序

在我国的能源结构中，煤占重要的位置，成为我国现代化建设的物质基础。由于当代煤炭工业突飞猛进，有力地推进了煤田地质学的新发展。自50年代初，我国煤炭高等院校中建立了煤田地质专业以来，煤田地质学一直密切地联系着煤炭生产建设的需要，经过几代煤田地质工作者在生产、科研、教学中长期的努力，形成了我们现有的学科体系和丰富的学科内容及特有的研究方法。

本书系统阐述了成煤理论、煤岩学、煤层地质、成煤沉积体系、煤盆地构造、煤化作用和各类煤变质作用等，并概括了我国煤盆地的一般特征。同时，扼要反映了国内外煤田地质学领域的新知识和理论。编者根据教学需要，在大量材料基础上删繁就简系统阐明了煤田地质学的基础理论和基本的研究方法。本书章节设置目的明确，着眼于使学生具有扎实的理论基础，又有解决问题的能力，注意了理论与实际应用结合、宏观地质与微观地质研究相结合，以及本学科与相关学科的分工和配合。这本书不仅总结了前人的经验，同时也凝聚了编者们多年教学科研的结晶。

这本内容充实的新教材的出版，令人由衷的欣慰，它一定会在未来的煤田地质领域中，发挥重要的作用。

新的努力、新的开拓，一定会使煤田地质学在未来进入新的境界。

韩德馨

1992年7月

前　言

煤田地质学是地学领域中较早兴起的学科之一，伴随着现代地学的拓展和深化，它的面貌也在日新月异地更新。自1980年出版《中国煤田地质学》以来，适用于高等院校煤田地质勘查专业的专业课教材一直没有正式版本问世。为适应世界和我国煤地质科学的发展及高等学校教育改革的需要，我们依据多年教学实践撰写了这本《煤田地质学》教材。

煤田地质学是研究煤的成因及其在地壳中聚集分布规律的科学，它是在吸取我国和世界各国煤田地质工作科学成就和实践地质成果的基础上形成和发展起来的，我们希望本书在发展学科理论、促进我国煤田地质工作和培养技术人才方面起到应有的作用。

本书是按当前煤炭高等院校教学计划中80～100学时的教学要求编写的。撰写的章节内容，均是基础性的理论。为了有助于读者深化某些内容，书后列出了主要参考著述。

本书由中国矿业大学邵震杰教授（绪论、第一、五、七、八章）、任文忠副教授（第四、六、九章）、陈家良副教授（第二、三章）编写。全书由邵震杰主编。

本书编写中，得到许多同志的关心帮助，广泛地利用了许多作者的著述及科研成果，在此致以衷心地感谢。

由于编者水平所限，书中不足之处敬请读者批评指正。

编　者

1992年6月

目　　录

绪　论 …… 1
第一章　成煤作用 …… 5
第一节　成煤植物及其组成 …… 5
第二节　植物的破坏与分解—泥炭的形成 …… 11
第三节　泥炭沼泽 …… 16
第四节　泥炭的主要组成及性质 …… 22
第五节　腐泥化作用 …… 24
第二章　煤岩学基础 …… 26
第一节　宏观煤岩组成及煤的物理性质 …… 26
第二节　煤的显微组成 …… 36
第三节　残植煤、腐泥煤和腐植腐泥煤 …… 54
第三章　煤岩学的研究方法及应用 …… 58
第一节　煤岩学的研究方法 …… 58
第二节　煤岩学在煤和油、气地质勘探工作中的应用 …… 87
第四章　煤层 …… 91
第一节　煤层的形成和煤层的特征 …… 91
第二节　煤层厚度、煤层形态及其控制因素 …… 94
第五章　煤系及成煤沉积体系 …… 107
第一节　含煤岩系概述 …… 107
第二节　冲积扇成煤沉积体系 …… 109
第三节　河流成煤沉积体系 …… 114
第四节　湖泊成煤沉积体系 …… 120
第五节　三角洲成煤沉积体系 …… 124
第六节　滨岸带成煤沉积体系 …… 131
第六章　聚煤盆地构造 …… 135
第一节　聚煤盆地 …… 135
第二节　聚煤盆地基底先存构造及成盆期同沉积构造 …… 140
第三节　聚煤盆地的形成与演化 …… 149
第四节　聚煤盆地形成的地球动力模式研究 …… 158
第七章　煤化作用及煤的变质类型 …… 162
第一节　煤化作用的阶段及特征 …… 162
第二节　煤化作用的因素 …… 169
第三节　煤化程度指标 …… 171
第四节　煤的变质类型 …… 174
第八章　与煤有关的其它可燃矿产及煤中的微量元素 …… 181
第一节　油页岩 …… 181

第二节　煤层气 …… 183
第三节　与煤伴生的微量元素 …… 189
第四节　碳沥青 …… 194
第九章　中国的聚煤盆地 …… 196
第一节　聚煤盆地形成、演化的地质背景 …… 196
第二节　晚古生代聚煤盆地 …… 206
第三节　中生代聚煤盆地 …… 225
第四节　新生代聚煤盆地 …… 240
参考文献 …… 247
图版

绪　论

一、煤炭资源的重要性

能源是人类社会发展的物质基础，它关系到社会经济的发展，影响到人类物质文化生活的改善。

能源的发展一直与社会的发展紧密相关，在人类的社会发展史中，能源利用的演变起着极为突出的作用。人类社会的早期直到18世纪工业革命以前，在漫长的历史中，只会利用柴草资源维持着很低的生产水平和生活水平。煤炭资源的利用，促进了能源的第一次变革，带来了工业大发展，尤其在19世纪末，电力进入人类社会，从根本上改变了社会的面貌。当时煤炭资源在能源构成中几乎处于垄断地位，如1900年为94.5%。19世纪中，石油资源的开发和利用，开拓了能源利用的又一次变革，极大地促进了人类社会的繁荣和进步。当代经济发达国家的能源消费结构大多以油气资源为主，如1986年油气资源几乎占58%，煤炭资源仅占30%。

70年代以来，在世界的能源结构中，正经历着又一次大转变，从油气资源为主转向以可再生能源为基础的持久能源系统。在这个漫长的转变中，煤炭资源将重新成为世界各国的主要能源，将成为通向未来能源系统的桥梁。

能源消费量的不断增长是建设现代化国家的重要条件。近20～30年来，世界能源消费飞速增长。如1960～1975年期间，15年的能源消费量，相当于1900～1960年间60年的能源消费量；1978年世界能源消费量与1950年相比，为其3.5倍。正是这个时期，发达国家的经济有了极大的增长。

能源是实现我国四个现代化的物质基础，我国的工业化过程也就是以消费能源的机器代替劳力的过程，农业现代化也是以能源代替人力、畜力及天然肥料的过程，国防和科技的现代化更需要投入更多的能源。

我国自建国以来，随着国民经济的发展，能源消费量迅速增加。目前能源消费总量仅次于美、原苏联两国，居于世界第三位。

我国的能源消费构成中，始终以煤炭资源为主，这是我国能源消费不同于世界主要工业国家的特点之一。煤炭是我国工业的燃料动力基础，工业部门使用的能源几乎占2/3，如1986年74%的煤炭总消费量用于工业生产、电力、钢铁、建材和化工；农村生产和生活中使用的能源也大约有75%来自煤炭。煤炭占民用能源的几乎90%。根据我国能源资源和开发情况及经济技术发展水平，可以预见未来一个相当时期内，煤炭将始终是我国的主要能源。随着社会生产的发展煤炭资源加工利用的进步，煤作为各种工业原料也将日趋发挥着极为重要的作用。

二、煤炭的早期开发和利用

我国是当今世界产煤的大国，又是煤炭资源总量最多的国家之一，并且也是世界上最早发现和使用煤炭的国家。

在我国新石器时代的晚期遗物和周朝的墓葬里，曾发现过用煤精制成的工艺品。公元

前720年开始的春秋战国时期，已较多地使用煤炭，当时称之为“石涅”或“涅石”。在汉代的冶铁遗址中曾发现过有加工的煤饼。三国时期“石涅”、“石墨”并称，魏晋时期则称“石墨”、“石炭”，直到明朝才有“煤”的称呼。《本草纲目》中记载：“石炭即乌金石，上古以书字，谓之石墨，今俗呼为煤炭，煤墨音相近也”。

在长期的生产生活实践中，我国人民逐步加深了对煤炭资源的认识，用煤的范围日益广泛。我国元朝，意大利人马可波罗（Marco Polo）在中国生活了24年回到威尼斯后，才将煤炭的利用带入西欧。在他的旅游记载中曾记述：契丹全境中有一种黑石，采自山中，如同脉络，燃烧与薪无异，其火候较薪为优，盖若夜间燃火，次晨不息，其质优良，致使全境不燃他物……。由此可见，当时我国的采煤业已有相当规模。明朝时，我国已总结出一些有关煤的知识。16世纪，我国医学家李时珍在《本草纲目》中描述了煤及其产地。宋应星在《天工开物》中已知按粒度及用途对煤进行了初步分类，并论述了不同类别煤炭的利用及产地。

除我国外，世界上其它国家（如希腊和罗马）也是使用煤炭较早的国家。希腊人西奥法斯特斯（Theophrastus）在公元前300年左右所著的“石史”中也记载有煤的性质及产地；罗马人已在2000年前用煤加热。

三、煤田地质学简史

煤田地质学是研究煤炭资源地质的科学。它是在18世纪以后，伴随着工业化的变革及能源利用的第一次变革才发展起来的。18世纪后半叶，蒸汽机的广泛应用带来了工业革命，促进了煤炭资源需求的增加，为了寻找煤炭及其它各种矿产资源，欧洲的许多先进国家相继成立地质调查机构，相应发展了专门的地质科学。伴随着煤炭资源地质工作的萌发，提出了许多争论的煤田地质问题，煤的起源是早期争论的最突出也是最持久的问题，如当时有煤的有机成因和无机成因说。显微镜的出现带来了地球科学的深刻变化，促进了煤田地质学的发展。自1830～1846年，古植物学家偿试将煤制成薄片，在镜下观察，才逐渐肯定了有机成因说的地位。1854年英国发生所谓“炭质油页岩”审判案，对它是否属于煤发生了争论，持续了20年，由于显微镜的应用才取得了科学认识。此外，煤的原地与异地形成说的争论，也都在煤田地质学的萌发时期推动了学科的进展。

19世纪末叶到20世纪初，由于电力引入工业社会，冶金技术飞速提高，钢铁生产急剧增加，有机合成工业开始发展，世界铁路交通迅速扩大，这些都促使对煤炭资源的需求急剧增加。当时世界几个发达国家相继开始了对鲁尔、西里西亚、南威尔士、顿巴斯、宾夕法尼亚等几个大煤田开展了大规模的地质调查与研究，从而加速了煤田地质学的发展，那时煤田地质学家人才倍出，发表了许多有影响的学术成果。例如，1913年西逊（R.Thiessen）、怀特（D.White）等发表了《煤的成因》一书；1919年英国的M.C.斯托普斯（Stopes）划分了4种煤岩成分，并论述了它们的特征与性质之间的区别；1924年德国的H.波多涅（Potoni'e）发表了《普通煤岩学概论》，深化了煤田地质学的研究领域，开辟了煤微观研究的独立分支；木质素成煤说与纤维素成煤说的争论，深化了煤的成因学说。此时煤田地质学除了偏重于研究煤的成因、性质、煤层变化等问题以外，还涉及到煤的自然演化、煤层堆积条件、煤变质作用中的希尔特定律等。随着煤炭利用的深化，初步建立了煤的工业分类、化学分类、煤的岩石分类和成因分类，围绕着含煤岩系的旋回结构层序，初步深化了煤系沉积学的研究。

我国的煤田地质学萌芽时期大致始自鸦片战争到中国地质学会的成立，即1840～1920年。自鸦片战争以后，随着外国资本主义势力的入侵，当时资本主义国家的地质学家纷纷来华从事地质调查，如维里士、庞培里、李希霍芬等。我国富有爱国热忱的学者发奋图强学习西方先进科学。19世纪中叶，若干西方的自然科学著述被翻译介绍到我国，如1872年华蘅芳翻译了莱伊尔著的“地质学原理”，成了近代地质学传入我国的先声。我国著名学者鲁迅与顾琅合编的《中国矿产志》论述了矿产和矿业问题，并论述了煤炭资源；1910年邝荣光所编绘的直隶地质图，首次描绘了石炭纪和侏罗纪含煤地层的分布；1916年叶良辅、刘季晨、谢家荣、王竹泉等地质学者集体调查西山地质，完成了北京西山1:100000地质图，将石炭纪地层命名为“杨家屯煤系”，将中生代门头沟煤系、九龙山系，髫髻山系定为侏罗纪，并论述了煤田分布与向斜构造的关系，1920年出版了这一专著，成为我国第一部区域地质专著；1916年丁文江发表了“论中国煤炭资源”报告。

自20世纪30年代以后，随着煤炭资源作为主要能源的演变，随着地球科学进入现代科学的发展时期，煤田地质学进入了系统发展和成熟的阶段。

1922年中国地质学会的正式成立，标志着地质科学发展进入新的里程碑。首先开展广泛研究的领域是含煤地层的划分、对比及化石种群的研究，主要有李四光、赵亚曾对华北含煤地层的研究，根据纺缍虫和腕足类化石划分了太原系，并确定了本溪系和太原系的界限，为含煤地层的划分及对比提供了科学依据；冯景兰、乐森琄研究了广西罗城煤田，建立了早石炭世“寺门煤系”（韦宪期早期含煤沉积）；袁复礼研究了甘肃西北部早石炭世地层，创立“臭牛沟系”；丁文江、俞建章研究南方贵州独山地区下石炭世地层，创建“丰宁系”；斯行建研究含煤地层植物化石，阐述了各地质时代植物的演进及其环境；潘钟祥研究了陕北中生代植物化石及油页岩地质。

1924年谭锡畴编绘了北京—济南幅1:1000000地质图，并论述了古生代、中生代和新生代煤炭资源及第四纪泥炭分布。许多地质学者纷纷研究我国各地煤田地质，其中翁文灏、谢家荣、侯德封还专门讨论了我国煤田分布规律，绘制了中国煤田分布图。为研究我国煤田分布规律，不断发现新的煤炭资源，我国地质学者又开拓了煤田地质研究的领域。1936年，翁文灏、金开英提出“加水燃率”指标的煤炭分类法；1929年，谢家荣将德国煤岩研究的油浸镜下观察方法引入我国，提出了江西乐平煤的新见解。

新中国成立以后，大规模的煤田地质工作和区域地质研究，不仅在实践上发现许多新的煤炭资源产地，而且大大地促进了我国煤田地质学步入了蓬勃发展的新阶段。特别是我国两次开展的煤田预测工作，开辟了举国规模的煤田地质研究与实践，使煤田地质学的研究水平进入了近代科学的行列。这一时期区域煤田地质学的研究有了发展，相继出版了《山西煤田地质》、《辽宁煤田地质》、《黑龙江煤田地质》、《陕西省煤田地质图册》、《湖南省煤田资料汇编》等许多区域煤田地质著述和文献。在广泛的煤田地质工作实践的基础上，我国曾两次组织高等院校、生产部门、科研单位集体编著了《中国煤田地质学》，系统地、全面地阐述了立足于我国实践的煤田地质基础理论和中国煤田地质的基本规律。

四、煤田地质学的研究领域

概括地说，煤田地质学是研究煤、煤层及含煤岩系的成因、性质、形成与演化，以及它们在地壳中分布聚集规律的科学。随着地球科学的现代化，煤田地质学的研究领域不断

完善和开拓，各个研究方向日益深化，逐渐形成了系统完整的研究体系，主要包括以下研究领域：

1．煤的物理组成和性质的研究

根据研究的属性和手段的差别，可分为两个方面：一是将煤作为一种岩石，运用岩石学的研究方法，通过各种物理属性（如不同光性特征等……），研究煤的物理组成和类型；另一种是借助化学属性，运用化学分析的方法，研究煤的有机和无机组分的化学工艺特征和组成，研究煤质特征及工业利用评价等，因而逐渐形成若干独立的学科，如煤岩学、煤化学、煤工艺学、煤质学、煤地球化学等。这一领域的研究，正在开拓着充分合理地利用煤炭资源的新途径，以及许多现代技术的研究方法。

2．煤的形成作用的研究

主要研究由植物转变成煤的成煤作用，研究这一复杂作用不同阶段的特征、条件、影响因素及演变过程，阐明煤的形成演变的原因，以及不同成因的煤、不同煤种、煤质的变化规律，为煤质评价和煤种、煤质预测提供科学依据；为探寻和开发煤炭资源新用途服务。

3．煤层及煤系沉积学研究

煤作为沉积成因的固体可燃有机矿产，首先受到沉积学规律的控制。因此，研究煤、煤层、煤系堆积时的沉积作用、沉积体系特征，阐明不同沉积体系的形成演化对煤的物质组成、煤层和煤系的形成及分布的控制，形成了含煤性预测的基础。

4．煤盆地构造研究

煤层、煤系形成时和形成后的演变，特别是构造控制的研究（即影响形成的古构造和影响形变的后期构造），这些都是含煤性最终预测及评价煤炭资源开发利用的重要问题。聚煤盆地的形成与演化的控制因素中，大地构造因素起主导作用。为了阐明煤在地壳中的聚集分布规律，就必须研究聚煤盆地的特征、类型及其与大地构造的关系，必须对煤层的赋存变化进行构造预测。这些已日益成为煤田地质学的重要研究方面。

5．煤在地壳中聚集分布规律的研究

聚煤规律研究是当今煤田地质学指导煤炭资源寻找和预测的基础，它运用多学科手段，在区域地质研究的基础上，借助煤盆地分析方法和原理，研究煤在特定地壳中的聚集和分布规律，从而为有效地开展煤田地质工作、对煤炭资源及其开发利用条件的科学预测提供科学依据。

目前，煤田地质学正随着整个地学的变革和发展在改变着自己的面貌。

第一章 成 煤 作 用

煤是一种固态的可燃有机岩。凡是由动植物残骸等有机质形成的岩石都称作有机岩（Biolith），Potoni'e（1910）将可燃烧的有机岩称作可燃有机岩（Caustobioliths）。煤是植物残骸经过复杂的生物化学、物理化学以及地球化学变化转变而来的，由植物死亡、堆积一直到转变为煤是经过一系列的演变过程，在这个转变过程中所经受的各种作用总称为成煤作用。

成煤作用大致可分为两个阶段：第一阶段主要发生于地表的泥炭沼泽、湖泊以及浅海滨岸地带，植物死亡后的遗体在各种微生物的参予下，不断地分解、化合、聚积，在这一阶段中起主要作用的是表生的生物地球化学作用，结果使低等植物转变为腐泥，高等植物则形成泥炭，因此成煤作用的第一阶段称为腐泥化阶段或泥炭化阶段；已形成的泥炭或腐泥，由于地壳沉降等原因被沉积物覆盖掩埋于地下深处，成煤作用就进入第二阶段，即煤化作用阶段。在成煤作用的第二阶段中，起主导作用的是使煤在温度、压力条件下进一步转化的物理化学作用，即煤的成岩作用和变质作用。泥炭转变为年青褐煤所经受的作用，称作成岩作用，从年青褐煤再转变为老褐煤、烟煤、无烟煤所经受的作用，称为变质作用。

第一节 成煤植物及其组成

成煤的原始物质主要是植物，这种煤的植物成因观点虽然早在18世纪初已有人提出，但直到19世纪30年代由于显微镜技术的广泛应用才得到公认。

一、成煤植物

由于植物是成煤的主要原始物质，因此植物界的发展、演化，各类植物的兴、盛、衰、亡必然影响着地史时期成煤特征的演化。植物界可分为低等植物和高等植物两大类别。属于低等植物的有藻类和菌类，在地史的早期（即元古代到早泥盆世）它们曾构成了当时植物界的主体，成为植物发展演化的菌藻类植物时期。它们是由单细胞或多细胞构成的丝状体和叶状体植物，还不具备各种植物器官的分化，由柔软的组织形成，构造简单，多生活于水体中。随着地史的演化，相继出现了以高等植物占主导地位的时期，即裸蕨类植物时期、蕨类种子蕨类植物时期、裸子植物时期和被子植物时期。高等植物是由一些低等植物历经长期演变而来的，在形体结构和生理功能特征上都比低等植物更加复杂。如种子植物，包括裸子植物与被子植物，有了根、茎、叶、花等器官的分化，并用种子繁殖。

（一）高等植物的器官

高等植物的根是植物进化过程中适应陆生条件所形成的一种器官，它具有吸收、支持、合成和贮藏的功能。其主要功能是从土壤中吸收水、二氧化碳和无机盐类（如硫酸盐、硝酸盐、磷酸盐），以及钾、钙、镁等离子而转化为植物生存所必须的物质。根具有合成的能力，可制造某些有机物质，如氨基酸等。根的分支可形成庞大根系，具有固着和支持植物的茎、叶的功能，并牢固地直立于土地上。此外，根也可以成为贮存物质的场所。

高等植物茎的主要功能是将水分、无机盐类和有机营养物质运送到植物体的各个部分，同时又支持枝、叶、花、果，有利于进行光合作用、开花、传粉及果实和种子的散布；此外，还有贮藏养料的功能。

高等植物的叶，主要功能是光合作用和蒸腾作用，它们都是植物赖以生存所必须的。光合作用是绿色植物的叶片，在阳光下利用二氧化碳和水合成有机物质，并放出氧气的过程，因而形成了大气中碳循环的重要途径。光合作用所贮藏的能量，可供植物本身新陈代谢之用。水分以气体状态从植物叶内散失到大气中的过程，称为蒸腾作用。由于叶片的气孔是吸入空气中的二氧化碳及排出体内水分的通道，所以植物叶片是进行光合作用与蒸腾作用的必要条件。

（二）高等植物的组织

在植物细胞的分化过程中，逐渐演化成具有相同生理机能和形态结构的细胞群（即各类植物组织），它们分别组成了植物的营养器官（根、茎、叶）和结实器官（花、果实、种子）。随着植物转化为煤，各类组织的生理机能因植物死亡而消失，但一些组织的形态结构却可保存下来，构成了煤岩学乃致古植物解剖结构研究的对象。

根据高等植物的组织功能和结构的不同，可划分为分生组织、薄壁组织、保护组织、输导组织、机械组织和分泌组织。其中，后5种组织都是器官形成时由分生组织衍生的细胞发展而成。

1）分生组织　具有细胞分裂能力，它处于植物体生长的部位，如根、茎的顶端生长和加粗生长都与分生组织的活动有关。

2）薄壁组织　在植物体中分布广，是植物体的重要组成部分，因此又叫基本组织。其共同特点是：细胞壁薄，有细胞间隙，细胞体积大。

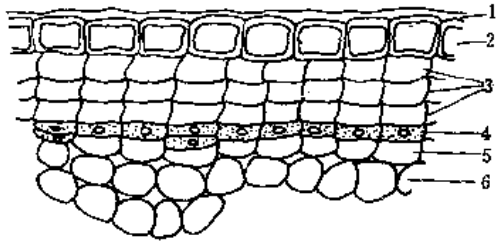


图 1-1　茎周皮切面示意图

1—角质膜；2—表皮；3—木栓层；4—木栓形成层；5—栓内层；6—皮层

（据北京林学院，1961）

3）保护组织　多构成暴露在空气中的器官（如茎、叶、花、果实）表面的表皮，一般都是由一层细胞组成，这层细胞排列紧密，无细胞间隙，而且在与空气接触的纤维素的细胞壁上有角质分布，这些脂肪性的角质填加于纤维素分子的间隙中，可在外壁表面形成一层角质膜（图1-1），防止水分的流失，并具有防止微生物侵入的功能。有些植物在表皮的外壁上具有蜡质，也起保护作用。有些植物的根、茎在生长加粗的过程中破坏了原有的表皮，在表皮下又产生新的保护组织，称为周皮。周皮是由木栓形成层、木栓和栓内层共同组成。由于木栓细胞不透水、不透气、而且排列整齐，因而能代替外皮层起保护作用。

4）输导组织　植物体内输送水分和各种物质的组织，细胞呈长管形，细胞间以不同方式相互联系起来，形成植物体内各器官中的一个连续系统。根据输送物质的不同，输导组织又划分为两大类：一类是输导营养物质的筛管；另一类为输导水分及溶解于水中的矿物质的导管。

筛管是一连串具有输送营养物质能力的细胞的总称，各个单独的筛管细胞顶端对顶端

地连接起来，其细胞结构特点是：筛管细胞为长形薄壁细胞，当细胞成熟后细胞核消失；各个筛管细胞连接的横壁上有许多小的筛孔，聚集呈筛板，因此有利于物质输送；在筛管细胞一侧有着一个或数个相伴生的细胞，称伴胞。输导水分的导管细胞与筛管细胞有类似之处，其本身的特点是：导管细胞为长形，在成熟过程中细胞的次生壁不均匀加厚，成为各种花纹，细胞壁木质化；纵行排列的导管细胞间的横壁，在细胞成熟过程中溶解形成穿孔，从而连通成管子；每一导管的长度可由几厘米到一米左右，导管的口径大小不等，口径大输水效率大。裸子植物中无导管，而具有靠细胞壁上的纹孔相勾通的管胞（图1-2）。

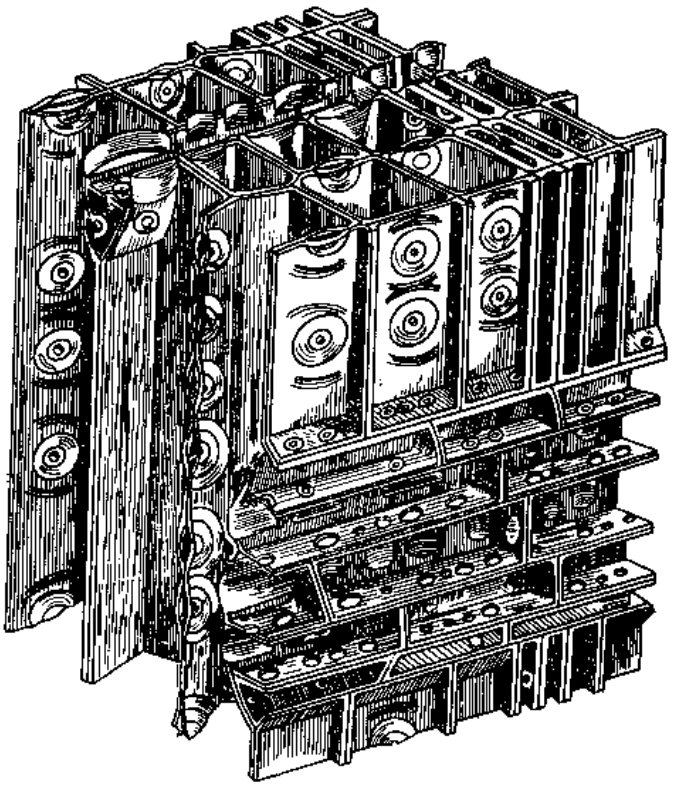


图 1-2 裸子植物松的次生木质部立体结构图
图中：横列细胞为木射线，纵列细胞为管胞，壁上有具缘纹孔
（据高信曾，1978）

5）机械组织 在植物体内起支持作用，细胞大多为细长形，其特征是：具有加厚的细胞壁，有的在细胞的角隅处细胞壁加厚，由纤维素组成；有的具有次生的加厚细胞壁，大都木质化。

6）分泌组织 由植物体内能产生特殊物质（如树脂等）的细胞所组成。

随着植物界的发展演变，植物器官及各种植物组织的演化程度将愈易成熟与复杂，因而不同地史时期形成的煤各具特征。例如，晚古生代隐花植物具有厚的树皮，而木质部较薄，中生代的乔木裸子植物则具有薄的树皮和厚的木质部；第三纪的针叶树，具有大量树脂的木质部。

二、植物的组成及化学性质

植物主要是由有机物质构成，但也含有一定量的无机物质。不论是低等植物还是高等植物，主要都是由碳水化合物（包括纤维素、半纤维素和果胶质等）、木质素、蛋白质和脂类化合物等组成。各类植物以及同一植物的不同部分其有机组成各不相同（表1-1）。低等植物主要由蛋白质和碳水化合物组成，脂肪含量比较高；高等植物的组成则以纤维素、半纤维素和木质素为主。木本植物的有机组成差别很大，活细胞中的原生质主要是由蛋白质组成，茎和叶以纤维素、木质素为主。植物的角质膜、木栓层、孢子和花粉则含有大量的脂类化合物。植物的有机组成的差别，直接影响到它的分解和转化，影响到煤的性质和利用。现分别简述各种有机组分及其与成煤作用有关的特点。

（一）碳水化合物

碳水化合物包括纤维素、半纤维素和果胶质等，其中，纤维素是构成植物细胞壁的主要

表 1-1 植物的主要有机组分百分含量

植物		碳水化合物	木质素	蛋白质	脂类化合物
细菌		12～28	0	50～80	5～20
绿藻		30～40	0	40～50	10～20
苔藓		30～50	10	15～20	8～10
蕨类		50～60	20～30	10～15	3～5
草类		50～70	20～30	5～10	5～10
松柏及阔叶树		60～70	20～30	1～7	1～3
木本植物的不同部分	木质部	60～75	20～30	1	2～3
	叶	65	20	8	5～8
	木栓	60	10	2	25～30
	孢粉质	5	0	5	90
	原生质	20	0	70	10

成分。纤维素在溶液中呈胶体，易于水解；在活的植物中它对于微生物的作用很稳定，但当植物死亡后，在氧化条件下容易受喜氧性细菌、霉菌等微生物的作用，分解成为CO_2、CH_4和水；在泥炭沼泽的酸性介质中，纤维素可分解为纤维二糖和葡萄糖等。半纤维素及果胶质的化学组成和性质是与纤维素相近，但比纤维素更易水解为糖类和酸。

（二）木质素

木质素也是植物细胞壁的主要成分，常分布于植物机械组织的细胞壁中。它能增强坚固性，起支持作用。木本植物的木质素含量高，针叶树的木质部中木质素含量比阔叶树多。木质素的单体以不同的链联结成三度空间的大分子，所以比纤维素稳定，不易水解。当植物死亡后较易氧化为芳香酸和脂肪酸。在泥炭沼泽水中，由于水和微生物的作用，木质素发生分解，并和其它化合物生成与腐植酸相似的物质。因此，它是煤的原始物质中重要的有机组分。

（三）蛋白质

在植物体内，蛋白质含量所占比重不大。由于它是构成植物细胞原生质的主要物质，因此在植物生存过程中起着重要作用。蛋白质是由若干氨基酸按一定键结合而成的复杂结构的高分子化合物，含羧基和羟基，具有酸性和碱性，为一种具强烈亲水性的胶体，低等植物中蛋白质含量高。植物死亡后，如果氧化条件充分，蛋白质可全部分解为气态产物而逸散掉；在泥炭沼泽和湖沼水中，蛋白质可分解并转变为氨基酸、卟啉等含氮化合物，参予成煤作用，煤中的氮、硫可能与成煤植物的蛋白质有关。

（四）脂类化合物

脂类化合物主要指不溶于水，而溶于醚、苯、氯仿等有机质溶剂的有机化合物，这些类型的化合物现分述于下：

1．脂肪

脂肪属长链脂肪酸的甘油脂。低等植物含脂肪多，藻类中含量可达20%；高等植物含脂肪一般为1%～2%，大多集中于孢子、种子或茎皮、树皮中。在生物化学作用过程中，在酸性、碱性溶液中脂肪能被水解，生成脂肪酸及甘油，脂肪酸参予了成煤作用。在自然条件下，脂肪酸具有一定的稳定性，因此从泥炭、褐煤中提炼出的沥青内可发现脂肪酸。

2．蜡质

蜡质多呈薄膜覆盖于茎、叶和果实的表皮上，具有防止水分流失和保护植物免遭伤害。蜡质化学成分复杂，但化学性质稳定、不易遭受分解，在泥炭、褐煤中常见有蜡质。

3．树脂

树脂是植物分泌组织在生长过程中的分泌物质，具有保护作用。树脂是单、二、三萜烯类的混合物，其中含有一些萜烯酸，如树脂酸、松香酸等。有人认为1/10的植物都含有树脂体，其中2/3为热带植物，所有针叶树都有树脂。古生代的科达树，在其木质部和薄壁组织中也有与树脂有关的暗色树脂状物质；始新世、渐新世的南美杉树（*Araucaria*），能产生极多的树脂。树脂的化学性质极为稳定，不溶于有机酸，微生物及昆虫都不能破坏它，因此可以完好地保存于煤中。在煤化作用中，树脂的主要挥发组分（如单萜烯烃、双萜烯烃等）大部分将消失，少量可以保存下来。

4．角质与木栓质

角质与木栓质都是植物保护组织产生的物质。角质是构成角质层的主要成分，它是脂肪酸脱水或聚合作用的产物，主要成分是各种角质酸。木栓质是构成植物的木栓层的主要成分。角质和木栓质的化学性质稳定，因而由它们形成的植物组织常保存于煤中。

5．孢粉质

孢粉质是构成植物孢子与花粉外壁的主要有机组分。它具有脂肪族—芳香族碳网结构，化学性质甚为稳定，能耐一定的温度和酸、碱的处理，不溶于有机溶液。古生代煤中常保存有大量孢子。

植物的有机组分中除以上五类外，还有鞣质、色素等成分。鞣质（又称丹宁）是由不同的芳香族化合物，如丹宁酸、五倍子酸、鞣花酸等混合而成，具有酚的特性。鞣质具抗腐性，可浸透老年木质部的细胞壁、种子外壳、树皮，从而增强了抗腐性。色素是植物体内贮存和传送能量的重要组分。

除了上述植物的有机化合物组成外，植物有机质的元素组成也影响着成煤特征和煤的利用。构成植物有机质的元素种类虽少，但含量大，主要由碳、氢、氧、氮4种元素组成（表1-2）。

表 1-2　成煤植物各种物质的元素成分

元素组成，% / 成煤植物	C	H	O	N
浮游植物	45.0	7.0	45.0	3.0
细　菌	48.0	7.5	32.5	12.0
陆生植物	54.0	6.0	37.0	2.75
纤维素	44.4	6.2	49.4	—
木质素	62.0	6.1	31.9	—
蛋白质	53.0	7.0	23.0	16.0
脂　肪	77.5	12.0	10.5	—
蜡　质	81.0	13.5	5.5	—
角　质	61.5	9.1	29.4	
树　脂	80.0	10.5	9.0	—
孢粉质	59.3	8.2	32.5	
鞣　质	51.3	4.3	44.4	—

植物中的有机氮化合物在植物死亡后，被细菌分解形成氨，大部分为土壤中的细菌氧化成硝酸盐和亚硝酸盐。氮是形成蛋白质的重要组分，蛋白质中含氮15%～20%，氮也是叶绿素、生物碱等的组分。此外，硫和磷也是构成蛋白质的主要组分。硫常和α生物素及一些氨基酸有关；磷是形成细胞核和种子熟化所必须的，在花中含磷量可达1.5%，花粉中达2%～3%，种子含磷达0.5%～1%，磷是原生质和细胞核活性化合物以及核酸、蛋白质和脂类的重要组分，它可以促使能量转化。

表 1-3 陆生植物中元素的平均含量

元 素	ppm (风干)	元 素	ppm (风干)	元 素	ppm (风干)
Ca	4 500	Th	6	Sn	0.5
K	3 000	Rb	5.5	As	0.5
Si	1 500	B	5	Te	0.455
Mg	700	Zr	4	Ge	0.422
P	700	Cu	4	I	0.35
S	500	Ti	3.5	Co	0.25
Na	200	V	2.5	Li	0.1
Cl	200	Br	2.5	Ag	0.09
Fe	100	F	2.2	Cd	0.078
Al	35	Y	2.2	Se	0.063
Mn	30	Pb	1.75	Hg	0.019
Ba	30	Cr	1.7	U	0.0033
Cs	22	Nb	1.171	Ra	0.000 000 068
Sr	20	Ni	0.9		
Zn	18	Mo	0.9		

注：据Zyka，1971。

表 1-4 陆生植物灰分中的元素平均含量

元 素	ppm	元 素	ppm	元 素	ppm
Si	150 000	Br	210	Ga	13
Mg	70 000	Rb	182	Yb	13
P	70 000	Cu	152	Li	11
S	50 000	La	130	Co	11
Ca	30 000	Zr	65	F	10
K	30 000	I	50	As	5
Na	20 000	Nb	50	Be	4.1
Al	14 100	V	45	Cd	3.7
Fe	10 000	Y	45	Ag	1.8
Mn	4 500	Ni	42	Se	1.1
Ti	2 100	Cr	40	Hg	0.79
Zn	680	Ge	35	U	0.7
Sr	630	Pb	35	Au	0.007
Ba	430	Sn	25	W	0.00X
B	385	Th	25	Re	0.000 00X
Cl	X00	Mo	19	Ra	0.000 000 2

注：据Zyka，1971。

植物中的钾能影响果实的性质，起着催化剂的功能，也是细胞质中的重要元素。在构成植物组织和成熟的木质部中钙起着重要作用，它主要聚集于死细胞内，钙与钾一起控制着植物体对水的吸入及运动。钾增加水的吸入、增多原生质，钙起着脱水的作用。镁是形成叶绿素所必需的元素，它含于细胞核的蛋白质中并大量存在于种子中。铁作为一种催化剂参与叶绿素的形成。

除上述元素外，植物中还含有微量的Na、Si、Al、Mn、B、Ba和Sr等，它们在植物体内主要作催化剂外，其它功用有待探索。植物体有机物、无机物中的元素是众多的，它们的存在不仅直接影响植物体的生存和演化，而且也影响植物遗体转化、煤的特征和煤的加工利用，以及加工利用中带来的环境污染。现将陆生植物中及陆生植物灰分中的元素平均含量列于表1-3、表1-4中。

第二节　植物的破坏与分解—泥炭的形成

一、植物的破坏、分解和泥炭化作用

高等植物死亡后转变为泥炭，低等植物死亡后转变为腐泥，都经过了复杂的生物化学作用。根据这些作用的特征及其产物的差异，早在1920年H.Potoni'e就提出了腐朽作用、腐败作用、泥炭化作用及腐泥化作用。这些作用都是在喜氧细菌或厌氧细菌参与下进行的；此外，还有菌类、蠕虫、各种酶菌及一部分水的作用，并有矿物杂质和气体的参与。由于供氧条件依次减少，因而形成的产物中氢、氮含量依次递增，致使每种作用的环境、作用特征和产物都不相同。

（一）腐朽作用和腐败作用

植物原始物质的分解，一般首先发生在接触大气的充氧条件下，由于喜氧微生物的作用使植物物质受到破坏，此后厌氧微生物在局限的通气条件下继续分解植物物质。

植物有机残骸在充足的大气中将完全分解，其最终的主要产物是二氧化碳和水。植物物质中只有树脂、蜡质仍在地表被保留下来。在这种条件下，植物物质所遭受的生物化学氧化分解，称为腐朽作用。由于植物物质对氧化分解抵抗能力的差异，因而产生选择性的分解，在最终分解产物中富集了稳定的蜡质、树脂等，有人将这种作用称为残植化作用，其结果形成残植煤的初期产物。

腐败作用出现在与大气不能充分沟通，而植物物质充分被水浸润的条件下，此时有机物质未能完全分解，其最终产物虽仍为CO_2和H_2O，但仍留存富碳的残骸，形成暗色的腐植物质。有人将这种植物物质遭受的氧化分解、脱水、脱氢及增碳化过程称为丝炭化作用。

（二）泥炭化作用

泥炭化作用也是一种植物物质的生物化学分解作用，它与水解作用、氧化与还原作用有关。泥炭化作用发生于覆水地区的水位以下，即与大气局部沟通的状态下。泥炭化作用的直接产物除了泥炭以外，分解出的气态产物有二氧化碳、水、沼气和少量氨。

通常认为，泥炭化过程的生物化学变化大致可分为两个阶段：第一阶段，植物残骸中的有机化合物经过氧化分解、水解，转化为简单的化学性质活泼的化合物；第二阶段，分解产物相互作用，进一步合成新的较稳定的有机化合物，如腐植酸、沥青质等。

1．生物化学分解作用

泥炭化作用是植物物质经受生物化学分解及合成的复杂的过程。在生物化学分解作用

中，植物组织的各种有机组分的抗分解能力各不相同，最易分解的是原生质，其次为脂肪、果胶质、纤维素、半纤维素，最后是木质素、木栓质、角质、孢粉质、蜡质和树脂。这种抗分解能力的差别是相对的、有条件的。近年研究表明，孢子在通气条件好，且pH值高的条件下也会受到分解。

纤维素与其它组分相比，易于被强无机酸水解或被喜氧和厌氧细菌、真菌等菌类所分解。喜氧细菌通过纤维素酶的作用，把纤维素水解成葡萄糖等单糖，单糖进一步氧化分解成二氧化碳和水。但当环境逐渐转化为缺氧时，纤维素又在厌氧细菌的作用下，产生发酵作用，形成甲烷、二氧化碳、氢气、丁酸、醋酸等中间产物，参与泥炭化作用。纤维素的分解可形成一种富碳的未完全分解的纤维素，往往成为形成腐植质物质的组成部分。它呈褐黑色无定形物质，不溶于水、乙醇、苯及浓热的氢氧化钠和氢氧化钾溶液中。

半纤维素水解后形成简单的单糖、已糖、戊糖，进而在充氧的条件下单糖最终变为CO_2和H_2O，其反应式如下：

$$\underset{\text{单糖}}{C_6H_{12}O_6} + 6O_2 \xrightarrow{\text{放热}} 6CO_2\uparrow + 6H_2O$$

如果在缺氧条件下，由于微生物的作用，可以形成沼气，其反应式如下：

$$C_6H_{12}O_6 \longrightarrow 3CO_2 + 3CH_4$$

木质素中有甲氧基官能团，具有芳烃特征，抵抗分解能力较强，只有在菌类和其它微生物作用下才能分解。在木质素及其它芳烃物质的分解中，细菌活动有着重要的作用。木质素的菌解使简单酚化合物的芳香环受到破坏，并形成脂肪族的物质。

在泥炭化过程中，脂肪分解成甘油和较复杂的脂肪酸，在菌类及细菌活动下可再分解成简单的脂肪酸、二氧化碳和水，也可分解出沼气。

蜡质、树脂等抵抗化学的和微生物的分解作用能力最强。蜡质是一种具有长链和高级乙醇的脂肪酸酯。蜡酸比来源于脂肪的各种酸具有更多的碳原子（C_{16}～C_{40}），而来自脂肪的酸为C_{10}～C_{24}。

2．生物化学合成作用

泥炭化作用除了前述的生物化学分解作用外，同时也存在着生物化学合成作用，因而形成了若干新的有机物质，其中最主要的就是构成泥炭特征性组分的腐植酸。腐植酸是一种无定形的黄褐色塑性物质，具胶体特征，不溶于苯而可溶于碱液和碳酸碱类的热溶液中。腐植酸不是单一的有机化合物，而是一组由近似的、分子大小不等且结构不一的羟基芳香羧酸组成的复杂混合物。这种复杂混合物的形成作用，称为腐植化作用。

腐植化作用是泥炭化过程较为重要的作用，它不是一种生物作用，而是在泥炭表面或近表面的泥炭形成层中，由缓慢的氧化作用所引起的一种化学作用，其结果是腐植物质的形成。如富里酸、腐植酸、腐植质，以及在合适的阳离子条件下形成的腐植酸盐。

腐植物质主要来源于植物的何种有机组分，曾有过长期的争论（即“木质素说”和“纤维素说”），实际上木质素、纤维素、丹宁酸、蛋白质、类脂物质等植物物质都参与了腐植化作用，它们对腐植物质形成的供献程度，还存在不同的认识。

3．凝胶化作用

植物物质在泥炭化过程中经受腐植化作用后，继而将经历凝胶化作用。

在泥炭化的生物化学作用中，主要的植物物质（木质素及纤维素）在覆水环境中膨

胀，失去它们的纤维状结构，逐步离解成分子集合体（分子扩散），这些集合体再结合起来形成胶体或分离成分子。其中，后者还可构成另外的集合体，从而又形成新的胶体。这些胶体在与水接触中易碎成小的颗粒（称为胶粒，micelles），进而形成溶胶。由于植物的木质素与纤维素在物理化学性质上都属于凝胶体，有很强的吸水能力，在还原环境下逐渐分解，细胞壁不断吸水膨胀，胞腔缩小，以致完全丧失细胞结构，形成无结构胶体，或进而分解成溶胶，这个转化过程总称为凝胶化作用或生物凝胶化作用。

凝胶化作用的程度不同，产生的凝胶化物质的结构和形态亦不同，再经过煤化作用的转化，则形成不同的显微组分。

在泥炭化作用中，植物物质转化为泥炭，微生物活动起了相当重要的作用。据 Perry 等（1979）的资料，澳大利亚昆士兰州红树林沼泽沉积物中的微生物在每克干燥沉积物中多达20亿个。其中，喜氧性异养细菌19亿个，厌氧性异养细菌 180 万个，酵母菌、真菌各2.5万个。

泥炭沼泽中的微生物参与了植物物质的破坏和分解。一般较稳定的脂类化合物不易受到微生物的破坏，但在特定条件下也会受到微生物的侵袭。近年来真菌对角质的降解作用研究说明，一些植物病菌和腐生菌可以在角质上生长。叶面的真菌具有角质酶、果胶酶和纤维素酶，真菌一方面把降解角质的异酶分泌到介质中去，另一方面菌丝可以通过空隙有效地渗入叶片内部，能使脂类强烈分解的是非孢子细菌、真菌及某些放线菌。

微生物活动不仅影响到植物物质的破坏和分解，而且也参与了泥炭的形成。近年来对泥炭中植物残体的研究说明，在泥炭的植物残体中含有细菌、真菌等微生物生物质中特有的且与高等植物不同的脂肪酸、氨基酸成分。泥炭化作用中腐植质的形成也与微生物酶的活性有关，真菌等微生物含黑色素的细胞壁，在细胞死后仍相当稳定，能形成类似于黑腐酸的腐植质状的物质。利用含有C^{14}的微生物进行的试验表明，微生物细胞成分参与了不同腐植质的组成，黑曲酶的示踪碳参与了腐黑物的形成。

二、泥炭的形成和积累

泥炭化作用的最终产物是泥炭。植物有机体死亡后，经过生物化学作用，发生分解、合成与聚积，如果植物有机质堆积的增长量超过其分解量，才有可能聚集成泥炭层。

通常泥炭沼泽的垂直剖面可划分为：氧化环境的表层；过渡条件的中间层；还原环境的底层。植物有机体的氧化分解和水解主要发生于泥炭沼泽的表层，因而又称为泥炭的形成层。在泥炭的形成和积累中，植物的根、茎、叶在根系尚未脱离矿质土之前不参与泥炭的形成，只有植物生长在泥炭层中时植物的地上部分和地下部分才一起参与泥炭的形成与积累。

植物有机体的增长量与大气和土壤的温度等环境因素有密切关系。根据推算，各自然地带（除干旱沙漠地区外）的植物增长量大致是从高纬度向低纬度增加。例如，苔原带植物增长量是每年每10000$m^2$1.4t，赤道雨林地带则高达16.5t；我国华南亚热带森林的枯枝落叶层每年每10000m^2达24～35t，而小兴安岭寒温带则为几吨到十几吨。

泥炭的形成和积累，还取决于植物残体的分解强度。影响植物残体分解强度的因素主要有微生物的种类、数量、水热条件、土壤的酸碱度和有机质的组成等。

在植物有机质进行分解的过程中，按照微生物对氧的亲和程度，分为喜氧的与厌氧的微生物。喜氧的微生物包括大部分细菌、真菌及放线菌，它们是在有自由氧的存在下分解

有机质的微生物；厌氧微生物是在缺氧条件下分解有机质的微生物。通常认为，喜氧性微生物对泥炭的形成和积累不利。如一般在草原植物残体积聚的地方，都是喜氧细菌活动的地方，有机质易于被完全分解掉，最后有机质矿质化。

分解强度与微生物的数量有关。一般来说，微生物的数量是随土壤埋深增大而减少（表1-5）。但喜氧性微生物随深度增加而迅速减少，厌氧性细菌则在一定深度内增多，当继续增加深度，则厌氧细菌急剧减少。

表 1-5 不同土壤深度的微生物变化*

土壤深度，cm	2～5	30	60	90	120	150
好气性细菌	25.00	11.50	8.00	5.00	0.60	0.06
嫌气性细菌（$\times 10^5$）	13.00	18.00	20.00	9.00	1.00	0.02

注：据宝月欣二。

* 细菌数为1 g土壤中的数量。

分解强度还与水分和热量的状况有关。据M.M.科诺诺娃的试验，微生物在土温为20～30℃，湿度达到60%～80%时，活动能力最强，不足或超过这个温度和湿度条件，其活动能力减弱（表1-6）。

表 1-6 植物有机体分解强度与水热的关系

微生物活动强度	土　温，℃	湿度占最大持水量，%
弱	>30	>80
极　强	30～20	80～60
较　强	20～10	60～40
较　弱	10～5	40～20
极　弱	<5	<20

注：据柴岫，1990。

喜氧性与厌氧性细菌都适于在中性和弱碱性（pH＝7～8）的条件下活动，因此酸碱度pH值过大或过小，都对微生物活动不利。

在相同条件下不同种植物残体，由于其化学组成不同，因而分解的速度和抵抗分解的能力有明显的不同。一般来说，植物残体的分解强度增大的顺序以泥炭藓最低，其次为针叶木本植物、阔叶木本植物、草本植物。此外，植物的不同有机组分对分解的抵抗能力亦有区别，因而也影响到分解强度的大小。有人将植物残体放入土中进行试验，经过1年以后，由于各种微生物的作用，糖消失99%，半纤维素失去90%，纤维素失掉75%，木质素失掉50%，酚类消失10%。

泥炭沼泽中植物残体的氧化分解往往不充分，这是由于泥炭沼泽覆水程度的增大和植物残体堆积厚度的增加，使正在分解的植物残体逐渐处于与大气沟通不畅乃致隔绝的状态下。在植物残体转化为泥炭的过程中，分解产生的液体和气体及大量微生物活动新陈代谢所产生的物质还增加了沼泽水的酸度，因而出现不适于各种微生物生存的酸碱度条件。所以，泥炭的酸度越大，细菌越少，植物的结构保存的就越好。

在植物中有的具有防腐和杀菌的成分。例如，泥炭藓能分泌酚类、某些阔叶树有丹宁保护纤维素，某些针叶树有酚和树脂保护纤维素等，这些成分有利于植物残体的保存。

泥炭的积累速度受着多种因素的影响，且各地不一，大致每年的积累厚度在0.5～2.2mm的范围以内，平均每年积累1mm左右。有些地区，如位于热带的加里曼丹森林沼泽，每年积累泥炭厚达3～4mm（据H.J.Anderson, 1964），密西西比河三角洲全新世埋藏泥炭的积累速度可达每年5.5～6.4mm。

泥炭的积累速度不仅在空间上不同，在时间的演化中也各不相同。苏联M.N.涅施塔德（Нейштадт, 1957），曾根据孢子花粉分析，按区域计算出不同时代泥炭的积累速度（表1-7）。原苏联在全新世晚期，由于气候为温凉湿润期，对泥炭积累最为有利，所以泥炭积累速度最快；全新世中期，由于气候转变为温凉干燥，对泥炭的积累不利，因此泥炭积累速度最慢，不足晚全新世的1/3。

表 1-7　原苏联全新世泥炭积累速度的变化

时　代	绝对年代 a	积累速度，mm			样品数
		最　小	最　大	平　均	
早全新世	7700～9800	0.09	1.91	0.63	21
中全新世	2500～7700	0.12	0.67	0.32	48
晚全新世	0～2500	0.20	2.00	0.99	60

注：据М.И.Нейштадт, 1957。

三、植物残骸的堆积方式

对于植物残体的堆积方式存在着原地生成与异地生成的不同观点。原地生成说认为，造煤植物的残骸堆积于植物繁衍生存的泥炭沼泽内，没有经过搬运，在原地堆积并转变为泥炭；异地生成说认为，泥炭层形成的地方，即植物残体大量堆积的地方并不是成煤植物生长的地方，植物残体从生长地经过长距离搬运后，再在浅水盆地、泻湖、三角洲地带堆积而成，其依据是在现代的三角洲地带（如亚马逊河、刚果河等），常可见到从上游原始森林区带来的大量漂木，在湖泊中见到漂浮的泥炭层，某些煤田内曾见有树根朝上倒置的树化石，以及煤中混有大量矿物杂质等。据Cohen（1970）对美国佛罗里达半岛西南萨布尔角的堆积于海滩介壳砂和灰泥之上的异地生成的泥炭层的研究，泥炭层厚约15cm，呈块状，具粒状结构，泥炭层上覆介壳砂，垂向切片镜下观察，泥炭层由分叠良好的红树树叶和树干碎块组成，碎块大部分大于100μm，泥炭平行海滩层面分布，具水平层理，碎屑状基质很少；在水平切片中，长条形植物碎片大多相互平行排列，显示了古水流的优选方位。这种异地生成的泥炭是由潮水将海岸红树林沼泽中的枯枝落叶层冲走，带入墨西哥海湾，由沿岸流搬运到海滩上堆积而成。这种泥炭虽由海水搬运很远，但无机组分含量很低（<0.2%），低于原地生成的红树泥炭（5%以上）。因此，泥炭中无机组分含量高并非是识别异地生成的必要标志。

我国一些山间盆地、山前冲积扇缘洼地、河漫滩洼地的全新世沉积中，都曾见有异地生成的埋藏泥炭。如河北易县石岗易水河河湾沉积的泥炭层，直接堆积于花岗闪长岩的基岩和河床相的卵石层之上（图1-3），泥炭层夹着躺倒的树干、树根及植物的壳果，厚度变

化大，几米距离可自几厘米厚变为1～2m，这是由洪水将植物残体从山地带到水流突然减速的河湾处堆积下来而形成。

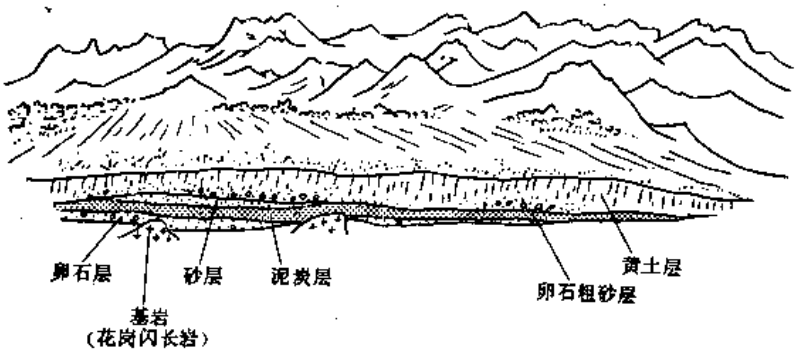


图 1-3 河北易县易水河湾异地生成泥炭层剖面

（据《中国煤田地质学》，1979；改绘）

经过近代泥炭层及煤层地质研究认为，原地与异地两种泥炭堆积方式都是存在的，且具有工业可采意义的煤层大都是原地成因。应该指出，泥炭沼泽内部植物残体、部分泥炭受冲刷搬运并重新堆积的现象比较常见。如河漫滩沼泽、三角洲平原沼泽受河水泛滥的影响，以及滨海沼泽受海潮、风暴潮的影响，都可能造成沼泽内部的局部搬运和重新堆积现象。为“微异地生成”或“亚原地生成”（Stach等，1975）。在微异地生成的煤片中，常见植物结构组分破碎、微细斜层理和微波状细层理，以及各种煤岩显微组分的碎屑体和原有植物组织的氧化现象和大量矿物杂质的混入等。

第三节 泥 炭 沼 泽

一、泥炭沼泽及其形成条件

沼泽是地表土壤充分湿润、季节性或长期积水，丛生着喜湿性沼泽植物的低洼地段。如果沼泽中形成并积累着泥炭，则称为泥炭沼泽。泥炭沼泽既不属于水域，又不是真正的陆地，而是地表水域和陆地之间的过渡形态。

世界上很多地区都分布有现代泥炭沼泽，据估计总面积约160万km^2。我国沼泽分布总面积达11万km^2，其中泥炭层堆积较厚的面积约为26000km^2。

泥炭沼泽的形成和发育是地质、地貌、水文、土壤、植物等多种自然因素综合作用的结果。

晚近时期构造运动对泥炭沼泽发育的影响，主要表现为断裂或节理裂隙所构成的破碎带，经风化剥蚀而发展成洼地，形成汇水地区，从而为泥炭沼泽的形成提供了地貌、水文条件。地壳升降运动的幅度、速度、频率等，影响泥炭沼泽的形成和泥炭层数及其厚度。一般来说，地壳上升，往往引起侵蚀作用增强，地下水位下降，不利于泥炭沼泽的形成；如果地壳沉降速度与植物堆积的速率相对平衡时，在地面平坦的低洼地段造成地区泄水条件不畅，有利于泥炭沼泽的发育。

地壳运动常伴有岩浆活动其中火山喷发往往形成火山口湖，这就为泥炭沼泽的形成提供了空间；此外，由于岩浆溢出，也可造成熔岩堰塞湖，加之火山活动造成土质及大气等

许多有利沼泽植物繁衍条件，这些湖泊常演化为泥炭沼泽。

自然地理、地貌条件与泥炭沼泽的形成有密切关系。发育泥炭沼泽，首先应有缓慢沉降的低洼地带，这种洼地有利于水的汇聚而不利于水的排泄，由于基底的缓慢沉降，使地下水位能保持缓慢速度持续抬升；其次，泥炭沼泽发育地区大多与活动能量大的水体（如海、湖、河）间以一定形式的保护屏障被相对隔离的地带，如以沙坝或沙嘴或沙滩为阻隔，而且相对分离于开阔海域以外的海湾泻湖地带、天然堤与活动河道分离的河后沼泽及废弃河道等；再次，泥炭沼泽发育的地带，大多为地表地形高差变化不大且地表宽缓低平能量低的地带。

（一）泥炭沼泽重要发育地带——滨海平原

泥炭沼泽具有水陆过渡性质。滨海地带正是海洋与陆地相互作用的结果，尤其海水的波浪、岸流、潮汐及大范围的海面升降等作用，都为泥炭沼泽的广泛发育创造了有利的地貌条件。

北美大西洋、墨西哥湾沿岸的滨海平原宽达500余公里，地势低平，滨海平原上分布有若干宽阔的河流盆地，由于泄水不良，泥炭沼泽发育，有的可达几千平方公里。

滨海地带的海水与沿海陆地地表水和潜水之间的相互关系，也往往构成有利于泥炭沼泽发育的条件。沿海地区是海洋与陆地各种内外营力交互作用的场所，由于地势低平，径流缓慢，堆积作用盛行，滨海平原地表多细碎屑物质，地表水流不易下渗，地下水埋藏浅，加上大气降水大，湿度大，因而有利于泥炭沼泽化。特别是海水与地下潜水具有水力联系的地区，更有利于泥炭沼泽的形成和发展。海水退潮时，河水径流与地下径流则注入大海；涨潮时，海水顶托、倒灌，河流与地下径流发生回流，因而使河水面和地下潜水面抬升，造成地表积水和过湿，因而在滨海平原地区形成和发育大面积的泥炭沼泽。

滨海地带的海湾内，由于波浪作用微弱，易形成海滩、沙嘴等堆积地貌，发育的结果可使海湾封闭形成海湾泻湖，这是泥炭沼泽发育的良好场所。美国弗吉尼亚东南方向的底斯摩沼泽，处于温带地区，面积最大曾达到5700km^2。

在三角洲平原上分流河道之间的低洼地及靠近海边缘部分的泻湖湿洼地，也是引起泥炭沼泽化的良好场所。如我国长江三角洲和珠江三角洲地带，地下埋藏的泥炭层正是这种古三角洲平原上的产物。美国密西西比河三角洲平原上湖沼密布，沼泽化程度很高，现代泥炭厚度可达4m左右。

在热带、亚热带地区的海岸和河口地区，还可以形成一种特殊类型的滨海泥炭沼泽——红树林泥炭沼泽。红树林是热带、亚热带的一种海岸植被，一般发育在潮间地带或潮汐能影响的河口地带，如我国沿海从福建南部的惠安、泉州开始，向南一直到海南岛和广西沿海均有分布。其中，海南岛文昌县一带的泻湖内，红树林沼泽普遍发育；广西钦州泥炭层厚度达5m。

（二）内陆有利发育泥炭沼泽的地区

内陆有利发育泥炭沼泽地区，一般多属于河流作用、冰川作用有关的河湖地带。

内陆地区地表径流是塑造地貌的重要营力。一般在山地、丘陵、台地，由暂时性流水的作用易形成源头洼地、沟谷洼地、洪积扇缘洼地等；在平原地带，由经常性流水作用塑造成长条状洼地，如河漫滩洼地、废弃河道洼地等。这些洼地往往成为泥炭沼泽发育的有利场所。

河流的发源地源头沟谷地区，多位于河流上游的支谷中。谷底平坦宽浅，纵横比降都很小，为地表径流汇聚区。由于坡面径流的作用很易于形成圈椅状或掌状洼地，到一定阶段，谷底可塑造出相对平衡剖面，取得较稳定的潜水补给。由于流水不畅，常常形成泥炭沼泽化。

沟谷洼地一般为流水离开源头或上游而进入低山丘陵和山间盆地，由于沟谷已发育到壮年、老年阶段，谷底展宽、水流分散，因而有些地区出现河床、河漫滩、阶地的分化，谷底起伏不平，河漫滩地上往往有废弃河道，在河漫滩与阶地的后缘，常有丰富的地下水露头，因此形成土质湿润或有薄层积水条件，从而成为泥炭沼泽化的场所。天然堤外的洼地，因洪泛的影响也易于泥炭沼泽化。

在山地与平原交接的山前地带，往往由于有利的地质构造条件形成洪积—冲积扇群，在这种扇群上的沟道内，由于扇顶有泉水溢出，流经扇身，常年积水形成扇身的过渡湿润。在扇前缘洼地由于地下水在扇缘溢出并积聚于洼地，地下水的不断溢出，溶于水中的矿物质沉积下来，因而形成长期处于养分较丰富的条件，因此构成了有利于泥炭沼泽化的场所。

在进入壮年和老年期的平原地带，由于河道曲流化的发展，上下凹岸间的曲流颈逐渐缩短变狭窄，受到洪水的冲决，形成自然的截弯取直，因而形成与主河道相隔离的牛轭湖。另一方面，由于河床长期侧向迁移和河流的周期泛滥，形成了略高出于平均水位的河漫滩，在这些地带表面平坦，地势起伏不大，大多堆积了厚层的松散堆积物，在河漫滩的中央部分，因距河道较远，只有洪泛沉积物的细碎屑物质，地势低洼，因而往往积水成湖。在近河谷的河漫滩上一般于谷坡地段常具有最低洼的地势，也分布有湖沼。上述几种湖沼地带，在其它因素有利的条件下，都可以成为发育泥炭沼泽的场所。

大陆内的湖泊地带中湖滨洼地由于受到潜水和洪水泛滥的影响，在近湖区，因湖水上涨，由于积存洪泛水或潜水位上升，形成长期积水条件，沼泽植物丛生，泥炭堆积迅速进行，因而形成有利泥炭沼泽堆积的地带。

大陆内的山地和高原地区，在构造条件相对稳定的条件下，经外营力长期剥蚀夷平的剥夷面，地面起伏和缓，风化壳较厚，排水条件较差，形成了有利于泥炭沼泽化的自然地理条件，在山地、高原中，常具有不大的封闭或半封闭的山间盆地，因地形封闭并常有泉水出露，常形成地表水和地下水的汇集，因此也成为有利于泥炭沼泽化的地带。如我国青藏高原东北边缘的若尔盖就是我国最大的高原草本泥炭沼泽区，南北长约200km，东西宽达100km，全区泥炭沼泽总面积约为5000多km^2。若尔盖泥炭沼泽区是青藏高原整体上升中的相对下沉区，是高原东北部的一个较大的断陷盆地，四周为海拔4000多m的高山环抱，盆地内多分布有宽谷、低山与丘陵、黑河、白河纵贯全区，北入黄河。由于地壳长期相对下沉，河道迂回多变，湖泊、洼地极多，谷地地表低洼，排水不畅，多为常年积水或过湿地区，加上分布有若干浅湖，因而形成了有利于泥炭沼泽的长期发育。堆积的泥炭层厚度一般达2～3m，最厚可达10m。

在大陆内部，由于大陆冰川的消融和退缩，留下一系列冰蚀、冰积地貌，往往构成泥炭沼泽发育很有利的场所。冰川的刨蚀作用形成了一些冰斗、围谷、槽谷等低洼地貌，槽谷底部又因差别侵蚀和冰碛物的堆积，造成谷底极不平坦，常常出现一些湿地和湖沼，更由于冰碛物的透水性差，就形成了有利泥炭沼泽化的条件。此外，冰水冲积平原，由于坡度小，沉积较细的碎屑，透水性差，也可成为泥炭沼泽广泛发育的有利地带。

在山地和高原，往往分布有封闭或半封闭的山间盆地，易于汇集地表水和地下水，可生长喜湿植物和水生植物，因此易于泥炭沼泽化；又由于沼泽环境较为稳定，常形成质量较好、较厚的泥炭。在热带、亚热带湿润地区，岩溶地貌发育，溶蚀洼地也可形成泥炭沼泽。

气候条件对泥炭沼泽的形成起着重要的作用。气温和土壤温度影响植物的生长速度和生长量，同时还控制着微生物的繁殖和活动强度，从而影响植物残体的分解速度。当气温、土温低时，植物生长缓慢及植物残体分解速率低，因而泥炭积累不多；在热带地区，植物的生长量和分解速度都较高，泥炭积累亦受到限制，在气候条件中，湿度因素对植物的生长、微生物活动及泥炭沼泽的形成和发展具有重要意义。当年平均降水量大于年平均蒸发量时，即湿润系数大于1时，泥炭沼泽可得到广泛的发育。据Г.Н.维索斯基的资料，当湿润系数达1.33时，在缓坡地带也可形成泥炭沼泽。此外，湿度还影响微生物的活动强度。一般在湿度为土壤最大持水量的60%～80%时，微生物的活动力最强；大于80%、小于40%时，微生物活动力较弱或极弱。

形成泥炭沼泽的水文条件主要是入水量，即地表水和地下水的流入量及大气降水量要大于出水量（即地表水、地下水的流出量和蒸发量），这样才能使泥炭沼泽化地带长期处于排水不畅的积水状态。

二、泥炭沼泽形成的方式

泥炭沼泽是水域和陆地的过渡形态，因此它的形成产生于两种泥炭沼泽化的方式。即由陆地演化为泥炭沼泽，称为陆地泥炭沼泽化；或由水域转化为泥炭沼泽，称为水域泥炭沼泽化。

水域包括湖泊、河流、滨岸地带的各种海湾和河口湾等。水域的泥炭沼泽化都是从岸边及水体底部植物丛生开始，这些地带往往水深不大，水层透明度较好，水温适宜，含盐度低等。淡水湖易于沼泽化（含盐度<0.3%），碱水湖（含盐度>24.695%）植物生长困难，难以泥炭沼泽化，微碱水湖（含盐度在前二者之间）有可能沼泽化。滨海的泻湖，如不经过淡化过程，就难以泥炭沼泽化。河流的泥炭沼泽化大多发生在平原或山间谷地的中、小河流地带，这是由于河道迂回曲折，河床宽浅，水流平稳，岸、底植物丛生，植物的繁茂更加减缓水的流速，因此有利泥炭沼泽化。水域泥炭沼泽化可以概括为以下三种模式：

1．浅水缓岸湖泥炭沼泽化的发育模式

这种湖泊由四周向湖心逐渐变深，湖水停滞或仅有微弱流动，波浪小且水的光照条件好。湖底首先沉积含少量有机质的粘土和砂层，其上为腐泥层。湖水逐渐淤浅，在湖底沉积的同时，岸边与不同水深的湖滨地带，植物繁殖起来，由于水深各异而形成不同的植物群落，由岸向湖心方向植物群落呈有规律的变化，可区分出几个植物带（图1-4）：在岸边地下水接近地表或积水的地段，生长着以苔草为主的植物群落，并常形成高大的草丘，在近代泥炭沼泽中可见泽泻科、慈菇、两棲蓼、毛茛等；积水较深处可形成木贼独立带；湖水深不足1m地段，为挺水（抽水）植物带，如芦苇、香蒲等；水深1～2m地段，为浮叶植物带，常由蔓延在湖面上的长根茎植物，如水芋、睡莲、眼子菜和一些藻类组成，在水深2～8m范围内，则为沉水植物带（或称微型植物带），带内植物生长在湖底，属于孢子藻类，如蓝绿藻等。随着各植物带之下逐渐积累泥炭，湖泊也逐渐淤浅，因此原有植物群落

