

# 第一章 绪论

当代沉积学的高速度发展已趋向于“全球性”任何地区性的沉积作用与沉积规律 需要站在全球的高度上才能获得正确的认识与解释。1986年国际沉积学家协会与国际地球科学联合会沉积学委员会建议,并在第十二届国际沉积学大会上提出了“全球沉积地质计划(GSGP)”,一系列新的分支学科和前沿领域相继问世或深化。层序地层学与海平面变化的研究正是全球性计划的研究内容之一。

## 第一节 层序地层学的形成与发展

层序地层学是研究一套由剥蚀面或无沉积面及其相应整合面所限定的、重复出现并有成因联系的年代地层格架(a chronostratigraphic framework)内岩层间相互关系的一门学科(Van Wagoner等,1988)。它是地震地层学为基础,并与沉积学、生物地层学及其他定年方法紧密结合的一门新兴的边缘学科。由P. R. Vail、Van Wagoner、H. W. Posamentier 及 R. M. Mitchum 等所创立的层序地层学,拉开了地层学革命的帷幕,迄今已取得许多令人震惊的新进展。

层序地层学的形成与发展经历了近50年的历史过程,可明显分为三个阶段。第一阶段为概念萌芽阶段 这可追溯到20世纪40年代末,当时L. L. Sloss等(1949)在地层解释中首先使用了现代地层层序的概念。L. L. Sloss(1963)在研究北美克拉通前寒武纪最晚期到全新世地层时,将其划分为六套以跨区域不整合为界的地层组合,并从老到新分别命名为索克(Sauk)、蒂帕卡努(Tipececanoe)、卡斯卡斯基亚(Kaskaskia)、阿布萨拉卡(Absaraka)、祖尼(Zuni)和特哈斯(Tejas)层序。L. L. Sloss(1963)认为层序是一个岩石地层单位,并进一步将其划分为超群、群、组和段。现代层序地层学中的层序(Sequence)就是从L. L. Sloss(1963)的概念演变而来的。

第二阶段为地震地层学发展阶段。该阶段以AAPG第26集专题报告(Pyton,1977)的出版为标志。地震地层学是一种利用地震资料进行地质解释的方法,由于岩层中产生地震反射的物性界面主要是具有速度-密度差异的层面和不整合面,所以他们将这类界面作为划分年代地层单位的主要依据。地震地层学分析的基础是识别沉积层序,按照Mitchum等(1977)的定义 沉积层序是“由相对整合、连续、在成因上有联系的地层组成的 顶底以不整合面或与之可对比的整合面为界的地层单元”。一定的沉积层序代表的时间段可以因地制宜,但其范围却限于不整合面及其对应的整合面之间,因此可以为地层的对比和相分析提供一个理想的年代地层格架。由于这一时期反射地震技术的提高,以及地震地层学的提出和应用,层序作为一个以不整合面为界的实用地层单位,在地层分析方面发挥着重要作用,地震地层学在很大程度上导致了地层分析学科的革命。

对于沉积层序的成因,Vail等(1977)认为主要是全球性海平面变动的结果,并建立了全球海平面变化曲线(Vail等,1977;Haq等,1987、1988)。对此人们进行过广泛的讨论,虽然人们对地震地层学和层序地层学给予了高度评价,但是仍有不少人对于把沉积层序与全球海平面变化联系在一起的概念性模式持有怀疑态度(Miall,1986、1991)。

第三阶段为层序地层学发展阶段。该阶段以 Exxon 公司的研究成果《海平面变化——一个综合方法》(Wilgus 等, 1988) 的出版为标志。80 年代中期, Posamentier 等(1988)、Posamentier 和 Vail(1988) 根据对北美及墨西哥湾中生代地层的研究, 建立了被动大陆边缘盆地的层序地层模式。按照他们的模式, 层序可根据其底界面不整合面的类型细分为 I 型层序和 II 型层序两种类型, 每个层序均由三个体系域构成。I 型层序由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域组成; II 型层序则由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域组成。海侵体系域之底为首次海泛面, 海侵体系域与高水位体系域的分界面则为最大海泛面, 与其相对应的沉积记录为凝缩层(Loutit, 1988)。与此同时, 在理论模型发展的条件下, Exxon 公司的研究人员开始利用钻井剖面、岩心和露头资料分析硅质碎屑岩地层向上变浅的叠覆式样, 用以改善地下年代地层单位和相的对比精度(Wagoner 等, 1990)。当向上变浅的地层单位以及组成它们的沉积岩层明显成为体系域或层序的组成单元时, 这些单元就称为准层序, 由成因相关的准层序构成准层序组(Wagoner, 1988), 每个准层序组大致对应一个体系域, 每个体系域又以其不同的相组合和在层序中处于一定的位置为特征。

认识到准层序和准层序组是体系域和层序的组成单元, 就可以把它们置于年代地层学的系统中, 这样, 它们的叠加模型、组成岩层类型及其沉积环境都是可以预测的, 这就加强了它们在地下地层年代和岩相对比中的应用。

应用层序地层学技术进行盆地分析, 揭示出低水位体系域是保存在硅质碎屑岩层序中占主导地位的体系域。在大陆架, 其主要组成部分是深切谷, 层序地层学将深切谷的形成与相对海平面升降联系起来, 并首次把深切谷列入层序和准层序边界的年代地层学范畴。详细的测井、岩心和露头层序分析发现, 在低水位体系域的上倾部分, 深切谷在时空上广泛出现。因此, 深切谷的年代、分布及其充填物都是可以预测的。

综上所述, 80 年代以来 Exxon 公司的研究工作已经发生了重大变革。他们通过运用钻井剖面、岩心和露头资料对硅质碎屑岩层序和体系域的各种表达方式的论证, 建立了新的地层与相分析的格架, 并采用沉积学、生物地层学、年代地层学和地震地层学密切结合的综合方法, 重点强调地质特征, 而不是地震标志, 反映其研究工作已经从地震地层学发展为层序地层学, 并使层序地层学从理论上具有争议的模式演化为一种在实践上可采纳的方法。

## 第二节 层序地层学研究现状

层序地层学是一门实用的动态学科, 其中心思想在于建立沉积盆地的等时地层格架, 并将沉积相和沉积体系置于等时地层格架中进行研究。它作为当代地质学取得重大进展的新学科正在受到各国地质学家的普遍重视, 在沉积学、地层学等领域被广泛地应用, 并在诸多方面取得了新的进展。

### 一、克拉通盆地

克拉通盆地的层序地层分析, 国外从 20 世纪 80 年代后期就已开始(J. F. Lindsay, 1987; N. Christie 等, 1988; P. A. Dibona 等, 1990; N. H. Woodcock, 1990)。M. J. Jackson 等(1991)以沉积相和沉积体系分析为基础, 系统分析了澳大利亚 Isa Inlier 山古元古代 Quilalar 组下部硅质碎屑沉积序列的层序地层特征, 将该套地层划分为四个层序(1 810~1 670 Ma)层序界面显示 II 型界面特征, 每个层序均由海侵体系域和高水位体系域构成, 缺失陆棚边缘体系域, 并

认为这可能是低水位沉积不易识别之故。G. Pienkowski(1991)以东北欧早侏罗世陆表海盆地为对象,建立了赫唐期—辛涅缪尔期的层序地层模式,他认为波兰至瑞典一线早侏罗世沉积建造由四个层序组成,下部三个层序分别由海侵和高水位体系域构成,上部第四个层序仅包含海侵体系域。层序界面均为Ⅱ型,界面之上深切谷充填沉积不发育,区域侵蚀作用不明显。层序的发育受海平面变化控制,在这类陆表海环境内,即使微小的海平面变化也可造成大范围内沉积相发育的较大变化。

A. R. Prave(1992)在对加里弗尼亚和内华达地区下寒武统 Zabriskie 石英岩的层序地层格架进行研究时也得出了类似的结论,即在克拉通盆地内发育Ⅱ型层序界面,层序界面常与海泛面一致,界面之上直接覆以海侵体系域沉积,海侵体系域是向着克拉通边缘方向不断超覆在层序边界之上。T. Aigner 和 G. H. Bachmann(1992)通过恢复区域海岸上超曲线建立了德国三叠纪碳酸盐岩与硅质碎屑岩组成的混合沉积建造的层序地层格架。研究结果表明,整个三叠纪代表了一个二级海侵—海退旋回,二级旋回至少包括了 13 个三级层序,他们认为直接覆盖在层序界面之上的河流砂岩和蒸发岩是低水位体系域沉积,海侵体系域表现为米级旋回的退积叠置型式,而高水位体系域则以进积为特征。

