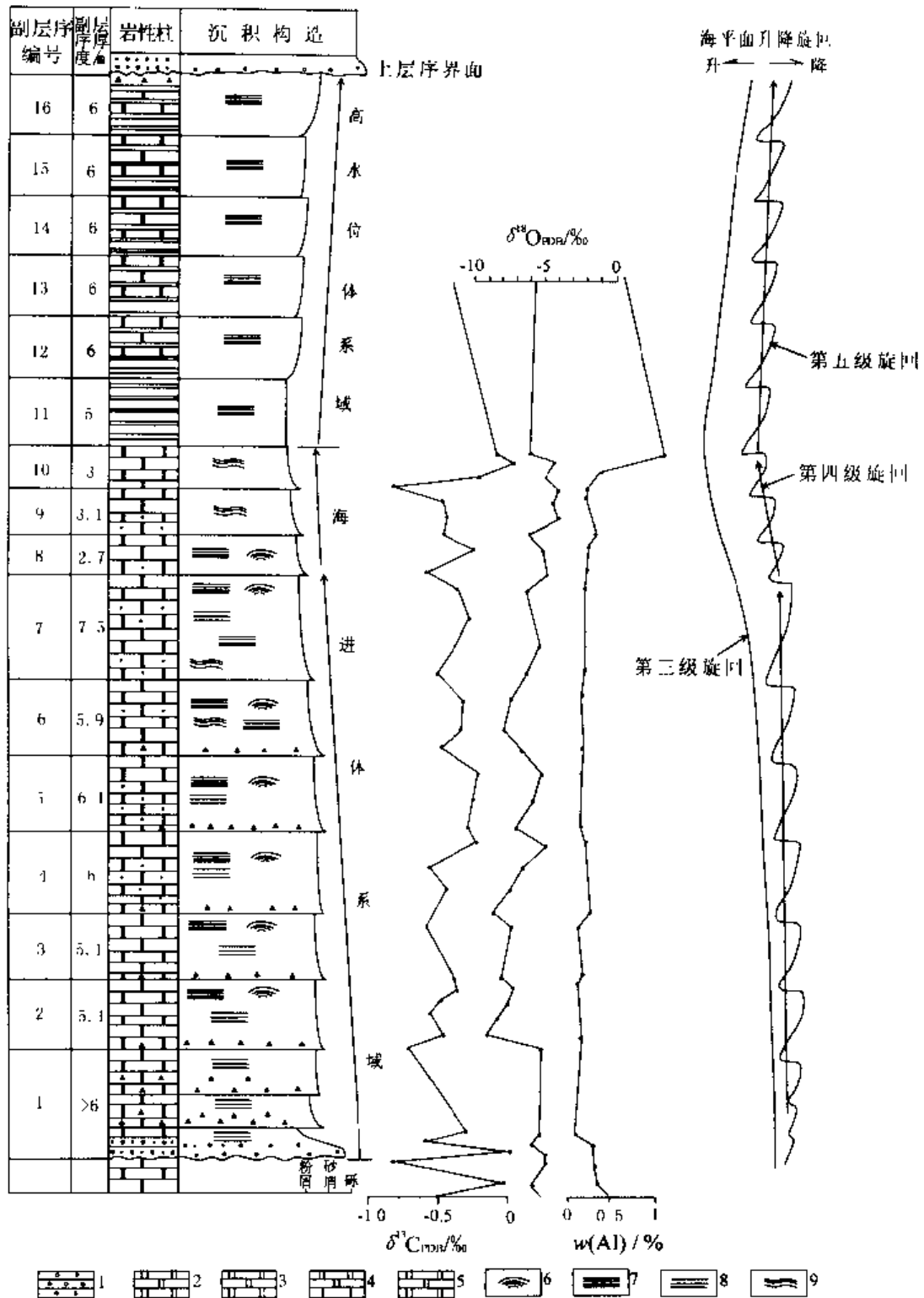


图 4-3 鲁山下汤剖面第 9 层序内部结构岩石组合和氧、碳同位素特征

1—砾岩；2—白云岩；3—砾屑白云岩；4—硅质条带白云岩；5—砂屑白云岩；6—叠层石；7—水平层理；
8—平行层理；9—波状层理

性平行不整合面；②界面之下为新元古界洛峪口组潮坪相含叠层石白云岩组成的加积-进积型沉积序列；界面之上为本层序的海侵体系域（TST），底部具有滞留底砾岩；③界面上下碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 由 -0.829% 突变为 -0.024% ，变化截然；④首次海泛面与层序底界面重合，缺失低位体系域（LST）。

海侵体系域底部滞留砾岩之上，为厚约数米的滨海相砂砾岩，向上逐渐变为潮坪相具叠层构造的内碎屑白云岩、硅质条带白云岩。本体系域可划分为 10 个副层序，在每一个副层序内部，其岩性、硅质条带含量、沉积构造等方面都有一系列规律性的变化。例如第 4 个副层序（图 4-4），底界面为一海泛面，对下伏岩层具不同程度的侵蚀。其上为具燧石团块的内碎屑白云岩，层理不明显；中部为具硅质条带砂屑、粉屑白云岩，略显层理；上部为具卷心菜状叠层构造的纹层状硅质条带白云岩，顶部被一侵蚀面所截切。显然，本副层序由下向上：水动力减弱，白云岩由内碎屑型→砂屑、粉屑型→纹层状，硅质条带由少而粗逐渐变为多而细、密集的纹层；沉积环境由潮下带上部演变为潮间带至潮上带。

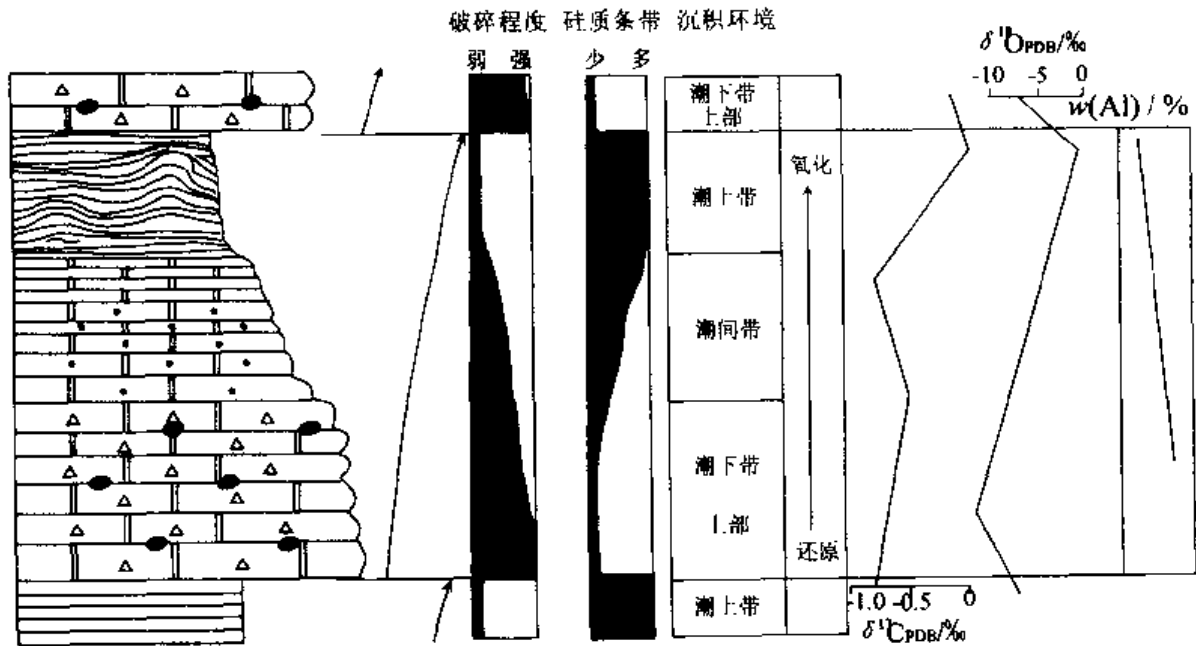


图 4-4 下汤剖面第 9 层序第 4 个副层序特征

在碳酸盐岩层序地层学中，微量元素铝作为碳酸盐岩中陆源组分混入程度的标志，可用作分析海侵-海退旋回的一个参数（刘岫峰，1991），正常碳酸盐中铝元素的平均含量为 1.66%，但在本区其含量很小，一般小于 0.1%，表明本区的碳酸岩潮坪环境受陆源影响很小，但在副层序内部仍表现出一些规律性的变化，即总体上呈向上减少的趋势，这可能与潮下、潮间带水动力较强，陆源物较潮上带容易带入有关。在碳酸盐盆地中，由于海水变浅，蒸发作用增强，氧同位素含量 ($\delta^{18}\text{O}$) 升高，随着还原环境向氧化环境过渡，生物作用增强，从而使碳同位素含量 ($\delta^{13}\text{C}$) 升高。本体系域的前 7 个副层序的岩性、岩相和厚度均没有重大变化，但沉积水深略有变深的趋势，具弱加积副层序组特征；后 3 个副层序的沉积环境

迅速变深,构成退积型副层序组,反映海平面的迅速升高。最大海泛期沉积为厚约 5m 的浅海相纹层状硅质岩,其细密的水平、波状纹层由隐晶硅质和微晶、细晶硅质组成。硅质岩中 SiO_2 含量极高,达 97% 以上, CaO 、 MgO 含量极低。通过全岩、微量元素和 REE 分析,其投点于 R. W. Murray (1992) 所划分的属陆源组分的陆缘区,推测其为陆源的二氧化硅胶体随河流被搬运至潮下浅海环境,由于物理-化学条件的改变引起二氧化硅胶体沉淀,从而导致高位体系域由潮坪相白云质硅质岩和硅质白云岩组成,可划分为 5 个副层序。每个副层序由下部属潮下环境的白云质硅质岩和上部属潮下-潮间环境的硅质白云岩组成,顶底界面具侵蚀截切现象,均为海泛面。总体上,5 个副层序从下向上,其岩性、厚度均无重大变化,但沉积相略有变浅的趋势,构成加积-进积型副层序组(图 4-3)。至顶部为硅质角砾岩,这可能是由于高水位末期,海水变浅,淡水作用(大气降水、河流注入)的加强,使早期沉积的白云岩溶解,从而造成硅质薄层塌落、破碎成角砾状,并因流水作用,硅质角砾略呈定向排列。

4. 下汤剖面层序 10 (DS10)

和岩石地层单位董家组相当(图 4-5)。其层序组成与层序 9 相似。层序底面为一区域性平行不整合面,属 I 类层序界面。界面之下为层序 9 顶部的硅质角砾岩,界面之上为本层序的海侵体系域,其底部为因长期风化而形成的粘土和具底砾岩性质的砾石层(图版 4)。首次海泛面与层序底界面重合,缺失低位体系域。

海侵体系域的主体由滨海相的含砾粗砂岩、中砂岩、细砂岩及粉砂岩、泥质岩组成。粗碎屑中以石英单晶为主,约占 70%~90%,磨圆度好,呈圆状-次圆状;长石含量很少,小于 5%,碎屑主要由硅质胶结,成分成熟度高;岩层中发育大型板状、楔状、双向、交错层理和冲洗层理,交错层理的收敛角为 $15^\circ\sim 35^\circ$ 对交错层理产状统计测量所作的玫瑰花图(图 4-6)反映出近岸多向水流的特点。

本体系域可划分为 13 个副层序,均为海水向上变浅类型。副层序的典型特征为:①顶、底界面均为海泛面,具侵蚀截切现象;②岩层层理由下向上,由水平层理变为板状、楔状、双向及冲洗层理;③岩性从泥岩→细砂岩→中砂岩→粗砂岩,沉积物颗粒变大,砂泥比增加(表 4-1),其粒度累积概率曲线(图 4-7)显示其悬浮总体下部多,上部少。总体上反映出海水由深变浅、水动力逐渐增强的过程。若形成于水动力很强的环境里,则副层序内部的砂泥比很高,且缺失下部泥岩段,碎屑颗粒粗大,且发育大型的双向、冲洗层理,具冲刷面构造。整个体系域内,前 8 个副层序构成弱加积副层序组,从下向上岩性由含长石石英砂岩变为纯净的石英砂岩,碎屑颗粒分选、磨圆增强,基质含量趋于减少(表 4-1),反映水动力增强,沉积环境为海侵刚开始至前滨的微弱海侵序列;后 5 个副层序的岩性、岩相反映其沉积环境由前滨向临滨、甚至过渡带方向的变化,具退积型副层序组特征,其碎屑颗粒分选、磨圆减弱,基质含量增加(表 4-1),反映水动力减弱,海水变深。

最大海泛期沉积为厚约 3m,具水平层理的灰色粉砂质泥页岩夹薄层含海绿石细砂岩,属过渡带沉积环境。微量元素 V、Co、Cr、Ni、Mn、B、Sr、Ba 明显高于下伏地层,向上其含量也迅速递减,为海平面上升最快时,沉积速率极为缓慢条件下的产物。

高位体系域由下部属过渡带环境的含海绿石细砂岩、砂坝障壁型的厚层含砾粗砂岩和上部泻湖相纹层状白云岩组成。本体系域下部 3 个碎屑岩型副层序构成进积型副层序组。从下向上各副层序的厚度增大,岩性、岩相呈进积序列,沉积构造由水平层理、波状层理向

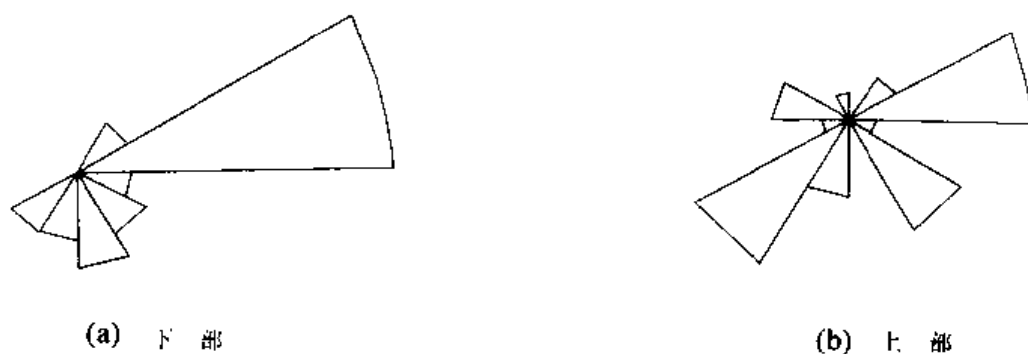


图 4-6 鲁山下汤剖面第 10 层序海侵体系域交错层理前积层倾向玫瑰花图

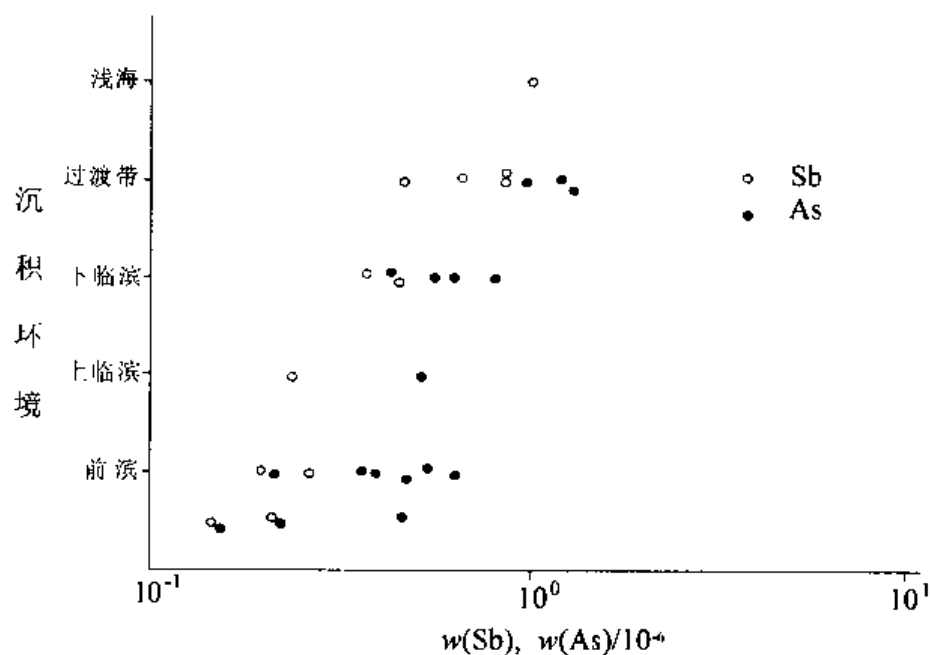


图 4-7 沉积环境与 $w(\text{Sb}), w(\text{As})$ 含量关系图解

大型交错层理、冲洗层理变化，反映海水变浅、水动力增强、物源供给增多的过程。上部 3 个碳酸盐型副层序构成加积型副层序组，各副层序的岩性、岩相及厚度均无重大变化，但副层序内部的变化是明显的。例如第 18 个副层序，其岩性由下部含泥质较高的薄层状白云岩演变至上部基本不含泥质的纹层状白云岩；因由还原环境趋于氧化环境，其碳同位素急剧升高，而氧同位素的降低则与海水变浅、淡水注入（主要是大气降水）因素有关。但由于是泻湖环境，水体整体较浅，且十分平静，流动性差，淡水注入、蒸发作用等多种因素的影响，使氧碳同位素呈较大幅度的变化（图 4-5）。层序顶界面为一区域性不整合面，截切本层序高位体系域顶部的不同层位。

表 4-1 鲁山下汤剖面第 10 层序海侵体系域砂岩粒度参数

取样位置		GR/%	MA/%	XM (ϕ 值)	D	SK	K	副层序组
第 12 副层序	上部	82.31	8.5	2.451	0.693	0.243	2.743	退积型
	下部	75.36	15.29	2.848	0.578	0.926	4.943	
第 9 副层序	上部	93.02	3.57	1.964	0.678	0.252	3.249	
	下部	77.33	9.8	2.477	0.685	0.904	8.022	
第 7 副层序	上部	77.12	11.85	2.639	0.455	0.238	2.828	弱加积型
	下部	63.06	23.05	2.793	0.498	0.212	4.218	
第 3 副层序	上部	72.91	12.31	2.418	0.809	-0.106	2.37	
	下部	68.78	20.38	2.409	0.668	1.349	13.34	

注: GR—颗粒含量; MA 杂基含量; XM—平均粒度; D—标准差; SK—偏度; K—峰态

二、地球化学特征研究

随着现代地质学,特别是沉积地质学、地球化学各种现代化测试技术的发展及相关学科理论水平的提高,导致了沉积地球化学这一新的分支学科的产生和发展。将沉积地球化学运用到古环境分析中,则能够为沉积环境分析提供物理标志和生物标志所不能反映或不能完全反映的环境地球化学信息(邓宏文等,1993)。元素地球化学在划分海陆相地层、分析物源区岩石成分、恢复沉积的古气候条件,利用微量元素对不含生物化石的“哑地层”进行地层对比,特别是确定沉积水介质地球化学环境、划分地球化学相上取得了较满意的效果。目前已广泛使用某些元素、元素含量及比值如 Fe、Mn、Sr、Ba、B、Ga、Rb、Co、Ni、V 及 Sr/Ba、Fe/Mn、V/Ni、 Fe^{3+}/Fe^{2+} 等判别海相与陆相、氧化与还原、盆地水深、盐度及离岸距离等沉积条件(成都地质学院沉积地质科学研究所,1987)。

古水深、古沉积环境变化规律是层序地层研究的重要内容,是确定副层序、副层序组堆叠方式及体系域的主要依据。然而,由于前寒武系缺乏必要的古生物资料,而给层序地层研究带来了一定困难,因此本课题工作中除进行沉积相、微相的研究外,还选择了部分层段,研究了沉积地球化学、碳氧同位素的分布规律与层序及其内部构成单元的关系。

(一) 微量元素及古环境

由于元素的化学性质不同,它们在不同氧化-还原条件下的富集规律也不同。As、Sb、Se 等亲硫元素属厌氧元素,在还原条件下常常与其它元素一起构成硫化物,故在还原环境中相对富集,因此这些元素在岩石中的含量较高时,反映环境趋于还原。本书对下汤剖面 DS6 不同环境的沉积岩中分别取样,用中子活化方法对部分元素进行了定量分析(表 4-2),并制做出 Sb、As、Co 等元素含量与沉积环境关系图解(图 4-7, 8),结果表明在前滨、临滨、过渡带、浅海沉积中,上述元素含量均表现出总体增高的趋势(影响 Co 元素在岩石中的分布的因素,将在后面讨论)。一般认为化学元素在沉积岩中的丰度与岩石类型(砂岩、泥岩、碳酸盐岩)密切相关,但本书通过对同为砂岩类但沉积环境不同的石英砂岩(前滨

表 4-2 鲁山下汤第 6 层序部分岩石化学元素含量表 ($w_B/10^{-6}$)

元素 含量 样号	As	Sr	Sb	Se	Ca	Ba	Co
DZ1	2.33	<81.6	1.46	<0.91	8690	438	10.87
DZ2	0.98	<57.2	0.66	1.58	8820	586	5.93
DZ3	0.39	<17.5	0.20	<0.37	7020	27.6	1.29
DZ4	2.30	76.4	0.87	1.73	8600	189	7.17
DZ5	0.56	<31.0	0.37	<0.45	6940	436	2.21
DZ6	0.36	<18.6	<0.07	<0.34	7400	15.4	3.42
DZ7	1.17	<59.1	0.47	0.69	8180	131	3.98
DZ8	0.52	<15.7	<0.07	<0.36	5630	18.4	1.44
DZ9	1.44	186.0	<0.34	<1.16	10700	531	9.79
DZ10	2.42	213.0	0.58	<1.04	15500	925	4.18
DZ11	1.24	163.0	<0.26	<1.01	13000	763	7.17
DZ12	0.42	<55.7	<0.16	2.19	12300	413	2.51
DZ13	0.64	<46.6	0.45	<0.69	10900	211	3.98
DZ14	1.15	<41.1	<0.13	<0.73	17800	206	3.37
DZ15	0.54	<20.6	0.26	<0.42	7380	327	0.15
DZ16	0.48	<15.9	0.19	<0.36	7790	338	0.12
DZ17	0.14	20.1	<0.07	<0.42	132000	1380	0.12
DZ18	0.47	<26.0	0.20	<0.50	16200	73.2	0.16
DZ19	0.63	<21.9	0.15	<0.41	72800	1600	1.58
DZ20	0.22	49.8	<0.06	<0.34	169000	841	1.29
DZ21	33.40	<37.0	2.3	0.69	148000	6410	4.13
DZ22	6.80	74.1	<0.11	<0.58	263000	7401	4.66
DZ23	1.32	<41.1	<0.48	<1.29	154000	<41.1	3.56
DZ24	0.79	73.3	<0.32	<0.44	134000	73.3	2.60
DZ25	0.17	<24.1	<0.07	<0.45	165000	32.3	1.85
DZ26	0.34	61.2	<0.06	0.46	174000	42.8	1.25
DZ27	0.21	<27.5	0.10	<0.95	163000	66.1	1.71
DZ28	1.37	<22.0	<0.06	<0.40	178000	42.8	1.95