由于水深生态环境演化而依次向湖心推移，形成了植物带有规律地向湖心扩展，最终将湖泊转变为泥炭沼泽。这种由湖滨向湖心演化的模式，大多是在水位变动小，且长期处于稳定的条件下才有可能，因此称为“向心泥炭化型”，有人称为“向心陆化型”。当湖水水位变化剧烈的情况下，这种湖在水位降低时可出露湖底，由于水层很浅或只有薄层积水，因而促使湿生和水生植物大量繁殖，逐渐积累成泥炭层；随后因水位缓慢回升，且与泥炭的积累速度保持平衡，此时出现泥炭沼泽化由湖心向岸发展，这种发育方式称为“离心泥炭化型”或“离心陆化型”。

2．深水陡岸湖泥炭沼泽化发育模式

在这种湖中，因湖边大量地繁殖漂浮植物，植物死亡后，其残体沉入湖底转化为泥炭，这是一种由上而下的泥炭化过程。初始，在避风浪的湖边水面长满了漂浮植物，并与湖岸相连，形成漂浮植物毯（简称浮毯或漂筏子）。漂浮植物主要是蔓延在水面上的长根茎植物，近代的如甜茅、睡菜、水芋、沼矮陵菜等……。这种长根茎植物，根茎交织成网，风砂带来的矿物质停积其上，养分逐渐改变，其它植物也入侵繁衍，浮毯增厚，密度加大，进而又为苔草植物生长提供有利的条件。随着浮毯的逐渐加大积厚向水中沉没，其下部死亡的植物残体，因重力作用，脱落沉入湖底，转化为泥炭。因而逐渐使湖底填积加高，渐渐与浮毯相连，浮毯不断向湖心扩展造成湖泊的淤浅而萎缩（图1-5）。

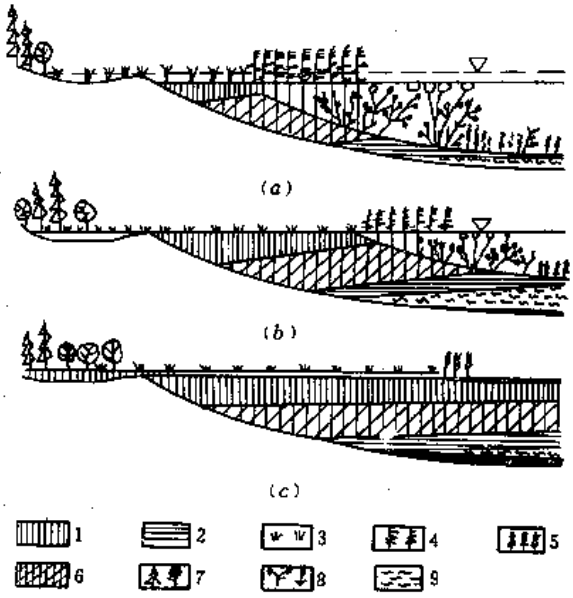


图 1-4　浅水缓岸泥炭沼泽化发育模式

1—苔草泥炭；2—睡菜泥炭眼子菜；3—苔草草丘；4—芦苇；5—藻类沉水植物；6—芦苇泥炭；7—针叶阔叶树；8—浮水植物；9—腐泥

（据柴岫，1990）

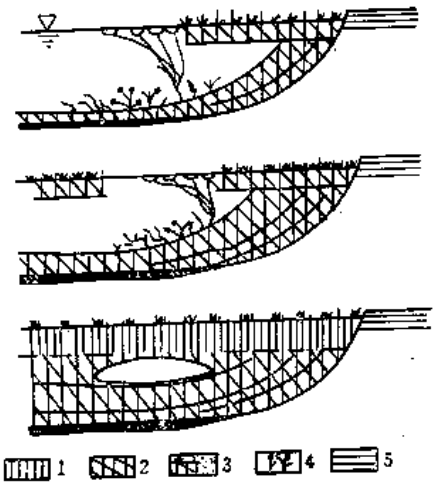


图 1-5　深水陡岸湖泥炭沼泽化发育模式图

1—苔草泥炭；2—混合泥炭；3—浮毯；4—浮水植物；5—亚粘土

（据柴岫，1990）

3．小河泥炭沼泽化模式

这种泥炭沼泽化大致与第一种模式近似，呈带状，植物分带不明显，往往在流速最小的河段河底开始生长水生植物，植物繁茂后，由于河床的糙度增加，流速减小，于是在河面及河边出现漂浮植物，在水中充氧不足的条件下，积累起泥炭，使整个河道泥炭沼

泽化。

陆地沼泽化比水域沼泽化更为广泛，面积也较大，尤以气候温和湿润地带最为发育。陆地泥炭沼泽化有多种成因：有的是由于地下水位升高或溢出地面，或由于地表低洼，洪水、冰雪融水及大气降水的汇集，使地表过湿或积水，土层通气条件恶化而形成；有的则是由植物自然更替而引起土壤养分的贫化而造成。

陆地泥炭沼泽化可产生在草甸、干谷、森林地带和永冻土地带。分布在各种地貌类型中的草甸，如河漫滩、阶地、坳沟、山间小盆地、平缓分水岭、缓坡地、扇缘洼地、冰蚀冰碛谷地及溶蚀洼地等，在有利的温湿条件下，都可以发生草甸泥炭沼泽化。森林地带的沼泽化，往往是由森林的残落物的过分积累及土壤灰化作用引起。永冻土区的泥炭沼泽化是由于气候严寒、降水少，地表切割微弱，地面众多封闭的洼地易形成小的湖沼，由于永冻层可作隔水层，使地表水不能入渗，在气温低、湿度大、蒸发量小的情况下出现了厌氧条件，从而形成了泥炭沼泽。

三、泥炭沼泽的类型

按照泥炭沼泽表面形态和水源补给，以及养分和植被等特征，通常将泥炭沼泽划分为三种类型，即低位泥炭沼泽、中位泥炭沼泽和高位泥炭沼泽。现分别叙述如下：

1．低位泥炭沼泽

这种沼泽类型多处于泥炭沼泽发展的初期。低位泥炭沼泽的表面由于泥炭的积累不厚，且尚未改变原有的地表低洼形态。地表水和地下水作为丰富的水源补给，潜水位较高或地表有积水，溶于水中的矿物质养分丰富。沼泽多为中性或微碱性，pH＝7～7.8，沼泽植物要求养分较多，种属较丰富。

由于低位泥炭沼泽富营养，所以有人称为富营养泥炭沼泽。因此，在这类沼泽中高等植物容易大量繁殖，形成茂密的植被，这就对泥炭形成提供了有利条件。在低位泥炭沼泽中形成的泥炭，灰分较高，沥青质含量低，焦油产出率较低。我国第四纪泥炭形成于这种类型的沼泽约占90%，在地史中各成煤期内也大多形成于这种泥炭沼泽类型。

2．高位泥炭沼泽

这种类型的泥炭沼泽往往处于泥炭沼泽演化的后期。沼泽主要是由大气降水补给，沼泽的水面位于潜水面之上，水源不充足，水中缺少矿物质养分，因而有人称为贫营养泥炭沼泽。高位泥炭沼泽在发展演化中，泥炭积累速度与养分的供给状况发生了变化。即在沼泽的边缘部分，易得到周边流水所携带的丰富营养；而中心部位则难于得到富养分的地表水和地下水的补给，仅靠大气降水补给，促使贫营养植物首先出现于中心地带。由于中心地带植物残体分解速度慢，使得泥炭增长速度快，与沼泽周边相比，泥炭积累快，于是形成了高位泥炭沼泽中部高出周边的特有剖面形态。这类沼泽生长的植物多为草本或藓类植物，种属较为稀少，多发育在地势较高，且较冷和较潮湿的气候条件。

3．中位泥炭沼泽

这类泥炭沼泽多出现于前两类沼泽的过渡时期，在特征与性质上具有过渡特点，因此又称为过渡类型或中营养泥炭沼泽。这类泥炭沼泽的表面，由于泥炭的积累趋于平坦或中部轻微凸起，地表水和地下水通过周边的泥炭层时，其中的水分和养分被部分吸收达到中心地带时，已大为减少，因而潜水位变低、营养状况变差，泥炭层也处于中性到微酸性，植被以中等养分植物为主。

第四节　泥炭的主要组成及性质

泥炭是泥炭化作用的最终产物，从植物残体转化成煤的总进程中，它又构成成煤作用的中间产物。在泥炭的组成中，除含有大量水分外，还含有复杂的固态有机组分和无机组分。

一、泥炭的化学组成

泥炭的化学组成，除含有大量水分外，还包括有机质和矿物质。

1．泥炭的有机质

泥炭的有机质主要包括未完全分解的植物残体和腐植质。有机质的含量是指有机质占泥炭干物质总量的百分比。在我国的泥炭资源中，多以富营养草本泥炭为主，有机质含量一般为50%～70%，也有少数低于50%。其它类型泥炭，如草本-藓类和木本-草本-藓类泥炭，其有机质含量一般为70%～80%；泥炭藓泥炭的有机质含量为80%以上，有的高达90%以上。

植物残体的类型、泥炭的积累时间和泥炭的分解程度的不同，致使泥炭有机质中碳、氢、氧、氮、硫等元素含量高低不同。

碳是泥炭有机质中主要的组成元素，其含量多在50%～60%，最高可达65%以上。一般木本泥炭的碳含量较高，草本泥炭次之，藓类泥炭较低，这主要与形成泥炭的植物含碳量变化有关。碳的聚集是在沼泽环境下，由于微生物作用，使植物残体进行缓慢的缩合、脱水、和脱羧基的生物化学作用结果。

氢在泥炭有机质中的含量主要和泥炭的类型有关，一般变化为4.7%～7.5%，由贫营养泥炭至富营养泥炭氢的含量减少。

氧在泥炭有机质中的含量为30%～40%，含量的高低主要受形成泥炭的植物及其分解程度的影响。

氮含量的高低及其存在的形态，主要与泥炭类型有关。富营养泥炭氮含量较高，一般为1.5%～3.5%，且以蛋白氮和杂环氮为主，占全氮的91.9%，富营养泥炭中草本泥炭氮含量高于木本泥炭；贫营养泥炭氮含量较低，一般为0.8%～1.2%。

硫在泥炭有机质中的含量比其它各种固体可燃矿产都低，平均含量为0.3%，最高0.66%，最低0.08%。一般硫含量在贫营养泥炭中较低，富营养泥炭中较高。

泥炭有机质的有机组分组成较为复杂，主要包括用有机溶剂（如苯、苯-醇（1:1）、氯仿等），从泥炭中萃取出的物质，统称为类脂或沥青；用热水从泥炭中提取的物质为水溶物，在无机酸中存在的经水解后溶解的物质为易水解物。泥炭中有机质内的水溶物主要包括单糖类和有机酸等溶于水的有机化合物，一般含量较低。易水解物主要包括半纤维素，它是由低聚糖和糖醛类物质组成。难水解物主要为纤维素，是由大量葡萄糖基构成的链状高分子化合物。泥炭有机质中不水解的残余物，即不水解物主要包括木质素、角质和木栓类物质。

在泥炭有机质中，以稀碱溶液从泥炭中提取的物质，称为腐殖酸，它是泥炭的特征组分。腐殖酸不是单一的有机化合物，而是一组由相似的且分子大小各异、结构不同的羟基芳香羧酸所组成的复杂混合物。腐殖酸在泥炭有机质中含量较高，一般在泥炭干物质中占20%～40%，有的高达50%以上。木本植物形成的泥炭腐殖酸含量为40%左右，草本泥炭含量为20%～40%之间，藓类泥炭含腐殖酸最低，一般少于20%。根据在不同溶剂中的溶解度和颜色，通常又将用碱液直接提取出的腐殖酸分成溶于酸的部分，称为黄腐酸（或称

富里酸）；溶于丙酮或乙醇等溶剂的部分，称为棕腐酸；最后沉淀的部分，称为黑腐酸。由于泥炭类型的不同，因而使这些不同组分的腐殖酸含量不同。

2．泥炭的矿物质

泥炭矿物质也是泥炭物质组成的重要部分。它的来源一方面是在水、风和其它动力的作用下，使矿物质运移到泥炭中并聚集起来，另一方面则是来源于形成泥炭的植物体本身。

地下水、河流及湖泊水、地表迳流、冰雪融水及大气降水等是促使矿物质在泥炭中聚集的最活跃因素，流水所携带的各种矿物质通过机械沉积作用、化学沉淀作用、交换吸收及物理吸附等作用，可转化成泥炭的组分。风可以将大量细小的矿物颗粒带入泥炭中。一些有火山活动的地带，火山灰也是泥炭矿物质的来源，由于泥炭沼泽受发育部位、火山喷出物的数量和次数等因素的影响，因此矿物质存在的状态均不相同。有的可聚集成层状，与泥炭层相间互层；有的则呈分散状，这种赋存状态多出现于距火山活动较远和火山物质喷出量较少的泥炭沼泽中。火山灰的混入，不仅增加泥炭矿物质的含量，而且可以改变泥炭沼泽形成发育中的营养丰度。

水、风及其它动力来源的泥炭矿物质，不仅在数量上构成泥炭中无机质的主要部分，而且它们的形成和特征受许多沉积环境因素的控制。常见的有氧化物、氢氧化物、碳酸盐类等；在无机矿物中，最常见的有石英、次生粘土矿物。

贫营养泥炭的矿物质，除少量来自大气降水和风力作用而外，主要来源于植物本身，因而泥炭灰分含量较低。富营养泥炭灰分含量较高，一般为10%～40%，最高可达70%。

在泥炭的灰分组成中，元素种类众多，主要有硅、钙、镁、铁、铝、钾、钠等。一般硅含量占优势，其次是铁、铝或钙、镁的含量，钾、钠元素则更少。由于泥炭的类型、水源补给特征、周围岩性及氧化还原条件等的差异，泥炭灰分组成在结构上、含量上均不相同。

泥炭矿物质除含有以上元素外，还含有很少的微量元素。由于泥炭的特性及其形成环境的影响，使得泥炭中的微量元素含量很低，一般为1～500ppm。在自然状态下，泥炭中的微量元素多呈低价态，因此活性强，易被强烈淋失。微量元素含量往往与泥炭灰分含量呈正相关关系。泥炭形成发育的类型不同，其微量元素含量也不相同。

二、泥炭的主要物理、化学特性

泥炭的性质反映出泥炭形成和演化的环境，它直接或间接地反映了泥炭的化学组成，这对评价泥炭的加工利用有重要的意义。

1．分解度

泥炭的分解度是指植物残体由于腐解作用而失去细胞结构物质的相对含量，即泥炭中无定形腐植质占有机质的百分含量。分解度是表示泥炭分解的强度，在一定程度上反映出泥炭化作用的程度。因此，它是评价泥炭质量及加工利用方向的重要依据之一。

2．泥炭的含水性质

泥炭由于富含有机质，具分散、疏松多孔的结构，因此泥炭有吸收和保持大量水分的性能。它有湿度、持水量两种表示方法。泥炭湿度是指泥炭中含有的水分重量占泥炭总重量（干物质＋水分）的百分比（%）。泥炭的持水量是指泥炭中含有的水分重量占泥炭干物质重量的百分率（%）。

泥炭的含水性质与泥炭类型、泥炭形成时的水文条件有关外，还与泥炭的分解度、灰分含量、植物残体种属等有关。

3．泥炭的比重和容重

泥炭干燥时重量轻，比重、容重都较小，这是区别于其它固体可燃矿产的典型物理性质。泥炭比重一般为1.20～1.60；藓类泥炭比重一般为1.10～1.30；木本泥炭、草本泥炭比重稍大，为1.40～1.70。泥炭比重大小受到矿物质含量和分解度的影响。

泥炭在自然状态下的容重称湿容重，一般为1.00～1.30g/cm²；烘干或风干后的容重称干容重，一般为0.2～0.5g/cm²。

4．泥炭的结构和颜色

泥炭结构疏松、多孔，力学稳定性差，它与形成泥炭的植物种属、分解度及矿物质含量有关。例如，泥炭藓泥炭呈疏松的海绵状结构，草本泥炭一般呈纤维状结构，木本泥炭呈小块状结构等。

泥炭的颜色主要决定于形成泥炭植物种属的颜色，如泥炭藓泥炭往往保持原植物的浅黄色。泥炭的颜色是随分解度的增强而变深、变暗，最终转变为腐殖质所具有的黑色。自然状态的泥炭颜色，随含水量增大而变浅。泥炭颜色亦与泥炭自生矿物的影响有关。例如，含蓝铁矿时，增加蓝色；含菱铁矿时，则增加浅绿色。

5．泥炭的可燃性

泥炭中由于含有较多的有机物质，因此具有可燃性，通常以发热量来表示。泥炭有机质的元素组成、组分组成、分解度、水分及灰分等因素，都影响到泥炭发热量的高低。我国泥炭的发热量多在10～12MJ/kg，最高可超过16.5MJ/kg。

三、泥炭的类型

根据泥炭的原有植物组成，泥炭可划分为草本泥炭、木本泥炭和藓类泥炭。

草本泥炭主要是由各种草本植物残体组成，通常以莎草科植物为主，苔草、芦苇等最为普遍，有时夹有杂草类和灰藓，一般草本植物残体的含量占泥炭全部有机残体总量的一半以上。这种泥炭的灰分含量较高，分解较强，酸碱度（pH值）为微酸到微碱性，含水量较其它泥炭少，色暗且弹性较差，我国的泥炭多属此类型。

木本泥炭主要由乔木和灌木植物的枝干、根系、果、叶等经过泥炭化作用而形成。木本植物物质残体含量占泥炭全部有机残体总量的一半以上。木本植物残体中木质素含量较多，它的分解较为缓慢，因而在泥炭化过程中，分解弱的残体往往较好地保存成碎块状，分解强的则形成碎屑状。这类泥炭的灰分含量一般比草本泥炭低，含水量少，显示红褐色，弹性差，我国有少量泥炭属于此类。

藓类泥炭主要由泥炭藓等贫营养植物残体组成，含量占全部有机残体总量的一半以上，多混夹有少量苔草和木本植物残体。一般生成于酸性和强酸性环境，常称为酸沼。这类泥炭的灰分含量最低，含水量最高，由于分解缓慢使纤维保存较好，色淡，弹性强。我国这类泥炭极少，仅在大、小兴安岭和其它高山地带有少量分布。

第五节　腐泥化作用

腐泥化作用是在湖泊、沼泽水深地带及泻湖、海湾和浅海等水体中进行的，低等植物藻类和浮游生物遗体在滞流还原环境和厌氧微生物参与下，经过复杂的生物化学变化，可

形成富含水分的有机软泥。这个过程为腐泥形成的过程。

腐泥化作用的产物主要是腐泥。腐泥的原始物质、形成环境及演化过程与泥炭化作用不同。形成腐泥的原始物质主要是生活在水中的低等植物菌藻类和少量的浮游生物，以及异地成因的少量高等植物残体（如孢子、花粉、角质层和木质纤维素碎屑残片等），还有一些水生动物及其排泻物。

现代腐泥的形成环境主要是湖泊，有时也形成于滞流的海湾、泻湖水体中。在地质历史中所形成的腐泥煤很少成层，而以夹层、透镜体存在于腐植煤煤层内，这与泥炭沼泽形成和演化有关。

腐泥化过程中，形成腐泥的各种低等植物及其它生物遗体在滞流的较深水条件下和缺氧的还原环境中（一般是在－Eh和pH为7～9的条件下），受到厌氧细菌的作用，首先使在这种水深环境大量生存的低等植物体内脂肪和蛋白质发生分解（由于蛋白质分解造成的氨聚集起来形成了碱性环境）。这种作用不仅涉及到含氮物质蛋白质的分解，也涉及到无氮物质的分解和发酵。在厌氧细菌活动的作用下，因耗用有机质本身的氧，从而使植物物质内部发生分解。这种作用类似于分解蒸馏。分解后的物质，经过不断地缩合、聚合作用，形成一种富含水的棉絮状胶体物质，并经过脱水、压实等变化，最后转化成腐泥。

在腐泥化过程中，形成的气态产物主要有CH_4、NH_3、N_2O、N_2、H_2S和CO_2。与泥炭化作用类似，腐泥化作用除了对植物物质的生物化学分解外，还有原有植物物质的转化和新生有机物质的合成。这就是经分解后大量出现的富含氢的液态或固态沥青质物质，如脂肪酸和其它类脂化合物等，芳香族含量低，脂肪族含量高。

腐泥化作用的程度不同，形成腐泥的原始物质的腐解程度亦不尽相同，有的保存或部分保存原生的低等植物组织形态或结构，有的则被彻底分解，形成的腐泥煤其显微组分的特征也不相同。

腐泥是滞水湖沼中常见的一种沉积物，一般为黄、暗褐、黑灰色等。新鲜的腐泥含水可达70%～90%，干燥后含水量为18%～20%。形成于大湖泊中的腐泥，一般灰分含量较高，可达20%～30%；形成于森林沼泽、湖泊中的腐泥，灰分含量低。

第二章　煤岩学基础

煤是一种固体可燃有机岩，它是由有机物质和无机矿物质混合组成。用肉眼观察，煤是由各种宏观煤岩成分所组成，这些宏观煤岩成分组合成不同的宏观煤岩类型。用显微镜观察时，煤是由各种显微煤岩组分所组成，这些显微煤岩组分组合成不同的显微煤岩类型。不同的宏观煤岩成分和宏观煤岩类型是由不同的显微煤岩类型所组成。不同的煤层，由于原来聚积条件的不同，所以煤岩组成也不相同。煤化过程中，各种煤岩组成发生了深刻的变化。

第一节　宏观煤岩组成及煤的物理性质

一、腐植煤的宏观煤岩成分和宏观煤岩类型

（一）宏观煤岩成分

宏观煤岩成分是用肉眼可以区分的煤的基本组成单位，包括镜煤、亮煤、暗煤和丝炭。镜煤和丝炭是简单的煤岩成分，暗煤和亮煤是复杂的煤岩成分。

1．镜煤

镜煤的颜色深黑、光泽强，是煤中颜色最深和光泽最强的成分。它质地纯净，结构均一，具贝壳状断口和内生裂隙。镜煤性脆，易碎成棱角状小块。在煤层中，镜煤常呈凸透镜状或条带状，条带厚几毫米至1～2cm，有时呈微细层理状存在于亮煤和暗煤之中。

镜煤是由植物的木质纤维组织经凝胶化作用转变而成。镜煤的显微组成比较单一，是一种简单的宏观煤岩成分。

2．丝炭

外观象木炭，颜色灰黑，具明显的纤维状结构和丝绢光泽。丝炭疏松多孔，性脆易碎，能染指。丝炭的胞腔有时被矿物质充填，称为矿化丝炭，矿化丝炭坚硬致密，比重较大。在煤层中，丝炭常呈扁平透镜体沿煤层的层理面分布，厚度多在1～2mm至几毫米之间，有时能形成不连续的薄层；个别地区，丝炭层的厚度可达几十厘米以上。

丝炭是植物的木质纤维组织在缺水的多氧环境中缓慢氧化或由于森林火灾所形成。丝炭也是一种简单的宏观煤岩成分。丝炭的孔隙度大，吸氧性强，丝炭多的煤层易发生自燃。

3．亮煤

亮煤的光泽仅次于镜煤，一般呈黑色，较脆易碎，断面比较平坦，比重较小。亮煤的均一程度不如镜煤，表面隐约可见微细层理。亮煤有时也有内生裂隙，但不如镜煤发育。在煤层中，亮煤是最常见的宏观煤岩成分，常呈较厚的分层，有时甚至组成整个煤层。

亮煤的组成比较复杂。它是在覆水的还原条件下，由植物的木质纤维组织经凝胶化作用，并掺入一些由水或风带来的其它组分和矿物杂质转变而成。

4．暗煤

暗煤的光泽暗淡，一般呈灰黑色，致密坚硬，比重大，韧性大，不易破碎，断面比较

粗糙，一般不发育内生裂隙。在煤层中，暗煤是常见的宏观煤岩成分，常呈厚、薄不等的分层，也可组成整个煤层。

暗煤的组成比较复杂。它是在活水有氧的条件下，富集了壳质组、惰性组或掺进较多的矿物质转变而成。含惰性组或矿物质多的暗煤，质量较差；富含壳质组的暗煤，则煤质较好，且比重往往较小。

（二）宏观煤岩类型

各种宏观煤岩成分的组合有一定的规律性，造成煤层中有光亮的分层，也有暗淡的分层。这些分层厚度一般为十几厘米至几十厘米，在横向上比较稳定。按宏观煤岩成分的组合及其反映出来的平均光泽强度，可划分为四种宏观煤岩类型，即：光亮型煤、半亮型煤、半暗型煤和暗淡型煤。各类型的特征如下：

1．光亮型煤

主要由镜煤和亮煤组成（>80%），光泽很强。由于成分比较均一，常呈均一状或不明显的线理状结构。内生裂隙发育，脆度较大，容易破碎。光亮型煤的质量最好，中煤化程度时是最好的冶金焦用煤。

2．半亮型煤

亮煤和镜煤占多数（50%～80%），含有暗煤和丝炭。光泽强度比光亮型煤稍弱。由于各种宏观煤岩成分交替出现，常呈条带状结构。具棱角状或阶梯状断口。

3．半暗型煤

镜煤和亮煤含量较少（50%～20%），而暗煤和丝炭含量较多，光泽比较暗淡，常具有条带状、线理状或透镜状结构。半暗型煤的硬度、韧性和比重都较大，半暗型煤的质量多数较差。

4．暗淡型煤

镜煤和亮煤含量很少（<20%），而以暗煤为主，有时含较多的丝炭。光泽暗淡，不显层理，块状构造，呈线理状或透镜状结构，致密坚硬，韧性大，比重大。暗淡型煤的质量多数很差，但含壳质组多的暗淡型煤的质量较好，且比重小。

（三）褐煤的宏观煤岩类型

按褐煤的煤化程度由低到高，可将褐煤细分为软褐煤（或土状褐煤）、暗褐煤和亮褐煤三个阶段。亮褐煤在宏观特征上接近于烟煤，四种宏观煤岩成分清楚可见，故其煤岩类型可用硬煤的方法来划分。但软褐煤和暗褐煤的宏观特征与硬煤大不相同，它们无光泽，不能划分出四种宏观煤岩成分，其宏观煤岩类型不同于烟煤和无烟煤。

国际煤岩学委员会（ICCP）于1984年提出软褐煤煤岩类型分类系统。该分类系统是根据组成成分分出4种煤岩类型组，即碎屑煤、木质煤、丝质煤和富矿物煤。每一种煤岩类型组还可根据结构分为煤岩类型，如条带状煤和非条带状煤。进一步可按凝胶化作用的程度和颜色细分为煤岩类型种，如黄色煤（未凝胶化）、褐色煤（弱凝胶化）和黑色煤（凝胶化）。结构要在新鲜面上观察，颜色应以干燥后（约2d）的颜色为准。

二、煤的物理性质

煤的物理性质主要包括五个方面，即：光学性质、机械性质、空间结构性质、电磁性质和热性质。如颜色、光泽、反射率、折射率、吸收率；硬度、脆度、可磨性、断口；比重、表面积、孔隙度、压缩性；介电常数、导电性、磁性；比热，导热性等。煤的物理性

质是煤的化学组成和分子结构的外部表现，受到煤化程度、煤岩组成和煤风化程度的影响。

（一）颜色

煤的颜色是煤对不同波长可见光波吸收的结果。在不同的光学条件下，煤呈现不同的颜色。在普通白光照射下，煤表面反射光线所显示的颜色称为表色。腐植煤的表色随煤化程度的增高而变化，褐煤通常为褐色、褐黑色；低中煤化程度的烟煤为黑色，高煤化程度的烟煤为黑色略带灰色，无烟煤往往为灰黑色，带有铜黄色或银白色的色彩。因此，根据表色可以明显地区别出褐煤、烟煤和无烟煤。腐泥煤的表色变化较大，有深灰色、棕褐色、甚至灰绿色至黑色。煤中的水分能使颜色加深，而煤中的矿物质往往使煤的颜色变浅。

煤研成粉末的颜色称为粉色。它可用钢针刻划煤的表面或用镜煤在未上釉的瓷板上刻划条痕而得，粉色也称条痕色。煤的粉色一般略浅于表色。粉色较固定，用粉色判断煤的煤化程度效果较好。褐煤的粉色为浅褐色、褐色，低煤级烟煤为深褐色到黑褐色，中煤级烟煤为褐黑色，高煤级烟煤为黑色有时略带褐色；无烟煤为深黑色或灰黑色。腐泥煤的粉色一般比腐植煤要浅，随煤级的增高，粉色也逐渐加深。煤的粉色不但决定于煤化程度，还与煤岩类型和风氧化程度有关。为了统一对比条件，一般应以新鲜的较纯净的光亮型煤的粉色为准。

把煤磨成薄片（厚约0.03mm），用显微镜在普通透射光下观察，煤薄片显示出的颜色为透光色，又称体色。透光色是煤对不同波长可见光选择性吸收的结果。不同的煤岩组分具有不同的透光色，常见的有黄色、红色和黑色；同一煤岩组分在不同煤化阶段显示出不同的透光色。煤级越高，透光性越差，无烟煤几乎不透明。

把煤的表面磨光，用显微镜在普通反射光下观察，煤光面上显示出的颜色称为反光色。各种煤岩组分的反光色均呈灰至白色色调。不同的煤岩组分反光色不同，同一煤岩组分在不同煤化阶段反光色也不同。随煤化程度的增高，煤反光色逐渐变浅。

煤的磨光面用蓝光或紫外光激发而呈现的颜色，称为反射荧光色。反射荧光色随煤岩组分和煤化程度的不同而变化，有绿黄色、黄色、棕色等。随煤级增高，荧光减弱，至高煤阶荧光消失。

（二）光泽

煤的光泽是指煤新鲜断面的反光能力。光泽与煤的成因类型、煤岩成分、煤化程度和风化程度有关。腐泥煤的光泽一般都比较暗淡。腐植煤的四种宏观煤岩成分中，镜煤的光泽最强、亮煤次之，暗煤和丝炭的光泽暗淡。随着煤化程度的增高，各种宏观煤岩成分的光泽有不同程度的增强，丝炭和暗煤的光泽变化小，而镜煤和较纯净的亮煤变化明显。根据镜煤或较纯净亮煤的光泽可判断煤级，即年青的褐煤无光泽，老褐煤呈蜡状光泽或弱的沥青光泽；低煤级烟煤具沥青光泽、弱玻璃光泽，中煤级烟煤具强玻璃光泽，高煤级烟煤具金刚光泽；无烟煤具半金属光泽。

（三）反射率、折射率和吸收率

煤的反射率是在垂直照明条件下，煤岩组分磨光面的反射光强度与入射光强度之比，以百分率表示。随着煤化程度的增高，煤的反射率不断的增强。油浸介质中，煤的最大反射率$R^{o}_{max}=0.26\%\sim11.0\%$，空气介质中煤的最大反射率$R^{a}_{max}=6.40\%\sim22.10\%$。当$C_{daf}\geqslant$

85%时，反射率出现最大值和最小值，即双反射现象。随煤级升高，双反射逐渐增强（表2-1）。煤的反射率是确定煤化程度最重要的光学常数，它对煤质评价、煤加工利用、油气勘探等地质问题均有十分重要的意义。

表 2-1 镜质组的反射率、折射率和吸收率

C_{daf}%	R_{max}^{o}%	R_{min}^{o}%	R_{max}^{a}%	R_{min}^{a}%	$N_{最大}$	$N_{最小}$	$K_{最大}$	$K_{最小}$
58.0	0.26	0.26	6.40	6.40	1.680	1.680	0.02	0.02
70.5	0.35	0.35	6.80	6.80	1.705	1.705	0.03	0.03
75.5	0.51	0.51	7.25	7.25	1.230	1.730	0.04	0.04
83.5	0.67	0.67	7.85	7.85	1.775	1.775	0.05	0.05
85.0	0.92	0.90	8.50	8.45	1.815	1.815	0.06	0.06
89.0	1.26	1.18	9.50	9.30	1.88	1.87	0.07	0.07
91.2	1.78	1.55	10.60	10.00	1.95	1.90	0.08	0.08
92.5	2.37	1.84	11.70	10.55	2.00	1.93	0.12	0.11
93.4	3.25	2.06	12.90	10.80	2.02	1.93	0.20	0.14
94.2	4.17	2.22	14.05	11.05	2.02	1.93	0.26	0.16
95.0	5.20	2.64	15.35	11.55	2.02	1.93	0.33	0.20
96.0	6.60	3.45	17.10	12.55	2.02	1.93	0.39	0.26
100.0	11.0		22.10					

注：据《应用煤岩学》，周师庸，1985。

煤的折射率是光线通过煤的界面时，在界面发生折射后进入煤的内部，其入射角和折射角的正弦之比。随着煤化程度的增高，煤的折射率也相应增高，从1.680增至2.02。在$C_{daf}\geqslant 85\%$后，折射率出现最大值和最小值，其差距随煤级增高而增大。

煤的吸收率一般都比较小，随煤化程度的增高，煤的吸收率逐渐增大，从0.02增至0.39。当$C_{daf}\geqslant 92\%$后，吸收率出现最大值和最小值，其差值随煤级增高而增大。在高煤级阶段煤的分子结构中，芳香层状结构不断增大，排列越来越规则化，在平行和垂直于芳香层面两个方向的光学性质出现显著差异，即出现光学各向异性现象。

（四）硬度

煤的硬度是指煤抵抗外来机械作用的能力。随着外加机械作用力的性质不同，煤的硬度表现形式也不一样。煤的硬度分为刻划硬度、压痕硬度和磨损硬度三类。

刻划硬度是用标准矿物刻划煤所测定的相对硬度。宏观煤岩成分中，暗煤硬度最大，亮煤、镜煤硬度小。煤的硬度还与煤级有关，褐煤和中煤化程度的烟煤硬度最小，为2～2.5；无烟煤硬度最大，接近4。

显微硬度是压痕硬度的一种，可用专门仪器测定显微组分的硬度。测定是在显微硬度计上进行。煤的显微硬度与煤化程度有关（图2-1）。年青褐煤和中煤级烟煤的显微硬度最小，无烟煤的显微硬度最大，且上升的幅度很大。

抗磨硬度是磨损硬度的一种。它是用研磨阻力的大小来表示煤磨光面上显微组分或矿物的硬度，表现为显微组分或矿物的突起现象，是显微镜下鉴定标志之一。抗磨硬度与煤化程度有关，在低、中煤级煤中，丝炭比较硬，在磨光面上显出突起，而镜煤比较软，磨光面上不显突起；随着煤级的增高，镜煤与丝炭抗磨硬度逐渐接近，丝炭的突起变小，甚

至消失。抗磨硬度还与煤中的矿物质、煤的裂隙、风氧化程度有关。石英、黄铁矿、菱铁矿增加，煤的抗磨硬度增大；煤中的裂隙增多或煤受风氧化，则使煤的抗磨硬度降低。

（五）脆度和可磨性

煤的脆度是指煤受外力作用而破碎的性质，表现为抗压强度和抗剪强度。强度小者，煤易破碎，脆度大；反之，脆度小。脆度和硬度同属抵抗外来机械作用的性质，但受力性质不同，表现的形式也不一样，所以两者概念不同。丝炭的脆度大，硬度也大；镜煤的脆度大，但硬度小；暗煤的硬度大，脆度小。不同的宏观煤岩成分和类型其脆度不同。腐泥煤和残植煤的脆度都较小，如我国抚顺的煤精，是一种腐植腐泥煤类，其脆性小、韧性好。煤的脆度还与煤化程度有关，中煤级的烟煤脆度最大，低煤级煤的脆度变小，无烟煤的脆度最小。

有人提出显微脆度的概念，它是在显微镜下根据金刚石压锥压入显微组分后，压痕产生裂纹的程度来测定。一定静载荷下，每 100 个压痕中出现裂纹的压痕数来表示。数值越大，显微脆度越大。由图 2-2 可见，中煤级的焦煤显微脆度最大，随煤级的增高或降低，显微脆度变小。强还原煤比弱还原煤的脆度要大。

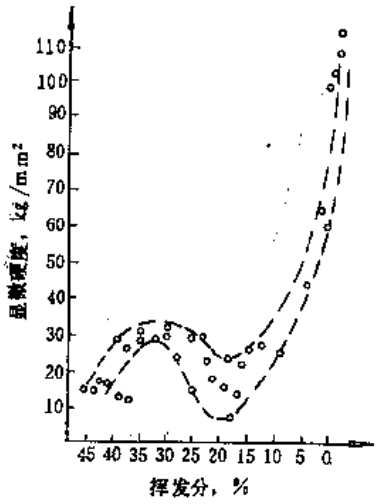


图 2-1 煤的显微硬度与煤化程度的关系
（据 E.M.泰茨）

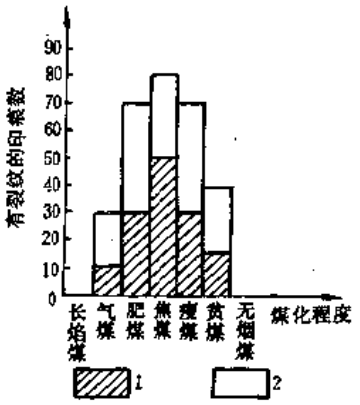


图 2-2 显微脆度与煤化程度的关系
1—弱还原煤；2—强还原煤
（据 И. И. Аммосов, 1963）

煤的可磨性是指粉碎煤的难易程度，可用可磨性系数K_{HG}来表示。可磨性越大的煤越易粉碎；反之，越难。测定煤可磨性的方法有许多种，我国和美、英、日、印等国均采用哈德格罗夫（Hardgrave）法，已作为国家标准。煤中各显微组分的K_{HG}不同，其中丝质组最高，半丝质组其次，其后是镜质组，壳质组最低。它们随煤化程度而变化，但在中挥发分（C_{daf} = 90%附近）时都有一个最大值。

（六）煤的压缩性

煤在恒温下加压，其体积变化的百分数，称为煤的压缩性。压缩性与煤化程度有关，煤化程度越高，压缩性越小。加压后丝质组体积变化极少，镜质组有变化，稳定组分变化最大，但到高煤级时，其压缩性比镜质组小。显微组分的压缩性随压力的增大而增加，壳质

组变化最大，镜质组其次，惰性组最小。

（七）断口

煤受外力打击后断开的表面，称为断口。断口不包括层理面或裂隙面。煤中常见的断口有贝壳状断口、阶梯状断口、参差状断口、棱角状断口、粒状断口等。断口反映了煤物质组成的均一性和方向性的变化。组成较均一的煤，如腐泥煤、腐植腐泥煤、镜煤等常具有贝壳状断口；而组成不均一的煤，常见其它类型的断口。

（八）比重与密度

煤的比重是指20℃时煤的重量与同温度、同体积水的重量之比，用符号d_{20}^{20}表示。煤的密度是指单位体积煤的质量。比重和密度的数值相等，但物理意义不同。比重没有单位，而密度有单位。煤的比重与煤岩成分、煤化程度及煤中矿物质的性质和含量有关。

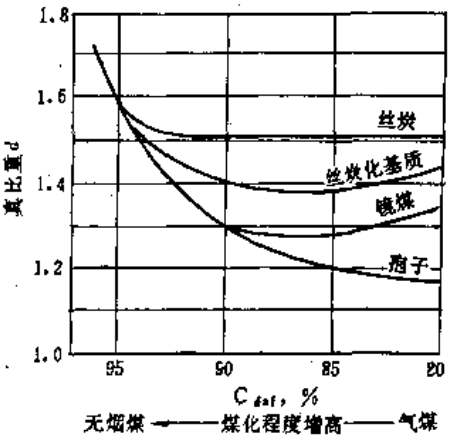


图 2-3 煤岩组分真比重与煤化程度的关系

（据《中国煤田地质学》，1979）

同一煤级的煤中，不同煤岩组分的真比重不同。丝质组的真比重最大，镜质组次之，壳质组最小。随着煤化程度的增高，各种煤岩组分的真比重逐渐接近。丝质组的真比重从1.35～1.80，镜质组从1.24～1.80，壳质组从1.12～1.80（图2-3、表2-2）。腐泥煤的比重明显低于腐植煤。

表 2-2 煤岩组分在不同煤化程度时的真比重

V组的	C_{daf}, %			纯煤真比重			芳碳率 f_a		
C_{daf}, %	V	E	I	V	E	I	V	E	I
81.5	81.5	82.2	83.6	1.259	1.120	1.380	0.82	0.62	0.90
85.0	85.0	85.7	87.2	1.240	1.168	1.357	0.84	0.75	0.92
87.0	87.0	87.7	89.1	1.243	1.207	1.352	0.86	0.84	0.93
89.0	89.0	89.6	90.8	1.282	1.255	1.363	0.89	0.84	0.93
90.0	90.0	90.4	91.5	1.277	1.281	1.380	0.91	0.91	0.95
91.2	91.2	91.5	92.2	1.314	1.320	1.416	0.93	0.93	0.96
95.0	94.2	/	/	1.499	/	/	1.0	/	/

注：1.V代表镜质组；E为壳质组；I为惰性组；C_{daf}为干燥无灰基碳含量。

2.此表据《煤质学》，白浚仁，1989，略修改。

镜质组在煤化程度较低时（$C_{daf}<85\%$）真比重随煤化程度的升高而逐渐减少，至$C_{daf}=85\%\sim87\%$时，真比重为最小值（TRD=1.24）。过此点后，真比重又随碳含量的增加而增大。当$C_{daf}>90\%$以后，即到了无烟煤阶段，真比重急剧增加，从1.35一直上升至2.25（$C_{daf}=100\%$，石墨）。

煤中矿物的比重比煤岩组分大得多，如粘土矿物的比重为2.4～2.6，石英、方解石为2.7，菱铁矿为3.8，黄铁矿的比重为5.0等。因此煤中矿物对煤比重影响较大，随着矿物含量的增高，煤的比重也增大。但煤中矿物质的准确含量是很难测定的，所以要测得纯煤的真比重比较困难。有人研究，煤的灰分每增加1%，煤的真比重约增高0.01。因此，煤

的真比重的近似值可用下式计算：

纯煤真比重＝无水含灰煤的真比重－0.01×干燥煤的灰分

煤的视比重是计算储量的重要参数之一。由于煤中矿物质含量变化大，所以煤的视比重变化也大。在矿物质含量较低的情况下，褐煤的容重为1.1～1.2，烟煤的容重为1.2～1.4，无烟煤的容重为1.4～1.8。在地质勘探工作中，煤的容重要专门取样测定。

（九）煤的表面积

1．煤的润湿热

固体和液体接触时，如果固体分子和液体分子间的作用力大于液体分子之间的作用力，则固体可以被液体润湿；反之，则不能润湿。当煤被液体润湿时，由于煤分子和液体分子间的作用力大于液体分子间的作用力，故有热量放出，称为润湿热。润湿热的大小与液体的种类和煤的表面积有关。常用的液体是甲醇，它的润湿力强，作用快，几分钟内润湿热基本上可全部释放出来。据测试，润湿热与煤的表面积大致存在的对应关系是：0.42J的润湿热相当于1m²的表面积。

煤的润湿热与煤岩组分和煤化程度有关，镜质组的润湿热最大，次为丝质组、壳质组较小。

2．煤的表面积

煤的表面包括外表面积和内表面积两部分，但外表面积所占比例极少，主要是内表面积。煤的表面积用比表面积表示，即每克煤所具有的表面积，单位为m^2/g，煤比表面积大小与煤的分子结构和孔隙结构有关。

测定煤的比表面积有各种方法，如润湿法、BET(三位物理、化学家名字的缩写)法、微孔体积法和气相色谱法等。

用BET法测定的煤比表面积见表2-3。由表可见，无烟煤和褐煤的比表面积最大，褐煤为200m^2/g,无烟煤为230m^2/g，中低煤级烟煤的比表面积最小，60～80m^2/g，这反映了煤化过程中分子空间结构的变化。

表 2-3 煤的比表面积（BET法）

煤级	碳含量 $C_{d.af}$，%	比表面积，m^2/g		
		CO_2(－78℃)	Xe(0℃)	CO_2(25℃)
无烟煤	95.2	246	223	224
焦煤	90.0	146	141	146
肥煤	86.2	107	109	125
气煤	83.6	89	62	104
长焰煤	79.2	92	84	132
褐煤	72.7	198	149	139

注：据《煤化学》，高之培，1984。

煤的比表面积与瓦斯吸附量呈正比关系，比表面积大，瓦斯吸附量也大。煤的比表面积对研究煤层中的瓦斯含量和瓦斯突出、研究煤在气化时的化学反应性都具有实际意义。

（十）孔隙率

煤中毛细孔和裂隙之总体积与煤的总体积之比称为煤的孔隙率或孔隙度。也可用单位重量煤包含的孔隙体积（cm^3/g）表示。

煤的孔隙率可以根据煤的真比重和视比重，用计算求得，因为氦分子能充满煤的全部孔隙，而水银在不加压条件下完全不能进入煤的孔隙，故用下式可求出煤的孔隙度：

$$\text{孔隙率} = \frac{\text{真比重} - \text{视比重}}{\text{真比重}} \times 100\%$$

或

$$\text{孔隙度} = \frac{d_{氦} - d_{汞}}{d_{氦}} \times 100\%$$

式中 $d_{氦}$、$d_{汞}$——用氦和汞测定的煤的密度，g/cm^3。

煤孔隙率的大小与煤级有关（表2-4），褐煤的孔隙率高，约15%～25%，无烟煤的孔隙率也较高，约在5%～10%左右，而低中煤级烟煤的孔隙率较低，约2%～5%。煤的孔隙率与显微煤岩组分和煤中矿物质含量有关。相同煤级的煤，孔隙率可有相当大的波动范围。

表 2-1 孔隙率与煤化程度的关系

R_{max}^{o}, %	0.15	0.37	0.45	0.57	0.63	0.70	0.85	1.09	1.12	1.36	1.85	1.91	2.69
孔隙度, %	24.72	16.84	12.91	9.18	7.78	7.50	6.94	6.36	6.16	6.18	6.24	6.40	6.20

注：据李潮明，1990，简化。

煤中孔隙的大小并不是均一的。在煤矿的瓦斯研究工作中，煤中的孔隙大小一般分为三级，即大孔、过渡孔和微孔。大孔的孔径一般大于100nm，中孔的孔径为100～10nm，微孔的孔径小于10nm。

在大孔中，甲烷气体可以产生层流或者紊流渗透，煤中大孔的分布直接影响到煤中瓦斯运移的能力；在过渡孔中，可以产生毛细管凝结、物理吸附及扩散现象，它影响到煤层储藏瓦斯的能力；微孔则被甲烷分子充满，形成类似于固溶体的形式。

（十一）煤的导电性

煤的导电性是指煤传导电流的能力，通常以电阻率表示。煤的导电性与煤化程度、煤中的水分、煤中矿物质的性质和含量、煤岩成分，以及煤的孔隙度、煤的风化程度等有关。

褐煤的孔隙度大，含水多，并有溶于水中的腐植酸离子，所以褐煤的导电性好，电阻率小，属于水溶液离子导电；烟煤是不良导体，电阻率大；高煤级的烟煤至无烟煤，电阻率迅速减小，煤的导电性大大增强；无烟煤为良导体，属于自由电子导电。褐煤的电阻率变化于10～200 Ω·m之间，低中煤级烟煤的电阻率ρ=4000～5000 Ω·m，高煤级烟煤的电阻率ρ=1000～10 Ω·m，无烟煤的电阻率ρ=10～0.0001 Ω·m。

低中煤级的煤中，镜煤、亮煤比暗煤和丝炭的导电性差；但在高煤级烟煤和无烟煤中，情况相反，镜煤、亮煤的导电性比暗煤好。

煤的导电性与煤中矿物的性质和数量有关。一般烟煤的电阻率随矿物含量的增高而变小；而无烟煤则相反，电阻率随矿物含量的增高而增大。但煤中含黄铁矿时，则电阻率会显著降低。煤的电阻率还与煤的层状构造有关，沿层理面煤的电阻率较小，垂直层理面方向，煤的电阻率较大。当煤遭受风氧化时，电阻率明显下降。

（十二）磁性

物体置于磁场内，和磁场相吸者称顺磁性物质，和磁场相斥者称抗磁性物质。抗磁性物质，其内部结构的原子或分子具有闭合的电子外层，即电子都已成对；顺磁性物质，其电子层上尚有未配对的电子。煤属于抗磁性物质。

物质置于磁场内，由于其原子核吸收了磁场能，引起物质相对于磁场的自旋方向发生变化，这就是物质的核磁共振。煤的核磁共振是煤的重要磁性质之一。

在一高斯磁场下，1g物质所呈现的磁化率称物质的抗磁性磁化率或单位质量磁化率。煤的抗磁性磁化率随煤化程度的增高而增高。但在煤的$C_{daf}=80\%\sim90\%$的区间内，抗磁性磁化率增高缓慢；当煤的$C_{daf}>90\%$以后，煤的磁化率剧增。

煤的抗磁性和煤的核磁共振是研究煤结构的有效方法。

（十三）导热性

煤作为燃料或者进行干馏、气化、液化都需要考虑煤的导热性。

煤的比热是指1 g质量的煤，温度变化1℃所需（释放）的热量（即热容）与水的热容（15℃的水）的比值。水的热容为4.18J/g（15℃），故煤的比热和热容在数值上是一致。比热没有单位，室温下煤的比热为0.2～0.4。煤的比热有一定的波动范围，这是因为煤是复杂的有机高分子物质，并含有无机矿物质和水。煤的比热除受煤的煤化程度影响外，还受非煤物质及其含量的影响。

煤的比热随煤中水分的增加而呈直线的增大，这是因为水的比热比煤大得多。无机矿物质的比热较小，一般约0.19，故煤的灰分增高，则煤的比热下降。煤的比热还受温度影响，测定温度升高，煤的比热增大。

煤的导热性是煤加工利用时重要的物理性质。煤的导热性与煤的孔隙率及孔隙中的气体有关，还与煤级及煤中无机矿物质有关。随煤化程度的增高，煤的导热性增强。

三、煤的裂隙

煤的裂隙是指煤受到自然界各种应力作用而造成的裂开现象。按成因不同可分为内生裂隙和外生裂隙两种。

1．内生裂隙

内生裂隙是在煤化过程中，煤中的凝胶化物质受到温度和压力等因素的影响，体积均匀收缩产生内张力而形成的一种张裂隙。内生裂隙主要出现在镜煤中，有时也出现在均匀致密的光亮型煤分层中。内生裂隙一般都垂直或大致垂直于层理面，只发育在镜煤或光亮煤条带或分层内。内生裂隙面较平坦光滑，有时可见到十分细密的环纹组成的眼球状张力痕迹。内生裂隙有大致互相垂直的两组。其中，一组较发育，称为主要裂隙组；另一组则较稀疏，称为次要裂隙组（图2-4）。

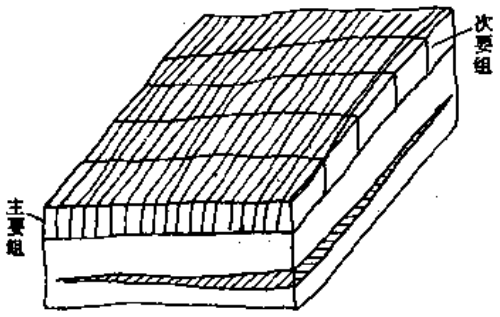


图 2-4　煤的内生裂隙示意图

内生裂隙的发育程度与煤化程度有关。中煤化阶段的焦煤、瘦煤内生裂隙最发育，5cm内约有30～60条（主要裂隙组）；而低或高煤阶的烟煤则减少，5cm内为10～20条；无烟煤和褐煤中内生裂隙很少或没有。褐煤由于失水，常常有切穿煤岩成分或层理的干缩裂纹。所以，可根据煤的内生裂隙发育程度来大致判断煤的煤化阶段。观察煤的内生裂隙

时，要在打开的镜煤层理面上观察，而在垂直层理的断面上往往看不清楚。

2．外生裂隙

外生裂隙是在煤层形成之后，受构造应力的作用而产生。外生裂隙可出现在煤层的任何部分，与煤层的层理呈不同角度相交，并切穿煤岩成分和煤分层的层理。外生裂隙面上常有波状、羽毛状或光滑的滑动痕迹，有时可见到次生矿物或破碎的煤屑。外生裂隙面有时与内生裂隙面重叠。

在矿井下，要经常注意测量外生裂隙方向，这对判断断层有一定的帮助。研究外生裂隙的方向，对提高采煤效率、预测瓦斯突出，也有实际意义。

四、煤的结构和构造

（一）煤的结构

煤的结构是指煤岩成分的形态、大小、厚度、植物组织残迹，以及它们之间相互关系所表现出来的特征。它反映了成煤原始物质的成分、性质及在成煤时和成煤后的变化。在低煤级煤中，煤的结构很清楚；随着煤化程度的增高，各种煤岩成分的性质逐渐接近，因而煤的结构就逐渐变得均一。

煤的结构分原生结构和次生结构两种。

1．原生结构

煤的原生结构是指由成煤原始物质及成煤环境所形成的结构。常见的原生结构有以下8种：

1）条带状结构　煤岩成分呈条带状相互交替出现。按条带的宽窄，可分为宽条带状结构（条带宽大于5mm）、中条带状结构（条带宽3～5mm）和细条带状结构（条带宽1～3mm）。条带状结构在烟煤的半亮型煤和半暗型煤中最为常见，年青褐煤和无烟煤中条带状结构不明显。

2）线理状结构　指镜煤、丝炭、粘土矿物等以厚度小于1mm的线理断续分布于煤中，形成线理状结构。半暗型煤和半亮型煤中常见。据线理之间交替的线距，又可分为密集线理状结构和稀疏线理状结构。

3）凸镜状结构　指镜煤、丝炭、粘土矿物、黄铁矿等，常以大小不等凸镜体形式散布于煤中，构成凸镜状结构。半暗型和暗淡型煤中常见，有时光亮型煤中也可见到。

4）均一状结构　指组成成分较单纯、均匀，形成均一状结构。如镜煤、腐泥煤、腐植腐泥煤类等，都具有均一状结构。光亮型煤和暗淡型煤有时也表现出均一状结构。

5）粒状结构　由于煤中散布着大量的孢子或矿物杂质，使煤呈现出粒状结构。多见于暗煤或暗淡型煤中。有时含菱铁矿鲕粒或含黄铁矿结核而呈鲕粒状结构或豆状结构，它们为粒状结构的变种。

6）叶片状结构　煤中有大量的木栓层或角质层，使煤呈现纤细的页理，如叶片状、纸片状等，煤易被分成薄片。角质残植煤和树皮残植煤具有叶片状结构。

7）木质状结构　煤中保存了植物茎部的木质纤维组织的痕迹，植物茎干的形态清晰可辨，称木质状结构。褐煤中常可见到木质状结构，有些低煤阶烟煤中也可见到。如我国山西繁峙褐煤中保存有良好的木质状结构而被称为“紫皮炭”。

8）纤维状结构　为丝炭所特有，它是植物根茎组织经丝炭化作用而形成，可见到植物原生的细胞结构沿着一个方向延伸表现出纤维状，疏松多孔。观察时要在煤层层面的丝

炭上才可见到。

2．次生结构

煤的次生结构是指煤层形成后受到构造应力作用而产生各种次生的宏观结构。

1）碎裂结构　煤被密集的次生裂隙相互交切成碎块，但碎块之间基本没有位移，可看到煤层的层理。碎裂结构往往位于断裂带的边缘。

2）碎粒结构　煤被破碎成粒状，主要粒级大于1mm。大部分煤粒由于相互位移摩擦失去棱角，煤的层理被破坏，碎粒结构往往位于断裂带的中心部位。

3）糜棱结构　煤被破碎成很细的粉末，主要粒级小于1mm。有时被重新压紧，已看不到煤层的层理和节理，煤易捻成粉末。糜棱结构一般出现在压应力很大的断裂带中。

（二）煤的构造

煤的构造是指煤岩成分空间排列和分布所表现出来的特征。它与煤岩成分自身的特征（形态、大小等）无关，而与成煤原始物质聚积时的环境有关。煤的原生构造分为层状构造和块状构造。

1．层状构造

沿煤层垂直方向上可看到明显的不均一性，主要是由组成成分不同而引起，或是煤岩成分的变化，或含无机矿物夹层所引起，表现为层理。

按层理的形态，可分为水平层理、波状层理和斜层理等。水平层理（连续状、不连续状）反映泥炭沼泽内成煤原始物质在平静的环境中，几乎没有水流动的条件下沉积形成。波状层理（不连续状、水平波状、凸镜状）反映植物堆积时，沼泽内的水介质有微弱的运动。斜层理则反映水介质有强度较大的定向流动的堆积环境。

2．块状构造

煤的外观均一，看不到层理。主要是成煤物质相对均匀，在沉积环境稳定滞水的条件下形成。腐泥煤、腐植腐泥煤及一些暗淡型腐植煤具有块状构造。

由于构造变动，使煤产生次生构造，如滑动镜面、鳞片状构造、揉皱构造等。次生构造可改变或破坏煤的原生构造。次生构造与构造变动有关，对煤层进行观察和描述时应加以注意。

第二节　煤的显微组成

在光学显微镜下能够识别出来的组成煤的基本成分，称为显微组分。由植物遗体变化而成的为有机显微组分，而矿物杂质则称为无机显微组分。

运用光学显微镜研究煤，最常用的有两种方法：一种是把煤磨成薄片在透射光下进行研究，主要鉴定标志是显微组分的颜色（透光色）、形态、结构等，在低中煤阶的煤中显微组分有红、黄、棕、黑等各种颜色，易于区别，但到了中高煤阶显微组分逐渐变的不透明，不便于研究，所以煤薄片的研究受到一定的限制；另一种是把煤块的表面磨光，然后在反射光下进行研究，显微组分的主要鉴定标志除了颜色（反光色）、形态、结构外，还有突起。不同的显微组分其磨损硬度不同，硬的组分不易磨损，显出突起，软的组分则不显突起。各种显微组分在反射光下呈现不同的灰色至白色。各煤阶的煤均可用光片在反射光下进行研究，但煤的光片只是代表煤层中某一点的情况。为了研究整个煤层或某些煤分层的性质，则要取有代表性的煤样，将其破碎缩分，取少量有代表性的煤粒，用胶结物粘结

起来，制成煤砖粉片，然后进行显微镜下研究。煤光片和煤砖粉片因其制作方便，适用范围广，故得到广泛的应用。用反射光研究煤时，可在煤光片或煤砖粉片与物镜镜头间加上一种浸油（折光率N＝1.518），由于浸油与物镜光学玻璃的折光率相近，故光线不产生折射，提高了各组分显微影象的反差和清晰度。

除了煤薄片和光片的研究外，还可把煤磨制成光薄片，即把煤磨成薄片后再把表面抛光，可同时进行透射光和反射光下的研究，还可用于电子探针、电子显微镜的研究。荧光显微镜法是较晚发展起来的一种研究方法，用紫外光或蓝光作为激发光照射煤光片，不同的显微组分可发出强度不同的荧光。荧光显微镜法在鉴定煤级和某些显微组分时有特殊的良好效果。

一、煤的有机显微组分

煤的有机显微组分可划分为三大组：镜质组、壳质组和惰性组。每个显微组分组中，可根据形态和结构的不同，分成不同的显微组分。

（一）镜质组

镜质组是煤中最常见最重要的显微组分组。它是由植物的根、茎、叶在复水的还原条件下，经过凝胶化作用而形成。低中煤阶时，镜质组在透射光下具橙红、褐红色、反射光下呈灰至浅灰色；氧含量较高、氢含量中等、碳含量较低；挥发分产率较高，具最好的粘结性，是炼焦的最主要成分。镜质组可分为三种显微组分，即：结构镜质体、无结构镜质体和碎屑镜质体。

1．结构镜质体

保存有植物的细胞结构，在煤中往往呈透镜体状产出。把细胞壁称为结构镜质体；细胞腔往往被无结构镜质体、树脂体、微粒体或粘土矿物所充填，胞腔充填物不属于结构镜质体。根据细胞结构保存的完好程度，又可分为以下两种亚组分：

1）结构镜质体1 细胞结构保存完好，胞腔排列整齐，胞壁不膨胀或稍有膨胀（图版Ⅰ-1、2，图版Ⅳ-1）。

2）结构镜质体2 胞壁膨胀，胞腔变小，胞腔大小不一，排列不整齐（图版Ⅰ-3，图版Ⅳ-2）。

2．无结构镜质体

显微镜下观察不到植物的细胞结构，电子显微镜下可见粒状结构。据形态、产状和成因的不同，又可分为以下四个亚组分：

1）均质镜质体 植物木质纤维组织经凝胶化作用变成均一状的凝胶。在煤中以透镜状或条带状产出。均质镜质体轮廓清楚，成分均一，不含任何其它杂质（图版Ⅰ-4，图版Ⅳ-3）。

2）胶质镜质体 指胶体腐植溶液充填到植物胞腔或其它空腔中沉淀成凝胶而形成。

3）基质镜质体 指植物木质纤维组织经彻底的凝胶化作用，变成极细的分散腐植凝胶或胶体溶液，以后再经凝聚而成。它呈基质状态，是作为其它各种显微组分的胶结物出现。基质镜质体的反射率通常略低于其它镜质体（图版Ⅰ-5，图版Ⅳ-4）。

4）团块镜质体 呈圆形或椭圆形，常单独出现。它是由植物细胞壁分泌出的树皮鞣质体所形成，也可由腐植凝胶形成。它的反射率通常比结构镜质体高（图版Ⅳ-5）。

3．碎屑镜质体

粒度小于30μm的镜质体。大多来源于泥炭化阶段就已被分解了的植物或腐植泥炭的颗粒，它们很少是由于镜质组受压而成的碎片。当它和其它镜质组的组分在一起时不易区别开，只有被不同的显微组包围时才可观察到。

（二）惰性组

又称丝质组，是煤中常见的显微组分组。它是由植物的根、茎、叶等组织在比较干燥的氧化条件下，经过丝炭化作用后在泥炭沼泽中沉积下来所形成；也可以由泥炭表面经炭化、氧化、腐败作用和真菌的腐蚀所造成。真菌菌类体在原来植物时就已是惰性组，惰性组还可以由镜质组和壳质组经煤化作用形成。惰性组在透射光下为黑色不透明，反射光下为亮白色至黄白色；碳含量最高、氢含量最低、氧含量中等；比重为1.5，磨蚀硬度和显微硬度高，突起高；挥发分低，没有任何粘结性。惰性组的芳构化程度高，反射率高。由于先期氧化，惰性组在煤化作用期间变化较小。惰性组包括丝质体、半丝质体、粗粒体、菌类体、碎屑惰性体和微粒体。

1．丝质体

丝质体分为4种：火焚丝质体、氧化丝质体、原生丝质体和煤化丝质体。

1）火焚丝质体　与森林火灾有关。火焚丝质体常具有特别薄的细胞壁，植物的细胞壁保存非常好，甚至胞间隙也清晰可见，有时可见年轮，胞腔通常是空的，也可充填粘土、黄铁矿等；火焚丝质体具高的反射率，淡黄的颜色和高的突起，很脆，易碎裂成极小的碎片。用电子自旋共振方法测定火焚丝质体，表明曾经受过400～600℃温度的影响（图版Ⅰ-6，图版Ⅳ-6、7）。

2）氧化丝质体　氧化丝质体的细胞结构保存差，细胞壁较厚或细胞排列不规则，反射色为白色，反射率低于火焚丝质体。氧化丝质体可以是植物经真菌分解形成；也可以是泥炭表层遭受氧化形成；或者含氧地下水渗入煤层，使一些煤岩组分氧化形成（图版Ⅰ-7，图版Ⅳ-8）。

3）原生丝质体　起源于富黑色素的植物物质，黑色素沉积在植物的细胞膜中。黑色素碳含量高，氢含量低，性质稳定。如石炭纪种子蕨的髓部，含有明显不透明和高反射率的厚壁组织细胞群。真菌和地衣的细胞膜内也沉积有黑色素物质，菊科的果实壁和根中也有出现，芦苇泥炭中有时也出现原生丝质体。

4）煤化丝质体　起源于被沥青物质（如树脂）所浸透的细胞壁。在早期煤化作用期间，沥青物质成为液态或气态产物逸出后生成丝质体。有时岩浆侵入也可生成煤化丝质体。

2．半丝质体

丝质体和结构镜质体之间的中间阶段称半丝质体。为半木炭化的植物组织，细胞结构保存较差；磨蚀硬度、显微硬度中等，突起中等；反射光下灰色至白色，透射光下褐色至黑色；具各向异性，反射率中等，比重1.35～1.45；碳、氢含量处于丝质体和结构镜质体之间（图版Ⅰ-8，图版Ⅴ-1）。

3．粗粒体

无定形、无结构、高反射率的非颗粒状基质，也包括大小不等的颗粒。反射光下为白色至浅灰色，透射光下为黑色至褐色，磨蚀硬度与镜质组相近，在磨光面上一般不显突

起。它是由凝胶经氧化作用生成的一种无定形物质；或是泥炭表面氧化产物沉积到水下形成粗粒体，其中包括真菌和细菌的代谢产物；此外，有人认为是在煤化作用期间由富脂类化合物变化而成；还有人认为部分粗粒体起源于火焚泥炭(图版Ⅱ-1，图版Ⅴ-2)。

4．菌类体

煤中的菌类体，有一部分起源于真正的真菌，又称真菌体，包括菌丝、菌丝体、密丝组织（菌索、菌核、子座）、菌孢子等；还有另一部分，并不是起源于真菌。菌丝是真菌的营养器官，呈管状，直径2～30μm，长度不等。它分无隔菌丝（图2-5*a*）和有隔菌丝（图2-5*b*）。

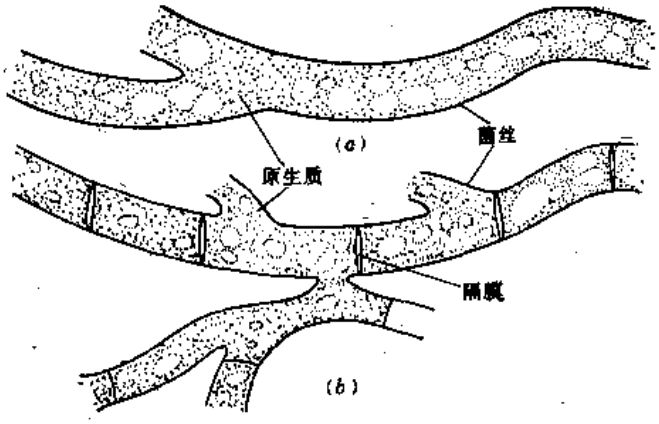


图 2-5 真菌的菌丝

a—无隔菌丝；*b*—有隔菌丝

(据Alexopoulos和Mims，1979)

菌核是由菌丝组成的，它具有各种形状，色泽和大小相差很大。如雷丸的菌核可达15kg，而小型的菌核只有小米粒大小。菌核的内部结构可分两层，即：皮层和菌髓（图2-6）。皮层是紧密交错具有光泽又有厚壁的菌丝细胞所组成，有一层或数层细胞厚；菌髓是由无色菌丝交错组成（图版Ⅱ-2）。

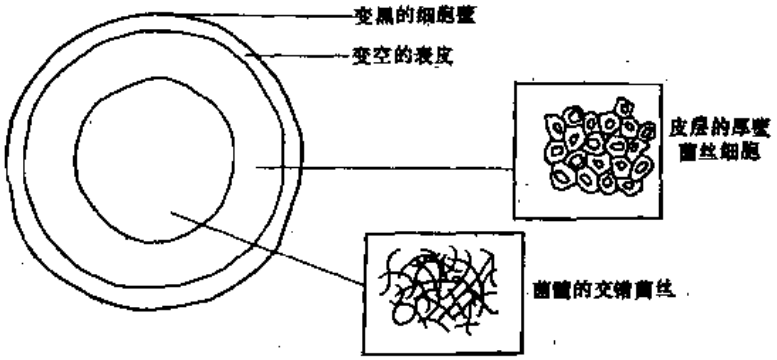


图 2-6 菌核的内部结构

(据Deacon，1980)

菌孢子是真菌的繁殖器官，形态多样。

真菌菌类体多出现在第三纪煤中，在现代被子植物泥炭中也经常见到。它多呈圆形或椭圆形，具蜂窝状结构；菌孢子呈圆形或椭圆形，往往具瘤状或刺状的纹饰，有单胞孢、双胞孢和多胞孢（参见图版Ⅰ-5，图版Ⅴ-3）。古生代煤中的菌类体比第三纪少得多，保存也较差，有菌丝、菌孢子等。但多数是非真菌的菌类体，它们是丝炭化的树脂体或团块镜质体，多呈圆形或卵形，没有细胞。其中，一种具泡沫状结构，外缘致密坚硬，且常出现一条或数条深的缘沟；另一种是致密体，被多条裂隙所切割，氧沿裂隙进入导致氧化

（图版Ⅴ-4、5）。

菌类体在磨光面上具浅灰至亮白色，薄片中为褐色至黑色；反射率不等；密度1.6～2.0g/mL；显微硬度50～150kg/mm²，菌类体多数显示很高的磨蚀硬度，具高突起。

5．碎屑惰性体

碎屑惰性体是丝质体、半丝质体、粗粒体和菌类体的碎片或者残体。通常小于30μm，棱角状外形，也有圆形；反射光下呈浅灰色或白色，透射光下呈黑色至暗褐色；一般具有较高的反射率，磨蚀硬度较大（图版Ⅴ-6）。