国内对于克拉通盆地层序地层方面的分析,多集中在讨论华北早古生代碳酸盐岩沉积建造的层序地层特征方面(乔秀夫等, 1990; 孟祥化等, 1992; 张川波等, 1993)。以陆邦彦等(1993)对安徽两淮地区奥陶纪的层序地层分析为例,将奥陶系自下而上划分为四个层序,层序界面以Ⅱ型为主(第三层序为Ⅰ型)区内低水位沉积不发育,沉积层序基本由海侵和高水位体系域组成,海侵面与层序界面一致。

由此可见在克拉通盆地由于极缓的古坡度难以形成侵蚀成因的角度不整合,层序界面以Ⅱ型为主,且常与海泛面一致。低水位体系域可能只在克拉通边缘地区出现,而在地台内部广大范围不发育或不存在。

## 二、前陆盆地

前陆盆地的层序地层模式是当前讨论热烈的问题之一。J. H. Trexier 等(1990)曾对美国内华达州中东部的安特拉前陆盆地进行了层序地层分析。密西西比纪时期,该盆地为硅质碎屑沉积,建造内记录了约从 350~320 Ma 期间北美西部边缘的一系列造陆运动。Trexier 等(1990)根据区域性和地方性角度不整合的限制,在该盆地范围内识别出了三个沉积层序,即 Diamond 层序、Newark Valley 层序和 Green Springs 层序,并依据层序的时限、沉积特征以及不整合面延伸的范围和程度再造了盆地构造演化的基本轮廓。当时的研究没有进一步划分层序内的体系域单元。

S. M. Holland(1993)对阿巴拉契亚地区晚奥陶世辛那提统碳酸盐—硅质碎屑混合沉积建造的层序地层分析具有一定的代表性。研究结果表明,该建造形成于缓坡型前陆盆地,共包括五个沉积层序,各层序均由薄的海侵体系域和厚的、向上变浅的高水位体系域构成,缺失低水位扇、低水位楔或陆棚边缘体系域。五个层序的层序界面均与海侵面一致,但他没有指出层序界面的类型。层序的形成受控于海平面变化,不同的海平面上升速率可以产生不同类型的海侵体系域,当海平面上升速度较慢时,有利于发育富含泥晶的碳酸盐泻湖,其向海一侧为骨屑砂坝所限,从而形成以泥晶为主的海侵体系域;当海平面上升速度较快时,缓坡盆地被迅速淹没,陆源泥和碳酸盐泥均被冲洗带走,结果形成由薄而广泛分布的骨屑砂席构成的海侵体系域。

由于前陆盆地的构造背景与被动边缘盆地显著不同，特别是缓坡型前陆盆地沿构造活动边缘的区域沉降型式与被动边缘盆地截然相反，即向陆一侧的沉降速率大，而向海一侧的沉降速率小，这与建立被动边缘盆地层序地层模式时所假定的前提条件正好相反。这一不同的沉降型式导致了沉积序列和地层型式的明显变化。H. W. Posamentier 等(1993a)概念性地分析了缓坡型前陆盆地构造活动、边缘沉降与海平面变化之间的作用，并论证了如何修改已有模式以适应前陆盆地。

H. W. Posamentier 等(1993a)认为在前陆盆地的构造活动侧存在两个构造地层带，分别位于接近盆地边缘(A带)和远离盆地边缘(B带)的区域。A带的沉降速率总是超过海平面下降速率，结果在海平面变化旋回期间表现为持续的海平面上升；B带是海平面下降速率周期性地超过沉降速率，在海平面变化旋回中则出现间歇性的相对海平面下降。在海平面变化旋回中，地层演化及地层型式取决于滨线位置，即位于A带还是B带。当滨线保持在A带时发育Ⅰ型层序，且没有明显的分割沉积层序的不整合面，此时层序由陆棚边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域组成；当滨线位于B带时，则发育由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域组成的Ⅱ型层序。

### 三、湖泊盆地

几乎是从层序地层模式提出开始，就有许多讨论集中在层序地层学能否或怎样应用于非海相环境(D. L. Hammen 等,1991;H. W. Posamentier 等,1993b)。在我国由于广泛分布中新世代陆相湖泊盆地，且不少为含油气盆地，随着油气勘探难度的增大，迫切需要有新的和行之有效的的方法和技术进行更精确的地层分析，并深入研究湖泊盆地生、储、盖层的分布及规模。因此，在湖泊盆地的层序地层分析方面，我国地质工作者进行了有益的尝试和探索，初步建立了拗陷盆地、断陷盆地和断拗盆地的层序地层模式(徐怀大,1991;张振生,1991;韩殿杰等,1992;冯立祥等,1992;李思田等,1993;宋国奇,1993;李群等,1993)。

陆相盆地具有一系列不同于被动边缘盆地的背景条件，因此控制层序发育的因素也不相同。解习农等(1993)认为，在陆相盆地中，控制层序发育的主要因素是基底沉降、沉积物供给和气候。气候条件主要影响沉积物类型，而构造沉降和沉积物类型则直接控制沉积体系的空间配置和不同级别层序单元的界面，其中构造沉降是最关键的因素。同时，提出以古构造运动面、构造应力场转换面、大面积侵蚀或冲刷不整合面及大面积超覆界面作为层序界面。关于体系域方面他们认为 Van Wagoner 等(1988)建立的陆棚边缘、低水位、海侵和高水位体系域这种方案不适合于陆相盆地，因为在陆相盆地演化过程中不同时期湖平面变化很大。陆相盆地沉积体系的空间配置取决于冲积体系与湖泊体系不同比例的组合，直接受控于冲积体系的进积、加积和退积演化的全过程。因此，陆相盆地的准层序组和体系域的划分，主要依赖于冲积体系的沉积作用方式和区域性水进事件，并建议将陆相盆地准层序组划分为进积、加积、退积和湖泛准层序组四类。

余素玉等(1993)则认为层序地层学的核心问题是海平面变化问题，在湖泊盆地中，湖平面的升降，除近海湖盆仍受海平面变化影响外，内陆湖泊是气候变化敏感的指示器，气候变化既影响对湖泊的供水量，又控制湖泊水体的消耗量。所以，湖平面的相对变化，除与构造沉降有关外，还与气候变化密切相关，有关湖泊盆地的层序地层模式可参照 P. R. Vail 等(1988)的模式，分别建立陡坡及缓坡边缘模式。同时还指出，湖泊盆地的凝缩层以广泛分布的富含有机质和生物钻孔活动痕迹的薄层泥岩为特征。魏魁生等(1993)以冀中拗陷和二连盆地为重点，提出

了陆相断陷盆地的层序地层模式 即在缓坡带 以风暴浪基面作为“陆架边角”的参照物 层序地层特征类似于海相被动大陆边缘背景；在陡坡带则截然不同，并以湖平面与边界断裂的交点取代“陆架边角”。盆地形成初期的层序 以低水位体系域最为发育 湖泊消亡之后 主要发育高水位体系域，层序类型均为 I 类 凝缩层形成于最大水进期 由暗色泥岩、油页岩、灰泥岩或泥灰岩构成，富含微体或超微化石。

从上述讨论不难看出，目前的研究已经不是关于层序地层分析能否应用于湖泊盆地的问题，而主要是如何建立湖泊盆地的层序地层模式。H. W. Posamentier 等(1993b)指出 层序地层学对湖泊背景的应用如同用于海相背景一样；准层序、准层序组、体系域和层序在湖泊环境中的发育与其在海相环境中的发育一样。然而，由于湖泊盆地的沉积背景不同，控制层序发育的主导因素不同 导致沉积层序内的地层型式不同。因此 必须从实际出发 修改已有模式或重新建立模式，以适应具体盆地的研究及勘探开发的需要。