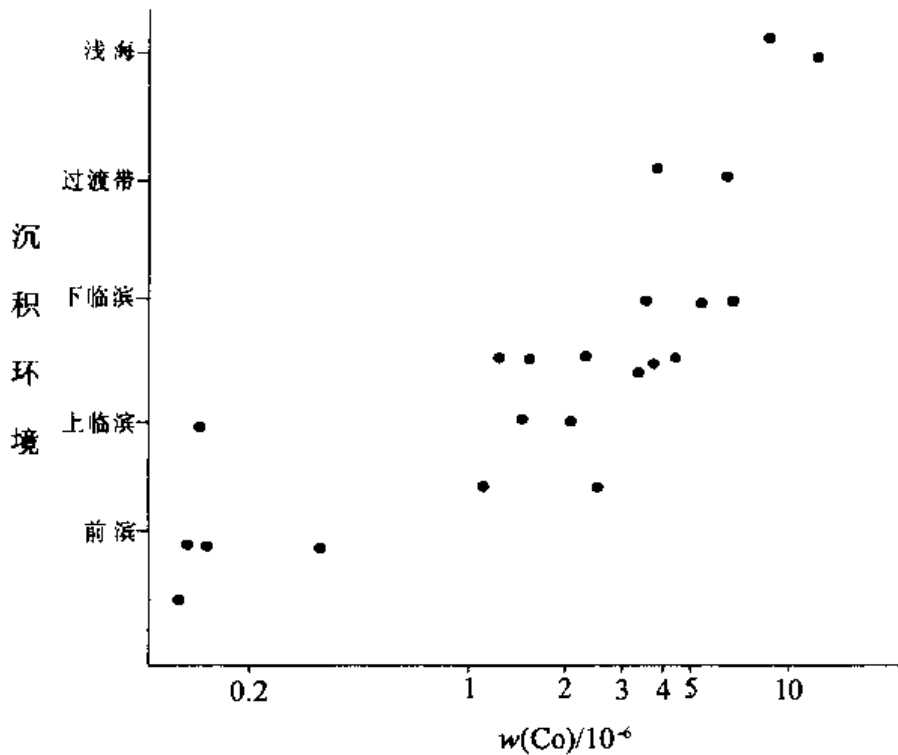


图 4-8 沉积环境与 Co 含量关系图解

相)与海绿石石英砂岩(临滨相)比较,As、Sb、Co 元素含量前者为 0.51×10^{-6} 、 0.225×10^{-6} 、 1.32×10^{-6} , 后者是 0.89×10^{-6} 、 0.54×10^{-6} 、 3.7×10^{-6} , 显示出海绿石石英砂岩中的上述元素的含量明显比石英砂岩高。海绿石被认为是海洋环境的重要指相矿物,其形成深度一般大于 30m。因此,这些元素在岩石中的分配规律并非仅仅取决于岩石类型,而可能与沉积环境变化也有密切关系。从前滨至浅海环境,海水变深,环境也愈趋于还原,As、Se、Sb 等元素含量也随之增大。海水中含有 SO_4^{2-} 离子,当 Ba、Sr 带入海盆后,由于 BaSO_4 的溶解度很小,故在滨海区大量沉淀,而 SrSO_4 的溶解度较大, Sr 在海水中比较活动,可继续迁移到远海,所以它可能在离岸较远的沉积物中相对富集。但影响 Sr 和 Ba 在沉积物中分配的因素比较复杂,应用沉积物中的 $w(\text{Sr})/w(\text{Ba})$ 比值指示沉积环境的意义在探讨中。宋天锐(1983)研究了广东曲江—仁化晚二叠世地层的沉积相和元素变化,发现沉积岩中 Sr 含量由滨海相向海湾相,由泻湖相至浅海相有逐渐上升的趋势,而本区的 Sr 含量从潮坪相 $19.8 \times 10^{-6} \sim 74.1 \times 10^{-6}$, 变为浅海相的 $163 \times 10^{-6} \sim 213 \times 10^{-6}$, 也显示出类似特征,反映随着海水深度加大, Sr 含量也随之增加。研究表明 Sr 与 Ca 相比, Sr 在海水与大洋水中有绝对或相对富集,故陆相环境的 $w(\text{Sr})/w(\text{Ca})$ 值较海相低,在滨岸带由于淡水注入,可能会造成 Sr/Ca 比值相对较远岸环境低。本区的 Sr/Ca 值从潮坪过渡带→浅海分别为 $0.0003 \times 10^{-6} \sim 0.00035 \times 10^{-6} \rightarrow 0.009 \times 10^{-6} \sim 0.013 \times 10^{-6} \rightarrow 0.017 \times 10^{-6}$ 呈明显增加趋势,与上述认识吻合。

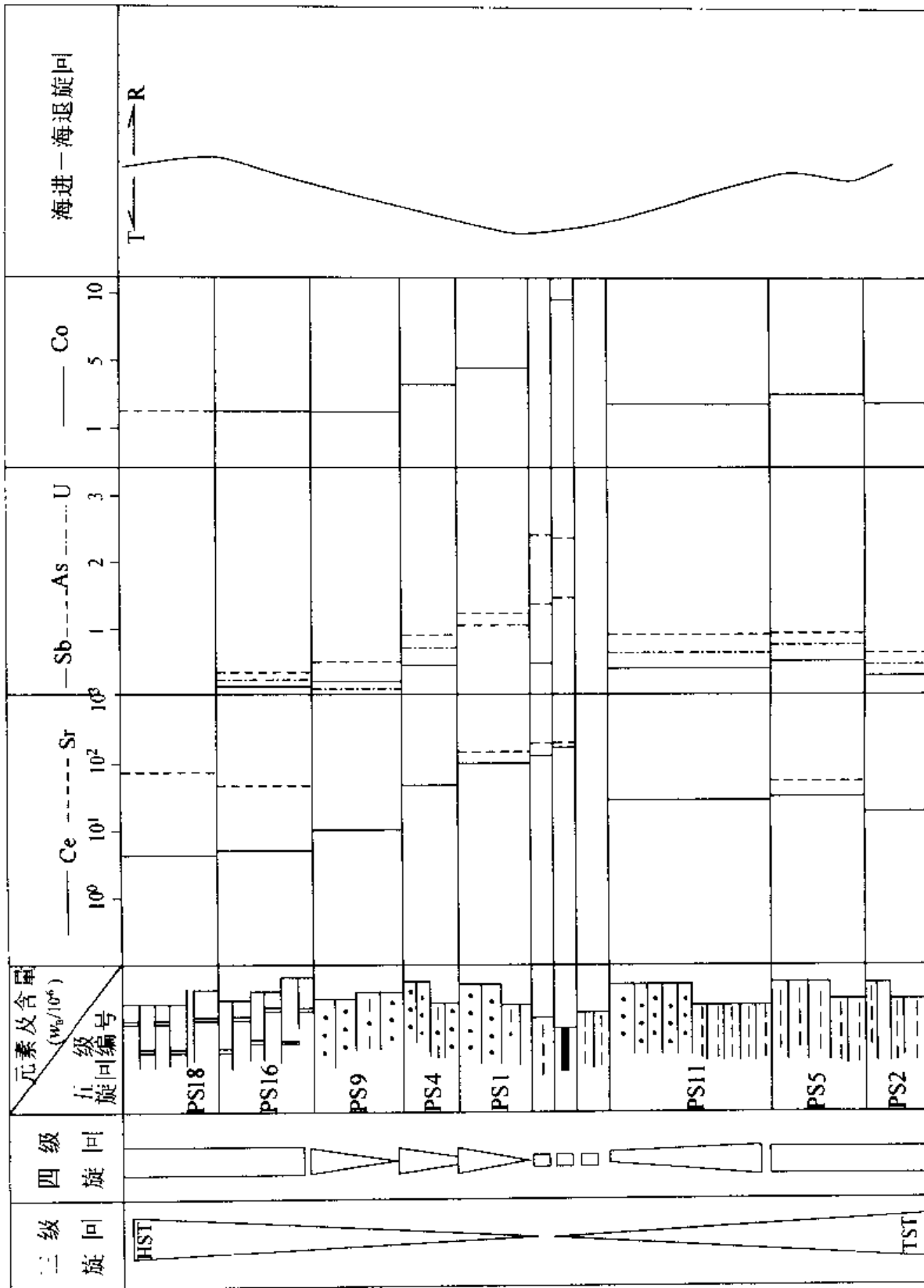


图 4-9 河南鲁山下汤剖面第 6 层序化学元素含量与层序关系图

岩性图例及说明同图 3-10

(二) 微量元素在副层序、体系域中的分布特征

上述研究表明,某些元素的分配规律间接地反映了沉积环境的变化,因此有助于对层序、副层序的划分与识别。前已述及,下汤剖面 DS6 的副层序类型主要为砂质海滩型和碳酸盐-碎屑岩混合潮坪型,微相组合及沉积特征反映它们均具有向上变浅的序列。通过 As、Sb、Se、Co 等与沉积环境较为密切的化学元素研究,同样也反映了上述类似的变化规律。表 4-3 显示出,尽管副层序的微相组合不同,但均反映了一个共同的特征,即随着副层序向上变浅的沉积序列,元素的含量也明显减小。同样在体系域中,随着地层堆积类型的变化,元素含量也有显著变化规律,如图 4-9 所示,海进体系域由四个副层序组构成一个向上变深的副层序组链,元素含量变化尽管在局部(第三副层序组)有所降低,但总体呈现增加的趋势,并在凝缩期黑色泥(页)岩中达到最大值。相反,高位体系域由五个副层序组构成的向上变浅的副层序组链,从下至上的微量元素丰度也呈现出总体变低的趋势。由此可见,在层序内部随着相对海平面的变化,这些元素的含量也显示出规律性的变化。

表 4-3 鲁山下汤第 6 层序副层序微量元素含量表 (w_s/10⁻⁶)

副层序类型	元 素	As	Co	Sb	Sc
	微 相				
海滩型副层序	前滨	0.38	0.24	0.198	1.58
	临滨	1.28	5.1	0.632	<0.37
潮坪型副层序	潮上	0.186	2.6	<0.064	0.42
	潮间上部	1.32	3.56	<0.125	0.40
	潮间下部	6.8	4.66	<0.113	1.29

三、碳氧同位素在副层序及体系域中的分布特征

本世纪 50 年代以来,同位素地球化学已成为地球化学中一门独立的分支。在沉积学领域中,同位素地质学已成为追索物源、探讨沉积-成岩环境的重要方法。大量的研究表明,海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大致为 0。Keith 和 Weber (1964) 根据 321 个样品分析所得平均值为 $+0.56\% \pm 1.55\%$, 碳同位素的分馏与沉积过程中的光合作用及其它生命活动的化学平衡反应有关(刘岫峰, 1991), 因此, $\delta^{13}\text{C}$ 含量在一定程度上反映了沉积环境的特征和变化。

汝阳群 DS6 顶部普遍发育一层厚度 20~54m 的白云岩。本书在常村等剖面对其进行了系统采样,分析结果(表 4-4)表明, $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征较好地反映了生物作用及沉积环境的变化。该套白云岩属高位体系域,共由 9 个副层序组成,副层序下部为砾屑白云岩, $\delta^{13}\text{C}$ 值一般在 0.2‰~0.34‰之间,上部为含叠层石泥晶白云岩, $\delta^{13}\text{C}$ 值一般在 0.409‰~0.61‰之间,从下向上显示出明显增大的趋势。这一特征与钟华等(1993)对五台山地区的元古宙白云岩研究后所得的碳同位素演化结论类似。进一步的研究表明,在叠层石白云岩中,随着叠层石形态由潮间带柱状、波状变为潮上带纹层状, $\delta^{13}\text{C}$ 值也有逐渐增高(图 4-10)的趋势。

表 4-4 常村剖面第 6 层序高位体系域中白云岩碳氧同位素组成表

样品编号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	样品编号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$
NI1-1	0.200	-6.783	NI1-2	0.337	-6.705
NI3-1	0.287	-7.103	NI3-2	0.409	-7.124
NI3-3	0.413	-7.106	NI4-1-a	0.308	-7.080
NI4-1-b	0.193	-6.865	NI4-1-c	0.411	-6.721
NI4-2-a	0.386	-6.531	NI4-2-b	0.415	-6.211
NI4-3-b	0.395	-7.053	NI5-2-a	0.551	-7.144
NI5-2-b	0.227	-6.918	NI6-1	0.672	-6.869
NI6-2	0.040	-7.082	NI6-3a	0.091	-8.486
NI6-3b	0.407	-7.003	NI7-1a	0.218	-7.320
NI7-1b	0.243	-7.360	NI7-2a	0.214	-6.930
NI7-2b	0.224	-6.363	NI8-1a	0.022	-7.599
NI8-1b	0.264	-7.463	NI8-1c	0.197	-7.589
NI9-1	0.075	-7.390	NI9-2a	0.079	-7.149
NI9-2b	0.092	-7.298	NI9-2c	0.194	-7.215
NI8-2a	0.320	-6.948	NI8-2c	0.421	-6.803
NI8-3a	0.601	-7.441	NI4-2c	0.406	-6.536
NI4-2d	0.429	-6.752	NI8-2b	0.157	-7.136

$\delta^{13}\text{C}$ 在副层序中的这种分布特征可能与藻类活动有关, 从潮下带至潮上带, 由于水动力条件减弱, 更利于藻类生物的繁衍生息, 从而吸取了碳同位素中的 ^{12}C , 而使水体中的 $\delta^{13}\text{C}$ 相对增高。在体系域中, 由于其副层序相组合基本相同, 各副层序中 $\delta^{13}\text{C}$ 并无太大差别, 但在最顶部的一个副层序中 $\delta^{13}\text{C}$ 值总体明显减小, 并且出现负值。从生物角度分析, 其中叠层石与下伏副层序中者并无明显差别, 这就预示着沉积环境可能有所改变。结合野外情况分析, 此处位于该层序的顶端, 反映水平面行将从上升变为下降, 环境更加趋于暴露, 环境更加氧化, 生物及其它有机物易于分解, 在水体中产生大量 CO_2 , 且有机碳埋藏速率低, 因而造成了 $\delta^{13}\text{C}$ 降低。

表 4-4 显示白云岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 含量普遍较低, 在 $-8.486\text{‰} \sim -6.211\text{‰}$ 之间。Killingley (1983) 对此有不同的认识, 认为是由于碳酸盐沉积期后与大气淡水发生同位素交换的结果, 年代越老的地层与大气淡水交换的机会越多, 因而 $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。Dontsova 等 (1972) 认为与碳酸盐矿物的重结晶及新生变形作用 (如高镁方解石变为低镁方解石) 有关, 年代越老的岩石发生重结晶和新生变形的几率越高, 故 $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。Allan (1977)、Mozley (1992) 也认为成岩作用对碳氧同位素的组成有重要影响。

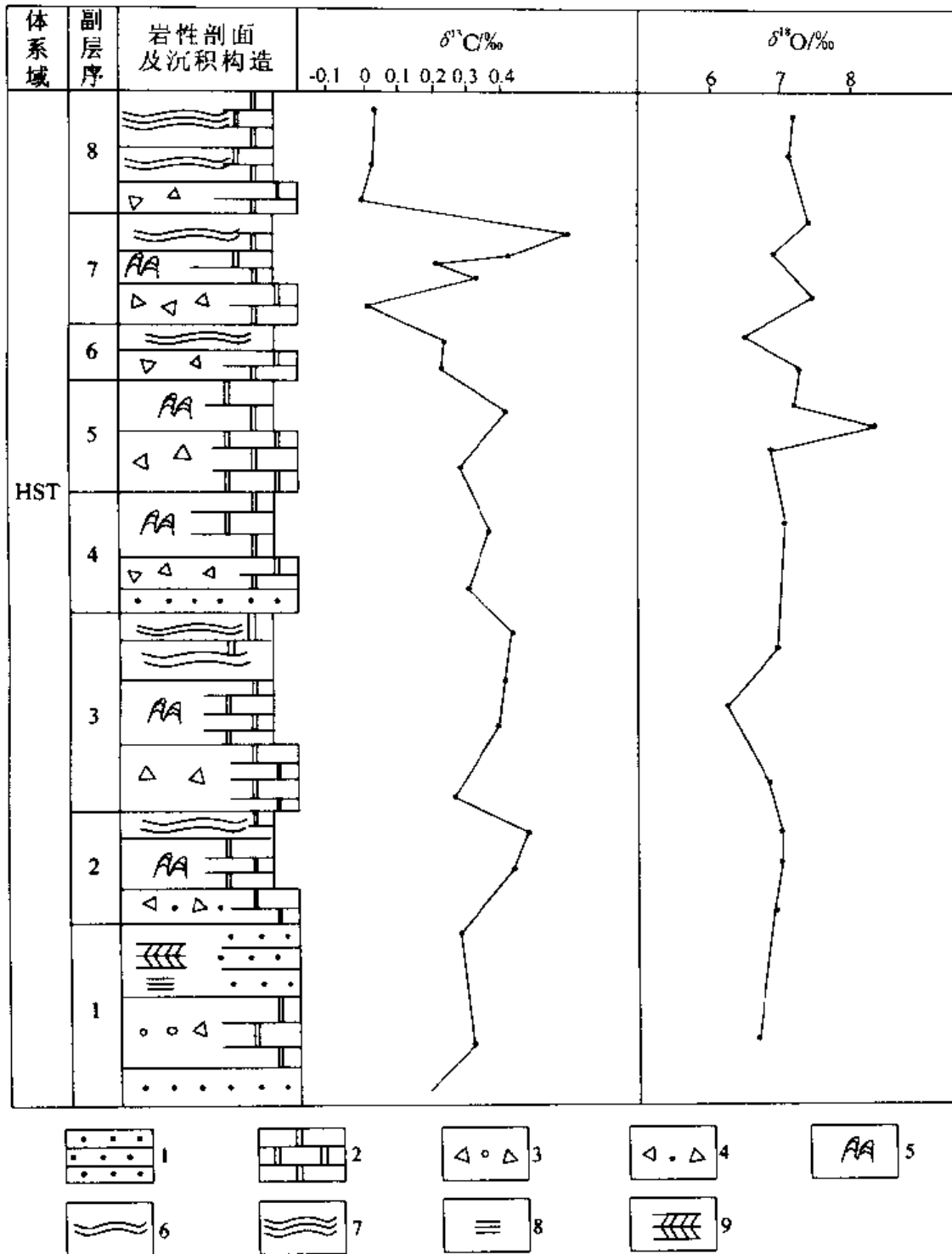
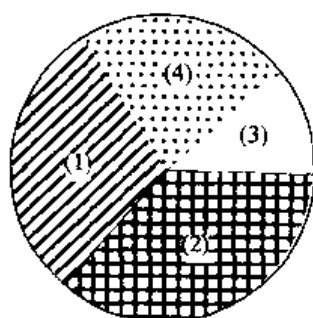


图 4-10 河南叶县常村剖面第 6 层序的 HST 白云岩碳、氧同位素分布图

1—白云质砂岩；2—白云岩；3 白云岩中砾屑；4—白云岩中砾屑、砂屑；5—柱状叠层石；6—波状纹层；
7—水平纹层；8—平行层理；9—鱼骨状交错层理

四、钴元素的含量与古水深的确定

古水深的确定是层序地层及海平面变化研究所面临的重要难题之一。一般依赖于沉积相分析及古生物资料的综合判断,但得到的结果往往只是定性的。周瑶琪(1995)在近期研究中提出了一种用沉积岩中钴(Co)含量的精确测定来推算古水深的新方法,并已在实际工作中加以应用,在碳酸盐岩的古水深分析中,获得了较好的效果。其基本原理是,沉积盆地中Co元素一般有四种来源:地外宇宙沉降、陆源输入、生物及化学成因,如图4-11所示。



$$(1)+(2)+(3)+(4)=1$$

图 4-11 沉积岩中 Co 的四种来源示意图

(1) 地外宇宙沉降; (2) 陆源输入; (3) 化学成因; (4) 生物成因

对前寒武纪碎屑岩地层而言,后两种来源可以忽略不计。研究表明地外Co供应量以恒定的速度降落于地表,每年全球总沉降量为 $8.262 \times 10^8 \text{t}$,也就是说沉积岩单位体积内Co的含量与沉积速率有关。一般而言,沉积速率越低,其单位体积内Co的含量就越高。对花岗质来源的沉积岩来说,由其供给的Co是微乎其微的,每个单位体积中陆源供给的Co含量仅仅是宇宙供给的1/4,但是在陆源供给很快的情况下,陆源物质的加入对地外Co含量会产生“稀释效应”,致使宇宙Co在沉积岩中的相对含量大大降低。因此在正常情况下,花岗质来源的碎屑岩中,Co的含量可以反映其当时的沉积速率,即Co含量愈高反映其沉积速率愈慢,反之则愈快。因而可以通过测定沉积岩中Co的含量来推算当时岩石的沉积速率,其计算公式为:

$$V_s = V_0 \times N_{Co} / (S_{Co} - t \times T_{Co})$$

式中, V_s 代表某样品沉积时的沉积速率;

V_0 代表正常大洋沉积速率;

N_{Co} 代表正常大洋沉积物中Co的丰度;

S_{Co} 代表样品中Co的丰度;