泥炭表层细粒状腐植质被真菌和放线菌分解变黑而成为碎屑惰性体；森林沼泽火灾后木炭细碎屑被风吹或水流搬运并在水下沉积，形成碎屑惰性体。

6．微粒体

微粒体由粒径小于1μm 的圆形小颗粒组成。反射光下为浅灰色至白色，不显突起；透射光下为黑色或暗褐色，一般需放大到400倍以上才能清晰辨别。微粒体可充填在细胞腔中，也可分散在无结构镜质体中，或聚集成微粒体层，有时细胞壁完全变为微粒体（图版Ⅴ-7、8）。微粒体的反射率高于镜质组，但其磨蚀硬度与镜质组相同。微粒体加热时能产生较多挥发分和氢，它非惰性，也不特别富含碳。在低煤化程度的烟煤中发现沥青质体和树脂体向微粒体过渡的现象。微粒体常与孢子体紧密共生。藻煤中微粒体十分丰富。微粒体是在高挥发分烟煤和老褐煤阶段，由壳质组和腐植组的类脂化合物变化而成，变化生成的液态沥青被腐植物质所吸附，剩下的则生成微粒体。微粒体属于次生的显微组分。

（三）壳质组

又称稳定组、类脂组。壳质组包括孢子体、角质体、木栓质体、树脂体、渗出沥青体、蜡质体、荧光质体、藻类体、碎屑壳质体、沥青质体和叶绿素体等。它们是由比较富氢的植物物质，如孢粉质、角质、木栓质、树脂、蜡、香胶、胶乳、脂肪和油所组成；此外，蛋白质、纤维素和其它碳水化合物的分解产物也可参与壳质组的形成。壳质组含有大量的脂肪族成分，其中脂肪-蜡可溶于有机溶剂，而木栓质-角质则不溶。这些组分在透射光下一般为黄色，反射光下多数为深灰色、灰色（低煤级）；具突起或不具突起。壳质组组分的氢含量高，加热时能产出大量的焦油和气体，粘结性较差或没有。在低煤化烟煤阶段，壳质组脱羧基并生成石油；在中煤化阶段（镜质组 $V_{daf}=29\%$）转变为气态烃。所以，低煤级煤中壳质组很常见，到中煤化阶段以后壳质组数量很少。

1．孢子体

孢子是孢子植物的繁殖器官。煤中的孢子体是孢子的外细胞壁，其内壁主要由纤维素组成，成煤过程中和孢腔内的原生质一起被破坏。外孢壁主要由孢粉质组成，致密坚硬，容易保存下来。异孢植物的孢子有雌雄之分，雌性孢子个体大，称大孢子；雄性孢子个体小，称小孢子。同孢植物的孢子无雌雄之分。

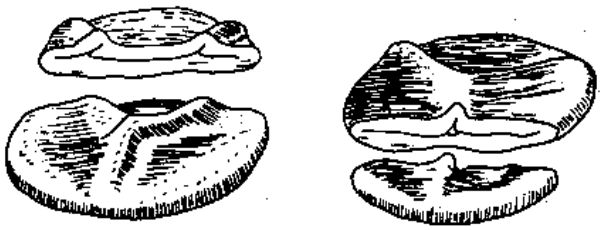
大孢子的直径一般为0.1～3mm。在垂直层理的切面上，大孢子呈被压扁的扁平体（图2-7），为封闭的长环状、折曲处呈钝圆形。大孢子的外缘多半光滑，有时表面有瘤状、棒状、刺状等各种纹饰。它的孢壁有时可显示粒状结构，有时可分出外层和内层（图版Ⅱ-3、4，图版Ⅵ-1）。

小孢子一般小于0.1mm，多呈扁环状、细短的线条状或蠕虫状等，有时分散或聚集在一起成小孢子堆（图版Ⅱ-5，图版Ⅵ-2）。小孢子形状与花粉很相似。花粉是种子植物的

繁殖器官，其大小一般为0.05mm。小孢子有三射线裂缝痕，而花粉没有。

古生代的煤主要由孢子植物形成，煤中孢子很多；中新生代成煤植物以裸子及被子植物为主，煤中花粉较多，孢子减少。

从低煤阶到中煤阶，孢子体透光色由黄变为橙红色、红色，反光色从暗灰变为灰色。在低煤阶时，用荧光能很好区别腐植组与孢子体。



(a)　(b)

图 1-7　压扁的大孢子切开后的示意图
(据Stach, 1935)

孢子体的折射率随煤级增高而增大；韧性好；磨蚀硬度大，突起高，显微硬度随煤化程度而增高。

孢子体主要由孢粉质组成，孢粉质由类胡萝卜素和类胡萝卜素酯的氧化聚合物组成，化学式$C_{80}H_{127}O_{12}(OH)_{15}$。随煤化程度增高，碳含量增高，氧和氢含量减少。

2．角质体

角质体是覆盖在叶、种子、叶柄、细茎、枝上的一层透明的角质表皮层，不具细胞结构，抗化学反应的能力强，细菌和真菌很难破坏它，能防止水分蒸发，抵抗摩擦和起保护植物的作用。角质体是由表皮细胞分泌而形成，它紧密地镶在表皮的外层细胞上，留下了表皮细胞结构的印痕（图版Ⅱ-6、7，图版Ⅵ-3）。

角质体有薄壁和厚壁两种。旱生植物的角质层特别厚，而湿生植物的角质层较薄。在垂直层理的切面上，角质体呈细长条带状，外缘光滑，内缘具锯齿状结构（表皮细胞的印痕）。透射光下，角质体一般呈黄色，随煤化程度的增高，逐渐呈橙黄色；反射光下，角质体呈暗灰色，煤化程度升高，则呈灰色。角质体往往出现褶皱。角质体有好的韧性，具波状消光，显示多色性。低煤化阶段用紫外光照射时，角质体发出黄色、绿黄色荧光。

3．树脂体

树脂体为植物的细胞分泌物，它的主要作用是防止细菌的侵入和水分的蒸发。树脂体呈球形、卵形、纺锤形、小杆状、有时充填胞腔。透射光下，一般呈浅黄、黄、橙黄等色；反射光下呈深灰、灰色；磨蚀硬度和镜质体相近，故一般无突起或突起不高，表面比较均一。有的树脂体受一定程度的氧化，可看到外圈和内圈的颜色深浅不同。树脂体的荧光色随煤化程度增高从蓝绿色、绿黄色变为浅橙黄色等。树脂体的折射率介于1.53～1.60之间（图版Ⅱ-8，图版Ⅵ-4）。

第三纪煤中树脂体较多有人称为琥珀，如我国辽宁抚顺第三纪煤。

4．木栓体

木栓体是由植物树皮的木栓组织转变而来。国际硬煤的显微组分分类方案中没有划分出这一煤岩组分，但在我国古生代煤中，木栓体的分布相当广泛，尤其是我国南方晚二叠世的煤中更加丰富，如江西乐平、浙江长广等地的树皮残植煤。

木栓体是由数层至十几层扁平的长方形木栓细胞所组成，排列紧密，纵切面呈叠瓦状结构，弦切面呈鳞片状结构。透光下呈橙黄色、红棕色等，色调不均匀。反射光下呈深灰

色、灰色。木栓体往往呈不规则块状、条带状。有时由于凝胶化作用较强，木栓体的细胞结构不太清楚。木栓体的荧光呈现褐黄色或暗褐色，荧光色不均匀（图版Ⅲ-1、2，图Ⅵ-5、6）。

5．藻类体

藻类体只存在于腐泥煤及腐植腐泥煤中。在古生代的藻煤中，主要有两种类型的藻类，即皮拉藻和轮奇藻。皮拉藻具放射状的扇形构造（图2-8*a*），轮奇藻在水平切面上呈空心球的形状（图2-8*b*）。皮拉藻与现代的丛粒藻或葡萄藻相当，是生活于淡水湖或泻湖中的富脂肪的浮游绿藻，主要由四个梨形藻细胞组成的群体。个体大小一般6～10μm；群体的大小可达0.1～0.5mm，且往往具锯齿状外缘，菊花状结构。轮奇藻在垂向切片上，空心腔被压扁呈一条线，向外张开可形成锯齿状边缘。

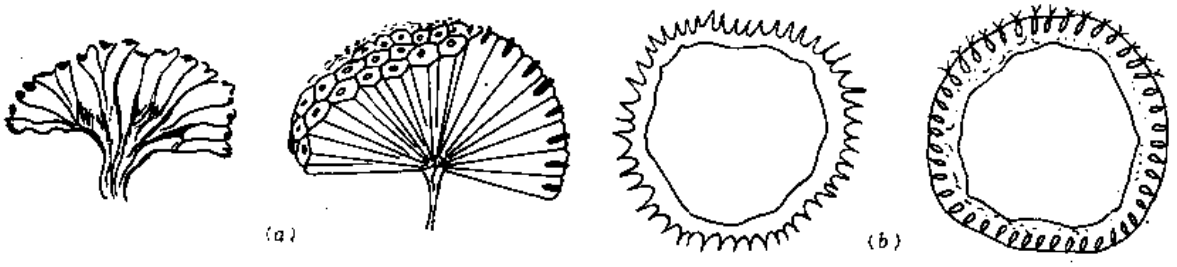


图 2-8 藻类体

（据Bertrand，1980）

在酸度较大的沼泽中，一般不适于藻类生活，故藻类小而少。由于藻类仅生长于深水地带，故藻煤的分布范围不大。现代一些芦苇沼泽或落叶杉沼泽的深水地带，水面上可繁殖厚达几厘米的黄—绿藻席。

藻类体在透射光下呈绿黄、浅黄色，反射光下呈黑灰至暗灰色。在所有的显微组分中，藻类体的反射力最弱而荧光性最强。荧光色为亮绿黄色。藻类具较大的磨蚀硬度，故磨光面上常呈正突起（图版Ⅲ-3，图版Ⅵ-7）。

6．碎屑壳质体

碎屑壳质体由孢子、角质层、树脂体、木栓层或藻类的碎片或分解残体组成。其大小一般小于30μm，形态不同。低反射率和强的荧光性是它们的共同特点。由于碎屑很小，所以很难判别它们的母质是哪一种壳质组分。

低煤化阶段的煤中，碎屑壳质体和粘土矿物在反光油浸下很难区分；用高倍的荧光显微镜可较容易地把它们区分开，即碎屑壳质体具很好的荧光性，而粘土矿物一般无荧光性。

碎屑壳质体在许多水下形成的煤中，特别是腐泥煤、富类脂组的煤中富集。

7．沥青体

沥青体是藻类、浮游动物、细菌和一些类脂物质的分解产物。它没有固定的形状，而是作为其它显微组分的基质出现。透射光下呈绿黄、黄、褐黄等色调，反射光下呈深灰色；表面粗糙，不显突起；高倍镜下，显示出不均匀的团块状、细粒状、条纹状等结构。

沥青体具浅褐、灰黄或黄色的荧光，随照射时间的加长，其荧光强度明显增大。在煤化作用过程中，沥青体可生成石油类物质，其残余产物为微粒体。

沥青体多见于低煤化程度的煤中。它是腐泥煤和其它水下生成的富类脂组的煤类型的特征组分，也是油页岩和其它油源岩中占优势的组分。

8．渗出沥青体

渗出沥青体是煤化过程中新产生的组分，属于次生显微煤岩组分。它是由树脂体或其它壳质组分、腐植凝胶化组分在煤化作用第一次跃变时期产生的。在亮褐煤和低煤化程度烟煤中最为常见。渗出沥青体产状特殊，它充填在煤的裂隙、层面、细胞空腔或其它孔隙中，呈脉状穿插，有时切割层理（图版Ⅲ-4，图版Ⅵ-8）。

渗出沥青体在透射光下的颜色与母质相近，多数为黄、橙黄等色，反射光下为灰黑、深灰色。母质为树脂体或其它壳质组分的渗出沥青体，其荧光强度较强，往往呈绿黄、亮黄等色；母质为镜质体的渗出沥青体，其荧光强度较弱，为棕黄、棕等色。

渗出沥青体多出现在富含壳质组和基质镜质体的煤岩类型中。

9．荧光体

荧光体是在煤化过程中，在生油阶段由植物油或脂肪所形成。它呈透镜状或油滴状集合体，或充填于胞腔内；具很强的荧光性，为亮绿黄色或亮黄色，在正常的反射光下呈灰黑色或黑灰色，具有内反射，微突起。有时易误认为是粘土矿物的透镜体。透射光下为柠檬黄色。荧光体在高挥发分烟煤阶段就逐渐减少，以至消失。

10．蜡质体

蜡是高级脂肪酸和高级脂族醇的酯类，含有游离脂肪酸，与一般脂肪很相似，由长度比较短（10nm）的无分支链分子（C_{39}—C_{34}）组成。蜡不聚合，且溶于醚和热醇中。蜡质体在化学组成上属脂类树脂体。

蜡成细颗粒（如葡萄的浅蓝色粉霜），小杆（芦苇和甘蔗的茎叶上），或以坚实的表皮沉积在叶和果实上，有时在果实或树皮的细胞中也有发现，角质化和木栓化细胞壁中也含有蜡，特别是在热带和荒漠植物中生成了起防干燥保护作用的蜡。蜡质体在水下沉积的第三纪煤中特别丰富。由于蜡的颗粒和小杆很细，故常被归入碎屑壳质体。

11．叶绿素体

第三纪由叶片组成的软褐煤中，有时还保存着叶绿素体，用紫外光照射时，叶绿素体呈亮红色荧光。叶绿素体为圆形小颗粒，直径1～5μm；高浓缩时，在透射光下呈浅绿色。

二、煤的无机显微组分

（一）煤中矿物质的来源

煤中除了有机质以外，还有一些无机成分——矿物质。煤中的矿物质按来源可分为以下三类：

1．原生矿物

成煤植物在生长过程中，通过植物的根部吸收溶于水中的一些矿物质，以促进植物新陈代谢作用的进行。这些矿物质中，以钙、钾、磷、硫、氮、镁较多，其次为硅、铁、锰、硼、锌、铜、铝、氯、钠和铝，有时还有极少量的氟、碘、溴、钛、钴、铬、镍、钒和铅等。这些矿物质燃烧后产生的灰分，一般称为内在灰分。

2、同生矿物

同生矿物是在泥炭堆积时期，由风和流水带到泥炭沼泽中和植物一起堆积下来的碎屑物质，主要是石英、粘土矿物、长石、云母、各种岩屑和少量的重矿物，如锆石、电气石、金红石等；还有由胶体溶液中沉淀出来的化学成因和生物成因的矿物，如黄铁矿、菱铁矿、蛋白石、玉髓、粘土矿物。这些同生矿物多数是细粒的，并且与煤紧密共生，在平面上分布比较稳定，有时可用于鉴别和对比煤层。不同的聚积环境，同生矿物的数量和种类有很大的不同。如近海环境形成的煤层中，黄铁矿较多；陆相环境形成的煤层中粘土矿物和石英碎屑多。同生矿物是煤中灰分的主要来源。

3、后生矿物

煤层形成固结后，由于地下水的活动，溶解于地下水中矿物质，因物理化学条件的变化而沉淀于煤的裂隙、层面、风化溶洞中和细胞腔内，这些矿物称为后生矿物。主要有方解石、石膏、黄铁矿和高岭石、石英等；有时由于岩浆热液的侵入，也可形成一些后生矿物，如石英、闪锌矿、方铅矿、石墨等。煤中的后生矿物多数是薄膜状、脉状等，往往切穿层理。

（二）煤中矿物质的种类

煤中的矿物杂质有粘土矿物，碳酸盐矿物、硫化物、氧化物、氢氧化物、盐类，还有一些重矿物和痕量元素。

1．粘土矿物

粘土矿物是最重要的矿物质，占煤中矿物质总量的60%～80%。常见的粘土矿物有高岭石、伊利石、蒙脱石和绿泥石。煤中的粘土矿物通常以两种形式出现：一种呈结晶状态，如高岭石（图版Ⅲ-5）；另一种呈非结晶的微粒状，充填细胞腔或细分散在基质镜质体中，或者集合成透镜状、条带状、团块状或不规则状分布在煤中（图版Ⅲ-6，图版Ⅶ-1、2）。

煤中的粘土矿物，仅根据宏观观察和光学显微镜很难区分出其中的矿物成分，常需配合差热分析、x射线衍射分析、红外光谱、电子探针与扫描电子显微镜，才能较好地加以区分。

1）高岭石　单晶相互叠置呈书页状或蠕虫状聚合体。一般呈土状、白色，有时带浅褐色、浅红色。

煤中高岭石可以呈碎屑方式由风和水搬运进泥炭沼泽中沉积而成；也可由铝硅酸盐（如长石、云母）经风化产生，其溶液在泥炭沼泽中沉淀而产生；低温热液围岩蚀变也可产生高岭石；有人认为是火山灰风化形成。高岭石在酸性淡水条件下比较稳定，煤层中的高岭石含量往往比其顶底板含量高。

高岭石是粘土、泥质岩的主要成分。

2）伊利石　一般含K_2O3%～7%，呈鳞片状、土状和块状。白、灰白色，有时为浅黄、浅绿色。伊利石在酸性环境中不稳定，而在中性及碱性环境中比较稳定。伊利石多为碎屑成因，煤层顶板比煤中含量高。

3）蒙脱石　又称微晶高岭石或胶岭石。隐晶质，白色、带浅红、浅灰色。遇水膨胀，体积增加数倍，并分散成糊状，具极强的分散性及膨胀性，可塑性和耐火性较差。具强的吸附力和阳离子交换性能。

蒙脱石主要是基性火山岩在碱性环境中风化的产物；也有沉积形成的。蒙脱石在酸性

环境中不稳定。因其颗粒小，故常沉积于盆地的远岸区。煤层底板粘土岩中的蒙脱石含量比煤层中高。蒙脱石为膨润土的主要成分。

2．碳酸盐矿物

煤中常见的碳酸盐矿物有菱铁矿、方解石和铁白云石。

1）菱铁矿　煤中多见放射状或同心状的球状结核或透镜状等隐晶质块体。反光显微镜下为浅灰色，表面呈蜂窝状，具非均质性；透射光下干涉色为高级白色。

煤中的菱铁矿是泥炭层孔隙水中的铁与有机物质发酵产生的 CO_2 相互作用而产生，为氧气不足弱还原条件下形成的同生矿物。菱铁矿在氧化带不稳定，易氧化成褐铁矿（图版Ⅲ-7，图版Ⅶ-3）。

2）方解石　反射光下方解石为乳灰色，表面平整，有时可见到两组斜交（124°）的解理；透射光下一般无色，干涉色为高级白色。方解石是煤中很常见的矿物杂质（图版Ⅲ-8，图版Ⅶ-4）。

煤中方解石一般为后生矿物。主要是地下水活动，使 $CaCO_3$ 在煤的裂隙和层面上沉淀下来而形成，所以煤中的方解石往往成为薄膜状、脉状或充填于胞腔中；有时由于岩浆热液的作用，也可形成方解石。

3）铁白云石　常含Fe、Mn，当Fe＞Mn时称铁白云石。在煤层中常以煤核出现，大小1～40cm，其中常有保存很好的植物原结构，可以研究成煤植物的种类、古气候、古地理，还可用于煤层对比。煤核一般呈黑灰色，较坚硬，比重大。

煤中的铁白云石一般为浅海沉积。

3．硫化物

煤中最常见的硫化物是黄铁矿，有时见到白铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿。

1）黄铁矿　黄铁矿为浅铜黄色，条痕绿黑色。透射光下为黑色，反射光下呈亮浅黄、亮黄色。突起高。硬度6～6.5，性脆。煤中黄铁矿粒级差别很大，微粒状黄铁矿只有几微米，而透镜状黄铁矿大者直径可达1～2m。黄铁矿有时交代植物组织（图版Ⅶ-5、6、7）。

煤中的黄铁矿多为同生矿物。近海条件形成的煤层，黄铁矿含量高；而内陆条件下形成的煤层含量较低。后生黄铁矿多呈薄膜状，脉状充填在煤的裂隙中，往往与地下水或岩浆热液的活动有关。黄铁矿在氧化条件下不稳定，易氧化为褐铁矿。

2）白铁矿　晶体呈板状、斜方柱状等，集合体常呈球状结核、皮壳状、钟乳状等。

白铁矿与低温岩浆热液的活动有关，常与黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、雄黄、雌黄等共生；白铁矿也可从酸性溶液中沉淀出来。白铁矿易氧化变成褐铁矿。

4．氧化物和氢氧化物

煤中最常见的氧化物为石英，有时可见到玉髓、蛋白石、赤铁矿和磁铁矿等。煤中的氢氧化物有褐铁矿、硬水铝石等矿物。

1）石英　石英在反射光下为深灰、灰色。硬度高，高的突起。表面平整，轮廓清楚，干涉色为一级灰（图版Ⅶ-8）。

煤中的石英多为碎屑搬运成因，由风、水带至泥炭沼泽中，石英一般为粉砂级，棱角状—次棱角状。化学成因的石英、玉髓和蛋白石为二氧化硅的溶液凝聚而成，一般呈无定形状态，多呈微粒（几到几十微米），分布于煤中，为同生矿物。煤层形成后，由于地下水活动或岩浆的侵入活动，也可生成后生石英充填在裂隙或空洞中，多为脉状、薄膜状。

2）褐铁矿　褐铁矿为黄褐色或红褐色，不透明。

煤中的褐铁矿主要为后生矿物，煤中较少见。它是含铁矿物风化形成。

3）硬水铝石　又称一水硬铝石。灰白色、黄褐色。集合体多为片状、隐晶质、鲕状等。

硬水铝石见于煤中的高岭石夹矸中。煤系中的硬水铝石多见于铝土矿中，海相沉积规模大，如我国华北上古生代煤系中的铝土矿层。

5．盐类

煤中有时含有少量的氯化物、磷酸盐、硫酸盐和硝酸盐。个别地区盐含量高。

1）磷酸盐　煤中的磷酸盐可出现于植物的灰分中，或出现在磷灰石和磷块岩中。磷灰石存在于岩浆岩中，磷块岩为浅海沉积，它们的碎屑有时会被带进泥炭沼泽中。磷在冶金焦中是有害物质。

2）硫酸盐　煤中有时可看到石膏、水绿矾、重晶石等硫酸盐矿物。

煤中的石膏是后生矿物，它往往是由于硫化物（如黄铁矿）氧化后生成的硫酸与石灰岩或方解石作用而形成的。石膏在煤中往往成为脉状。

水绿矾也属后生矿物。它是硫化物氧化而形成。

重晶石为无色或白色，在煤层中常呈结核状或脉状产出。

3）氯化物　煤中的石盐和钾盐是由于煤层上部有含盐地层，后经地下水溶解、淋滤，带至煤层的裂隙中沉淀而成。

4）硝酸盐　煤中偶尔有硝酸盐出现，是地下水淋滤作用的结果。矿井水中硝酸盐含量高，对矿井生产设备有严重的腐蚀作用。

6．重矿物和痕量元素

煤中有时可发现少量的重矿物，如锆石、电气石、柘榴子石、金红石、橄榄石等。煤中的痕量元素较多，如Ag、As、B、Na、Ge、Ga、Mn、V、U、Ti、Sr、Ni、P、Mo等。

三、显微煤岩组分的分类和命名

国内外煤的有机显微组分的分类较多，有侧重于成因方面的分类，以透射光研究为主；有侧重于工艺方面的分类，以反射光研究为主；有的把成因和工艺两方面结合起来，提出了适于透射光和反射光研究的分类。

（一）国际煤岩学术语委员会的显微组分分类方案

国际煤岩学术语委员会（ICCP）的显微组分分类方案是侧重于化学工艺性质的分类（1975年，1982年），见表2-5。

该分类把显微煤岩组分划分为三大类，即：镜质组、壳质组和惰性组。这三大组在物理和化学工艺性质上有很大的不同。在物理性质方面，透射光下，镜质组为红色，壳质组为黄色，惰性组为黑色；在反射光下，镜质组为灰色，壳质组为深灰色，惰性组为亮白色。化学工艺性质方面，镜质组碳、氢含量中等，氧含量高，中煤化阶段时具有好的粘结性，适于炼焦；壳质组氢含量高，氧含量低，挥发分高，焦油产率高，发热量高；惰性组碳含量最高，氢含量最低，挥发分低，任何煤化阶段均无粘结性，故称惰性组（以上均指低、中煤化阶段）。随煤化程度的增高，这三大组的性质逐渐接近。在每一大组中，根据形态和结构特征的不同，分出若干显微组分。有的显微组分据成因和结构的不同，又可分为显微亚组分。如无结构镜质体，可分为均质镜质体、胶质镜质体、基质镜质体和团块镜质体；丝质体可分为火焚丝质体和氧化丝质体。有时根据植物的种类及特点，还可分出显

表 2-5 国际硬煤的显微组分分类方案

显微组分组 (Group maceral)	显微组分(Maceral)	显微亚组分*(Submaceral)	显微组分的种* (Maceral variety)
镜质组 (Vitrinite)	结构镜质体(Telinite)	结构镜质体-1(Telinite 1)	科达树结构镜质体 (Cordaitotelinite)
		结构镜质体-2(Telinite 2)	真菌质结构镜质体 (Fungotelinite)
			木质结构镜质体 (Xylotelinite)
			鳞木结构镜质体 (Lepidophytotelinite)
			封印木结构镜质体 (Sigillariotelinite)
	无结构镜质体(Collinite)	均质镜质体(Telocollinite)	
		胶质镜质体(Gelocollinite)	
		基质镜质体(Desmocollinite)	
		团块镜质体(Corpocollinite)	
	碎屑镜质体(Vitrodetrinite)		
壳质组 (Exinite)	孢子体(Sporinite)		薄壁孢子体(Tenuisporinite)
			厚壁孢子体(Crassisporinite)
			小孢子体(Microsporinite)
			大孢子体(Macrosporinite)
	角质体(Cutinite)		
	树脂体(Resinite)		
	藻类体(Alginite)		皮拉藻类体(Pila-Alginite)
			轮奇藻类体 (Reinschia-Alginite)
	碎屑稳定体(Liptodetrinite)		
惰性组 (Inertinite)	微粒体(Micrinite)		
	粗粒体(Macrinite)		
	半丝质体(Semifusinite)		
	丝质体(Fusinite)	火焚丝质体(Pyrofusinite)	
		氧化丝质体(Degradofusinite)	
	菌类体(Sclerotinite)	真菌菌类体 (Fungosclerotinite)	
			薄壁菌类体 (Plectenchyminite)
			团块菌类体 (Corposclerotinite)
			假团块菌类体 (Pseudocorposclerotinite)
	碎屑惰性体(Inertodetrinite)		

注：1.*这两套术语还不够完善，需要时可加以补充。
2.据E.施塔赫，1975。

微组分种。如结构镜质体可分为科达树结构镜质体、鳞木结构镜质体、封印木结构镜质体等；藻类体可分为皮拉藻类体和轮奇藻类体。

（二）原苏联的显微组分分类方案

Ю.А.热姆丘日尼柯夫（Жемчужников）和А.И.金兹堡（Гинзбурт）在《煤岩学原理》中发表的显微组分分类方案是侧重于成因研究的分类（1960年），见表2-6。

该分类是以植物细胞结构保存的完好程度来表示植物经受的凝胶化程度。即：植物细

表2-6 显微组分的分组

组	显微组分
凝胶化组	木煤 木质镜煤 镜煤（无结构的、隐结构的、结构的） 菌核 基质（均一的、团块状的）
弱丝炭化组	半丝炭 木质镜煤-半丝炭 镜煤-半丝炭 菌核 基质
丝炭化组	丝炭和木煤-丝炭 木质镜煤-丝炭 镜煤-丝炭 菌核 基质
角质组	小孢子 大孢子 花粉 角质层 木栓质物质
树脂组	树脂体 类树脂形成物
藻类组	藻类 腐泥基质

注：据Ю.А.热姆丘日尼柯夫，А.И.金兹堡，1960。

胞结构保存十分完整，基本上未经受凝胶化作用，细胞壁未膨胀或稍有膨胀，细胞排列整齐，称为木煤；植物经受一定的凝胶化作用，细胞壁膨胀，细胞腔缩小，排列不整齐，大小不一，称为木质镜煤；植物经受较强的凝胶化作用，看不到细胞结构，但仍保持凝胶的性质，不含其它杂质，称为镜煤；植物经受强烈的凝胶化作用，变为分散流动的溶胶，以后再凝聚，称为基质；基质胶结着其它各种显微组分和矿物杂质。凝胶化组、弱丝炭化组和丝炭化组中的显微组分的划分和命名，基本上用此变化系列。弱丝炭化组是凝胶化组受微弱氧化而形成，透射光下为褐色，反射光下为灰白色；丝炭化组则是凝胶化组分受强烈的氧化作用而形成，透射光下呈黑色、不透明，反射光下为亮白色，有时带有黄色色彩。角质组包括大小孢子、花粉、角质层和木栓质物质。树脂属于分泌物质，单独列为一大组。藻类属于低等植物，其组成和结构与高等植物有很大不同，也单独列为一大组。该分类把显微组分共划为六大组，24个组分。从化学工艺性质上说，这六大组并不相同，但角质组、树脂组和藻类组性质比较接近。弱丝炭化组的性质处于凝质化组和丝炭化组之间。

（三）我国烟煤显微组分的划分及命名方案

煤炭工业部地质勘探研究所于1978年提出我国“烟煤显微组分划分及命名”方案，见表2-7。

表 2-7 烟煤显微组分划分及命名表

类	组	组分	代号	亚组分	代号	各变质阶段代表性样品的反射率 R^{o}_{max}%					
						Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
镜质类(JZ)	镜质组(J)	结构镜质体	jj	木质体	jm	0.480～0.615 0.553	0.600～0.885 0.756	0.900～1.200 1.041	1.230～1.470 1.344	1.590～1.710 1.653	2.025～2.220 2.103
				木镜质体	jmj						
				镜质结构体	jg						
				镜质菌类体	jn						
		无结构镜质体	jw	镜质体	j						
				不匀基质体	j_{g_1}						
				均匀基质体	j_{g_2}						
				镜质浑圆体	jy						
		碎屑镜质体	js								
	半镜质组(BJ)	结构半镜质体	bjj	半木质体	bjm	0.612～0.915 0.766	0.885～1.200 1.038	1.140～1.500 1.341	1.440～1.755 1.593	1.695～1.920 1.782	2.190～2.490 2.310
				半木镜质体	bjmj						
				半镜结构体	bjg						
				半镜菌类体	bjn						
		无结构半镜质体	bjw	半镜质体	bj						
				半镜基质体	bjg						
				半镜浑圆体	bjy						
		碎屑半镜质体	bjs								
丝质类(SZ)	半丝质组(BS)	结构半丝质体	bsj	半丝质体	bsm	0.927～1.500 1.175	1.185～1.734 1.425	1.485～1.950 1.654	1.725～2.175 1.902	1.830～2.220 2.014	2.400～2.640 2.517
				木镜半丝质体	bsmj						
				半丝菌类体	bsn						
		无结构半丝质体	bsw	镜半丝质体	bsj						
				半丝基质体	bsg						
				半丝浑圆体	bsy						
		碎屑半丝质体	bss								

续表

类	组	组分	代号	亚组分	代号	各变质阶段代表性样品的反射率 R^{0}_{max}*%					
						I	I	I	IV	V	VI
丝质类(SZ)	丝质组(S)	结构丝质体	sj	丝质体	sm	$\frac{1.500\sim4.536}{2.190}$	$\frac{1.800\sim4.359}{2.262}$	$\frac{0.870\sim3.990}{2.457}$	$\frac{2.130\sim3.795}{2.664}$	$\frac{2.190\sim3.165}{2.619}$	>2.640
				木镜丝质体	smj						
				丝质菌类体	sn						
		无结构丝质体	sw	镜丝质体	sj						
				丝质基质体	sg						
				丝质浑圆体	sy						
		碎屑丝质体	ss								
		微粒体	sl								
稳定类(WD)	稳定组(W)	孢粉体	wb	大孢子体	wbd	$\frac{0.180\sim0.600}{0.277}$	$\frac{0.075\sim0.645}{0.300}$	$\frac{0.705\sim0.855}{0.789}$	$\frac{1.260\sim1.305}{1.284}$		
		角质体	wj	小孢子(花粉)体	wbx						
		树皮体	wp								
		树脂体	wz								
		不定形体	wd								
腐泥类(FL)	腐泥组(F)	藻类体	ft								
		腐泥基质体	fz								

注：1.代号为汉语拼音字母。

2. *反射率 R^{0}_{max} 项中为：$\frac{\text{最小值}\sim\text{最大值}}{\text{平均值}}$。

3.据煤炭工业部地质勘探研究所，1978；略修改。

这个方案根据各种有机组分的化学工艺性质和成因，共划分为四类六组。即镜质类、丝质类、稳定类和腐泥类；镜质类中分出镜质组和半镜质组，丝质类中分出丝质组和半丝质组。这四组中，每一组都分出结构、无结构和碎屑三种组分。其中，结构和无结构组分中，又可分出若干亚组分。

（四）褐煤的显微组分分类

褐煤的显微组分划分与烟煤不同。我国目前应用国际煤岩学术语委员会的分类（1975年），分类方案见表2-8。

表 2-8 国际褐煤显微组分分类方案

显微组分组 (Group Maceral)	显微组分亚组 (Maceral Subgroup)	显微组分 (Maceral)	显微亚组分 (Maceral Type)
腐植组 (Huminite)	结构腐植体 (Humotelinite)	木质结构体(Textinite)	
		腐木质体(Ulminite)	木质结构腐木质体 (Texto-Ulminite) 充分分解腐木质体 (Eu-Ulminite)
	碎屑腐植体 (Humodetrinite)	细屑体 (Attrinite) 密屑体 (Densinite)	
	无结构腐植体 (Humocollinite)	凝胶体 (Gelinite)	多孔凝胶体(Porigelinite) 均匀凝胶体(Levigelinite)
		团块腐植体(Corpohuminite)	韧质体(Phlobaphinite) 假韧质体 (Pseudo-phlobaphinite)
稳定组 (Liptinite)		孢子体(Sporinite) 角质体(Cutinite) 树脂体(Resinite) 木栓质体(Suberinite) 藻类体(Alginite) 碎屑稳定体(Liptodetrinite) 叶绿素体(Chlorophyllinite) 沥青质体(Bituminite)	
惰性组 (Inertinite)		丝质体(Fusinite) 半丝质体(Semifusinite) 粗粒体(Macrinite) 菌类体(Sclerotinite) 碎屑惰性体(Inertodetrinite)	

注：据E.施塔赫，1975。

由表可知，该分类把褐煤的显微组分分为三大组，即腐植组、稳定组和惰性组，它们分别与硬煤的镜质组、壳质组和惰性组相对应。采用“腐植组”而不是“镜质组”术语的原因是褐煤的煤化程度低，没有烟煤中镜质组具有的像玻璃一样的光泽和明亮如镜的特征。在显微组分中采用“木质”、“腐木”等前缀也基于同一原因。

表中，结构腐植体中的木质结构体是指植物组织基本上没有经过凝胶化作用，细胞结

构保存完好；腐木质体则是经过一定程度的凝胶化作用。碎屑腐植体中的细屑体是指小于10μm的腐植质碎屑，如细胞壁碎屑和细小的凝胶松散地结合在一起；密屑体是细屑体进一步凝胶化，各组成部分紧密地胶结在一起，比较均一。

稳定组分中比烟煤多了三个组分：即木栓质体，叶绿素体和沥青质体，说明褐煤的显微组分要比烟煤丰富得多。在惰性组中比烟煤少了一个微粒体，这是因为大部分微粒体是烟煤阶段的次生显微组分。

煤岩显微组分的各种分类方案差别很大，目前各国趋向于用国际煤岩学委员会提出的分类方案。尽管这个分类方案需要补充和修改，但便于各国资料的交流和术语的统一。

四、显微煤岩类型

（一）显微煤岩类型的概念

显微镜下观察到的显微煤岩组分的典型组合，称为显微煤岩类型。每一种显微煤岩类型都有自己的组成特点和化学工艺性质，并反映了一定的沉积环境（煤相）。

显微煤岩类型的划分原则和分类方案有很多种，但目前应用较广的是国际煤岩学术语委员会（ICCP）提出的分类方案，其它的方案有原苏联IO.A 热姆丘日尼柯夫和 A.И. 金兹堡提出的分类方案，我国地质科学院地质矿物研究所提出的方案及四川地质局重庆实验室提出的方案。

（二）国际显微煤岩类型分类

1．分类方案和划分规则

国际煤岩学术语委员会（ICCP）提出的分类方案，见表2-9。

分类中首先根据三大显微组分组的相对含量划分出七个显微煤岩类型组，然后在每组中根据特定显微组分的相对含量划分和命名显微煤岩类型。为了使各显微煤岩类型之间有清楚的界限，ICCP作出了两条规定，即：显微煤岩类型条带的最小厚度为50μm，或最小面积为 50μm×50μm，才能作为显微煤岩类型记录下来；单组分或双组分的显微煤岩类型含有的次要组分必须小于 5％，如微镜煤，含镜质组大于 95%，而壳质组或惰性组必须小于 5％。显微煤岩类型组可归纳为以下三种情况：

单组分显微煤岩类型，包括：微镜煤、微稳定煤和微惰煤三个类型。它们主要由一种显微组分组成，这种组分的相对含量大于95%。

双组分显微煤岩类型，包括：微亮煤、微镜惰煤和微暗煤三个类型。要求两个组分组的含量都大于 5％，且这两组分含量之和应大于95%，另一组分组的含量应小于 5％。

三组分显微煤岩类型为微三组混合煤，要求三个显微组分组的含量都大于 5％。

1）微镜煤　镜质组含量大于95%，厚度大于50μm 的条带，称微镜煤。据微镜煤所含的显微组分可分为微结构镜煤、微无结构镜煤。微结构镜煤的细胞腔若被其它显微组分（如树脂体或微粒体）所充填，则应归入双组分的显微煤岩类型，称树脂微亮煤或微镜惰煤；若胞腔内充填是矿物质，则归入微矿质煤，如微黄铁矿质煤、微粘土质煤。

微镜煤通常是由植物的茎、枝或木质化的树根所形成。多出现在森林沼泽相中，地下水位较高，植物组织与空气隔绝而形成微镜煤条带。

2）微稳定煤　又称微壳质煤、微类脂煤。据所含的显微组分，可分为微孢子煤、微角质煤、微树脂煤、微藻类煤和微碎屑壳质煤等显微煤岩类型。我国烟煤中有较多的木栓体，可形成微木栓煤。

表 2-3 国际显微煤岩类型分类

显微组分组成（不包括矿物质）	显微煤岩类型	各组显微组分组成（不包括矿物质）	显微煤岩类型组别
单组分			
无结构镜质体>95% 结构镜质体 >95% 碎屑镜质体 >95%	（微无结构镜煤）* （微结构镜煤）*	V>95%	微镜煤 Vitrite
孢子体 >95% 角质体 >95% 树脂体 >95% 藻类体 >95% 碎屑壳质体>95%	微孢子煤 （微角质煤）* （微树脂煤）* 微藻类煤	E>95%	微稳定煤 Liptite
半丝质体 >95% 丝质体 >95% 菌类体 >95% 碎屑惰性体>95% 粗粒体 >95%	微半丝煤 微丝煤 （微菌类煤）* 微碎屑惰性煤 （微粗粒煤）*	I>95%	微惰性煤 Inerrite
双组分			
镜质组＋孢子体 >95% 镜质组＋角质体 >95% 镜质组＋树脂体 >95% 镜质组＋碎屑壳质体 >95%	微孢子亮煤 微角质亮煤 （微树脂亮煤）*	V＋E(L)>95%	微亮煤 $^{V}_{E(L)}$ Clarite $^{V}_{E(L)}$
镜质组＋粗粒体 >95% 镜质组＋半丝质体>95% 镜质组＋丝质体 >95% 镜质组＋菌类体 >95% 镜质组＋碎屑惰性体>95%		V＋I>95%	微镜惰煤 $^{V}_{I}$ Vitrinertite $^{V}_{I}$
惰性组＋孢子体 >95% 惰性组＋角质体 >95% 惰性组＋树脂体 >95% 惰性组＋碎屑壳质体>95%	微孢子暗煤 （微角质暗煤）* （微树脂暗煤）*	I＋E(L)>95%	微暗煤 $^{I}_{E(L)}$ Durite $^{I}_{E(L)}$
三组分 镜质组、惰性组、壳质组>5%	微暗亮煤 微镜惰壳质煤 微亮暗煤	V>I、E(L) E>I、V I>V、E(L)	微三组混合煤 $^{V}_{I}$ $_{E(L)}$ Trimacerite $^{V}_{I}$ $_{E(L)}$

注：1.*括号中术语尚未通用。
2.V为镜质组，E(L)为壳质组，I为惰性组。
3.据E.施塔赫，1975。

微稳定煤多为水下沉积，是流水把孢子、花粉、角质层、树脂、木栓层搬运到一起所形成；微藻煤是静水盆地中藻类富集所形成。

3）微惰性煤 惰性组分总量占95%以上的显微煤岩类型。据显微组分的不同可细分为微丝煤、微半丝煤、微粗粒煤、微菌类煤、微碎屑惰性煤、微微粒煤等。

微丝煤和微半丝煤多为比较干枯的森林沼泽中的产物，微碎屑惰性煤是已氧化的泥炭在停滞的水中沉积所形成，泥炭的粒度特别小。

4）微亮煤　镜质组和壳质组总量大于95%，而每一组都大于总量的5%的显微煤岩类型。多数情况下，微亮煤中的壳质组少于20%，即V大于E，称为微亮煤V；而富含壳质组的微亮煤，即E大于V，称为微亮煤E。

贫壳质组的微亮煤代表森林泥炭沼泽沉积，其中无结构镜质体占优势；富壳质组的微亮煤多形成于芦苇泥炭沼泽或水下沉积，这些微亮煤常显现细密的显微层理，有时变为腐泥煤。

5）微镜惰煤　镜质组和惰性组的总量大于95%，称微镜惰煤。当镜质组多于惰性组时，称为微镜惰煤V；当惰性组多于镜质组时，称为微镜惰煤I。

富镜质组的微镜惰煤V主要在少产孢子的森林沼泽中形成；富惰性组的微镜惰煤I是在沼泽经常变干燥的环境下形成。

6）微暗煤　壳质组和惰性组的总量大于95%，称微暗煤。当壳质组含量大于惰性组时，称微暗煤E；当惰性组含量大于壳质组时，称为微暗煤I。

微暗煤E多为水下沉积，如果壳质组分多受腐蚀且又富含矿物杂质，则应为有充足氧气的水下沉积；微暗煤I（主要含丝质体、半丝质体、菌类体等）说明沼泽潜水面低，泥炭经常露出潜水面被氧化。

7）微三组混合煤　镜质组、壳质组和惰性组都达到5%以上。

微三组混合煤是煤中常见的显微煤岩类型。富镜质组贫壳质组的微暗亮煤（V＞I、E），为森林沼泽沉积；富壳质组的微镜惰壳质煤（E＞I、V）为水下沉积；富惰性组的微亮暗煤（I＞V、E）为较干燥沉积条件或潜水面高低交替变化使泥炭表面周期性干燥的环境中形成。

2．微矿质煤

显微煤岩类型会被矿物所混染，当煤中的矿物杂质含量小于20%（黄铁矿小于5%）时，煤和矿物的平均比重一般都小于1.5。在洗选过程中，这样的煤粒仍属于煤的范围。在显微镜下鉴定时仍为显微煤岩类型，有时也可以加上混杂的矿物名称，如泥质微镜煤等；如果煤中的矿物杂质含量达到20%～60%（黄铁矿5%～20%），则煤与矿物组合的比重达到1.5～2.0，这样的颗粒称为微矿质煤。微矿质煤中的煤可以有各种显微煤岩类型，可用“微镜煤的”、“微亮煤的”、“微暗煤的”等来表征不同性质的微矿质煤；如果煤粒中的矿物含量大于60%（黄铁矿＞20%），则煤与矿物组合的比重将大于2.0，该颗粒应归为尾煤或称为矿物质，如含煤页岩等。

微矿质煤可根据与煤共生的矿物种类细分为五个分组，即：微泥质煤、微碳酸盐煤、微黄铁矿煤、微硅酸盐煤和微复矿质煤。其中，微泥质煤在煤中最为常见，常发育于煤层和顶底板之间，有时也产于煤层中，比较稳定；微黄铁矿煤、微碳酸盐煤在煤层顶板为海相层的煤层中常见。但微硅酸盐煤和微复矿质煤则比较少见。

第三节　残植煤、腐泥煤和腐植腐泥煤

根据成因，煤可分为腐植煤、腐泥煤和腐植腐泥煤三大类。腐植煤主要由高等植物的茎、根、叶形成；而主要由高等植物中不易菌解的类脂物质（如孢子、角质层、木栓层、

树脂等）形成的煤，称为残植煤；腐泥煤是由低等植物藻类形成；腐植腐泥煤则由高等和低等植物混合堆积形成。

一、残植煤

残植煤主要是由高等植物中的稳定组分富集而成。稳定组分的含量一般在50%～60%以上。残植煤常呈薄层或透镜状夹在腐植煤中，或与其逐渐过渡，有时可单独构成煤层。残植煤的光泽较暗，韧性较大，挥发分高，氢含量高，焦油产率高。根据残植煤的组成成分，可分为角质残植煤、树皮残植煤、孢子残植煤、树脂残植煤等几种类型。

1．角质残植煤

我国云南禄劝泥盆纪地层中有典型的角质残植煤，成煤植物以裸蕨为主。煤呈灰黑色；光泽暗淡，新鲜面具油脂光泽；叶片状结构；易剥成薄片，具韧性；易燃。显微镜下观察，主要由角质体构成，有厚、薄两种，含量达60%～75%；还有少量大孢子和基质镜质体、粗粒体等；矿物杂质含量高，以细分散状的黄铁矿微粒和粘土矿物透镜体为主。煤的灰分A_d=34%，硫分$S_{t.d}$=16.6%，挥发分V_{daf}=64%，氢含量H_{daf}=6.7%。煤层呈透镜状，厚度不稳定，局部厚达40cm。

原苏联库兹涅茨煤田也有由泥盆纪裸蕨形成的角质残植煤，称巴尔扎斯煤。煤的A_d=32.1%，$S_{t.d}$=32.1%，V_{daf}=87.7%，H_{daf}=10.1%。莫斯科煤田早石炭世也有角质残植煤，称“纸状煤”、“页状煤”、“席状煤”。

2．树皮残植煤

我国江西乐平煤田、浙江长广煤田的晚二叠世煤层中有典型的树皮残植煤。煤呈黑、灰黑色；油脂光泽；薄层状，易分成薄片，韧性大；易燃。显微镜下观察，以木栓体为主，含量大于65%，还有部分的基质镜质体、粗粒体及少量的均一镜煤、丝质体、角质体碎片；煤中含较多的黄铁矿和粘土矿物。乐平树皮残植煤灰分A_d=3.7%，硫分$S_{t.d}$=2.1%，挥发分V_{daf}=65.2%，氢含量H_{daf}=7%，焦油产率Tar_d=33.1%。

3．树脂残植煤

我国抚顺第三纪煤层中，以及原苏联绥芬煤矿床和特基布利煤矿床、德国泽次—魏森费尔特的第三纪煤中均发育有树脂残植煤。树脂体多聚集成条带或透镜体夹于煤层中。树脂体常呈大小不等的粒状（0.5～3cm），或针状、小棒状。树脂体呈浅棕色、黄色。树脂残植煤中还有基质镜质体、均质镜质体、角质体或孢子体等碎片，有时可见到黄铁矿和石英的微粒。前苏联远东边区树脂体分析结果：A_d=1.1%，V_{daf}=97.4%，H_{daf}=11.0%；特基布利原煤分析结果：A_d=34.3%，$S_{t.d}$=4.2%，V_{daf}=76.4%，H_{daf}=7.7%。

4．孢子残植煤

原苏联的莫斯科煤田、基泽尔煤田、顿巴斯煤田的早石炭世煤中，均发现有孢子残植煤。我国山东兖州地区石炭二叠纪煤层中也发现有孢子残植煤。它们多数以长度和厚度不大的透镜体在煤层中出现，个别也呈分层或整个煤层出现。孢子残植煤光泽暗淡；具粒状结构，致密，韧性强。显微镜下观察，主要是由大孢子和小孢子的外壳组成。孢子精选（占72%）物分析结果：A_d=2.4%，V_{daf}=65.8%，C_{daf}=72.2%，H_{daf}=7.0%，$S_{t.d}$=1.2%。

残植煤的成因，多数人认为是在活水有氧的环境中，经过较长距离搬运，易分解的纤维组织遭到破坏，不易菌解的稳定组分富集而形成。

二、腐泥煤

腐泥煤是由湖沼中的藻类和浮游生物死亡后堆积，在较深水的还原条件下经腐解形成。腐泥煤大多数呈透镜状或薄层状夹在腐植煤中，有时也可单独成层。根据藻类结构保存程度，腐泥煤分为两种，即：藻煤和胶泥煤。藻煤主要由保存结构的藻类组成，胶泥煤中的藻类多数已彻底分解，不保存结构。

1．藻煤

灰黑、灰、深棕等色，条痕为浅棕色或黄色；光泽暗淡；均一结构，块状构造；典型的贝壳状断口，韧性较好；比重较小；易燃，薄片可被火柴点燃，火焰明亮，并发出烧橡皮的臭味。显微镜下观察，以藻类遗体为主，多数为群体藻，藻类的结构清晰，基质为腐泥基质。植物茎干碎片及孢子、角质层数量很少，有时具黄铁矿和细分散的粘土矿物。

藻煤的挥发分高，氢含量高，焦油产率高。如前苏联莫斯科煤田的藻煤（褐煤阶段）分析结果：$A_d = 4.8\%$，$V_{daf} = 94.8\%$，$C_{daf} = 77.6\%$，$H_{daf} = 10.6\%$，原焦油 = 69.3%。

我国山西浦县、浑源，山东兖州，新疆等地均有藻煤。

2．胶泥煤

深棕色、灰黑色，条痕为黄色；光泽暗淡；致密块状；贝壳状断口，具韧性；易被火柴点燃。显微镜下观察，主要由黄、褐黄或橙黄、黄灰等色的腐泥基质所组成。有结构的藻类体和其它形态分子很少，腐泥基质是由藻类菌解形成。胶泥煤与藻煤必须在显微镜下才能加以区分。

胶泥煤的化学工艺性质和藻煤相近。如原苏联伊尔库茨克煤田马塔干矿区的胶泥煤：$A_d = 5.0\%$，$V_{daf} = 85.8\%$，$C_{daf} = 80.6\%$，$H_{daf} = 10.7\%$，原焦油 = 57.4%。此外，我国山西浑源也有胶泥煤。

腐泥煤的灰分高达50%～70%时，一般称为油页岩。我国震旦纪和早古生代的石煤是由藻类形成的高变质腐泥煤类。

三、腐植腐泥煤

腐植腐泥煤为低等植物和高等植物在水盆地的滨岸浅水地带混合堆积形成的煤。烛煤、烛藻煤、煤精都属于腐植腐泥煤类，它们往往以透镜状或薄的分层分布于腐植煤中。这些煤的特点与腐泥煤较相似，光泽暗淡，块状，挥发分、氢含量和焦油产率高。

1．烛煤

烛煤为灰黑色或褐色；丝绢状或油脂状光泽；贝壳状或圆形断口，无层理或具不明显的微细水平层理。致密块状，硬度大，韧性好；比重较小；易被火柴点燃，烟浓焰长，明亮如蜡，故名烛煤。显微镜下观察，主要由壳屑体组成，有较多的小孢子，有时含少量藻类和一些团块镜质体、角质体、丝质体碎片；基质多呈橙色或黄褐色，矿物杂质有黄铁矿、石英微粒等。

2．烛藻煤

烛藻煤为灰黑色，致密块状，具贝壳状断口。显微镜下观察，由藻类和孢子组成，且藻类多于孢子，散布在浅绿色、灰褐色的基质中，有时可见到少量均质镜质体和丝质体碎片。

3．煤精

产于我国辽宁抚顺。为黑色；水平层理，有时为微波状层理；致密块状；韧性大，质轻。显微镜下观察，很少见到植物木质纤维组织的碎片，主要是由红褐色、褐黄色的混合基质组成，常见有菌核体。煤中有时有石英微粒均匀散布。煤精以透镜状或团块状分布于腐植煤中。

第三章　煤岩学的研究方法及应用

用煤岩学的方法确定煤岩组成和煤化程度，对正确评价煤质、确定煤的合理用途、研究煤炭资源的综合利用均有重大的实际意义；同时，煤岩学在解决煤的成因、煤层对比、地质构造、油气勘探、选煤、工业炼焦、煤的气化、液化等均起到不同程度的作用。

第一节　煤岩学的研究方法

一、煤的宏观研究方法

煤的宏观研究是各种煤岩研究的基础，它能够提供多方面的煤岩资料，对研究煤的成因、煤的物理化学工艺性质、煤的实际应用均有重要的意义。这里仅就煤层的宏观观察、描述、取样和煤层形成曲线制作等方面作简要说明。

（一）煤层剖面的观察和描述

煤层的观察和描述通常在矿井下煤层的剖面或钻孔的煤芯剖面中进行，有时也可在地表的煤层自然露头或人工揭露的煤层剖面中进行。

1．观察点的选择

应根据研究的目的选择煤层剖面的观察点，一般应选择在厚度和结构有代表性的地点，尽量避开构造破坏带、火成岩侵入地区，或地下水淋滤强烈的地区。为了研究构造变动、火成岩侵入的影响等特殊目的，则应按需要确定。观察点的数量，应根据研究的目的来确定。

2．煤层宏观煤岩类型的观察

观察之前，应先清理观察点的煤壁，保持一个表面新鲜并包括煤层的顶底板在内的连续的煤层剖面。对钻孔煤芯，要注意煤芯的上、下顺序，还要注意煤芯的采取率，正确判断易磨损的煤岩分层的层位和数量。

注意观察夹石层的层数和岩性，应把层位稳定、厚度大于1cm的夹石层单独划出。用夹石层把煤层分为若干自然分层。在每一个自然分层中，按宏观煤岩成分的组合特点和结构特征划分出宏观煤岩类型和亚型。通常划分出光亮型、半亮型、半暗型和暗淡型4种类型，并按结构划分出亚型。煤岩类型分层的最小厚度为5cm（有些特殊分层也可小于5cm），对于厚煤层或巨厚煤层的分层最小厚度可以大一些（10cm或更大）。每一煤岩分层应在煤壁上做好记号。原苏联以И.И.阿莫索夫(Аммосов)为代表，划分出镜煤、光亮煤(亮煤)、半亮煤（暗亮煤）、半暗煤（亮暗煤）、暗淡煤（暗煤）和丝煤六种煤岩类型，最小分层厚度为3mm。欧美各国通常划分为镜煤、亮煤、暗煤和丝煤4种岩石类型，最小分层厚度为3mm（美国）或10mm（德国）。

3．煤层煤岩柱状的编制

先记录煤层名称，煤层剖面的位置及编号，煤层产状要素；煤层的裂隙和破碎情况；丈量煤层的总厚度，夹石层的层数和单层厚度，计算纯煤总厚和夹石层总厚；丈量每一煤岩分层的厚度，并编号。

资料收集齐全后，应编制煤层的煤岩柱状草图（图3-1）。比例尺多用1:10、1:20或1:30，个别厚煤层可选用1:100。

××煤层煤岩柱状图

煤层总厚：　　煤层剖面编号及位置：
纯煤总厚：　　煤层产状：
夹矸总厚：　　观察者姓名：
夹矸层数：　　观察日期：

分层号	分层名称	分层厚度 cm	煤岩柱状 1:20	取样位置	取样种类	取样编号	简要描述
顶板	炭质泥岩			□	薄片	5煤—顶	
1	暗淡型	15		□	光片	5煤—1	
2	半亮型	20		□ □	光片 光片	5煤 2-1 / 2-2	
3	光亮型	10		□	光片	5煤—3	
……	半亮型 半暗型			□ □	光片 光片	5煤—4 5煤—××	
底板	泥岩			□	薄片	5煤—底	

1　2　3　4　5　6

图 3-1　煤层煤岩柱状草图的格式

1—光亮型煤；2—半亮型煤；3—半暗型煤；4—暗淡型煤；5—碳质泥岩；6—泥岩

4．煤岩分层的描述

煤层顶底板和夹石层的描述按沉积岩的要求，还要注意沉积环境标志。各煤岩分层描述的内容应包括：分层号、分层名称、分层厚度，各种煤岩成分的数量、形态及组合情况，结构和构造特征，矿物的种类、数量、形态、大小、分布特征，以及与相邻分层的接触关系等。此外，还要注明在该分层取样的编号及目的。

5．采样

按不同的研究目的采取不同的煤样，常见有下述几种煤样：

1）煤层柱状煤样　为了补充和加确矿井下对煤层剖面的观察和描述，应取样磨制煤光片、煤薄片等，以进行显微镜下的鉴定和其它方面的鉴定。

2）宏观煤岩类型煤样　按不同的煤岩类型和亚型，分别采取成块标本，供研究各种

宏观煤岩类型的显微组成和化学工艺性质，以便分析影响该区煤质的因素，探讨煤层形成条件。

3）光亮煤样　可进行煤的反射率测量、煤的物理性质和化学工艺性质的研究，以便确定煤化程度。

4）煤层的全层（或分层）混合煤样　不分顺序采取全煤层(或分层）的混合煤样，以研究该煤层的平均化学工艺性质或进行煤岩定量，用以了解全煤层煤岩组成特点、矿物的种类、数量及分布特征，以便评价煤的可选性，研究该煤层煤质好坏的原因。

5）宏观煤岩成分煤样　专门采取镜煤、丝炭、亮煤、暗煤等宏观煤岩成分，分析它们的物理和化学工艺性质，以便确定宏观煤岩成分对该区煤质的影响程度。

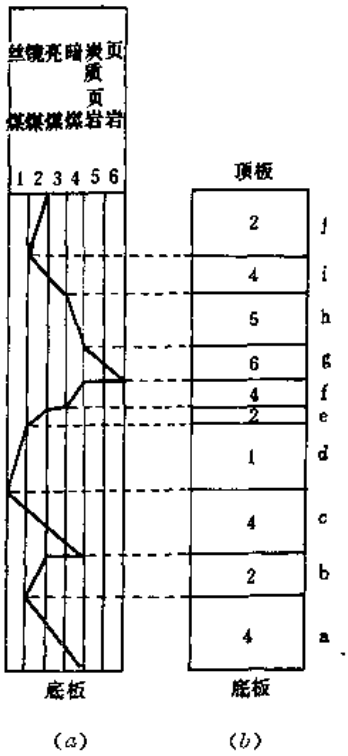


图 3-2　煤层形成曲线的制作

a—煤层形成曲线；*b*—煤岩柱状图

(据Tasch，1960)

（二）煤层形成曲线的编制和分析

1．基本原理

编制煤层形成曲线是Tasch(1960）建议并由国际煤岩学委员会（ICCP）推荐使用的一种煤层剖面图解分析方法。其基本原理是不同煤岩类型的形成主要是沼泽沉降速度和覆水深度影响的结果。丝煤通常是在沉降速度缓慢并经常有空气进入的浅水条件下形成的；镜煤和亮煤是在水较浅但缺氧的条件下形成的；暗煤是在较深水条件下形成；而炭质泥岩和无机沉积则是在沉降速度大和覆水最深的条件下形成。由于不同水深条件形成不同的煤岩类型，因此可以根据煤层剖面上煤岩分层的演变情况来编制煤层的形成曲线，借以分析煤层形成条件的变化，并用于煤层对比。

2．煤层形成曲线的编制方法

煤层形成曲线是以所研究的煤层的煤岩柱状图为基础编制的。煤岩类型形成的水深，由浅而深依次为：丝煤、镜煤、亮煤、暗煤、碳质泥岩和泥岩。按图3-2的格式画好底图，即以6种类型分层沿横坐标划出垂向等间距平行线（图3-2*a*），然后按煤岩柱状图上（图3-2*b*）各分层的厚度投绘在该图上。

从煤层底板之上的第一分层开始绘制。凡是上分层比下分层水浅，则从下分层的底线开始画起；如上分层比下分层水深，则从下分层的顶线画起。如图的底部，第一分层为4（暗煤），第二分层为2（镜煤），绘时要从一分层的底线画起，究竟画至第二分层的底线还是顶线？则要据第三分层而定。如果第三分层比第二分层水深，则画到第二分层的顶线，如果水浅，则画至底线。图中第三分层比第二分层水深，所以应画至第二分层的顶线，但第三分层与第二分层不相邻，这时必须从第二分层的顶线向底线画连线至第三分层的位置，然后画水平线至三分层。画至第三分层的顶线还是底线，则要看第四分层的水深而定，选择的原则与前述相同。图中画至第三分层的底线，显示第二、第三分层的类型是突变关系。其他各分层的绘制方法依此类推，直至把全煤层的形成曲线绘完。

煤层形成曲线反映了煤层形成过程中沼泽基底沉降速度的变化和环境特征。成煤过程

中，由于不同地点环境的不同，可以形成不同的煤岩类型，水深的地方形成暗煤、水浅的地方可能形成亮煤。因此，采用煤岩类型柱状进行煤层对比，会遇到困难。如果采用煤层形成曲线进行对比，则效果较好。因为在一个泥炭沼泽范围内，地壳的升降变化趋势基本一致。所以在不同地点虽煤岩类型有所不同，但煤岩类型变化所反映的地壳升降速度及水深浅的变化趋势应该比较一致，因而煤层形成曲线可适于较大范围内的煤层对比。

二、显微煤岩定量方法

显微煤岩定量是确定煤的化学工艺性质和工业利用方向的重要依据，还可用于煤层对比，研究煤的形成环境，以及研究煤的可选性等。显微煤岩定量主要包括显微煤岩组分定量和显微煤岩类型的定量。

（一）显微煤岩组分的定量

参考国际标准化组织（ISO）提出的“烟煤和无烟煤显微组成定量方法”。

将经过缩分后得到的粉煤样制成粉煤光片。煤粉的最大粒径不得超过1mm，但粒径小于0.6mm的颗粒要少于5%～10%。制作粉煤光片时，煤粒与胶结物的比例为3:2或2:1。粉煤光片表面积为$2\times2cm^2$。在油浸物镜下根据形态、结构、灰度和相对反射能力鉴定组分和矿物，用点计法统计它们的相对含量。油浸物镜的放大倍数一般为25～60倍，目镜为8～12倍，总放大倍数400～600倍。目镜中配备有十字丝和测微尺。统计时利用机械台来推动粉煤光片左右和上下移动，移动的点距应等于粉煤光片中最大煤粒粒径的1/2，即0.5～0.6mm，移动的行距应大于或等于点距。移动时可用计数器自动推进，也可用手动。

定量统计时，划分组别的多少与研究目的有关。为了解煤岩组成对化学工艺性质的影响，一般分为镜质组、惰性组、壳质组和矿物组，分别统计这四大组的百分含量即可。研究煤的成因、煤的聚积环境以及煤层对比时，则要划分的细一些，有时要统计到具体的显微组分。研究煤的可选性时，则对矿物的种类、分布状态（细分散状、镶嵌状、单独颗粒）要划分的详细一些。

统计时，记录十字丝交点下的显微组分或矿物，称有效点。如果十字丝交点下是细胞空腔、裂隙或胶结物，则为无效点，不予统计。如果目镜十字丝交点落在不同显微组分的交界线上，则按下面原则处理（图3-3）：用目镜十字丝将视域划分为四个象限，从第一象限开始（右上角），顺时针旋转，最先占满一个象限角的那个组分或矿物作为有效点参加统计；若四个象限中无一个组分能占满象限角，则作为无效点处理。每一个粉煤光片统计后要求总有效点在500个点以上。统计结果可按以下三种基准报出：

1）无矿物基　显微组分总含量=100%。

2）统计含矿物基　显微组分总含量+矿物含量=100%。

3）计算含矿物基　显微组分总含量+矿物质含量=100%。

上述第3种表达方式中，矿物质含量是根据煤的工业分析测定的灰分含量，用经验公式或计算得出，而不是用煤岩定量统计出的矿物点数。国际标准化组织推荐两个经验公式，即

（1）矿物（体积百分比）含量=0.61×灰分含量（干燥基）-0.21

（2）矿物（体积百分比）含量

$$=\frac{1.08\times\text{灰分含量（干燥基）}+0.55\times\text{硫分含量}}{2.07-0.011\times\text{矿物重量百分比含量(即该式的分子部分)}}$$

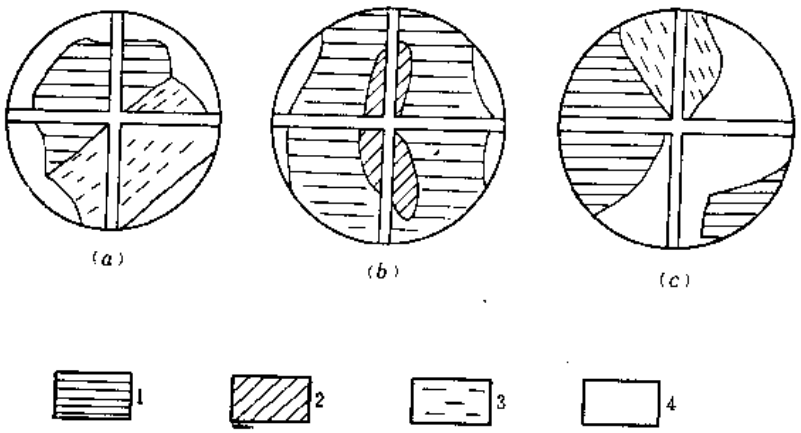


图 3-3 边界点的处理

a—取第二象限的惰性组分；*b*—取第三象限的稳定组分；*c*—无效点
1—镜质组；2—稳定组；3—惰性组；4—胶结物

多数情况下，以第1、第2两种基准报出即可。

误差要求，同一操作者操作两次，其结果误差应小于3%；不同操作者，误差应小于5%。

近年来，图象分析仪已被应用到煤岩成分的自动定量统计上。显微镜中组分的图象呈现在电视摄像管上，通过一种高分辨力的扫描器把图象信号转换成视频，然后数字化，并通过复杂的电子系统和数字处理系统，把图象点归类处理。事先把颗粒的反光性划分为100个灰度，经扫描处理后，就能把粉煤光片上不同灰度的颗粒进行分类计算，操作控制板，在屏幕上就能显示出某灰度所占的百分比，并由计算机打印出来。

（二）显微煤岩类型定量

参考国际标准化组织（ISO）提出的“显微煤岩类型组成测定方法”。

显微煤岩类型是显微煤岩组分的天然组合，它反映了煤的各种可见类型的特征。显微煤岩类型是由显微组分组决定的，可由一种或多种显微组分组成。组分组的面积至少为$50\times50\mu m^2$；如果组分组的含量小于5%，则在命名显微类型时不予考虑；显微煤岩类型中，粘土矿物、石英、方解石等矿物的体积含量应小于20%，而硫化物（如黄铁矿）则应小于5%。如矿物的含量超过上述界限，则据矿物和煤的比例，称为矿物体或微矿质煤。

进行显微煤岩类型定量，在反射光下进行，使用25～60倍的油浸物镜和8～12倍的目镜，目镜应有插入网格微尺（图3-4*a*）的设施。在纵、横坐标方向上最远交叉点的距离各为50μm，共20个交叉点，出现在一个交叉点下的组分则代表占5%的面积。网格微尺代表的距离与物镜和目镜的放大倍数有关，不同放大倍数的物镜或目镜，要使用不同的网格微尺。

机械台必须能驱动粉煤光片侧向移动，移动的步长（点距）必须等于最大煤颗粒直径的1/2，对于1mm标准颗粒样品来说，步长应是0.5～0.6mm。垂直方向的移动一般用手动即可。

定量统计时，首先要决定颗粒是属于显微煤岩类型、微矿质煤、还是矿物体，这就要看落在该颗粒上的交叉点数（图3-4*b*、*c*、*d*）来决定。如果落在一个颗粒上的交叉点数等

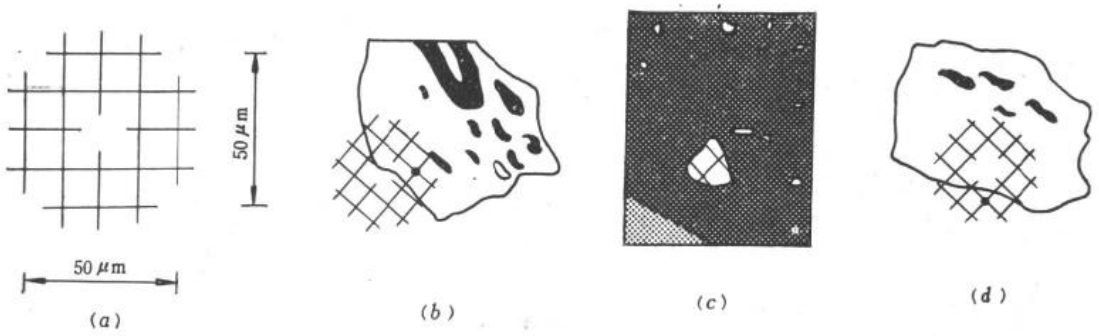


图 3-1 网格微尺及其使用方法

a—20点十字线目镜；*b*—边缘上的显微组分；*c*—单独的镜质组；*d*—观察到的煤岩类型

于10或10以上，这样的点可以进行分析和统计，称为有效点；如果交叉点数少于10，则称为无效点。无效点数不能超过无效和有效点总和的10%；如超过10%，说明制样时细颗粒比例过多，最好重新制样。如无条件重新制样，则在报告中要加以说明。