#### 四、碳酸盐台地

目前，关于碳酸盐台地的层序地层学研究是相当活跃的一个领域(J. F. Sarg,1988;M. E. Tucker,1990;T. Jacquin et al,1991 乔秀夫,1990、1991 牟传龙,1991 孟祥化等,1992 张川波等,1993) 总的趋势是强调识别三级层序界面及体系域界面 划分层序、体系域及其类型 并将沉积层序与 Haq 等(1987)的全球海平面变化曲线相对比，以期说明碳酸盐岩层序的形成同样主要受控于海平面变化。

碳酸盐岩的层序地层格架与碎屑岩建造相类似，但因其物质来源是内源且沉积作用以加积为主，故又具有独特之处。Sarg(1988)认为高海平面条件下形成的碳酸盐台地以相对较厚的加积至进积的几何特点为特征，可分为平衡型和滞后型两种沉积型式。而在低海平面时期则出现三种类型的碳酸盐沉积，分别为：①来自斜坡剥蚀作用形成的异地沉积物；② I 型界面形成时产生的斜坡上部的自生楔状沉积；③ II 型界面形成时产生的盆地边缘楔状沉积（梅冥相，1992）。Goldhammer(1990)还认为除了海平面下降速率大于构造沉降速率所形成的以暴露为特征的 I 型和 II 型层序界面外，还存在着第三种类型的层序界面，即碳酸盐层序中的淹没不整合面或过渡型层序界面。

Goldhammer 等(1990、1991)利用计算机模拟对阿尔卑斯三叠纪碳酸盐台地的旋回地层进行了研究，他认为利用高频旋回可以确定长期的可容空间的变化，因此可以应用三级层序的高频旋回叠置型式来定义层序的体系域，这就是他特别注意层序内部结构研究，尤其是体系域内米级高频(四级、五级)旋回侧向和垂向叠置型式研究的原因。他指出 解释沉积层序的关键是地层旋回等级概念的建立，因为在碳酸盐层序内缺乏地震规模的地层几何形态。Goldhammer 等(1993)通过分析西得克萨斯下奥陶统地层的露头资料，提出了古生代被动边缘碳酸盐台地的层序地层模式。他的研究并没有过分强调层序界面和体系域界面的物理特征，而是集中分析了三级沉积层序格架中浅水碳酸盐沉积的垂向和侧向特征、米级旋回和亚相结构，依靠地层叠置型式的分析作为联系米级地层旋回到地震规模层序地层之间的桥梁。

#### 五、聚煤盆地

进行聚煤盆地层序地层分析的目的在于通过建立等时地层格架，准确对比地层，有效预测聚煤中心和富煤带的赋存规律，为煤田勘探开发提供指导。有关这方面的研究，国外文献较少，以北美宾夕法尼亚煤系为例，主要是讨论海平面变化对旋回沉积的控制作用(G. D. Klein,

1990、1992)。我国对聚煤盆地的层序地层研究目前也尚处于起步阶段，各类盆地层序地层格架的面貌还未能充分阐明（李思田等，1993），但已有不少学者进行了有益的尝试与探讨。李思田等（1992）通过对鄂尔多斯盆地侏罗纪含煤建造的层序地层分析，提出以盆地充填序列、构造层序、层序、小层序组及小层序作为建造内不同级别的地层单元，同时在层序分析的基础上建立了富煤单元的概念。李增学等（1993）根据露头及测井曲线详细研究了山东滕南煤田石炭二叠纪含煤建造的小层序及内部结构特征。邵龙义等（1993）则将黔西织纳地区晚二叠世含煤建造划分为三个三级复合层序，每个复合层序均由低水位、海侵和高水位体系域构成，体系域内包含多个相当于四级、五级旋回的准层序。复合层序之间除煤系底部为Ⅰ型层序界面外，其余均为Ⅱ型层序界面。他认为聚煤作用与海平面变化密切相关，具体表现为聚煤中心的迁移受三级海平面变化控制，单个煤层的形成受与第四、第五级海平面变化有关的幕式聚煤作用的控制，煤层主要在海平面下降期间形成。我国分布着众多不同时代、不同类型的聚煤盆地，如何从具体盆地的实际出发，建立不同聚煤盆地的层序地层模式，以便于有效地服务于勘探开发，正是广大煤田地质工作者努力的方向。

当前，层序地层学的发展日新月异，已经出现了高分辨率层序地层学（H. W. Posamentier, 1992）、成岩层序地层学（C. J. R. Braithwaite, 1993; H. W. Posamentier 等, 1993）、层序生物地层学（T. S. Loutit 等, 1991）等领域，并取得了大量研究成果。此外，有关高频层序及其叠置型式的研究（R. M. Mitchum, 1991; Makoto Ito 等, 1992）以及被动大陆边缘条件下沉积层序的计算机模拟（J. T. Jervey, 1988; D. T. Lawrence 等, 1990）等方面，也取得了很大进展，研究工作正在逐步深入。

然而，迄今为止，有关层序地层学及其适应性的问题并没有完全解决，一些严重混乱与分歧的领域需要加以研究解决。层序地层学理论奠基人之一 H. W. Posamentier 等（1993）认为，全球海平面变化旋回的估算、高分辨率数据库在层序地层学中的应用、沉积层序与成岩层序的有机结合以及建立不同类型沉积盆地的层序地层模式等，是今后层序地层学研究的主要方向。

### 第三节 华北晚古生代沉积建造层序地层研究的意义

华北石炭二叠纪聚煤区是世界上罕见的巨型聚煤盆地，蕴藏着丰富的煤炭资源，开展这一聚煤盆地的层序地层学研究，不仅是跟踪沉积地质学前沿，具有重要的理论意义，而且是扩大煤炭资源量的重要途径，具有重大的实际意义。具体表现为：

（1）可以建立盆地等时地层格架。从全球的高度出发，将华北巨型聚煤盆地作为一个整体进行系统的层序地层研究，建立盆地的等时地层格架，将沉积体系和沉积相置于地层框架中，从四维时空演化进行研究，能够有效地揭示盆地形成的动态过程，阐明盆地演化的规律性。

（2）可以建立陆表海聚煤盆地层序地层模式。华北晚古生代聚煤盆地是在地台内发育的陆表海盆地（克拉通盆地），其发育背景和地质特征与被动边缘盆地或前陆盆地等相差很大，其层序地层模式必然不同。通过对华北晚古生代沉积建造的研究，可以系统地建立陆表海碳酸盐岩与硅质碎屑岩混合的含煤建造及硅质碎屑岩含煤建造的层序地层模式，总结层序地层特征及其演化规律，提高盆地的整体研究水平。

（3）有利于研究海平面变化规律。对于华北晚古生代含煤建造内的旋回性沉积，前人很早就进行了研究，只是将其成因归于地壳的振荡运动。通过层序地层研究及全球稳定地台区沉积特征对比，认为这种旋回性的起因乃是全球性海平面变化的结果，因此深入研究海平面变化规

律，有助于正确阐明沉积盆地形成与演化的过程及其内部沉积体系的空间展布和沉积相的配置关系。

(4) 能够提高岩相古地理研究的客观性与精度。岩相古地理研究的基本问题是确定一定地质时期内的海陆分布及沉积相配置关系，重塑古地理景观。层序地层分析正是在构造机制与海平面变化双重控制的前提下，研究盆地的发展演化过程，同时在层序地层模式中将一系列地层单元置于等时的地层格架中，使得编制等时的岩相古地理图成为可能。因此，以层序地层理论为指导，以层序、体系域及准层序等作为不同级别的编图单元，编制不同层次的岩相古地理图，反映不同时间尺度的岩相古地理特征及演化规律，符合岩相古地理研究的客观实际和含煤建造的特点，提高了岩相古地理研究的精度。

(5) 有利于研究聚煤规律。研究聚煤规律，指导发现新的煤炭资源是开展含煤建造层序地层研究的归宿。聚煤作用与海平面变化之间有着内在的联系，它发育在相对海平面下降至上升的转折时期，对应于四级海平面变化有地区性聚煤作用发育或区域性薄煤层发育，而对应于三级海平面变化则有大规模区域性聚煤作用发育。因此，通过层序地层分析及海平面变化研究，有助于总结聚煤作用的内在规律性，为煤田勘探开发服务。