$t = \frac{\text{样品中 La 含量 } (S_{La})}{\text{陆源碎屑岩中 La 平均丰度 } (N_{La})}$;

T_{Co} 代表陆源碎屑岩中Co的丰度。

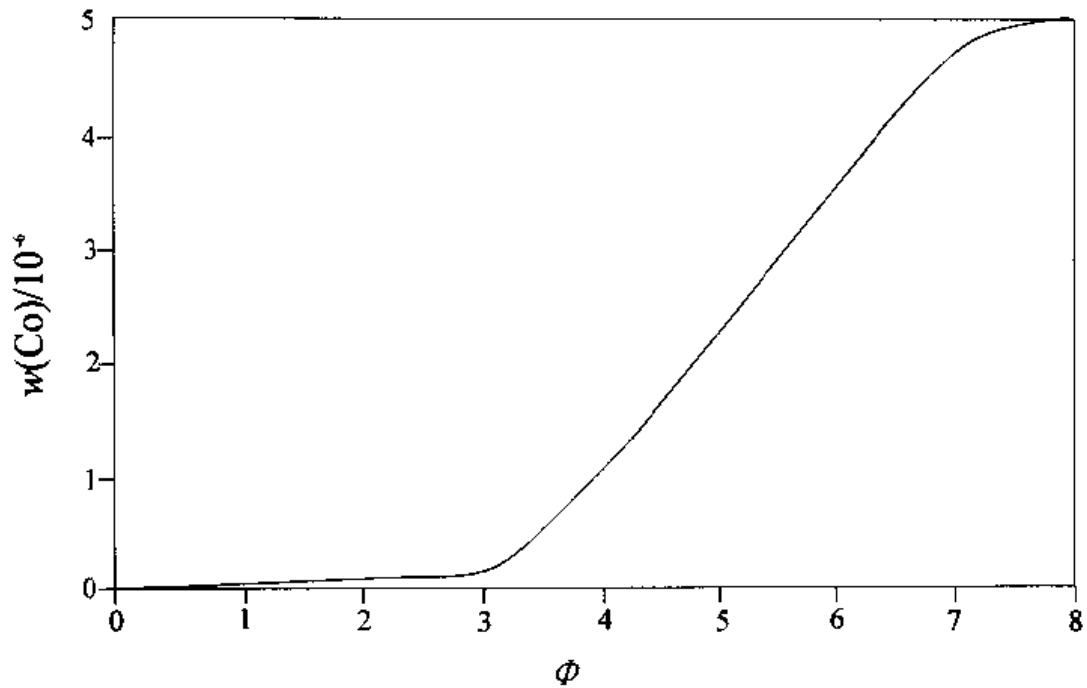


图 4-12 Co 含量分布与粒度关系图解
(据周瑶琪, 1995)

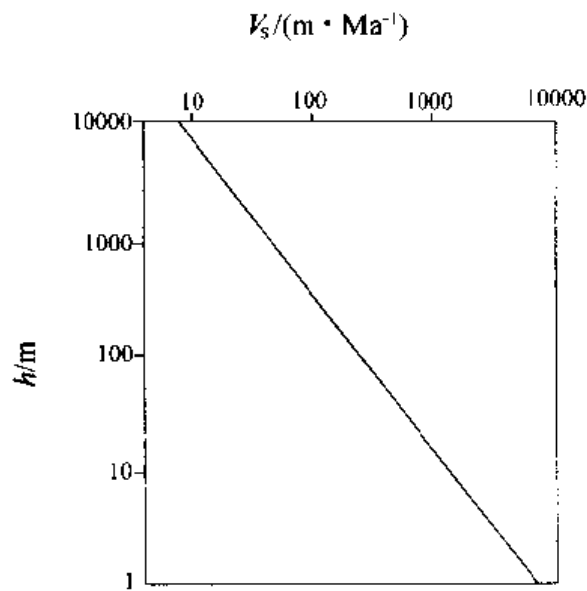


图 4-13 水深 (h) 与沉积速率 (V_s) 关系曲线
(据周瑶琪, 1995)

然而，陆源碎屑岩中 Co 的含量可能因碎屑颗粒的机械分异而产生再分配。图 4-12 是拟合碎屑颗粒机械分异所得 Co 的含量变化曲线，可用

$$T_{Co} = -0.0591\phi^3 + 0.9282\phi^2 - 3.4981\phi + 3.8362$$

表示。其中， $\varphi = -\log_2 d$ ； d 是样品中碎屑颗粒的直径，单位为 mm。

因此，对碎屑岩中 Co 的含量变化进行研究时，应该先进行粒度分异校正，将上式中的 T_{Co} 用 T'_{Co} 代替 ($T'_{\text{Co}} = T_{\text{Co}} \times (-0.0591\varphi^2 + 0.9282\varphi - 3.4981\varphi + 3.8362)$)，方能求得切合实际的 Co 沉积速率。沉积速率与水深的关系是由一个理想的缓坡模型中水深与沉积速率的关系 $h = \frac{C}{V_s^{3/2}}$ 确定的， $C = 3.05 \times 10^5$ 为一常数，是通过测定现在大洋中某点的沉积速率及水深值代入上述关系式中获得 (图 4-13)。

本书对下汤剖面第 6 层序不同环境的岩石用中子活化方法测定其中 Co 、 La 等元素的含量，并代入上述各式中计算，获得各处的水深值，最后编制出水深变化曲线，如图 4-2 所示 (图中实线为实测曲线，虚线为推测曲线)，反映水深变化趋势与野外沉积相分析结果基本一致。

第五章 华北地台南部地层对比 及等时地层格架的建立

一、层序地层与地层对比

层序地层学是研究在不同海平面升降旋回中形成的沉积上互有联系的地层层序的地层学分支。它是通过识别由海平面升降周期性变化所产生的沉积特征来划分对比地层、定年和解释地质记录的新方法(李文汉, 1989)。根据层序地层学的原理, 层序的形成是受全球海平面变化控制, 故应有全球对比意义。由于区域构造因素的影响, 区域的相对海平面变化并不一定代表全球海平面变化, 使利用层序进行全球地层对比受到了一定的限制。但是在同一沉积盆地、相同的构造背景下利用层序进行区域地层对比则是完全可能和可信的。

层序界面、最大海泛面等物理界面被认为是层序地层学主要的界面, 由于它们具有等时性, 故被广泛用作地层对比(Galloway, 1989; Weimer, 1992), 当其与生物带及其它年代资料相结合时, 便可构成完整的年代地层格架。

层序内部组成单元的横向变化研究表明, 相同层序中同一体系域及体系域间的界面都可以作为地层对比的等时标志。同一体系域所反映的地层进积、退积趋势基本一致, 这种趋势的一致性为体系域对比的依据(Jackson, 1990)。但在不同的部位, 副层序、副层序组的构成(相组合)特征有所不同, 反映出它们所处的古地理位置不同(Steenwinkel, 1990)。下面以层序4(DS4)为例予以分析说明(图5-1)。

海进体系域在汝阳剖面由两个副层序组构成, 下部为前滨加积型副层序组, 上部为前滨-上临滨加积型副层序组; 在下汤也由两个副层序组构成, 下部为前滨-上临滨和上临滨-下临滨副层序组成的退积型副层序组, 上部为下临滨-过渡带加积型副层序组; 大乐山剖面由三个副层序组构成, 下部为下临滨-过渡带加积型副层序组, 中部为过渡带-浅海陆棚加积型副层序组上部为浅海加积副层序组。TST在三个剖面均为向上变深退积序列。

高位体系域在汝阳剖面为一个下临滨-前滨进积型副层序组; 在下汤由两个副层序组构成, 下部为浅海内陆棚加积型副层序组, 上部为过渡带-浅海加积副层序组; 在大乐山剖面亦由两个副层序组构成, 下部为浅海内陆棚加积副层序组, 上部为浅海-过渡带加积副层序组。HST在上述三个剖面中均为向上变浅进积序列。

最大海泛期沉积在汝阳、下汤、大乐山剖面分别为下临滨粉砂岩、浅海内陆棚泥(页)岩及浅海中陆棚黑色页岩。

综上所述, 在DS4的层序格架中, 从汝阳→下汤→大乐山, 副层序、副层序组明显由相对浅水的滨岸体系为主变为相对深水的浅海陆棚体系为主。这种特征在最大海泛期的沉积中表现最为明显。沉积地层在地层格架中的这种变化规律, 为岩相预测和地层对比提供了可靠的依据。

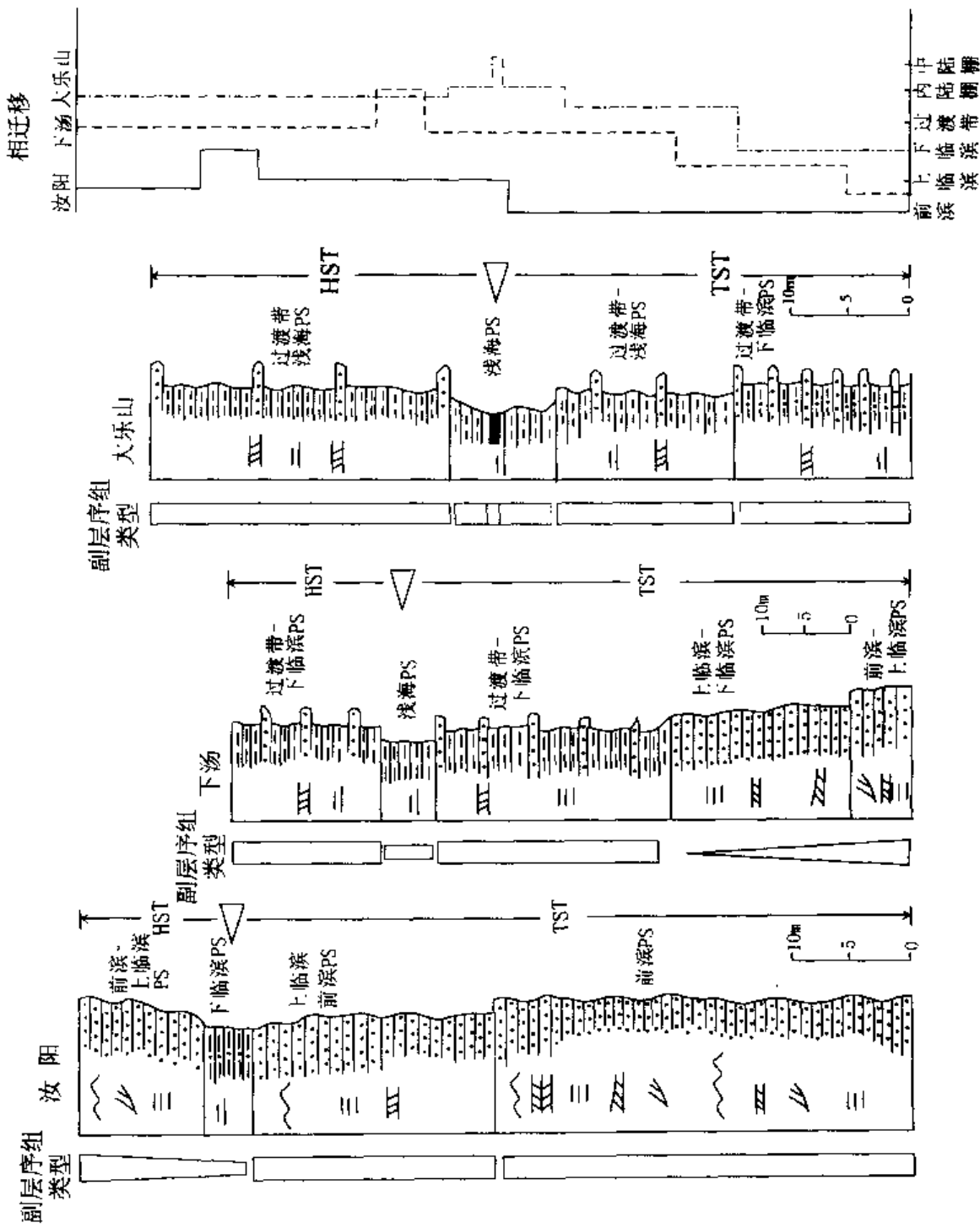


图 5-1 华北地台南部汝阳、鲁山下汤、确山大乐山第四层序地层沉积相组合对比
岩性图例及说明同图 3 10; 沉积构造图例及说明同图 4 1

下面试图运用层序地层的研究成果对华北地台南部澠池-确山地层小区内不同剖面的层序地层对比及澠池-确山小区和嵩箕小区的中、新元古界的层序地层对比进行探讨,并试图建立区内各时代地层的等时地层格架。

二、澠池-确山地层小区的层序地层对比

通过沉积古地理学的研究,认为中、新元古代华北地台南部的古地理格局为向南开放的大陆边缘,通过对澠池-确山小区层序地层学研究,对层序(及界面)-相-岩石组合的分析及对比,确定确山-方城-汝阳-鲁山-澠池-永济一线,汝阳群底部的海侵过程是一个由南向北逐渐超覆的过程,不仅北部靠地台内部发育层序的个数比南部临近盆地要少,而且同一层序的沉积环境也是南深北浅。在汝阳以南,汝阳群发育6个层序,洛峪群为2个层序,震旦系为3个层序;向北到澠池一带(中条山之南),汝阳群只发育5个层序;更北到中条山以北的水幽一带汝阳群发育4个层序,洛峪群和震旦系均只有1个层序。

研究表明,华北地台南部中、新元古代地层系统中存在着五个区域性不整合面,即汝阳群北大尖组与洛峪群崔庄组之间、崔庄组与三教堂组之间、黄连垛组与洛峪口组之间、董家组与黄连垛组之间、罗圈组与董家组之间平行不整合面,这些不整合面毫无疑问代表着一定的时间间隔,其中以汝阳群及其相当地层底部的不整合面的意义尤为重要,它不仅构成了三级层序和二级层序的层序界面,而且还是一个特大型的上超面,即在中元古代蓟县纪沉积时,汝阳群由南向北不断超覆,沉积盆地的北部边缘地区下部层序有不同程度的缺失。同样,震旦系的三个地层不整合面(黄连垛组与洛峪口组之间、董家组与黄连垛组之间、罗圈组与董家组之间平行不整合面)也对层序的发育、内部体系域的构成有重要的控制作用。根据层序界面,沉积序列等物理标志,结合同位素年龄、微古植物组合等年代资料,建立了该区的中元古代晚期和震旦系的层序地层格架(图5-2,图5-3)。

1. DS1

在永济、澠池等北部边缘缺失,底部界面在汝阳、下汤、常村及大乐山剖面中均表现为不整合,明显受到构造增强作用,界面之上仅少数地区保留有风化壳和风化壳型铁矿床,绝大多数地区均为地层截切面,风化残积物被后期海进侵蚀作用剥蚀殆尽,属典型I型界面(SB1)。TST在汝阳剖面缺失,其它剖面均由下部无障壁滨岸体系和上部浅海体系构成的向上变深退积沉积序列。最大海泛期沉积在大乐山剖面为中陆棚黑色页岩,其它剖面均为内陆棚紫红色-灰绿色泥(页)岩。HST除汝阳剖面为无障壁滨岸体系构成的向上变浅的序列外,其它剖面均由下部浅海体系和上部无障壁滨岸体系构成的向上变浅的进积序列。

2. DS2

在永济缺失,底部界面在汝阳、澠池剖面为古风化壳或不整合面,故为I型界面。TST在汝阳剖面缺失,其它剖面均由下部无障壁滨岸体系或障壁滨岸体系与上部浅海体系构成的向上变深的沉积序列。最大海泛期沉积除大乐山剖面为中陆棚黑色页岩外,其它剖面均为内陆棚紫红色泥(页)岩。HST除汝阳为无障壁滨岸体系构成的向上变浅的序列外,其它剖面均由下部浅海体系及上部无障壁滨岸体系及障壁滨岸体系所构成之向上变浅的序列。下汤及大乐山剖面TST与HST发育程度差异较大,可能与局部的基底沉降速度变化或构造抬升有关。

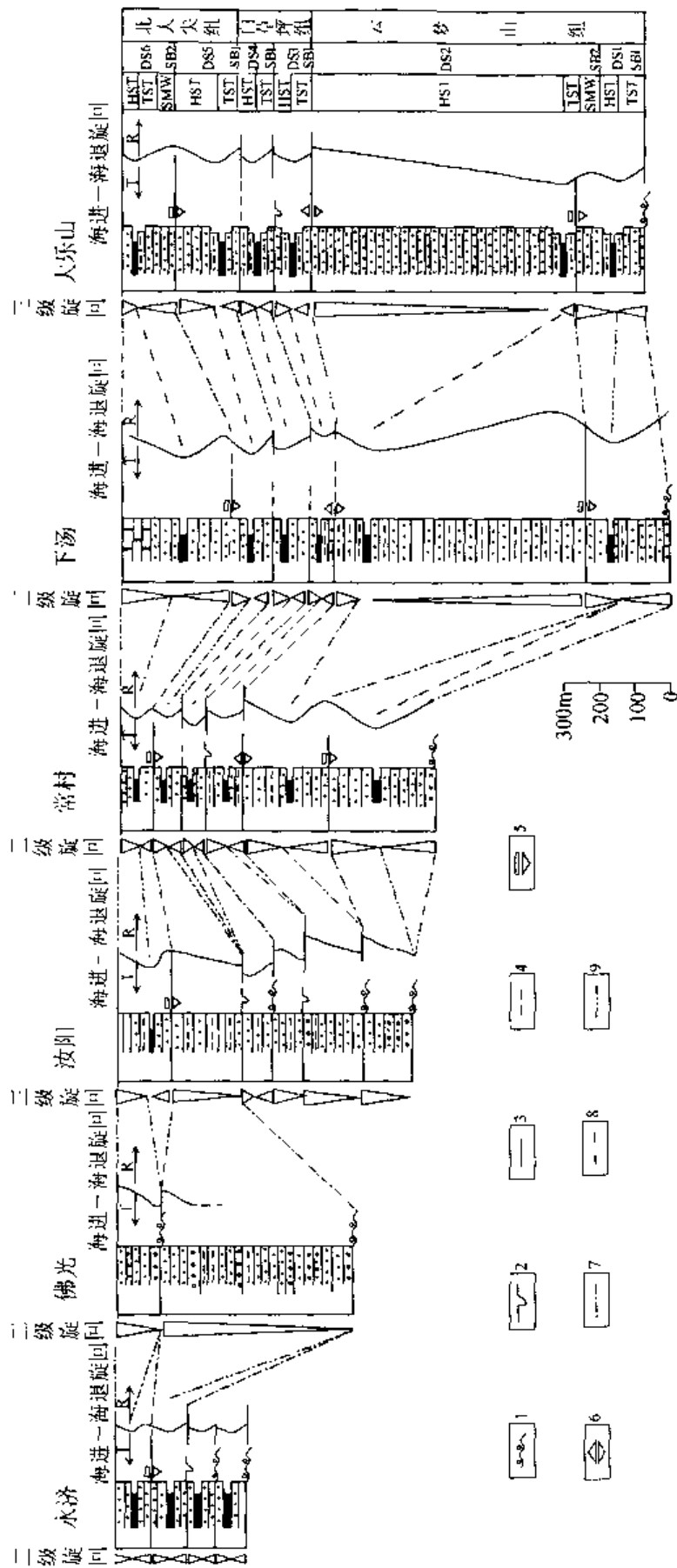


图 5-2 华北地台南部涓池—确山地区中元古界郟县系层序地层物理格架

1—古风化面; 2—地层截切面; 3—相对饥饿沉积; 4—沉积相序间断面; 5—进积-加积地层堆积类型转换面; 6—进积-退积地层堆积类型转换面; 7—层序界面; 8—体系域界面; 9—层序及体系域界面; 岩性图例及说明同图 3-10

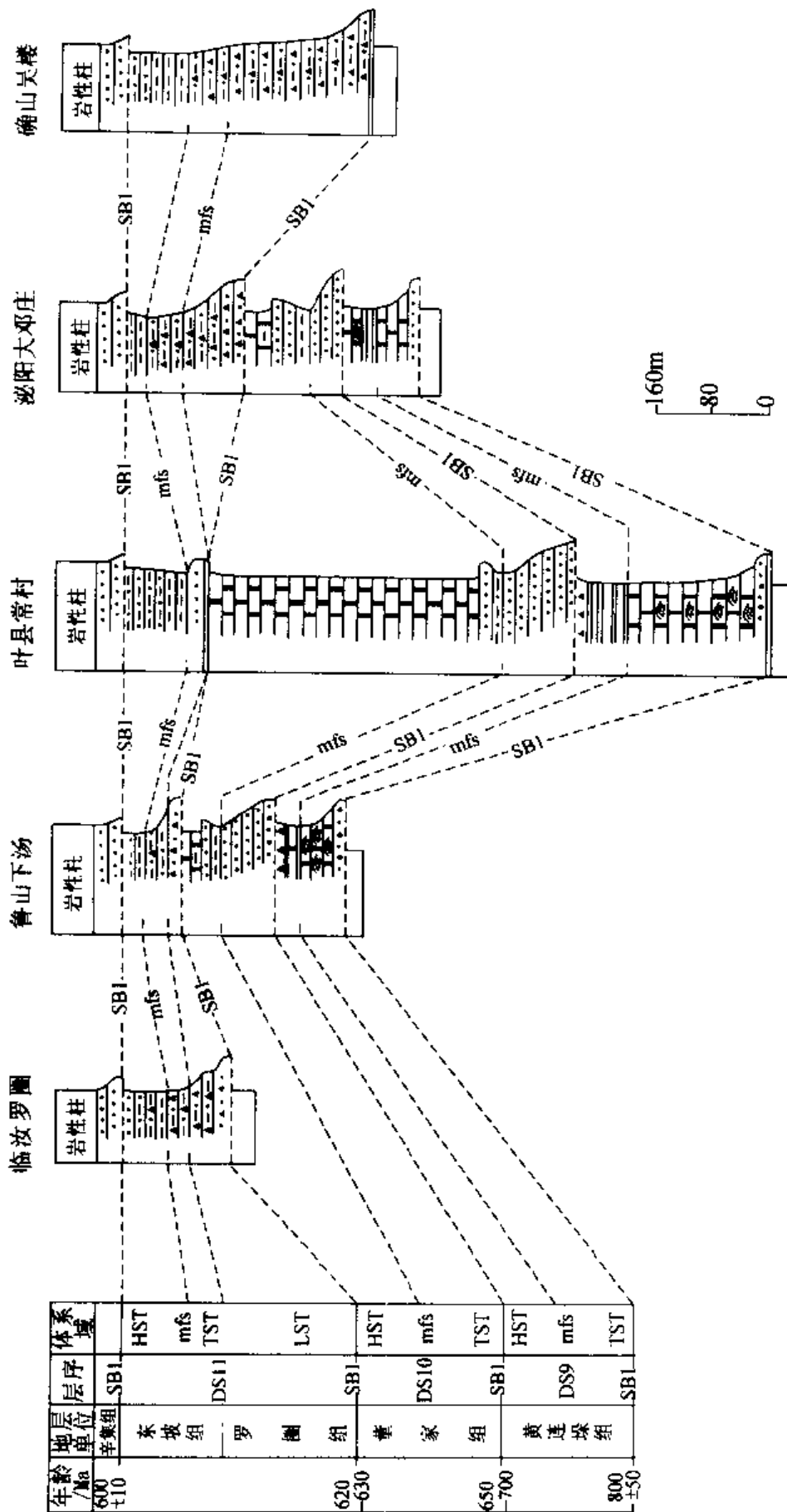


图 5-3 华北地台南部涓池—确山地区震旦系层序地层物理格架
岩性图例及说明同图 3-10

3. DS3

底部界面在水济为角度不整合，汝阳、常村、滏池及大乐山剖面为地层截切面或暴露面，下汤剖面则是沉积相序向上突然变浅的间断面，故属 I 型界面。TST 在汝阳缺失，其它剖面为下部无障壁滨岸体系或障壁滨岸体系上部浅海体系构成的向上变深的退积序列，最大海泛期沉积在大乐山为黑色页岩，其它剖面均为紫红色—灰绿色泥岩。HST 在汝阳为障壁滨岸体系构成的向上变浅的序列，其它剖面为下部浅海体系及上部无障壁滨岸体系或障壁滨岸体系组成的向上变浅的退积序列。