如果是有效点，则要估计落在矿物上的交叉点数。若矿物与交叉点数不超过表3-1规定的点数，则该测点定为显微煤岩类型。

表 3-1 显微煤岩类型中落在矿物上最大容许交叉点数

颗粒内的交叉点数	矿物上的交叉点数	
	方解石、粘土矿物、石英	硫化矿物
16～20	3	0
11～15	2	0
10	1	0

显微煤岩类型的确定，仅考虑出现在交叉点上的显微组分或组分组，而不考虑矿物。显微煤岩类型的划分如表3-2所示。

表 3-2 显微煤岩类型确定

显微煤岩类型	煤上交叉点的位置
微镜煤	所有点全在镜质体上
微壳煤	所有点全在壳质体上
微惰煤	所有点全在惰性体上
微亮煤	所有点全在镜质组和壳质组上，这两个组分组中每组要至少有一个点
微暗煤	所有点全在惰性组和壳质组上，这两个组分组中每组至少要有一个点
微镜惰煤	所有点全在镜质组和惰性组上，这两个组分组中每组至少要有一个点
微三组分煤	三个组分组中每组至少要有一个点

根据研究的目的不同，可确定到显微煤岩类型，也可定到亚型，如研究煤相、煤层对比等，最好定至亚型。

如果矿物交叉点数超过表3-3规定的界限，就要按表3-3和表3-4中给出的标准来确定颗粒是矿物体还是微矿质煤。表3-3用于只出现硫化物或其它矿物，但两者不能同时出现；

表 3-3 微矿质煤和矿物体的分界

颗粒内的交叉点数	矿物上的允许交叉点数			
	微矿质煤		矿物体	
	方解石、粘土矿物、石英	硫化物	方解石、粘土矿物、石英	硫化物
19～20	4～11	1～3	11	3
17～18	4～10	1～3	10	3
16	4～9	1～3	9	3
14～15	3～8	1～2	8	2
12～13	3～7	1～2	7	2
11	3～6	1～2	6	2
10	2～5	1	5	1

注：硫化物与其它矿物不一起出现。

表 3-4 微矿质煤和矿物体的分界

颗粒上的交叉点数	微矿质煤	
	矿物的容许点数	
	方解石、粘土矿物、石英	硫化物
16～20	1～3	1～3
11～15	1～2	1～2
10	1	1

注：硫化物与其它矿物一起出现。

表3-4用于硫化物与其它矿物同时出现。不超过表中规定界限，称微矿质煤；如超过界限，则称为矿物体。

显微煤岩定量的有效点数至少500个，定量统计结果可用表3-5的方式表达。

以有效点总数求出每种显微煤岩类型、微矿质煤和矿物体的有效点数的百分比。统计结果还要指明有效点数和无效点数的百分比；此外，有时还要统计微矿质煤及矿物体中的煤的性质，是属于哪些显微组分组（表3-6）。

（三）显微组分-显微煤岩类型综合分析

显微煤岩组分定量，只了解各种组分的百分含量，但不了解各种组分的共生组合情况。显微煤岩类型定量只了解各种组分的共生组合，但不能提供各种显微组分的定量数据。为了克服两者的缺点，ICCP（1971）提出了“显微组分-显微煤岩类型综合分析”的定量方法，不但可以得到各种显微煤岩类型、显微组分和矿物含量的资料，而且可以取得各种显微煤岩类型中显微组分含量的资料。其方法如下：

用“20点网格微尺”进行分析，显微组分的统计以网格微尺上人为确定的参考点为准（如图3-3b中的黑点），显微煤岩类型确定的方法与ISO的“显微煤岩类型组成测定方法”的要求相同，如果落在颗粒上的网格交叉点少于10个，则该观察点不予统计。为了保证综合分析取得与显微组分和显微煤岩类型单独分析所取得的结果相同，特作如下规定：

（1）如果颗粒小于或等于30μm，且参考点（统计组分的点）落在煤颗粒上，但落在该颗粒上的微尺交叉点不足10个，这样的点参加显微组分含量的统计，应归入“单独的”

表 3-5 结果表达方式举例

样品号：		日期：
显微煤岩类型	体 积，%	
微 镜 煤	20	
微 亮 煤		
微 惰 煤	13	
微 亮 煤	11	
微 暗 煤	23	
微镜惰煤		
微三组分煤	28	
	总显微煤岩类型	95
微矿质煤	体 积，%	
微泥质煤	3	
微铁白云煤		
微硅酸盐煤		
微黄铁矿煤		
微复矿质煤	1	
	总微矿质煤	4
	体 积，%	
矿 物 体		1
	总 计	100
有效点总数：500	无效点百分率：7	

表 3-6 与微矿质煤和矿物体有关的煤的性质

微矿质煤/矿物体	观察到的有关的显微组分（组）	统 计 点 数	百 分 比
微泥质煤	V	3	20
	V+E	12	80
微黄铁矿煤	V	1	20
	V+E	3	60
	V+E+I	1	20
矿 物 体	V+I	5	100

注：E为壳质组，I为惰性组，V为镜质组。

显微组分中，但不参加显微煤岩类型的统计（图3-3*c*）。

（2）如果落在煤颗粒上的网格交叉点不足10个，但参考点是在煤颗粒上，这样的点参加显微组分含量的统计，应归入“边缘附近的显微组分”中，而不参加显微煤岩类型的统计（图3-3*b*）

（3）如果落在煤颗粒上的网格交叉点多于10个，但参考点不在煤粒上。这样的视域参加煤岩类型的统计，应归入“观察到的显微煤岩类型”，而不参加显微组分的定量统计（图3-3*d*）。

在综合分析时，各种显微组分共生组合的类型共22类(表3-7)。统计时要确定每一个点属于哪一类，并记录下来。对综合分析来说，至少统计1000个点，为了确保达到这个要求，在一个4cm²的粉煤光片上，要求点距和线距为0.4～0.5mm，并规定煤与胶结物之间的比例至少为3:2。

表 3-7 最简单型式的综合分析所用的组合类型

显微组分共生组合类型	组合的组成	显微组分共生组合类型	组合的组成
1	镜质组	12	微暗煤中的壳质组
2	颗粒边缘上的镜质组	13	惰性组
3	单独的镜质组≤30μm	14	颗粒边缘上的惰性组
4	微亮煤中的镜质组	15	单独的惰性组
5	微三合煤中的镜质组	16	微镜惰煤中的惰性组
6	微镜惰煤中的镜质组	17	微三合煤中的惰性组
7	壳质组	18	微暗煤中的惰性组
8	颗粒边缘上的壳质组	19	矿物+矸石（单独的和在颗粒边缘上的）
9	单独的壳质组	20	V，E，I+矿物（微矿质煤）
10	微亮煤中的壳质组	21	矿物+V，E，I（微矿质煤）
11	微三合煤中的壳质组	22	观察到的显微煤岩类型(观察到的微矿质煤)

注：据《煤岩学教程》，Stach，1982；略修改。

统计完后，将统计点数换算成体积百分数，以整数表示。为了能更快地评价统计结果，可以用标准格式（图3-5）记录显微组分或显微组分组以及显微煤岩类型的分析结果，并确定不同显微煤岩类型的显微组分组成。该图是标准格式的最简单的形式，它限于记录显微组分组、显微煤岩类型和微矿质煤。

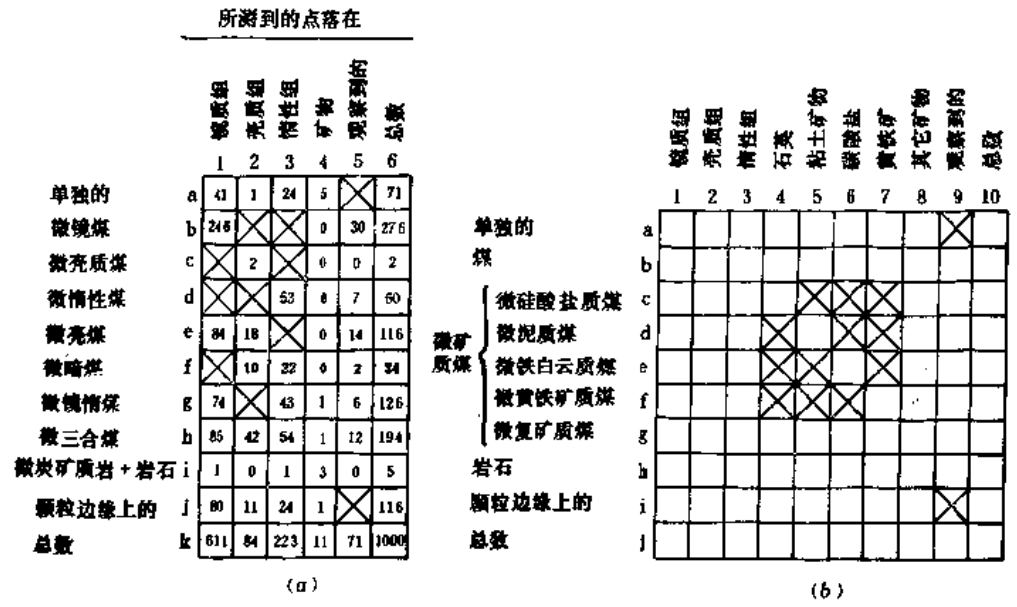


图 3-5 记录综合分析结果的标准格式

a—用于显微组分组和显微煤岩类型；*b*—用于显微组分组、矿物、煤和微矿质煤

（据《煤岩学教程》，Stach，1982）

由图3-5实例中得到的分析数值(表3-8)在按显微组分组计算煤样的组成时，观察到的显微煤岩类型略去不计；在按显微煤岩类型计算煤样的组成时，单独的显微组分和颗粒边缘上的显微组分略去不计。

表 3-3 综 合 分 析 结 果

显微组分组	体积，%	显微煤岩类型	体积，%	V	E	I	M
镜质组	66	微镜煤	34	100			—
壳质组	9	微类脂煤	< 1		100		—
惰性组	24	微惰性煤	7			100	—
		微亮煤	14	85	15	—	—
矿 物	1	微暗煤	16		29	71	—
		微镜惰煤	4	64	—	36	< 1
	100	微三合煤	24	50	22	28	—
		微矿质煤					
		+矿物质	1		20		80
			100				

注：据《煤岩学教程》，Stach，1982。

分析的误差要求，一般要小于5%。

三、煤的反射率测定

（一）反射率的测定方法

煤的反射率是指煤抛光表面的反射光强度与垂直入射光强度之比，用百分数表示。随着煤化程度的增高，煤的反射率逐渐增强。测定煤的反射率是确定煤化程度的最重要的方法，而且在研究煤的区域变质规律、煤炭分类、焦化工业、煤的加工利用，以及石油地质勘探中研究有机物的成熟度和地热变化规律等方面，都起着重要的作用。

测定反射率的方法有光强直接测定法、测定N值和K值计算法、双光束法和单光束法等四种。其中，光强直接测定法是用单色光源、灵敏的光电接收设备和测角仪直接测定矿物的磨光面在各种角度下入射光与反射光的强度，然后作图求出垂直入射时的反射光强度，再算出矿物的反射率。这个方法是测定标准矿物反射率的方法，用于标定和检验标准矿物的反射率。

测定物质N值、K值计算法，是根据物质的折射率N和吸收率K，利用Frensel-Beer公式计算而得出物质的反射率的方法，计算公式如下：

$$R=\frac{(N-N_s)^2+N^2K^2}{(N+N_s)^2+N^2K^2}$$

式中 N——矿物折光率；

N_s——介质折光率；

R——矿物反射率；

K——矿物吸收系数。

双光束法是用棱镜将入射光分成两部分：一部分通过垂直照明器射到矿物光面上，由矿物光面反射而进入目镜的半个视域内；另一部分光经反射棱镜直接射入目镜的另半个视域。用带有刻度的补偿棱镜将矿物表面反射回来的光的亮度调至与另半个视域中光的强度

相等，并记录补偿器旋转的刻度值，代入公式，即可得到矿物的反射率值。由于该法设备较复杂，目前已不推广使用。

单光束法又称光电法。它是利用光电效应测定矿物的反射率。可分为光电池法和光电倍增管法。其中，光电池法由于精度较差，已被淘汰；光电倍增管法的原理是从矿物表面反射到光电倍增管阴极上的微弱的光，能激发出电子，并在外加电场作用下逐级放大，最后成为很大的电流强度输出。测定煤的反射率时，可先将已知反射率的标准矿物放在显微镜下，调节外加电场的电压或电流值，使光电流值等于该标准矿物的反射率（从显示窗上可读出），然后把要测试的煤样放在显微镜下，这时显示窗上出现的光电流值便是该煤样的反射率。由于光电倍增管的灵敏度和精度高，测量面积可变范围大，可以测定十分细小（几微米）的组分，因此得到广泛的应用。

（二）测定煤反射率的主要设备和要求

1．显微光度计

测定煤反射率的仪器称为显微光度计，如德国Leitz公司生产的MPV-Ⅰ型、MPV-Ⅱ型、MPV-Ⅲ型和MPV-SP等型号。仪器主要由偏光显微镜系统、光度计系统和数据处理系统三大部分构成。

偏光显微镜系统包括显微镜主体、载物台和光源三个部分。其中，显微镜起放大成象作用，具透光、反光和偏光性能；载物台可架置和移动样品，具旋转和侧向移动功能，可手动或用计算机自动控制；光源有钨卤灯、高压汞灯、高压氙灯等，为观察和测量提供普通光源和荧光光源。

光度计系统包括光电倍增管和单色仪设备。光电倍增管由阴极（光敏电阻）、聚焦系统和放大倍增系统等部分组成，起接收并放大来自样品的光讯号的作用。单色仪能将由不同波长组成的光转换成单色光，即能滤去来自样品的不需要的波长的光，仅允许所需要的某一波长的光通过，以利于参数的测定；单色仪有连续光栅式，能产生波长连续的纯净单色光，也有单色滤片。

控制和数据处理系统由控制台和微型计算机组成，起控制显微镜光度计的工作条件，执行各种观察测试功能及测量数据的处理、打印等作用。

MPV系列显微光度计还配有自动扫描机械台、热台、显微硬度计、自动照像系统等附件，具有进行普通光测量、荧光测量、反射率测量等多种功能。

2．测定煤反射率的一些要求和概念

1）显微煤岩组分的选择　不同的显微煤岩组分，反射率不同。在煤化过程中，它们的反射率变化速度也不相同。惰性组分因受过原始氧化、属于稠聚的芳香结构，碳含量高、氢含量低，侧链和官能团少，所以惰性组的反射率高。在煤化过程中，反射率变化幅度很小（图3-6）；壳质组氢含量高，属链状或环状碳氢化合物。在煤化过程中，其反射率变化幅度很大，到中高煤化阶段之后已不易辨认出来；镜质组在煤化过程中，反射率的变化幅度也较大，且比较有规律。煤中镜质组的含量一般都较高，很容易找到。所以，一般是测定镜质组的反射率作为煤化程度的指标。按ICCP的规定，必须测定镜质组中的无结构镜质体（均质镜质体或基质镜质体）的反射率。

2）最大反射率R_{max}和最小反射率R_{min}　低中煤化程度煤中的镜质组分近似于一轴晶负光性物质，当入射光平行于层理方向偏振时，显示出最大的反射率。当入射光垂直于层理

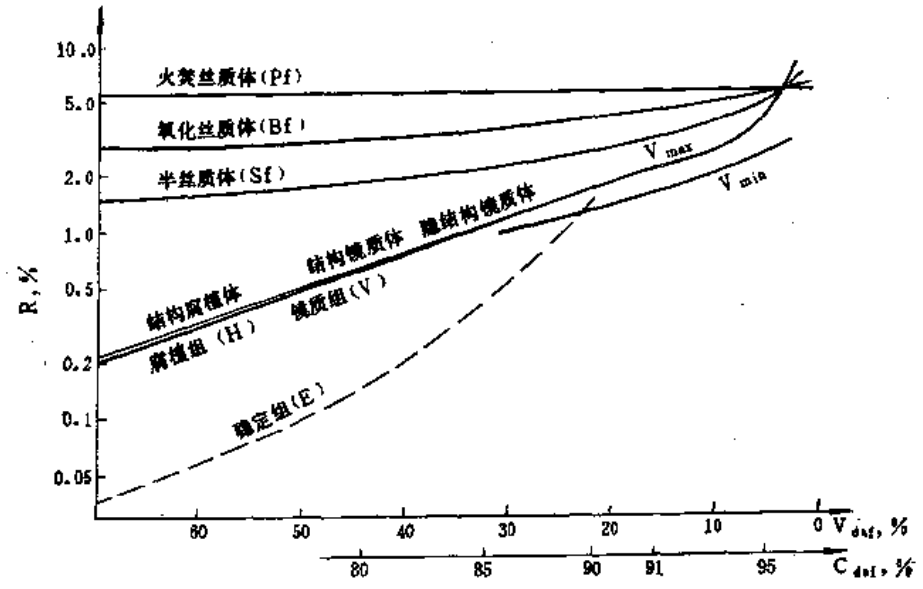


图 3-6 煤化过程中显微组分反射率的变化

(据B.Alpern, 1970)

方向偏振时，显示出最小反射率。在平行层理的平面上，各个方向的测值都是最大反射率；在斜交层理的平面上，可测得最大反射率，但不能测到最小反射率，只能测到视最小反射率R'_{min}（图3-7）。视最小反射率的数值介于最大和最小反射率之间。

高煤化程度煤中的镜质组，显示出近似于二轴晶的光性特征，具有最大、最小和中间三个反射率值。在不同的切片方向上还显示出混合分量的性质（图3-8）。

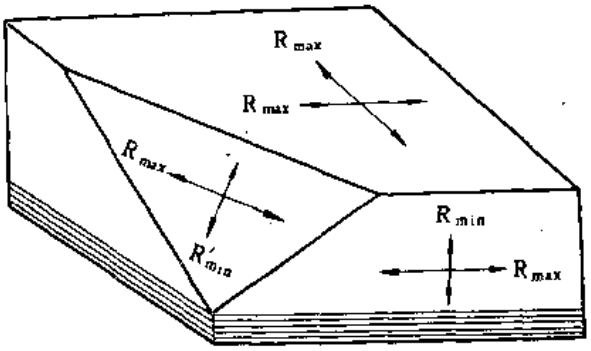


图 3-7 镜质组的一轴光性模式

(据Davis, 1978)

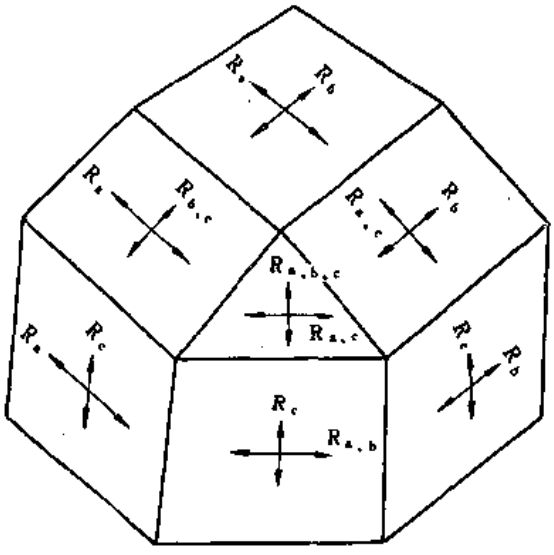


图 3-3 镜质组二轴晶光性模式

(据Hower, 1981)

3）油浸最大反射率R^{o}_{max}和干物镜最大反射率R^{a}_{max} 测定煤的反射率时，可以在干物镜下进行，即物镜与煤磨光面之间的介质是空气。从褐煤到无烟煤，空气中最大反射率

R^{o}_{max}从5%变至20%左右，增加约4倍。如果在物镜和煤磨光面之间加上浸油（折光率$N_d=1.518$），由于浸油的折光率与物镜的折光率相近，所以减少了光线的折射，提高了分辨率。从褐煤至无烟煤，油浸最大反射率R^{o}_{max}从0.1%变至11%左右，增长了几十倍。所以用油浸物镜测定煤的反射率精确度要高得多，误差小。目前世界上多数国家都采用油浸物镜测定煤的反射率。

4）随机反射率R_{ran}或R_o和平均反射率R_m或R_{av}　随机反射率是指在任意切片方向的煤颗粒或块煤光片的抛光面上测得的反射率。随机反射率虽然变化比较大，不如最大反射率那样稳定，但测定简便，不用旋转载物台，能保持焦距和中心不变，特别在测定细小组分和沉积岩中的分散有机质的反射率时更为方便。在具有二轴光性的高煤化程度的煤中，不易测得最大反射率，通过测定较多的随机反射率值可代表平均反射率。大量随机反射率的平均值，称为平均随机反射率$\bar{R}_o$。

平均反射率是指在非偏光下，任意两个相隔90°的反射率的算术平均值。平均随机反射率或平均反射率与最大反射率有如下换算关系：

$$\bar{R}_{max}=1.066\bar{R}_{av}\ (或\bar{R}_{ran})$$

5）双反射率R_{bi}和反射率谱　双反射率是指最大反射率与最小反射率之差，即$R_{bi}=R_{max}-R_{min}$。双反射率比R_q又称各向异性比或双反射率系数。为双反射率与最大反射率之比。$R_q=\frac{R_{max}-R_{min}}{R_{max}}$。双反射率及双反射率比是衡量显微组分光学各向异性程度的量度。

反射率谱是表示显微组分对不同波长入射光的反射能力的曲线，可用来确定煤级，鉴别煤的风氧化程度及推断煤中有机质的分子结构。不同煤化阶段镜质组的反射率谱如图3-9所示。

6）反射率标准样　测定煤的反射率时，要用一些已知反射率的矿物来进行比较，这些矿物称为标准片或标准样。标准样必须具备的特性是：与煤反射率接近；均质体或单轴矿物的垂直光轴切面；耐火、耐腐蚀性强；长期具有稳定的反射率；表面光洁、质地均匀、无内在裂隙和断口；弱吸收物质。我国目前选用蓝宝石、钇铝柘榴石、钆镓柘榴石、金刚石、碳化硅，以及一些光学玻璃作为反射率标准片。

标准片要做成楔形，夹角为90°、60°和30°的棱镜，将90°和30°之间的面作为高度抛光的反射面，其余几个面抛光之后涂上黑漆，形成对其它界面上射来的光线的强吸收面，减少对正常反射光的干扰。然后，用环氧树脂将标准片固结起来抛光。标准片的表面要保持光洁，使用后清洗，并放入防尘盒中（图3-10）。

7）其它测试条件　为了便于测定结果的相互对比，对一些测定条件必须做统一的规定。

油浸液　不同的浸油折光率不同，因而测出的反射率值也不同。所以，必须用折光率相同的浸油。国际上规定，浸油的折光率在23℃时应为$N_o=1.518\pm(0.0004)$。在测定反射率时，室内的气温应在23℃左右。气温过高或过低，都会使浸油的折光率发生变化。一般要求室温变化要小于±3℃。

滤光片　用不同波长的光测定煤的反射率，其结果不同。因此，要用同一波长的光来测定煤的反射率。国际上规定，要用波长为546±5nm的单色光来测定。这种绿色的干涉

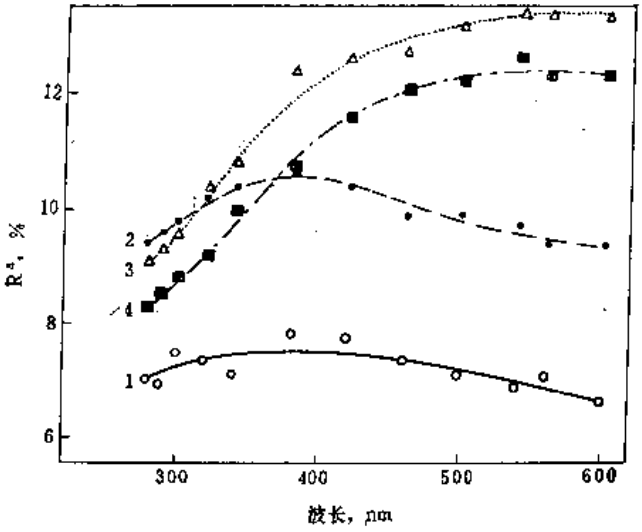


图 3-9 不同煤阶的镜质组反射率波谱曲线

1—碳含量85%；2—碳含量87.6%；3—碳含量94%；4—碳含量93.9%
（据Davis, 1978）

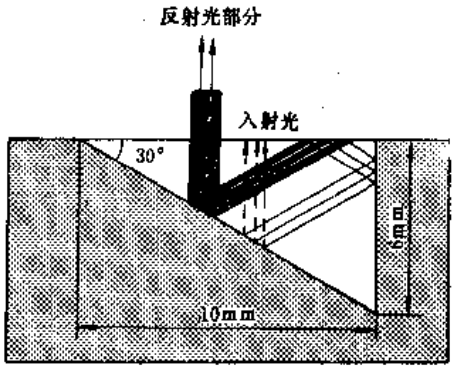


图 3-10 反射率标准片

滤光片一般厚2mm，透光率达90%以上。

电源稳压器 测定反射率时，需要和标准样进行比较。因此在测定煤的反射率时光源的强度必须和测标准样时光源的强度保持一致，这就要求光源的电压要稳定；供给光电倍增管的高压电源也要稳定，即在测试过程中光电倍增管的性能要保持不变。一般情况下，电源要经过两次稳压，这样基本上可满足测试的要求。

（三）反射率测定的技术方法

把与待测样品煤化程度相近的标准片放在显微镜下准焦，调节光电倍增管的电压，直到显示器上的读数和标准片的反射率相同为止。然后再把另一块不同反射率的标准片放在显微镜下，如果显示器上的读数与该标准片的反射率相同，说明仪器系统已调整好，可以进行煤样反射率的测定；如果显示器上读数与第二个标准片不相同，说明系统还没有调节好。此时要调节电压或电流，使显示器上读数达到第二个标准片的反射率值；然后再测第一个标准片，看是否达到其反射率值。这样反复调节，使两个标准片都达到各自的反射率值（误差<0.02%），这样就调节好了整个测定系统。

上述工作完成后，可将待测煤样压平，滴上浸油，置于物镜下准焦（放大400倍左右）。从样品的一角开始，用移动尺驱动样品。一般的点距为0.5～1.0mm，行距为1.0～2.0mm，保证所需测点均匀布满全片。当十字丝落到测定对象上，若该点在测量范围内（一般10μm内）无抛光缺陷（如擦痕、麻点等）、无矿物或其它包体、不受突起或高反射率组分的影响时，方可测取该点的数值。如不合要求，可移动10μm，以查找合适测试位置。若仍不合要求，则放弃此点，用下一个点进行测定。

测点选定后，使反射光投射到光电倍增管上，缓慢转动物台360°，应出现再次相同的最大值，即为最大反射率，若两次有明显差别，则应找出原因。在一个样品的测定过程中，如发现读数突然明显升高或降低，应停止测试找出原因。每个样品测完之后，用接近煤样反射率的标准片检查测量系统稳定性，若与理论值之差大于0.02%，则该样品测值

无效。

如果是测平均反射率，则测取每个点的两个反射率值，它们的位置相差90°，然后取两个测值的平均值即为该点的平均反射率。

测点数目的多少，与煤化程度及测定的反射率类型有关。一般来说，随煤化程度的增高，测点数目也相应增加（表3-9）。

表 3-9 煤反射率测点数目的规定

试样反射率 R，%	反射率类型	不同准确度下的最少测点数 n				
		a=0.02	a=0.03	a=0.04	a=0.06	a=0.10
<0.5	R_{max} R_{ran}	25				
0.5～1.0	R_{max} R_{ran}	40 60				
1.0～1.9	R_{max} R_{ran}	60 100	30 50			
1.9～2.5	R_{max} R_{ran}			30 60		
2.5～4.0	R_{max} R_{ran}				50 300	
>4.0	R_{max} R_{ran}					50 300

注：此表为国家标准，1984。

（四）结果的表达和报告

（1）按单个测值计算最大反射率或随机反射率的平均值和标准差的计算公式如下：

$$\bar{R} = \frac{\Sigma R_i}{n}$$

$$S = \frac{n\Sigma R_i^2 - (\Sigma R_i)^2}{n(n-1)}$$

式中 n——测点数；

$\bar{R}$——平均最大或随机反射率的百分数；

S——标准差；

R_i——每个测点的测值。

（2）按阶或半阶计算最大或随机反射率的平均值和标准差。按0.1%的反射率划分若干阶，也可按0.05%的反射率划分若干半阶，分别统计各阶或各半阶的测点数及其占总数的百分数，并作出反射率分布直方图（表3-10），按下式计算出平均值和标准差。

$$\bar{R} = \frac{\Sigma R_i x_i}{n}$$

$$S = \sqrt{\frac{\Sigma(R_i^2 x_i) - n\bar{R}^2}{n-1}}$$

式中 $\bar{R}$——平均最大或随机反射率的百分数；

表 3-10 反射率测定结果表

样品编号：（包括：煤田、矿区、井田、孔号、煤层、井深……等）　　样品种类：（粉片、块片、干酪根等）

反射率种类：R_{max}或R_{ran}　　室温：℃

镜质组的亚组分：　　浸油折射率：（N_e）

标准片名称及反射率值：

反射率（按阶或半阶划分）		测点数	测点，%	测值分布直方图 10% 20% 30% 40% 50% 60% 70% 80% 90% 100%
0.60	0.64			
0.65	0.69	2	4	
0.70	0.74	10	20	
0.75	0.79	25	50	
0.80	0.84	8	16	
0.85	0.89	5	10	
0.90	0.94			
0.95	0.99			

测点总数　50

按单个计算的平均值及标准差　R_{max} =　%；R_{ran} =　%；S_1 =

按阶或半阶计算的平均值及标准差R_{max} =　%；R_{ran} =　%；S_2 =

测量日期：　　操作者：

注：整个测量过程、计算和作直方图，最好由计算机来执行。

R_i——阶或半阶的中间值；

X_i——阶或半阶的测点数；

n——总测点数。

阶的表示法：0.50～0.59，　　阶的中间值：0.545

0.60～0.69，　　0.645

0.70～0.79，　　0.745

⋮　⋮　　⋮

半阶的表示法：0.50～0.54，　　半阶的中间值：0.52

0.55～0.59，　　0.57

0.60～0.64，　　0.62

⋮　⋮　　⋮

（五）误差

样品的平行测定误差及实验室间误差规定如表3-11。

（六）反射率与煤化程度的关系

随着煤化程度的增高，镜质组、壳质组和惰性组的反射率也随之增高，但增加的速度

表 3-11 反射率的平行测定误差和实验室间误差的规定

试样反射率	最大平行误差					实验室间最大误差
R, %	a=0.02	a=0.03	a=0.04	a=0.06	a=0.10	
<1.0	0.03					0.07
1.0~1.9	0.03	0.04				0.08
1.9~2.5			0.06			0.15
2.5~4.0				0.09		0.25
>4.0					0.14	0.25

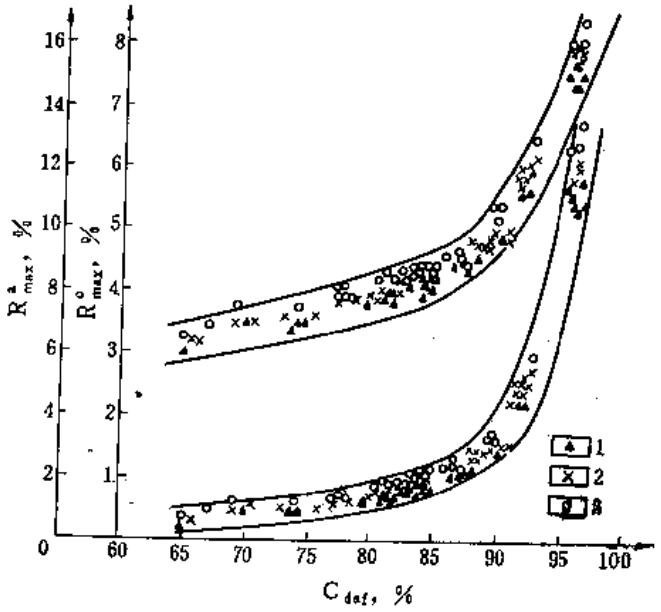


图 3-11 不同煤化程度的镜质组的反射率
1—还原型煤；2—中等还原型煤；3—弱还原型煤
（据Сарбсева, 1975）

不同。壳质组的增加速度最快，次为镜质组，惰性组增加速度慢。

随着煤化程度的增高，显微组分间反射率的差别趋于减弱。在中挥发分烟煤阶段（R^o_{max}=1.50%），壳质组开始镜质化，其光性和化学组成接近于镜质组；至超无烟煤阶段，三个显微组分之间在光性和化学组成上的差别已很小。

1．镜质组反射率

从褐煤到无烟煤，镜质组最大反射率R^o_{max}从0.1%增至8.00%以上，或R^a_{max}从5.4%增至18.0%以上（图3-11）。

从褐煤到气煤，反射率增长率小；肥煤至瘦煤阶段，反射率增长率显著提高；从贫煤至无烟煤，反射率增长迅速，呈直线上升；到超无烟煤阶段，镜质组的最大反射率超过惰性组；到石墨阶段，最大反射率达15%以上。最小反射率从褐煤到无烟煤，R^o_{min}从0.1%增至3.7%左右，大约在碳含量为94.6%或R^o_{max}=6%的阶段开始反向变化，反射率下降，直至石墨阶段，R^o_{min}=0.5%，平均反射率的变化处于中间状态。

我国各牌号煤中镜质组的最大反射率变化范围大体如表3-12所示。

表 3-12 我国各牌号煤中镜质组的最大反射率范围

煤牌号	褐煤	长焰煤	气煤	肥煤	焦煤	瘦煤	贫煤	无烟煤3号	无烟煤2号	无烟煤1号
R^o_{max}, %	<0.50	0.50~0.70	0.70~0.90	0.90~1.20	1.20~1.50	1.50~1.80	1.80~2.50	2.50~4.0	4.0~6.0	>6.0

2．壳质组（类脂组）的反射率

壳质组的最大反射率R^o_{max}从褐煤到无烟煤阶段可由0.04%增至7.25%以上，平均反

射率R_m^o由0.04%增至5.50%。从褐煤至气煤阶段，壳质组反射率增加速度缓慢（图3-12）；但从气、肥煤阶段开始，壳质组反射率增高速度突然加快，到焦煤阶段后期（R_{max}^o=1.5%左右），壳质组的反射率接近于镜质组，也可以认为壳质组开始镜质化了；在无烟煤阶段，有时还可见到壳质组，但其反射率已接近惰性组，甚至超过惰性组。

3．惰性组的反射率

在显微组分中，惰性组的反射率最高。但惰性组中各种显微组分的反射率差别很大。据Davis（1978）资料，在昆士兰州二叠纪的低煤化阶段的煤中（镜质组R_{max}^o=0.56%），丝质体的R_{max}^o=2.32%，而半丝质体的R_{max}^o=1.26%；在伊利诺斯州的煤中（镜质组R_{max}^o=0.66%），半丝质体的反射率为2.5%，丝质体为4.82%。据Сарбсева等（1968）资料，顿巴斯煤中白色丝质体和黄色丝质体的反射率有很大的差别，在褐煤阶段，黄色丝质体的R_{max}^o已达2.36%，而白色丝质体仅为1.31%，至无烟煤阶段，黄色丝质体的R_{max}^o达6.10%，白色丝质体则为5.50%。

（七）反射率各向异性

在薄片中，镜质组的光性各向异性在有些褐煤中已经出现，但在反射光下不明显；到肥焦煤阶段，反射率各向异性已很明显，到无烟煤阶段则十分明显（图3-13）。壳质组反射率各向异性比较弱，在煤化过程中也有逐渐增强的趋势，但变化幅度比镜质组小。惰性组反射率各向异性很弱。

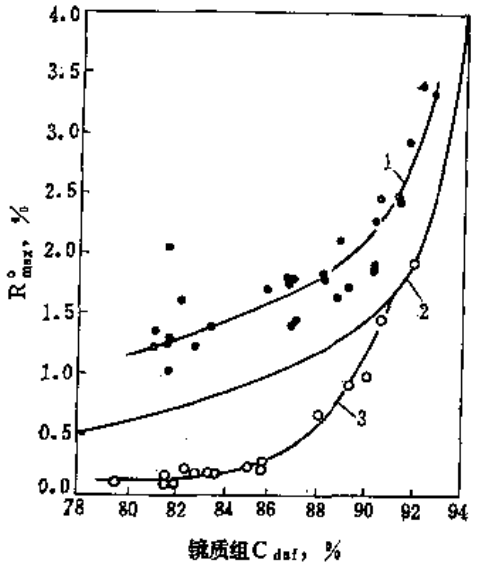


图 3-12 各种显微组分的反射率

1—微粒体；2—镜质组；3—壳质组

（据Krevelen，1981）

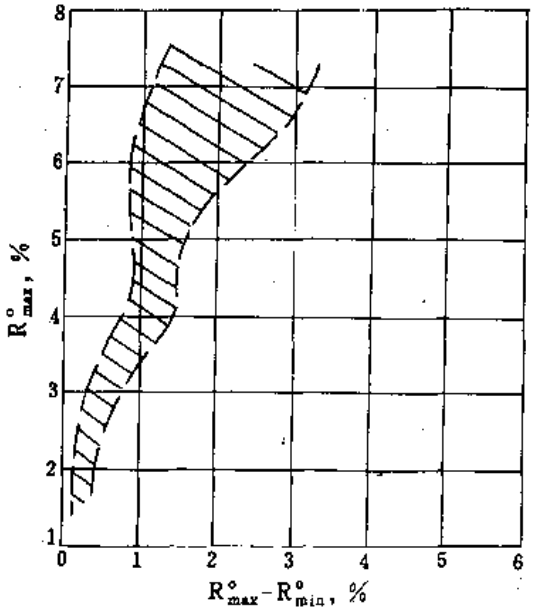


图 3-13 镜质组双反射与最大反射率之间的关系

图中，阴影斜线表示德国三个钻孔的数据散点范围

（据Teichmüler等，1981；略修改）

（八）煤的反射光性与煤的分子结构

煤化过程中反射光性的变化，主要是煤中有机分子芳构化，缩聚成更大的芳香结构，芳环叠片的分布逐渐有序化的结果。

在泥炭和年青褐煤阶段，煤中主要的化学反应是原始物质形成腐植酸，并逐步转变为

腐植质。这些不同形式的腐植物质的反射率很低，不超过0.35%，原始物质经早期转化后差别尚不明显。从老褐煤起，煤（腐植组）开始显现光泽，反射率开始增加，这种变化与煤中孔隙被压缩，水分大量排出有关。在老褐煤和烟煤阶段，煤中腐植质为一种带有许多官能团和侧链的缩合芳香系统。在低煤化阶段，芳香核很小，而且随机分布，芳香核联结着大量的富氢官能团、富氧桥，以及脂肪族侧链。在煤化过程中，羧基—COOH、羟基—OH、甲氧基—OCH_3以及羰基$\rangle C=O$等官能团逐渐脱落，继而发生脂肪族、脂环官能团与侧链的脱落和降解，产生大量的挥发物，芳香核缩合程度增高，使煤的反射率不断增大。到无烟煤阶段，煤主要由缩聚的芳香核组成，这种结构的变化，在无烟煤的反射率光谱曲线上表现很明显，由烟煤阶段向长波方向倾斜，到无烟煤阶段转变为向短波方向倾斜。

在煤化过程中，煤的分子结构的另一方面变化，表现为芳香核的排列由无序向有序转变，镜质组反射率的各向异性明显地反映了这一转变。据电子显微镜资料，在低煤化程度的烟煤阶段，芳香核呈涡层状叠片结构，基本上是无序地弥散状分布，因而其反射率各向异性很弱；随着煤化程度的增高，官能团和侧链以挥发物形式脱落，芳环叠片增大，其排列方向逐渐有序化。在低挥发分烟煤阶段，芳环叠片间偏斜方位大约为30°；到半无烟煤阶段，降低为15°，叠片排列逐渐有序化，反射率各向异性增强；到无烟煤阶段，芳环叠片的排列达到近于平行的程度（一般平行层理），涡层状叠片结构逐渐向石墨结晶结构过渡，反射率各向异性的迅速增加，反映了这种结构的变化。

在低煤化烟煤阶段，镜质组的芳环叠片由二、三个芳环层组成，每一个芳环层约5～10个环。每一叠片的大小，其宽度L_a为1.0～1.5nm，高度L_c小于1.3nm；叠片间的层间距较宽，$d_{002}=0.34\sim0.8$nm。随煤化程度的增高，芳环叠片缩聚成更大的叠片。在无烟煤阶段，叠片高度L_c可达0.2nm，叠片宽度L_a增至5～10nm；而叠片层间距缩小，d_{002}减小到0.35nm；分子定向性迅速增强。至超无烟煤阶段，反射率数值分散，各向异性显著增强，最小反射率开始下降，最大反射率继续升高，到半石墨阶段，叠片宽度L_a达100nm，至石墨阶段达到500nm（1/2000mm），且显示出三维晶体结构。

四、煤的荧光分析

（一）荧光的概念

当用紫外光或蓝光照射到某些物质时，这些物质会发射出各种颜色和不同强度的可见光，而当紫外光或蓝光停止照射时，这种光线也随之消失，这种光线称为荧光。这种现象是这些物质在吸收光能后重新发射不同波长的光，而不是由紫外光或蓝光的漫射作用所引起。

煤的荧光分析是最近十几年发展起来的方法。利用荧光显微镜可以非常清楚地鉴别出各种壳质组分，并发现了一些新的显微组分；此外，还可进行荧光强度测定和光谱测定，确定褐煤和低煤阶烟煤的煤化程度和烃源岩的成熟度，有助于对油气资源的评价；荧光研究可帮助判断煤的结焦性和液化性能，判别煤的风氧化程度；对煤荧光性的深入研究，还揭示了煤化作用中“沥青化作用阶段”的存在。

（二）荧光显微镜

与透、反光显微镜相比，荧光显微镜有一些不同之处，主要是光学系统上有一套荧光附件。主要附件简介如下：

1．激发光源

荧光显微镜采用具有高能和短波辐射量较大的高压汞灯或高压氙灯作为激发光源。这些灯的内部充以氩气、氖气或氙气等惰性气体，它们在高压电流的激发下电离而释放出强烈的高能光束，从而激发煤中物质发出荧光。为保证灯光强度的稳定，须配稳压电源。

2．滤光系统

1）激发滤片　放在激发光源前面。主要是为了产生出比较纯净的单色激发光。进行煤的荧光观察和荧光强度测量通常用蓝光激发，而荧光光谱测量则多用紫外光激发。

2）热吸收滤片　放在光源与激发滤片之间，以保护激发滤片和被测物质不受光源产生的高温高热所损害。

3）阻挡滤片　放在物镜和目镜的光路中间，滤去从被测物质表面反射出来的激发光，使物体的荧光影象清晰，并保护观察者的眼睛不受伤害。

4）荧光垂直照明器　该照明器中用双色分光镜代替常规垂直照明器中的平面玻璃反光镜或棱镜反射器，并且具有激发滤片和阻挡滤片的全部功能，使荧光效果更好。荧光垂直照明器中，一般装有紫外、蓝和绿三个可供选择的档次。研究煤的荧光性时，通常使用紫外和蓝光两种激发光类型。

5）荧光标样　与反射率测量一样，荧光测量也需要用一种标准样作为对比标准，称为荧光标样。但荧光标样与具有绝对值的反射率标样不同，它一般没有绝对强度，只是一种相对的标准。对荧光标样的要求是在激发和储存期间荧光颜色和荧光强度不会发生改变，并且有一条尽可能宽的光谱分布。目前使用的荧光标样多数是铀酰玻璃，用蓝光激发时能产生出高强度的稳定绿黄色荧光。

6）物镜　专用的荧光物镜的数值孔径一般要大于普通物镜，这样可以得到强度较大的荧光。通常使用30～60倍的物镜效果较好。干物镜观察时荧光图象较清晰，如用油浸物镜则必须用无荧光性的浸油。荧光研究可在煤光片、薄片、光薄片上进行，也可在孢子花粉颗粒或富集的有机质样上进行。目前多数用光片进行研究，薄片只能观察，但不能进行定量测量。

（三）荧光强度测定法

荧光强度测定法又称单色荧光光度法。它与反射率相似，是通过与标准样的对比，确定待测显微组分或有机质在一定波长上的荧光强度。由于目前没有绝对的荧光标准样，只有相对的标准样，因此测出的显微组分的荧光强度只是相对于某一块标准样的相对强度。即把标准样的荧光强度作为100%，待测组分的荧光强度与之对比得出。所以，根据不同标样或使用不同的显微光度计所测出的“荧光强度”之间不具可比性。

测定荧光强度时，测点的数目取决于组分的类别和强度值的离散性，目前尚无统一标准，一般为50～100点。

常用的荧光强度有如下几种：

I_{546}　指波长在546nm处的单色相对荧光强度，适合于壳质组分荧光强度的测量。

I_{max}　指荧光波谱最大波峰处的相对荧光强度。这个参数可用来度量腐植组（镜质组）的煤化趋势。

I_{650}　指波长在650nm处的单色相对荧光强度。适合于腐植组（镜质组）荧光性强弱的度量，这是因为绝大部分腐植组（镜质组）的荧光色主要分布在橙到红区（＞600nm）

范围内，在短波区的荧光强度很弱。

荧光强度的大小受显微组分、煤级和风氧化程度等因素的影响。在同煤级煤的三大组分组中，壳质组分的荧光性最强，其中尤以树脂体、藻类体最强；腐植组分（镜质组）次之；惰性组分绝大多数不具荧光性。随煤化程度增高，壳质组的荧光性降低，腐植组（镜质组）的荧光性呈“V”字形变化，这与原生荧光消失和次生荧光的产生有关。

（四）荧光光谱法

荧光光谱法又称多色荧光光度法。荧光强度随波长变化的分布曲线，称荧光光谱。不同煤岩组分，其荧光光谱的特征不同；同一煤岩组分，随煤级的增高，其光谱曲线特征也不同。因此，可根据荧光光谱特征来确定显微组分，推断煤化程度。通常，荧光光谱测量是使用紫外光作为激发光源。荧光光谱有三个参数。

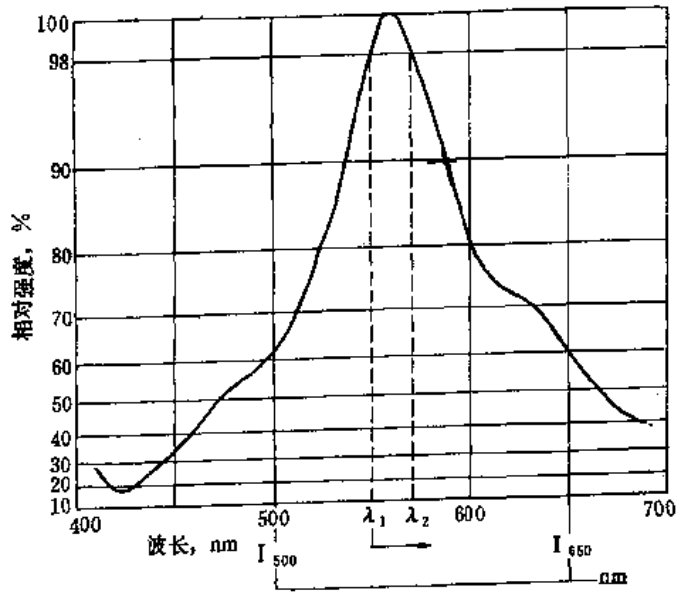


图 3-14 荧光光谱峰波长和红绿商测定
（据Ottenjann等，1975）

1．光谱峰波长λ_{max}

荧光光谱峰左右两侧相对强度为98%的两个波长值（λ_1和λ_2）的算术平均值，即为光谱峰的波长。

$$\lambda_{max}=\frac{\lambda_1+\lambda_2}{2}$$

也可直接用波峰处的波长（图3-14）。

由于各显微组分的λ_{max}不同，光谱峰波长可定量地确定显微组分的荧光颜色。随煤化程度的增高，各种显微组分的λ_{max}均向长波（红光区域，λ=630～760nm）方向移动，又称“红移”。

2．红绿商Q

红绿商又称光谱商。它是指波长分别为650nm和500nm处的相对荧光强度的比值。

$$Q=\frac{I_{650}}{I_{500}}$$

Q值表示了显微组分“红移”的程度。随着煤化程度增高，稳定组分和荧光腐植组或镜质组在绿光区的荧光强度减小，红光区的荧光强度增大，使Q值逐渐增大。

3．荧光变化

显微组分的荧光强度随激发光照射时间加长而发生的变化，称为荧光变化。荧光变化值的计算公式如下：

$$A=\frac{I_t-I_0}{I_0}\times 100\%$$

式中 I_0——辐射开始时组分的荧光强度；

I_t——辐射时间为t分钟时的相对荧光强度；

A——荧光变化值。

荧光强度变化有正变化、负变化、正负变化和负正变化四种类型。不同煤级、不同组分的荧光变化类型和变化幅度不同。

（五）煤的荧光性与煤化程度的关系

煤的荧光性与煤化程度成反比关系。煤化程度越高，荧光性愈弱；反之，煤化程度越低，荧光性越强。两者不是线性关系。

泥炭中壳质组分的荧光强度均很高，在年轻褐煤中，荧光强度已明显减弱。R_m^o=0.35%～0.45%阶段，木栓质体和部分树脂体的荧光光谱最先发生变化，其荧光色由不同色调绿色转变为黄色；R_m^o=0.4%～0.5%，多数壳质组的荧光光谱峰开始红移，至R_m^o=1.10%～1.25%阶段，壳质组的荧光光谱峰已经迁移到红外光域，可见荧光消失。

腐植组的荧光强度随煤化程度增高而迅速减弱，以后又重新回升。据Teichmüller等（1983）的资料，在泥炭阶段（R_m^o约0.1%），腐植组的荧光强度（光谱峰）最高可达1833；从泥炭向褐煤过渡，荧光强度迅速下降，至R_m^o约0.45%时，荧光强度只有90左右。但在R_m^o=0.45%～0.55%以后，荧光强度又开始回升，直到高挥发分烟煤(R_m^o=1.05%)，荧光强度增到200左右（图3-15）。

五、煤的显微硬度测定

（一）原理

煤的显微硬度是指显微煤岩组分抵抗外来机械作用的能力，用压痕硬度表示。测定方法是在显微硬度计上，以小的静力负荷（一般为10～20g，也有用100g），将金刚石压头压入煤的显微组分，留下压印痕迹。压印面积越大，显微硬度越小，压印面积越小，显微硬度越大。测量压印的对角线长度，经过换算，即可得显微硬度值。

（二）测定方法

金刚石压头很小。有两种测定方法：一种为正方形锥体，压头两相对面的夹角为136°，用此压头测定称维氏法（Vicker），用H_V表示；另一种为菱形锥体（图3-16a），称克氏法（Knoop）用H_K表示。维氏法使用的较多。测试时，将欲测的煤样制成光片或粉煤光片，抛光。由于压印后易发生弹性恢复，印痕消失（尤其是无烟煤，硬度大、弹性好，更易消失），所以要在煤的磨光面上涂上一层很薄的石蜡（或有机玻璃），压印后，煤上的印痕消失，但石蜡上留下了清晰的压印（图3-16b）。

加压前，要先在显微镜下选好显微组分（一般用均质镜质体或基质镜质体），调好焦距后把煤片放在金刚石锥下面，金刚石压锥加负荷20g(或100g)慢慢把压头下降压入煤样（用10s）并保持15s，然后将压头提升离开煤样。测量压印对角线长度。测量时，先将载物台上互相垂直的微动螺丝移动煤样，使压印两边与目镜的测微器中的交叉线重合，记录测微尺的第一个读数；然后转动测微器，使十字丝与压印另外两边重合，并记录第二个读数。两次读数的差值即为压印对角线长度d（有的仪器要经换算）。

每一个试样必须在不同的煤粒或不同位置测同一组分的显微硬度值10次（ICCP用50次），取10次的平均值作为该试样的显微硬度值。测定时，两个相邻的压印不能靠的很近或离煤粒的边缘太近（一般要3倍于压印的距离），以保证测定的准确性。

（三）显微硬度值的计算

显微硬度由负荷与压印面积之比值求得。计算公式如下：

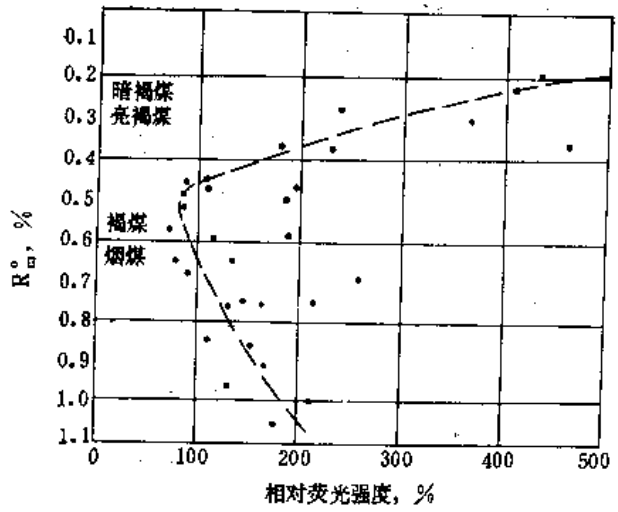


图 3-15 腐植组（镜质组）的荧光强度 λ_{max} 与镜质组反射率的关系
（据Teichmüller等，1983；略修改）

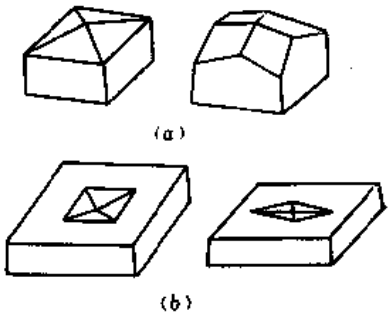


图 3-16 金刚石压头及压印
a—压头；b—压痕

$$H_V = \frac{1.854p}{d^2}$$

式中 H_V——显微硬度值，kg/mm²；

p——加在压头上的负荷，kg；

d——压印的对角线长度，mm或μm。

如用菱形锥体压印（克氏法），计算公式为

$$H_K \doteq 14.2288\frac{p}{d^2}$$

式中，1.854和14.2288是据金刚石锥压头的形状计算出来的数值。

（四）显微硬度与煤化程度的关系

显微硬度与煤化程度的关系为一条“靠背椅”曲线。褐煤的显微硬度比较低，H_V = 10～20kg/mm²；长焰煤、气煤（R_m^o = 0.6～1.0%）约为20～30kg/mm²；肥煤、焦煤、瘦煤（R_m^o = 1.2～1.6%）的显微硬度值最低，H_V = 20kg/mm²；贫煤（R_m^o = 2.0%）为30～40kg/mm²；无烟煤的H_V = 35～200kg/mm²；变化幅度很大，所以有人用H_V将无烟煤的煤化程度分为三级：H_V = 30～45kg/mm²，称为低变质无烟煤；H_V = 45～80kg/mm²，称中变质无烟煤；H_V > 80kg/mm²，为高变质无烟煤。

六、煤岩分析方法的标准化和自动化

（一）自动显微光度测定法

可供煤岩分析用的自动显微光度测定系统有多种类型，如德国Leitz公司生产的MPV-3系统可以在全软件控制下进行显微光度测定和数据处理，还可进行非常小的测域（0.5μm）的光度测定；日本钢铁公司的LA反射率自动扫描系统在30min内可测出2万个反射率测点数据（计算机控制），最终成果可通过打印机、绘图仪和示波器输出，能准确提供煤化程度、显微组分组成、结焦指数、焦炭强度预测等资料；美国宾夕法尼亚大学的ARM系统，用计算机与显微光度计联动，对光片的扫描速度为1600μm/s，在18min内可

完成一个光片上40万个点的扫描并打印出成果，速度快，分辨率高；美国钢铁公司的ADPR系统、德国Jacob的自动测定系统、美国矿业局的AMRS系统、英国煤炭局的AMAE系统、澳大利亚BHP公司的煤岩自动分析系统等，都属自动显微光度测定法。

自动显微光度测定法由于速度快、精度高，已得到广泛的应用，并取得令人满意的结果。

（二）自动图象分析法

1．图象分析仪的原理

自动图象分析仪主要由显微镜、电视摄象机（装在显微镜镜筒上）、图象处理器、微型计算机、图象监视器等组成，还配有打印机和光笔。

图象分析方法是将样品在不同放大倍数和相应照明条件下，通过电视摄象机把光学图象转变成很多象素（即象的细微单元），如英国的 Quantimet720 型图象分析仪可转换成 6.5×10^5个象素。反光能力不同的图象，通过摄象管产生电流强度不同的脉冲讯号，图象处理器根据电讯号的强弱进行分类，即相应地对灰度进行分类。因此，反光能力不同的图象与不同灰度的象素对应，并用数字精确表示其灰度级（不同仪器灰度级划分的多少也不同）。由光笔接通监视器屏幕的电流，对图象进行灰度分割，划定测区和确定灰级等。计算机对每个视域进行计算和累计后，可输出不同灰度级物质的面积、周长、截距和数目等基本参数，以及处理后的相应数据，如含量、粒度等。

2．图象分析仪在煤岩学中的应用

1）测定煤化程度　根据灰度级与反射率的相关性确定煤化程度。分析前要先用一套标准样对仪器进行标定，使灰度值可直接转换为反射率输出。如用块煤光片，只要选择2～3条镜煤条带，用光笔测30～40个点，得到的统计平均数即代表最大平均反射率。每个煤样的测定约需5min；如用粉煤光片，则可用反射率直方图确定，由于图象分析是根据几十万个图象点分析完成，数据可以净化、统计处理等，所以其结果比显微光度计测定更为精确。

2）显微组分分析　根据灰度值区分显微组分。用若干灰度间隔分割煤中的组分，每一灰度间隔相当于某一种显微组分的灰度级范围，确定灰度界线既可以用光笔在监视器电视屏上进行，也可以通过键盘输入数据完成。分割的准确性，对鉴别、分类与分析极为重要。图象分析仪系统可自动计算出各种显微组分的体积百分比，分析统计的结果可打印出来或显示在电视屏上。

3）混配煤分析　通过灰度值可辨别混配煤中的各种显微组分的反射率值，计算出各种显微组分的含量等。

4）煤的岩石类型分析　可对块煤光片进行岩石类型的自动划分和测定。镜煤、亮煤、暗煤和丝炭的灰级频率图不同，镜煤为单尖峰，反射率范围很窄；亮煤反射率范围稍宽，峰值稍低，而且拖一尾巴；丝炭反射率范围很宽，有两个高峰值，中间为低峰值，为胞腔；暗煤的反射率也很宽，但曲线的主体在高反射率一侧。可据各种煤的岩石类型的典型曲线和特征参数，自动绘制煤层的岩石类型剖面。

5）焦炭结构分析　可计算焦炭的孔隙率、微孔和孔壁的尺寸、数目，并预测焦炭的抗张强度等性质。

6）煤中黄铁矿的分析　图象分析法测定出的黄铁矿含量精度高。

七、煤岩研究新方法简介

（一）扫描电子显微镜

扫描电子显微镜主要是研究固体表面形貌，并可进行多种信息图象观察、结构分析和微区成分的定性和定量分析。扫描电镜比最好的光学显微镜的分辨率高30倍以上，目前的分辨率到3nm。扫描样品形貌时，立体感很强，图象的层次清晰。放大倍数可以从10倍至20万倍的范围内变化，并且在任意放大倍数时，聚焦、辉度、反差等能自动补偿，使图象一直处于最佳状态。

扫描电子显微镜的工作原理是：从阴极发射出来的电子受到1～30kV电压的加速，经过由三个聚光镜（电磁透镜）C_1、C_2和C_3组成的电子光学系统将其聚成细电子束，投射在块状试样2的表面上。扫描线圈1的作用是使电子束在试样表面进行扫描，引起样品二次电子发射。这些二次电子为闪烁管3、光导管4和光电倍增管5所组成的探测器所捕获，经放大器放大后送至显示管。由于流经扫描线圈的电流与显示管相应的偏转线圈6的电流同步，由试样表面任一特定点接收到的二次电子数目与显示荧光屏上相应点的亮度一一对应，于是在荧光屏上形成试样表面的二次电子图象（图3-17）。

改变扫描线圈的电流，即可改变电子束在样品上的扫描尺寸，从而改变了放大倍数。

电子束轰击到样品表面上能产生各种信息，有二次电子、背散射电子、透射电子、吸收电子、阴极发光、x射线、俄歇电子等，这些信息是样品外貌、组分特征的反映。扫描电镜对各种信息进行收集、处理，就可对样品进行多种多样的分析研究。

扫描电子显微镜主要由电子光学系统、信息检测系统和真空系统组成。样品大小为12×5mm，最大为100×80×50mm。由于煤的导电性差，图象不清楚，所以要镀膜。镀膜材料用金或金钯合金。扫描电子显微镜可研究煤、焦炭、碳素材料的表面形态特征，如焦炭的气孔大小、分布、气孔壁厚度和结构等。

（二）煤的核磁共振（NMR）

1．核磁共振原理

氢及其同位素的原子核都具有磁性，而碳、氧等原子核不具有磁性。氢原子核能绕轴自转，即氢核的自旋。在外加磁场下，原子核的自旋方向发生变化的运动称为进动。因此氢原子核在磁场中既有自旋，又有绕外加磁场作进动。进动的频率与磁场强度成正比，这个比值叫做旋磁比。同一原子核或基团的旋磁比是一个定值，不同的原子核或基团的旋磁比不同。当外加磁场的强度达到该物质的旋磁比时，则与该物质的原子核发生共振。将共振吸收的能量形成的峰面积作为定量分析的依据，从而为该物质的结构提供信息。

2．煤的核磁共振谱的应用

1）用视芳香度f'_a估计煤的成熟度　在煤的核磁共振谱上，可直接测定视芳香度f'_a，即据^{13}C—CP/MAS的NMR谱上80～220ppm段吸收强度积分与0～220ppm段吸收强度积分之比率求得。前者代表芳香碳，后者代表有机碳。从褐煤到无烟煤脂肪碳峰（0～80ppm为煤的脂肪碳区）逐渐变小，而芳香碳峰（80～220ppm为煤的芳香碳区）逐渐增大。褐煤的视芳香度f'_a=0.60～0.70，烟煤的f'_a=0.68～0.89，无烟煤的f'_a>0.93（据美国ASTM，1981年）。我国叶朝辉（1988）测定不同煤化阶段煤的f'_a，也得出f'_a随煤化程度增加而增大的结论（表3-13）。

视芳香度与煤成熟度的指标，如氢碳比H/C，挥发分V和反射率R等，有良好的相关性。

表 3-13 f_a' 与煤化程度的关系

样号	样　品	C(%)	O(%)	H(%)	f_a^*	f_a^{**}	f_A^{***}	$W^H(s^{-1})$	$(P_H-1)W^H$
1	抚顺烛煤	73.41	15.06	3.6	0.61	0.61	0.53	10.0	26
2	蒲城烛煤	83.96	5.41	4.0	0.63	0.63	0.55	5.7	17
3	茂名褐煤	66.87	23.20	1.0	0.65	0.65	0.53	126	—
4	任丘苏13号	81.60	10.76	8.8	0.75	0.81	0.69	8.9	69
5	抚顺镜煤	74.86	18.90	8.2	0.86	0.86	0.76	7.5	54
6	中原烟煤	81.21	11.40	20.6	0.86	0.86	0.75	4.6	90
7	中原肥煤	84.83	8.89	22.5	0.86	0.86	0.77	3.1	67
8	中原焦煤	80.41	13.31	14.9	0.90	0.90	0.81	3.0	42
9	中原瘦煤	86.94	7.29	17.1	0.92	0.92	0.87	7.7	124
10	中原无烟煤	91.70	5.00	1.5	0.98	0.98	0.99	46	26

注：1.*代表CP法；**为DNP/CP法；***为CP/MAS法。
2.据叶朝辉，1988。

H/C与f_a'值之间存在良好的线性关系。Saxby等（1986）的试验和Wilson与Vassallo（1985）收集的大量煤和干酪根的NMR资料都证明了这种关系，即随芳香度的提高，H/C原子比下降。

Wind等（1987年）研究世界各地60个煤样，发现平均挥发分V_m与f_a'之间有良好的相关性（图3-18），随V_m百分含量的减少，f_a'逐渐增加。

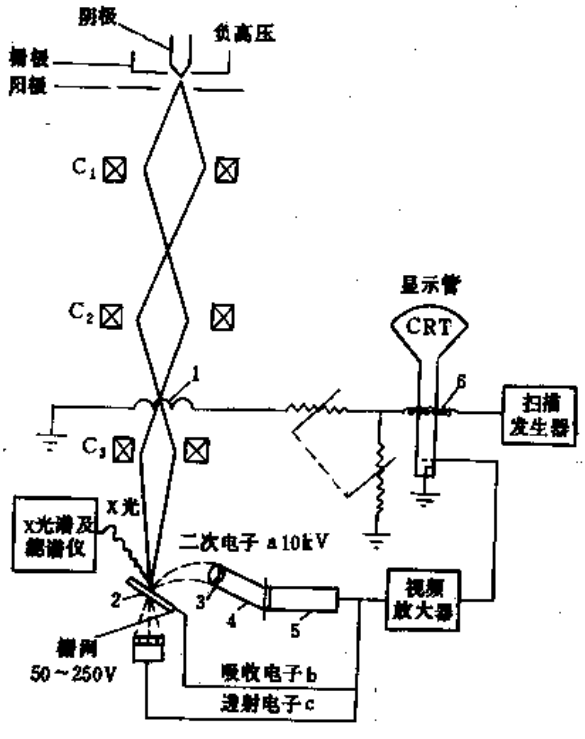


图 3-17 扫描电子显微镜原理图

C_1、C_2、C_3—电磁透镜；1—扫描线圈；2—试样；3—闪烁管；4—光导管；5—光电倍增管；6—偏转线圈
（据《应用煤岩学基础》，1990年）

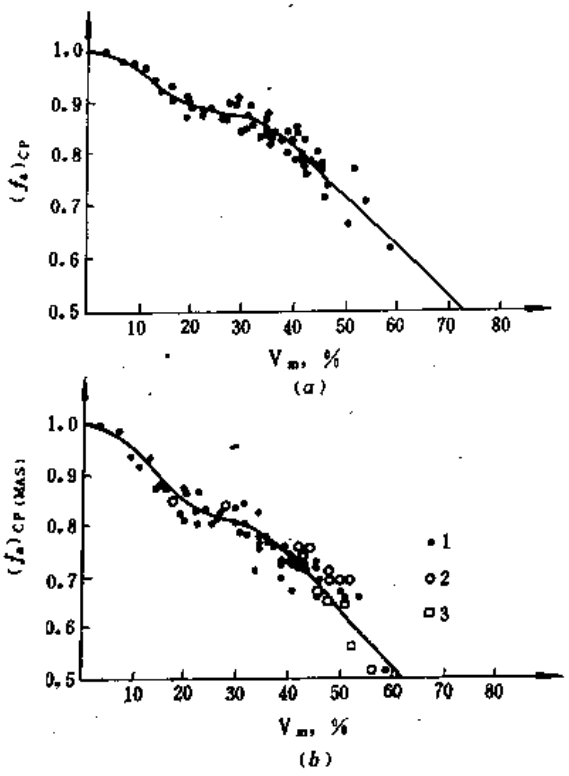


图 3-18 不同煤阶煤的f_a与V_m关系

a—$(f_a)_{CP}$与V_m关系；b—$(f_a)_{CP/MAS}$与V_m关系；
1—实验值；2、3—引自文献资料（据Wind等，1987）

Dennis等（1982）和Simoneit（1987）研究火成岩侵入体对黑色页岩和有机质的影响，用f'_r值判断变质程度比较有效。距岩床越近，f'_r值越高，岩床上方样品比岩床下方样品具更高的变质程度，岩床上下地温梯度明显不同。

2）用芳香碳峰半高宽研究煤的煤化程度　叶朝辉、李新安（1985）和陈德玉（1988）研究中国不同地区煤样的镜质组时发现，应用芳香碳峰半高宽判断煤化程度优于f'_r值，镜质组^{13}C—CP/MAS NMR谱芳香碳峰半高宽随煤化程度的升高而变窄（表3-14）。