## 第二章 构造背景与地层分布

### 第一节 大地构造背景

#### 一、大地构造位置

从中、新元古宙开始，华北陆块进入板块构造发展阶段。新元古宙—早古生代期间，华北地块变形定位后的位置是北临古亚洲洋，与西伯利亚陆块遥相对应；南临原特提斯洋的北侧分支古秦岭洋，与扬子陆块相望（图 2-1）。晚古生代阶段，由于全球新的动力学系统的调整，华北陆块与其南北两侧的扬子和西伯利亚陆块开始了有序的拼合过程，古亚洲洋和古秦岭洋演化为残余洋盆乃至残余海盆，最终分别在石炭纪和二叠纪消亡。

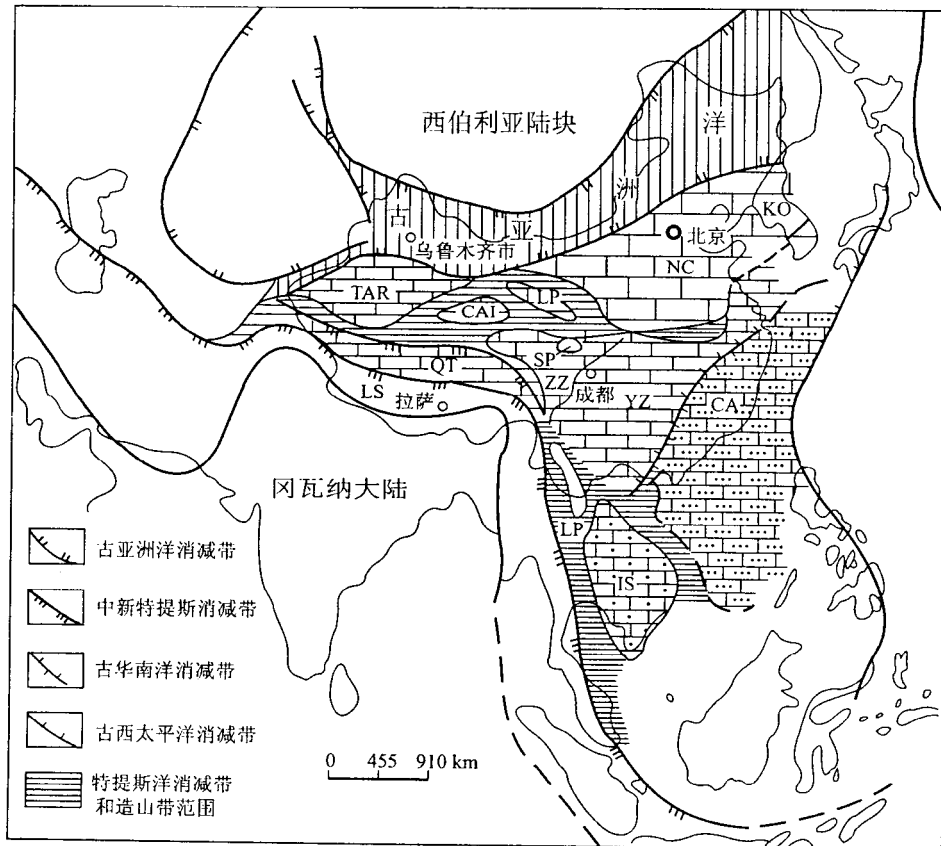


图 2-1 中国早古生代大陆构架图（据许效松等,1996）

NC—华北陆块；QT—羌塘—昌都陆块；ZZ—中咱微陆块；YZ—扬子陆块；  
CAI—柴达木陆块；LP—兰坪微陆块；CA—华夏陆块；IS—印支陆块；  
TAR—塔里木陆块；SP—松潘陆块；LS—拉萨陆块；KO—朝鲜陆块

## 二、基底构造背景

华北地块的基底包括太古代结晶基底和早元古代过渡性基底。其中最古老的基底出露于冀东和阴山，即太古代早期的迁西群和集宁群，它们皆由麻粒岩相变质岩构成，江博明等(1987)在迁西曹庄斜长角闪岩中(全岩 Sm—Nd 等值线法)获知其年龄为  $3\,520 \pm 125$  Ma，这是我国已知的最老地层。其上为阜平群、鞍山群、涑水群、太华群、登封群、霍丘群等，同位素年龄介于  $2\,400 \sim 2\,800$  Ma 之间，相当于晚太古代。华北地块有鄂尔多斯及河北等两个由上述变质岩构成的古陆核心。古陆核之间以片麻岩为主，部分变质岩可达角闪岩相，同位素年龄多为  $2\,000 \sim 2\,500$  Ma。华北地块外缘，分布下元古界的五台群、嵩山群等，均以绿片岩相为主，部分地区有同位素年龄介于  $1\,700 \sim 2\,000$  Ma 之间、由浅变质的碎屑岩及碳酸盐岩等组成的溱沱群、凤阳群、马家店群等，属下元古界的最上部层位(程裕淇等,1982)。地台型的沉积盖层从中上元古界开始，即长城系、蓟县系和青白口系，其沉积时限为  $1\,950 \sim 850$  Ma 以浅海陆棚碎屑岩及白云质碳酸盐岩为主，富含叠层石，其中下部常夹有火山岩。以浅海碳酸盐岩为主的寒武系和奥陶系假整合覆于上元古界之上。所以，长城系与下伏结晶岩系之间的不整合标志着华北地台的最终形成和固结(邢裕盛等,1982)。秦岭群和宽坪群分别是北秦岭构造带的结晶基底岩系和过渡性基底岩系。秦岭群的形成年龄为  $2\,080$  Ma(Sm—Nd)和  $2\,226$  Ma(U—Pb)张宗清等,1994)反映了北秦岭在  $2\,000$  Ma 左右有一次重要的地壳增生事件，有大量幔源物质进入地壳，使地壳组分发生新的分异、混合与调整。宽坪群绿片岩的 Nm—Nd 模式年龄为  $986 \pm 169$  Ma，不同地区斜长角闪岩的 Nm—Nd 模式年龄分别为  $1\,142 \pm 18$  Ma 和  $1\,085 \pm 37$  Ma(张宗清等,1994)，表明宽坪群的形成年龄大于  $1\,000$  Ma，属于中元古代晚期。同时，大量的地球化学资料表明宽坪群形成于裂谷构造环境。

## 三、板块扩张构造体制

中、新元古代，华北地块南北两侧发育了规模巨大的裂谷作用，并在扩张裂谷构造体制基础上，逐渐转变为以现代板块构造体制为基本特征的板块构造演化阶段。华北地块北缘西起五原以北地区，东至承德及其以东地区，有两条近东西向的古裂谷带，随着断陷作用的发展，沿这两条裂谷带分别沉积了渣尔泰群和白云鄂博群，并有偏碱性火山岩和侵入体伴生。与通常的坳拉槽不同，该裂谷带得到了充分的发育并演化成为真正的大洋，即华北与西伯利亚陆块之间的古亚洲洋。上述裂谷发育的时代为  $1\,678 \sim 621$  Ma(王荃等,1991)。华北地块南缘的秦岭地区，在中元古代，为裂谷与小洋盆并存的构造环境。新元古代，当扬子地区在晋宁期形成统一地块，并接受震旦系盖层沉积时，秦岭已开始成为介于华北和扬子两个地块间的包括众多陆壳块体的裂谷与小洋盆间列的扩张岛海区，并且由于深部地幔发生运动型式和动力学演化，区内小块体分别拼合，最后集中沿商丹带拉开，形成统一的古秦岭洋。显然，华北地块南北两侧岩石圈从中元古代以垂向加积增生为主的裂谷或裂谷与小洋盆并存的大陆裂谷构造体制，在深部地幔动力学演化背景下发生了构造体制转换，古洋盆打开，板块形成，进入以侧向运动和侧向加积增生为主的板块构造演化阶段。

早古生代早期，华北地块南北两侧处于板块构造的扩张期，分别在南北两侧形成被动大陆边缘及其沉积建造，并在板块内部陆表海环境下形成了以碳酸盐岩为主的稳定型沉积建造。据胡晓等(1990)研究，从晚前寒武纪至寒武纪，华北地块北缘温都尔庙群于古亚洲洋扩张中脊形成，而华北地台北缘的白乃庙—白云鄂博地区仍处于稳定大陆边缘状态。随后，温都尔庙蛇绿