4. DS4

底部界面在常村、水济、下汤均为地层截切面，汝阳剖面为古风化壳，属 I 型界面。TST 在所有剖面均为下部滨岸体系与上部浅海体系构成的向上变深的退积序列。最大海泛期沉积在汝阳属内陆棚过渡带粉砂质泥岩，大乐山剖面仍为黑色页岩，其它剖面均为紫红色泥（页）岩。HST 在大部分剖面均为浅海体系与上覆（无障壁或障壁）滨岸体系构成向上变浅的进积序列。HST 与 TST 在所有剖面发育均不对称，TST 较厚，而 HST 偏薄，HST/TST 厚度比为 1:8~1:2。

5. DS5

底部界面汝阳、常村、下汤等剖面其底部界面均为沉积相序向上突然变浅的间断面，TST 由下部无障壁体系与上部浅海体系组成的向上变深的退积序列。最大海泛期沉积除大乐山为黑色页岩外，其它剖面均为紫红色—灰绿色泥（页）岩。HST 除汝阳剖面由无障壁滨岸体系组成向上变浅的进积序列外，其它剖面均由下部浅海体系与上部滨岸体系构成的向上变浅的进积序列。

6. DS6

底部界面除在佛光地区（嵩箕地层小区）为一古风化壳外，其它剖面均无明显间断，但表现为地层堆积类型转换面，属 II 型界面。TST 多数剖面均由下部无障壁滨岸体系与上部浅海体系组成向上变浅的退积序列，最大海泛期沉积在大乐山仍为黑色页岩，下汤、常村、汝阳等剖面为灰色—灰黑色页岩。HST 在所有剖面均由下部浅海体系与上部无障壁滨岸体系和障壁滨岸体系（碳酸盐岩潮坪沉积）组成的向上变浅的进积序列。

7. DS7

与洛峪群崔庄组相当，层序底界面为崔庄组与丁伏北大尖组之间的平行不整合面，该界面在下汤、小顶山剖面发育有风化壳，界面凸凹不平，为 SB1。TST 为一退积海滩副层序组，在下汤、小顶山剖面上由三个逐渐变深、砂/泥比逐渐降低的海滩副层序组成向上变为浅海相杂色页岩。DS7 的凝缩段（CS）最为发育，主要岩性为灰黑色、黑色炭质页岩，厚度 3~10 m，总体由北向南变厚，形成于外陆棚较深水、缺少陆源物质的环境，其区域分布稳定，在研究区各地层小区、各剖面均有出露，是进行区域地层对比的最佳标志层，反映当时华北地台南部普遍为较深的浅海环境，代表一个高级别沉积旋回的最大海泛面。HST 为一套浅海、过渡带、丁临滨的杂色页岩、粉砂质泥岩、粉砂岩夹细砂岩薄层，向上砂岩含量增高，反映沉积环境水深逐渐变浅、相对海平面逐渐下降。

8. DS8

层序底界面为三教堂组与崔庄组之间的平行不整合面，该界面在研究区内普遍表现为滨岸前滨-临滨的石英砂岩与其下伏 DS7 之 HST 的过渡带-浅海相页岩、粉砂岩之间的冲刷

面，也是岩性及地层结构转换面，而在泌阳大邓庄表现为平行不整合面，故也为一个SB1。TST 为三教堂组临滨-前滨相石英砂岩组成的加积-弱退积的海滩副层序组，顶部迅速变为代表最大海泛期的厚约数米的浅海相灰黑色页岩。HST 为由洛峪口组碳酸盐岩构成的一个向上变浅的沉积序列。

9. DS9

分布于鲁山至泌阳北部一带。海侵体系域的底部，在鲁山下汤、方城小顶山一带，为滞留底砾岩和滨海相砂砾岩；至泌阳大邓庄，为前滨下部至临滨上部的细粒石英砂岩，反映了海水从东南向西北侵进的开始。本体系域的主体，在鲁山下汤、方城小顶山一带为内碎屑白云岩和具生物叠层构造的硅质条带粉屑白云岩及纹层状硅质条带白云岩，而在泌阳大邓庄则为较纯净的硅质岩、含燧石条带、团块的白云岩和薄层不含硅质条带的白云岩，表明海水从东南向西北进一步侵进，前者靠近西北海岸，为潮间-潮上带，藻类繁盛，碳酸盐产量高，因而地层较厚，并构成弱加积-退积型副层序组，而远离海岸的东南一带则处于潮下环境，藻类不发育，碳酸盐产量低，地层较薄，具退积型副层序组特征。

高位体系域总体上为相对海平面上升减慢至下降期的沉积物。在鲁山下汤，为硅质白云岩和白云质硅质岩互层，碳酸盐产量较高，总体水深较浅；至方城小顶山，则仅有白云质硅质岩，碳酸盐产量低，尚未构成层，反映海水较深；至泌阳大邓庄，为较为纯净的硅质岩，但地层厚度较薄，这可能是由于陆源的二氧化硅胶体向海洋搬运过程中，首先在鲁山、方城等适当的环境中沉积下来，至远离大陆的泌阳一带，二氧化硅胶体的供给量就大大地减少了。随着高水位末期的到来，海平面相对下降，沉积相朝盆地方向迁移，当鲁山、方城一带处于相对暴露，形成硅质角砾岩时，泌阳一带仍为残余海水所覆盖，沉积了具生物叠层构造、属潮间-潮上带的硅质条带白云岩。

10. DS10

分布于鲁山、叶县至泌阳一带。由西北向东南呈现规律性变化。海侵体系域底部为原地滞留的沉积薄层砂砾岩层，海侵体系域的主体为一套滨海相碎屑沉积物。在鲁山下汤、叶县常村为中粗粒至粗粒、中细粒石英砂岩，并部分含有石英细砾，成分成熟度和结构成熟度均较高；具板状、楔状、双向、冲洗层理及各种冲刷面构造；沉积环境主要为前滨至临滨中上部，由于靠近海岸，物源供给充分，沉积物厚度巨大，构成弱加积-退积型副层序组。在泌阳大邓庄则为中粒至细粒石英砂岩，具板状、楔状和波纹层理，属临滨环境。这里相对远离海岸，海水变深，水动力减弱，沉积物供给速率相对较低，岩层厚度较小，具退积型副层序组特征。总体上，从西北向东南，水动力减弱，海水渐深，离陆源渐远，随着海平面相对上升，沉积中心向西北迁移，因此沉积相也随之变化。

最大海泛期沉积在鲁山下汤至叶县常村为粉砂质泥页岩夹含海绿石细砂岩，属过渡带沉积环境；在泌阳大邓庄，为灰黑色的泥页岩，属浅海沉积环境，其海水深度也较西北深些。

高位体系域总体上由下部具进积型特征的碎屑岩相和中上部具加积型特征的碳酸盐相所构成。下部碎屑岩在鲁山下汤至叶县常村一带，为滨海砂坝相的含砾粗砂岩；在泌阳大邓庄，由于离陆源较远，水动力也相对较弱，沉积物为中至中粗粒石英砂岩，属临滨-前滨环境。中上部碳酸盐岩在鲁山下汤和叶县常村为具水平纹层的薄层状白云岩，形成于局限的泻湖环境。在泌阳大邓庄，本层相变为含少量硅质条带的层状白云岩。

11. DS11

其分布范围广泛，由于受古气候和古构造两大因素的控制，其层序特征别具特色。低位体系域总体上与罗圈组相当，为一套与冰川作用有关的杂砾岩，含砾砂岩、砂岩等，其成因类型因地而异。在最北部的宜阳苗村，为一套砂泥质块状杂砾岩、似层状杂砾岩及含落石纹泥岩，覆于崔庄组页岩不同层位之上（张玲华，1989）。砾石成分以板岩居多，其次为硅质岩、砂岩、白云岩等（图 5-4），与下伏地层组分密切相关。野外实测块状杂砾岩中砾石粒度所做累积曲线（图 5-5）呈舒缓波状，分布范围在 -7~0 之间，标准偏差为 2.363~1.284，峰度为 0.633~0.674，说明其成熟度极低，具有冰川底碛、滞砾的特点。

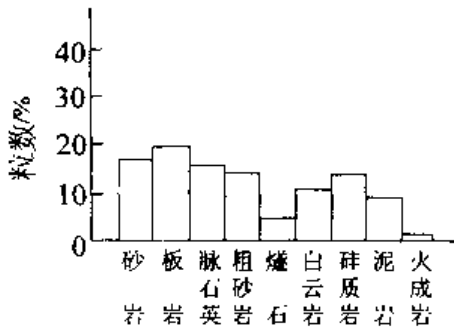


图 5-4 宜阳苗村罗圈组砾石成分统计
(据张玲华, 1989)

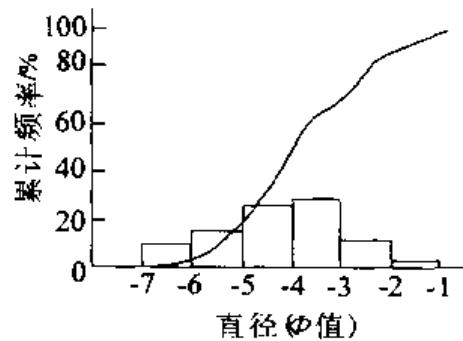


图 5-5 宜阳苗村罗圈组砾石直径统计
(据张玲华, 1989)

在临汝罗圈，主要为略受水流改造的陆相冰碛岩（融出碛），夹冰湖（河）相的冰水沉积岩，具落石构造。在鲁山下汤，为冰碛物明显受水流改造的砂泥质杂砾岩，平行不整合于董家组纹层状白云岩之上，地层厚度较薄，且侧向变化大。砾石分选极差，成分不一，呈不均匀的团块状分布，无定向性；基质成分主要为石英、各种岩屑、泥质等。层理在砾石上下常发生弯曲变形，且延伸不远即出现包绕或显示出环状流线构造，具典型的陆上泥石流特征（张玲华，1989）。在泌阳大邓庄，为一套巨厚的似层状杂砾岩，覆于董家组白云岩之上。砾石个体较小，以 0.4~7cm 为主，偶见巨大石英砂岩砾石的落石。在确山吴楼为一套厚层状富钙质、砂质杂砾岩，发育递变层理，在递变层理内部，粗大砾石由下向上粒度逐渐变小，显示递变特征，而细小砾石混杂堆积，是水下重力流携带大量碎屑物质快速卸荷而形成的。

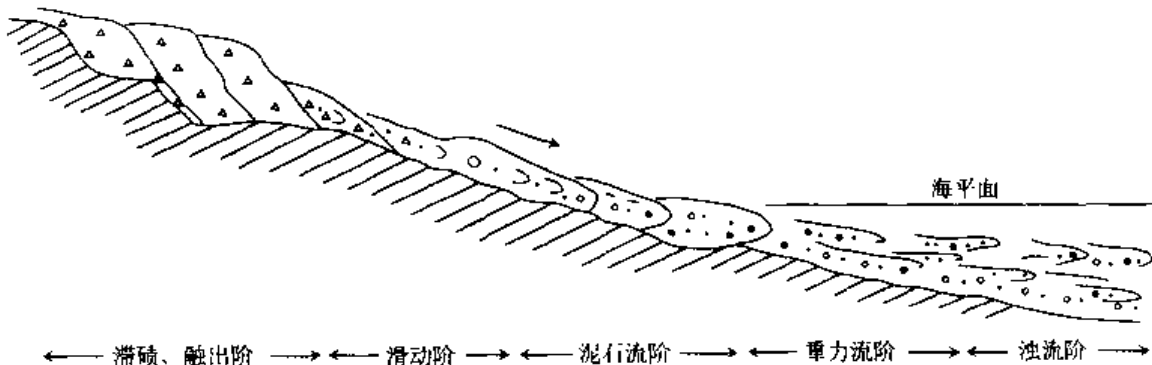


图 5-6 华北地台南部罗圈组沉积期冰碛→泥石流→重力流→浊流成因机制

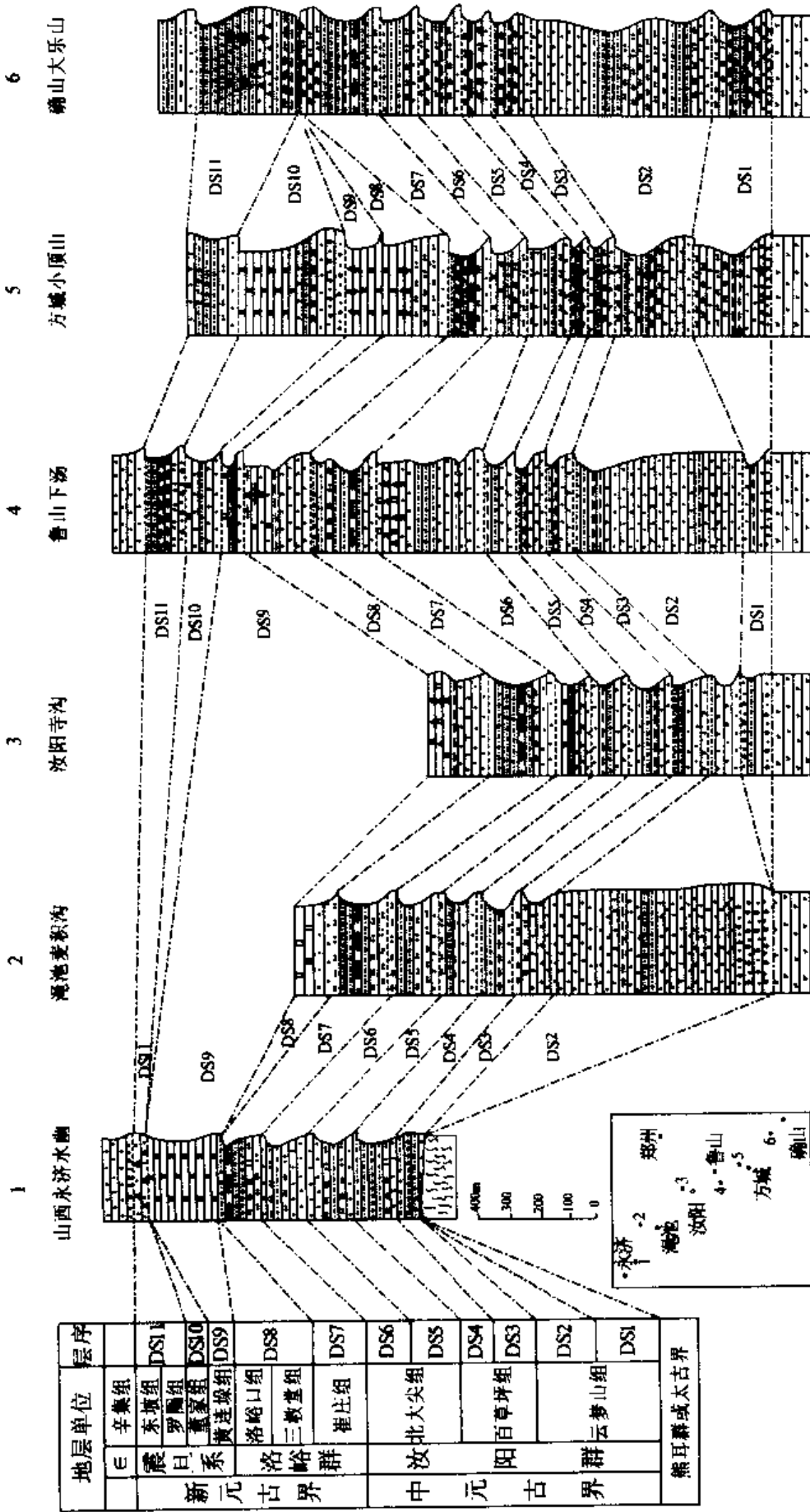


图 5-7 华北地台南部海池—确山地区中、新元古界层序划分及对比
岩性图例及说明同图 3-10

总体上,在与“罗圈冰期”相当的本体系域形成时期,由于气候寒冷,在本区西北的熊耳山及以北地区形成山岳冰川,同时海平面也下降至最低位置,使本区大部分出露水面,仅在泌阳—确山以南处于海面以下。其沉积作用由北向南依次为陆相冰碛(底碛、滞碛)—泥石流—水下重力流—浊流(图 5-6),使在本区西北部堆积的陆上冰碛物被逐次搬运至东南水下带。

虽然本体系域的岩性、岩相特点因地而异,西北部为陆相沉积,向东南经冰湖(河)相逐渐过渡为海相沉积,但它们都处于同一海平面升降旋回的低水位期,属于同一层序的低位体系域,因此具有等时性,可以进行区域地层对比(图 5-3)。

海侵体系域随着气候转暖,气温回升,冰川消融,海平面迅速上升,形成了一套厚约几米至十几米的冰前滨海相和浅海相沉积,具快速退积特征。

最大海泛期沉积在临汝罗圈、鲁山下汤一带为紫红色薄层泥、页岩,形成于氧化的浅海环境;而向东南至确山一带,为灰黑色粉砂质泥页岩,形成于还原的浅海环境。

高位体系域相当于东坡组的主体。随着海平面的持续上升,海水进一步向西北侵进,由于物源供应充分,在盆地边缘的陆架区临汝至鲁山、叶县常村一带,形成由杂色粉砂岩、泥页岩夹薄层含海绿石细砂岩的近源碎屑;而在确山一带,则以灰色粉砂岩为主,具远源特征。在区域上其地层厚度总体上从西北向东南减薄,这是海平面上升,陆源碎屑沉积中心向西北迁移的结果。

总之,层序、体系域的形成受相对海平面升降的控制,并与特定的海平面升降曲线上某一段落相对应。因此,尽管同一层序、同一体系域所包含的岩性、岩相特征不尽相同,但确具有等时性,可以进行对比。利用层序地层学研究成果可对区内中、新元古界地层层序对比提出更为合理的对比意见(图 5-7)。

三、澠池-确山地层小区与嵩箕地层小区的层序地层对比

澠池-确山小区和嵩箕小区的地层对比,历来有较大争议。较流行的观点(关保德等,1980,1988;河南地质志,1989)是将兵马俑组置于云梦山组之下,而马鞍山组相当于汝阳群,其主要依据是地层的叠覆关系和岩石组合特征。这种对比方案难以解释马鞍山组和汝阳群的同位素年龄的差异。马鞍山组海绿石砂岩的海绿石 K-Ar 年龄为 1168Ma(乔秀夫等,1985),汝阳群的年龄前人进行过多种方法的测试,舞阳云梦山组下部所夹火山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 1283Ma(孙枢等,1977;转引自关保德,1988)、白草坪组泥质岩 Rb-Sr 等时线年龄 1200Ma(河南地矿局第三地调队,1986)、北大尖组海绿石砂岩的海绿石 K-Ar 年龄为 1140~1256Ma,平均 $(1183+73)$ Ma(关保德等,1988)。从层序的发育来看,马鞍山组只有 2 个层序,显然难以与汝阳群的 6 个层序对比。根据沉积层序和沉积体系域的对比关系,可以得出较为合理的方案(图 5-8)。即将马鞍山组和北大尖组对比,两者均分为两个层序,均伏于区域上高级海平面变化旋回的最大海泛期沉积的黑色泥岩(崔庄组或葡萄峪组)之下,且具有相近的同位素年龄。而作为深切谷充填堆积的、以陆相河流沉积为主的兵马俑组则可能代表汝阳群 DS5 下部的低水位期的沉积;而在澠池-确山小区与之相当的沉积缺失。