表 3-14　镜质组的NMR谱芳香碳峰半高宽与煤化程度的关系

变质阶段	地质时代	样品名称	芳香碳峰半高宽 ppm	f'_r	R^o, %	H/C（原子比）
褐　煤	E	茂名镜质组	44.35(33.85)	86	0.38	0.98
长焰煤—气煤	E	抚顺镜质组	37.90(31.45)	95	0.63	0.80
气　煤	C—P	龙古1镜质组	29.03(25.81)	83	0.76	0.82
肥　煤	C—P	东1镜质组	24.11(23.28)	94	1.1	0.62
焦　煤	C—P	濮深1镜质组	24.19(23.28)	95	1.3	0.63
瘦　煤	C—P	乌古1镜质组	22.58(20.98)	94	1.88	0.57
无烟煤	C—P	长古1镜质组	20.90(19.35)	97	3.43	0.31

注：1.括号外的数字是以200ppm为基线计算的，括号内的数字是以170ppm为基线计算的。
2.据陈德玉等，1983。

3）用NMR研究煤的化学结构　据Hatcher（1987）、Wilson等（1983）以及其它国内外研究者对煤的NMR谱的研究，煤的化学结构中存在以下一些官能团（表3-15）。

表 3-15　煤化学结构中存在的一些官能团

碳　官　能　团	符　号	化学位移范围，ppm
脂甲基	CH_3—CH_3	14～16
芳烃和环烷（萜烯）上的甲基	A_r—CH_3 T—CH_3	18～22
亚甲基	—(CH_2)—	24～33
α亚甲基、次甲基、季碳以及萜类中的亚甲基	A_r—CH_2— $-\overset{|}{C}-\overset{|}{C}-\overset{C}{\overset{|}{C}}-\overset{|}{C}-$ C	35～39
甲氧基	O—CH_3	52～55
带质子芳香碳	$A_r(C)$—H	125～130
非质子芳香碳	$A_r(C)$—R $A_r(C)$—C	130～140
非质子芳香碳	$A_r(C)$—OR $A_r(C)$—OCH_3	149～155
羧　基	COOR(H)	168～180
羰　基	$\rangle C=O$	>200

注：据《煤成烃地球化学》，1990。

陈德玉（1988）用^{13}C—CP/MAS NMR方法研究我国树皮煤、泥炭藓、树脂体，提供了热模拟不同阶段煤高分子组分结构变化过程的信息。当加热至300℃时，煤中仍有大量脂肪碳，温度超过300～350℃时，脂肪碳大量消失，芳香碳占绝对优势。

^{1}H—NMR和^{13}C—NMR法被广泛应用于研究煤的液化产物、沥青和族组分，可提供各种结构信息、判断有机质的演化、原油成熟度、有机质类型与沉积环境的信息。

（三）煤的电子顺磁共振（ESR）

煤的电子顺磁共振是由于煤中具有不配对电子所引起，电子绕轴自旋产生磁矩，如外界加上一个频率与其运动频率相等的磁场，则电子就会与磁场产生共振，低能级的电子吸收了能量跃迁到较高能级轨道上去，在向低能级回复过程中，吸收的能量以电磁波的形式释放出来，通过讯号的接收和处理，便可得到电子顺磁共振波谱图（ESR），由图计算便可得到ESR三个参数。

1．自由基浓度N_g

表示ESR讯号的总强度，其值的大小是通过与已知N_g的标准样品对比而计算出来，单位为自由电子数/g。从泥炭到无烟煤，N_g值不断增大。中国科学院地球化学研究所电子顺磁共振试验室1975年测定了不同牌号煤的自由基浓度，褐煤为1.6×10^{18}、长焰煤3.4×10^{18}、肥煤8.5×10^{18}、焦煤10.0×10^{18}、无烟煤19.0×10^{18}自由电子数/g。当无烟煤的$C_{daf}>94\%$时，自由基浓度直线下降，这是由于芳香结构大大增加，致使电子可能进入导带，故自由基浓度直线下降，石墨的自由基浓度为零。据研究，热变质煤N_g下降拐点超前于深成变质煤。

煤中有机质受热裂解时，结合在芳香层片边缘的烷烃链从大分子结构上断裂出来，形成的碎片称为自由基，它们都带有自由电子。随着温度的升高，自由基的数目（浓度）随之增加。由于链烷烃很小且不稳定，很快就可从周围介质中获取一个氢基而形成链烷烃。而芳香层片是较大的自由基团，由于它的不配对电子和苯结构中其它未配对电子构成了共轭π电子而得到保护，所以在煤中能较好地保存下来，测定的自由基主要属于这一种。自由基也可以由芳香层片脱除杂原子时形成。自由基成分与煤级和煤岩成分有关。

自由基浓度的大小可反映有机质经历过的最高古地温。中国科学院地化所曾对长焰煤进行高温高压下的实验，并测定了自由基的浓度。他们认为，褐煤变为烟煤的古地温大致为320～345℃，长焰煤变为肥煤约400～460℃，变成无烟煤在500℃左右。

在煤遭受岩浆热变质地带，随着热变质程度的增加，自由基浓度也逐渐增大，到达某一阶段后又急剧减少（图3-19）。$R^{\circ}=2.1\%$、$H/C=0.54$的贫煤，$N_g=6.70\times10^{19}$/g。$R^{\circ}=3.36\%$、$H/C=0.36$的无烟煤，$N_g=6.68\times10^{19}$/g。$R^{\circ}=4.6\%$、$H/C=0.24$的天然焦，$N_g=0.025\times10^{19}$/g。

2．波谱分裂分子g和线宽ΔH

波谱分裂分子g表示ESR谱线的位置，煤和干酪根的g值随芳香度的增加而减小。ESR波谱吸收峰的宽度称线宽。线宽决定于仪器关闭入射波后，电子从自旋的激发态回到低能态的时间（弛豫时间）。随煤化程度的增高，氢含量减少，线宽变小。g值和ΔH还可研究煤化学结构上的变化。

（四）煤的红外光谱

1．红外光谱的原理

物质吸收红外辐射而产生的特征吸收谱，称为红外光谱（分子的振动转动光谱）。当电磁辐射与物质的分子相互作用时，如果其能量与分子的两个电子振动或转动的能级的能量差相等，就会产生分子的相应能级跃迁，分子就会吸收或发射一定频率的电磁辐射。当转动能级的间距较小时，这些能级之间的跃迁所产生的光谱位于低频区（长波），故远红外光谱又称转动光谱；振动能级的间距较大时，振动能级跃迁的光谱出现于中红外区。由于振动与转动跃迁几乎同时发生，因此中红外光谱又称振-转光谱。当电子能级的间距较大时，电子能级跃迁所产生的光谱位于近红外、可见或紫外区。

2．煤红外光谱的应用

1）判别有机质的类型　应用可溶有机质（沥青）的红外光谱，可区分不同类型的煤，也可判别岩石中分散有机质中沥青和干酪根的类型。腐泥煤沥青的红外光谱中，吸收带强度较大的多与烷烃的某些基团有关（2900、2860、1460、1380、720cm^{-1}）。腐植煤沥青红外光谱中，特征吸收带为3030、1600、860、806、750cm^{-1}，与芳香结构和含氧基团有关。

2）研究煤的成熟度　陈德玉等（1977）研究我国不同煤化程度镜质组的红外光谱特征（图3-20）时发现，随煤级的增高，红外光谱呈有规律的变化。低煤阶镜质组含氧基较多，随煤阶升高逐渐脱氧，含氧基逐渐减少；煤分子支链发生断裂，芳烃进一步缩合，烷烃吸收减弱，与缩合芳烃有关的吸收带逐渐增强。到无烟煤阶段，支链几乎全部消失，显示出π电子的影响，出现高的散射背景，其它基团的吸收很不明显。

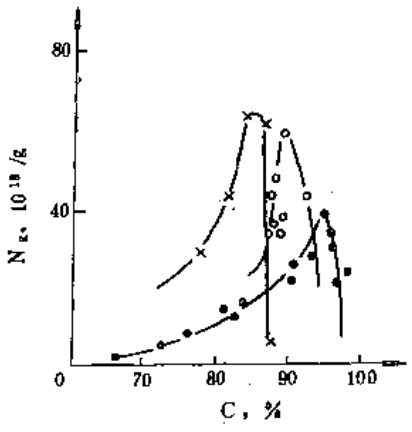


图 3-19　热变质煤的自由基含量变化曲线
（据唐修义，1988）

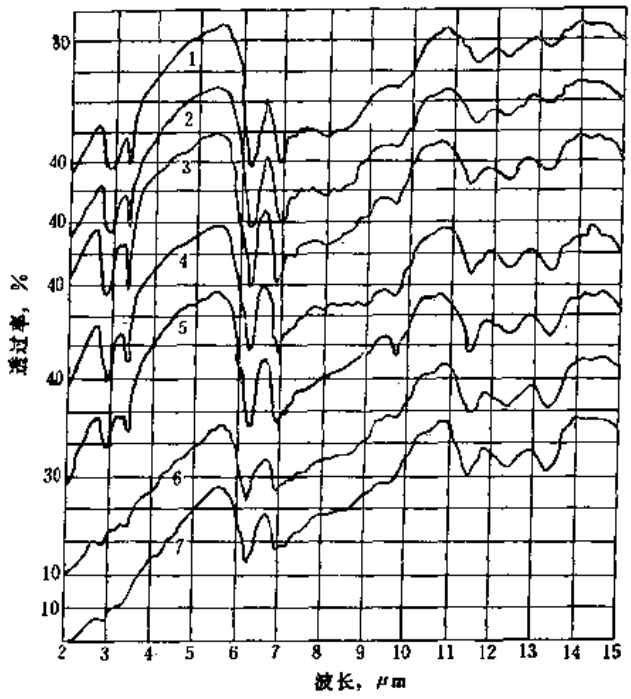


图 3-20　镜煤组的红外光谱
1—标29，长焰煤；2—标24，气煤；3—标22，肥煤；4—标27，焦煤；5—标11，瘦煤；6—标8，贫煤；7—标20，无烟煤
（据陈德玉等，1977）

3）研究煤的热变质作用　Fredericus等（1985）用傅里叶转换红外光谱法（FT-IR）研究了火成岩对高挥发分烟煤的影响，近火成岩体的煤变为类焦炭和石墨化物质，脂肪C—H伸缩频带消失，而芳烃C—H伸缩吸收缓慢增加。

（五）煤的X射线光电子能谱（XPS）

X射线光电子能谱又称为化学分析电子能谱（ESCA）。它是60年代后期发展起来的新技术。通过测定原子内层轨道上的电子的束搏能，提供样品表面以下小于100个原子层范围内的原子、分子结构信息。

X射线光电子能谱所利用的是光电效应，即当X光照射样品后，样品表层内原子的不同能级电子吸收了光电子能量，而又无碰撞地逸出样品表面，这些被光子直接激发出来的电子称为光电子。XPS测试时，直接记录的是光电子的功能。Clark等（1983）用XPS技术研究了藻煤、镜煤、褐煤和干酪根等样品。镜煤的XPS表明，存在C、O、N、S及少量的Si元素，Cl、Al含量小于1%，还含有Sn。此外，测定了镜煤中碳原子的几种存在形式，区分出有机硫和氧化硫。

第二节　煤岩学在煤和油、气地质勘探工作中的应用

煤岩分析资料为煤相分析、煤层对比、评价煤质、构造分析、鉴别氧化作用、确定煤化程度、恢复煤化作用历史、油气的预测等方面，都提供了重要的依据。

一、判别煤相、重塑煤层沉积史

煤相可以按一系列的标志来进行鉴定，即：第一，煤的显微组分组成和显微煤岩类型组合，它们反映了成煤植物群落、成煤气候及泥炭聚积环境（地下水位、营养情况、酸碱度、氧化还原电位、细菌活动情况、海水影响等）；第二，煤的化学和地球化学特征；第三，煤的结构和构造。此外，孢粉分析、角质层分析、煤核鉴定等，也是煤相分析的辅助方法。

Marchioni（1980）根据煤的显微组分组成和显微煤岩类型组合，划分出4种煤相：

1）陆地森林沼泽煤相（FTM）　沼泽比较干燥，以发育丝质微亮煤为特征。

2）森林沼泽煤相（FM）　潜水面较高，适于木本植物的生长和保存。煤以富含镜质组贫壳质组的微亮煤和微暗亮煤为特征，呈明显的条带结构。煤中镜质组以结构镜质体和均质镜质体为主。

3）芦苇沼泽相（RM）　水位更高，生长草本植物为主。煤以角质微亮煤和微暗亮煤及微三组分煤为主。煤中镜质组多为基质镜质体。

4）开放沼泽相（OM）　覆水深的水下沼泽沉积，以发育微亮暗煤、微暗煤和炭质泥岩为特征。岩石类型以暗淡型煤为主，有时夹腐泥煤条带。

如果成煤沼泽为受海水影响的咸水和半咸水沼泽环境，煤常具有的特征是：煤层直接顶板常为海相灰岩，煤层中有时保存有动物化石遗体；植物组织的生物化学凝胶化作用程度高，无结构镜质体发育；煤中富含黄铁矿，煤的氢、氮、硫含量高，挥发分也高于同一煤化程度的煤；有富氢镜质体出现，丝质体较少。

煤层剖面中，由煤相的更叠可以构成旋回结构，旋回结构的特征可以反映出沼泽化的过程。沼泽化的过程主要有两大类：一类是水域沼泽化；另一类是陆地沼泽化。其中，水域沼泽化的煤相剖面自下而上的沉积相序为：湖底泥沙堆积→湖底淤泥（腐泥）沉积→芦苇沼泽沉积→森林沼泽沉积。这一相序代表湖泊逐渐淤浅，植物丛生，至逐渐淤塞变为沼泽的过程。陆地沼泽化的相序为：底部为根土岩→森林沼泽相→深覆水或更干燥的煤相（镜质组少，微暗煤多的煤）。每一煤层可以由多个旋回组成，反映了沼泽化过程中沉积

环境的变化特点。

煤相与大地构造条件有关。在地壳沉降迅速地区，易形成生物化学作用过程不充分的具结构的煤岩组分，镜质组的含量高，旋回结构不完整；在地壳沉降缓慢的稳定地区，易形成无结构的煤岩组分，壳质组和惰性组分的含量往往较高。旋回结构较完整，可见到从富镜质组煤→贫镜质组煤→炭质岩石这样多次重复的完整的煤相旋回。

二、用煤岩特征进行煤层对比

1）标志煤层　具有煤核的煤层或利用煤中的高岭石夹矸，可以对比煤层。烛煤或藻煤一般不能用于对比，因其分布范围小。

2）宏观煤层剖面和煤层形成曲线　利用煤层形成曲线对比煤层比用宏观煤岩类型对比效果更好，这是因为同一时间不同地点的煤岩类型不同。但不同地点地下水位变化的趋势比较一致，煤层形成曲线的变化趋势相似。

3）用煤岩特征对比煤层　同一煤层不同地点的显微组成特征通常相似。如镜质组含量高、不含孢子，或惰性组含量特别高，或黄铁矿多等，都可用于对比。

三、利用煤级判断地层、构造和侵入体等地质问题

（1）根据岩石中细分散有机质的煤化程度，确定地区内岩石的新老关系，特别对不含化石或少含化石的地层作用更大。如果沉积盆地中垂向和横向的煤级趋势已知道，则可用煤级资料确定地层的时代。

（2）利用煤级资料可以解释地质构造。如同一深度上，向斜的煤级低，背斜的煤级高。一个钻孔的煤级剖面中，如曲线突然回到低煤级，可能有逆断层存在；如果是正断层，则煤级在断层面之下突然增高，根据增高的量来估计断层的落差。在一个钻孔煤级剖面中，如双反射突然增大，表示有剪切带存在；煤化作用常早于褶皱作用和断裂作用，故可根据煤级等值线推断地质构造和构造的发展过程；一个沉积盆地中，古隆起和沉积区边缘煤级较低，而沉积盆地中心出现较高的煤级；如果地质剖面上发现煤化程度颠倒，有可能有推覆体的存在；如煤化作用是变形期前的，因而可根据煤化程度在垂向和横向上的变化资料再造煤和沉积盆地的发展情况，估计原来埋藏深度、被侵蚀的沉积物厚度。

（3）用煤级研究地热和侵入体。大侵入体之上热流特别高，在侵入体附近的煤会发生异常强烈的煤化作用，虽然沉降深度不大，但煤级已达无烟煤阶段。进行煤级的研究，可以确定深成岩体的分布范围、侵入时间和冷却时间。

（4）分析构造形变，恢复构造应力场。镜质组的反射率及其各向异性是对温度和压力极其敏感的参数。随着煤层埋藏深度的增加，煤受到的温度和覆盖层的压力逐渐增加，煤的芳香核缩聚程度增强，芳香层片的排列也逐渐规则化，煤的反射率增高，光学各向异性增强。在低中煤级阶段，煤表现为近似一轴负光性，c 轴垂直层理面，或者与最大静压力方向平行，在垂直层理的煤光片上可测得最大的各向异性；在中高煤级阶段，煤表现为近似于二轴晶负光性。

由于构造应力的影响，煤的光轴重新定向。一般情况下，最小反射率的方位总是与最大压力方向保持一致。有时可根据光轴方位恢复断层带附近的局部应力场。当煤受到较大的剪切力影响时，煤的光学异性明显增强。

四、煤岩学在油气勘探中的重要性

煤岩学在石油天然气的普查勘探工作中得到广泛的应用。运用煤岩学方法，可半定量

地确定干酪根的类型及其丰度，快速准确地确定干酪根的成熟度，为评价油源岩的生油能力和性质提供重要的资料；此外，还可推算古地温、古地温梯度，评价盆地中有机质的热成熟史，确定石油窗界限深度，对盆地含油远景作出评价。

生成石油的温度，大约在60～110℃之间。油田与煤化程度有关，大的油田多产生于煤的挥发分V_{daf} = 35%～38%的地区内；石油的死亡线大致为V_{daf} = 26%或反射率R_m^o = 1.3%。多数油田产生于镜质组为R_m^o = 0.6～1.0%的地区。原苏联乌拉尔—伏尔加地区的大油气矿床，镜质组的R_m^o = 0.2%～0.5%，而R_m^o = 0.6%～0.74%的地区油较少，但质量好。R_m^o = 0.9%～1.3%地区，一般没有石油。

天然气矿床与煤级的关系密切。荷兰的天然气矿床是来自深部的石炭纪含煤地层。当煤的R_m^o = 1.3%～2.0%时，天然气丰富；R_m^o = 2.0%～3.0%时，天然气较少。从高挥发分烟煤至无烟煤（V_{daf} = 40→5%），从煤中析出的甲烷量为200L/kg。在亚烟煤阶段，大约80℃，开始生成甲烷。至110℃（R_m^o = 1.0%）的烟煤阶段，甲烷显著增多。R_m^o = 1.3%，开始形成凝析气和湿气；R_m^o > 1.5%，形成干气。较大的气田，多数产生于镜质组的R_m^o = 2.0%处。油、气生成与煤化程度的关系可用下列简图表示（图3-21）。

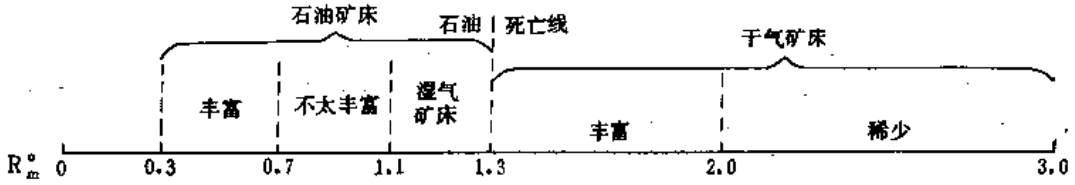


图 3-21 油气生成与煤化程度关系图

根据工作地区镜质组的反射率与深度的关系，可以估计出该地区的油气生成线和死亡线的大致深度；也可以根据一个地区钻孔中煤的反射率资料，绘制出等反射率线图，可预测油气产出的地点和范围。

镜质组反射率测定简便迅速，世界上很多石油公司把镜质组反射率作为石油成熟度的主要指标。

油气的生成不仅取决于成熟度，而且与有机质的性质有关。油气源岩内岩石中的有机质的性质不同，形成油气的情况也不同。藻类体、碎屑壳质体和树脂体是良好的油源物质，树脂体在低反射率阶段（R_m^o = 0.5～0.6%）可产生特别多的烃类，孢子体、角质体、木栓质体和荧光体在油源岩中较少见。镜质组比壳质组产油少，但它是良好的气源物质；惰性组不能生油，仅能生成很少量的天然气。

开始生油的温度与埋藏时间长短有关，据Asakawa和Fujita（1979）资料，在上新统生油的开始温度为110℃，中新统105℃，渐新统100℃，上白垩统90℃。即时代越新，生油的开始温度越高。

据大量资料分析，石油的死亡线界限较明确，R_m^o = 1.3～1.4%，而生成线的界限不很明确，约在R_m^o = 0.35%～0.6%。据Raynaud和Robert（1976）及Heroux等（1979）资料，凝析气产出在R_m^o = 1.0%～2.1%之间，天然气的死亡线相当于镜质组反射率R_m^o = 2.5%～3.5%之间。

五、鉴别氧化煤

镜质组经氧化作用提高了芳构化程度和缩合程度，其光性色散和各种化学性质相应地显示出明显的变化。氧化煤在蓝光域的反射率值明显下降。因此，可通过镜质组反射率光谱测定（400～700nm）或蓝光域和紫光域反射率测定，可以不经化学分析而识别出氧化煤。此外，壳质组反射率光谱也可用于判别煤的氧化作用。

第四章 煤　　层

煤层是自然界中由植物遗体转变而成的成层可燃沉积矿产，由有机质和混入的矿物质所组成。煤层是含煤岩系中有机质集中分布的部分，在含煤岩系中常常赋存于一定的层位，与其它共生的岩石类型构成特定的沉积序列。煤层的层位和层数，煤层的顶底板、煤体形态和煤层厚度变化等是制订矿区开发规划和矿井设计的重要依据，也是影响煤矿正常生产过程的重要地质因素。在煤田普查勘探和煤矿生产中，煤层是主要勘探和开采的对象。

第一节　煤层的形成和煤层的特征

一、煤层的形成

煤层是由泥炭层转化而来的，泥炭沼泽可以发育于各种各样的沉积环境，形成的煤层也可以赋存于各种不同的沉积序列。泥炭的堆积必须具备下列条件：植物的大量繁殖，这是泥炭的物质来源；沼泽水位的逐步抬升，以避免有机质的氧化分解；碎屑沉积物的贫乏，以保证泥炭质量。只有泥炭层堆积界面的增高和沼泽水面的抬升保持均衡，泥炭层才能不断增厚。这种均衡状态一旦遭到破坏，泥炭的堆积过程就随之终止。植物遗体堆积速度和沼泽水面上升速度之间可能出现以下三种不同的补偿方式：

（1）沼泽水面上升速度小于植物遗体堆积加厚速度时，称过度补偿。过度补偿状态持续发展，沼泽供水条件越来越困难，植物遗体或泥炭层将遭受氧化分解和风化剥蚀，难以保存而形成较厚的煤层。

（2）沼泽水面上升速度与植物遗体堆积加厚速度大体一致时，称均衡补偿。在均衡补偿条件下，泥炭层不断增厚，相对均衡状态的长期持续，便形成厚煤层。

（3）沼泽水面上升速度大于植物堆积加厚速度时，称为欠补偿。在欠补偿的条件下，植物遗体供应不足，沼泽不断充水，进而演变为湖沼等覆水环境，不利于高等植物的生长。泥炭堆积过程逐渐终止，代之以泥、砂质沉积物，形成煤层的顶板或夹石。

由于各种地质因素的影响，沼泽水面抬升和植物遗体堆积加厚之间的平衡状态是有条件的、相对的和暂时的。泥炭堆积的整个过程中，往往是不同补偿方式的反复交替，因而形成不同的煤层形态和煤层结构。

厚煤层和巨厚煤层形成的地质条件是一个值得研究的重要课题。我国不少煤盆地赋存有几十米，乃至百米以上的巨厚煤层。例如，我国辽宁抚顺第三纪煤盆地主煤层平均厚50m，最厚可达130m；内蒙古胜利晚中生代煤盆地单层褐煤厚度可达190m。厚煤层的形成主要取决于有利的沉积-构造条件，断陷聚煤盆地常常发育厚、巨厚煤层，盆地的形成和演化受盆缘主断裂和盆地基底断裂系的控制，具有间歇性单向沉陷的特征，在盆地由快速裂陷向盆地范围沉降的过渡阶段，湖盆填积淤浅并沼泽化，可以形成煤层聚集带和巨厚煤层。在大气降水转化为稳定的地下水源，并不断补给盆地时，沼泽水面随泥炭堆积加厚而不断抬升，从而形成巨厚的单一结构煤层。如我国云南一些第三纪溶蚀、侵蚀煤盆地，煤厚可达几十至百余米。

地史期形成的泥炭层只有一小部分保存了下来，并转化为煤层。煤层的形成不但必须具备泥炭堆积的条件，同时又必须具备泥炭层保存的条件。这就是说当泥炭层堆积之后，只有在地壳沉降的构造背景下，泥炭层才会被上覆沉积物掩埋而保存下来。

二、煤层的结构、顶底板

（一）煤层的结构

煤层包含煤分层和岩石夹层，不含夹石层者称为简单结构煤层；反之，含有夹石层者则称为复杂结构煤层。煤层中的岩石夹层俗称夹矸。夹矸一般为粘土岩、炭质泥岩或粉砂岩，有时为石灰岩、硅质岩、油页岩、细砂岩或砾岩。如我国广西晚二叠世含煤岩系的煤层中见有灰岩透镜体，富集海相动物化石。一些中、新生代煤盆地的煤层中含有油页岩夹层，个别煤层中还见有厚1米多、长100多米的砾岩透镜体，可能是洪水期的泥石流堆积。

煤层夹矸的物质来源，主要取决于泥炭沼泽所处的沉积环境。与河流毗邻的泥炭沼泽，夹矸主要是越岸沉积物，有从悬浮物质沉积下来的粘土、粉砂，也有底负载的砂砾堆积。根据水动力方式和沉积物特征，可进一步区分为越岸洪泛沉积和决口扇沉积。越岸洪泛沉积物粒度较细，在煤层中形成楔形薄夹层，距河床边缘越远夹石层越薄；决口扇沉积物较粗，包括底负载沉积物，夹石层平面形态呈朵状或扇状，造成煤层向河道方向分岔、变薄和尖灭。泥炭沼泽外围有火山活动时，火山喷发物可形成煤层的夹矸。如我国黔西、滇东地区晚二叠世含煤岩系的煤层中，常常发育由火山灰蚀变而成的高岭石粘土岩夹矸，成层极薄，一般厚仅1至数厘米，但其展布范围可达百余公里。高岭石粘土岩夹矸的层位稳定，特征明显，是直接识别煤层层位的良好标志层。滨海泥炭沼泽，由于风暴、潮汐作用可能遭受海水内侵，形成碳酸盐岩或硅质岩夹矸，常沿一定层位呈透镜状产出。由于地下水位的波动，泥炭沼泽和覆水盆地经常转化，覆水盆地内形成的粘土岩、油页岩夹矸是与煤共生的有益沉积矿产。煤层中的夹矸也有可能是由残余矿物质形成的，在泥炭沼泽干涸期，泥炭层暴露于大气中，有机质遭受氧化分解，而矿物质则残留下来形成夹矸。总之，煤层中夹矸的岩石类型、层数、厚度和侧向变化主要取决于沉积-构造条件。一般情况下，稳定的拗陷盆地和滨海沉积环境下形成的煤层及夹矸，侧向较稳定，结构较简单；断陷盆地和内陆沉积环境下形成的煤层，结构复杂，有些厚煤层含夹石可达几十层，且常常呈透镜状产出。

煤层的结构对采煤方法、采掘机械的选择和原煤质量等，都有一定影响。当煤层中含有较厚夹矸时，可实行煤分层与夹石层的分采；当煤层结构复杂而难以分采时，夹石将掺入煤中，使原煤质量降低。因此在煤田地质勘探阶段，应当查明煤层结构，并作出原煤质量的初步评价。

（二）煤层的顶底板

在正常地层层序情况下，直接位于煤层之下的岩层，称为煤层底板；而煤层的直接上覆岩层，称为煤层顶板。

煤层底板以泥岩、粘土岩最为常见，通常呈团块状，富含植物根茎化石和不规则滑面，俗称根土岩。根土岩常含有伊利石、蒙脱石、高岭石和其它粘土矿物，尤以高岭石最富集，可形成具有工业价值的耐火粘土矿层。在陆相含煤岩系中，砂岩作为煤层底板亦比较常见，但在煤层和砂岩层之间往往存在薄层粘土岩；个别情况下，煤层底板为砾岩层或石灰岩层，煤层具有异地微异地搬运的特征。

根土岩的厚度由几厘米至十余米，一般约1米左右。根土岩与煤层的界面清楚，有时沿侧向和垂向过渡为其它岩石类型或煤层。灰白色根土岩是野外识别煤层的良好标志，但并非所有根土岩都与煤层共生，这可能是由于没有发生大量泥炭的堆积，或已经堆积的泥炭遭受剥蚀的缘故；同时，也不是所有的煤层之下都有根土岩，这可能与异地堆积方式有关。一般认为，根土岩是成煤沼泽植物生长的土壤、植物根痕的发育和垂向矿物分带现象是其有力的证据，然而一旦泥炭堆积至一定厚度，植物便能扎根于有机质碎屑本身。因此，根土岩的厚度和特征与上覆煤层的厚度并没有必然的联系。

煤层顶板的岩石类型多种多样，最常见的是泥岩、粉砂岩、砂岩和石灰岩，这主要取决于泥炭沼泽所处的沉积环境。我国华北石炭二叠纪含煤岩系太原组是海进型充填序列，成煤环境主要为泻湖-障壁岛体系，泥炭堆积之后迅速被陆表滨海——浅海相石灰岩所覆盖；华北地区山西组是海退型充填序列，成煤环境主要为三角洲和河流体系，煤层顶板为湖相泥岩、粉砂岩或冲积相砂岩。陆相含煤岩系中，煤层顶板有时为砾岩，是洪积扇或高坡度河流的堆积物。煤层与顶板的接触关系呈明显接触、过渡接触和冲蚀接触三种情况。明显接触是指煤层与顶板接触界限分明，界面平整，反映了沉积环境的迅速变化；过渡接触是指顶板和煤层之间夹有薄层炭质泥岩、泥岩，或炭质泥岩与煤薄层的互层（俗称伪顶），反映了泥炭沼泽向覆水盆地的逐渐演化；冲蚀接触通常表现为冲积相砂砾岩对下伏煤层的冲蚀，这种冲蚀作用可以发生于泥炭沼泽阶段，但更多的是发生在泥炭层被沉积物覆盖之后，冲蚀接触界限清楚，界面凸凹不平，造成煤层变薄或局部缺失。

煤层顶、底板的稳定性，对采掘巷道、采面的维护和正常生产循环影响很大。如果顶板松软，容易发生冒顶事故；反之，如果顶板过于坚硬，则造成放顶困难。灰岩、砂岩为顶板，它们是矿井充水的重要来源；如果底板为遇水膨胀的粘土岩，会引起底鼓或软岩涌入巷道，破坏巷道，影响运输。因此，在煤田地质勘探和煤矿生产过程中应加强对煤层顶、底板岩性和岩石力学性质的研究。

三、煤层中的结核、包体和化石

煤层中常常含有各种不同矿物成分的结核，亦称煤核。煤核的形态、大小不一，基质成分也各不相同，主要是钙质、黄铁矿质浸入植物（或动物）残体内部而成。

煤核首先发现于英国（Binnoy，1841），随后在美国、前苏联亦有发现。世界上一些石炭纪以海相沉积物为顶板的煤层中，常常含有钙质、白云石质或铁白云石质结核，其中含有大量结构清晰的植物遗体化石。田宝霖(1973)首次在我国贵州水城汪家寨矿晚二叠世煤层中发现钙质煤核，并对其进行了详细的古植物学研究，这种煤核主要为石松纲及科达树的残骸，其组织结构保存得十分完整、清晰，可见初生木质部、次生木质部、管胞及树皮等。此后在我国山西太原西山煤田晚石炭世太原组7号煤层中发现以钙质石化，并以植物化石为主夹少量动物化石的混合型煤核（潘随贤等，1980），煤核中的化石包括科达类、石松类、辉木、楔叶、芦木类等，属种十分丰富，并有动物化石四射珊瑚。关于钙质煤核的成因目前尚无一致认识，依据成煤沉积环境、泥炭沼泽介质条件、植物化石组合、煤核物质成分和产状可以推断，钙质煤核的形成与海岸沼泽环境和潮汐、波浪水动力条件，或沼泽的海水内侵有密切关系。

前苏联学者Кизильштейн（1974）研究了煤层中的黄铁矿结核，这种结核出现在煤层的一定层段，延续可达几十公里，结核平行层理分布，黄铁矿化有机碎片的细微结构保存

完好。据此认为，黄铁矿结核和结核层的形成与海水的饱和硫酸盐和局部地区强烈生物硫化还原作用有关。近年来，在我国的山西、湖南、江苏等地也陆续发现黄铁矿质菌藻煤核和硅质煤核；此外，在我国江苏徐州地区晚石炭世太原组中也发现10号煤层含大量硅质结核，7号煤层中赋存大量黄铁矿质结核（王绍章，1988）。硅质结核呈断续分布的透镜体，产于煤层下半部的一定层位，主要是由下渗海水中的SiO_2溶胶在中性和弱酸性介质中凝聚、沉淀而成的自生石英团粒聚集而成，是一种早期成岩过程的产物。黄铁矿结核呈透镜状或似层状，分别产于煤层剖面的中部和顶部，沿一定层位分布，它主要由黄铁矿交代的菌类遗体组成，其中还多少残留着被菌类侵入、分解的高等植物残体。黄铁矿结核的形成也与海水侵入沼泽有关，含有硫酸盐的偏碱性海水下渗到泥炭层中，使其pH值增高，从而有利于还原硫酸盐细菌的繁殖，在细菌代谢作用参与下形成了黄铁矿结核。煤层中的钙质结核—黄铁矿质结核—硅质结核，组成一个时间序列，都是在海水参与下早期成岩阶段的产物。因此，煤核的深入研究对了解煤层在成岩阶段的变化具有重要意义。

世界上一些煤田的煤层中曾发现过漂砾，我国也有关于漂砾的报导。漂砾是煤层中的外来砾石，如我国本溪煤田发现的漂砾，外形呈椭球状或扁球状，其长轴直径达30cm，砾石表面光滑，常附着一层煤皮，形似结核，砾石的岩性为石英岩，推测是由震旦亚界的石英岩经磨蚀、搬运而进入泥炭沼泽；阜新煤盆地下层群煤层中见有花岗岩漂砾；东北个别晚中生代煤盆地还有天然金砾的报导。一般认为漂砾是流水携带到泥炭沼泽中的混入物，可能是树木筏载而来。

除结核和包体外，煤层中还发现动物化石，例如，我国山西太原西山煤田太原组、浙江长兴煤田龙潭组的煤层中都发现了珊瑚、腕足类和有孔虫化石，是海水内侵泥炭沼泽的证据。

第二节　煤层厚度、煤层形态及其控制因素

煤层厚度是指煤层顶、底板岩层之间的垂直距离。依据煤层结构，可将煤层分为总厚度、有益厚度和可采厚度。煤层总厚度是煤层顶、底板之间各煤分层和夹石层厚度的总和；有益厚度是指煤层顶、底板之间各煤分层厚度的总和；可采厚度是指在现代经济技术条件下适于开采的煤层厚度。按照国家目前有关技术政策，依据煤种、产状、开采方式和不同地区的资源条件所规定的可采厚度的下限标准，称为最低可采厚度。最低可采厚度是煤田地质勘探和煤矿设计、开采的一项重要经济技术指标，达到和超过最低可采厚度的煤层称为可采煤层（图4-1）。

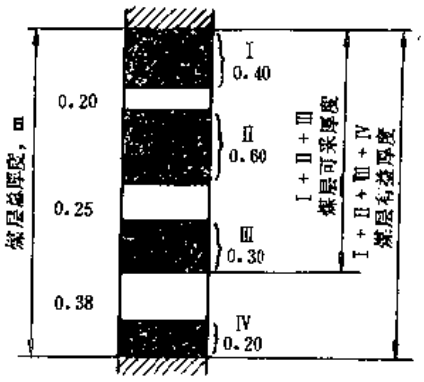


图 4-1　煤层的厚度

煤层的厚度差别很大，薄者仅数厘米，俗称煤线；厚者可达200余米。考虑到开采方法的不同，一般将可采煤层的厚度区分为五个厚度级：极薄煤层，煤厚0.3～0.5m；薄煤层，煤厚0.51～1.3m；中厚煤层，煤厚1.31～3.5m；厚煤层，煤厚3.6～8.0m；大于8m者为巨厚煤层。

煤层厚度及其变化是影响煤矿开采的主要地质因素之一。煤层厚度级不同，采煤方法

亦不同。煤层发生分岔、变薄、尖灭等厚度变化，则直接影响煤炭储量平衡和煤矿正常生产。煤层形态和煤层厚度变化多种多样，习惯上根据引起煤厚变化的地质因素区分为原生变化和后生变化两大类。其中，原生变化是指在泥炭堆积过程中，由于各种地质作用而引起的煤层形态和煤层厚度的变化；泥炭层被新的沉积物覆盖以后，由于构造变动、河流冲蚀等后期地质作用所引起的煤层形态和煤层厚度的变化，则称为后生变化。但有些常见的煤厚变化现象，如沉积-压实作用引起的煤层分岔，就难以按上述标准归类。现将常见的煤层形态和煤层厚度变化及其控制因素分述如下。

一、泥炭沼泽基底不平对煤层形态和厚度的影响

泥炭沼泽基底不平导致煤层增厚、变薄和尖灭是常见的地质现象。当泥炭沼泽发育在古侵蚀基准面上时，首先在低洼处生长和堆积了植物质形成的泥炭层相互隔离；随着区域性沉降或地下水位抬升，隔离的泥炭沼泽逐渐连成一体，泥炭层才在盆地范围内堆积。如我国湖北一些地区早二叠世梁山组沉积基底为中石炭世黄龙灰岩，经长期沉积间断和风化溶蚀，形成凸凹不平的岩溶地形；泥炭沼泽出现于早二叠世海侵的初期，梁山组底部“一煤”沉积期泥炭首先堆积在溶融洼地；随着泥炭层堆积加厚和侧向超覆，洼地被填平补齐，泥炭沼泽范围亦不断扩展，遂使相互隔绝的泥炭层连成一片，形成藕节状煤层，有时可能由于微异地搬运作用在溶蚀洼地或溶洞内填充泥炭，形成不规则煤包（图4-2）。

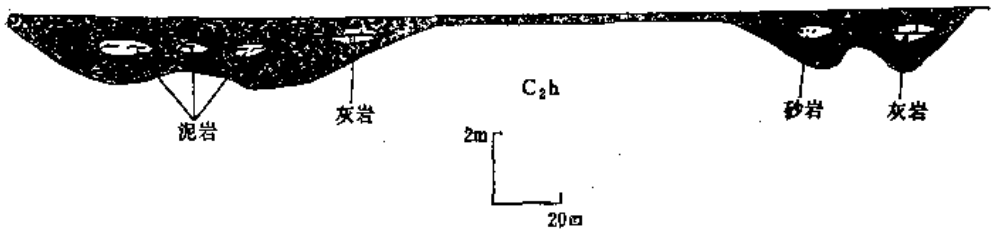


图 4-2 湖北早二叠世梁山组煤体形态

美国东部煤田的一些煤层底板岩石向上突入煤层，其横剖面一般呈平锥状，高可达3m，宽约25m，长600m左右；底板隆起的岩石类型为砂岩或泥岩，煤层与底板岩石呈明显接触，是泥炭堆积初期先成河流持续活动的堆积物。在废弃的三角洲叶体上，支流河道的填积和围绕河道砂体的压实作用，造成泥炭沼泽表面的地貌差异，直接影响上覆泥炭层的均衡发育，也可造成煤层底板的凹凸不平。中新生代煤盆地，常见由砂砾岩组成的底鼓。如我国的辽宁阜新、河北下花园等煤盆地，主要为冲积扇、扇三角洲或泥石流填积，泥炭层由扇前洼地逐渐向废弃扇体扩展，造成煤层底板不平（图4-3）。

泥炭沼泽基底不平引起的煤厚变化具有下列主要鉴别特征：

（1）煤层底板或基底岩层界面呈不规则起伏，而煤层顶板界面比较平整，即“顶平底不平”。

（2）煤层厚度变化急剧而不规则，且通常位于含煤岩系剖面的底部或下部。

（3）基底古地形低洼处煤层增厚，向凸起部位变薄或尖灭。煤层的分层或层理被下伏基底岩层界面所截，上下分层呈超覆关系。

二、煤层形态和厚度变化的沉积控制

聚煤沉积环境的研究和成煤模式的建立表明，煤层的许多参数取决于泥炭层的沉积

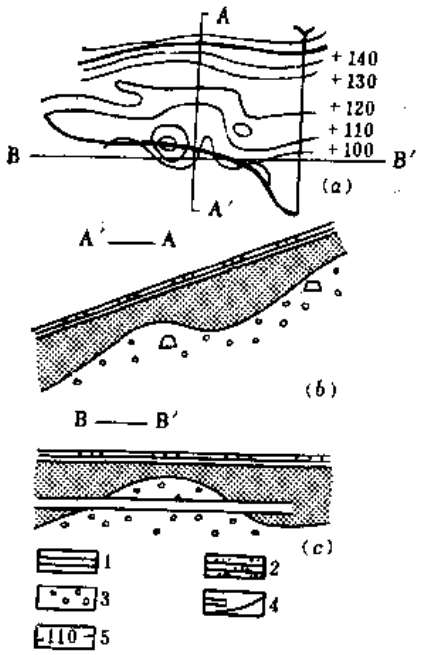


图 4-3 辽宁阜新煤盆地泥炭沼泽基底不平图示

a—平面图；b、c—剖面图

1—泥岩；2—砂岩；3—砾岩；4—巷道；5—煤层底板等高线

环境。

1．沉积体系和煤层厚度、形态变化特征

近20年来，通过对含煤岩系的详细沉积环境分析，已经建立了冲积扇、河流、湖泊、三角洲、障壁岛、和碳酸盐台地等沉积体系中各种成煤模式，确定了沉积环境和煤层特征的关系。

冲积扇体系是聚煤盆地的边缘环境，泥炭沼泽主要发育于扇前、扇间洼地、扇三角洲和废弃扇体上，煤层延伸与盆地轴向相一致，向盆缘方向急剧尖灭，向盆地方向分岔变薄，常沿远端扇形成厚煤层。

河流体系可区分为曲流河、辫状河和网状河体系。曲流河体系中，泥炭沼泽主要发育于堤后、河道间泛滥盆地和废弃河道上；煤层呈透镜状，其延伸方向大致平行于同期沉积的河道砂体，沿此方向厚度稳定，向两侧接近河道、越岸—决口扇沉积则急剧分岔或尖灭。辫状河河道不稳定，砂质沉积物分散范围广，在支流间地区可形成透镜状煤体。网状河是一种稳定的大面积沉积环境，河道间湿地环境占据河流体系的绝大部分（60%～90%），十分有利于厚层泥炭的堆积；砂体呈透镜状、鞋带状，甚或包容在煤层之中。

三角洲体系是由各种亚环境组成的复合体，泥炭沼泽发育于支流间泛滥盆地、间湾和废弃的分流河道和叶体上；泥炭堆积环境差异较大，一般煤厚变化较大，煤层延伸方向与沉积倾向平行。下三角洲平原的煤层侧向较稳定，但成层较薄；河流—上三角洲平原的煤层侧向不稳定，局部可出现厚煤层；最厚最稳定的煤层一般赋存于下三角洲平原和上三角洲平原的过渡带。

泻湖-障壁岛体系中，泥炭沼泽发育于障壁后，潮汐三角洲、潮坪和泻湖填积的泥炭沼泽；煤层一般与岸线走向平行，煤层较薄，泻湖填积基础上可形成较厚煤层。

2．煤层分岔的主要类型

煤层减薄或增厚的主要方式是煤层分岔。在野外对煤层进行侧向追索时发现，在不长的距离内由于楔形碎屑沉积体的插入，可见到单一煤层分岔为两个煤分层或独立的煤层（图4-4）；此外，被很厚的非煤沉积体分隔的两个煤层，也可合并而变成单一煤层。煤层分岔可以表现为多种样式：在最简单的情况下，分岔是由于煤层中夹有沉积透镜体所致（图4-4*a*）；如果存在若干非煤沉积透镜体，并且在区域内逐渐分岔，可形成连续分枝型式（图4-4*b*）；煤层的分岔也可以是从一个煤分层分离，而与另一煤分层合并，形成“之”字型分岔（图4-4*c*）。

煤层的简单分岔，通常是泥炭沼泽中同沉积期河流或湖泊发育的结果，有机质的堆积暂时被碎屑沉积所替代，碎屑注入一旦停止，植被将重新繁殖，泥炭再次堆积。复杂结构煤层的煤分层和夹石层常常通过煤层分岔的离散点，延续至相应的煤分层或分煤层，详细地分层对比能够确定一个地区的复煤层是煤层的分岔，还是多煤层的覆置。美国阿巴拉契亚

煤田北部的一些矿井中，由沉积作用引起的煤层分岔具有如下特征：层厚的突变性；夹石层厚度常呈几何级数增加，在18m水平距离内，夹石厚度由5～10cm增至20～40cm；煤层分岔后单个分层的稳定性很不相同，有些煤层的薄分层延续小于300m，而有些煤层的分层延续可达几十公里；在大部分分岔的煤层中，至少有一个煤分层具有较大的厚度和稳定性（Ferm，1984）；煤层分岔后煤分层的离散程度差别也很大，根据Howell（1979）的统计，斯托克顿（Stockton）煤层最大离散距离约24m（图4-5）；上部剖面展示典型分岔样式和夹层岩石类型，下部剖面（局部放大）表示分岔细节和单分层的稳定性；岩石分层的岩石类型多种多样，薄层夹石一般为黑色炭质泥岩或粉砂岩，随着夹石层的增厚岩性发生很大变化，即有的夹层为向上变粗的粒序，页岩占层序的大部分，有的夹层为向上变细的粒序，以砂岩为主，且富集根茎化石。

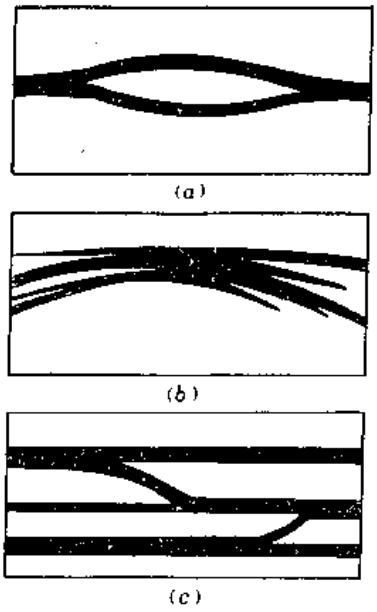


图 4-4 煤层分岔类型
（据Britten，1975）

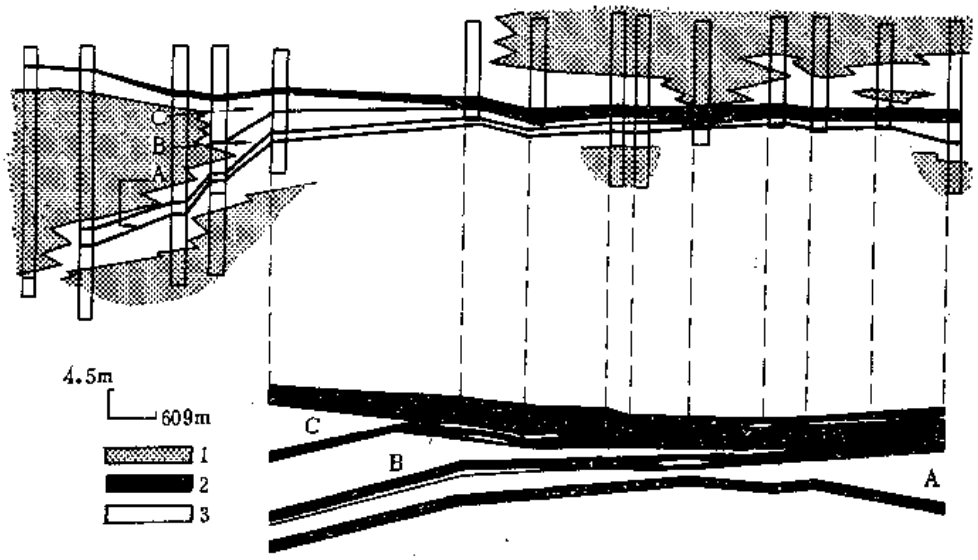


图 4-5 下斯托克顿煤层剖面图
1—砂岩；2—煤；3—页岩
（据Howell，1980）

我国山东滕县煤田石炭二叠纪山西组3号煤层沉积期，为进积浅水三角洲平原沉积环境，由西向东泥炭堆积环境发生了明显的分异：西部泥炭沼泽持续发育，形成了厚达10m以上的复杂结构煤层；向东，泥炭沼泽一度被以砂岩为主的碎屑沉积物所代替，其厚度达20～30m，3号煤分岔为$3_{下}$和$3_{上}$两层，并再次分支，逐渐变薄尖灭。楔形的砂质沉积体是由邻近泥炭沼泽的支流河道形成的决口扇或子三角洲朵体，$3_{下}$煤分层比较稳定（图4-6）。

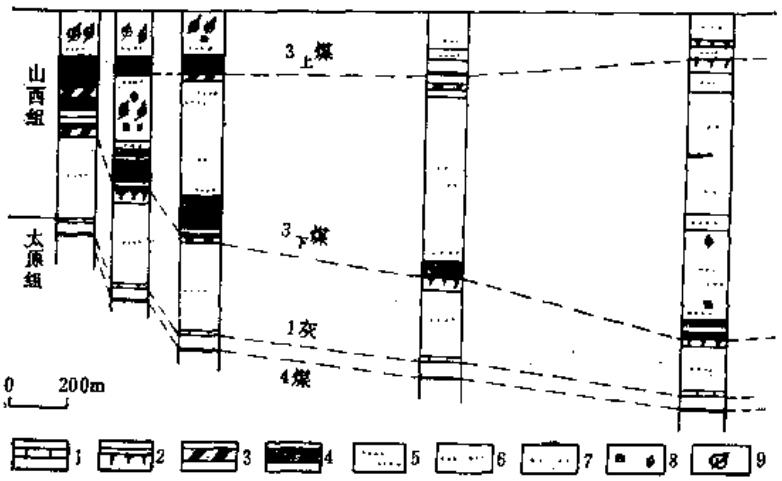


图 4-6 山东滕县煤田煤层分岔示意图

1—灰岩；2—泥质及根土岩；3—炭质泥岩；4—煤层；5—粉砂岩；6—细砂岩；7—中砂岩；8—黄铁矿、菱铁矿结核；9—植物化石

（据《中国煤田地质学》1979）

之字形分岔见于澳大利亚晚二叠世煤盆地，一些大型露天矿完好地揭露了这种复杂的分岔样式，Britten（1975）曾对其进行了详细的描述和成因解释。在这种特殊分岔层系中，主煤层之间的垂向距离约30m左右，分岔的侧向间隔在100m～10km之间。由于差异压实作用，分支煤分层与相邻主煤层的夹角有时达45°，同时煤层层理和所夹沉积物的层理常常存在着明显的不协调，接近煤层的实际离散点，常发育强烈扰动带。之字形分岔是由河流或湖泊中沉积的楔形碎屑岩体造成的，分岔的侧向距离是包容的河道宽度的函数。由于沉积-压实过程的继续，便形成一个超覆式或雁列式河道充填序列，夹在连续的泥炭层之间，在压实作用完成后，便形成了之字形分岔样式。

三、煤层形态和煤厚变化的同沉积构造控制

聚煤盆地基底的不均衡沉降，如基底断块差异性沉陷、同沉积褶皱和断裂等，通过对沉积环境的控制，能够对煤层形态和煤层变化产生深刻的影响。

1．基底断裂系控制的煤层分带

我国东北地区晚中生代断陷聚煤盆地大多为不对称半地堑系。盆缘一侧常常发育正断裂，是控制盆地形成和演化的主干基底断裂。盆地基底又往往被走向和横向断裂所切割，形成基底断裂网络。因此，整个含煤岩系形成过程中，基底断块的不均衡沉降控制了沉积环境的配置和演变，相应地煤层形态和煤层厚度显示出沿倾向的分带性和沿走向的分区性。现以我国辽宁阜新煤盆地为例（图4-7），含煤岩系各煤组由盆缘断裂内侧向盆地中部可大体划分为以下三个带：

1）无煤带　位于东南盆缘断裂内侧的边缘地带，煤层分支尖灭，被冲积扇砾岩所代替。煤层与扇砾岩互为消长、指状交错，分带界线与冲积扇前缘一致。

2）分岔煤层带　位于尖灭煤层带的内侧，煤层向盆缘断裂方向多次分岔，形成马尾状分岔样式。煤层层数增多，间距加大，并向扇带逐渐过渡，单层逐渐变薄，分岔位置在垂向上不完全一致。

3）聚结煤层带　位于盆地中央地带，煤层密集或合并，单层厚度达到最大值，而层间距最小。各层段的聚结煤层带在垂向上不一定重合，这与盆缘冲积扇向盆地的推进程度

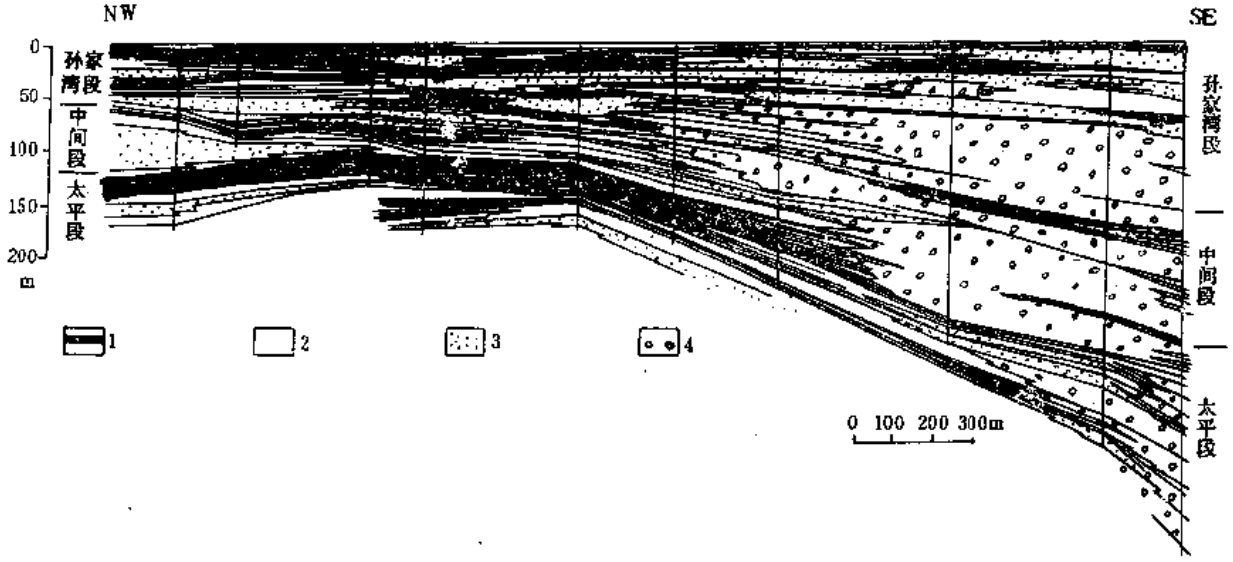


图 4-7 阜新新丘区海州组横向沉积断面图

1—煤层；2—泥岩、粉砂岩；3—砂岩；4—砾岩

（据李思田等，1988）

有关。

由于横向基底断裂的分隔，各层段煤层沿走向亦显示不均匀的变化：一方面煤层沿走向可能发生分岔；另一方面不同区段的煤层沿倾向也表现出分岔强度和样式的不同。

2．盆内次级隆起和拗陷所引起的煤厚变化

聚煤盆地内部往往发育次级隆起和拗陷，或次级同沉积褶皱，它们对煤层形态和煤层厚度具有不同程度的控制作用。由于构造分异和沉积补偿之间的不同状态，煤层的发育状况亦多种多样。一般情况下，盆地内的次级隆起、同沉积背斜构成蓄水盆地内的浅水地带，沼泽持续发育，出现厚煤层或聚结煤层带，煤层向拗陷部位分岔、尖灭；但也可出现相反的情况，即盆地内的次级拗陷部位，湖沼相持续发育，而隆起部位冲积相发育，并存在频繁的层序间断。在这种情况下，煤层厚度和含煤岩系厚度则成正相关，拗陷部位形成厚煤层，向隆起带变薄、尖灭。因此，煤厚变化与同沉积隆起、同沉积背斜的关系应当联系具体的聚煤盆地古地理景观加以考虑，不能一概而论。我国辽宁田师傅矿早、中侏罗世聚煤盆地演化过程中，发育了NNE向的同沉积隆起和拗陷，中部为魏家岭隆起，东、西两侧为同向延伸的次级拗陷。拗陷核部及其仰起部位泥炭沼泽相发育，煤层较厚；隆起部位河流相沉积比例增大，煤层变薄，甚至尖灭。后期构造是聚煤期构造的发展和继续，与同沉积构造形态大体吻合（图4-8）。

3．盆内同沉积断裂活动引起的煤厚变化

聚煤盆地内的同沉积断裂活动可以造成含煤岩系厚度和岩相的显著变化，导致煤层形态和厚度的突变。在泥炭堆积最有利的地段，可以形成厚煤带。厚煤带沿断层走向延伸，横越断层则迅速变薄、分岔或尖灭。由于断层的不断成生，已形成的泥炭层又被切割，两盘煤层层位、厚度难以对接。如德国下莱因地区第三纪中新世褐煤形成时期即存在同沉积断裂，造成断裂两侧含煤岩系和煤层厚度的显著差异（图4-9）。本区第三纪的同沉积断裂

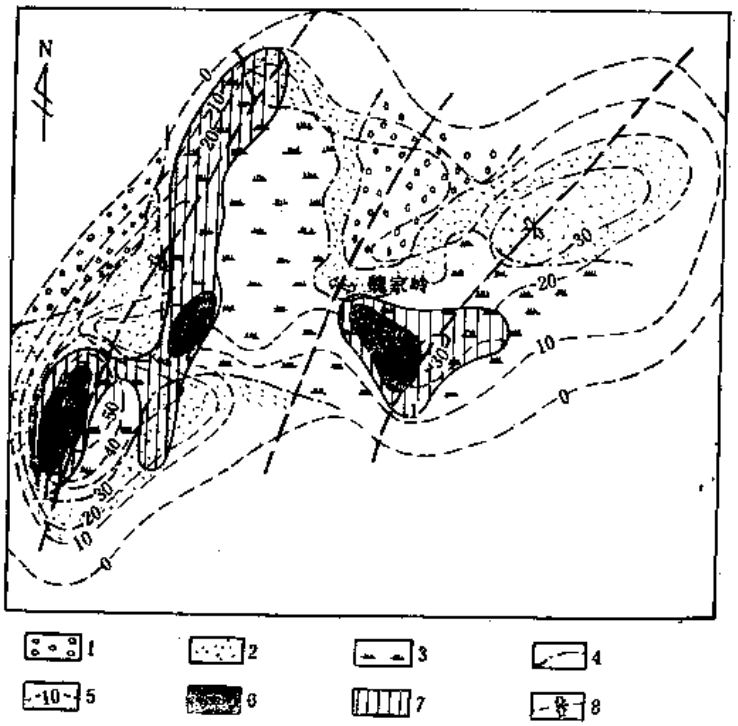


图 4-8 辽宁田师傅早、中侏罗世煤系第四含煤段岩相-厚度图

1—冲积相；2—冲积及沼泽相；3—沼泽相；4—岩相界线；5—等厚线，m；6—煤厚大于2m；7—煤厚1～2m；8—同沉积褶皱轴线

（据《煤田地质学》，四川矿业学院等，1974）

至今仍继续活动，通过精确的水准测量，发现20年内埃尔弗特断层(将主煤层错开 450m)两盘相对沉降的高差在30～50mm之间（Junghans，1958），这种同沉积断裂是莱因地堑系基底断裂活动的延续或反映。

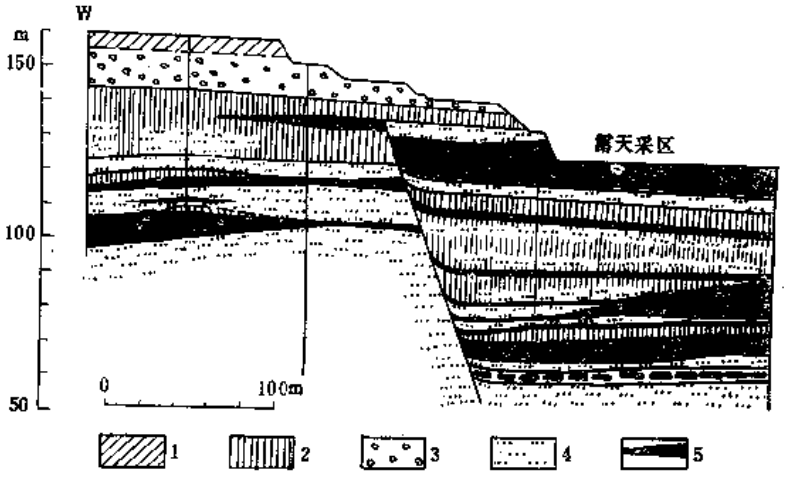


图 4-9 德国下莱因地区第三纪褐煤层的同沉积断裂

1—黄土；2—粘土；3—阶地；4—砂；5—褐煤

（据Junghans，1958）

四、煤层的冲蚀和顶凸构造

煤层的冲蚀是指泥炭堆积过程中或泥炭层被沉积物覆盖以后河流等对煤层的冲刷剥

蚀。习惯上将前者称为同生冲蚀；将后者称为后生冲蚀。

1．煤层的同生冲蚀

泥炭沼泽邻近同期发育的河道时，河道及其支流可能注入泥炭沼泽，河流充填物与泥炭层之间表现为冲蚀接触和逐渐过渡两种关系。如美国肯塔基州东部河流-上三角洲体系中，可见主河道侵入泥炭沼泽时，煤层厚度在0.5～1km范围内从2～3m减为零，砂岩体附近的煤层中夹层增多，粗碎屑楔形体与煤层呈冲蚀接触（图4-10）。从剖面中部向东南方向，煤层厚而连续，夹层变薄；向西北方向，非煤夹层厚度突然增加。河道砂岩边缘煤层很薄，并向河床倾斜，这是河床对泥炭沼泽底部切割，泥炭层发生滑塌造成的。

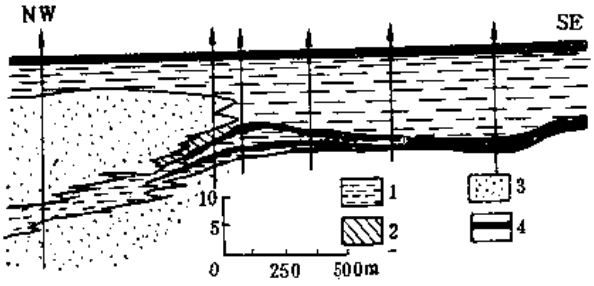


图 4-10　垂直古河床边缘的沉积剖面图

1—页岩；2—粉砂岩；3—砂岩；4—煤层

（据Taylor，1981）

注入泥炭沼泽的支流，一般规模不大，弯弯曲曲，由沼泽边缘向内部渐行消失。在邻近沼泽边缘形成的煤层中，河流填积物呈夹层或串珠状；而在沼泽内部形成的煤层中，河流填积物则呈单个透镜体。由于碎屑物的填积、压实和取代作用，使煤层局部变薄，夹石增多。填积物一般为砂质岩、粉砂质岩，与煤层有共同的顶板。这种同生冲蚀影响范围和深度较小，一般以煤层的夹矸形式出现，个别情况下也可能完全取代煤层。在河流冲蚀带附近，泥炭层遭受原始氧化，煤层光泽变暗，灰分增高。我国安徽淮南矿区B_{11}煤层上分层顶板为泥岩；同生冲蚀充填体为粉砂岩，宽约20m，长约230m，其横剖面呈透镜状，代表一个曲流截弯的溪流充填体（图4-11）。

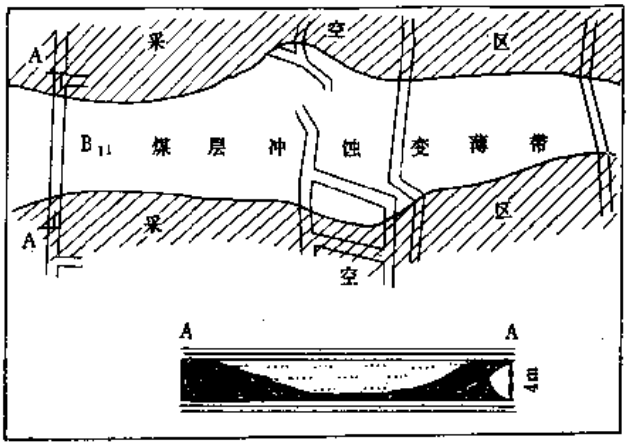


图 4-11　淮南矿区B_{11}煤层河流冲蚀

（据《中国煤田地质学》，1979）

2．河流充填负载构造

泥炭层堆积之后，如果上覆层系为小型河流砂质填积体，在荷载作用下，顶板砂质物便会突入未固结的松软泥炭层，形成一种负载构造，又称顶凸构造。

美国伊利诺斯盆地煤层中的顶凸构造，其横剖面呈椭圆状，宽约数厘米至30余米，其厚度可与煤层等同，单体长度可大于100m。顶部煤分层向上撒开，进入顶板；下部煤分层向下弯曲，充填物的层理也发生褶皱和扭曲，显示块体流动特征（图4-12）。

我国陕西焦坪矿区早、中侏罗世煤系底部4煤组中常见封闭状无煤区，其平面形态呈长圆形或不规则状，长轴方向与其周围的煤层等厚线走向近于平行。无煤区小者数百平方米，大者可达0.4km^2，充填物为中粗粒砂岩，与煤层呈突变接触，界面附近的煤层受

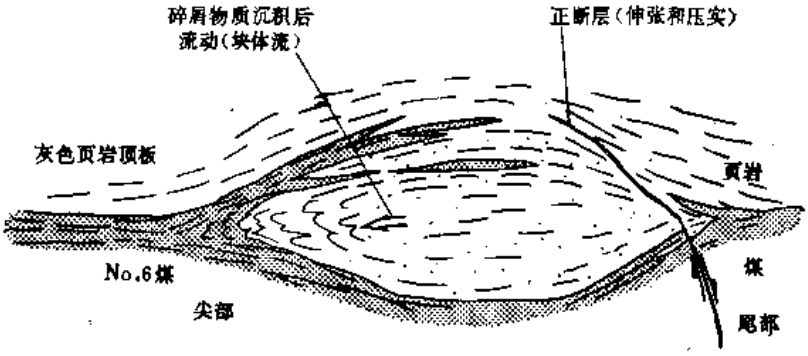


图 4-12 伊利诺斯盆地煤层中的顶凸构造
(据Krause等，1979)

挤压而变形，常伴有局部增厚现象。封闭无煤区是由于差异沉积作用导致的一种负载构造，这种差异沉积作用与小型河道对浅水湖泊的充填有密切关系。在煤层顶板成岩之前，由于小型湖泊三角洲砂质体的负载力而使顶板发生变形和侧向位移，砂质体下沉占据了泥炭层层位，形成了封闭无煤区（王双明等，1987）。

煤层形成以后，煤层和含煤岩系常常遭受河流的切割剥蚀，对煤层的破坏作用可以达到很大的规模，以致形成宽几十米、几百米，长数公里的薄煤带和无煤带。冲蚀填积的沉积岩体以河流相砂岩为主，其底部常常含有砾石、泥质包体、煤屑和炭化树干等滞留沉积物，有时显示定向排列。充填砂砾岩层与煤层的接触面界限分明、犬牙交错。差异压实作用还可能造成煤层小型分岔或“鱼尾式”分岔样式，有时在冲蚀填积体中出现滑塌漂移的煤块体，接触面附近有时发育边缘小断层（图4-13）。冲刷面附近的煤光泽暗淡，后生裂隙发育，常见方解石、石膏等矿物次生充填，煤的灰分亦相应增高。河流冲蚀填积的沉积体往往呈带状分布，由于河流弯曲或分支合流而使无煤带或变薄带呈现十分复杂的样式，有时在无煤带中间残留孤立的“煤岛”。如我国开滦唐山矿开采过程中证实，Ⅲ号断层以南，石炭二叠纪山西组“5煤层”曾遭受古河流冲蚀。煤厚一般为1.5～2m，正常直接顶板为湖相泥岩、粉砂岩或砂岩；煤层遭受河流冲蚀部分，直接顶板为细砾岩、粗砂岩，切割煤层正常顶板和部分煤层，出现薄煤带和无煤带（图4-14）。