岩随大洋板块（南侧）由北往南运移，这也是白乃庙—白云鄂博地带遭受挤压和应力积累的过程，其间曾发生过玄武岩流的喷发，后经变形变质形成角闪岩相岩石。王荃等（1991）的研究结果也表明，华北地台以北地区时代最老的蛇绿岩套产于温都尔庙群的底部，其同位素年龄为 626 Ma。Phyusnin 等（1980）依据铍同位素的研究和计算，确定蒙古中西部汗台色尔山蛇绿岩的年龄为 600 Ma。由此不难判断，在震旦纪至寒武纪伴随一个巨大大陆块体的分裂，在华北和西伯利亚之间形成了广阔的洋盆。

华北地块南侧，震旦纪至早奥陶世秦岭处于板块构造的扩张期，具体表现为：①商丹缝合带内残存有早古生代蛇绿岩片。关于商丹带蛇绿岩的性质、类型、时代，虽然迄今仍有争议，但沿商丹带存在洋岛和岛弧型火山岩表明，商丹带曾有已消失的洋盆。研究证明，商丹带存在洋岛型、岛弧型和少量洋脊型蛇绿岩残片，并和多量的岛弧火山岩块混杂构成蛇绿构造混杂岩带（张国伟等，1989、1995）。其中除含有新元古代蛇绿岩块（250~983 Ma, Sm—Nd）外，主要是古生代不同类型蛇绿岩块，而且其中呈角砾状包体岩块的洋脊型蛇绿岩被洋岛型和岛弧型蛇绿岩与岛弧火山岩所包容。因为岛弧火山岩中硅质岩夹层内的放射虫化石时代为中奥陶世至早志留世（崔智林等，1995），所以蛇绿岩的形成时代为中奥陶世之前，即在中奥陶世之前存在扩张洋盆。商丹带北侧成带分布的俯冲型花岗岩的最早年龄为 444 Ma (U—Pb) (Wang Hongzhen et al., 1990)，若把它作为俯冲收敛时间的下限，也表明在中奥陶世之前秦岭处于板块的扩张期。如前所述，秦岭继承中新元古代的扩张，直到震旦纪中晚期，南北秦岭才完全分离，并且南秦岭发育寒武纪—志留纪的被动陆缘沉积建造，表明古秦岭洋已扩张打开。根据古地磁资料（吴汉宁等，1990；刘育燕等，1993），早古生代初期是秦岭的最大扩张期，洋盆宽度约为 2 000~3 000 km，是一个有限的扩张洋盆。秦岭古洋盆南北陆缘在震旦纪—奥陶纪发育碱性岩带和陆缘裂谷。北缘在现今北秦岭区沿方城—栾川—洛南一带分布碱性火山岩和侵入岩（682~437 Ma）。与其同期，南秦岭巴山一带出现以洞河群（E—O）为代表的陆缘裂谷。根据南北秦岭碱性岩浆的源区物源的 Sm—Nd 同位素及岩石地球化学特征，证明它们主要来源于深部大陆型地幔（邱家骥，1993），形成于扩张构造环境。由此说明伴随古秦岭洋震旦纪至早奥陶世的扩张打开，在其两侧相邻的板块边缘地带也同时发生扩张，产生碱性岩带和裂谷，进一步证明了秦岭处于板块构造的扩张状态。

#### 四、板块消减构造体制

早古生代晚期，华北板块南北两侧的大洋板块相向向华北板块之下俯冲，使其两侧由被动大陆边缘转换成为具沟—弧—盆体系的活动大陆边缘。华北板块北侧的俯冲作用开始较早，从寒武纪末期即已开始，在温都尔庙蛇绿岩带以南见有岛弧型岩浆岩带，年龄为 374~430 Ma (K—Ar 法) 的花岗岩体与奥陶纪和志留纪火山岩相伴产出。奥陶纪至早志留世，温都尔庙海沟俯冲，伴随构造侵位产生蛇绿混杂体和蓝闪石片岩。同时或稍后，在其南侧的陆缘区形成白乃庙群火山碎屑沉积岩系，古岛弧形成并处于强烈活动状态。板块的俯冲、构造侵位、局部重熔和岩浆上升侵入—喷发作用产生的热—构造驱动造山运动，导致白乃庙群岛弧岩系上部不整合的形成。与温都尔庙俯冲海沟区敖仑沟组滑混堆积形成的同时，中志留世在白乃庙岛弧南侧及弧后盆地沉积了徐尼乌苏组复理石建造，经过中志留世末至晚志留世初的晚加里东期构造运动以后，在华北地台北侧白乃庙—白云鄂博一线形成岛链状褶皱带，由于强烈的上升和侵蚀，快速堆积了那清组、西别河组、磨拉石沉积，明显不整合于下伏地层和岩层之上，成为增生陆壳上的第一个沉积盖层，表明早古生代华北地台北缘构造演化的终结（胡晓等，1990）。

华北地块南缘的俯冲作用开始于中奥陶世，古秦岭洋两侧开始形成两个遥相对应的不同性质的大陆边缘，即北秦岭出现活动大陆边缘和南秦岭仍为被动大陆边缘。沿商丹俯冲带平行分布一系列俯冲型花岗岩（444~357 Ma），并且显示向北的成分极性变化等标志，表明秦岭在中奥陶世至志留纪已开始转入板块的俯冲收敛期，而且是扬子板块向华北板块之下的俯冲。但是，秦岭板块构造的俯冲作用进入晚古生代早、中期发生了重要的变动，形成秦岭新的板块构造格局，主要表现为勉略有限洋盆打开成为古特提斯洋新的北侧分支洋和秦岭微板块的游离。商丹俯冲带在晚古生代早、中期（D—C）新的板块构造演化时期，虽仍处于俯冲消减状态和俯冲晚期南北板块陆缘逐渐接近的背景下，但因古特提斯洋扩张的影响，使其俯冲速率减慢，俯冲角度变陡，在商丹带南侧秦岭微板块北缘形成张性的陆缘堆积，如刘岭群和二峪河群等，具有残余洋盆到残余海盆混源填满堆积的特征。与此同时，在北淮阳地区也堆积了与之具有相似形成环境的原信阳群南湾组和部分佛子岭群以及梅山群。

据许效松等（1996）研究，晚元古代末泛扬子陆块群发生第一次裂解，塔里木地块和柴达木地块从泛扬子陆块群中分离出来，以右旋漂移和转换断层方式就位于原特提斯洋北支秦祁昆洋内，在早古生代末进入北方陆块群和古亚洲洋体系，并分别与华北地块及其所围绕的微陆块聚合，构成中国北方大陆的雏形。祁连山是典型的加里东造山带，包括寒武系、奥陶系和志留系的大陆边缘沉积，厚逾万米，并于志留纪末褶皱成山。祁连山的褶皱以及塔里木地块与华北地块的拼接导致了华北地台西端的抬升，使华北地块呈现西隆东倾的构造古地理格局。在晚古生代，不论华北地块南北两侧的造山作用如何对板内构造施加影响，这一西隆东倾的格局一直占据主导地位，因此这是华北晚古生代克拉通盆地形成的一个定型格局。

## 五、盆地演化的构造背景

华北晚古生代沉积盆地的形成与其南北两侧的碰撞造山作用密切相关。华北地块北缘经过早古生代的构造演化，特别是中志留世末至晚志留世初的晚加里东期构造运动以后，沿白乃庙—白云鄂博一线形成了岛链状褶皱带，使褶皱带增生在华北地块北缘。早、中泥盆世期间，古亚洲洋继续向华北和西伯利亚板块之下俯冲，晚泥盆世至早石炭世发生碰撞，形成新的海西期增生褶皱带（唐克东等，1992；邵济安，1991）。晚古生代时期，华北地块南侧进入了板块构造的碰撞造山过程。由于板块边界的不规则性和穿时斜向俯冲，当两侧板块的陆缘逐渐接近时，常常是某些部位首先接触，洋壳消减殆尽，而其间的地区呈现为不连通的残余洋盆。随着俯冲碰撞作用的逐渐加剧，洋壳俯冲完毕，残余洋盆转化为陆壳基础上的残余海盆。秦岭造山带从中、晚泥盆世至石炭纪呈现出这种复杂的初始碰撞作用状态，并因古特提斯洋扩张而使之进行缓慢。秦岭商丹带南缘的太白山南侧、宁陕沙沟—柞水营盘间以及西峡西部地区，从构造、岩浆和沉积记录反映出它们是首先接触的碰撞区。二叠纪为面接触碰撞阶段，其标志是华北地块南缘由构造高地转为沉积盆地，北秦岭带也开始抬升，逐步转为物源区，向华北地块南部盆地供给碎屑物质。此时沿商丹带及其北侧的二郎坪弧后盆地区已经碰撞封闭。而北淮阳带封闭较晚，可能延至中二叠世。秦岭真正的最后全面陆陆碰撞造山发生在中生代初期的三叠纪。