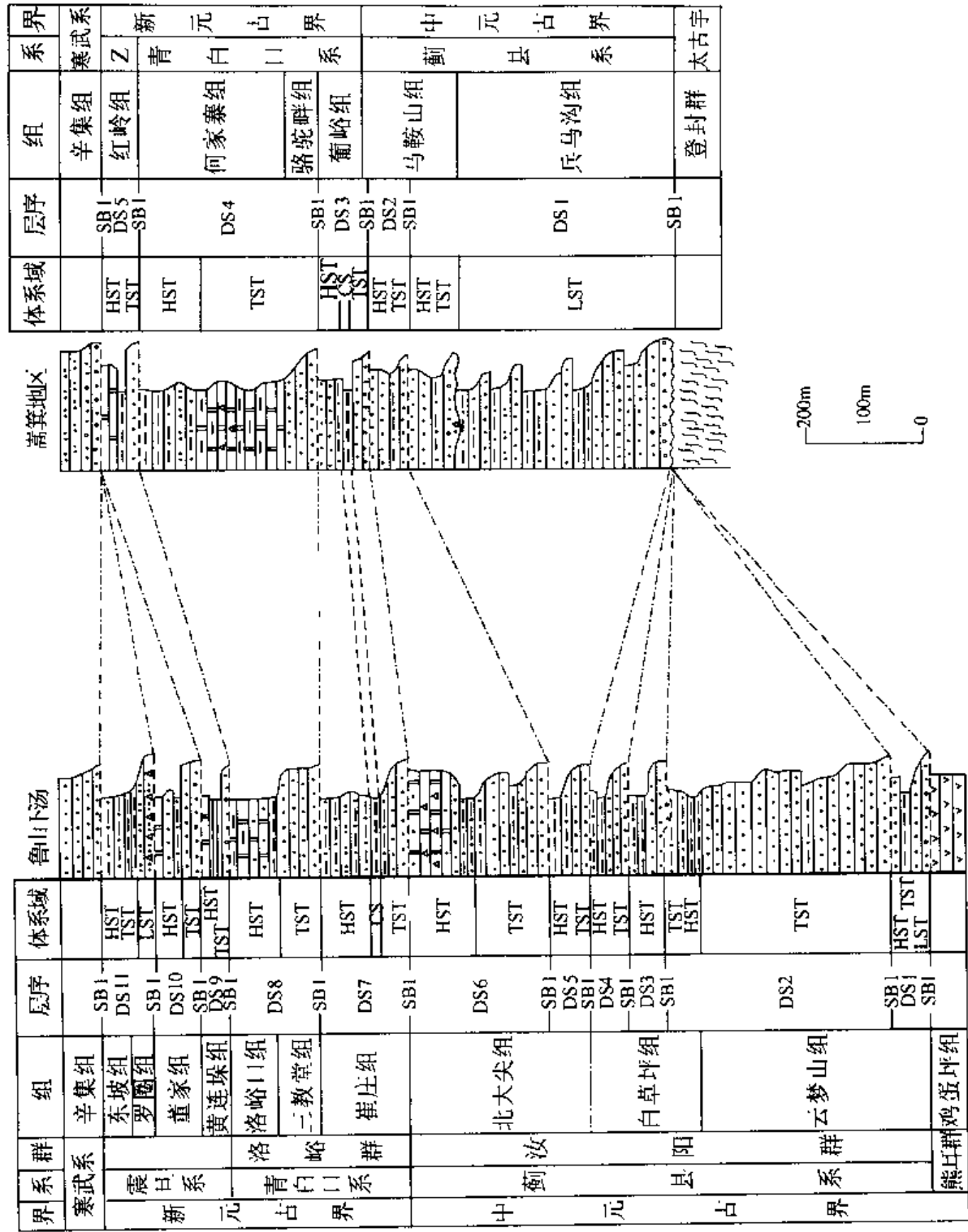


图 5-8 华北地台南部涇池—确山地区和嵩箕地区中、新元古界层序划分及对比
岩性图例及说明同图 3-10

嵩箕小区缺失相当于汝阳群下部地层的原因是当时澠池-确山小区和嵩箕小区所处的构造部位差异，澠池-确山小区汝阳群下伏地层为长城系熊耳群的裂谷火山岩，形成于华北地台南部元古宙裂谷的东北支，而嵩箕小区马鞍山组的下伏地层为太古宙登封群，反映其位于华北地台南部元古宙裂谷之外，故缺失裂谷期形成的熊耳群的裂谷火山岩和与汝阳群下部地层相当的地层。

通过研究认为，自中元古代开始形成、以熊耳群和西洋河群为代表的三叉裂谷系将本区划分为三个地层分区。现将地层分区、地层划分及对比意见列表如下（表 5-1）。由于新的年龄数据数量尚少，新发现的微古植物组合亦需区域上的再检验，因此，我们在进行地层划分和对比中也认真地考虑了前人的研究成果、区域沉积特征及构造古地理环境分析等诸多因素。表 5-1 所列之方案难称完善，将随着新资料的不断获得而予以修正。

表 5-1 华北地台南部中、新元古界地层对比表

地层分区			东 部 分 区			西 部 分 区		南 部 分 区
			汝阳-鲁山 确山	嵩山	新安-澠池	卢氏-洛南	芮城-永济	栾川-南召
下生古界	寒武系	下统	辛集组	关口组	下寒武统	王家村组	下寒武统	陶湾组
		上统	东坡组 罗圈组		罗圈组	罗圈组	罗圈组	三岔口组
新元古界	震旦系		董家组				董家组	鱼库组
			黄连垛组	红岭组			黄连垛组	
			洛峪口组 (855 Ma)	何家寨组	洛峪口组		洛峪口组	上栾川组
			三教堂组	骆驼群组	三教堂组		三教堂组	
	?	?	?					
		崔庄组	葡峪组	崔庄组	石北沟组	崔庄组		
中元古界	蓟县系		北大尖组	上马鞍山组 下马鞍山组	“北大尖组”	官道口群	“北大尖组”	下栾川组
			白草坪组	兵马沟组				
			云梦山组					
			熊耳群		熊耳群	熊耳群	西洋河群	
		长城系	熊耳群		熊耳群	熊耳群	西洋河群	熊耳群

四、层序地层单元与岩石地层单位的关系

层序地层学是地层学中的一个新兴的分支。层序的划分与传统地层学中根据岩石学特征所划分的岩石地层单位存在着千丝万缕的联系，通过层序地层学这样一个新的思维和研究方法，从三度空间将地层体作为一个整体加以研究，无疑将大大提高地层学的研究程度，克服单纯依靠岩性对比造成的一切地层学的混乱。本节拟从以下三个方面作些讨论。

1. 层序界线与组的界线的关系

华北地台南部中、新元古界层序地层研究表明，层序和原划分的组没有一定的对应关系；层序的界面和岩石地层单位“组”的界面不一定吻合。有两种情况。

(1) 组的界线即是层序界面，如白草坪组—北大尖组界面为 DS5 的底界面；震旦纪各层序的界面也均与组界面一致。

(2) 层序界面与组的界线不一致，层序界面出现在组内，如 DS2 的底界面位于云梦山组内，而 DS4 的底界面在白草坪组内。上述两个界面均为 SB1 面，除有风化壳暴露证据外，还有沉积体系域的变化。

野外研究还表明，层序和组没有一定的对应关系。有以下三种情况。

(1) 组和层序对应，一个组即为一个层序。如崔庄组、黄连垛组、董家组均为一个层序。

(2) 一个层序由多个组构成。如三教堂组-洛峪口组、罗圈组-东坡组分别构成一个层序。

(3) 一个组内包含有多于一个的层序。如云梦山组-白草坪组共包含四个层序；北大尖组由两个层序组成。

出现上述现象的主要原因是传统地层学的“组”的含义中缺少严格的“相”的内涵。“组”应如何定义？将是需要进一步思考的问题。

2. 层序界线可明确和优化地层单位界线

如前所述，前人虽对汝阳群划分了三个岩组，但对其具体界线并没有一个明确的标志，在小区域的地层对比中，往往把某个岩性界面做为划分界线。例如在下汤剖面及其它一些剖面中，常把云梦山组与白草坪组的界线依照二者的砂岩与泥岩的相对比例及白草坪组底部砂岩的大型波痕做为标志；北大尖组与白草坪组的界线以北大尖组底部的灰白色石英砂岩做为划分标志。现代地层学和沉积学的研究业已证明，岩石地层单位往往是穿时的，不能做为等时单位来进行区域对比，而层序界面是一个分开新老地层单位的界面 (Weimer, 1992)。界面之上的沉积地层总是比界面之下的地层形成得晚。它是一个能够识别的，在一定区域甚至全球范围内均可对比的等时界面。汝阳群中已经识别出 6 个层序界面，区域追索证明它们有良好的可对比性，是划分和对比地层单元的良好标志。层序内部组成及凝缩层的研究还可将它们进一步细分为 12 个体系域单元，因此大大提高了其划分对比精度。

通过层序地层学的研究有可能优化原岩石地层单位的划分。如在云梦山组、白草坪组中发现和确定了 I 类层序界面 (实际上是平行不整合)，就应当对原“组”的划分进行修正。

3. 层序研究可解决不同剖面上岩石地层单位的等时对比问题

同一地层小区不同剖面上岩石地层单位的穿时问题是一个很难解决的问题。对前寒武系地层尤其如此。而利用层序地层研究结果 (即利用层序界面、最大海泛面及沉积体系域

的等时性)去对比地层,可以较好地解决岩石地层单位的穿时问题。如汝阳、鲁山为同一地层小区,其云梦山组和白草坪组过去直接用岩性对比的方法进行对比。通过工作发现前人所定的岩性界线和据层序、体系域的对应关系所确定的对比关系不一致,即原岩石地层单位是穿时的(图5-9)。

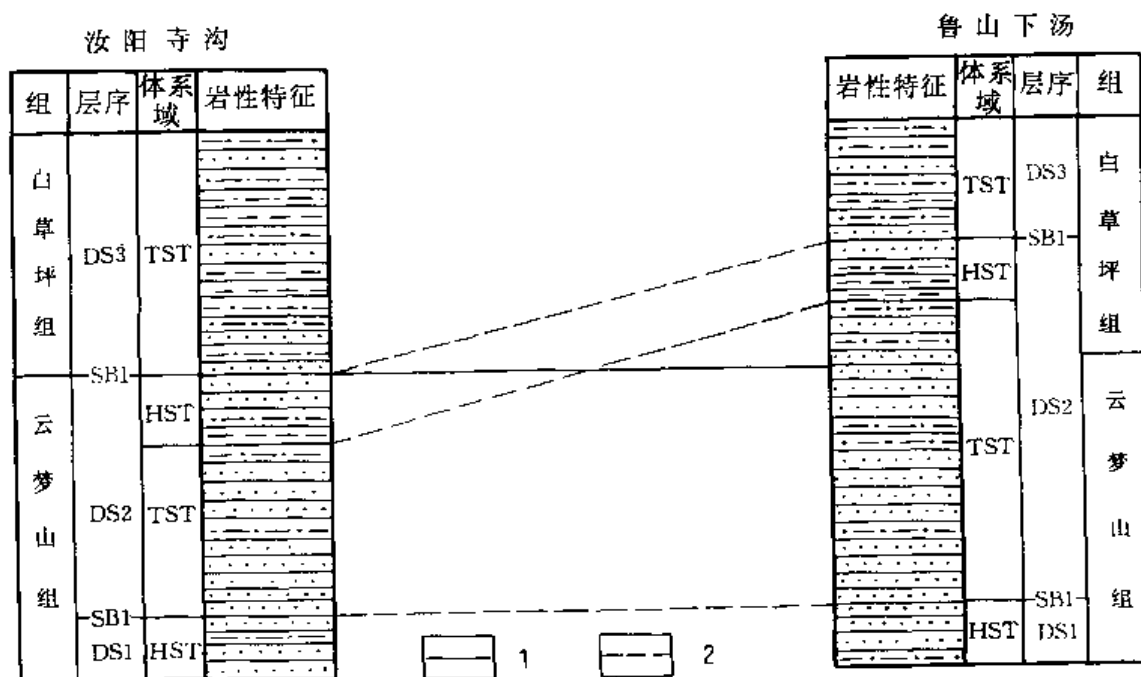


图 5-9 岩石地层单位和层序单元之间关系图

1—岩性地层单位对比线; 2·层序和体系域对比线; 岩性图例及说明同图 3-10

五、等时地层格架及层序地层模式

(一) 中元古代蓟县系和新元古代青白口系

盆地的几何形态对层序的形成和内部组成单元的特征有重要的影响。研究区内中元古代晚期和新元古代地层均属滨海-浅海砂泥质及碳酸盐岩沉积,未见有足够证据的深海-半深海沉积,而且它们的分布范围极大,宽达上百公里,说明当时的古地形坡度较缓;同一时期的沉积相反映其沉积环境由北向南逐渐变深,故可认为本区当时是一个向南开放的具有宽缓陆架的边缘盆地。层序内不同部位地层单元的形成受相对海平面变化速率的控制,而相对海平面变化速率又受全球海平面变化和盆地沉降速率的共同制约 (Posamentier *et al.*, 1988)。

在被动大陆边缘,虽然全球海平面变化速率在各地相同,但盆地的沉降速率却不尽相同。通常从构造枢纽线到盆地中心沉降速率逐渐增大 (Mitchum, 1991)。因此,盆地的不同部位,由于沉降速率和相对海平面变化速率不同,体系域所持续的时间及相组合也不尽相同,并且遵循一定的变化规律,其主要控制因素是盆地基底沉降速率变化。汝阳、下汤、常村及大乐山剖面分别位于盆地内不同古地理部位,并且逐步向盆地中心靠近,其基底沉

降速率逐渐增大，因此层序的构成特征亦不同。

1. 滨岸带

相当于汝阳地区，位于构造构造线附近，具有低的沉降速率，以长期遭受风化剥蚀为特点。该区低位体系域或陆架边缘体系域，甚至某些层序的海进体系域均为剥蚀期。因此在大部分层序中，只有在高水位期海岸线向陆推进到最大程度时才接受沉积，因而此带内某些层序界面的深切谷形成与充填可延续到海进体系域阶段。层序大多数由滨岸带沉积组成，并以前滨沉积为主，即使在最大海泛期也仅出现下临滨沉积（图 5-10）。

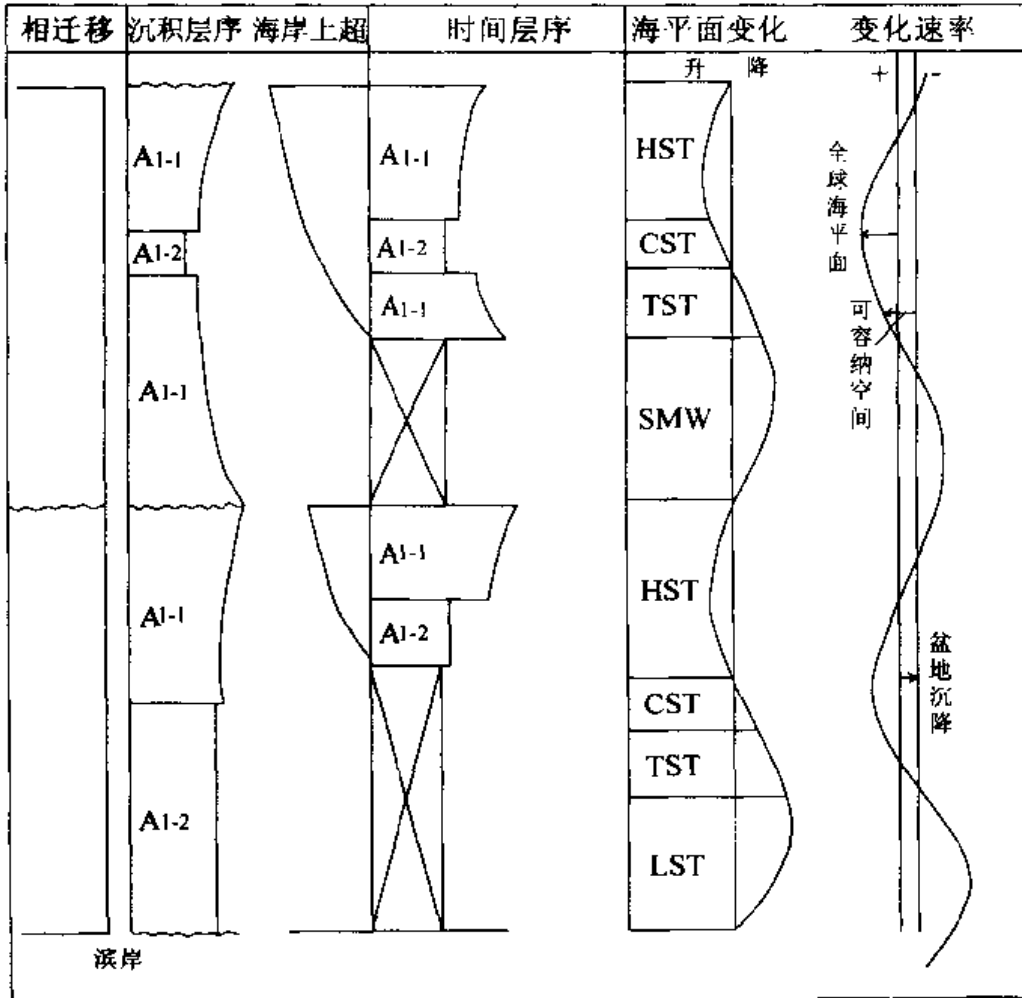


图 5-10 盆地边缘滨岸带的层序特征

(据 Mitchum, 1991 改编)

A1-1—前滨 后滨沉积，A1-2—临滨沉积，CST—凝缩期沉积

2. 内陆棚带

相当于下汤、常村地区；沉降速率增大，低位体系域为剥蚀阶段，陆架边缘体系域与下伏地层为连续沉积，一般主要由滨岸沉积组成，仅在海进体系域晚期或高位体系域早期出现浅海过渡带沉积，最大海泛期形成内陆棚紫红色—灰绿色泥(页)岩(图 5-11)。

3. 中陆棚带

相当于大乐山地区，层序构(组)成特征基本类似于内陆棚，但沉降速率进一步增大，海

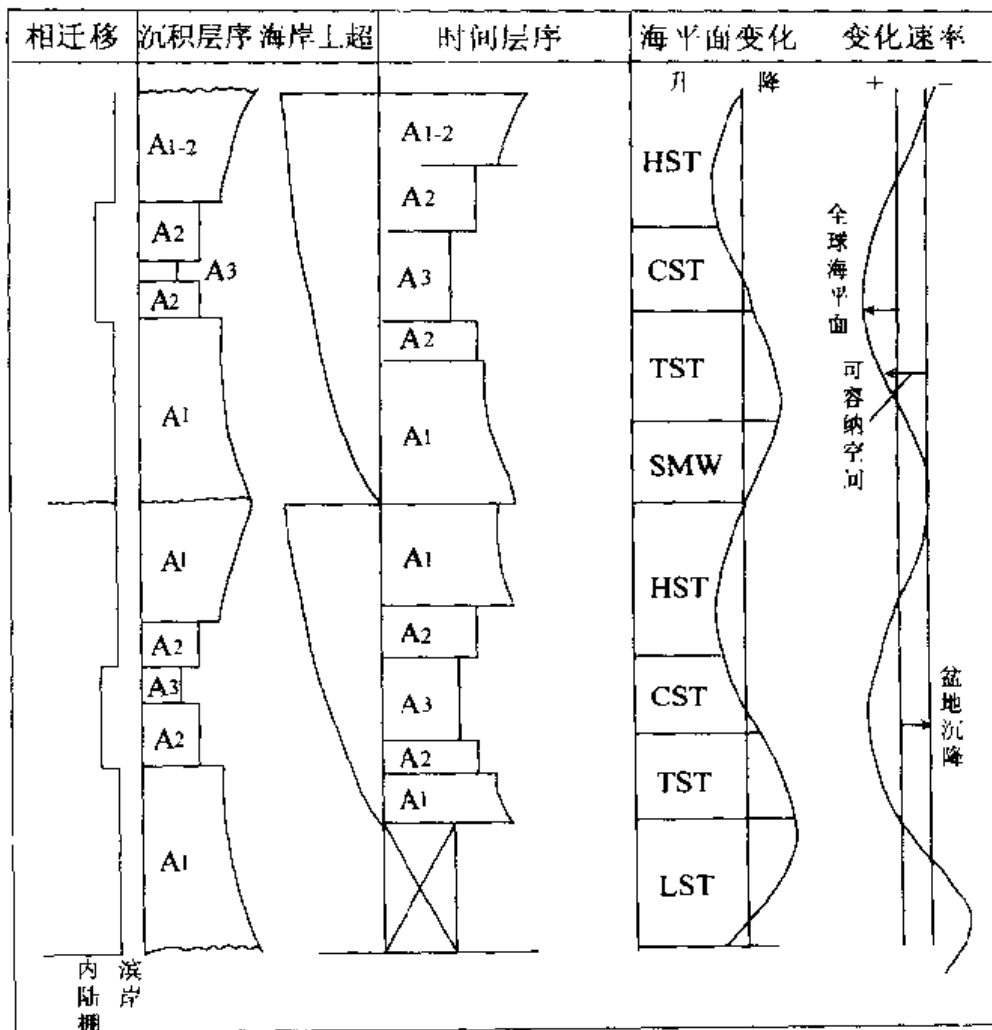


图 5-11 盆地边缘内陆棚带的层序特征

(据 Mitchum, 1991 改编)

A₁—滨岸沉积 (A1-2 为临滨沉积); A₂—浅海-过渡带沉积; A₃—浅海内陆棚沉积或相对饥饿沉积; HST—高位体系域; CST—凝缩期沉积; TST—海进体系域; LST—低位体系域; SMW—陆架边缘体系域

进体系域和高位体系域主要由滨岸沉积和浅海过渡带沉积组成, 最大海泛期出现中陆棚黑色页岩—凝缩层, 说明海水已达相当深度(图 5-12)。

需要说明的是, 从理论上讲该盆地中陆棚以外的地区(大乐山以南地区)有可能形成 Posamentier (1992) 提出的缓坡边缘盆地的低水位滨线沉积或其它类型的低水位沉积。由于该区变质变形较强, 本次工作中未能对其开展研究。

综上所述, 建立豫西—晋南中、新元古代沉积盆地的层序地层模型如图 5-13 所示。

(二) 震旦系

研究区震旦纪处于秦岭海槽北侧向南东倾斜的陆棚区。但在不同的阶段, 盆地边缘的几何形态有所不同。这对于层序内部的地层型式有很大的影响。因此, 震旦纪所形成的三个层序 (DS9~DS11) 的岩性、岩相特征和体系域的构成均有显著差别, 其沉积相模式也不同, DS9 和 DS10 属于缓坡模式 (ramp deposited model); 而 DS11 沉积于具有陆架坡折