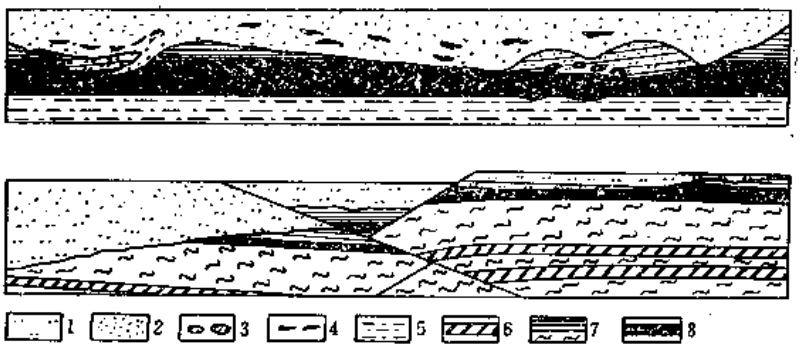


图 4-13 四川永荣矿区河流冲蚀素描图
1—中粒砂岩；2—细粒砂岩；3—泥岩包体；4—炭屑；5—粉砂岩；6—炭质泥岩；7—泥岩；8—煤层

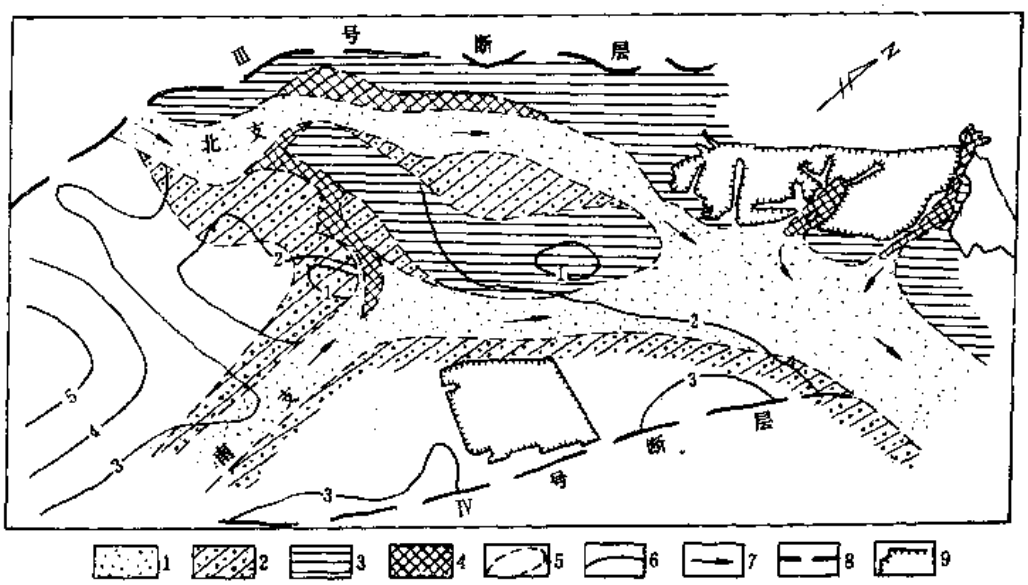


图 4-14 唐山矿5煤层顶板岩相图

1—河流砂砾沉积物相；2—湖泊砂质沉积物相；3—湖泊泥质粉砂质沉积物相；4—煤层不可采带；5—岩相界线；6—煤层等厚线，m；7—河流流向；8—断层线；9—已回采区边界

（据开滦科技协会资料，1964）

河流对煤层的冲蚀是煤矿生产中常见的地质现象，冲蚀和顶凸构造也给机械化开采和顶板管理带来很大困难。因此，在煤田地质勘探和矿井地质工作中，圈定冲蚀带范围和界线是一项十分重要的地质工作。在实际工作中，根据岩性岩相特征和冲蚀接触关系，比较容易识别冲蚀填积的沉积体。但依据地质勘探和井巷少数揭露点圈定煤层冲蚀的范围，却不是一件容易的事。一般根据河流充填砂体的交错层理、砾石、泥质包体和炭化树干的排列方位，可大致推定古流向；此外，还必须结合区域资料，通过大量指向构造测量和砂体形态分析，恢复区域古构造格架和古地理景观，重塑区域河流流向和河流体系，以便作出矿井范围内河流冲蚀带的圈定和预测。

除河流对煤层的冲蚀作用而外，冰川刨蚀、海浪冲蚀作用也能引起煤厚的局部变化，但一般影响范围不大。

五、后期构造变动引起的煤厚变化

后期构造变动可改变煤层的原始产状，也可引起煤层形态和厚度的变化。与其它共生的岩石类型相比，煤层本身比较松软具有流变性特征，在构造应力驱动下易于破碎和产生塑性流动，以致使煤层局部增厚或减薄。

褶皱作用引起的煤厚变化，一般在褶曲的轴部增厚，而在翼部减薄或尖灭。煤层由于产生塑性流动，原生结构和构造遭到破坏，形成构造煤。煤层呈鳞片状，粉沫状、并出现大量滑面、擦痕和揉皱构造。较大规模的褶皱引起的煤层加厚和减薄带在平面上沿褶曲轴方向延伸，煤层加厚和减薄带相伴出现，与主压应力方向垂直。如我国福建天湖山矿为一东翼倒转的倾伏背斜，并被次级褶皱复杂化；煤层加厚带（煤厚大于2m）和煤层减薄带（煤厚小于0.5m）相间出现，在褶曲轴部增厚，翼部减薄，沿NNE方向延展（图4-15）。

伴随纵弯褶皱作用而产生的层间滑动可以派生层间牵引褶皱，规模虽小，但常成组出现，造成煤层顶底板波状起伏，使煤层局部压薄或增厚，煤层呈串珠状或断续透镜体

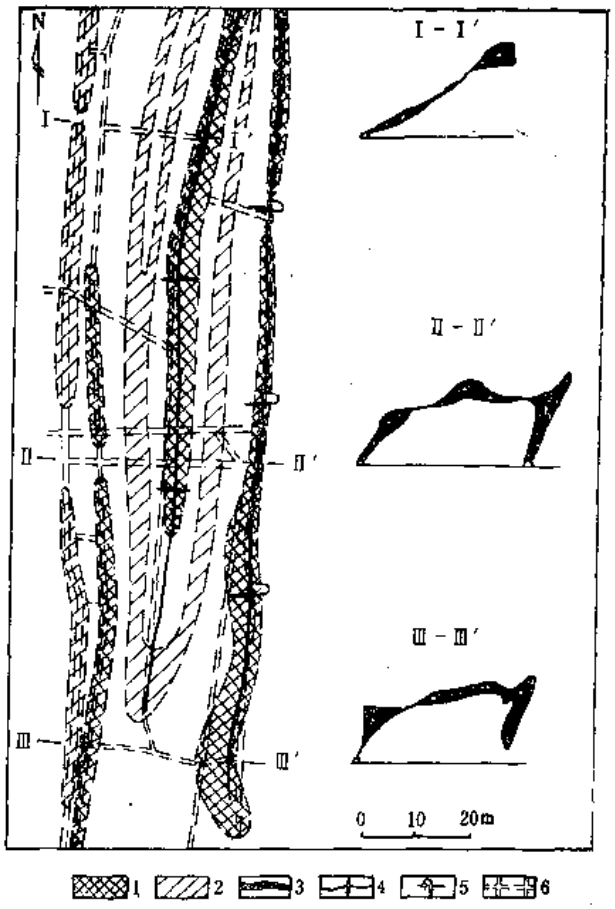


图 4-15 福建天湖山矿褶皱作用引起的煤厚变化

1—加厚带；2—变薄带；3—煤层；4—背斜轴；5—倒转产状；6—巷道

（据李金锁资料绘制，1974）

（图4-16）。当层间牵引褶皱幅度很小时，仅影响煤层顶板（或底板），而煤层的底板（或顶板）仍保持正常产状，即所谓“顶褶底不褶”，或“底褶顶不褶”。当牵引褶皱发展到一定程度，也可转化为一系列倒转的甚至相互重叠的褶曲，煤层加厚带与变薄带相伴出现，具有明显的方向性。不协调褶皱发育的地区，煤层形态更为复杂，由于组成褶曲的岩层的力学性质和所处应力状态不同，各自产生了幅度不同、形态各异的不协调褶皱。包容在褶皱构造中的煤层发生塑性流动，形成极不规则形态。



图 4-16 湖南永末矿区溜煤上山剖面图

（据湖南煤田地质勘探公司资料，1974）

断裂构造一般对煤层的厚度影响不大，只在断层面附近，由于引揆作用使煤层局部加厚或减薄，沿断层形成断层无煤带或煤层叠覆带，以及断层两侧的煤厚变化带。一般压性

断层常与强烈褶皱形变共生，使煤层局部增厚、叠覆，影响范围较大；沿张性、张扭性断裂两侧，由于引张拖曳作用而出现狭窄的厚度减薄带。煤层顶、底板中的小型张性断裂延伸到煤层中，常代之以小型褶曲，造成煤层局部压薄，俗称“顶压”；有时煤层受到强烈挤压，沿裂隙贯入煤层顶、底板岩层中。

六、岩浆侵入对煤层的影响

我国东部中、新生代岩浆活动十分强烈，岩浆侵入煤系和煤层是十分常见的地质现象。岩浆侵入煤层，使煤层形态和煤层厚度发生很大变化，并使煤层结构、煤质受到变化，有时煤层变为天然焦或被吞食，从而丧失工业价值。煤层中出现的火成岩一般为浅成岩类和脉岩类，常见的有：花岗斑岩、石英斑岩、细晶岩、正长斑岩、微晶闪长岩、闪长玢岩、煌斑岩及辉绿岩等。火成岩体的产状主要为岩墙、岩床两种，以岩床最为常见。

岩墙斜穿或垂直于煤层，在平面上呈长条状延伸，常沿某一组断裂成组出现，一般对煤层厚度影响不大。当岩墙厚度较大时，则造成较宽的无煤带，影响采区和采面的布置。

岩床的形态多种多样，常见的有层状、似层状、透镜状、串珠状和不规则指状。岩浆常常以断裂为通道，选择侵入较厚的煤层，顺层侵入的较大的层状、似层状岩体，可能吞食部分或全部煤层，或使其变为天然焦，同时岩体和围岩也发生交代作用。顺层侵入的不规则岩体（图4-17），使煤层形态、厚度和结构产生极不规则的变化，煤层、天然焦、火成岩体和围岩俘虏体混杂在一起，影响生产的正常进行。

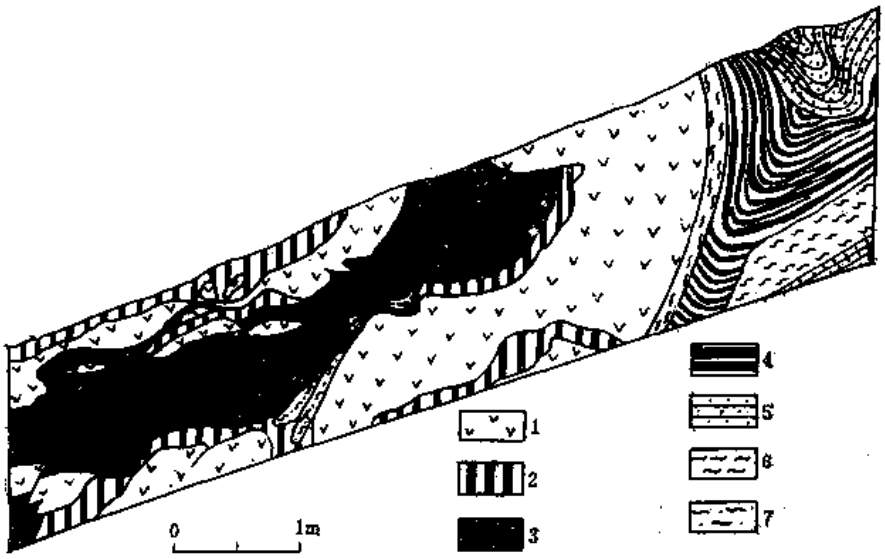


图 4-17　山东坊子矿闪长玢岩侵入煤层素描图

1—闪长玢岩；2—天然焦；3—煤层；4—炭质泥岩；5—细砂岩；6—泥岩；7—烘烤泥岩

研究火成岩在煤层中分布的范围和规律，首先要通过大量的观察研究，摸清岩浆的行径。岩浆侵入与断裂构造有密切的成生联系，不仅岩墙的分布受构造断裂控制，岩床也往往以断裂为通道。摸清岩浆侵入的大体方向，有助于预测火成岩的分布范围、形态特征和对煤层煤质的破坏程度。一般接近岩浆来源区，岩体大，分布广，形态较规则，常常吞食和取代煤层；远离岩浆来源区，岩体常呈透镜状和不规则形态。在较大的范围内，顺岩浆侵入方向可以见到火成岩体分岔和侵入层位逐步抬高的现象，同时也可以借助火成岩体的流动构造（斑晶或俘虏体的定向排列、波状接触界面的形态等）大致判断岩浆侵入方向和

途径。在圈定火成岩体范围和界限时，要特别重视火成岩体形态不规则的特点，在大片火成岩吞食煤层的地区，也可能包藏有煤层赋存较好的地段。

七、岩溶作用形成的无煤陷落柱

含煤地层下伏岩系如果为可溶性岩石，如石灰岩、白云岩、石膏层等，在地下水的溶蚀作用下可以形成岩溶洞穴，随着洞穴规模的扩大，在上覆岩系的重力荷载下，煤层及其围岩逐渐跨落，可形成环形柱状陷落，俗称陷落柱。

柱状陷落破坏了煤层的连续性，煤层的部位被上覆地层的岩、煤碎块所充填。充填堆积的岩石碎块层序混杂、排列紊乱、棱角显著、大小不一，并被粘土充填胶结，但多未成岩，陷落柱大多干燥无水，但有的陷落柱与含水层导通，可造成突水淹井事故。陷落柱与围岩的接触界面呈锯齿状，邻近的煤层及其顶板产状基本正常，巷道贯穿柱体后仍可见原煤层。陷落柱的形态一般呈上小下大的不规则圆柱体，截面多呈圆形或椭圆形，截面直径由几米至几百米。例如，我国山西阳泉济生矿个别陷落柱直径达320m（图4-18）；山西汾西三教矿实际揭露的一个最大陷落柱直径达580m。截面直径的大小不仅与其规模有关，也与所揭露的断面部位有关。

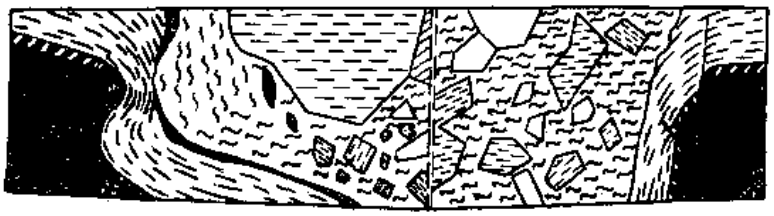


图 4-18 山西阳泉矿陷落柱素描图

（据山西阳泉矿资料，1974）

我国华北石炭二叠纪含煤地层直接覆盖在奥陶系灰岩侵蚀界面之上，陷落柱相当发育。山西一些矿井陷落柱成为破坏煤层、损失储量、影响正常采煤的主要地质因素，个别井田由于陷落柱星罗棋布而失去开采价值。

关于陷落柱的分布规律是一个值得深入探索的问题，一般认为地质构造和水文地质条件是陷落柱发育、分布的基本控制因素。断裂带、断裂交叉部位和地层产状转折部位往往是陷落柱集中分布地带，同时陷落柱的分布也可能与奥陶系风化剥蚀界面的古流水系，或晚近时期区域地下水流体系有关。

煤层厚度和煤层形态的变化，往往是多种地质因素联合、叠加的结果。在研究煤厚变化和煤层形态时，要善于分析各种地质因素的表现形式和对煤层的影响程度、范围的特征，追索各种地质因素的内在联系，并从中找出主导因素，以指导地质勘探和生产实践。

第五章　煤系及成煤沉积体系

第一节　含煤岩系概述

一、煤系及其岩性特征

含煤岩系是一套在成因上有共生关系并含有煤层（或煤线）的沉积岩系，简称煤系。

成煤的沉积古地理环境特征是控制煤系形成的直接因素。当具备发育含煤盆地的构造条件、古气候和古植物条件以后，含煤沉积盆地的沉积古地理面貌是决定聚煤特征的重要条件。在煤系的形成过程中，泥炭堆积以前、堆积同期及其以后的沉积环境，都直接影响煤层的厚度和形态、煤层的侧向分布，以及煤岩的组成和煤质特征。成煤的泥炭沼泽形成以前的沉积环境，塑造了煤层聚集的地形、地貌条件，因而影响煤层的厚度变化及形态与分布。与泥炭沼泽同期存在的沉积环境配置，不仅直接影响煤层的形态及分布，而且与泥炭沼泽内部的环境共同控制了煤的组成，即煤岩、煤质的变化。成煤后的沉积环境，将影响泥炭层的保存条件及其后期剥蚀，而且间接影响煤质。

随着煤田地质学的深入发展，煤田地质学家愈以认识到，含煤岩系首先是在一定构造空间（即盆地）内充填的沉积，它是具有三维空间形态的沉积体。因此，煤系是充填于煤盆地的全部有共生关系的岩系总和，它是依据具体的地质顶、底界面和侧向的各种地质边界（如沉积相的变化、地层的超覆、退覆及各种不整合关系）所围限的。

含煤岩系的顶、底界面不都是等时性界面，可以是穿时的。这是因为煤系大多是由陆源碎屑沉积物构成，它的形成又多为沉积盆地边缘发生的充填，即由盆地边缘沉积物为水等携带进入盆地内，如果这种进积作用能在稳定的条件下历经长期的地质时间，形成的含煤岩系往往显现出跨时间演化的特征。如我国华北石炭二叠纪煤系，由于其成煤时期自北而南逐渐变新，于是在华北聚煤盆地内，石炭二叠纪的含煤岩系的底界与顶界（即煤系与非煤岩系的交界面）出现了穿时的现象。这种现象主要是由于三角洲等沉积体系的不断连续进积，即持续地出现海退所引起的古岸线的不断南移而形成的。

煤系是在潮湿气候条件下形成的，所以组成煤系沉积岩的颜色，主要是灰色、灰黑色、黑色和灰绿色。煤系的岩性以各种粒度的陆源碎屑岩和粘土岩为主，夹有石灰岩、燧石层等，也有的煤系主要由石灰岩构成；此外，煤系中还常见有铝土矿、耐火粘土、油页岩、菱铁矿、黄铁矿等。

煤系中碎屑岩的矿物成分决定于陆源区岩性成分和构造环境。煤系中最常见的碎屑岩为石英砂岩、长石石英砂岩、长石砂岩和岩屑砂岩，以及粉砂岩、砾岩。不同沉积条件下形成的碎屑岩在成分、结构上差别很大。内陆条件下形成的煤系，以过渡性的砂岩较多，如长石石英砂岩和岩屑石英砂岩等；砾岩和粗砂岩多形成近侵蚀区条件下的煤系。煤系中粘土岩占相当比重，但多含粉砂质；石灰岩在一些古生代煤系构成主要组分，如早古生代煤系、广西晚二叠世煤系及华北一些地区的晚石炭世煤系。

在成煤时期，由于火山作用往往为大量的成煤植物繁演提供了良好的大气条件及土质

条件。因此在煤系的形成过程中，如果有岩浆活动或火山活动，就会有相应的火山岩及火山碎屑岩的分布。如我国许多中、新生代的煤系就含有各种火山岩及火山碎屑岩；我国晚古生代的一些煤系也往往含有火山碎屑岩。

组成含煤岩系的沉积岩，在沉积构造上以具有各种非水平层理为最突出的特征。煤系中常具有丰富的植物化石，有的煤系也富产动物化石。此外，煤系中还含有各种碳酸盐（特别是菱铁质的）结核和泥质、粉砂质和菱铁矿包体。

煤系岩层层序在岩性特征、粒度特征、结构构造以及生物化石特征等方面具有明显的旋回结构。

二、煤系的旋回结构

煤系的旋回结构是煤系的重要特征，它反映了煤系沉积层序中有共生关系的岩性、岩相等特征有规律的重复交替现象。研究煤系的旋回结构是重塑煤系形成环境的重要手段，是对比含煤地层的方法之一。

（一）概述

反映煤系旋回结构的岩层特征多种多样。例如，利用岩石的粒度特征，称粒度旋回；利用岩层的厚度、层理类型，称为层序旋回；也有的仅利用岩石类型特征等。综合运用多种岩层特征确定出沉积相，从而反映出的旋回称为沉积相旋回。

划分旋回结构的依据不同，因此旋回的类型也不相同。Beerbower（1964）针对冲积平原上的旋回沉积，划分出自旋回和他旋回两种基本类型。自旋回主要是指在一沉积体系内部，由于能量和沉积补给物质的再分配，沉积体系的总沉积能量和补给物质未发生变化，如河流的侧向迁移、袭夺、决口洪泛、潮汐河道的迁移、水下重力流沉积的变化、风暴及潮汐影响等。他旋回主要是由沉积体系外部原因引起总能量和沉积物补给量的变化，如构造原因形成的盆地基底沉降、沉积物补给的变化、古坡度变化、海面升降、气候变化等。

一般他旋回成因的多为大型沉积旋回，厚达几百米；自旋回成因的多为小型沉积旋回，通常厚几十厘米至几米；几米至几十米厚的中型沉积旋回，则可以是自旋回成因或混合成因。

（二）煤系旋回的划分

Belt（1974）曾指出了美国学派、欧洲学派和三角洲学派对煤系旋回划分的不同方法。传统的美国学派将旋回底界选定在有冲蚀作用的河道砂岩之下（图5-1）；欧洲学派将旋回的底界定在煤或根土岩与上覆的海相页岩或石灰岩之间；三角洲学派则将旋回底界选定在海相石灰岩和上覆前积页岩或向上变粗的砂页岩层序之间。

对于海陆交互相煤系来说，前述欧洲学派和三角洲学派的不同旋回界限划分，实际上是以海退为旋回起点还是以海浸为起点。对于煤系旋回的划分，以海退为起点是较为常用的方法。这种划分使煤层多位于旋回层序的中部，因此对煤层形成时期、形成以前及以后的沉积环境演化便于相互联系，也有利于应用旋回层序进行煤层对比。

由于煤系旋回划分方法及应用的目的不同，所以煤系旋回的命名也不相同。在成煤环境分析中，往往以旋回代表的沉积体系来命名，如河成旋回、三角洲旋回、湖泊旋回、潮坪旋回等；有的则按照旋回层序中起始和终止的沉积相来命名，如冲积—湖泊相旋回等；按照旋回层序中含煤情况，可分别称为含煤旋回和无煤旋回；按照旋回层序中岩性岩相组

合的完整性，可分为完整旋回和不完整旋回；按照煤系旋回的规模大小（即旋回的厚度及所代表的地质时间长短），往往划分为不同级别的旋回。

（三）煤系旋回结构的成因

煤系旋回结构形成的原因主要有沉积成因、构造成因及气候变化成因。

形成煤系旋回结构的沉积作用因素是指在一种沉积体系内部，其沉积、搬运能量所发生的周期性变化。例如，在河成沉积中，由于河道的曲流迁移作用所引致的周期变化；决口扇沉积中的周期性洪泛变化；潮汐沉积中，由于涨落潮所引起的周期性变化；水下重力流的周期性变化；冲积扇沉积中间歇性水流、脉冲流等的周期性变化；三角洲沉积中，在进积、退积中三角洲朵叶的迁移、摆动等周期性变化等。上述几种周期性沉积搬运能量的变化，都可形成各具特有旋回层序的旋回结构。

气候的周期性变化，所形成的旋回结构也是多样的。例如，冰川作用和冰川消融作用的交替，影响大区域或全球的海面升降变化，因而造成滨岸沉积的旋回层序。

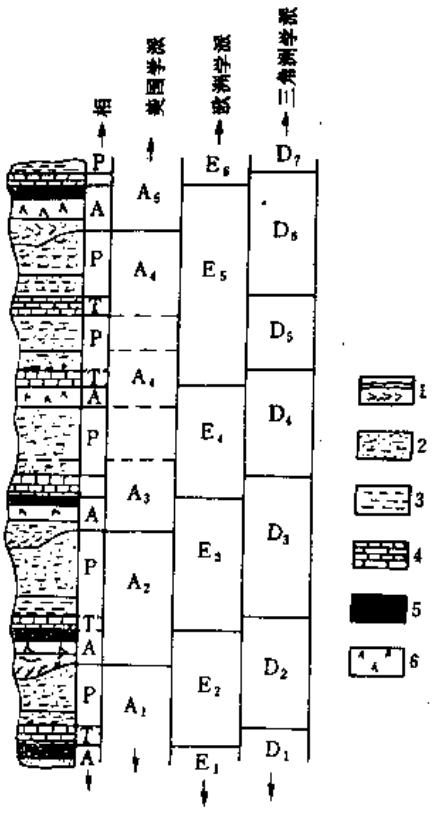


图 5-1 不同方法确定旋回界限的比较

1—水道砂岩；2—向上变粗层序；3—含贝壳的页岩；4—含贝壳的灰岩；5—煤；6—根土岩；P—前积相；A—加积相；T—海侵相（据Belt，1974）

局部性气候因素形成的旋回结构，可以受气候影响的湖泊沉积为例，在湖泊演化史中，由于气候的周期性变化，湖泊面积常出现扩张期和收缩期，这就引起了湖面的升降，因此影响到流域的侵蚀和堆积过程。湖面降低时，入湖的河系下切，形成河谷侵蚀，把大量陆源碎屑带入湖盆，因而使湖水淤浅；反之，带入湖盆的碎屑量减少，因而湖水变清，湖心可沉积碳酸盐岩类及有机淤泥，浅水处由于水动力强可沉积鲕粒。由于这种周期性的湖面升降，便形成了含煤的湖成沉积旋回。

地壳运动因素引起的旋回结构往往分布范围较广，规模较大。Fiege（1978）认为，影响范围在100km以上的高级别旋回，其控制因素是与造陆运动的升降有关。有的认为在地壳下降的总趋势中，同时叠加幅度不大、周期较短的升降运动，从而引起滨岸地带的海侵与海退，形成沉积层序的周期性交替；也有的认为间歇性沉降，即地壳运动过程中显著的沉降和相对稳定阶段的交替，也可形成煤系的旋回结构。

除上述升降运动能形成旋回结构外，水平方向的地壳构造运动也可引起沉积作用的周期性变化。Tankard（1986）曾提出，美国阿巴拉契亚地区石炭系旋回的形成，是与大规模逆冲断块的叠加负荷，从而引起前陆盆地的沉降量和海面变化量的不平衡而造成。

第二节 冲积扇成煤沉积体系

冲积扇是从山地峡谷向开阔平原转变地带上的一种河流冲积沉积体。正如Bull(1968)指出："冲积扇是一种河流沉积体，它的表面相似于一段锥形面，从河流离开山区处向下

坡辐射开”，冲积扇沉积体系常成为大陆上最靠近物源区的粒度粗、分选差、沉积速率高的沉积体系。

冲积扇沉积体系的出现、分布特征，以及其内部结构都受许多因素控制。其中，构造条件的控制最直接最明显。冲积扇大量地分布在构造活动区，如裂谷带中各类断陷盆地的边侧，与走滑断裂有关的拉分盆地边侧，以及断块构造、前陆盆地等地带中基底下降幅度大的地区。因而，在构造活动带的前沿形成巨厚、粗粒、快速的垂向加积为主的冲积沉积体，有些构造地质学家将这种沉积称作一种构造相，用以判别和研究构造变形。

世界许多古生代、中新生代的断陷煤盆地，大多伴生这种沉积体系。例如，西班牙北部石炭纪煤田、澳大利亚悉尼盆地晚二叠世煤系中的冲积扇体系；我国东北中生代煤系及东北与西南地区的新生代煤系中都发育有冲积扇沉积体系。

气候条件对冲积扇的形成和发育有影响。现代冲积扇大多见于干旱气候带。这种类型的冲积扇称为旱地扇或干扇。在潮湿气候带也有许多冲积扇形成和发育，这种类型的冲积扇称为湿地扇或湿扇。成煤的冲积扇体系都属于这种类型。

通常，冲积扇都是沿着其辐射的下坡前缘与山间的主干河道或宽阔的冲积平原衔接，

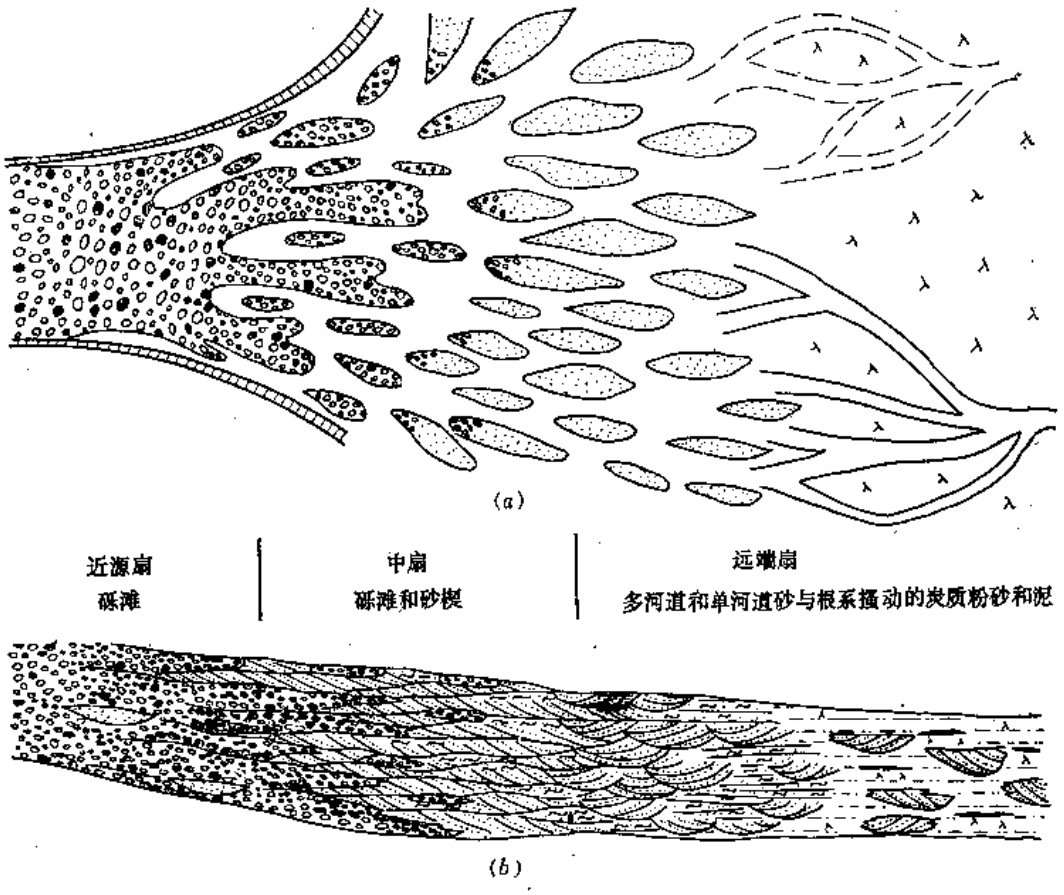


图 5-2　美国第三纪瓦萨茨组金兹勃瑞与蒙克利夫段（垂向、侧向及平面）相模式图

a—平面图，*b*—剖面图

（据Flores和Warwick，1984）

因而冲积扇体系常与河流体系共存。但也有不少地区的冲积扇体系直接与大陆上的湖泊水体或海水接壤，这类冲积扇有人称为扇三角洲。成煤的冲积扇体系中，扇三角洲沉积体系的成煤作用，也日益得到广泛的研究。

一、湿地冲积扇和扇三角洲的沉积特征

根据地表的形态及沉积面貌，将完整的冲积扇分成扇顶、中扇和扇尾三个区段。它们的沉积物分别称为近源相、中段相和远端相。自扇顶的近源相到扇尾的远端相，沉积物的粒度逐渐变细、相互过渡。现分别依照两类冲积扇的沉积特征列述如下：

（一）湿地冲积扇

湿地冲积扇主要发育于潮湿气候带，最明显的是终年泄水，这些常年河对扇的沉积作用影响小，而由季节性气候条件产生的巨大洪水往往起着控制作用。整个扇的面积大，有时为干旱扇的几百倍；扇面坡度一般较低，因此河流作用常常控制着湿地扇的整个扇面。自扇顶向扇尾湿地扇的最大碎屑粒径逐渐变小，其垂向、平面及侧向的分布特征(图5-2)。

扇顶近源相　主要由泥石流沉积和扇面河道沉积构成。其中，扇面河道沉积是冲积扇近源端河流冲刷扇面并填积而成，湿地扇上以这种沉积最为发育。近源相沉积多以若干厚层骨架砾岩形成，以粗砾石层为主，分选差、圆度差，砾间为粘土、粉砂及砂基质支撑，单层呈长条展布，平行水流方向，其内有较模糊的水平层理，砾石呈叠瓦状，砾石层在侧向上过渡为具交错层理的含砾砂岩。

扇中中段相　砂质含量增加，砾岩与具板状交错层理的含砾砂岩呈互层状，主要由漫流沉积构成。由于潮湿的气候条件，在泥石流活动的间歇期，物源区仍可提供足够的碎屑物质，又因湿地扇为终年泄水，扇面上河流的沉积速度大大超过侵蚀速度，形成了经常性的越岸洪泛，漫流沉积极为发育。

扇尾远端相　碎屑粒度更加变细，砾石仅见于呈板状和槽形交错层的砂岩内，以薄层和透镜体出现。主体是由漫流沉积形成的砂岩、粉砂岩及粘土岩，其中含有煤层。

据李思田对我国东北阜新海州组的研究(1988)，在扇尾远端相中往往具有浅水重力流沉积，认为是扇面上携带大量碎屑物质的高密度水流，直接冲入覆水较深的泥炭沼泽，快速堆积而形成，以及由漫流沉积物受到外力事件（如风暴、地震等），形成液化砂流再沉积所形成。

理想的成煤湿地扇垂向层序（自下而上）为：泥石流为主的组合类型；泥石流和漫流的组合类型；漫流沉积为主的沉积物组合类型；浅水重力流和泥炭沼泽沉积物组合类型；厚至巨厚煤层及厚层状泥岩（图5-3）。

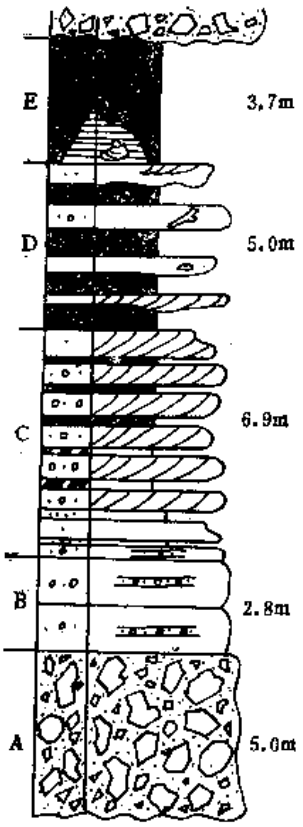


图 5-3　阜新海州组成煤湿地冲积扇垂向层序模式
（据李思田，1988）

（二）扇三角洲

扇三角洲是一种由冲积扇供应沉积物的滨海或滨湖地带的沉积体系，因此，它是一种进积到稳定水体中的冲积扇沉积体系，它属于在活动扇与稳定水体交界带上的沉积。这种沉积一部分在陆上，但大部分在水下，有的几乎完全在水下。扇三角洲出现于不同气候和能量条件的各种滨海带中，也常常沿冰缘地带的山间湖滨分布。扇三角洲的远端相形成于

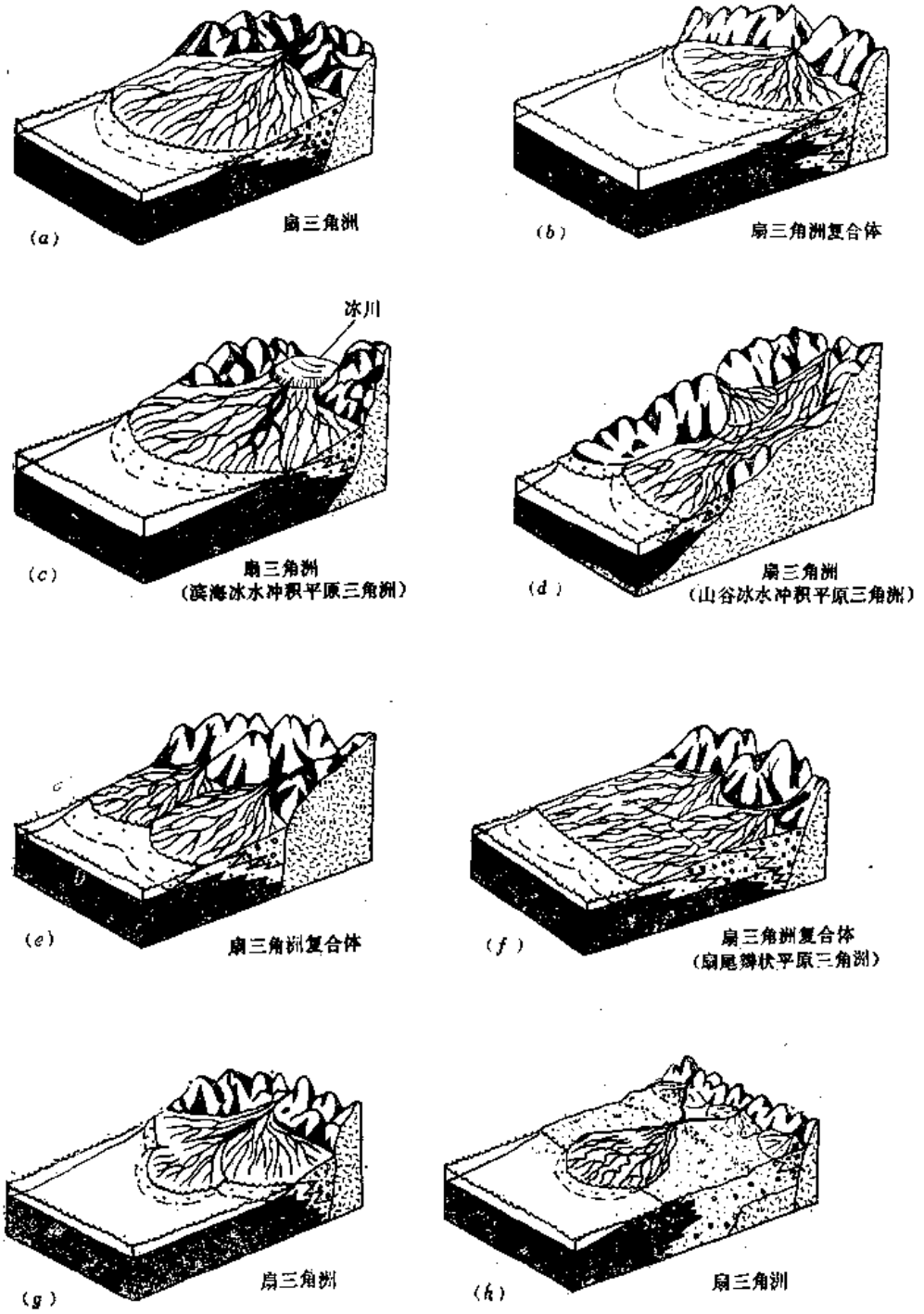


图 5-4 多种扇三角洲及其复合体形态示意图

a—在三度空间都得发育的理想扇三角洲，又称非限扇或开放扇；*b*—单扇体在原地继续堆积而形成继承性的叠积扇三角洲；*c*—无构造背景的冰缘地带冰水扇；*d*—在宽度上受到山谷限制而形成限定的山谷扇；*e*、*f*、*g*、*h*—不同扇体以不同方式联接或组合成扇三角洲复合体，或称扇裙体
（据W.Nemec和R.J.Stcel，1988）

滨岸带、海洋或湖泊的水下环境，当有高速的粗粒沉积物注入水体时，才能显现出河流的影响。海岸带的扇形体由于受到河流、波浪、潮汐及水面升降变化等的多种作用，因而形态和面貌呈多种多样（图5-4）。

湖泊扇三角洲的前缘沉积，受到波浪作用的改造比较弱。在海滨发育的扇三角洲前缘沉积，常受到海水不同程度的改造，出现多种滨岸沉积砂体及潮坪等。这种扇三角洲水下部分受到的改造作用是陆地湿地冲积扇所缺少的特征之一；其次，与湿地扇相比，扇三角洲具有重力流沉积特色的洪水成因沉积物和滑塌性沉积物特别发育。扇三角洲的沉积环境组合也要比陆地湿地冲积扇复杂。

进入湖泊水体的扇三角洲体系发育完整的进积式层序，自上而下分别为陆面冲积扇相组合、扇三角洲平原相组合、水下扇三角洲平原相组合（包括扇三角前缘和前三角沉积两部分）。在活动的扇三角洲朵体边缘部位，有时并列出现细粒沉积为特征的扇三角边缘盆地沉积和边缘平原沉积。由于多种原因，当出现退积式的扇三角洲破坏或废弃阶段时，还可出现湖泊浅滩沉积和浅湖沉积为主的破坏相，以及以沼泽、泥炭沼泽沉积为主的废弃相。

二、冲积扇沉积体系的成煤特征

在含煤冲积扇沉积体系中，煤的聚集往往集中于特定的部位，这主要决定于控制泥炭沼泽形成和发育的自然地理条件。在冲积扇体系分布的范围内，有利于成煤的部位主要有扇间洼地、中扇朵叶体间洼地、扇尾地带和扇前缘外侧与河、湖、海环境的过渡地带（图5-5）。

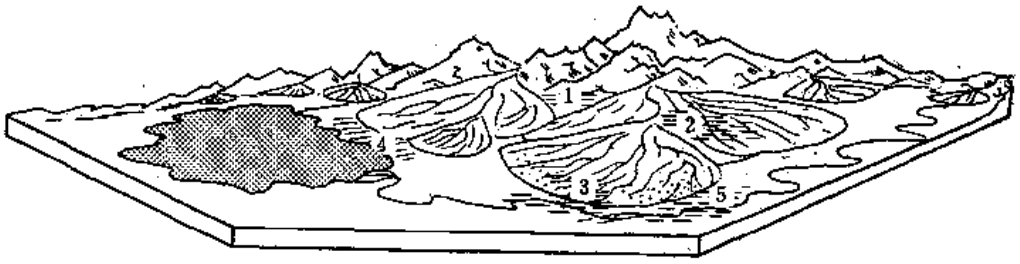


图 5-5　冲积扇沉积体系有利成煤部位示意图

1—扇间洼地；2—中扇朵体间洼地；3—扇尾地带；4、5—扇前缘外侧与河湖海的过渡地带

扇间洼地由于地势地洼及缺少碎屑物的充分供应，并易于汇水，因而往往形成有利于成煤泥炭沼泽持续发育的场所，可以形成较厚的煤层，但侧向连续性差。

在扇中朵叶体间的洼地上，有利于成煤。当活动的扇叶迁移而改变位置后，废弃的扇朵叶体上，可以出现不甚持久的成煤条件，并形成薄煤层。根据 Fernandez (1988) 的资料，扇叶的形态是控制煤层分布的重要因素，最厚的煤层都位于扇朵叶体之间（图5-6）。

砂质远端扇的扇尾地带，河道沉积边侧的洪泛沉积上，可在洪水的间隔期发育大量的植被；如果间隔时间较长，在条件有利时也能形成薄煤及可采煤层，这是由于地下水的溢出往往为成煤提供了条件。

扇尾地带的外侧，成为与其它沉积体系相接触的过渡带，常成为最有利的成煤场所。我国东北地区晚中生代断陷盆地聚煤模式中有许多都是在上述条件下成煤的，成煤的有利部位都是在冲积扇沉积体系的扇间洼地、扇前与河、湖交界的开阔地带，以及网结河流经的地区。

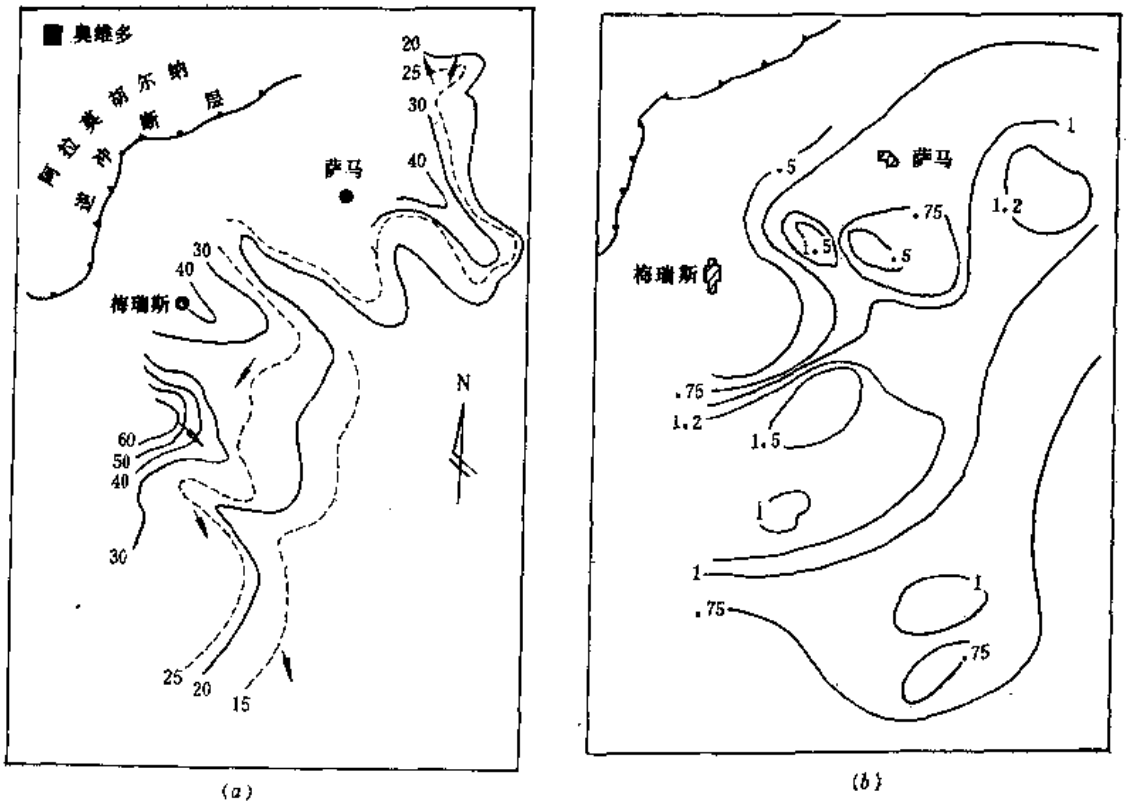


图 5-6　玛丽亚煤与下伏拉沃兹砂等厚图

图中箭头表示古流向

a—拉沃兹砂等厚图，单位m；*b*—玛丽亚煤等厚图，单位m

（据Fernandez等，1988）

第三节　河流成煤沉积体系

河流作用一方面作为一种建造性的地质营力，为煤的聚集创造着成煤的场所和条件；另一方面作为一种改造性的地质营力，侵蚀和破坏着泥炭层或煤层。

河道的几何形态反映了河流多种参数的变化，如河流的坡降、横截面特征、流量、沉积负载的特征及流速等。通常依据河道的平面形态，将河流分为顺直河、辫状河、曲流河、网结河。

顺直河道一般少见，仅出现于某些河流的局部河段。辫状河的特征是坡降大，河身不固定，迁移甚快，多呈交叉状；其主要特征是河床内河心滩极发育，河道较直且弯度低，大多出现于山麓地带及三角洲平原上。曲流河的特征是河床坡降较小，河身较稳定；由于侧向迁移作用，河流弯曲度大，因而易出现截弯取直的袭夺现象，形成牛轭湖、废弃河道；其最主要的特征是边滩发育，沉积物搬运量较为稳定，这种河大多出现于河系的中下游地带。网结河的河道交织呈网状，分支河道之间为湿地和植被极为发育的地带，受到这种植物的保护作用，往往使河道位置稳定，不易迁移；河道形态较为复杂，从高弯度至弯度极低的顺直河段，河道坡度低。

上述几种河流类型之间，存在着一系列过渡关系，它们在时间上、空间上可以互相

演化。

一、主要河流类型的沉积特征

（一）辫状河的沉积特征

这种河道沉积物大部分粒度粗，以砂砾岩为主，是由彼此错位叠置的砂质和砾质透镜体形成的带状砂砾岩体，其中细碎屑沉积物含量极低，砂砾岩体底面平直，对下伏岩层侵蚀不明显。多出现于山麓地带，位于冲积扇沉积体系与冲积平原沉积的交界地带。

辫状河流由于河道分岔、合并，位置不稳定，因而缺少明显的天然堤；同时，由于洪水期河水又重新利用废弃河道，只在主要洪水期河水才会漫溢出主河道进入洪泛盆地，因此辫状河沉积中往往洪泛沉积不发育；在辫状河道充填沉积中，由于各种心滩极为发育，因而多具各种类型的河道沙坝沉积（图5-7）。在低弯度河道段的边侧，多发育侧沙坝，高水位时被水淹没，低水位时出露水面；粗粒碎屑沿坝表面顺流搬运，堆积于前端。横向沙坝，多与水流方向垂交，且向下游迁移。长轴沿水流方向展布的纵向沙坝，在洪水期的浅水流往往在其表面留下低—中等倾角的交错层，分布于坝体边侧和下游方向，低水位时沙坝边缘易受到冲刷。

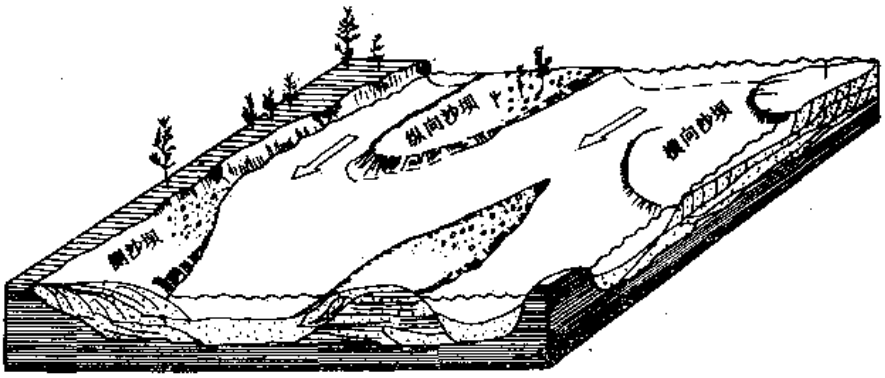


图 5-7　辫状河道沙坝沉积示意图

（据Galloway等，1983）

Miall（1978）列述了六种不同类型辫状河的垂向层序模式（图5-8）。

（二）曲流河的沉积特征

曲流河沉积主要由三部分构成，即：河道充填沉积（河道相）、河道边缘沉积（河岸相）、洪泛盆地沉积（洪泛盆地相）。

河道充填沉积中最下部常见以水下沙丘移动形成的砂质沉积，具中至大型槽形交错层理，在它的最底部有时有透镜状的且只经过局部搬运的河道滞留沉积，这些沉积称为河道底沉积。曲流河中最明显的地貌特征为曲流沙坝沉积。这是由于河水的螺旋形环流向弯曲的凹岸不断侵蚀，同时将河水中的搬运物带到凸岸侧沉积下来，这样形成的浅滩，因河道的不断侧向迁移而逐渐增长，环流在河底作侧向运动中由于强度的减弱而引起搬运物的机械分异，形成了曲流沙坝层序具有向上变细的粒度变化，而且由于水流体制的差异层理类也显示了向上规模变小的趋势。在曲流沙坝的表面，当洪水期时，一部分河水切穿而过形成流槽和流槽沙坝，这种沉积多以粗砂为主。

河道边缘沉积，主要包括由洪水期在河道两岸形成的天然堤沉积，以及天然堤决口形

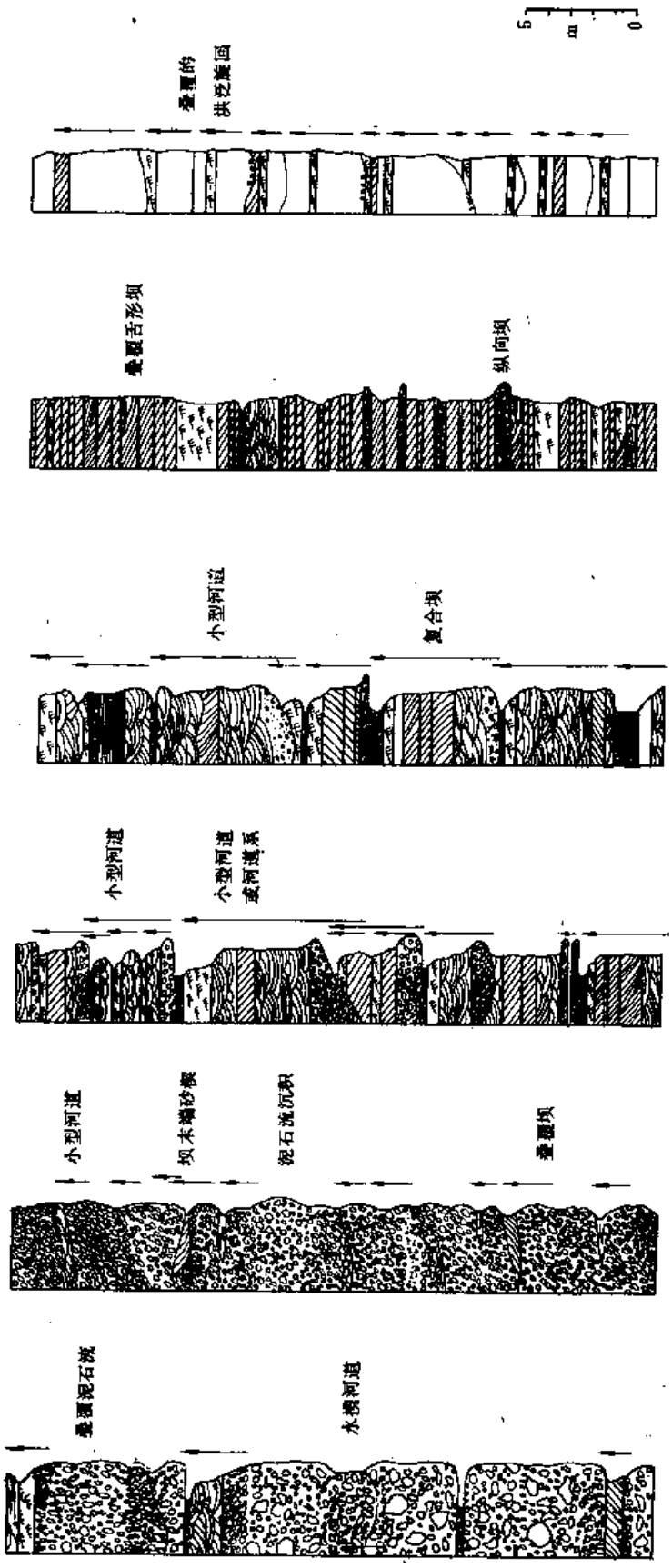


图 5-8 辫状河道沉积的六种垂向层序模式
(据Miall, 1978)

成的决口扇沉积。

洪泛盆地沉积是由洪泛平原、岸后沼泽、废弃河道、湖泊等沉积构成，在全部河流体系中，洪泛盆地沉积以细粒沉积为特征。

曲流河的垂向层序表现为沉积物颗粒向上变细（图5-9）。在盆地充填过程中，由于曲流河的不断发育，可形成很厚的沉积。在曲流河沉积体系中，河道砂体显示了骨架作用，在平面上弯曲多变，总体表现出许多条状砂体被洪泛盆地沉积所围绕；在剖面上砂岩呈透镜状斜列或叠置的群体形态（图5-10）。因此在曲流河沉积体系中，明显地表现出平面上或剖面上的细粒沉积物包围砂质沉积物的特征。

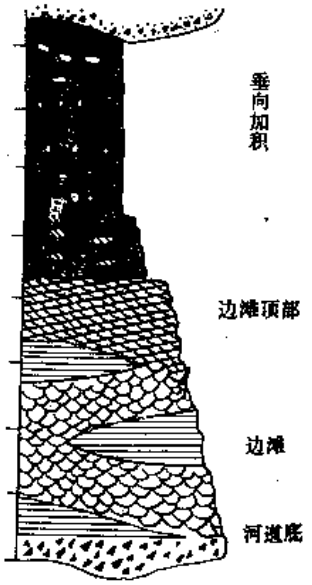


图 5-9 曲流河沉积的垂向层序
（据Walker, 1976）

（三）网结河的沉积特征

网结河是一种弯度多变的河流，河系分支交错复杂，穿过植被发育的湿地，形成许多支叉河网分隔的植被岛，河道的坡度低、弯度多变，加之植被繁茂，形成了一种低能的环境。在整个体系中湿地环境（泥炭沼泽、岸后沼泽及洪泛时形成的湖沼）几乎占总体的60%～90%，而河道、天然堤、决口扇的分布局限得多。

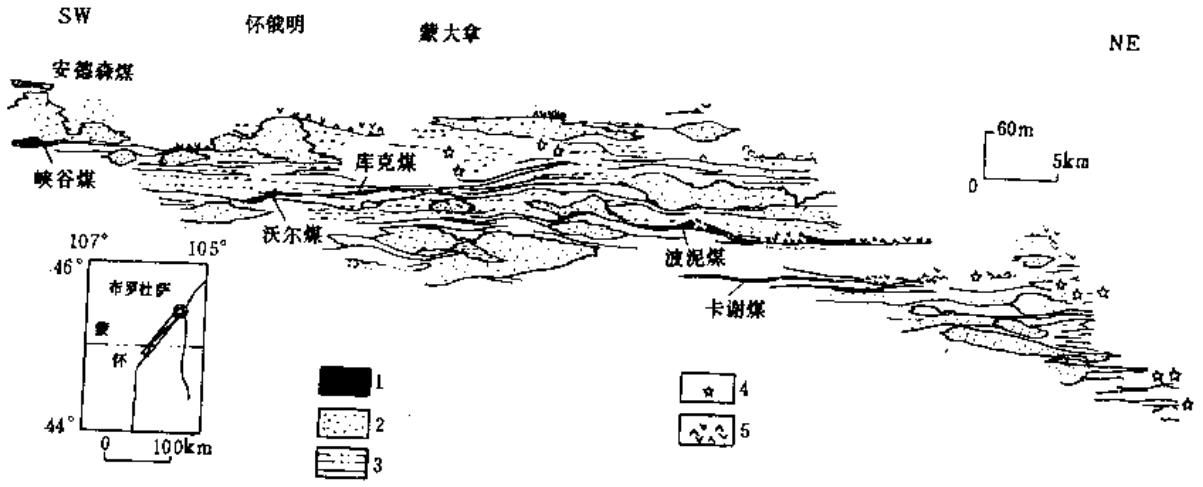


图 5-10 表示煤与河道砂岩分布关系的河道相为主的地层综合剖面
1—煤和炭质页岩；2—河道砂岩；3—砂岩、粉砂岩和页岩；4—软体动物化石；5—烧变岩
（据Flores, 1982）

Smith（1983）将网结河沉积划分了三种与河道沉积有关的相，即：河道相、决口扇相、天然堤相。这三种与湿地有关的相，即：湖泊相、沼泽相和泥炭沼泽相。河道相为厚而窄的多层叠置线状砂构成，这主要是由于河道坡降小，能量低，以及茂密的植被与河岸的凝聚性强的细粒沉积等原因，造成河道稳定。冲入湿地的决口扇沉积，往往具有自下而上粒度先变粗再变细的特征。Rust（1984）曾对比了曲流河与网结河的河道砂岩，指出后者侧向分布局限，具有阶形的底部侵蚀面和大量近于水平的内部冲蚀面，没有自下而上

沉积构造规模变小的趋势，砂岩顶部界面突变。

二、河流沉积体系的成煤特征

无论是河流沉积体系充填的山间冲积平原，还是大型陆表海周边充填的开阔冲积平原都是成煤的重要场所。冲积平原形成中，主要为曲流河沉积体系。曲流河沉积体系的成煤模式是建立较早的模式之一。

曲流河冲积平原上，以岸后沼泽和废弃河道充填沼泽是最有利的成煤场所。

岸后沼泽环境有利于形成厚煤层，主要是由于反复出现洪泛和由此而产生的天然堤的垂向增高，对洪泛盆地和岸后泥炭沼泽起着障壁作用，因此在堤的外侧直至洪泛盆地内部就成为成煤的最重要场所。但由于洪泛加剧等原因而造成的决口扇沉积，还会侵入到这种成煤地带，从而干扰或破坏已形成的泥炭堆积。

河道边缘地带的沼泽化，按照与地下水位的关系可分为泄水好的沼泽及泄水差的沼泽，它们往往沿河道外侧成带分布。泄水好的沼泽位于洪泛盆地近河道的边侧，地势略高。当河水上涨，地下水位抬高时，就被水侵漫；当枯水期水位下降时，地下水位也随之下降，侵漫的水易于排泄出去。这种通畅的泄水条件使得沼泽内的氧化分解作用增强，因而对成煤不利。泄水条件差的沼泽位于洪泛盆地的低洼处，多位于远离河道的低洼地带（图5-11）。由于不易受决口扇的影响，停滞水占据优势，这就易于出现长期为水浸漫的泥炭沼泽。在适宜的条件下，有的泄水条件差的沼泽地带可扩展到整个洪泛盆地。

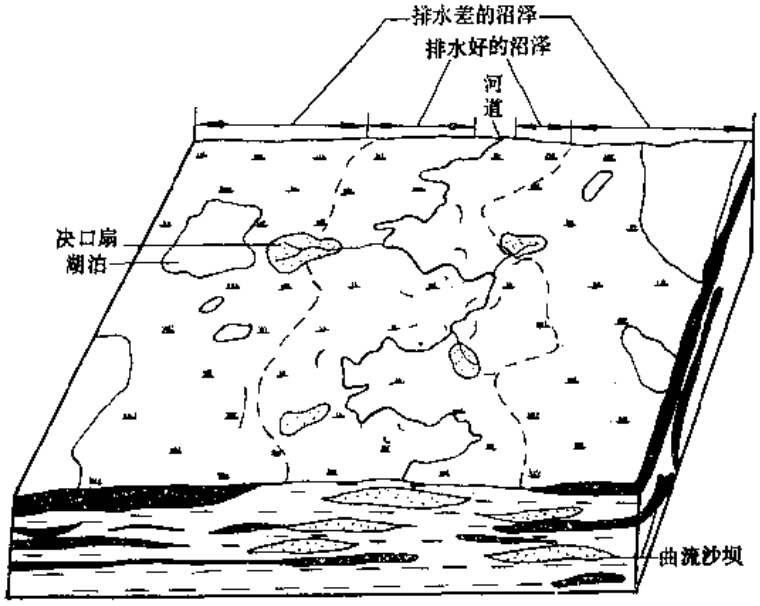


图 5-11 河道边缘沼泽地分带图

（据Beaumont，1979）

Flores（1983）曾研究美国西部第三纪波德河（Powder river）盆地汤河段的沉积环境，认为曲流河冲积平原中岸后沼泽内厚煤层形成的条件是：首先河道的填积长期限于一些固定的地带；其次岸后洪泛盆地的沉积物多为细碎屑，因而在成岩的差异压实作用下，能保持长时间的不断沉降。波德河谷西北部沃尔煤层（Wall coal）向东被河道天然堤复

合体所分盆（图5-12），多层状叠置的河道沉积显示了曲流河沉积的特征，大多被洪泛平原相所限，河道沉积与沃尔煤层交叉范围11km宽，河道复合体向北东延展约60km，古流向显示也为北东趋势。

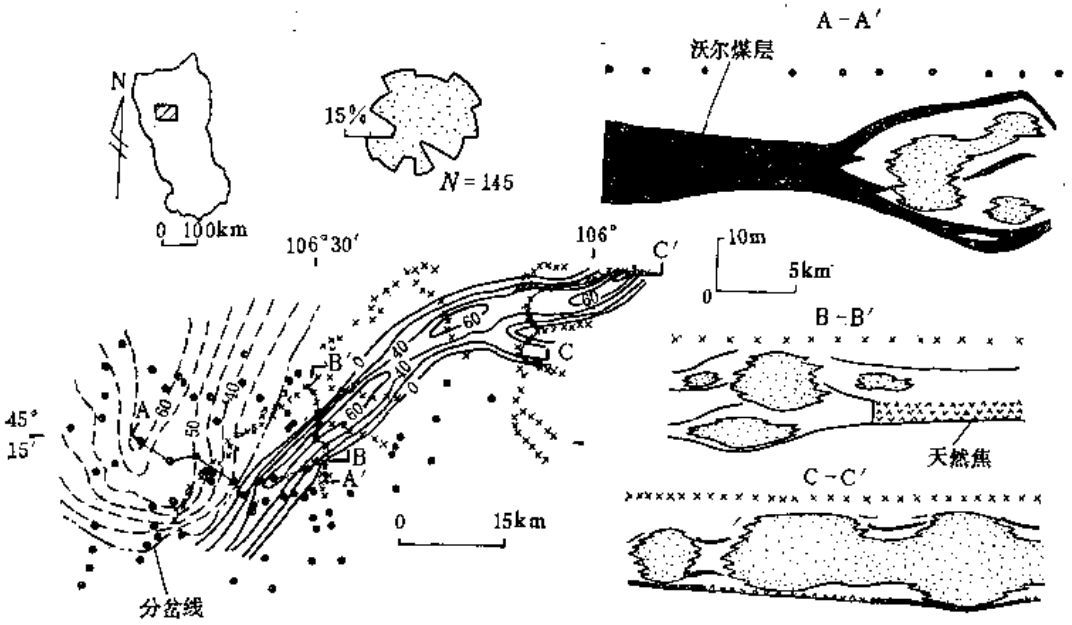


图 5-12　美国波德河盆地曲流河道砂体与沃尔煤层厚度变化平面和剖面图

实线代表河道复合砂体等厚线，单位英尺；虚线代表煤层等厚线，单位英尺；
玫瑰图中表示交错层方位，N = 观测数
（据Flores，1983）

关于网结河沉积体系成煤问题，Smith等认为其聚煤条件优于曲流河。网结河形成的主要控制因素是沉积盆地的沉降作用，这种构造背景往往为大范围网结河化提供了场所。

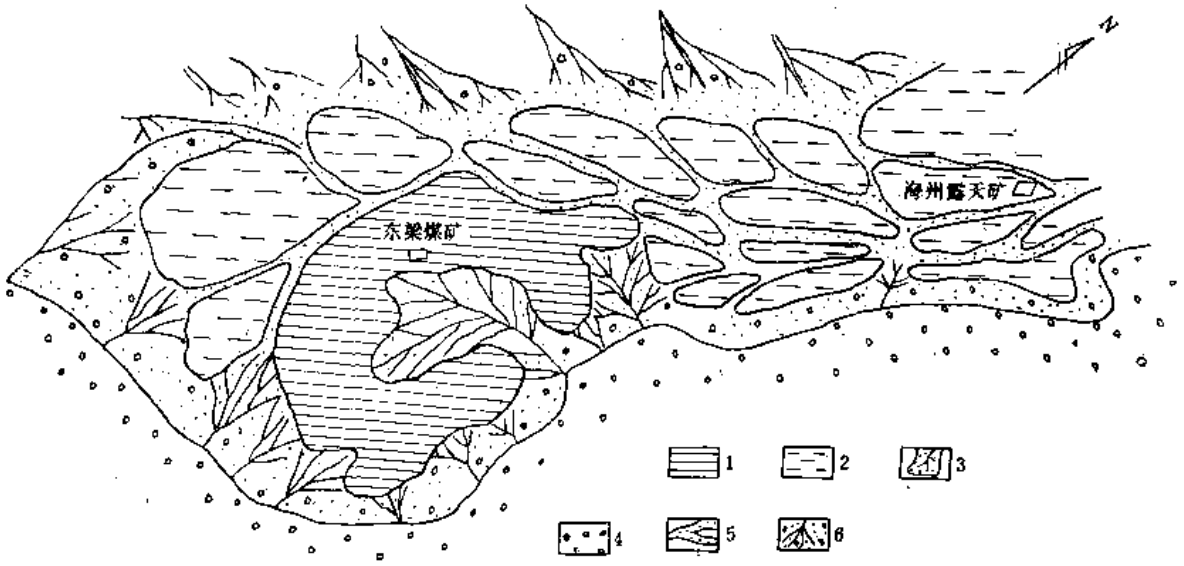


图 5-13　阜新盆地海州组中间层段的网结河沉积体系古环境图

1—浅湖；2—湿地；3—扇三角洲；4—冲积；5—河道；6—辫状河
（据杨士恭等，1988）

Smith等（1983）还认为，现代网结河最初是由决口扇的演化，决口河道的分叉，最终由稳定河流控制冲裂水系而形成的，因而常常形成大范围的沼泽化，为泥炭沼泽的广泛发育创造了良好条件。