华北晚古生代沉积盆地的发育受其南北两侧造山带造山作用的控制。随着早海西期（D—C<sub>1</sub>）古亚洲洋向华北地块北缘之下的俯冲及碰撞，使华北地块北缘抬升形成新的增生造山带。由于板块间强烈的挤压作用，使得造山带南侧，即华北地块北部呈现挤压拗陷构造状态，具有前（后）陆盆地性质，从而接受了晚石炭世的沉积。此时的南华北地区仍为无同期沉积的构造高地。石炭纪末期，由于秦岭一大别地块与华北地块呈双剪刀状反向的斜向穿时的俯冲碰撞，从

早二叠世开始，在南华北的东南部地区已形成了具有挤压拗陷性质的盆地，并直接过渡到板内陆表海盆地。至中、晚二叠世，由于两侧的碰撞挤压抬升，使得海水逐渐以至完全退出华北地块而转化为陆相沉积。石炭纪末至二叠纪初这一构造体制的转化导致了华北地块的“翘板式”构造运动，由此改变了南隆北倾的构造古地理格局，从而转化为北隆南倾新的古地理面貌。华北晚古生代的海侵主要来自秦岭残余海盆。这一时期的物源区主要是地块北缘的早古生代褶皱带（内蒙地轴）。地块南缘的点接触碰撞地区，如伏牛山等地从早二叠世开始也为盆地提供了部分沉积物。

## 第二节 沉积建造地层及其分布

现代地层学十分强调多重地层划分的概念，其内容不仅研究岩层的地质时限，而且也研究岩石特征、所含生物组合内容以及岩层的其他属性。划分方法强调多重划分概念，即以岩层诸多特征为依据划分多种不同种类的地层单位，常用的、最主要的有岩石地层单位、生物地层单位和年代地层单位三大类。现代地层学认为大多数种类的地层单位界线之间，并不是等时的、平行的，而往往是斜交的。因此在区域范围内横向连续分布的非火山形成的陆表海沉积物所组成的岩石地层单位的界线通常是穿时的。岩石地层单位的普遍穿时性原理是现代地层学的基本原理。现代地层学还主张用单位层型给岩石地层单位下定义，用界线层型给年代地层单位下定义。

多年来，华北晚古生代沉积建造一直沿用统一的地层划分方案。本书以现代地层学理论作指导，采用多重地层划分方案，以便于层序地层分析。

### 一、岩石地层单位

岩石地层单位是现代地层学中多重地层划分的主要类别之一，它反映了地层的岩石特征。岩石地层单位是由岩性、岩相或变质程度均一的岩石构成的三度空间岩层体。它必须建立在岩石特征在纵横方向连续延展的基础上，而不考虑其年龄。

华北晚古生代沉积建造分为铁铝岩组、太原组、山西组、下石盒子组、上石盒子组（大风口组）和石千峰组。其特征如下：

（1）铁铝岩组。刘鸿允（1957）创名于太原西山，原意系指奥陶纪灰岩风化面之上的铁铝质岩，即“山西式”铁矿和“G层铝土矿”。本书的铁铝岩组是指奥陶系风化面之上到石炭系或二叠系最下一层灰岩底界面的所有岩层。下段为原铁铝岩组的内容，上段为砂岩、泥岩及煤线，在陕西韩城、铜川，山西阳城、陵川及河南礓槽等地其顶部夹有可采煤层。本组在华北地块全区发育，厚度变化较大，一般厚约5~20 m，形成于陆表海堡岛体系。

本组一般与下伏中奥陶统呈平行不整合接触，但在豫西，自北东向南西，分别假整合于中奥陶统至中寒武统灰岩之上。

（2）太原组。标准剖面位于太原西山，含义较原“太原组”有较大变动，是指晚古生代沉积建造最下一层灰岩之底至最上一层海相灰岩之顶所限定的一套碳酸盐岩与硅质碎屑岩混合的含煤地层，亦即最下一层半沟灰岩之底至东大窑灰岩之顶的一套砂岩、泥岩夹灰岩和煤层的含煤地层，以含有灰岩为主要岩石地层特征。本组内灰岩发育，在两淮地区多达13层，向北逐渐减少。本组是华北最重要的含煤地层之一，煤层多达十余层，可采者3~10层，多以中厚层为主，厚煤层多发育于北部或西北部，如山西孝义、保德、河曲和内蒙准格尔煤田等。本组厚度变

化的总趋势是东厚西薄，东部的鲁西南及辽南复州湾，厚达 190~250 m 山西北部及鄂尔多斯大部一般在 20 m 以下。

本组广布于华北地块，与下伏铁铝岩组呈整合接触关系。

(3) 山西组。标准剖面位于太原西山，系指石炭二叠纪地层中最上一层灰岩以上至骆驼脖子砂岩及其相当岩层之间的以灰黑色为主的一套含煤碎屑岩地层。厚煤层发育，单层厚度多在 3 m 以上，准格尔煤田达 20 m，向南变薄。地层厚度变化大，一般为 30~50 m，本溪地区可达 200 m 大同一石家庄—北京一线为 100~174 m，鲁中至徐州为 100~134 m，鄂尔多斯及山西中西部较小 仅为 30~50 m 总体上是东厚西薄 北厚南薄。

(4) 下石盒子组。命名地点在太原东山陈家峪石盒子沟，底部为骆驼脖子砂岩或其相当层位，顶为一层紫色铝质泥岩（太原东山剖面的桃花泥岩），为一套黄绿色、灰绿色砂岩、粉砂岩、砂质泥岩的互层夹不可采煤层的硅质碎屑沉积。各地岩性变化较大，主要是砂泥比和粒度大小的变化。如在研究区北部的京西—大同、怀仁—准格尔等地区，本组主要以中粗粒砂岩、含砾砂岩、砾岩等粗碎屑沉积为主，而在中部地区则主要为砂、泥岩互层，南部则为泥质岩夹砂岩。岩层的颜色也有差别，中北部以黄绿色为主夹紫色，南部以灰至深灰色为主。本组顶部普遍发育一层铝质岩，在山西及河北太行山东麓称之为桃花泥岩，东北辽、吉及河北燕山南麓称之为 A 层铝土矿，山东淄博地区称之为 B 层铝土矿，豫西地区称之为大紫泥岩，两淮地区则称之为紫斑铝质泥岩，该铝质岩成为划分上下石盒子组的良好标志。本组厚度变化大，北部为 150~215 m 南部豫西及徐淮、鲁西南地区只有 20~70 m 大部分地区为 80~120 m 总体上北厚南薄。

(5) 上石盒子组和大风口组。由于上石盒子组在华北中北部地区与华北南部地区在岩性及含煤性等方面存在很大差异，故在华北南部将相当于上石盒子组的地层称为“大风口组”，以示区别。

以太原西山剖面为代表，上石盒子组是指桃花泥岩顶面至石千峰组红色建造之底的一套由暗紫、紫红、灰紫夹黄绿色砂岩、泥岩等互层的碎屑沉积，不含煤，中上部夹数层硅质岩或硅质海绵岩。在华北中北部地区，其岩性大致有如下变化：自北而南，碎屑粒度有所变细，紫色减少 黄绿色增多 地层厚度变化较大，一般厚 300 m 大同较薄 仅 175 m 峰峰最厚达 615 m 总体上呈东厚西薄、南厚北薄之势。