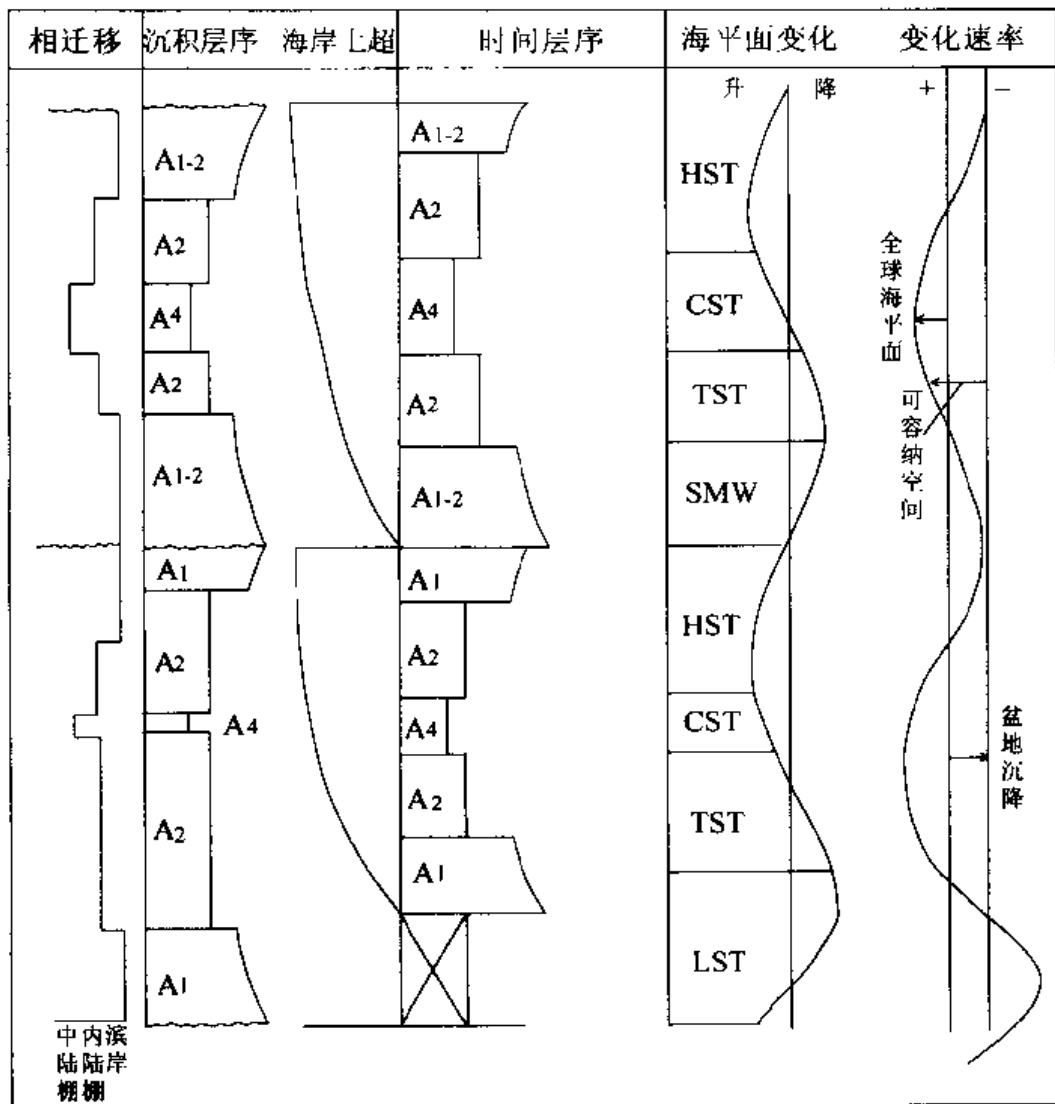


图 5-12 盆地边缘中陆棚带的层序特征

(据 Mitchum, 1991 改编)

A₁—滨岸沉积 (A₁₋₂ 为临滨沉积); A₂—浅海-过渡带沉积; A₄—凝缩期沉积

的盆地边缘, 相当于碳酸盐沉积的镶边模式 (rimmed deposited model; 图 5-14)。

1. 层序沉积模式及主要特征

DS9 和 DS10 的沉积模式属于缓坡模式。前者主要为碳酸盐岩沉积; 后者由硅质碎屑岩和碳酸盐混合组成。两者的共同特征包括如下两点。

(1) 层序底界面为的 I 类界面, 缺失低位体系域, 海侵体系域直接上超在层序界面上。

据 J. C. Van Wagoner 等 (1992) 研究, 在 I 类层序中, 尽管在具有陆架坡折与具有缓坡边缘的盆地中的海侵体系域和高位体系域相似, 但两者在低位体系域的构型上则不同。在缓坡模式中, I 类层序的特点之一是低位体系域不发育, 仅由形成于斜坡边缘上的相对薄的低水位楔形体组成。DS9 和 DS10 主要形成于陆架区, 其低位楔可能发育于确山吴楼以南的缓坡边缘。由于地层已经变质而未能识别。

(2) 层序总体呈透镜状 (图 5-14), 向盆地中心和盆地边缘均逐渐变薄。这是缓坡模式

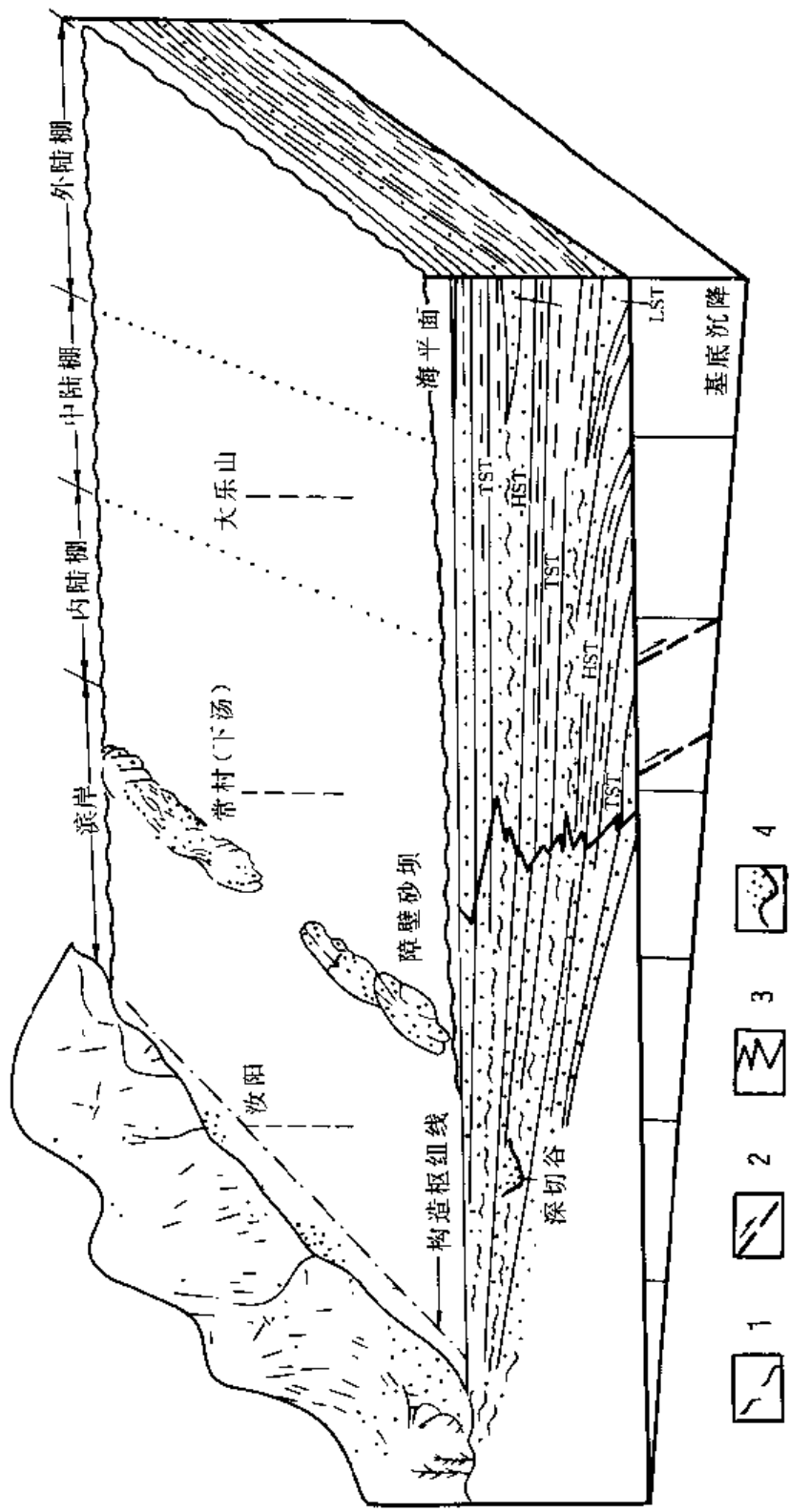


图 5-13 华北地台南部中、新元古代层序地层沉积模式
 1-层序界面;2-同沉积断裂;3-沉积海岸线;4-深切谷

岩性图例及说明同图 3-10

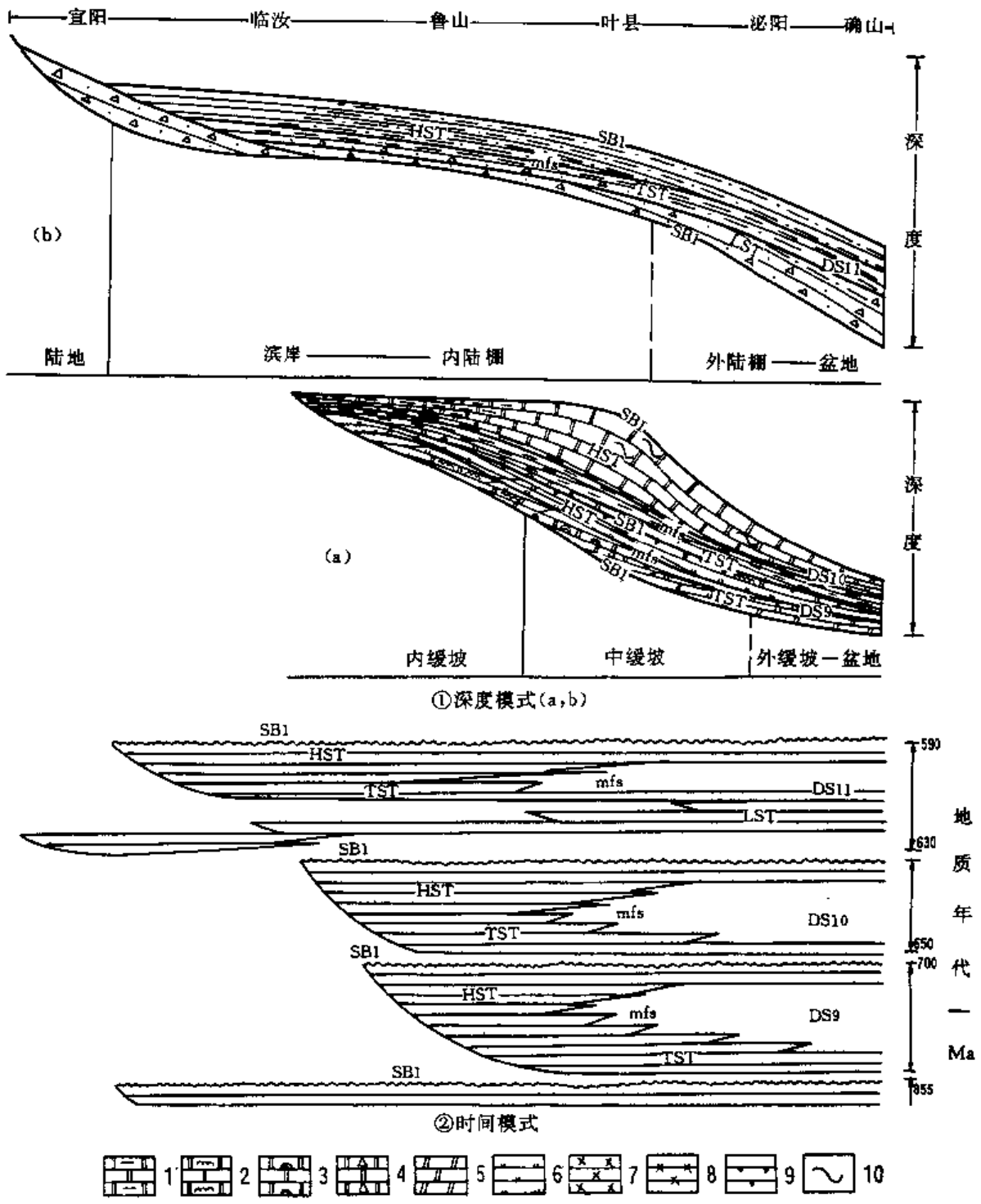


图 5-14 华北地台南部震旦纪层序地层沉积模式

①—深度模式：a—缓坡模式（DS9 为同斜缓坡；DS10 为远端变陡缓坡），b—具陆架坡折的盆地边缘模式（DS11）；②—时间模式

1—泥质白云岩；2—具波状叠层构造白云岩；3—具穹状叠层构造白云岩；4—内碎屑白云岩；5—白云质大理岩；6—白云质硅质岩及硅质岩；7—硅质岩、白云岩韵律层；8—硅质岩、白云岩互层；9—硅质角砾岩；10 同沉积滑动、揉皱构造

的重要特征之一 (T. P. Burchette 等, 1994)。

另外, 虽然 DS9 和 DS10 同属于缓坡模式, 但两者存在明显差别。DS9 属于同斜缓坡; 而 DS10 应属于远端缓坡。DS9 整个缓坡基本上以同一平缓的坡度倾斜, 总体上由较均匀的沉积物组成。由海岸到盆地, 可以识别出内缓坡、中缓坡和外缓坡-盆地等不同的相带 (图 5-14): 内缓坡以潮上坪含条纹状-波状叠层石的硅质条带白云岩为特色, 鲁山下汤剖面位于该带内; 中缓坡上部主要为内碎屑白云岩、具穹状叠层石的硅质条带白云岩, 并夹有风暴层, 中缓坡下部以由薄层硅质岩和白云岩构成的韵律层为特色, 中缓坡显然是受风暴的影响, 小顶山剖面位于该带内; 大邓庄剖面可能属于中缓坡下部到外缓坡上部地段的沉积, 以纯净的白色硅质岩和含燧石团块和条带的白云质大理岩为特色。盆地相的沉积由于地层已变质, 推测为半深海-深海沉积 (图 5-14)。DS10 与 DS9 沉积模式的主要区别主要表现在前者的高位体系域上部碳酸盐岩上: 其在鲁山下汤, 以泻湖相纹层状泥质白云岩为特色, 厚度小 (约 30m), 而到叶县常村, 以硅质、钙质白云岩为主, 虽然水体已变深, 但厚度巨大 (约 400m), 特别是具有层间滑动、揉皱等同沉积构造。这是远端变陡缓坡区别于同斜缓坡的重要标志 (T. P. Burchette 等, 1994; 刘宝珺等, 1990)。

DS11 沉积于具有陆架坡折的大陆边缘, 与上述缓坡模式相反, 在具有陆架坡折盆地所形成的层序中, 其低位体系域通常相当发育。豫西 DS11 的低位体系域正是如此, 由陆相到海相、与冰川作用有关的多种冰成岩类组成。总体上, 从西北向东南, DS11 沉积于盆地的三种不同的古地理部位 (图 5-14), 其层序及体系域的构成和相组合也各不相同, 且具有如下的变化规律。

(1) 陆地带

位于研究区的西北部。层序底界面上常遗留有规模、形态不同的冰溜面 (张玲华, 1994)。其低位体系域比较发育, 以块状-层状杂砾岩为特色, 主要属于底碛-冰川泥石流为主的陆相堆积物, 基本上缺失海侵体系域和高位体系域。

(2) 滨岸-内陆棚带

以临汝罗圈、鲁山下汤等剖面为代表。其低位体系域为一套陆相冰成岩类, 主要为融出碛、冰水泥石流类, 有冰河、冰湖相沉积, 具落石构造。其海侵域和高位体系域为冰前滨海-浅海相沉积, 由含砾细砂岩、杂色粉砂岩、粉砂质泥页岩夹薄层含海绿石细砂岩组成。

(3) 外陆棚-盆地带

汝阳大邓庄、确山吴楼剖面位于该带内。其低位体系域厚度向东南变大; 砾径较小, 且向上、向东南方向变细, 并含有由浮冰携带巨砾而形成的落石构造, 主要属于与冰川作用相关的水下重力流、浊流沉积。海侵体系域和高位体系域主要由灰色-灰黑色粉砂岩、粉砂质页岩组成, 可能属于深浅海-半深海沉积。

由于其南侧秦岭海槽当时形成的沉积物均已变质, 且其地层划分和对比还存在着很大的争论, 因而未能识别出其低位体系域的斜坡扇和海底扇, 其陆架坡折的具体位置也有待于进一步研究确定。

2. 层序沉积模式的构造古地理背景及其演化

盆地的几何形态, 特别是盆地边缘的几何形态对层序的沉积模式有明显的影响。而盆地几何形态、层序沉积模式又受大地构造背景、构造稳定性和沉积作用等多种因素的控制。

震旦纪研究区虽然总体上处于秦岭海槽北侧的陆架区, 但由于上述多种控制因素的变

化,不同阶段所形成的层序沉积模式有所不同。

正如 Read (T. P. Burchette 等, 1994) 所说的那样,在地质记录中,常见同斜缓坡演化成远端变陡缓坡成镶边陆架。豫西震旦系这三个层序的演化关系就是一个实例。产生这种变化的原因是多方面的:中元古代,在华北地台南部发育了豫陕边缘裂陷槽,到新元古代洛峪群时期,该裂陷槽进入稳定发展阶段(孙枢等, 1982)。当时,本研究区的主体为秦岭海槽北侧的陆架区,洛峪群沉积之后到震旦纪初,本区升出海平面遭受剥蚀,到震旦纪早期(DS9 形成期),新的海侵到来时,其陆架更趋平缓,没有明显的陆架坡折,DS9 的主体就沉积于这种具缓坡边缘盆地的陆架区,其应该属于同斜碳酸盐缓坡。DS9 形成之后,本区发生了构造上升。关保德等(1988)称之为“九女洞运动”。该运动使其主体升出海平面,遭受剥蚀。新的海侵到来,形成了 DS10,这个层序的形成环境属于由碎屑岩和碳酸盐混合组成的远端变陡的缓坡。

据 Burchette 等(1994)的研究,盆地缓坡的变陡有多种原因。本书认为研究区震旦纪由同斜缓坡演化为远端变陡缓坡的主要原因是构造的控制和差异沉积作用这两种因素的共同影响。

前已述及,DS9 由碳酸盐组成;DS10 的海侵体系域和高位体系域下部主要为硅质碎屑岩。显然,与 DS9 稳定的构造状态相比,DS10 的形成期本期相对活动,物源区持续上升,遭受剥蚀,不断为盆地提供充足的陆源碎屑物。另一方面,距离物源区较近的内缓坡和中缓坡与距离物源区较远的盆地之间存在着明显的差异沉积作用,其前者的沉积物累计速度比后者高得多。其积累的结果,必然是增高内缓坡和中缓坡与盆地之间的隆起,使缓坡的远端变陡(T. P. Burchette 等, 1994)。另外,也有可能当时在中缓坡到外缓坡之间有同沉积活动断裂存在。但这种推测是否正确有待于进一步验证。DS10 的高位体系域主体(或上部)由碳酸盐组成。在鲁山下汤一带,其为厚度较小的泻湖泥质白云岩,属于内缓坡沉积;到叶县常村一带,为厚度巨大的硅质、钙质白云岩,并具有层间滑动、揉皱等同沉积构造。据此可以推测,到 DS10 高位体系域碳酸盐形成期,已经属于远端变陡的缓坡了,其坡折点可能位于叶县常村剖面附近。

自经历了 DS9 和 DS10 形成期的相对稳定的发展阶段之后,本区发生了强烈的“豫西运动”,使其主体抬生为陆地(其南部边缘可能保留有海区),并伴有强烈的差异升降,使地势起伏较大,在本区的西北部形成山岳地貌;在其南侧海区,即在秦岭海槽北侧,已由远端变陡的缓坡转变为具有明显陆架坡折的盆地边缘,DS11 主要沉积于这个具有明显陆架坡折的盆地边缘。再加上气候寒冷,形成了相当发育的、由多种与冰川作用有关的冰成岩类组成的低位体系域。

本区震旦系的三个层序的形成环境,由同斜碳酸盐缓坡演化为由碎屑岩和碳酸盐混合组成的远端变陡的缓坡,最后变为由与冰川作用有关的多种碎屑岩组成的、具有明显陆架坡折的边缘盆地。这个演化过程表明,本区震旦纪的构造活动性存在逐渐增强的趋势。这可能与当时秦岭洋开始向华北大陆俯冲、华北地台南部大陆边缘的性质由被动边缘向活动大陆边缘转化有关(王鸿祯, 1990; 王自强等, 1994; 周洪瑞等, 1999)。

第六章 有关问题的讨论

一、层序划分的级别及其时限讨论

沉积地层的旋回性和韵律性是最显著的特征之一。它可形成于盆地的不同发育阶段,在地层剖面上往往表现出垂向相带或相序周期性变化。虽然早在上个世纪就由 Gilbert (1897) 提出,但并未引起人们普遍重视和承认。近年来,随着旋回地层学,特别是层序地层学的产生,使旋回性具有新的内涵,获得新的活力。尤其是旋回的等时性研究,做为建立盆地地层格架,古地理再造及区域地层和全球地层对比的重要手段之一,备受推崇。然而,在层序级别划分及成因解释等方面仍存在较大分歧。Vail 等 (1977) 在研究显生宙全球海平面变化时将地层旋回分为四个级别 (表 6-1),其划分为许多地质学家所沿用。但该方案未包括时间小于 10 万年的更低的层序或旋回。其后孟祥化等 (1989)、Brett (1990)、Miall (1984, 1990) 都先后提出了地层旋回级别的划分方案。王鸿祯等 (1996, 1998) 根据中国古大陆及其边缘层序地层的研究成果并综合国内外资料,提出了旋回和层序级别的划分方案,并与天文旋回的周期相互对应 (表 6-2)。