我国东北的中生代断陷盆地，尤其是地堑型盆地中（如阜新盆地）网结河系是较有利的聚煤环境之一。在网结河道间或网结河与扇前辫状水系之间，会出现长期发育的沼泽或泥炭沼泽，可形成巨厚的煤层（图5-13）。

辫状河沉积体系成煤的条件是有限的，正在形成的辫状河体系对于泥炭沼泽的形成和发育往往不利，因而难于出现有工业价值的可采煤层。Haszeldine 等（1980）认为，良好的煤层可以发育在辫状河废弃体系之上，即周期性出现的辫状河系进入低能的滨岸地带，形成大面积的砂质辫状河平原、滨海平原，在这种沉积体系之上出现成煤条件。

Martin等（1987）认为，澳大利亚博恩煤田科林斯维尔煤系的布莱克煤层是与废弃辫状河体系共生的（图5-14），煤层与该体系沉积为突变接触，辫状河系的重复出现，泥炭堆积后，导致了对泥炭层的冲刷，引起煤厚的变化。

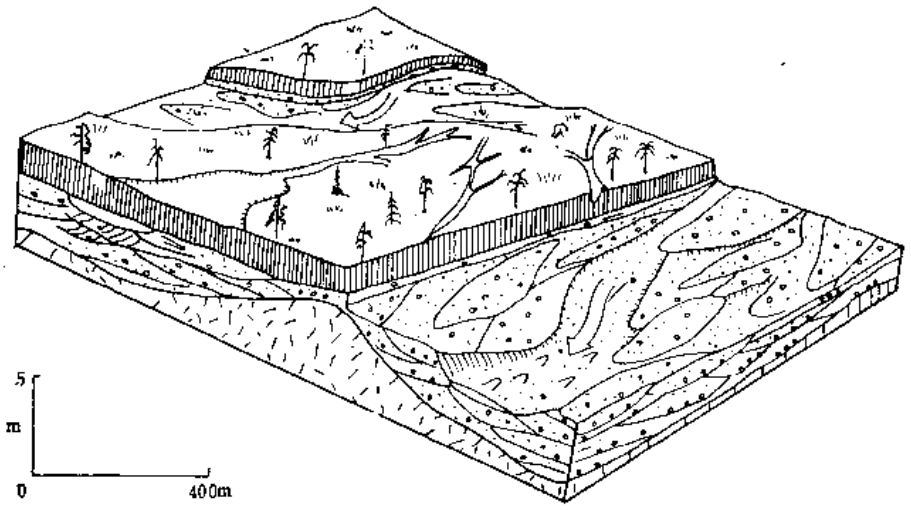


图 5-14　布莱克煤层形成前后沉积环境示意图

垂直线条表示受到冲刷的泥炭，其上覆盖着草本和木本的植被，辫状河流展示了水流方向（箭头）

（据Martin等，1987）

第四节　湖泊成煤沉积体系

湖泊沉积体系主要是以淡水湖泊为主，多为陆源碎屑充填的滨海或内陆湖泊。一些大型的内陆湖泊或各类断陷盆地内的湖泊，都往往形成独立的沉积体系。

湖泊与其它水体不同之处主要在于它是一种闭合的水盆地，周围的陆源碎屑物质大部分都将搬运到盆地中，因此湖泊的碎屑沉积速度比海盆要快，湖水波浪的影响范围要小；此外，湖泊对气候因素的影响反应较快，易于使湖水的水温和成分发生变化，最终影响湖面的变化。

湖泊沉积体系中，有时也具有其它沉积体系中的类似沉积环境。由于这些伴生的环境与湖泊的沉积作用有成因关系，所以也常带有自己的特征，如湖泊三角洲环境、湖滨岸环境等。

一、湖泊沉积体系的沉积特征

湖泊沉积体系可以由湖泊周边的冲积扇、河流、冰川、三角洲沉积等，以及按水深划分的滨岸带、浅湖、深湖沉积、重力流或浊流沉积等构成，这里只叙述涉及体系中主要的几种沉积特征。

1．三角洲沉积

三角洲沉积在湖泊沉积中往往很发育。Gilbert（1855）最早研究了湖泊三角洲，提出了底积层、前积层和顶积层组成的吉尔伯特型的三角洲模式。其中，底积层位于三角洲的下部前侧，以泥质、粉砂质为主，水平层理发育；前积层，在湖水稳定且波浪作用不强时，其原生产状较陡，由于河口为湖水阻挡而倾卸下来所形成，以砂、粉砂为主，常显示向上变粗的趋势，具交错层理，可含岩屑、泥砾、植物树干、泥炭碎屑等；水平的顶积层是河流沉积在三角洲上的伸展，河道沉积多为粗碎屑，河间地带为细粒沉积物，沼泽及泥炭沼泽沉积发育。湖面不稳定时，上述三层结构遭到破坏。

湖泊三角洲由于受到湖泊作用或河流作用的强弱不同，其形态特征也多样化，如我国云南的一些断陷湖泊发育了各种形态的滨湖三角洲（图5-15）。在断面上，三角洲砂体往往由近端向中部增厚，然后进一步再向湖盆中心分叉、尖灭，与湖泊的细碎沉积呈指状交互。

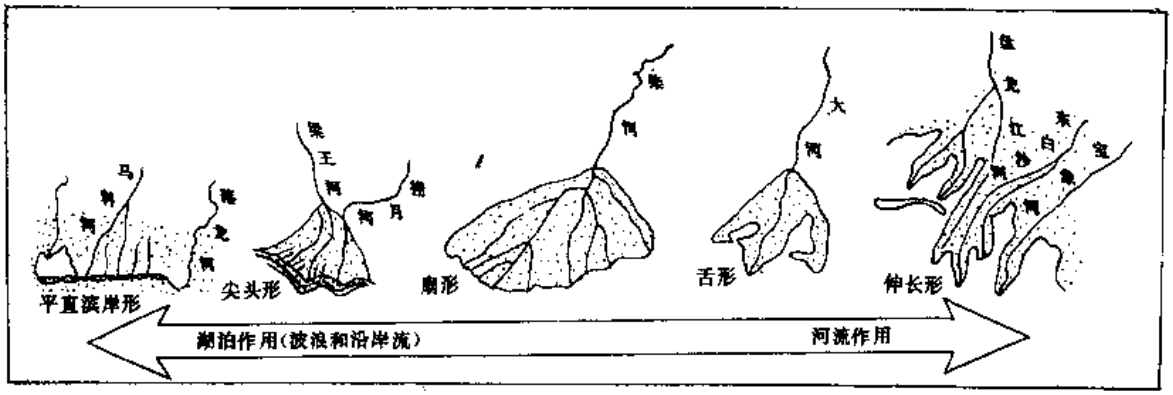


图 5-15　滇池三角洲类型与河流、湖泊作用的关系

（据中科院，1989）

在断陷湖盆中，由于湖盆流域面积和水系受构造格局控制，因而三角洲沉积以小型三角洲为主，其中顺盆地长轴纵向发育的三角洲规模较大。地堑型湖盆，两侧受到断裂控制，山地邻接湖岸，三角洲不发育；半地堑则缓坡岸一侧发育三角洲沉积。断陷湖盆中的三角洲沉积多显示砂砾混杂，粘土含量高，沉积物成熟度低，朝下倾方向常相变为浊积物。

2．滨岸沉积

滨岸沉积位于湖岸线附近，一般在洪水期岸线与枯水期岸线之间的地带。滨岸带是波浪和沿岸流强烈作用的高能带，这一带水动力条件复杂，由于冲刷簸选强烈，较细的碎屑冲刷到深水中，因而形成砂、砾沉积为主的岸滩及沙嘴、沙坝等。由于后者的障壁作用，在滨岸带也形成湖湾，为半封闭的浅而静的水体，沉积物多为砂质泥岩、泥岩，在有利条件下也成为泥炭沼泽的发育场所（图5-16）。

滨湖岸地带形成的沉积，多以砂岩、粉砂岩为主，陡岸前也可形成砾岩。碎屑颗粒分选、磨圆中等，交错层理发育，多为小型，有透镜状及不规则水平层理，多见各种层面构

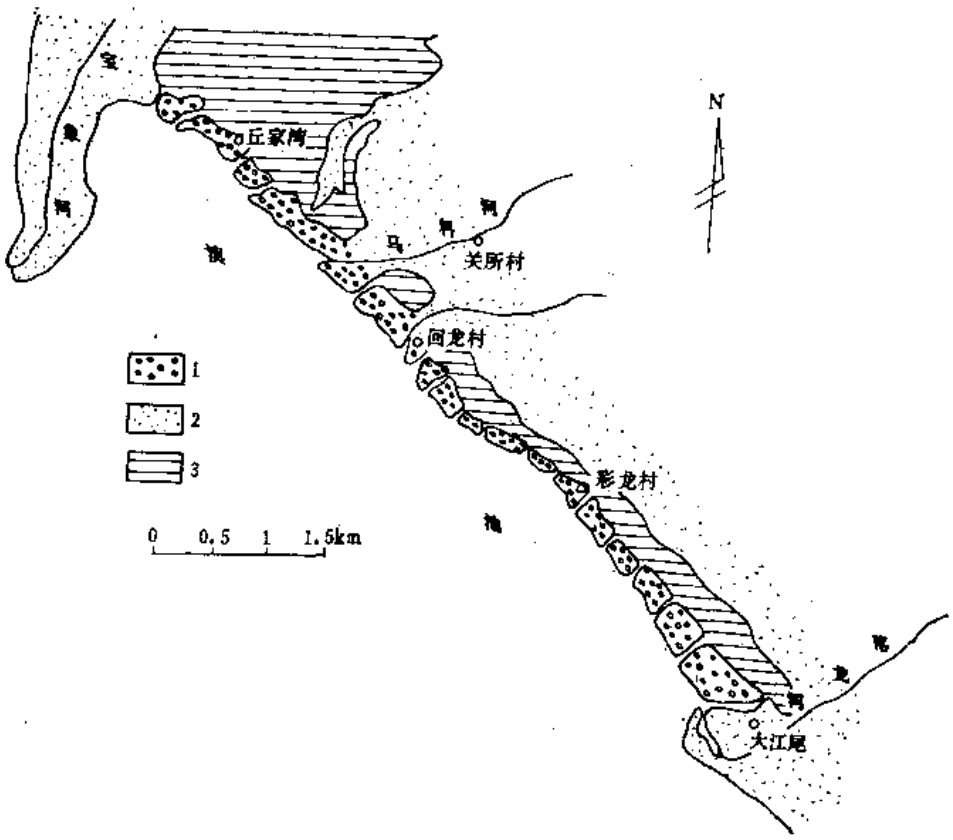


图 5-16 云南滇池西北岸障壁沙坝分布

1—障壁沙坝；2—三角洲；3—湖湾

（据中国科学院，1989）

造（如泥裂、雨痕、虫迹、冲迹等），与岸线平行可见壳屑层沉积。

3．浅湖沉积

浅湖地区位于枯水期最低水位以下，波基面以上的浅水地带。波基面深浅可因湖泊水体的大小而变，从几米至几十米。这一地带起主要作用的是传递到湖底的水面波动和湖流。面积小的湖泊中，浅湖与湖滨岸沉积难于区分。浅湖沉积多以粉砂岩、泥岩为主，有时有呈透镜体的细砂岩，多为浪成交错层理。浅湖由于营养较丰富，故生物繁盛，所以湖泊沉积中浅湖沉积较多，保存有较好的生物化石。

4．深湖沉积

深湖沉积是指波基面以下的深水环境沉积。它是湖面波浪和湖流影响不到的地带，因此为静水沉积。沉积物由于还原环境而呈黑或深灰色，大部分为致密均质泥岩，多为细薄水平层理，有时有明显的季节纹理，无底栖生物化石，多浮游生物化石。

5．重力流或浊流沉积

根据浊流沉积的特点及形成条件，可分为碎屑流沉积、高密度浊流沉积和低密度浊流沉积。

碎屑流沉积主要来自邻近山地的泥石流，有的陡岸湖泊，其岸边山地形成的泥石流直接进入湖泊水体中。高密度浊流沉积，主要是因为突发的灾变因素引起的水下崩塌、滑塌形成的深水浊流沉积；以砂泥互层为特征，具鲍马序列。低密度流主要是悬浮物质能保持稳定供应的密度流，主要是粉砂、粘土，明显地受季节性洪水的影响。

湖泊沉积速率快，在其演化中，都以逐渐填积淤浅、退缩、填满而告终。因此，湖泊沉积体系的垂向层序都是自波基面以下的细粒沉积开始，向上渐变为浅湖、滨岸、三角洲和河流等较粗粒沉积。有湖泊三角洲发育的地区，其底积、前积和顶积层层序明显，无三角洲沉积的湖泊层序，自下而上依次为深湖沉积、浅湖沉积及滨岸沉积。

二、湖泊沉积体系的成煤特征

湖泊沉积体系与成煤作用的形成和发育具有非常密切的关系。通常，湖泊沉积体系中湖泊三角洲地带和滨湖地带都是成煤的良好场所。无论我国中生代大型内陆湖盆或中新生代的断陷型的山间盆地内，其成煤的条件都反映了上述特征。

我国云南东部地区若干褐煤盆地，由于新生代第三纪时有利的构造环境及气候条件，在山间湖泊沉积体系的环境下，形成了如先锋、昭通、小龙潭等厚、巨厚的褐煤层。由于断陷构造的控制，湖泊明显地占据了构造盆地的绝大部分。成盆之初，受盆缘断裂的控制，边侧洪积、冲积扇较为发育，随着盆地的逐渐沉降，出现了广阔的浅水湖泊及滨岸地带。在整个浅湖地带及滨岸带，都曾多次沼泽化且持续时间较长，形成了巨厚的褐煤层。

昆明盆地为一较大型的断陷型山间盆地，面积约 1000km^2，形成于上新世，至今仍保持着山间湖盆的地貌形态。盆地内现有湖泊滇池水面约300km^2，平均水深 4 m，湖水西南有河外泄。盆地的北、东、南侧均有河流注入，并形成形态各异的三角洲，北部南盘江鸟足状三角洲已伸展到盆地西缘，在三角洲平原的废弃河道分布地带广布泥炭层（图5-15、图5-16）。盆地中泥炭的聚积主要与浅湖三角洲及滨湖洼地有关，分流河道间洼地与朵叶体间湾部位形成厚泥炭层。古滇池从上新世盆地形成初期的河流沉积发育阶段，到更新世早期湖泊沉积为主阶段，直至发展到更新世中、晚期延续至今，已因河流的淤填不断萎缩，边缘地带较多地出现滨湖和三角洲泥炭沼泽。

以我国东北中生代霍林河断陷煤盆地所建立的扇前和扇间浅水湖盆聚煤模式（李思田等，1988），反映出最有利的成煤部位属于扇前浅水湖盆环境，煤层厚度大，分布面积广，且稳定性好（图5-17）。

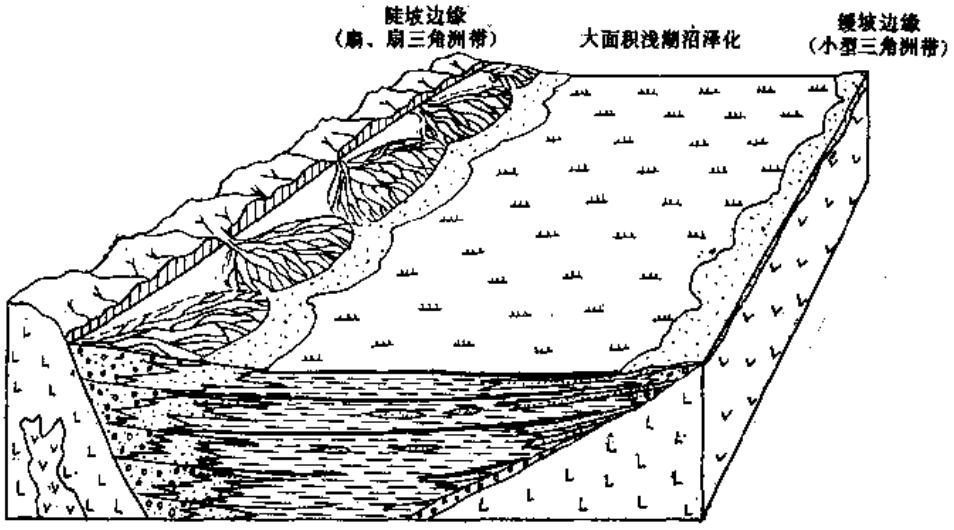


图 5-17　扇前和扇间浅水湖盆聚煤模式图

（据李思田等，1988）

第五节　三角洲成煤沉积体系

一般认为由于河流作用沉积在水体（海、湖）中的陆上和水下连续的沉积体，称为三角洲。通常是将河流入海的许多分道中，第一个分支以下的河流沉积地带，称为三角洲。

三角洲的形成过程受着多种因素的作用。其中，海洋作用与河流作用相对的强弱，在决定三角洲形态特征方面有着重要意义，可以形成许多不同的三角洲类型，其沉积特征也各异。Fisher 等（1969）划分出了以河流作用为主的高建设性的三角洲，以及以海洋作用为主的高破坏性的三角洲。按照河流作用的强度及沉积体的几何形态，前者又划分为伸长的鸟足状三角洲和朵状三角洲；按照海水的波浪和潮汐作用，海洋作用为主的三角洲又分为浪控三角洲和潮控三角洲。根据沉积物的沉积速度和构造下沉速度的关系，三角洲还区分为浅水三角洲与深水三角洲。

三角洲的沉积作用是一种动态的变化过程。在三角洲的建设中，一方面河流携带泥沙入海，使河口不断分叉、延伸，海岸线向海推进；另一方面，由于决口扇的发展，又使三角洲平原区域性地扩展，但分流河道向海推进过程不是无限制地发展，当河道延伸到一定长度后，其纵向比降减低到一定临界条件，河道末端就会出现改道，寻找新的入海口，被废弃的河口由于沉积物源的终断或减少而出现了三角洲的破坏时期。沉积在海岸带的泥沙在受到海洋作用的改造后，重新分配，建立新的平衡。河流与海洋作用的这种相互消长的连续过程，就会出现多种多样的三角洲类型。

一、三角洲沉积体系的沉积特征

（一）河控三角洲沉积体系及沉积特征

河控三角洲沉积体系中，河流作用是建造三角洲体系的主要因素。由于海洋的改造能力弱，河流注入的沉积物超过了海水的搬运与改造三角洲周边的能力，当河流水量稳定并具有较高的悬浮负载时，河流迅速向海方向进积，这样可形成有如现代密西西比河三角洲样式的鸟足状三角洲；当水流不稳定且又具高的底负载时，可形成朵状三角洲。

河控三角洲沉积体系是由三角洲平原沉积、三角洲前缘沉积、前三角洲沉积，以及三角洲朵体之间的三角洲间湾沉积构成。

1．三角洲平原沉积

三角洲平原是三角洲陆上低平的地带，主要是由活动的河道和废弃的河道，以及河道两侧的天然堤、决口扇和泛滥盆地等沉积组成。

分流河道沉积是由三角洲顶点以下，因河流频繁迁徙、改道，分流入海而形成。它与河流体系中的河道基本相同，但由于受洪水季节性影响，使流量、流速、携带沉积物总量变化大，大量淤积，引起频繁决口改道，因此废弃的分流河道较多。组成三角洲体系最主要的骨架砂体，在剖面上呈透镜状，在平面上呈分支状。我国现代黄河三角洲平原上，分流河道占面积的50％～60％以上。

天然堤沉积是由洪水漫溢在近河道外侧形成的沉积，且近河道粗而坡度陡，远河道细而缓，以粉砂质沉积为主。

决口扇沉积在河控三角洲体系中较为常见，建设三角洲的陆上部分有着明显的作用，特别是下三角洲平原地带，由于分流河道的天然堤发育不完全，因此决口扇更易出现。三

角洲平原上的决口扇可发育到相当大的范围，在决口扇冲入下三角洲平原分流间湾时，便形成一个新的三角朵体。

湖泊、沼泽、泥炭沼泽沉积广泛地分布于分流河道间地带，它们往往占据三角洲平原面积的大部分，这种分流河道间的洪泛平原，具有冲积平原的一般特征，但由于滨海地带受风暴潮影响，在冲积层内有时夹海相薄层沉积，这是与其有别的特征。

下三角洲平原上的分流间湾是位于河道间地带与海水勾通的微咸水体，主要是泥质的静水沉积。这种浅水海湾如果被分流河道的发展所封闭，就可形成浅水湖泊或浅水沼泽，其沉积常与决口扇沉积密切共生。

2．三角洲前缘沉积

三角洲前缘沉积是三角洲沉积体系的水下部分，分布于三角洲平原的向海一侧。它是河流与海洋作用最活动的地带，在三角洲沉积体系中沉积速度最快。由于海水波浪的簸选，沉积的砂质最纯，含重矿物也最多。三角洲前缘沉积中，主要由分流河口坝砂及前缘席状砂构成。

河流带来的砂质沉积于流速减弱的河口处，因而形成河口沙坝。在河口坝方向的终端，因仅在洪水期才有砂的堆积，因此颗粒较细，多由粉砂与少量粘土组成，称为远沙坝。

河口沙坝的形态，在平面上呈长轴顺河伸展的椭圆形，在剖面上呈双凸的透镜体（图5-18）。前缘席状砂分布于三角洲前缘带，尤其是边缘部分，是河口坝砂经海水作用再分布形成的。

3．前三角洲沉积

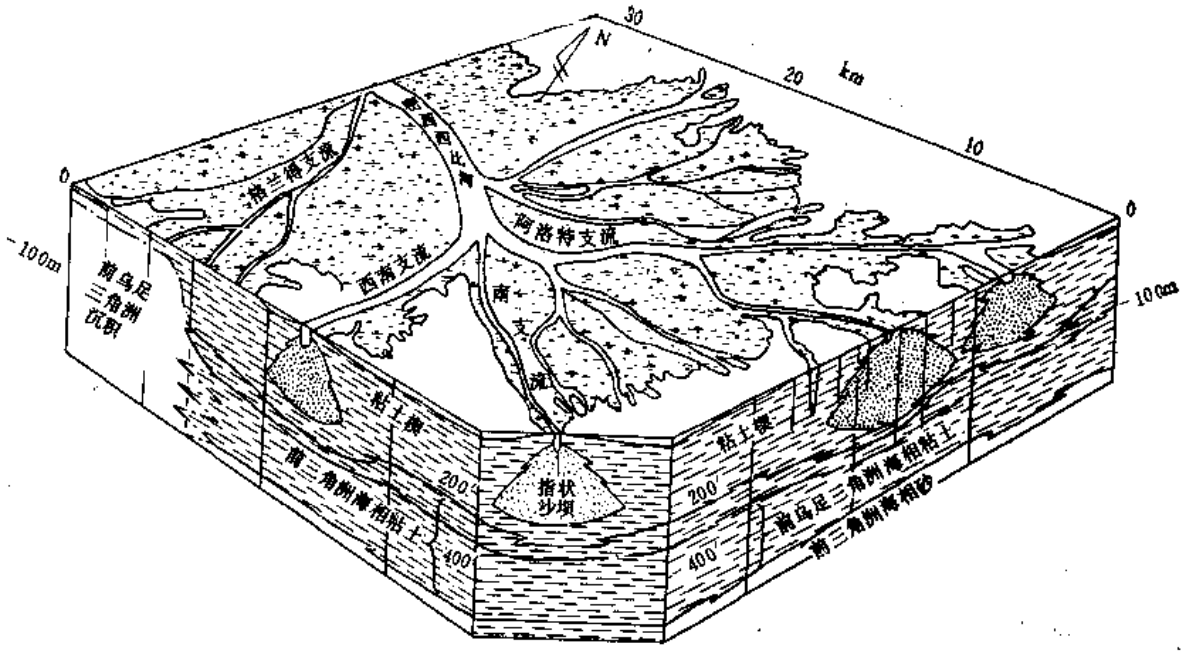


图 5-18　密西西比河指状沙坝、细粒沉积物及沼泽沉积分布立体示意图

（据Fisk等，1954）

前三角洲沉积主要由暗色含有机质的泥质组成，具水平层理，它是三角洲体系中最均匀且分布最广泛的沉积，可含海生动物化石，但门类稀少。从前三角洲平缓地向外延展，可过渡到陆棚沉积。

4．三角洲间湾沉积

三角洲间湾沉积是大型三角洲朵体间微咸水或近正常海水环境下的沉积。沉积物以泥质为主，可夹有石灰岩层或透镜体，含海相或微咸水化石。

河控三角洲在发育过程中不断向海进积，因而造成自三角洲陆上到水下各种环境沉积物的依序叠覆，形成三角洲建设阶段的垂向沉积层序（图5-19）。这种从下而上由细变粗再变细的层序特征，形成了判断河控三角洲沉积的重要依据之一。

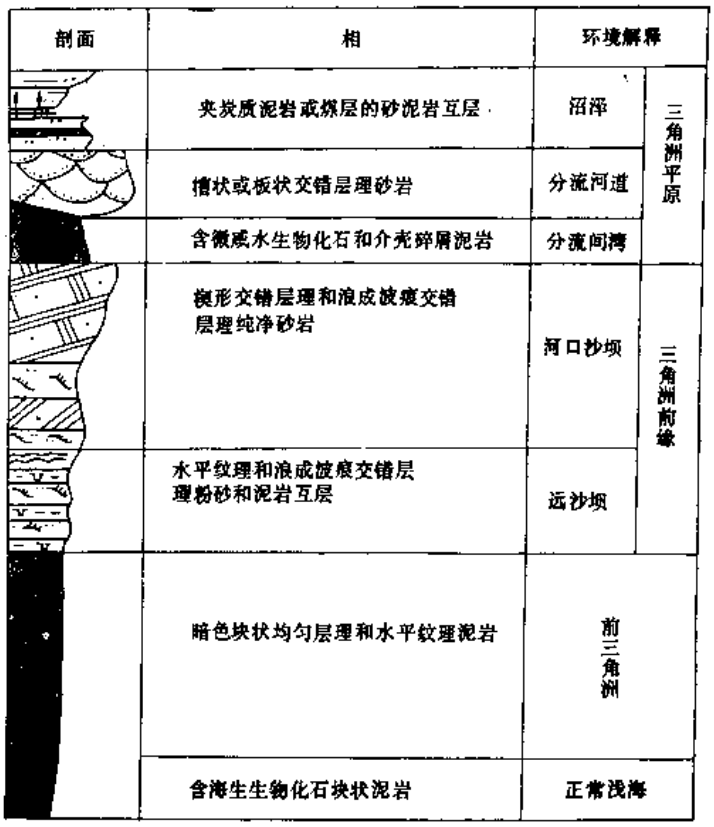


图 5-19　河控三角洲沉积的垂向层序

（据孙永传，1986）

三角洲的垂向层序中除了建设期层序外，由于三角洲的废弃，就出现了废弃时期的沉积（即破坏期的沉积）。三角洲废弃相沉积是已形成的三角洲沉积再受侵蚀破坏，形成的薄层海相夹层，如薄层灰岩、含海相化石或海绿石的薄层砂泥沉积，或暗色泥质岩层等，岩性在横向上稳定，往往成为划分三角洲沉积旋回的分界。

含煤岩系中的三角洲沉积体系多为浅水三角洲，它们与构造比较活跃的地质条件下形成的深水体中发育的三角洲有许多相似的特征。如我国华北晚古生代煤系及美国东部阿巴拉契亚区的石炭纪煤系，都形成于开阔陆表海的周边，这种浅水条件下形成的三角洲大多属于浅水三角洲。

河控的深水三角洲通常为鸟足状，分流河道相距较远，在三角洲形成过程中具有鞋带状或指状沙坝，有较厚的前三角洲泥沉积。河控的浅水三角洲多为朵状，分岔频繁，分流河道相距较近，因而河口沙坝连结成薄的席状砂体，河道常切割先成的三角洲沉积，前三角洲沉积很薄，因而自下而上变粗的层序也变得极不明显（图5-20），分流河道充填砂常常直接覆于间湾底部沉积物和海底沉积物上。

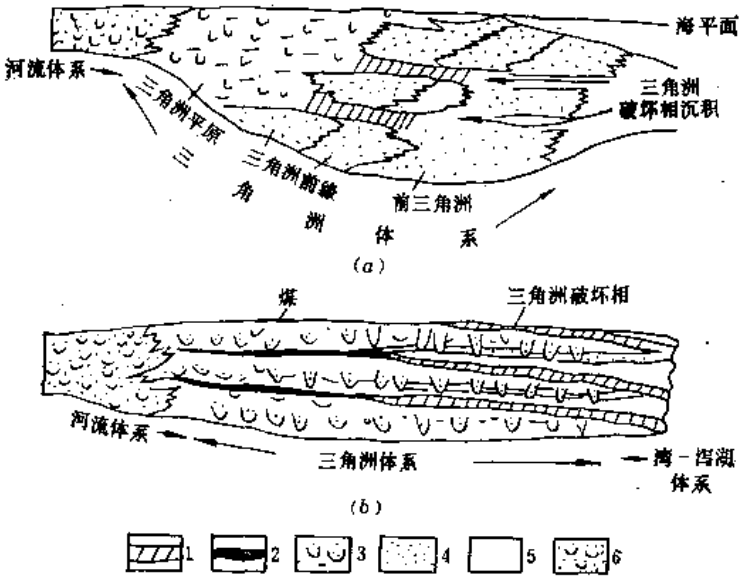


图 5-20 深水与浅水三角洲沉积的对比

a—深水三角洲沉积；*b*—浅水三角洲沉积
1—破坏相；2—泥炭沼泽相；3—三角洲平原相；4—三角前缘和前三角洲相；5—湾和泻湖相；6—河流相
（据Donaldson, 1974）

（二）浪控三角洲沉积体系及沉积特征

在海岸地带，海浪的作用不仅能直接搬运泥沙，形成具有特征形态的沙质沉积，而且它对浅水地带泥沙产生扰动，对河流带来的泥沙进行再改造和再分配，往往在三角洲前缘形成侧向范围很宽的海滩脊，脊的前缘是较陡的滨外斜坡。三角洲的形态常呈较为平滑的外突弧形（图5-21）。

浪控三角洲的进积作用是通过海滩脊的加积作用及河口沙坝的进积作用来实现。在这类三角洲平原上往往仅有为数不多的分流河道。

Galloway等（1983）对罗纳河浪成三角洲前缘沉积垂直层序作了阐述（图5-22）。最底部为泥质、粉砂质的前三角洲和陆棚沉积；向上过渡为泥、粉砂和砂互层的海滩—障壁沙坝远端部分，再向上过渡为海滩—障壁沙坝主体部分，由砂质沉积构成，下部为槽状交错层理，上部为低角度海滩冲洗交错层理；顶部多为三角洲平原沼泽、泥炭沼泽沉积，有时具分流河道砂质沉积。

（三）潮控三角洲沉积体系的沉积特征

河流流入强潮汐环境的海域，潮汐作用对三角洲的形成发挥了重要控制作用。强潮河口内和向海方向，潮汐的往复运动改造了河流携带的碎屑；涨潮时，潮水涌入河口，溯流而上，从而对三角洲平原上的河道沉积加以改造；退潮时，又将河道内的泥沙加以塑造，

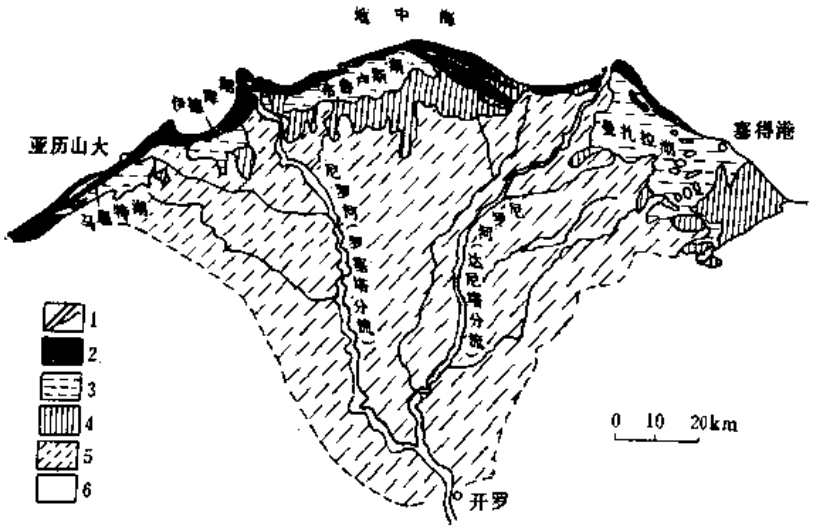


图 5-21 尼罗河浪控三角洲主要沉积环境

1—分流河道；2—海岸沙坝-海滨平原；3—湖沼；4—海岸低地（盐碱滩）；5—三角洲平原；6—陆架和前三角洲

（据高善明，1989）

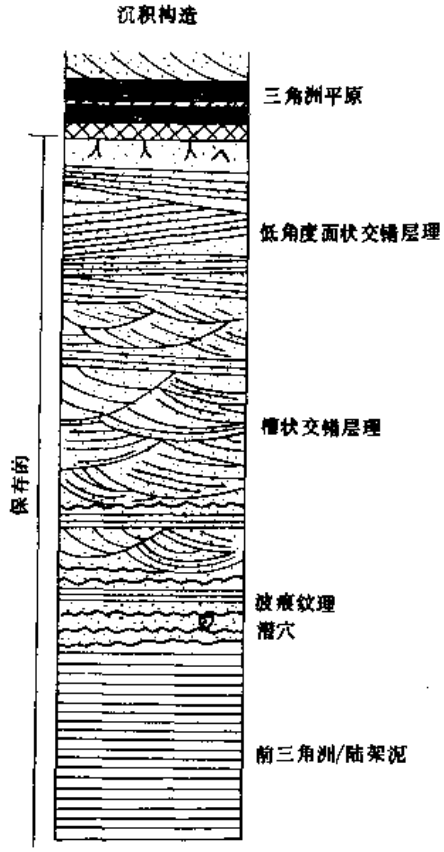


图 5-22 浪控三角洲滨海障壁砂体的一般垂直层序

（据Galloway等，1983）

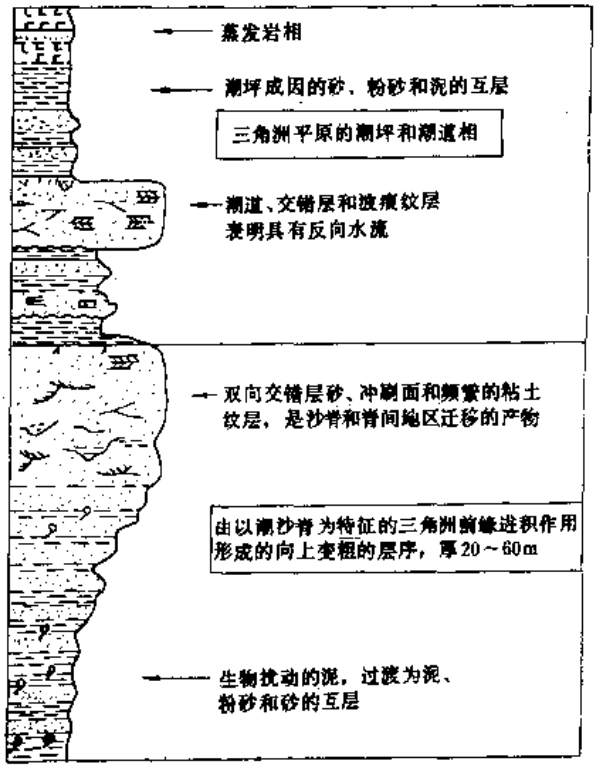


图 5-23 根据奥德河潮控三角洲得出的综合理想层序

（据Coleman等，1975）

在潮道内形成特有的砂质沉积。潮控三角洲与河控三角洲相比，主要的区别是：潮流作用下的砂体，具有海成的沉积构造特征；潮控三角洲具有双向平面结构，涨潮流把砂、泥聚集于河口的向陆地带，形成潮滩，落潮流把沙带向海内并形成水下潮流沙坝(或称沙脊)，且平行于潮流方向；有潮汐影响的河道地段，由于潮流的作用常呈顺直河道。潮控三角洲平原由受潮汐作用改造的分流河道及河道间地带的泻湖、潮沟、潮间坪组成。

潮控三角洲的垂向层序，明显地表现出潮汐作用的特征（图5-23）。

二、三角洲沉积体系的成煤特征

在各种类型三角洲沉积体系中，以河流作用为主的三角洲体系往往为成煤提供了更有利的条件。在不断推进的三角洲平原及三角洲前缘滨岸地带，都是泥炭沼泽发育的良好场所。三角洲朵叶废弃之后，低平的地势也成为良好的成煤场所。

Ferm (1974)，Donaldson (1974, 1979) 等，根据现代及古代成煤三角洲环境的研究，进一步将河成三角洲平原划分为上三角洲平原、下三角洲平原及其过渡带(图5-24)。

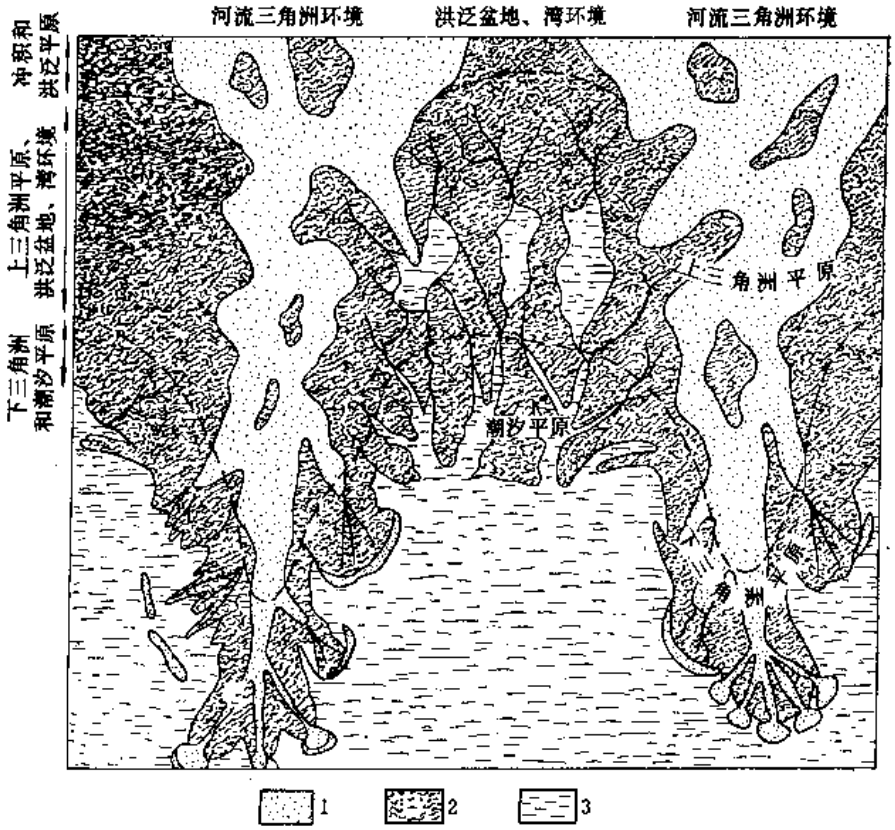


图 5-24 河流-三角洲及洪泛盆地-湾体系的沉积环境

1—河道砂、天然堤砂、决口扇砂、海侵沙岛、沙坝、沙嘴、沙滩；2—泥炭堆积；3—海水湾及湖泊
(据Donaldson, 1979)

上三角洲平原向河系的上源方向过渡为冲积和洪泛平原，以呈线带状伸展的透镜状砂体占优势，砂岩成分较复杂，粒度向上变细，有冲蚀界面，具明显的交错层。因此，本带显示了高能量河流作用特征，河道侧向迁移，明显多形成较宽的砂岩条带，与其共生的可以有煤层、根土岩、泥岩、粉砂岩等天然堤、岸后沼泽、洪泛盆地及淡水灰岩等湖泊沉积。

上三角洲平原地带，泥炭堆积的范围不甚广泛，但环境较为稳定，以淡水环境为主，

因而往往有利于森林泥炭沼泽的形成与发育，能形成较厚的煤层，煤层在河道间低洼处厚，短距离内变薄，沿沉积倾向（即平行河道方向）煤层连续性好，近河岸由于决口扇沉积而出现煤层分岔及灰分增高，多形成低硫煤。此外，分流河道的废弃，也为泥炭沼泽的扩展提供了有利条件。

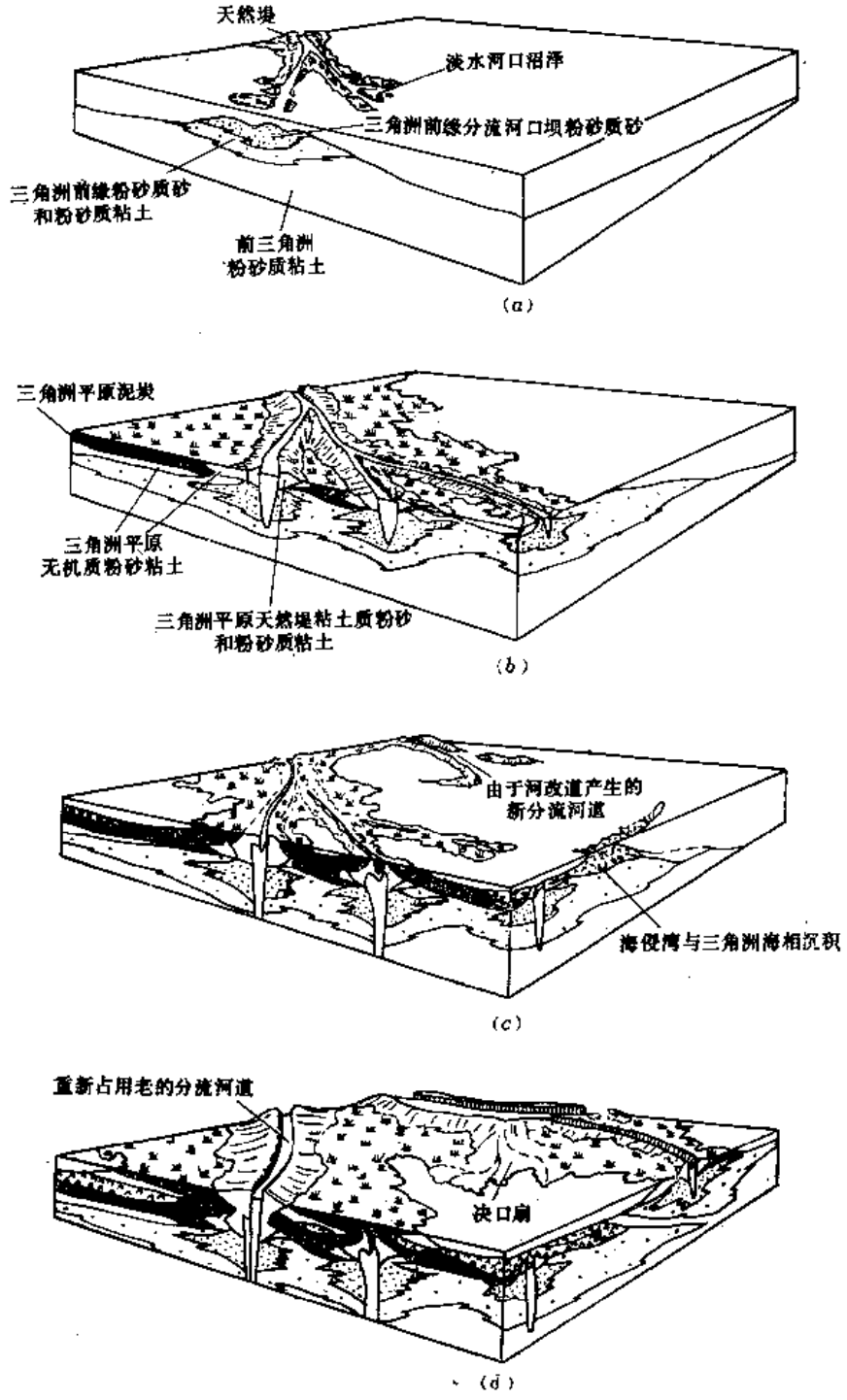


图 5-25　表明泥炭聚集位置的三角洲沉积的发展

a—初始进积；*b*—进一步进积而扩展；*c*—分流河道及海侵；*d*—旋回重现

（据Frazier等，1969）

下三角洲平原是河道显著分支、分流间湾发育的地带，也是海水及潮汐水影响比较显著的地带。下三角洲平原沉积由分流河道砂、分流河口沙坝砂及在侧向上共生的分流间湾沉积构成。其中，分流间湾沉积以深灰色至黑色泥岩为主，夹有不规则的灰岩及菱铁矿层。决口扇沉积可出现于分流间湾沉积内，湾的淤浅也能出现泥炭堆积，下三角洲平原中泥炭堆积多沿河道近堤岸地带分布，平行河道方向煤层连续性略好。由于煤层顶板多为海相沉积，因而硫分含量高。

在下三角洲平原，成煤条件从狭窄的近堤岸地带逐渐向分流间湾环境扩展。湾的浅化过程主要是由细粒的溢岸洪泛沉积、略粗的决口扇沉积，以及波浪、潮汐流海岸沉积充填淤浅的结果。浅的决口扇表面植被的发育，逐渐由草本沼泽发展成森林沼泽，而后再次出现溢岸洪泛沉积和决口扇沉积。如此反复，即可形成下三角洲平原中所特有的湾充填含煤层序。

在上、下三角洲平原之间的过渡带，分流间湾沉积物较薄，含有半咸水到海相动物化石，生物扰动构造发育与下三角洲平原相比，天然堤沉积较厚，而决口扇沉积发育程度较差。过渡带的分流间湾大部分已被沉积物所充填，从而为成煤提供了广阔的平缓台地，成为分布广、厚度大的泥炭层堆积场所。煤层总体沿沉积走向伸展，由于决口扇及分流河道的冲蚀，也可出现无煤带，煤的含硫量趋于中等。

三角洲分流河道因决口而改道，便出现了三角洲朵叶的变化，即由活动的建设性朵叶变为废弃的破坏性朵叶，在废弃的朵体上，由于压实作用，地势渐趋低洼，演变为泥炭沼泽发育的场所。这种条件的反复出现，于是形成了若干含煤沉积旋回（图5-25）。

浪控三角洲往往形成于平行岸线的滩脊，分布有沼泽及海湾环境，形成的煤层平行岸线延伸，在废弃河道及入海河口形成的煤层则垂直岸线分布，煤层局部被风暴冲越扇所冲蚀。

Galloway（1983）认为由于大潮差海岸的高沉积速率，以及频繁的高能量海水（波浪及潮汐等作用）的侵蚀和氧化，难以形成厚层泥炭。

第六节　滨岸带成煤沉积体系

滨岸带一般指滨海平原的外缘一直到海水浪基面以上的地带，它是狭长的高海水能量的环境，是一种海、陆交互的过渡地带。根据物源的来源特征，可以划分为陆源碎屑滨岸带及海盆内源的碳酸盐滨岸带。两者的沉积物补给不同，因此对成煤作用的关系也不尽相同。虽然内源碳酸盐滨岸带在其它条件有利时也能形成煤层，但有工业可采意义的煤层尚不多。这里主要介绍与成煤作用较密切的陆源碎屑滨岸带。

陆源碎屑滨岸带沉积物的补给，主要来自沿岸流搬运的远方河流沉积物、向陆搬运的大陆架沉积物、局部的陆岬侵蚀产物，以及小的滨岸水系携带的沉积等。滨岸带的特征主要是由海水的波浪能与潮汐能决定的，其中二者都与潮差直接相关。海岸地形的分布与三种潮差类型有关，即：潮差为0～2m的小潮差，海岸多为浪控海岸，障壁岛等有关环境较发育；大潮差海岸（4～6m）为潮控海岸，多出现具向海辐射线状沙脊的河口湾环境；中等潮差的海岸（2～4m），其特征介于前两者之间，发育低矮的障壁岛和广阔的潮坪或沼泽（图5-26）。

碎屑滨岸带的各种环境，如海滩、障壁岛、泻湖、潮坪、河口湾等，它们可作为其它

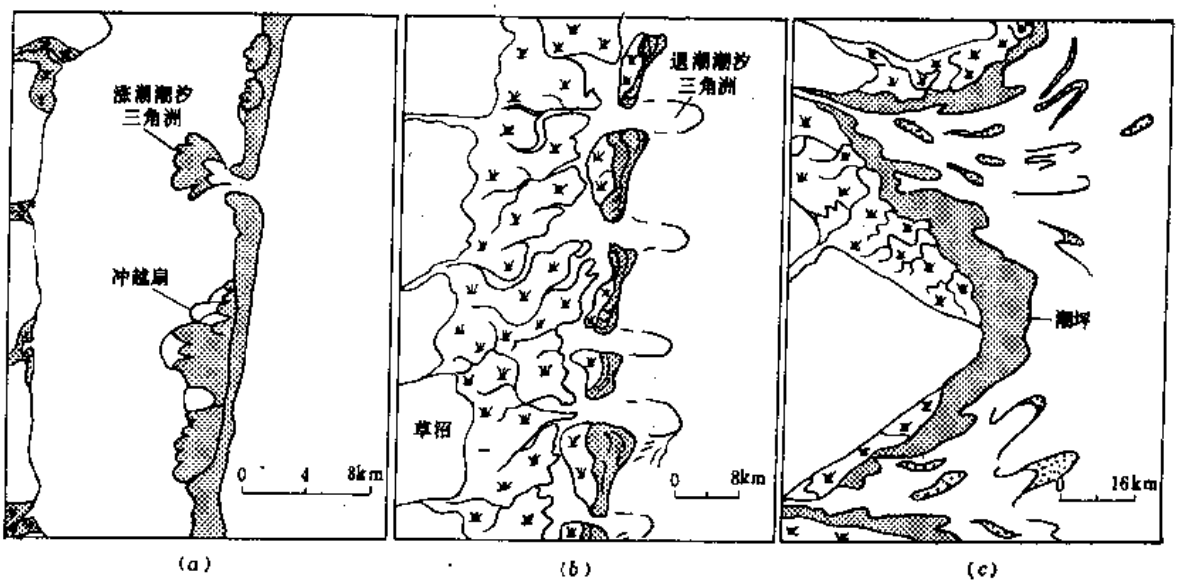


图 5-26 滨岸砂体几何形态与潮差变化的关系

a—小潮差；*b*—中潮差；*c*—大潮差
（据Barwis和Hayes，1979）

沉积体系的局部构成组分，也可组合成独立的滨岸带沉积体系。其中，障壁岛-泻湖体系是主要成煤沉积体系。这种沉积体系有陆源碎屑型，也有内源碳酸盐型。后者位于浅海海域内台地周边的滨岸带，其沉积作用以具有生物化学等特征而与陆源碎屑滨岸带有着明显的差异，对于煤的聚集来说后者更具重要意义。

一、障壁岛-泻湖沉积体系及其沉积特征

障壁岛-泻湖体系中，主要的沉积组成有：带状展布的砂质障壁岛沉积；位于障壁之后的封闭、半封闭水体（如泻湖）及其沿岸的潮坪沉积；障壁岛之间与广海相勾通的入潮口和其两侧的潮汐三角洲（图5-26）。

1．障壁岛沉积

障壁岛沉积包括临滨、海滩、风成沙丘、冲越扇沉积等，亦称障壁复合体。障壁岛多为顺海岸伸展的砂体，起着防护海水直接内侵的障壁作用，故而得名。临滨和海滩沉积分布于其向海一侧；风成沙丘是风力对障壁沙的改造产物，分布于障壁岛的中部地带；冲越扇沉积是因风暴涌浪而使海水漫越障壁岛顶部，在其向陆一侧堆积的产物，其复合体构成冲越坪，分布于障壁岛向陆一侧的外缘带。

2．入潮口与潮汐三角洲沉积

入潮口与潮汐三角洲沉积是在较大的涨落潮进出的主潮道附近形成的一些沉积，由于沿岸流的影响及涨落潮流的作用，大多具有特有的层序（图5-27）。Kumar等（1974）把下部以退潮流作用为主的沉积称为深潮道相；其上的沉积，多形成于入潮口边缘浅部，涨潮方向潮流作用影响明显，称为浅潮道相。

潮汐三角洲是由于潮流流速的突变，在入潮口两侧形成砂质沉积。潮差的大小，对于潮汐三角洲的形成、发育及形态都有明显的影响。中潮差地带，涨潮与退潮三角洲大致同等发育；小潮差地区，则往往以涨潮三角洲明显地具有相当优势，形成相当规模的沉积。

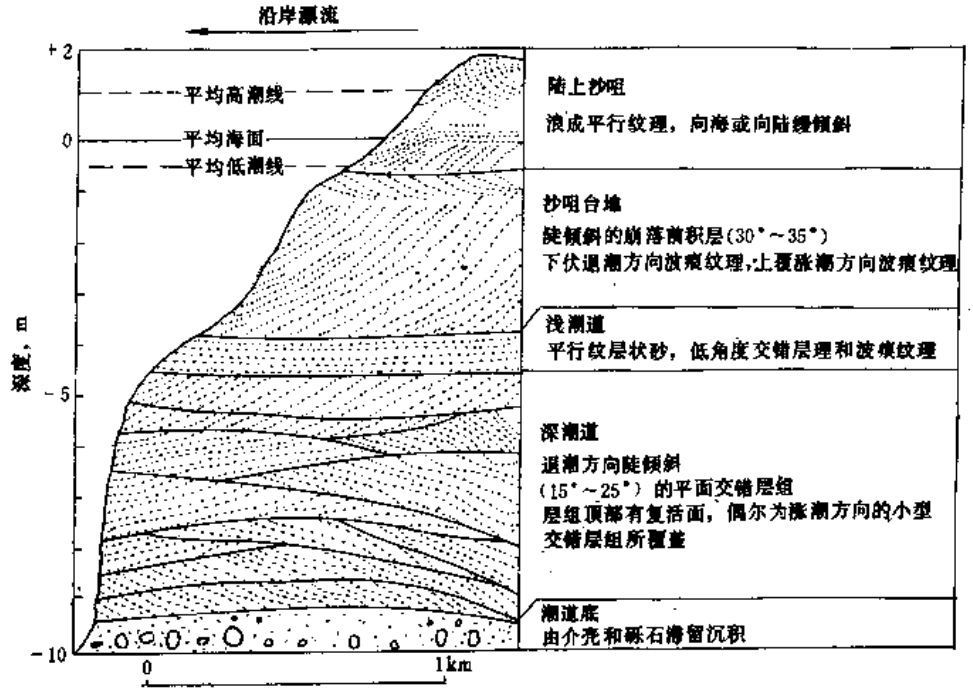


图 5-27 入潮口垂向层序和相特征

(据Kumar等，1974)

由于退潮三角洲位于向海一侧，因而除受到双向潮流的作用外，还要经受较多的海水波浪、沿岸流等作用，故交错层所反映的流向也多复杂。

3．泻湖、潮坪沉积

泻湖沉积多以泥及粉砂为主，通常含较多钙质，可发育透镜状或薄层石灰岩，多具细的水平层理，菱铁矿及黄铁矿结核常见，有特化的动物化石。

潮坪沉积在泻湖周边地带，是由潮汐作用形成的堆积。潮差愈大，在同样地形条件下潮坪分布越广。在大部分中低潮差的障壁-泻湖体系中，只形成较薄的潮坪层序。通常，潮坪沉积可分为潮上、潮间及潮下带，其中，潮间沉积多由浅而深的泥质沉积、泥砂质混合沉积及砂质沉积构成，分别称为泥坪、混合坪及砂坪，并形成砂泥互层的各种形态层理。

泻湖的淤浅过程总是伴随着其周边潮坪地带的扩展，最终为其所取代，因此形成了自下而上的泻湖潮坪沉积层序，表现在粒度上为向上变粗又变细的特征。通常，这种垂向层序特征都是以整个障壁岛-泻湖体系向海进积，即海退为背景；当海侵时，则出现与上述相反的层序。

二、障壁岛-泻湖沉积体系的成煤特征

Cohen和Staub（1979）曾研究了美国南卡罗来纳州障壁岛后的斯纳格底沼泽中泥炭堆积的发展阶段，Cohen等（1988）还研究了巴拿马一个典型障壁后泥炭的形成环境，均明显地反映了泻湖淤浅后沼泽化的发展过程。

障壁岛后泻湖充填形成的障壁岛后成煤模式，曾由许多学者加以阐明。Horne等（1978）以美国东部石炭纪煤系为例，提出了这种成煤层序（图5-28）。

在障壁后泻湖淤浅沼泽化形成的煤层，其长轴平行于沉积走向，即平行障壁岛砂体延伸

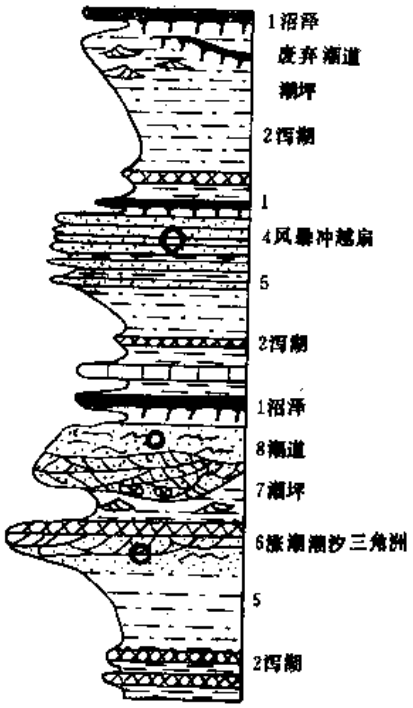


图 5-28　东肯塔基与南西弗吉尼亚石炭系中障壁后沉积综合垂向层序

1—煤、粘土质根土；2—粘土页岩具菱铁矿条带、灰岩、潜穴和化石；3—粉砂岩具石英砂岩透镜体；4—石英砂岩，具板状加积层理；5—页岩和粉砂岩，具潜穴，向下粒度变粗；6—石英砂岩，具交错层理；7—粉砂岩夹砂岩透镜体，具潜穴的菱铁质砂岩；8—石英砂岩，向上变细，具波状及交错层理

(据Horne, 1978)

方向，煤层分布较广泛，但由于成煤前的古地形及周期或成煤后期潮道的影响，厚度变化较大，煤层硫分含量较高。

Cohen（1984）通过对大西洋滨海平原的奥克费诺基泥炭沼泽的研究，提出了古障壁岛后成煤模式（障壁间成煤模式）。在美国大西洋沿岸滨海平原上，往往可以见到在废弃障壁沙脊之后，分布着较平坦且透水性差的粘土质沉积，这些微咸水沼泽沉积之上，都有泥炭层发育。在泥炭层与下伏沉积之间，往往具有明显的时间间断。

第六章　聚煤盆地构造

聚煤盆地是地史期聚煤作用广泛发育的沉积盆地。从地貌形态来看，通常是盆形积水洼地，适于沼泽植物的繁殖、堆积，并形成泥炭层，最后被沉积物覆盖、转化为煤层。聚煤盆地是一种特殊的构造形迹，出现于区域构造格架的一定部位和地壳构造演化的一定阶段。盆地的形成、演化具有特定的地球动力学背景，盆地的几何形态、沉积环境配置和聚煤作用不同程度地受到盆地构造格架和构造演化的控制。把盆地作为一个整体进行研究，盆地构造分析是一项基本内容，主要包括盆地基底构造和同沉积构造活动，盆地构造演化史，盆地形成的地球动力模式和盆地构造对沉积环境和聚煤带的控制作用。

第一节　聚　煤　盆　地

聚煤盆地是指原始含煤沉积盆地，聚煤盆地可以保持其原始沉积盆地的基本面貌，但大多数由于后期构造变动和剥蚀作用而被分割为一系列后期构造盆地。煤盆地是国际上较为通用的术语，其含义比较广泛，可以指聚煤盆地，也可以指后期构造盆地。

煤田和煤产地是我国煤田地质工作者习用的地质术语，二者都具有一定的生产实践含义。煤田一般是指在同一地质发展过程中形成的含煤岩系分布的广大地区，虽经后期构造和侵蚀作用的分割，但基本上仍连成一片或可以追踪，常常形成大型煤炭生产基地。煤产地是指煤田内由构造分割的赋煤构造单元，通常可对应于矿井或矿区范围。

含煤沉积往往仅出现于沉积盆地演化的一定阶段和一定部位，在时序和空间上可以过渡为含油、气或其它沉积矿产的沉积岩系，组成可燃有机岩沉积序列或沉积矿产序列。聚煤作用有时在整个沉积盆地范围内发生，有时只发育于大型沉积盆地的边缘地带，还常见这种现象：即随着沉积盆地的演化，含煤层段和聚煤带在盆地范围内发生时空迁移，含煤层序和非含煤层序在时间和空间上相互交替，共同构成盆地的地层格架。因此，应当把整个沉积盆地作为一个整体，分析煤层聚积、分布和迁移的规律。

一、聚煤盆地的形成条件

聚煤盆地的形成和聚煤作用的发生，是古气候、古植物、古地理和古构造等地质因素综合作用的结果。

植物遗体的大量堆积是聚煤作用发生的物质基础。自从地球上出现了植物，便有了成煤的物质条件，早古生代煤主要是由滨海—浅海藻菌类为主的低等生物所形成的，是一种高变质的腐泥煤。大约自志留纪末开始了由海洋向陆地的“绿色进军”，在滨海地带由原始陆生植物形成了泥盆纪的腐植煤。自泥盆纪开始，陆生植物不断发展、演化、更替，并由滨海地带逐步扩展到内陆，由原始陆生植物演化为种属繁多的高等植物。为了适应不同的生存环境，植物界逐渐形成不同的植物群落，出现了植物地理分区，为成煤提供了丰富的物质基础。石炭二叠纪、侏罗纪和白垩纪、第三纪成为地史上的几个重要聚煤期。地史期植物的演化表现为突变和渐变两种形式。突变期，在较短的地史时期中有大量新旧属种的更替，是植物进化的飞跃阶段；渐变期，植物属种比较单一，但扩展迅速，茂密成林，往往

是强盛的聚煤期。地史期的聚煤作用呈波浪式向前推进。

古气候是植物繁衍、植物残体泥炭化和保存的前提条件。地史期的聚煤作用主要发生于温暖潮湿气候带，而湿度是主导的因素。一个地区的气候往往与纬度、大气环流、海陆分布、地貌、洋流等多种因素的影响有关。纬度和大气环流形成全球性的气候分带，使聚煤带沿着一定的纬度展布，如横跨欧州、北美的石炭纪聚煤带。海陆分布、地貌等可形成区域性气候区，叠加在全球性气候带的背景上，形成不同规模的聚煤区。如环太平洋分布的第三纪煤盆地，明显地受到海洋潮湿气流的控制。聚煤盆地形成在潮湿气候带覆盖的地区，随着潮湿气候带的迁移，聚煤带和聚煤盆地也相应地发生迁移。如我国中生代聚煤盆地自西南向华北、东北的逐步迁移，就是以干旱带和潮湿带的同步迁移为背景的。

适宜的沉积古地理环境为沼泽发育、植物繁殖和泥炭聚积提供了天然场所。聚煤作用主要发生于滨海三角洲平原、泻湖-潮坪-障壁体系、冲积扇和河流沉积体系，以及大小不等的内陆和山间湖泊、溶蚀洼地等。从总体上看，泥炭沼泽往往分布于剥蚀区至沉积区的过渡地带，既受到剥蚀区位置、范围、性质、抬升速率和物源供应的影响，又受到沉积区位置、范围、沉降速率、稳定水体及其水动力条件的影响。因此，聚煤古地理环境是一个非常敏感的动态环境，只有在各种地质因素有利配合下，才能发生广泛的聚煤作用。地史期的成煤古地理环境是由滨海环境逐渐扩展至内陆环境。根据对全球被动大陆边缘地震地层的划分对比，证明很多盆地的沉积可以划分为不连续的沉积层序，并能在世界范围进行对比，全球性海面变化是形成这种旋回的唯一可能机制。Vail 等（1977）进而提出显生宙的海平面变化和旋回结构，为区域对比和古地理解释提供了依据。在地质历史时期，许多重要的聚煤盆地与陆表海、陆缘海密切相关。海面变化会引起大范围的岸线迁移，在海侵和海退过程中都可以有聚煤作用发生，但一般以海退趋势下出现的广阔滨海平原为泥炭层广泛发育的良好场所。

古构造是作用于聚煤盆地诸因素中的主导因素。从构造观点出发，可以把聚煤盆地看作一种特殊的构造形迹，即是说聚煤盆地在大地构造格架中占据一定部位，具有一定的几何形态和构造样式，与周围的其它各种构造形迹有着成生联系，可以归入某种构造体系。聚煤盆地是特定的区域构造应力场的产物，具有一定的地球动力背景。随着板块构造学说的提出和发展，特别是采用地震探测等新技术对大陆和大陆边缘现代沉积盆地的研究，提出了比较系统的现代沉积盆地的构造分类，从而使沉积盆地的研究建立在全球沉积和构造过程上。地壳的缓慢沉降是泥炭层堆积和保存的先决条件，含煤岩系由煤层和以浅水环境为主的碎屑沉积物组成，也是地壳边沉降、边堆积的结果。地壳的沉降范围、幅度、时期和速度，决定了聚煤盆地的范围、岩系厚度沉积补偿及沉积相的组成和分布。地史时期的聚煤作用常常出现于一场剧烈的地壳运动之后，聚煤盆地也往往分布于稳定陆块的前缘活动带，或隆起造山带的前缘拗陷带，形成巨厚的含煤岩系。聚煤盆地也常见于克拉通内部的活化拗陷区域或断陷带。因此可以说，聚煤盆地的形成与地壳一定程度的活动性有关，是地壳运动过程的产物。

古气候、古植物、古地理和古构造等因素，在一定地区或一定条件下都可能成为聚煤作用的决定性因素。一般来说，古气候、古植物条件提供了聚煤作用的物质基础，常作为聚煤盆地形成的区域背景来考虑；而古地理和古构造则是具体聚煤盆地形成、演化的主要控制因素。沉积盆地是沉积物搬运和沉积的活动舞台，各种动力条件，特别是流水作用，

扮演着十分活跃的角色，形成各种各样的沉积环境和沉积体系；构造因素则类似一幕影剧的导演，决定了各种沉积环境的配置和演化，构造的这种制导作用往往通过沉积作用和沉积环境而表现出来。

二、聚煤盆地的基本类型

根据聚煤盆地形成的动力条件，可划分为拗陷型、断陷型和构造-侵蚀型等三种基本类型聚煤盆地，三种基本类型之间还存在着各种过渡类型。

1．拗陷型聚煤盆地

拗陷型聚煤盆地亦称波状拗陷盆地。盆地的基底基本上为一连续界面，聚煤期地壳运动以宽缓开阔的波状隆起和拗陷为主，含煤岩系就形成于波状拗陷内。波状拗陷可能是地壳薄化引起的区域沉降，也可能是壳下物质活动引起的热沉降，或区域构造应力场造成的地壳波状变形。拗陷型聚煤盆地内部比较稳定和均一，但常常邻接活动构造带，受到各种板块边缘活动动力效应的波及，因此盆地边界构造对盆地的形成和演化有重要的影响。

聚煤盆地的基底界面可以是连续沉积界面，也可以是遭受长期风化剥蚀的间断面。在盆地形成演化过程中，基底脆性断裂变形不明显。拗陷型盆地的几何形态多呈圆形、椭圆形或湾口形，其横剖面有些是对称的，有些则不对称。盆地的规模可大可小，大者可达数十万平方公里。含煤岩系的形成主要受缓慢沉降过程所控制，沉降中心一般位于盆地的中部。大型陆表海或内陆湖盆，含煤岩系主要发育于滨岸地带，以侧向进积为主，常表现为快速海退旋回，随着水域进退可形成一系列含煤沉积楔形体，地层剖面中沉积间断和河流冲蚀、再造层比较发育，构成相当复杂的盆地充填层序。盆地中部距陆源区较远，往往出现欠补偿环境，可能过渡为含煤层序与碳酸盐或深水泥质岩层序的交替，呈现大体对称的旋回结构。盆地的沉积中心与沉降中心可能不一致，最大沉积厚度带往往是陆源供应充分的进积三角洲叶体。拗陷型聚煤盆地含煤岩系的岩性岩相和含煤性比较稳定，并沿走向和倾向作有规律的渐变；沉积物成熟度高，经过了流水的远距离搬运和再分配；旋回结构清晰，煤层发育比较广泛、稳定，易于对比；陆源区和含煤沉积区相对高差不大，因而盆地的边缘相一般表现为河流沉积物的显著增加。

大型拗陷聚煤盆地内部常常发育次一级隆起和拗陷，对沉积岩相、沉积厚度和聚煤作用有显著影响，在盆地演化过程中次级隆起和拗陷可以发生转化或迁移，相应地造成岩相的变化和岩相带的迁移。由于拗陷型盆地具有构造相对稳定的特征，所以流水搬运起着十分重要的作用，河道沉积构成盆地沉积体系的骨架，流水型式和水动力条件往往决定了岩性岩相和厚度分布。因此，在利用相-厚度法分析盆地构造时，应当充分考虑流水动力因素的影响。