大风口组，以河南禹州大风口剖面为代表，包括从大紫泥岩顶以上至石千峰组平顶山砂岩之底的一层含煤地层。主要岩性以灰、灰黄、灰绿、深灰色泥岩、砂质泥岩及粉砂岩为主 夹砂岩和煤层。中上部含薄层硅质海绵岩 6~12 层。本组是华北南部重要的含煤地层，含煤达十余层，含煤性自东而西由好变差，如在两淮地区，含煤 3~30 余层 主采层为 8~10 层 平均可采厚度达 6.31~21.47 m。本组厚度为东厚西薄，如平顶山至两淮地区一般为 400~800 m，豫西为 350~500 m。

(6) 石千峰组。命名地点在太原西山石千峰山，是指上石盒子组最上部燧石层（硅质岩）之上的砂岩之底至石膏—泥灰岩带之顶的一套紫红色砂岩、泥质岩夹淡水泥灰岩及少量石膏。由北往南颜色由浅紫色变为杂色。厚度变化较大，一般为 50~350 m 两淮地区可超过 1 000 m。

本组广泛分布于华北各地。

## 二、区域对比标志层

作为岩石地层区域对比的标志层，虽然标志明显，分布稳定，但并不是处处等时的，而是穿时的岩体。

华北晚古生代沉积建造中，全区的或局部的对比标志层很多，自下而上为：

(1) 山西式铁矿层。它是铁铝岩组底部奥陶纪灰岩风化面上的褐铁矿（赤铁矿）层，厚度虽极不稳定，但广泛分布于华北各地。

(2) G 层铝土矿层。位于铁铝岩组下部山西式铁矿层之上，广泛发育于华北各地，是一个极好的标志层。

(3) 太原组内灰岩标志层。太原组内灰岩很多，作为区域地层对比标志的主要有太原西山剖面的半沟灰岩，据其所含 䄀类 *Fusulina*、*Fusulinella* 等分子的特征，可以与徐州的 L<sub>1</sub> 灰岩、鲁西南的 L<sub>2</sub> 灰岩、淄博的徐家庄灰岩以及其他各地相当的层位进行对比；太原西山的庙沟灰岩、晋东南的吴松窑灰岩（K<sub>2</sub>）、峰峰的大青灰岩等都是太原组中下部压在主要可采煤层之上的厚层灰岩，可以对比；而晋东南的附城灰岩（K<sub>3</sub>）、峰峰的野青灰岩、豫西的 L<sub>6</sub> 灰岩、山东的 L<sub>13</sub> 灰岩、徐州的 L<sub>9</sub> 灰岩以及两淮的 L<sub>12</sub> 灰岩，都是太原组上部的厚层灰岩，区域内均可对比。

(4) 主要煤层也是区域内极好的对比标志。如太原西山的 8<sup>#</sup>、9<sup>#</sup> 煤 晋东南的 14<sup>#</sup> 煤 峰峰的大青煤等均可对比，山西组的主要可采煤层亦在区域内可以对比。

(5) 骆驼脖子砂岩。为黄色厚层粗粒含砾长石石英砂岩，可与豫西的大占砂岩相对比。

(6) 桃花泥岩。为桃红色或紫红色铝质泥岩，常含磷、铁质鲕粒，位于下石盒子组顶部，分布稳定，该层在豫西称为大紫泥岩，在唐山和辽、吉地区称为 A 层铝土矿，在淄博称为 B 层铝土矿，在两淮则称为紫斑铝质泥岩。

(7) 硅质海绵岩（或硅质泥岩）。为褐色薄层状含海绵骨针的硅质岩层，广泛分布于上石盒子组上部，豫西一两淮地区最发育，可达 6~12 层，山西及河北南部有 2~3 层。

(8) 平顶山砂岩。为灰白色厚层状中粗粒含砾石英砂岩，厚度大，层位稳定，广泛分布于华北南部石干峰组之底，在华北中北部地区与此相当的有太原西山及河东煤田的 K<sub>8</sub> 砂岩、晋东南的 K<sub>14</sub> 砂岩等。据其特有的颜色、成分、厚度，很容易与下伏上石盒子组（大风口组）顶部的紫红色岩层相区别。

### 三、年代地层单位

年代地层单位是由岩层组成的地层单位，它代表某一地质时间间隔内形成的沉积物。根据华北石炭二叠系岩层及生物发育情况，应尽可能选择具有丰富海相化石的海相序列生物面、植物或孢粉组合面貌明显交替的面以及古地磁极性倒转面作为年代地层的分界面，来划分一系列年代地层单元。

(1) 上石炭统下阶下亚阶。指由 *Profusulinella parva* A. Z. 所限定的时限内形成的全部岩层，形成于晚石炭世早期早时（C<sub>2</sub><sup>1</sup>）。该时期沉积物主要分布于郟庐断裂带两侧的本溪、复州湾、唐山、临沂、徐州、萧县一带 超覆于盆地长期风化的基底之上。厚度 20~100 m 不等 底部多为铁铝岩，其上为陆表海环境下沉积的灰岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩及薄煤层。灰岩有 1~4 层，代表层位为复州湾的三棱灰岩、徐州的泉旺头灰岩，主要为泥晶灰岩和含生屑泥晶灰岩，灰岩层数和总厚度在郟庐断裂以东较大，以西则较小，砂岩以石英砂岩为主，成熟度高。煤层不发育，局部含薄煤层或煤线。

另外，根据辽宁地质矿产研究所（1987）和米家榕等（1990、1992）等的研究，采自本溪高台子附近 G 层铝土矿顶板黑色页岩及桓仁木孟子相当层位中的植物化石中，发现了大量的亚鳞木属植物，包括 *Sublepidodendron bicostae* sp. nov（双肋亚鳞木，新种）、*Sublepidodendron benxiense* sp. nov（本溪亚鳞木，新种）、*Sublepidodendron tangshanense* Wu（汤山亚鳞木）、

*Shoots of sublepidodendron* (亚鳞木小枝) 及 *Lepidodendron shanyangense* (山阳鳞木) *Lepidodendron ninghsiaense* (宁夏鳞木) *Lepidostrobus grabau* sze (葛氏鳞抱穗)、*Cardiopteridium hsianghsiangense* (多开铲羊齿) 等。亚鳞木 (*Sublepidodendron*) 一属, 其时代分布自晚泥盆世至早石炭世, 是当时全球一致的拟鳞木植物群的特征属之一, 上述汤山亚鳞木、山阳鳞木及多开铲羊齿在我国江苏及西北地区也仅见于早石炭世。根据本区所产植物化石组合, 可认为其时代为早石炭世晚期 (维宪阶至纳缪尔 A 期)。

刘晓峰等 (1993) 对上述层位进行了孢粉分析, 结果有 *Verrucosporites kaipiensis* Imger、*Knoxosporites stephanephorus* love、*Lycospora pusilla* (Ibrahim) Somers、*Triguitrites protensus* 等 36 属 51 种, 并认为孢粉组合为早石炭世晚期 (相当于西欧维宪阶至纳缪尔 A 期) 产物。这样, 大植物化石与孢粉分析结果互相印证, 说明辽东地区晚古生代沉积作用开始于早石炭世晚期。

(2) 上石炭统下阶上亚阶。指由 *Fusulina*—*Fusulinella* A. Z. 所限定的时限内形成的全部地层, 含丰富的 *Fusulina*、*Fusulinella*、*Beedeina*、*Pseudostaffella* 等分子, 牙形石 *Idiognathodus delicatus*—*I. magnificus*—*I. sinuosus* 组合带与之相当。形成的地质时代为晚石炭世早期晚时 ( $C_2^2$ )。该套地层广泛分布于华北中北部地区 (乌兰格隆起此时未接受沉积) 以及南部永城、涡阳以北地区, 总体上呈北厚南薄、东厚西薄, 且由东向西、由北向南超覆。一般厚度为 20~80 m 本溪较厚达 92 m。岩性主要为石灰岩、砂岩、粉砂岩、泥岩、少量铁铝岩及煤层。灰岩 1~4 层, 层数由东向西减少, 总厚度南北薄、中部厚, 且由东往西变薄尖灭。代表层位为太原西山的半沟灰岩, 主要为生屑泥晶灰岩及泥晶灰岩, 砂岩主要为中细粒石英砂岩、长石石英砂岩, 成熟度高, 京西一带具石英岩质砾岩及含砾粗砂岩, 含薄煤 1~2 层。