表 6-1 地层旋回及其成因机制

类型 (Vail 等, 1977)	相应的其他术语	时间/Ma	成因机制
一级旋回		200~400	主要为泛大陆的形成和分裂所造成的海平面振荡变化
二级旋回	超旋回 (Vail 等, 1977), 层序 (Sloss, 1963), 构造层 (Ramsbottom, 1979)	10~100	由大洋中脊扩张体系所产生的海平面变化
三级旋回	中层序 (mesothem) (Ramsbottom, 1979)	1~10	可能由洋中脊变化或大陆冰川的生长与消亡产生的海平面变化
四级旋回	旋回层 (cyclothem) (Vanless 和 Weller, 1932)	0.2~0.5	可能由大陆冰盖的生长、消亡,或者三角洲的废弃与生长所产生的海平面变化

(据 Miall, 1984)

Vail (1977)、Miall (1990) 的划分方案中,将二级旋回的周期定为 10~100 Ma,相当于 Sloss (1963) 所定义的“层序”周期。Haq 等 (1987) 将此周期内的地层旋回又细分为超层序 (supersequence) 和超层序组 (supersequence set)。一般认为,引起二级海平面旋回的主要因素是构造成因的,包括洋中脊扩张,古大陆的形成与裂解。三级地层旋回相当于一个层序,是一个相对较短的海平面升降旋回 (Haq, 1988),其成因可能主要与区域

表 6-2 层序地层级别及其对应的宇宙旋回

旋回级别	层序和时间级别/Ma	宇宙旋回
超级旋回	巨层序 (Gs) 500~600	两倍银河年
一级旋回	大层序 (Mg) 60~120	克拉通热旋回
二级旋回	中层序 (Ms) 30~40	太阳系穿越银道面旋回
三级旋回	正层序 (Os) 2~5	奥尔特旋回
四级旋回	亚层序 (Ss) 0.1~0.4	米兰科维奇长周期
五级旋回	小层序 (Mc) 0.02~0.04	米兰科维奇短周期

(据王鸿祺等, 1996、1998 简化)

构造活动及大陆冰盖的生长、消亡有关。研究表明, 三级地层旋回是层序地层研究的基础, 尽管在不同的地质时期, 甚至在不同的地区, 一个三级海平面升降旋回的周期不尽相同, 但它有一个客观的衡量标准, 即以不整合为界, 内部由三个在时间和空间上有成因联系的地层单元(沉积体系域)组成, 它们的形成分别与海平面升降旋回中的某一部分或特定的阶段有关(Mitchum, 1991):

(1) 海平面下降阶段, 形成低位体系域或陆架边缘体系域, 前者是海平面下降速度大于基底的下沉速度的产物, 后者是海平面下降速度小于或等于基底的下沉速度所形成(Wagoner, 1990);

(2) 海平面快速上升阶段, 称为海进体系域, 由于其中的副层序朝陆的方向变新, 故副层序组(链)叠置类型呈退积型;

(3) 海平面缓慢上升阶段, 称为高位体系域, 由于其中的副层序朝盆地方向变新, 故副层序组(链)叠置类型呈进积型(Wagoner, 1990)。

四、五级旋回是叠加于三级海平面之上的高频旋回, 其控制因素可能主要为米兰科维奇轨道旋回和其它天文因素, 四级旋回(副层序组)可根据其中副层序的叠置特征分为退积、进积、加积三种类型。五级旋回(副层序)多表现为向上变浅的序列。

中、新元古代地层, 由于其时间跨度大、地质记录不完备, 而且此时的地质构造活动规律也可能与显生宙有所不同。

前述华北南部中新元古界划分的 11 个层序反映华北地台南部中、新元古代曾经历了 11 次海平面升降旋回。若参考区内已有的年龄数据(关保德等, 1980、1988), 将汝阳群底界年龄看作 1300 Ma, 汝阳群上界年龄看作 1150 Ma, 震旦系顶界为 600 Ma, 则中、新元古代平均每个层序约为 63 Ma, 相对连续(即内部无区域性的地层不整合)的汝阳群平均每个层序约为 25 Ma, 均大大超出了 Vail (1977) 及其他学者划分的三级层序的时限, 而与二级旋回大致相当。但实际上, 这些层序内部的体系域构成、层序界面特征都是和 Vail 等的三级层序是一致的。所以, 这 11 个层序显然应为三级层序。我们认为导致区内前寒武纪层序的时限与 Vail 等据中、新生界沉积所确定的时限范围差异如此之大的主要原因有两方面: 其一, 华北地台南部中、新元古代地层系统中至少存在着五个明显的区域性不整合面, 即汝阳群北大尖组与洛峪群崔庄组之间、崔庄组与三教堂组之间、黄连垛组与洛峪口组之间、董家组与黄连垛组之间、罗圈组与董家组之间平行不整合面, 这些不整合面(SB1)毫无疑问代表着相当长的时间间隔, 只是因为前寒武纪地层测年的精确度低、误差大, 又缺

乏有效精确的生物化石控制，故难以确定间断和缺失的确切的时限；其二，前寒武纪是地球演化的早期阶段，引起全球海平面变化的主要原因如地壳的活动性、全球冰川活动的周期、幅度等特征或者说地球演化的节律可能和古生代以来的节律不尽相同。而且从已有的研究成果（M. J. Jackson *et al.*, 1990；乔秀夫等，1991；许效松，1991；高林志等，1996）表明，前寒武纪的海平面变化周期（三级层序的时限）一般都比古生代及以后要长。其确切原因是一个有待深入探讨的问题。

前述划分的 11 个三级层序可归纳为 3 个二级层序。DS1~DS6 组成第 1 个二级层序，最大海泛面为 DS3 的最大海泛面，形成时代为中元古代蓟县纪。DS7~DS8 构成第 2 个二级层序，最大海泛面为 DS7 的最大海泛面，形成时代为新元古代青白口纪。DS9~DS11 构成第 3 个二级层序，最大海泛面为 DS11 的最大海泛面，形成时代为新元古代震旦纪。这 3 个二级层序的层序界面均为重要的区域性不整合，其形成应为区域构造因素控制的结果。

二、深切谷的形成条件及充填物的特征

深切谷 (incised valley) 又译作“下切河谷”，深切谷充填 (incised valley fill) 又译作“下切河谷充填”，是指相对海平面快速下降期及相对上升初期在陆棚上由河流侵蚀作用形成的河谷地貌及其中的充填沉积。深切谷的形成和充填是两期地质作用的结果，早期由于相对海平面下降，河流切过裸露的陆架形成深切河谷而在低海平面滨线上发生沉积作用，晚期是海平面上升的早期，在已形成的深切谷中发生充填沉积。

在 Vail 的层序地层模型中，深切谷是鉴别 I 类层序及其界面的重要标志。而本区的 I 类层序的下部普遍缺失深切谷及其充填沉积，一般认为深切谷在陆架上缺失是因为处于深切谷间地，而本区普遍缺失的现象似不能以此解释。Vail 等人认为深切谷的成因是海平面在沉积滨线坡折处的下降速度大于基底沉降速度，由于基底（或陆架）暴露，河流下切基底而成。然而，Posamentier 等（1992）认为深切谷的形成与否在很大程度上依赖于古地理特征，暴露的冲积海岸平原及陆架和陆坡的坡度对河流行为有着重要的影响，河流沉积及深切谷的形成与地形坡度有着密切的关系。相对海平面下降时，河流行为主要取决于均衡剖面和暴露面的坡度差。相对海平面降低形成了一个更低的基准面，河流系统必须调整和适应这个基准面。这时有 3 种情况发生：①当暴露的斜坡比河流均衡剖面更陡时，河流产生下切（图 6-1 (a)）；②当二者坡度相等时，无净侵蚀和净沉积作用（图 6-1 (b)）；③当暴露面的坡度比河流均衡剖面小时，则发生河流沉积作用（图 6-1 (c)）。而 Wescott（1993）认为，当相对海平面下降时，河流系统完全可以通过改变自己的弯曲度和渠道形状来适应新的平衡剖面，并非一定要产生深切谷。同样也分 3 种情况：①暴露的、海底地形斜坡度大于原有的河谷的坡度时，新形成的河流曲度比原来增大（图 6-2 (A)）；②海底地形坡度小于原来的河谷坡度时，新形成的河流弯曲度比原来小（图 6-2 (B)）；③当二者坡度相等时，河流弯曲度没有变化（图 6-2 (C)）。目前的研究表明，深切谷及其充填物在很多地区难以发现，上述认识或许能够提供一种可能的解释。

研究区内的深切谷充填堆积仅见于汝阳剖面、鲁山下汤剖面下部的第一层序和嵩箕地区的兵马沟组，其共同特征是均位于中元古界蓟县系最下部层序的底部，反映当时海侵开始时古地形的坡度较陡，有河流下切作用的发生，形成了深切谷，后期又充填了不同类型

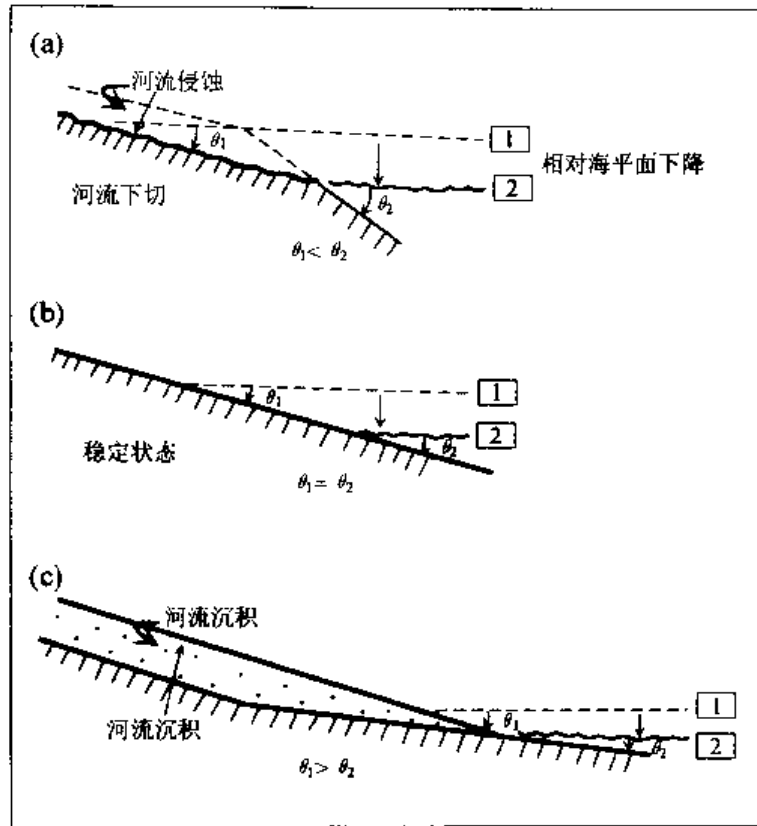


图 6-1 相对海平面下降时河流作用的三种情况
(据 Posamentier, 1992 修改)

1—为时间 1 时海平面位置 (初始海平面位置); 2—为时间 2 时海平面位置 (终了海平面位置);
 Q_1 —时间 1 时海平面与盆地底面斜坡的夹角; Q_2 —时间 2 时海平面与盆地底面斜坡的夹角

的沉积物。

嵩箕地区的兵马沟组与下伏太古宇登封群之间为区域性角度不整合。从航片和地质图上可清晰地看到该深切谷平面形态为透镜状, 其北侧平直、向南切入下伏太古代结晶岩系中, 在伊川吕店兵马沟村切割最深, 充填沉积 (兵马沟组) 的最大厚度可达 658 m, 并向两侧快速变薄、尖灭, 出露宽度约 6 km。整体上为一套河流沉积, 自下而上, 由泥石流、洪积 (具递变层理的砾岩) - 冲积扇辫状河 - 曲流河沉积, 为典型的深切谷充填沉积, 构成层序 1 的低位体系域, 其顶部被马鞍山组底部滨岸砾岩所覆盖, 中间为一冲刷面, 即海进面。

汝阳群的层序 1 的底部界面即云梦山组与下伏熊耳群不整合面, 该不整合在豫西分布广泛。汝阳寺沟剖面中, 云梦山组与下伏熊耳群火山岩呈微角度不整合接触, 接触面凸凹不平, 并见有长期暴露、风化痕迹, 云梦山组下部为复成分砾岩、含砾粗砂岩等, 厚 50m 左右, 砾石成分主要为脉石英和熊耳群火山岩等, 两种砾石的成熟度截然不同, 沉积构造发育有大型板状、槽状、楔状交错层理, 属于河流或河口湾分支河道沉积, 内部发育有数十公分的棱角状的同沉积泥砾可能为分支河道间泥质沉积及沟壁向分支河道中垮塌的产物, 变形层理反映古地形的坡度, 由变形层理指示的古坡向为由北向南逐渐变低。总体讲

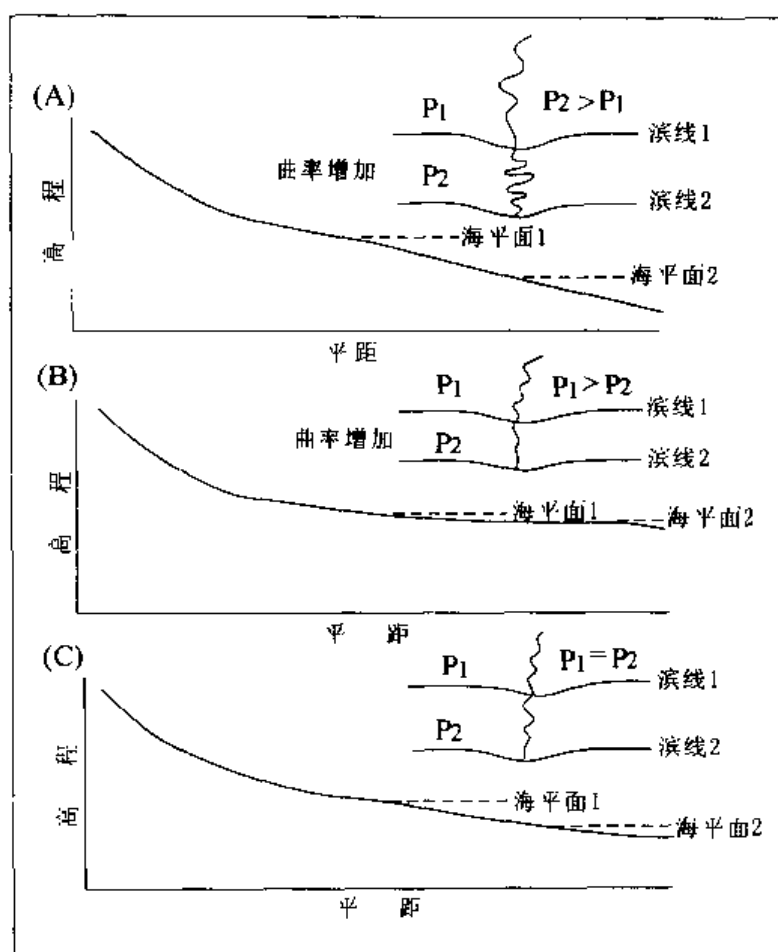


图 6-2 相对海平面下降时河道曲度与海底地形坡度关系

(据 Wescott, 1993)

P1—时间 1 时海底地形坡度；P2—时间 2 时海底地形坡度

砾石向上逐渐变小，含量减少，成分逐渐以石英质为主并发育大型槽状交错层和冲洗交错层类似于河口湾沉积，更上为纯净的中-粗粒石英砂岩，发育冲洗交错层理，楔状、板状交错层理、浪成对称波痕，构成一个个约 2 m 厚副层序，为典型的海滩沉积。总之，其剖面的沉积相序为河流相-河口湾相-海滩相，与深切谷充填沉积的特征完全一致。

同一层序的深切谷充填物在鲁山下汤表现则不尽相同，云梦山组和熊耳群火山谷之间的不整合仍然存在，但其上的深切谷充填则为一套厚度变化较大的灰白色中-细粒具高成熟度的石英砂岩。其空间上厚度变化极大，在不大的距离内厚度可由 11.95 m 变为小于 1 m，呈明显的透镜状，其沉积环境属于充填于深切谷上游的海相砂岩，砂岩之上为一层稳定分布的厚约 1 m 的海滩滞留砾岩，再上为典型退积型海滩副层序。

上述特征表明在同一深切谷中汝阳靠近陆内，为深切谷上游，沉积物中河流及分支河道作用明显，充填序列由河流-河口湾-海相。而鲁山更近下游，其河流作用不明显，主要为一潮汐波浪作用改造的一个透镜状的海相砂岩体。

根据前人研究及我们工作的体会，在露头层序地层学研究中确定深切谷充填物的存在可从以下几方面入手。

(1) I类层序界面的识别与确定，因作为低位体系域的深切谷及充填物仅形成在I类层序界面之上，界面上常有风化壳或土壤层等暴露标志，而在深切谷部位，上述特征常被大型的冲刷面所破坏。这时可以据该冲刷面上下沉积体系域的变化情况确定层序界面的存在。同时还需依靠横向追索确定长期暴露的标志的存在，从而确定该界面的性质。

(2) 对界面之上碎屑沉积的充填序列进行详细研究，确定其沉积序列变化是否为河流-河口湾-海相，这是确定深切谷存在的关键。

(3) 横向追索对比研究，对出步确定其空间形态，并在不同剖面上进行区域对比。

三、副层序的类型及其成因

副层序 (parasequence) 是层序的最基本组成单位，是“一套以海泛面或与其可对比的界面为界的相对整合的、彼此有成因联系的层或层组” (J. C. Van Wagoner *et al.*, 1990)。经典的层序地层学理论认为，副层序及其边界的形成则是受第五级海平面升降旋回控制的，当相对海平面迅速上升，可容纳空间迅速增加，沉积物来不及供应，则形成沉积间断面或停积界面 (海泛面)；随后海平面上升减慢，可容纳空间逐渐减小，而沉积物供给速率却在增大，则形成向上变浅的进积型沉积序列。因而副层序实际上是由相对深水-相对浅水环境下形成的一套连续的有成因联系的沉积序列。野外观察绝大多数副层序的确如此。但在华北地台南部中、新元古界的研究中发现了以下两种情况与经典的定义相悖。

(1) 在一个向上变浅的序列之上发育一个向上变深，然后再变浅的沉积序列，不同沉积序列之间的转变均是逐渐过渡的。向上变浅的副层序是间断 (歇) 性高频海平面波动的结果，反映了海平面突然上升的特点。向上变深，再变浅的可能机制是海平面的上升是逐渐变化的，并且上升的速率 (V_s) 比沉积物的供给速率 (V_d) 大，从而造成了容纳空间的

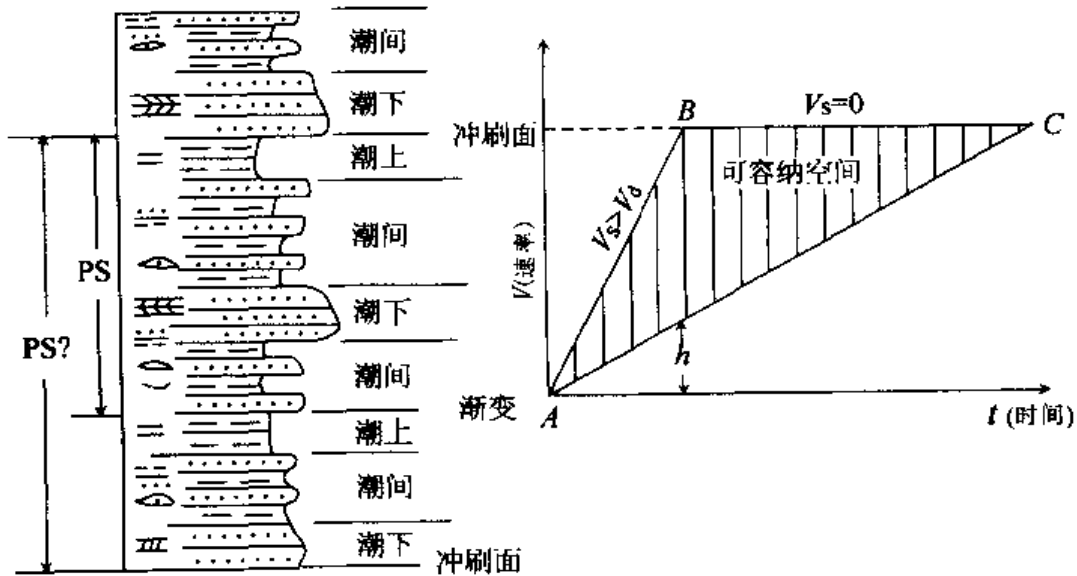


图 6-3 副层序中向上变深的相序成因示意图

V_s —海平面上升速率； V_d —沉积供给速率 (常数)； h —累积沉积厚度

岩性图例及说明同图 3-10；沉积构造图例及说明同图 4-1

相对增大(图 6-3 中的 A 点到 B 点),致使沉积序列表现出向上变深的特征,到达 B 点时水体达到最深程度,以后(图 6-3 中的 B 点至 C 点)海平面处于静止期,原有的可容纳空间又被逐渐充填最后完全填满(图 6-3 中的 C 点),故又呈现向变浅的序列(图 6-3)。

(2) 在一套厚度在十几米至几十米的前滨或临滨砂岩中,既不反映任何相序变化,也不见明显的冲刷面,难以进行副层序的划分。这种情况反映海平面也是逐渐上升的,但上升的速率与沉积物的供应速率大致相等。

实际上副层序及其类型的确定,比理论上的标志要复杂得多。副层序的边界判别,关键在于抓住界线以上沉积物能够反映出属于相对海泛面及相对海泛期的沉积相特征,这就需要充分利用物理的、化学的和生物等标志加以判别。

结 束 语

通过野外研究和室内测试数据、资料的综合整理分析,本书对华北地台南部中、新元古代地层进行了层序划分;对重点层段层序内部结构特征进行了研究;根据层序地层的研究成果探讨了区内中、新元古代的地层对比及等时地层格架的建立,并对研究中涉及的一些层序地层学的基本理论问题进行了初步探讨。取得的主要成果和认识如下。