(3) 上石炭统上阶。指由 *Triticites paramontiparus*—*Montiparus montiparus* A. Z. 所限定的时限内形成的岩层体, 形成时代为晚石炭世晚期 ( $C_2^2$ )。分布范围较上石炭统下阶上亚阶略有缩小, 即地台南东部的徐州、永城以南及复州湾一带重新隆起未接受沉积。地层厚度一般为 20~50 m 京西、宝坻、唐山一带最厚达 60 m 山东滕州一带最薄仅 3 m 岩性主要为灰岩、砂岩、粉砂岩、泥岩及煤。灰岩主要分布于唐山、宝坻、保定、曲阳至晋中地区以及山东肥城、新汶、金乡一带, 一般 1~4 层 唐山一带为 4 层 其他地区为 1~2 层, 层数及厚度均向西减少。代表层位为太原西山吴家峪灰岩及相应层位, 主要为生屑泥晶灰岩, 砂岩多为细一中粒石英砂岩及少量长石石英砂岩、岩屑石英砂岩。兴隆—京西一带发育石英岩质砾岩及含砾粗砂岩, 泥岩中含海相化石。该地层中普遍发育两个煤组, 煤层厚度变化较大, 为 0~36.3 m, 一般为 2~8 m, 具 2~3 个分层, 煤层层数与灰岩层数具正相关关系。

(4) 下二叠统下阶。指由 *Pseudoschwagerina*—*Sphaeroschwagerina* A. Z. 及与之相当的牙形石 *Streptognathodus elongatus*—*S. wabaunsensis*—*S. fuchengensis* A. Z. 所限定的时限内形成的岩层体, 形成时代为早二叠世早期 ( $P_1$ ) 含四个化石亚带;

- ① *Pseudoschwagerina huadeiensis*—*Pseudofusulina firma* S. Z. ;
- ② *Schwagerina nathorsti*—*S. subnathorsti* S. Z. ;
- ③ *Sphaeroschwagerina sphaerica*—*S. subrotunda* S. Z. ;
- ④ *Boultonia*—*Schubertella* 顶峰带。

该段地层向晚石炭世时存在的古陆或构造高地进一步超覆, 分布范围进一步扩大, 遍及整个华北沉积盆地。地层厚度总体上南厚北薄, 南东厚北西薄, 一般为 80~120 m 华北南部为 120~150 m 华北北部松树台—天津—深县—威县一带较厚, 一般大于 120 m 乌兰格隆起

地区较薄 小于 20 m 主要岩性为粗—细粒砂岩、石灰岩、泥岩及煤层。灰岩有 5~13 层 华北南部较多,一般 10~13 层,灰岩层数向北逐渐减少,灰岩总厚度呈南厚北薄的趋势。代表层位有太原西山的庙沟灰岩、毛儿沟灰岩、斜道灰岩、东大窑灰岩及豫西的  $L_1 \sim L_6$  灰岩等 灰岩岩性主要为生屑泥晶灰岩、含生屑泥晶灰岩及泥晶生屑灰岩。碎屑岩则以各种粒级的石英砂岩、长石石英砂岩、岩屑石英砂岩为主,亦可见岩屑砂岩。泥质岩中含有大量海相化石及植物化石,生物扰动构造亦很发育。含煤 1~17 层,分成上下两大煤体,分别向南分叉尖灭,下部煤体多为单层结构,局部分叉为两层,东薄西厚,南薄北厚,一般 2~3 m 乡宁一带最厚为 7 m;上部煤体含煤 1~15 层,厚度向北加大,层数向北减少,由南往北逐渐归并,煤分层多为局部可采—不可采,两个煤体构成一个煤组,全区稳定,易对比。

(5) 下二叠统上阶。继早二叠世早期之后,由于西伯利亚板块的挤压,华北地块北部继续抬升,南部相对继续下降,致使海水继续南撤。海相灰岩仅分布于华北南部及中部的局部地区。在含海相化石地区,是指由 *Staffella moellerana* A. Z. 所限定的时限内形成的地层体,缺乏海相化石地区则指由 *Emplectopteris triangularis*—*Lobatannularia sinensis*—*Emplectopteridium alatum* A. Z. 所限定的时限内形成的地层体,形成时代为早二叠世晚期 ( $P_1^2$ ) 全盆地范围内均有分布,一般厚度为 40~100 m 华北南部以及唐山、天津、沧州一带厚度较大,为 80~140 m 以上,盆地南北边缘明显减薄至 20~40 m。海相灰岩主要分布于华北南部,标志层位为禹州大风口的  $L_6$  灰岩;中北部地区则以三角洲平原、滨海沉积为主,盆缘具冲积平原沉积。岩性主要为砂岩、泥岩及煤层,成熟度明显降低,砾岩及含砾粗砂岩在北部边缘地带较多,南部靠近伏牛古陆的运城一带也有产出。含煤 1~8 层 北部 1~3 层 南部 3~8 层,宏观上构成向东南分叉的煤体 煤层在全区大面积可采 大同、京西、唐山一带煤厚 10~20 m 南部煤厚 6~10 m。

(6) 中二叠统下阶。指由 *Emplectopteris triangularis*—*Tingia carbonica*—*Cathaysiopteris Whitei* A. Z. 限定的时限内形成的岩层体,形成时代为中二叠世早期 ( $P_2^1$ )。该地层在全盆地范围内广泛发育,厚度一般为 60~100 m 准格尔地区较厚 达 160 m 华北南部较薄 仅 20~40 m。岩性主要为黄绿、灰黄、杏黄、灰绿色砂岩、泥岩、粉砂岩的互层 顶部夹 1~2 层紫色、灰紫色泥岩,含煤层或煤线。底部骆驼脖子砂岩及顶部桃花泥岩为其特征层位。砂岩以岩屑石英砂岩、长石石英砂岩、岩屑砂岩及长石砂岩为主,盆地北部近古陆带发育砾岩及含砾粗砂岩,华北南部地区广泛分布含 *Lingula* sp. 化石的泥岩。聚煤作用主要发育于华北南部,一般含煤 1~3 层 总厚 0.5~3 m 局部可采。

(7) 中二叠统上阶。指由 *Lobatannularia ensifolia*—*Gigantonoclea lagrelii*—*Fasciapteris hallei* A. Z. 所限定的时限内形成的岩层体,其时代为中二叠世晚期 ( $P_2^2$ ) 整个盆地均有分布,地层厚度一般为 40~120 m,乡宁—霍县一带、禹州—新郑一带均达 160~240 m,鄂尔多斯、京西、本溪、滕县—临沂等地亦有 140~200 m 之厚 大城—沾化一带较薄 仅 40~60 m 总体上北西厚 南东薄。岩性为暗紫色、杏黄色、杂色泥岩、粉砂岩以及各种粒度的砂岩、砾岩 砂岩成熟度低。华北南部局部含海相泥岩。煤层主要集中于华北南部,一般为 3~6 层 单一煤层不太稳定,厚度变化大,区域可比性差,但整个煤组稳定分布,煤组总厚 0~16 m,河南确山一带最厚 达 18.6 m。

(8) 上二叠统下阶。指由 *Lobatannularia heianensis*—*Gigantonoclea hallei*—*Psymphyllum multipartitum* A. Z. 所限定的时限内形成的地层体,厚度一般为 100~550 m 华北南部较厚 为 550~600 m。中北部地区以冲积平原沉积为主,南部以三角洲平原沉积为主,岩性主要为砂岩、泥岩、砾岩、煤及薄层硅质海绵岩或硅质泥岩。硅质岩向北可延伸至太原—阳泉一线。

煤层主要集中于华北南部，一般 3~19层，淮南最多达 20层，煤层总厚 0~20 m，淮南 21.57 m 呈东西向展布。

(9) 上二叠统上阶。指由 *Uumannia bronni*—*Yuania magnifolia* A. Z. (王自强等, 1986) 所限定的时限内形成的岩层体，形成时代为晚二叠世晚期 ( $P_3^2$ ) 全区分布，厚度为 50~350 m，鄂尔多斯、天津—唐山—锦州一带、辽阳—本溪—浑江一带以及华北南部较厚，为 300~350 m。以河流及内陆湖泊沉积为主，岩性为以紫红色为主的泥岩及各种粒级的长石砂岩、岩屑砂岩及石英砂岩，还有大量砾岩及含砾粗砂岩。上部含数层淡水泥灰岩。