(1) 对华北地台南部中、新元古代的沉积特征进行了详细的研究,识别了6种沉积体系、13种沉积相和38种微相,其主要沉积相类型为陆源碎屑海滩沉积、陆源碎屑潮坪沉积和碳酸盐潮坪沉积。

(2) 对华北地台南部中、新元古代地层进行了系统的层序地层学研究,共分为11个层序,其中汝阳群6个、洛峪群2个、震旦系3个。它们组成3个高一级层序,作出了相应的海平面变化曲线,并探讨了海平面变化的特征。

(3) 从沉积相、微相分析入手,系统总结了中元古代地层中副层序、副层序组及体系域的构成特点及层序界面的表现形式和鉴别标志。运用露头层序地层学高分辨率的特点,对下汤、常村、大乐山等剖面的重点研究层段进行了中子活化、等离子光谱分析及碳氧同位素测定,对As、Se、Sb、Sr、Co等与沉积环境或沉积作用关系比较密切的元素及碳同位素 ^{13}C 在副层序及层序中的分布规律进行了总结与研究,探讨了其与海平面变化之关系。运用Co元素在沉积物中的富集规律,对古水深的定量测定进行了初步尝试和探讨。验证了野外认识的可靠性,有可能对类似的层序地层研究提供可借鉴的方法。

(4) 利用层序地层学研究成果对华北地台南部中、新元古代地层进行了更精确、更合理的区域对比,对同一地层小区和不同地层小区的地层对比及层序缺失提出了一些新的见解。通过对澠池-确山小区层序地层学研究,对层序(及界面)-相-岩石组合的分析及对比,确定确山一方城-汝阳-鲁山-澠池-永济一线,汝阳群底部的海侵过程是一个由南向北逐渐超覆的过程,不仅北部靠地台内部发育层序的个数比南部临近盆地要少,而且同一层序的沉积环境也是南深北浅。在汝阳以南,汝阳群发育6个层序,洛峪群为2个层序,震旦系为3个层序;向北到澠池一带(中条山之南),汝阳群只发育5个层序;更北到中条山以北的水幽一带汝阳群发育3个层序,洛峪群和震旦系均只有1个层序。利用层序地层学研究成果对区内地层层序对比提出了更为合理的对比意见。澠池-确山小区和嵩箕小区的地层对比,根据沉积层序和沉积体系域的对比关系,亦得出了较为合理的方案。即将马鞍山组和北大尖组对比,两者均分为两个层序、均伏于区域上高一级海平面变化旋回的最大海泛期沉积的黑色泥岩(崔庄组或葡峪组)之下,且具有相近的同位素年龄。而兵马沟组则可能代表汝阳群DS5之下SB1面形成时缺失的沉积。对岩石地层单位和层序地层单元的关系进行了探讨,研究了地层、沉积相带在层序地层格架中的分布规律及成因联系,建立了该区中元古代地层的层序地层格架。这对于缺少古生物化石、且同位素年龄误差较大的前寒武纪地层,具有较为重要的意义。

(5) 以沉积分析为基础, 结合露头层序地层学的研究, 对华北地台南缘中、新元古代沉积盆地的演化及古地理格局进行了探讨, 认为中元古代蓟县纪其是一个具有缓坡背景、东西两边受相对隆起限制的盆地、海侵由南向北逐渐扩大, 地层及层序均向北超覆。

(6) 通过华北地台南部中、新元古代地层的层序地层研究, 对层序地层学中的一些理论问题, 如前寒武纪地层的层序级别、深切谷的形成条件及产出部位等进行了探讨。讨论了海平面升降幅度对盆地边缘层序形成的控制作用及古地理因素对层序内部单元的影响, 并认为最大海泛期形成的相对饥饿沉积的确定在滨岸带的层序地层研究中具有重要作用。

露头层序地层学研究, 特别是元古宙地层的露头层序地层学及海平面变化研究在国内外仍处在起步阶段, 可借鉴的经验不多, 因而研究方法带有很大的探索性。本书只是根据现有资料进行探讨, 许多认识需要在进一步研究的基础上不断地充实和完善。

主要参考文献

1. 河南地质矿产局. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989.
2. 陈荣坤. 层序地层学研究的一些进展和发展方向. 国外地质科技, 1993, 第2~3期.
3. 崔新省, 董文明, 周洪瑞. 豫西震旦系露头层序地层学初步研究及其意义. 地球科学, 1996, 第21卷, 第3期.
4. 邓宏文等. 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993.
5. 邓新华等. 从第二十九届国际地质大会看沉积学及地层学的最新发展. 地质科技情报, 1993, 第12卷, 第1期.
6. 杜远生等. 黔南独山泥盆统层序、海平面变化和成岩层序地层研究. 地球科学, 1994, 第19卷, 第5期.
7. 高林志等. 天津蓟县中新元古代层序地层初探. 中国区域地质, 1996, 第1期.
8. 关保德等. 东秦岭北坡震旦亚界. 见《中国震旦亚界》. 天津: 天津科技出版社, 1980.
9. 关保德等. 河南东秦岭北坡中—上元古界. 郑州: 河南科技出版社, 1988.
10. 关保德等. 河南省地台区中—晚元古代构造沉积盆地演化分析. 河南地质, 1993, 第3期.
11. 胡德祥等. 华北地台和秦岭地槽构造关系初探. 地球科学, 1987, 第12卷, 第5期.
12. 胡受奚, 林潜龙. 华北与华南古板块拼合地质成矿. 南京: 南京大学出版社, 1988.
13. 贾承造等. 东秦岭北部中元古代宽坪群古俯冲杂岩研究. 大地构造与成矿学, 1986, 第10卷, 第3期.
14. 贾承造等. 东秦岭板块构造. 南京: 南京大学出版社, 1988.
15. 贾振远等. 碳酸盐岩沉积相和沉积环境. 北京: 地质出版社, 1989.
16. 蔚万筹等. 华北地台西南缘上前寒武系的划分和对比. 西安: 西北大学出版社, 1990.
17. 柯元等. 豫西上前寒武系及其对比. 地质科学, 1976, 第2期.
18. 雷振宇, 周洪瑞. 露头层序地层学研究中的几个基本问题. 地质科技情报, 1995, 第14卷, 第2期.
19. 雷振宇, 周洪瑞, 王自强. 豫西中元古代汝阳层序地层初步研究. 地球科学, 1996, 第21卷, 第3期.
20. 李钦仲等. 华北地台南缘(陕西部分)晚前寒武纪地层研究. 西安: 西安交通大学出版社, 1985.
21. 李思田. 层序地层分析与海平面变化研究进展与争论. 地质科技情报, 1992, 第11卷, 第4期.
22. 李思田. 论沉积盆地的等时地层格架和基本建造单元. 沉积学报, 1992, 第10卷, 第4期.
23. 李文汉. 层序地层学基础和关键定义. 岩相古地理, 1989, 第6期.
24. 李文汉. 露头层序地层学. 岩相古地理, 1991, 第5期.
25. 刘宝珊等. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1980.
26. 刘宝珊等. 中国南方大陆沉积地壳演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1993.
27. 刘鸿允等. 午阳—霍丘地区中元古界云梦山组、白草坪组、北大尖组岩相古地理. 前寒武纪地质, 第1号. 北京: 地质出版社, 1983.
28. 刘嗣峰等. 沉积岩实验室研究方法. 北京: 地质出版社, 1991.
29. 马永生. 沉积旋回及等时性研究. 见《当代地质科学前沿》. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993.
30. 梅翼相. 碳酸盐旋回与层序. 贵阳: 贵州科技出版社, 1995.
31. 孟庆任, 胡建民. 一个由潮汐和风暴影响的滨岸和内陆棚沉积序列——豫西前寒武纪汝阳群. 沉积学报, 1992, 第10卷, 第1期.
32. 孟庆任, 胡建民. 豫西晚元古代洛峪群沉积作用及环境演化. 沉积学报, 1993, 第11卷, 第2期.
33. 孟祥化等. 古海平面变化与层序地层学研究. 见《当代地质科学前沿》. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993.
34. 孟祥化等. 沉积盆地与建造层序. 北京: 地质出版社, 1993.
35. 乔秀夫等. 晋南西阳河群同位素年代研究及其地质意义. 地质学报, 1985, 第59卷, 第3期.
36. 乔秀夫等. 内蒙古渣尔泰群层序地层及构造环境. 地质学报, 1991, 第65卷, 第1期.
37. 乔秀夫, 高劭. 中国北方青白口系碳酸盐岩 Pb-Pb 同位素测年及意义. 地球科学, 1997, 第22卷, 第1期.
38. 孙枢等. 河南午阳附近十三亿年前的古地貌、古气候. 见《沉积岩石学研究》. 北京: 科学出版社, 1981.
39. 孙枢等. 豫陕中—晚元古代沉积盆地(一). 地质科学, 1981, 第4期.
40. 孙枢等. 豫陕中—晚元古代沉积盆地(二). 地质科学, 1982, 第1期.
41. 孙永传等. 碎屑岩沉积相和沉积环境. 北京: 地质出版社, 1986.
42. 王鸿楨等. 东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展. 地质学报, 1982, 第3期.

43. 王鸿祯主编. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985.
44. 王鸿祯等. 中国元古代构造单元及其边缘性质. 前寒武纪地质 (第三号). 北京: 地质出版社, 1987.
45. 王鸿祯等. 中国及邻区大地构造划分和构造发展阶段. 见《中国及邻区构造古地理和生物古地理》. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990.
46. 王鸿祯, 史晓颖. 沉积层序及海平面变化旋回的分类级别. 现代地质, 1998, 第12卷, 第1期.
47. 王曰伦等. 中国上前寒武系的划分和对比. 见《中国震旦亚界》. 天津: 天津科技出版社, 1980.
48. 王自强, 周洪瑞. 华北地台南部大陆边缘的中、上元古界及其构造古地理分析. 见《中国古大陆边缘中、新元古代及古生代构造演化》. 北京: 地质出版社, 1994.
49. 吴瑞棠, 关保德. 罗圈组冰成特征及重力流改造. 地质学报, 1988, 第1期.
50. 邢裕盛等. 中国的前寒武系. 北京: 地质出版社, 1989.
51. 徐桂荣. 海平面变化与水深变化和沉积速率的关系. 地质科技情报, 1992, 第11卷, 第3期.
52. 徐怀大等译. 层序地层学原理. 北京: 石油工业出版社, 1993.
53. 徐怀大. 层序地层学. 见《当代地质科学前沿》. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993.
54. 许效松. 扬子板块晚元古代至早古生代沉积层序和海平面变化. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 1991, 第13期.
55. 许效松等. 露头层序地层与华南泥盆纪古地理. 成都: 成都科技大学出版社, 1993.
56. 许效松. 层序地层学研究进展. 岩相古地理, 1994, 第14卷, 第1期.
57. 杨志坚. 豫西下古生界地层及其对比问题. 地质学报, 1958, 第38卷, 第4期.
58. 杨式溥, 周洪瑞. 豫西前寒武纪汝阳群遗迹化石. 地质论评, 1995, 第41卷, 第3期.
59. 杨巍然. 东秦岭“开”“合”史. 地球科学, 1987, 第12卷, 第5期.
60. 杨巍然, 杨森楠. 造山带结构与演化的显得理论和研究方法——东秦岭造山带剖析. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991.
61. 张国伟等. 秦岭造山带的形成与演化. 西安: 西北大学出版社, 1988.
62. 章雨旭等. 海平面定量研究的探讨. 中国区域地质, 1996, 第1期.
63. 钟华等. 山西五台山地区早元古代白云岩碳同位素演化及意义. 中国科学 (B辑), 1993, 第23卷, 第10期.
64. 周洪瑞, 王自强等. 豫西地区中、新元古代地层沉积特征及层序地层学研究. 现代地质, 1998, 第12卷, 第1期.
65. 周洪瑞, 王自强. 华北大陆南缘中、新元古代大陆边缘性质及构造古地理演化. 现代地质, 1999, 第13卷, 第3期.
66. Aigner T. *et al.*, 1992, Sequence Stratigraphic Framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*. Vol. 80 (1/2), 115~135.
67. Allen J. R., 1977, Carbon and Oxygen Isotopes as Diagenetic and Stratigraphic Tools: Surface and Subsurface Data. Barbados, West Indies. *Geology*. Vol. 5, 16~20.
68. Anderson E. J., 1990, The Significance of Metre-Scale Allocycles in the Quest of a Fundamental Stratigraphic Unit. *Journal of the Geological Society*. Vol. 147, 507~518.
69. Bechstadt T. *et al.*, 1991, The Carbonate-clastic Cycles of the East-Alpine Raible Group; Result of Third-order Sea-level Fluctuations in the Carnian. *Sedimentary Geology*. Vol. 70, 241~270.
70. Bond G. C., 1989, Role of Thermal Subsidence, Flexure and Eustasy in the Evolution of Early Paleozoic Passive margin Carbonate Platforms. *SEPM Special Publication*. No. 44.
71. Braitwaite C. J. R., 1993, Cement Sequence Stratigraphy in Carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 63 (2).
72. Christie-Blick N. *et al.*, 1988, Sequence Stratigraphy in Proterozoic Successions. *Geology*, Vol. 16, 100~104.
73. Christie-Blick N., 1991, Onlap, Offlap and the Origin of Unconformity-bounded Depositional Sequences. *Marine Geology*, Vol. 97, 35~36.
74. Cross T. A. *et al.*, 1993, Application of High-resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Analysis. Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations. *Proceedings of the 7th Exploration and Production Research*

Conference; Paris Technip: 11~33.

75. Einsele G. & Bayer U. , 1991, Asymmetry in Transgressive- Regressive Cycles in Shallow Seas and Passive Continental Margin Settings. Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 661~681.

76. Einsele G. , 1993, Marine Depositional Events Controlled by Sediment Supply and Sea-level Changes. Geol. Rundsch. No. 82; 173~184. Springer Verlag.

77. Eriksson K. A. , 1990, Recognition of High-frequency Sea-level Fluctuations on Proterozoic Siliciclastic Tidal Deposits. Mount. Isa. Australia Geology. Vol.18; 474~477.

78. Galloway W. , 1989, Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis 1; Architecture and Genesis of Flood-ing-surface Bounded Depositional Units. AAPG Bulletin. Vol. 73 (2); 125~142.

79. Garcia-Mondejar J. *et al.* , 1993, Sequence Stratigraphy and Systems Tracts of a Mixed Carbonate and Siliciclas-tic Platform basin Setting; the Albiar of Lunada and Soba. Northern Spain. AAPG Bulletin. Vol.77 (2); 247~275.

80. Goldhammer R. K. *et al.* , 1990. Depositional Cycles. Composite Sea-Level Changes. Cycle Stacking Patterns and the Hierarchy of Stratigraphic Forcing; Examples from Alpine Triassic Platform Carbonates. Geological Society of America Bulletin. Vol.102; 535~562.

81. Hart B. S. , 1993, Tectonic Influence on Deposition and Erosion in a Ramp Setting; Upper Cretaceous Cardium Formation. Alberta Foreland Basin. AAPG Bulletin. Vol. 77 (12); 2092~2107.

82. Holland S. M. , 1993, Sequence Stratigraphy of a Carbonate-clastic Ramp; the Cincinnatian Series (Upper Or-dovician) in Its Type Area. Geological Society of America Bulletin. Vol.105. 306~322.

83. Jackson M. J. *et al.* , 1990, facies and Sequence Stratigraphic Analysis in an Intracratonic. Thermal-relaxation Basin; the Early Proterozoic Lower Quilalar Formation and Ballara Quartzite Mount. Isa. Australia Sedimentary. Vol. 37 (6); 1053~1078.

84. Kaufman A. J. *et al.* , 1995, Neoproterozoic Variation in the C-isotopic Composition of Seawater ; Stratigraphic and Biogeochemical Implications. Precambrian Research. Vol. 73. 27~49.

85. Luterbacher H. P. *et al.* , 1991, Carbonate--Siliciclastic Depositional Systems in the Paleogene of the South Pyrenean Foreland Basin; a Sequence-Stratigraphic Approach. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. No.12; 391~407.

86. Mail A. D. , 1992, Stratigraphic Sequences and Their Chronostratigraphic Correlation. Journal of Sedimentary Petrology. Vol.61 (4); 497~505.

87. Mitchum R. M. (Jr) & Wagoner J. C. V. , 1991, High-frequency Sequences and Their Stacking Patterns. Se-quence-Stratigraphic Evidence of High-frequency Eustatic Cycles. Sedimentary Geology. Vol. 70. 131~160.

88. Mozley P. , 1992, Oxygen and Carbon Isotopic Composition of Marine Carbonate Concretions; An Overview. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 63 (1); 73~83.

89. Pitman W. C. , 1978, Relationship Between Eustasy and Stratigraphic Sequence of Passive Margins. Geological Society of America Bulletin. Vol. 89; 1389~1403.

90. Posamentier H. W. & Vail P. R. , 1988, Sequence Stratigraphy Sedimentology; Surface and Subsurface. CSPG Memoir 15; 571~572.

91. Posamentier H. W. *et al.* , 1993, Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework; Concepts. Exam-ples and Exploration Significance. AAPG Bulletin. Vol. 77 (5); 731~741.

92. Posamentier H. W. *et al.* , 1993, Variability of the Sequence Stratigraphic Model Effects of Local Basin Factors. Sedimentary Geology. No.86; 91~109.

93. Saylor B. Z. *et al.* , 1995, Sequence Stratigraphy and Sedimentology of Neoproterozoic Kuibis and Schwarzrand Subgroup (Nama) . Southwestern Namibia. Precambrian Research 73; 153~171.

94. Schlage W. , 1993, Accommodation and Supply; A Dual Control on Stratigraphic Sequences. Sedimentary Geolo-gy. No. 86; 111~136.

95. Sloss L. L. , 1988, Forty Years of Sequence Stratigraphy. Geological Society of America Bulletin. Vol. 89; 1389~1403.

96. Steenwinkel M. V. , 1990, Sequence Stratigraphy from "Spot" Outcrops Example from a Carbonate-dominated

Setting; Devonian-Carboniferous Transition Synclinorium. *Sedimentary Geology*. Vol. 69; 259~280.

97. Tirsgaard H. . 1996. Cycle Sedimentation of Carbonate and Siliciclastic Deposit on a Late Precambrian Ramp; the Elizabeth Bjerg Formation (Eleonore Bay Supergroup) . East Greenland. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 66, No. 4; 699~712.

98. Wagoner J. C. V. , 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs and Outcrop; Concepts for High-resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Exploration Series*. No. 7.

99. Wang Hongzhen and Shi Xiaoying, 1996. A Scheme of the Hierarchy for Sequence Stratigraphy. *Journal of China University of Geosciences*. Vol. 7, No. 1; 1~12.

100. Walker R. G. , 1990, Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 60 (5); 777~786.

101. Weimer R. J. , 1992, Development in Sequence Stratigraphy. Foreland and Cratonic Basins. *AAPG Bulletin*. Vol. 76 (7) .

102. Wescott W. A. , 1993, Geomorphic Thresholds and Complex Response of Fluvial Systems; Some Implications for Sequence Stratigraphy. *AAPG Bulletin*. Vol. 77 (7); 1208~1218.

103. Zhou Hongrui *et al.* . 1996, A Study on Sequence Stratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic in Southern North-China Platform. *Journal of China University of Geosciences*. Vol. 7. No. 1; 13~19. 1

图版说明及图版

- 1 方城小顶山云梦山组和下伏熊耳群之间平行不整合关系 SB1 面
- 2 汝阳寺沟云梦山组和下伏熊耳群之间不整合关系 SB1 面
- 3 鲁山下汤崔庄组和北大尖组之间平行不整合关系 SB1 面
- 4 鲁山下汤董家组和黄连垛组之间平行不整合关系 SB1 面
- 5 鲁山下汤罗圈组和董家组之间平行不整合关系 SB1 面
- 6 汝州罗圈寒武系辛集组和东坡组之间平行不整合关系 SB1 面
- 7 平顶山姚孟寒武系辛集组和东坡组之间平行不整合关系 SB1 面
- 8 伊川吕店兵马沟村兵马沟组和登封群之间不整合关系 SB1 面
- 9 登封佛光来定窑红岭组和何家寨组之间不整合关系 SB1 面
- 10 下临滨带粉沙岩、细沙岩互层 鲁山下汤董家组
- 11 具楔状交错层理、平行层理的石英砂岩 鲁山下汤云梦山组
- 12 具平行层理和冲洗交错层理的砂岩 汝阳寺沟云梦山组
- 13 具平行层理的砂岩 鲁山下汤云梦山组
- 14 具板状交错层理的含砾砂岩 方城小顶山白草坪组
- 15 网络状干涉波痕 汝阳寺沟云梦山组
- 16 多向波痕及其干涉 鲁山下汤北大尖组
- 17 发育于砂岩中的干裂构造 鲁山下汤云梦山组
- 18 砂岩层面上的波痕和雨痕 汝阳寺沟云梦山组
- 19 遗迹化石 *Ruyangichnus Loyuensis* (洛峪汝阳迹) 汝阳北大尖组
- 20 遗迹化石 *Changchengiaichno* sp. (长城迹未定种) 鲁山下汤北大尖组
- 21 潮坪波状层理、透镜状层理和脉状层理 鲁山下汤白草坪组
- 22 鱼骨状交错层 汝阳寺沟白草坪组
- 23 潮道中大型楔状交错层理 鲁山下汤云梦山组
- 24 发育叠层石序列的白云岩 叶县常村北大尖组
- 25 叠层石白云岩 鲁山下汤洛峪口组
- 26 第 5 层序底部 (北大尖组底部) 上超面 SB1 面 汝阳洛峪沟
- 27 第 8 层序底部 (三教堂组底部) 侵蚀面 SB1 面 汝阳大邓庄
- 28 第 5 层序底部 (北大尖组底部) 层序界面 SB1 面 鲁山下汤
- 29 陆源碎屑海滩型副层序 鲁山下汤北大尖组
- 30 退积型陆源碎屑海滩型副层序组 鲁山下汤北大尖组
- 31 进积型陆源碎屑海滩型副层序组 叶县常村云梦山组
- 32 加积型陆源碎屑潮坪型副层序组 汝阳寺沟云梦山组