我国华北石炭二叠纪聚煤盆地是一个比较典型的波状拗陷型聚煤盆地、一个克拉通内沉积盆地。盆地南、北两侧分别以秦岭—大别和阴山活动构造带为界，总体为一个由西北向东南缓倾的箕状盆地。盆地的基底为中奥陶统侵蚀界面，盆缘局部地段为寒武系或震旦系。华北石炭二叠纪煤系由一个完整的海侵—海退旋回组成。在海域不断扩张的总趋势下形成以泻湖、潮坪—障壁体系为主的早期聚煤环境，以稳定的薄—中厚煤层和浅水碳酸盐岩层的广泛发育为特征，旋回结构清晰，煤层易于对比。晚石炭世中晚期，海域范围最大，在盆地北缘山前地带发育厚煤层。大约自晚石炭世晚期，由于内蒙—大兴安岭海槽渐趋封闭，盆缘隆起带多河系携带的大量陆源碎屑注入盆地，开始了盆地范围的海退期。在

海退的总趋势下，形成以浅水进积三角洲为主体的晚期聚煤环境。中—厚煤层广泛发育，煤层稳定性较差，常见沉积间断和河流冲蚀现象。整个聚煤盆地内含煤岩系的岩性岩相和富煤层段、聚煤带呈现规律性变化，大体为“东西向成带，南北向迁移”的总格局（图6-1）。

2．断陷型聚煤盆地

断陷型聚煤盆地的基底为不连续界面，成盆期地壳运动以块状断裂运动为主。断陷盆地可以是由地幔隆起诱发的表层引张作用而产生的地堑型盆地，也可以是由伸展作用所产生的正断层系而形成的半地堑型盆地，或者是由走向滑动断层所派生的垂向分量而形成的拉分盆地。盆地的边缘常常存在主干断裂，对盆地的形成和演化起控制作用，基底断块的旋转、滑落是盆地形成的主要动力方式。

盆地的基底界面一般为不整合构造-剥蚀面，并被先成断裂系所切割。盆地一般呈狭长几何形态，其延伸方向与控制性断裂的展布方向相一致。盆地的横剖面一般不对称，沉降中心靠近主盆缘断裂一侧。单个盆地的范围有限，但常常按一定方位和组合型式成群成带出现，构成盆地群，且具有相当可观的规模和煤炭储量。含煤岩系的形成，主要受断裂作用及基底断块旋转、沉陷的控制。由于主干断裂的间歇性活动和基底断块的差异沉陷，导致极其复杂的构造-岩相样式。含煤岩系向盆缘断裂一侧倾斜和增厚，盆地内部的基底断裂系对沉积岩相、厚度有明显控制作用，尤以盆地发育的早期阶段最为显著。盆地的充填序列一般为双层结构，以代表非补偿盆地的湖相泥岩段为基准：可划分为下、上含煤组，分别代表断陷聚煤盆地的不同演化阶段，一般以湖泊淤积基础上形成的上煤组为主。含煤岩系的岩性岩相变化剧烈，对比困难。靠近盆缘断裂的内侧发育粗碎屑冲积扇，煤层和煤层组沿走向形成富煤带，沿倾向与盆缘冲积扇呈犬牙交错，急剧分岔、变薄、尖灭。断陷型聚煤盆地中常形成巨厚煤层，最厚可达200余米。

断陷型聚煤盆地在演化过程中，常常发生超覆扩张和退缩分化。通常，表现为由盆缘断裂一侧向盆地单斜基底一侧超覆。大型断陷盆地可能由下伏断陷亚盆地和上覆断陷-沉降盆地组成不同沉积-构造层次，代表断陷盆地的不同演化阶段。在盆地的演化过程中，也可能发生动力作用性质、方向和方式的转化，诱发基底断块产生反向运动或走向滑动，从而在一定层位产生次级同沉积构造，控制了上覆岩系的岩性岩相和厚度变化。

我国内蒙古霍林河煤盆地是一个半地堑聚煤盆地，盆地沿北东向延伸。晚中生代含煤岩系与下伏火山岩系为假整合接触，基底为石炭二叠纪浅变质岩系。盆地西北缘为盆缘主断裂。盆地自下而上可划分为六个岩段，由冲积扇粗碎屑岩—深湖泥质岩—冲积、湖泊含煤岩组构成一个大型沉积旋回。含煤岩系总厚1600m，由东南向西北增厚，粗碎屑岩主要分布于西北翼盆缘断裂内侧。煤层最大厚度位于盆地中部；向西北翼煤层层间距加大，分岔、变薄和尖灭，与粗碎屑岩楔形交错；向东南翼煤层有合并现象，煤层层间距减小，层数减少（图6-2）。富煤带与岩相带一致，平行盆地长轴方向延展。

3．构造-侵蚀型聚煤盆地

地质外营力（如河流、冰川、风等）的侵蚀和溶蚀作用形成的地形洼地，称为侵蚀盆地。在适宜的气候、水文条件下，洼地可以沼泽化而堆积泥炭。堆积作用主要是将侵蚀或溶蚀洼地填平补齐，含煤沉积厚度仅数米至数十米。沉积于沉积间断和剥蚀面上的含煤岩系，其底部层段和煤层常常具有这种填积特征。如我国云南东部的宣良、霑益等地的早石

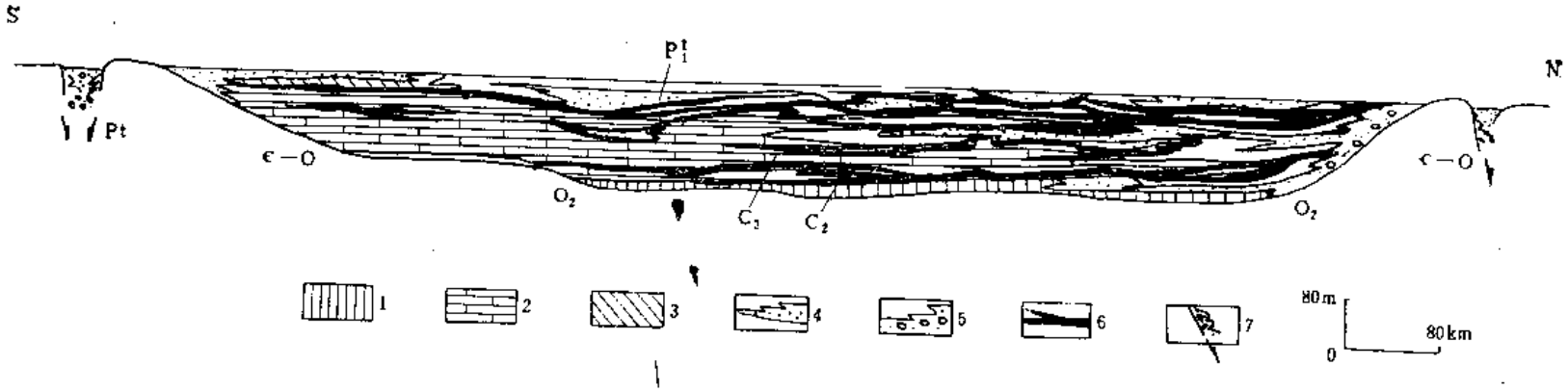


图 6-1 华北石炭二叠纪煤盆地沉积-构造剖面示意图

1—泻湖-滨海铁铝质沉积；2—泻湖-障壁含煤沉积；3—海湾、潮坪含煤沉积；4—浅水三角洲含煤沉积；5—冲积扇-河流含煤沉积；6—煤层；7—断陷盆地

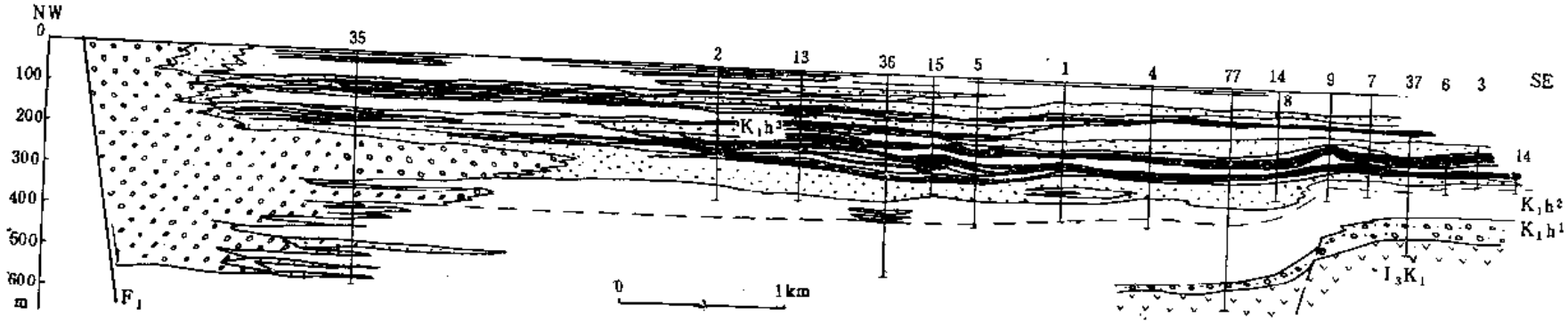


图 6-2 内蒙霍林河下含煤段沉积断面图

（据李思田等，1988）

炭世含煤岩系直接超覆于泥盆系侵蚀面上，煤系厚度很薄，一般为数米至数十米。煤层赋存于剖面下部，含煤1～3层，层厚0.3～1.0m，局部可达10m。煤层发育明显地受古地形的影响，煤体呈透镜状，延伸不远即行变薄、尖灭（图6-3）。

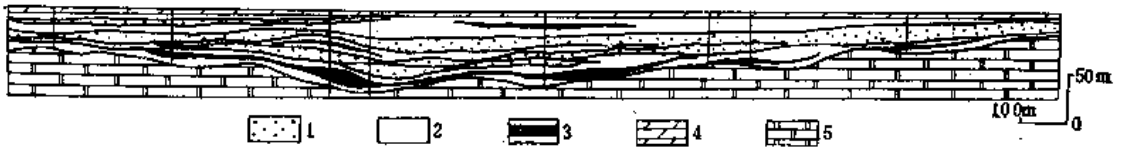


图 6-3 云南霑益天生坝煤矿含煤沉积剖面

1—石英砂岩；2—泥岩；3—煤层；4—泥灰岩；5—白云岩（D_2）

（据《中国煤田地质学》，1980）

侵蚀盆地内含煤岩系的不断堆积必须以区域性沉降为构造背景。流水侵蚀和溶蚀是盆地形成和扩展的直接动力，提供了聚煤作用的场所，且流水体系是盆地覆水程度和泥炭沼泽发育的重要控制因素。区域性的缓慢沉降，提供了含煤岩系堆积、加厚的构造条件，即所谓构造-侵蚀盆地。这类盆地虽然数量不多，但有时却赋存巨厚煤层。

上述三种聚煤盆地基本类型是一个连续系列，常见各种过渡类型，特别是拗陷型和断陷型的过渡类型，称断拗型聚煤盆地。随着近代深层地震探测技术的应用和发展，证实基底断裂和地壳、岩石圈断裂是很多沉积盆地形成的控制性构造，这是在探讨聚煤盆地类型时值得注意的动向。此外，聚煤盆地的基本类型只是最一般性的概括，并不是系统的聚煤盆地分类。聚煤盆地的构造分类应当与盆地所处的构造部位和构造环境联系起来。

第二节 聚煤盆地基底先存构造及成盆期同沉积构造

盆地基底先存构造是指盆地形成之前基底岩系中已经存在的各种构造形迹。基底先存构造对盆地几何形态、水系样式和盆地早期的构造格架等有重要影响，某些基底先存构造形迹也可能发生再活动，而成为成盆期同沉积构造系的组成成分。成盆期同沉积构造泛指盆地充填过程中对盆地形成演化起控制作用的基底构造和影响岩性岩相和厚度分布的盆地内部低级别构造。成盆期同沉积基底构造活动是盆地形成、演化和构造格架的主要控制因素，它与基底先存构造可能属于不同的构造旋回，形成于完全不同的动力作用方式和方向。同沉积基底构造可以追踪先存构造形迹，其发育部位、延展方向受到先存构造的制约；也可以是新生的构造系，穿切基底先存构造形迹，或迁就、利用、包容先存构造形迹，使其作为新生构造系的组成成分。

一、盆地基底先存构造

盆地基底和盆地充填岩系之间常常存在构造-剥蚀面。盆地基底性质、界面特征和先存褶皱、断裂等构造形迹，对盆地的几何形态、构造格架、沉积环境单元配置和早期充填序列有重要影响，是盆地构造分析的重要内容。

1．基底先存褶皱

克拉通内聚煤盆地的基底界面常常是构造-剥蚀界面，可能存在先存宽缓褶皱，这可以通过钻探和物探手段填绘基底界面古地质图加以圈定。但由于基底界面被上覆沉积岩系

埋藏，因此基底界面的性质和褶皱形态不易精确确定。基底先存褶曲是聚煤盆地形成前的古构造形迹，可以借以推断古构造的动力作用方式和方向，追索区域构造演化史和聚煤盆地形成的构造背景。在长期风化剥蚀过程中，基底先存褶皱可能造成地貌差异，控制区域水系，在盆地形成的早期阶段对沉积环境产生显著的影响。在盆地演化过程中往往表现出一定的继承性，影响含煤沉积岩性岩相和聚煤带的展布。如我国四川盆地，晚三叠世含煤岩系与下伏基底岩系之间为微角度不整合（图6-4）。中三叠世末的印支运动形成北东向泸州—开江宽缓背斜，经长期风化剥蚀后，核部出露中三叠统嘉陵江组，两翼残留中三叠统顶部的雷口坡组。晚三叠世含煤岩系形成过程中，这个大型宽缓背斜没有明显的显示，其西翼的古华蓥山断裂为沉积厚度梯度带和岩性岩相变化带，西部为稳定湖盆区，东部为河流冲积平原区。

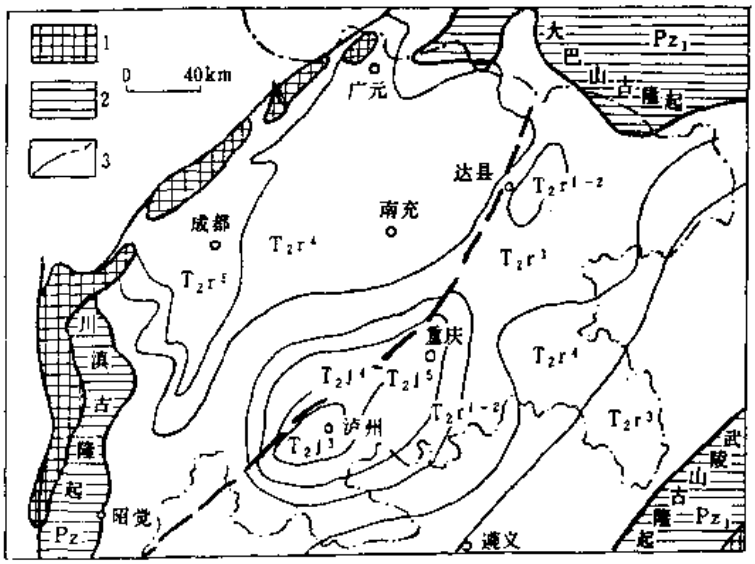


图 6-4 四川盆地晚三叠世前古地质构造略图

1—前震旦系；2—早古生代古隆起；3—古断裂；T_2l—中三叠世嘉陵江组；T_2r—中三叠世雷口坡组

（据成都地质学院地质力学研究室，1976）

2．基底断裂和断裂带

张文佑（1984）依据穿层深度和地质、地球物理标志将断裂和断裂带划分为：岩石圈断裂、地壳断裂、基底断裂和盖层断裂。这里所说的聚煤盆地基底断裂包括了上述各种类型的断裂，且以地壳断裂和基底断裂两种类型为主。

基底先存断裂和断裂带是地壳的薄弱带，也常常是不同构造单元的分划性构造，具有长期和多次活动的特点。断裂和断裂带沿一定方位延伸，构成聚煤盆地的边缘或轴部控制性断裂。在地貌上表现为狭长的槽地，在聚煤盆地发展过程中，作为成盆期同沉积构造控制了盆地的演变和岩相带的分布。基底断裂和断裂带可根据下列标志加以识别：

（1）基性或酸性岩浆岩带或呈串珠状分布的岩体连线。

（2）裂谷型沉积盆地和地堑盆地的伸展方向或串珠状沉积盆地连线。

（3）地热异常、热液矿化和煤的高变质带。

（4）沉积盆地边界巨厚的冲积扇带，狭窄的特殊岩相和厚度梯度带。

（5）温泉、湖泊等的线状分布。

我国东北地区早第三纪聚煤盆地明显地受到基底断裂带的控制，沿抚顺—密山断裂带和依兰—伊通断裂带发育两个煤盆地群（图6-5）。单个煤盆地呈狭长几何形态，长轴方向与断裂带方向基本一致，岩相带和富煤带的展布与盆地长轴方向也大体相当。各盆地沿基底断裂带呈串珠状等距排列，十分醒目。以抚顺—密山断裂带为例，北起黑龙江省的虎林，南至辽宁省的沈阳地区，延伸约700km，由北而南为：虎林、平阳镇、敦化、桦甸、梅河、清源和抚顺煤盆地等。煤盆地的基底岩系主要为前震旦变质岩系，抚顺煤盆地的主煤层直接位于底部含煤玄武岩、凝灰岩组之上。抚顺—密山、依兰—伊通断裂带附近煤矿区的地温梯度较大，双鸭山尖山子矿为3.6℃/100m，辽源为3.4℃/100m，抚顺为3.0～4.6℃/100m。由于深断裂带中、新生代以来地温较高，所以煤的变质程度也比邻区同时代煤为高，抚顺和依兰煤盆地的早第三纪煤变成具有粘结性的低变质烟煤，其镜质组反射率R°_{max}值已达0.55%～0.67%。

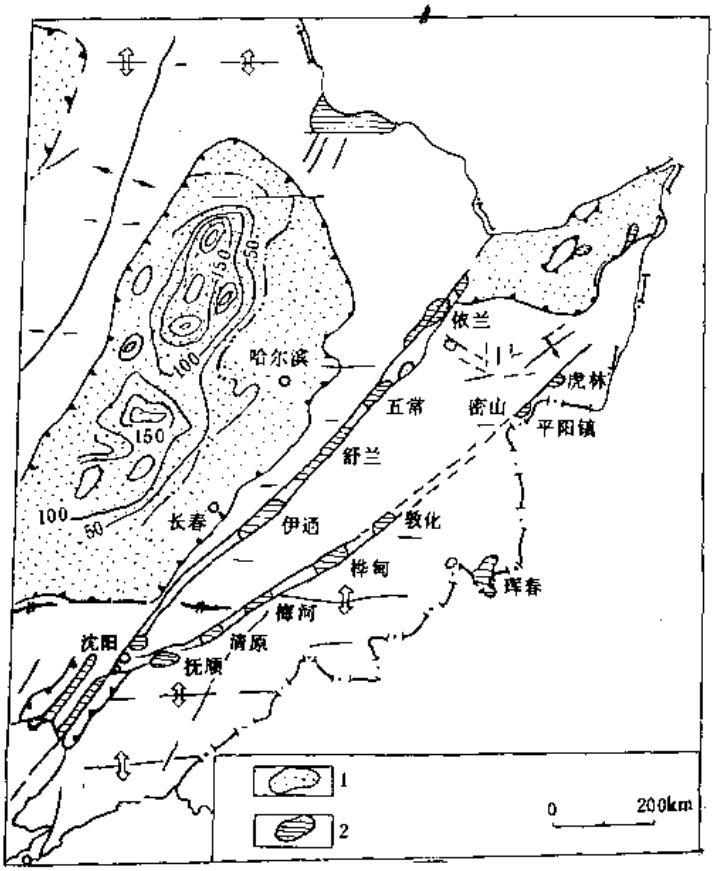


图 6-5 东北早第三纪煤盆地群

1—新生代拗陷；2—早第三纪煤盆地

（据《中国煤田地质学》，1980，简化）

3．基底先存断裂网络

聚煤盆地的基底可能被不同方位的几组断裂所切割，构成基底先存断裂网络。这些断裂主要为基底断裂和盖层断裂类型，将盆地基底分割为三角形、菱形或四边形的楔状或柱

状断块，深刻地影响着盆地的形成和演化。基底先存断裂网络具有以下主要识别特征：

（1）煤盆地大多呈三角形、菱形、四边形几何形态，由不同方向的盆缘断裂构成边框。

（2）盆地内相对抬升断块和陷落断块交错配置，形成次级断陷和断隆，因之存在一系列沉降、沉积中心，尤以盆地发育的早期阶段最为显著，可能形成相互分隔的亚盆地。

（3）盆地外围基底岩系出露区发育不同方位的断裂系，其构造样式可与推测的盆地基底断裂网络相类比，邻近盆地的较大规模断裂可追踪至盆地内部。

（4）主盆缘断裂一般呈锯齿状或波状，这是由于追踪其它方向断裂所形成的。

（5）沿盆地轴向和倾向岩性岩相变化剧烈，各区段含煤性差异显著。

云南昆明盆地是一个经过较为详细研究的第四纪褐煤盆地（黄发政，1984），盆地的基底界面为一古夷平面，并具有厚层风化壳。基底为震旦、寒武系构成的复式背斜，并被多组断层所切割（图6-6）。南北向伸延的西山断层为西侧盆缘断裂，具有走滑断层性质，并将区域北东向F_4、F_6和北西向F_6、F_7断层围限的菱形地块分割为两个三角形块体，西侧隆升为山，东侧陷落成盆，共同构成盆地的基本构造格架，并决定了冲积扇、三角洲和湖泊、沼泽沉积环境的配置。盆地的形成和演化受上述三个方向断层切割的基底断陷和断隆的控制。盆地形成的初期，沿先存断裂形成河谷，局部裂陷断块形成孤立的湖盆或洼地；而后超覆扩张，湖面加宽，由于河流淤浅作用而形成沼泽，在不同方向断层形成的断陷复合部位，出现断陷中心和聚煤中心。基底先存断裂的复活是因区域性走滑断层所产生的局部伸展构造环境所诱发的，因此盆地基底断块的相对运动常具有反向特征，即成盆期前为正向隆起单元，成盆期则表现为负向断陷单元。盆地外围的地貌和新构造运动形迹可以提供十分重要的盆地基底构造信息。

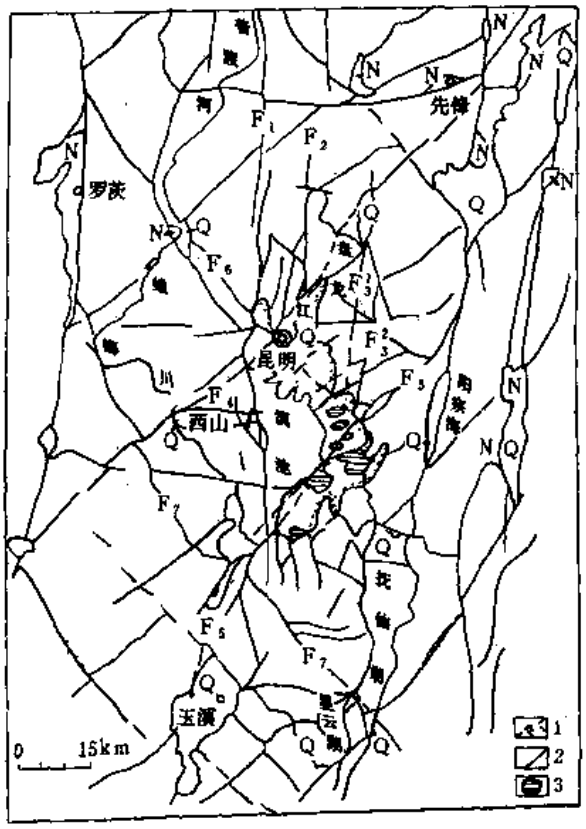


图 6-6　昆明盆地构造格架

1—控制性断裂及编号；2—次级断裂；3—基岩剥蚀残丘

（据黄发政，1984）

二、成盆期同沉积构造

成盆期同沉积构造是指在盆地形成演化过程中与含煤沉积同期的构造活动和构造形迹，又称聚煤期古构造。它包括同沉积褶皱和同沉积断裂两大类。

（一）同沉积基底隆起和拗陷

同沉积隆起和拗陷，实际上是盆地基底不均衡沉降的表现，主要通过沉积厚度和岩性岩相的差异而反映出来。同沉积隆起和拗陷不能作为具有一定力学性质的结构面对待，因

而也不能据以直接恢复构造应力场。有的同沉积隆起或拗陷一直延续至聚煤期后，并在后期构造过程中成型为背斜或向斜，这时便可确切地定名为同沉积背斜或向斜。

同沉积隆起和拗陷常相邻伴生，在补偿沉积盆地的条件下，沉积物厚度向同沉积隆起脊部显著变薄，向拗陷槽部增厚，这种变化反映了沉降幅度的差异。岩性岩相的变化规律必须联系整个聚煤盆地的古地理景观加以鉴别，例如在陆相环境下，当河流沿拗陷槽地发育时，较快的盆地沉降得到充分的陆源补偿，沿同沉积拗陷堆积了河流相粗碎屑沉积，而沉降速度较慢的同沉积隆起部位则为静水条件下的湖沼相细碎屑沉积；相反，在非补偿条件下，同沉积拗陷可能出现湖泊相细碎屑沉积，而同沉积隆起部位则为浅水粗碎屑沉积。在实际工作中，一般侧重于圈定同沉积隆起或同沉积背斜，其主要识别标志如下：

（1）含煤岩系或层段厚度显著减薄。

（2）沉积间断面频繁，代表浅水环境的层面流水构造和胶结硬化的风化壳发育，流水再搬运作用显著。有时隆起于沉积界面之上，导致某些层段的缺失，或成为局部陆源区。

（3）沉积超覆现象明显，沉积剖面旋回结构不对称。海退部分沉积物由于遭受剥蚀和再搬运而显著减薄，因此旋回曲线显示快速海退。

（4）岩性岩相发生明显变化，一般为粗碎屑岩分布区；有时则为粘土岩或泥炭沼泽沉积持续发育区，煤层向同沉积隆起或同沉积背斜合并；向拗陷带分岔，各分岔煤层与合并后的厚煤层的相应分层可以对比。

（5）煤层底板根土岩比较发育，反映较长时间的暴露和较深的风化层。

我国华北石炭二叠纪聚煤盆地晚石炭世太原组厚度大体由北西向南东方向加厚，呈向南东方向敞开的箕状盆地，盆地内部发育一系列次级同沉积隆起和拗陷（图6-7）。在盆地北部边缘，次级隆起和拗陷呈北东向相间排列，主要同沉积隆起自东而西为：辽东、阎山、阜平、清水河隆起等。这些隆起的北东端与盆地北侧的东西向阴山构造带相连，处于沉积界面之上，为局部陆源区，沿隆起周缘有冲积粗碎屑边缘相带分布；向南西方向，则潜没于聚煤盆地之中，成为沉积界面之下的“隐伏隆起”，隆起带的含煤岩系厚度较薄。介于同沉积隆起之间的同沉积拗陷带是沉降-补偿较为均衡的地区，含煤岩系厚度较大，也是厚煤层分布区。

（二）次级同沉积褶皱

煤盆地内有些后期构造形迹是伴随含煤岩系堆积过程而发育起来的，是一种同沉积向斜和背斜。同沉积背斜包括三种类型，即滚动背斜，与同沉积正断层相伴生；继承背斜，与基底断隆相对应，分布在基底高的部位；挤压背斜，是区域挤压或扭动作用的产物。这种同沉积背斜可能影响水系样式、局部沉积过程和聚煤作用。澳大利亚悉尼盆地，煤层和其它地层单位的厚度在小型背斜脊部减薄，在向斜槽部增厚，显示同沉积背斜的特征（Cook，1969）；同时，在背斜部位煤层底板根土岩比较发育；表明较长时间的暴露和较厚的土壤层存在。我国辽宁阜新煤盆地内斜列的短轴状背斜构造可以作为同沉积背斜的典型实例，盆地内部的这种同沉积背斜是一种正花状构造，与北东走向的基底断裂有成因联系（李思田，1988）。背斜的规模较小，上部背形展宽仅1～2km，隆起幅度不超过500m。背形起伏向深部变缓，在接近元古界—太古界基底处消失，被切入基底岩系的直立断层所取代。花状构造主要发育于沙海组及海洲组下部层位，通常与各种铲状正断层共

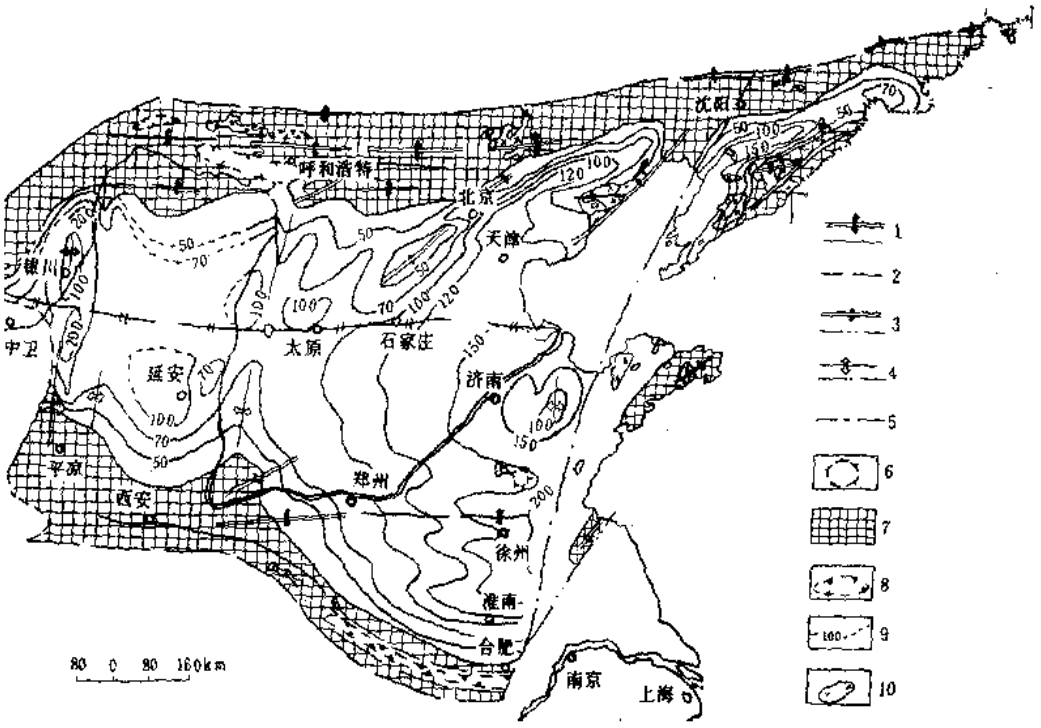


图 6-7 华北晚石炭世古构造略图

1—纬向构造；2—区域东西向构造；3—北东向构造；4—经向构造；5—郯庐断裂带；6—穹隆；7—古陆；8—山间盆地；9—晚石炭世太原组等厚线；10—晚古生代前侵入岩

（据《中国煤田地质学》，1980）

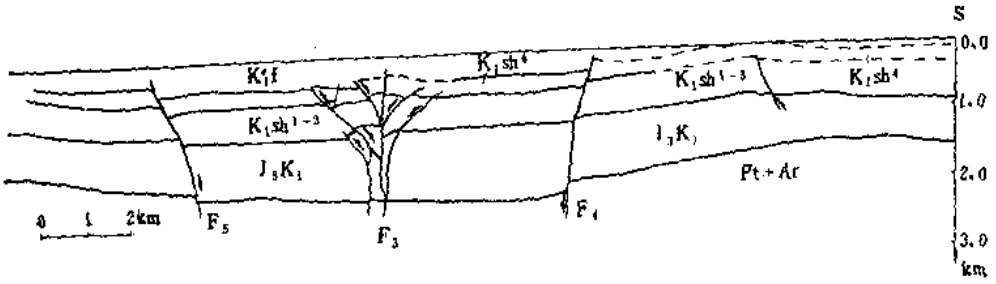


图 6-8 阜新盆地东梁—艾友纵向地震构造剖面解释图

（据李思田，1988）

生。阜新东梁矿区花状构造之上海洲组中已证实存在雁列褶皱和辐射状正断层系，北部的东梁背斜具有顶薄特征，褶皱和断裂系统反映沉积盖层中核心部分逆时针旋转的扭动状态。聚煤期后仍保持了背斜形态，位于背斜脊部的大部分煤层已被剥蚀，雁列褶皱型式反映了基底断裂的左旋走滑运动（图6-8）。

（三）同沉积基底断裂

同沉积基底断裂是指盆地形成演化过程中新生的或再活动的基底断裂及其延续断裂。

同沉积基底断裂的动力作用方式、延伸方向、组合型式和活动性特征等，决定了断陷型聚煤盆地的几何形态、构造样式、盆地沉积-构造结构、盆地的沉降性质和盆地群体配置等。

同沉积基底断裂是一种线性构造，因而具有明显的方向性，与区域构造有成生联系，并可作为一种构造结构面看待，而区分为张性、压性和走向滑动断裂及其过渡类型。沉积分析和剖面对比是确定同沉积基底断裂的主要方法，其主要识别标志如下：

（1）盆缘断裂内侧有粗碎屑冲积扇带，沉积层向盆缘断裂倾斜和增厚。

（2）同沉积断裂两侧岩性岩相和层段厚度差异显著，沿断裂构成岩相变化带或厚度梯度带。

（3）碎屑岩楔或煤层向同一方向变薄尖灭或分岔、合并，并且这种变化呈明显的带状展布。

（4）同沉积断裂两侧的地层层序不对应。下降盘层序完整，底部层段可能存在早期堆积的粗碎屑岩楔；上升盘层序不完整，可能缺失下部层段，而上部层段超覆于剥蚀面上。

（5）古流体系流向和样式的急剧改变，古河流持续发育的拗陷带和由此产生的煤系和煤层中河道冲蚀填充体的叠置。

（6）断层两侧岩层、煤层厚度显著不同，各层段断距不等，自下而上断距逐渐减小，直至消失。邻近活动基底断裂带同沉积变形构造发育。

盆缘断裂是控制盆地形成、演化的主干断裂，往往是切割较深的基底断裂或地壳断裂，有时可能切穿整个岩石圈，并伴生岩浆或热液活动。盆缘断裂可以是挤压、伸张、走滑断层，也可以是张扭或压扭性过渡类型断层，以区域伸展作用产生的正断层和区域扭动作用产生的走滑断层最为常见。盆缘断裂往往是由多条断层组成的复杂断裂带，不同演化阶段可能处于盆地边缘的不同位置，沿剖面方向呈阶梯状由里向外增生扩展。盆缘断裂沿走向可能被横向或斜向断层所错移，或追踪基底先存断裂，以致在平面上呈锯齿状或折线状。伸展作用形成的盆缘断层向盆内倾斜，浅部倾角较陡，向深部变缓、变平而呈铲状。走滑断层的产状一般为陡倾斜或近于直立。盆缘断裂达于地表，是沉积盆地和剥蚀区的分划性构造。断裂的一侧不断上隆而遭受剥蚀，断裂的另一侧不断沉陷而接受沉积，邻近断层是盆地的最大沉陷带。与盆缘断裂近于直交的陡坡度山间河流携带大量粗碎屑沉积物，注入盆地，沿盆缘形成巨厚的冲积扇、扇三角洲叠覆体，构成断陷盆地典型的粗碎屑边缘相带。由于盆缘断裂外侧剥蚀区主要为外流水系，因而在强烈裂陷期，深湖区可直抵盆缘断裂，这时边缘相则主要来自断崖滑坡和崩塌岩屑、冲积扇和泥石流沉积，与湖泊沉积相共生。

我国辽宁阜新煤盆地四周被断层所限，其长轴方向为NE25°～30°。东缘闾山断层是控制盆地形成和演化的主干断裂，沿断裂内侧分布着巨厚的粗碎屑冲积扇，宽达数公里，在盆地演化的各个阶段持续发育，对整个盆地的层序更替和环境演化亦有重要影响（图4-7）。盆缘断裂具有间歇性活动特征，可区分为相对活动期和稳定期，含煤组中所夹的多层砂砾岩层可作为这种断裂活动态势的沉积标志，断裂活动期使盆缘地带沉陷加剧，冲积砂砾岩楔被限制叠积在盆缘地带，而盆地内部则广泛发育湖泊、沼泽相沉积；当盆缘断裂趋于稳定时，冲积相碎屑岩楔越过盆缘地带，延伸覆盖整个盆地，聚煤作用则暂时终止。随着断裂活动衰亡，整个盆地则被冲积相粗碎屑沉积物所填充。阜新盆地东部盆缘断层呈显

著的锯齿状，是追踪NE、NNE、NW、NNW向四组基底先存断裂所致。断面向盆内倾斜，倾角约45°～75°。在盆地演化的不同阶段，盆地东缘断裂可能处于不同的位置，其南段多处见到煤系上覆孙家湾组红色、杂色角砾岩直接不整合于元古界、太古界片麻岩之上（图6-9）。

盆地内部的同沉积基底断裂可以造成地层和充填层序的显著差异，在盆地发育的早期阶段，作为剥蚀单元和沉积单元的分划界线。随着盆地范围的扩展，演变为隐伏断裂，作为沉积分区的分划界线。湘中北纬27°30′左右，大致横过斗笠山矿区中部有一条区域性东西向构造带，二叠纪表现为沉积类型南北差异的突变"陡坎"（图6-10）。早二叠世茅口晚期，由于华南地区东吴运动的影响，构造带的北侧隆起，并遭受剥蚀；南侧则持续沉降，并堆积了茅口晚期含煤碎屑岩系。晚二叠世早期，伴随华南地区广泛的海侵，沉积盆地向北超覆扩张而形成统一的聚煤盆地，但南北沉积分异显著，形成湘中南型、北型两种沉积类型。其中，南型含煤沉积以碎屑岩为主，总厚约200～1000m，自南而北逐渐变薄，含煤4～20余层，可采2～6层，平均可采厚度0.7～7m，煤层稳定性差；北型含煤沉积主要由石灰岩、泥质岩组成，超覆沉积于早二叠世茅口灰岩侵蚀-溶蚀界面上，局部可见残积角砾岩，含煤岩系厚约70m，含煤1～3层，平均可采厚度0.4～4m，煤层较稳定，结构简单。这条狭窄的东西向突变带是一条具有长期发育历史的基底断裂带，对震旦系冰碛层、泥盆纪宁乡式铁矿和早石炭世测水组含煤性都有一定的分划作用。

（四）生长断层

聚煤盆地内的生长断层主要是指分布于沉积盖层中的大量低级别同沉积断裂，是发育于未固结沉积物中的塑性变形。生长断层主要是由于沿软弱层的重力滑动作用或不同岩性沉积体的差异压实效应引起的，有的生长断层与基底地形或基底断裂有成因联系。盆地充填过程中，当沉积界面的原始倾角超过2°时，未固结沉积层在重力作用下易于产生滑塌。大型进积三角洲的前缘，河流搬运的大量砂质沉积物覆于深水泥质沉积物或有机软泥之上，由于下伏泥质沉积物的压缩和滑塌作用，沿砂体和泥质沉积物界面极易产生生长断层系。断层的规模一般不大，主断面向盆地方向倾斜，断面上部倾角约60°～70°，向下变缓，约30°～40°（图6-11）。下伏松软层的滑脱作用所产生的生长断层系，其规模可达几公里至上百公里。断层带大致沿岸线延伸，滑脱体向盆地方向滑动。断层面浅部较陡，切截不同岩层，向深部变缓变平，而与层面近于平行。滑脱体的后方为一系列拉张正断层，而滑脱体的前方发育同沉积褶皱和冲断层。这类生长断层发育于一定的层位，具有层控特征。生长断层的主要识别标志如下：

（1）断层面呈铲状，上陡下缓，向盆地方向倾斜，有时发育对偶断层，构成生长断层系。

（2）断距随深度的加深而增加，两盘岩、煤层不等距错位。

（3）断层两盘岩性、层厚、间距和煤层结构等显著不同，下降盘厚度突然增大，上、下盘层序难以对接。

（4）生长断层是发生于未固结沉积物中的变形，一般不具断层破碎带，有时沿裂面有后期充填物。

（5）常常集中发育于一定的充填层序，具有一定的层控特性。

（6）断层或断层带延伸方向与沉积方向或岸线方向相平行。

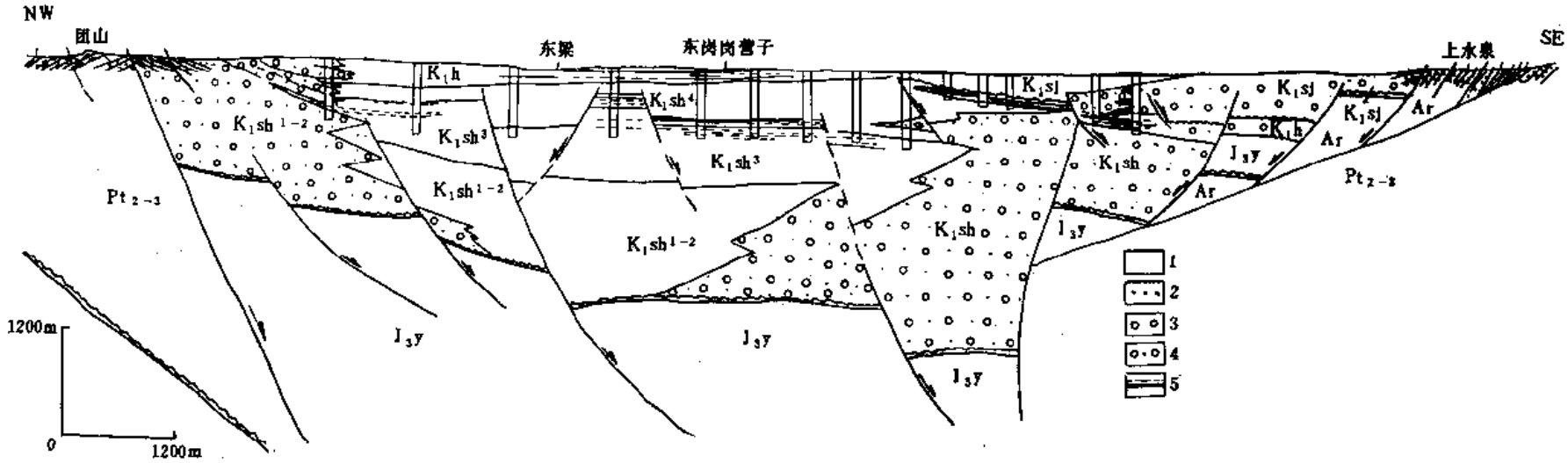


图 6-9 阜新盆地横向沉积—构造综合剖面图

1—泥岩、粉砂岩；2—砂岩；3—砾岩；4—冲积扇；5—炭质泥岩和煤层

（据李思田等，1988）

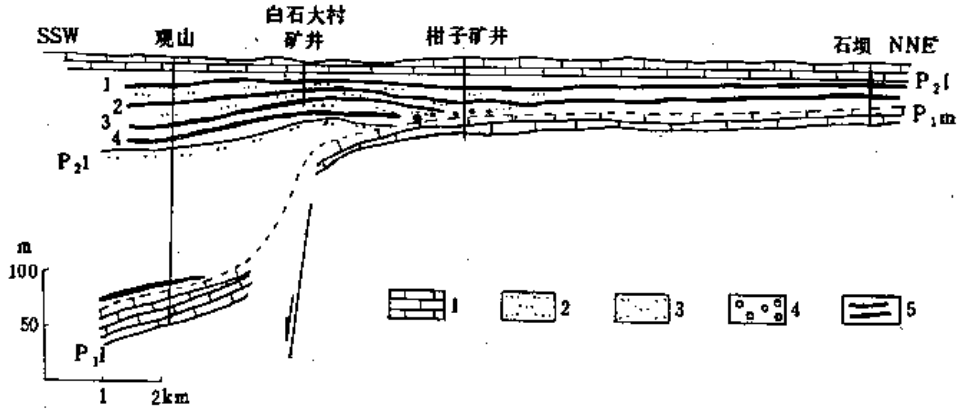


图 6-10 湖南斗笠山矿区二叠纪含煤岩系沉积剖面图

1—灰岩；2—细砂岩；3—中粒砂岩；4—砾岩；5—煤层

（据《中国煤田地质学》，1979）

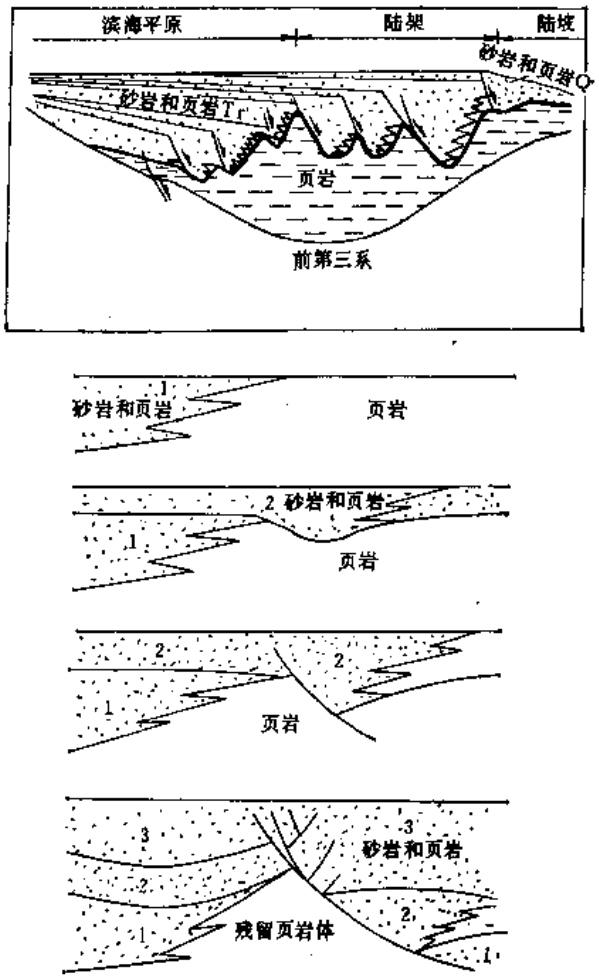


图 6-11 美国墨西哥湾海岸三角洲沉积体中生长断层形成机制图示

(据Bruce, 1973)

第三节 聚煤盆地的形成与演化

聚煤盆地从形成到结束是一个动态过程，由于古植物、古气候、古地理和古构造等多种因素的影响，盆地不断地发生时-空演化。

本节着重从聚煤期地壳运动的角度论述盆地的形成和演化，主要包括盆地的层次结构、盆地的构造分期和基本类型的转化，盆地的超覆扩张和退缩分化，以及盆地沉积中心的侧向迁移等。

一、盆地的层次结构

随着区域构造和盆地基底构造的演变，盆地充填盖层也卷入了地壳的形变过程，形成具有一定特征的沉积-构造层次。不同的沉积-构造层次组成整个盆地的层次结构。

断陷聚煤盆地往往具有明显的层次结构。盆地发育早期表现出显著的裂陷性质，下落断块组成一系列半地堑或地堑盆地系，各个亚盆地相互分隔，各自具有盆缘断裂和冲积扇带，构成底部沉积-构造层次。随着裂陷作用的持续，各个亚盆地被上覆沉积广泛覆盖，形成统一的沉积盆地。下伏基底断块的显著差异性沉降，引起盖层岩性岩相和厚度的变化，

某些基底断裂可能延伸至上覆盖层，也可能产生重力滑脱断层系，构成沉积-构造类型比较复杂的过渡层次。盆地发育的后期，发生了构造型式的转化，由早期的裂陷作用为主，转化为晚期的荷载调整性沉降或热沉降。沉积范围扩大，各种沉积单元规律配置，演变为比较均衡的沉积盆地。如我国东北松辽盆地，晚侏罗—早白垩世火山岩系和含煤碎屑岩系填积在北东向基底断裂构成的半地堑盆地内，组成底部亚盆地系。早白垩世沉积范围扩大，超覆不整合于石炭二叠系变质岩系或海西期花岗岩基底之上，岩相和厚度明显地受到基底断块不均衡沉降的影响和同沉积断裂的切割。早白垩世晚期盆地则主要表现为拗陷性质，沉积层由盆地中部向两翼逐渐变薄，在盆缘地带仍受到基底断裂影响。第三系沉积范围明显缩小，退缩于盆地西缘（图6-12）。

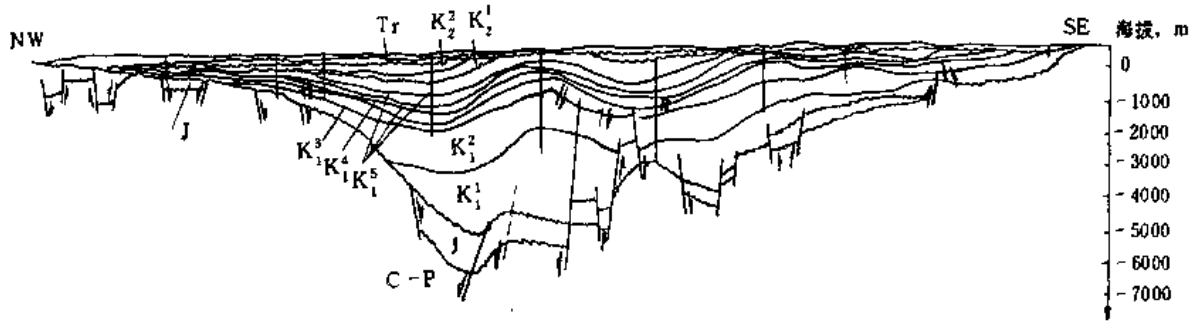


图 6-12 松辽盆地沉积-构造剖面图

（据《中国煤田地质学》，1980）

发育在缓倾角基底断裂之上的沉积盆地，随着主滑脱断层的不断伸展，沉积盖层中的同沉积断裂也逐步生长发育，形成一个沉积-构造序列（图6-13）。较早形成的沉积岩楔沿断层面旋转滑落，逐步远离后期形成的沉积岩楔，盆地内沉积层的沉积中心呈相互偏离叠置的排列样式，构成不同的沉积-构造层次。剖面图中的星号和菱形符号表示两个早期沉积阶段的轴向沉积中心，一些盆地复杂的砂体分布样式很可能受到这种“壳层”发育过程的控制（Gibbs，1984）。

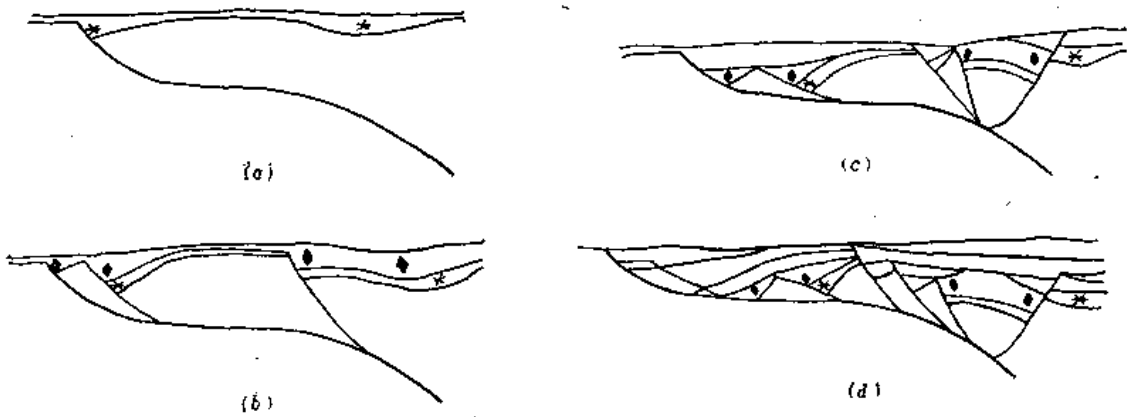


图 6-13 阶梯状滑脱断层控制的生长正断层系和沉积岩楔

（据Gibbs，1987）

盆地古构造应力场和动力活动方式的转化是盆地沉积-构造演化的重要制导因素，相应地出现不同的沉积-构造层次。拉伸盆地受到与伸张作用方向相反的挤压作用，沿近于直

立的基底断裂便产生走向滑动，可以在上覆沉积盖层中形成花状构造或重力滑脱构造，在一定层段表现为同沉积褶皱和断裂系。由于动力作用方式的改变，在不同层位也可以出现不同方向和不同排列方式的断层系。如我国华北裂谷系中的一个半地堑盆地，以边缘断裂为主干发育一系列掀斜断块，不同层次和不同尺度的铲式断层，分别属于两个裂陷幕，具有相反的方向，表明随时间发展而改变了掀斜方向（图6-14）。

二、盆地的超覆扩张和退缩分化

盆地的超覆扩张和退缩分化是盆地演化的空间表现。地表侵蚀、沉积充填、海面升降和盆地基底升降等，都可引起盆地范围的扩张或退缩。由于盆地基底沉降而出现聚煤盆地的超覆扩张是极为常见的现象。伴随盆地的超覆扩张岩相带和聚煤带亦相应迁移。

聚煤盆地形成初期往往是一些相互分隔的地形洼地、小型断陷或拗陷盆地，随着盆地基底的不断沉降而发生盆地范围的超覆，形成一个统一的沉积盆地，岩性岩相和厚度显示规律性变化，可以进行盆地范围的对比。我国云南小龙潭第三纪褐煤盆地的基底为可溶性碳酸盐岩，填积作用首先发生在溶蚀洼地内。含煤岩系剖面三分明显（图6-15），即：下段以坡积—洪积相砂砾岩填积为主，填积在孤立的小型洼地内；中段为湖沼相沉积，伴随盆地基底沉降，沉积范围逐步扩大，盆地连成一体，并演变为泥炭沼泽环境，形成巨厚煤层，煤体呈透镜状，以盆地中部最厚，约达220m，向周边变薄尖灭；上段以湖泊相泥灰岩为主，含淡水动物化石，盆地沉积范围最大，岩性岩相和厚度变化小，由盆缘向中心逐渐增厚。由于后期剥蚀作用，本段保存不完整。小龙潭煤盆地充填序列，不论在纵向上或横向上都呈现出明显的超覆扩张，岩性地层单位大致相当时间地层单位。

大型拗陷聚煤盆地的基底界面往往是经受长期风化剥蚀作用的夷平面，界面坡降很小。随着基底的缓慢沉降，由初始沉降中心向外侧超覆扩张，并表现出“大跨度”超覆特征，只有在大范围内进行地层划分和对比才能识别。伴随盆地的超覆扩张，岩相带发生迁移，形成水进型充填序列。如果海域或湖盆的扩张与岩相带的迁移同步，则岩性地层单位是一个穿时地层单位，不能清楚地反映盆地充填层序的超覆关系。如果海域或湖盆地的扩张与岩相带的迁移不一致，即发生了岩相带的更替，则岩性地层单位能够反映超覆现象。因此，在研究盆地超覆扩张时，应当进行详细的地层划分，尽可能建立时间地层单位和超覆序列。我国四川晚三叠世聚煤盆地是一个大型断裂-拗陷型盆地，盆地的基底是印支期构造-侵蚀界面，盆地的演化是一个由西侧山前断陷带向东、向南逐步超覆扩张的过程。晚三叠世早期（卡尼期）以滨海—浅海相为主的跨洪洞组假整合于中三叠统雷口坡组的剥蚀面上，沉积范围向东仅达龙泉山断裂附近。晚三叠世中期、中晚期，随着盆地基底的不断沉降，沉积范围向东、南超覆扩张，直抵达县、重庆一线，即华蓥山断裂附近。以半封闭的海湾、淡化泻湖相为主的小塘子和须家河组超覆沉积于中三叠统不同层位之上，与下伏地层呈微角度不整合。晚三叠世晚期，盆地继续扩张，形成以淡化泻湖、湖泊相为主的雾中山组，为主要含煤层段，向东扩展至四川东部地区，向南越过黔中隆起而与黔南拗陷相连，构成一个沿北东向展布的大型沉积盆地。四川晚三叠世聚煤盆地的横剖面呈显著的不对称几何形态（图6-16），沉降中心位于龙门山前缘断裂带，层序全，厚度大，上三叠统总厚可达3000m。随着盆地向东超覆，岩系厚度递次变薄，缺失下部层序，至盆地东缘厚仅百余米。侏罗纪沉积盆地进一步扩展，转化为大型内陆湖盆，并在盆地范围内沉积了稳定的淡水灰岩。

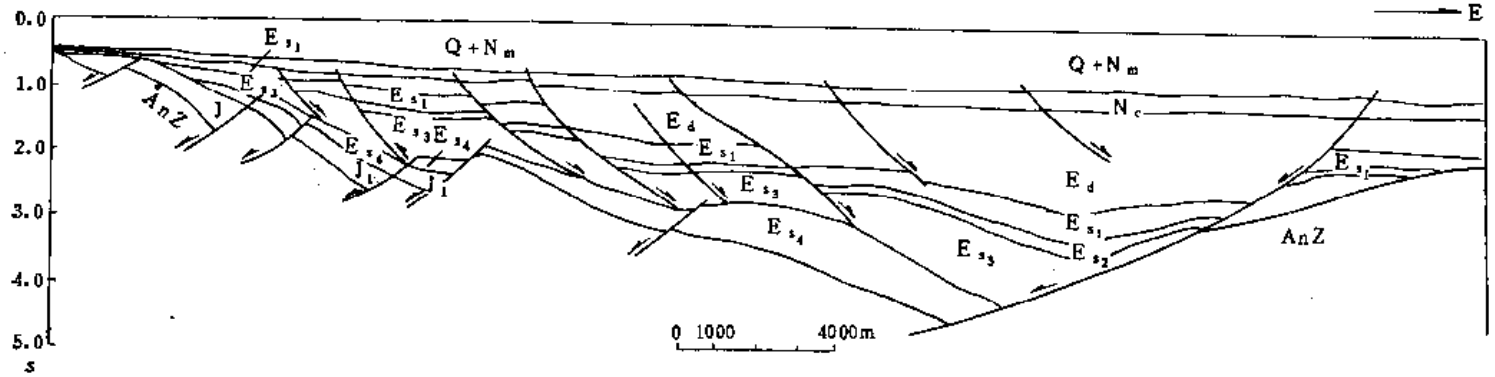


图 6-14 华北裂谷系中的一个半地堑盆地剖面图

(垂直比例尺，每秒大致相当3～4nm)

(据马杏垣等，1983)

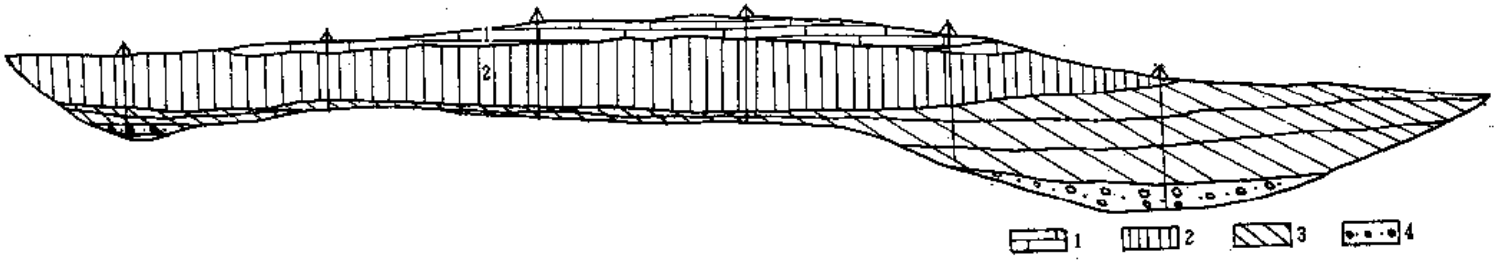


图 6-15 云南小龙潭煤盆地沉积剖面图

1—湖泊相泥灰岩；2—褐煤层；3—湖沼相碎屑岩；4—坡积—洪积相砂砾岩

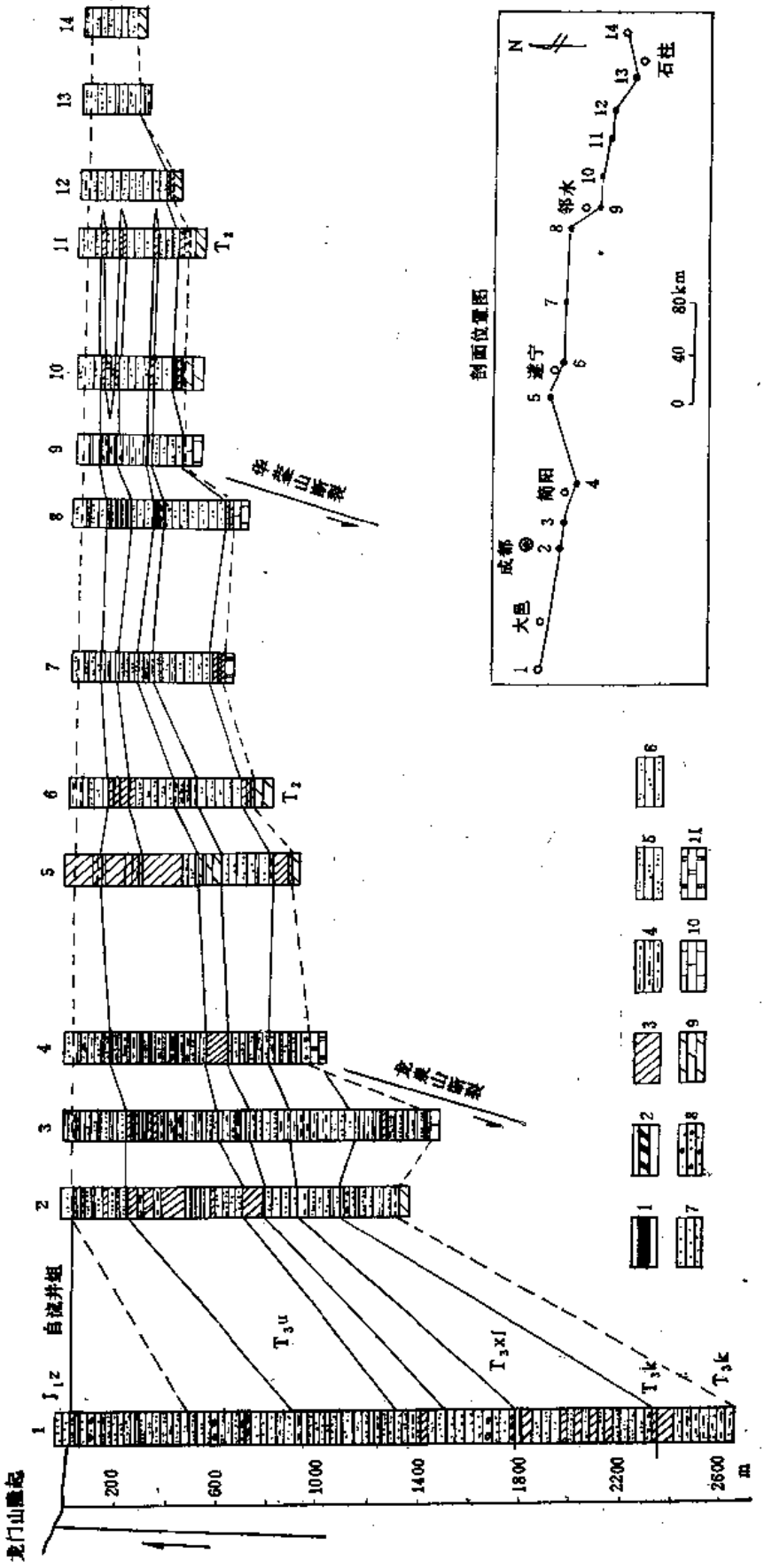


图 6-16 四川盆地大邑—石柱晚三叠世含煤地层对比图

1—煤层；2—炭质泥岩；3—泥岩；4—粉砂岩；5—细砂岩；6—中砂岩；7—粗砂岩；8—含砾砂岩；9—泥灰岩；10—灰岩；11—白云岩

（据《中国煤田地质学》，1980；修改）

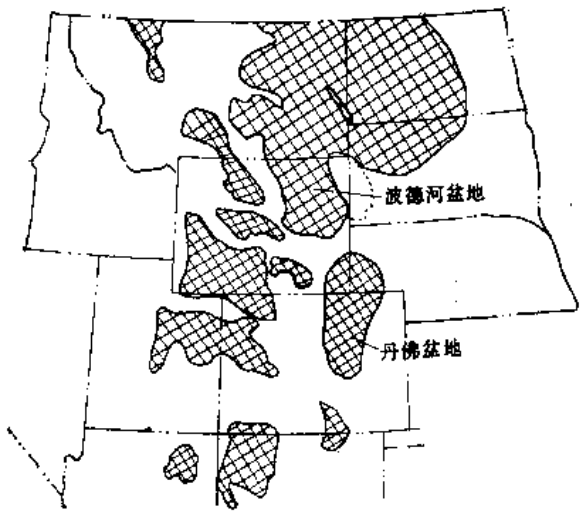


图 6-17 美国西部落基山区中、新生代煤盆地的分布
（据Weimer，1960）

沉积盆地的超覆扩张和退缩分化往往反映了一个完整的构造旋回。盆地的退缩分化主要是由于盆地基底沉降减缓、分异或停止，沉积物大量充填所造成的，一般表现为退覆沉积序列。盆地演化的后期，由于构造分异作用增强，一个大型聚煤拗陷可能分化为一系列小型聚煤盆地。断陷聚煤盆地的沉降和沉积中心往往退缩于盆缘断裂内侧，而另一侧则处于剥蚀状态，因此盆地的退覆沉积序列保存不完整。美国西部中、新生代聚煤盆地蕴藏着丰富的煤炭资源，晚白垩世含煤岩系形成于北美大陆西部近南北向的大型前陆盆地中，呈现陆表海古地理景观。泥炭沼泽发育于盆地西侧的滨海平原，煤层赋存于一系列海进—海退沉积旋回中。晚白垩世开始的造山运动（拉拉米造山运动）使白垩纪大型沉积盆地分化为一系列隆起的山间盆地，聚煤环境转变为以河流、湖泊环境为主，第三纪聚煤盆地轮廓与现代的构造盆地大体相近（图6-17）。

三、盆地的侧向迁移

聚煤盆地的侧向迁移是指不同聚煤期聚煤盆地在空间上的转移和盆地内部沉降中心的侧向迁移。现着重论述聚煤盆地内部的这种变化。

不同聚煤期聚煤盆地在空间上的转移主要是由于地壳运动、气候带变化和海水进退等因素引起的。沉积盆地是地壳形变的产物，随着地壳运动体制的演变，不同期的聚煤盆地便呈现出规律性的空间转移。以我国东部中、新生代聚煤盆地为例，不同期聚煤盆地的分布具有明显的分带性，盆地的形成和分布与NNE向巨型构造体系的成生过程相联系。晚三叠世这一构造体系的雏型开始展现，在太行山—雪峰山连线的西侧形成四川、鄂尔多斯大型沉积盆地，分别堆积了晚三叠世和晚三叠—早、中侏罗世含煤岩系；东侧总体为NNE向的巨型隆起带，可能为中、新生代地幔物质汇入区，自中三叠世晚期开始，经历了多次构造运动、岩浆侵入和火山活动。东部巨型隆起自南而北逐步解体，不同期的聚煤盆地相应地依次分布：晚三叠—早侏罗世聚煤盆地与华南地区沿北东向拗陷带的瑞替克—里阿斯海水内侵有关，主要分布于湖南、江西、广东等地；早-中侏罗世聚煤盆地另呈分布于华北地区，含煤岩系直接覆于较老地层或火山岩之上；晚中生代聚煤盆地则主要分布于东北、内蒙东部地区，为区域伸展作用形成的断陷盆地系，盆地基底为火山岩系，盆地群沿北北东向斜列。随着巨型隆起带的进一步分化，大体沿隆起轴部形成以下辽河和华北裂谷系为主体的断陷带，早第三纪始新统-渐新统含煤沉积发育于裂谷系和两侧隆起带上的小型断陷盆地内。位于东海大陆架的东海盆地是一个北北东向伸延的弧后拉伸盆地，以巨厚的过渡型碎屑含煤沉积为主，成煤期自始新世延续至上新世，以渐新统为主要富煤层段。台湾省西侧发育新第三系碎屑含煤岩系，厚约7000m，夹有海相层和火山岩，为比较典型的前陆盆地。由此可知，我国东部中、新生聚煤盆地发生了自西而东的侧向迁移，形成聚煤盆地

时空迁移序列，这可能是东亚大陆与太平洋板块斜向碰撞，并不断增生的结果。

聚煤盆地内部沉降中心的迁移与次级隆起和拗陷的相互转化、盆缘和基底断裂的成生过程或盆地的热沉降过程有关，通常表现为横跨盆地轴向或沿轴向的侧向迁移。我国广西百色煤盆地是一个北西向伸延的不对称断陷盆地，盆地的形成主要受北西向走滑断裂的控

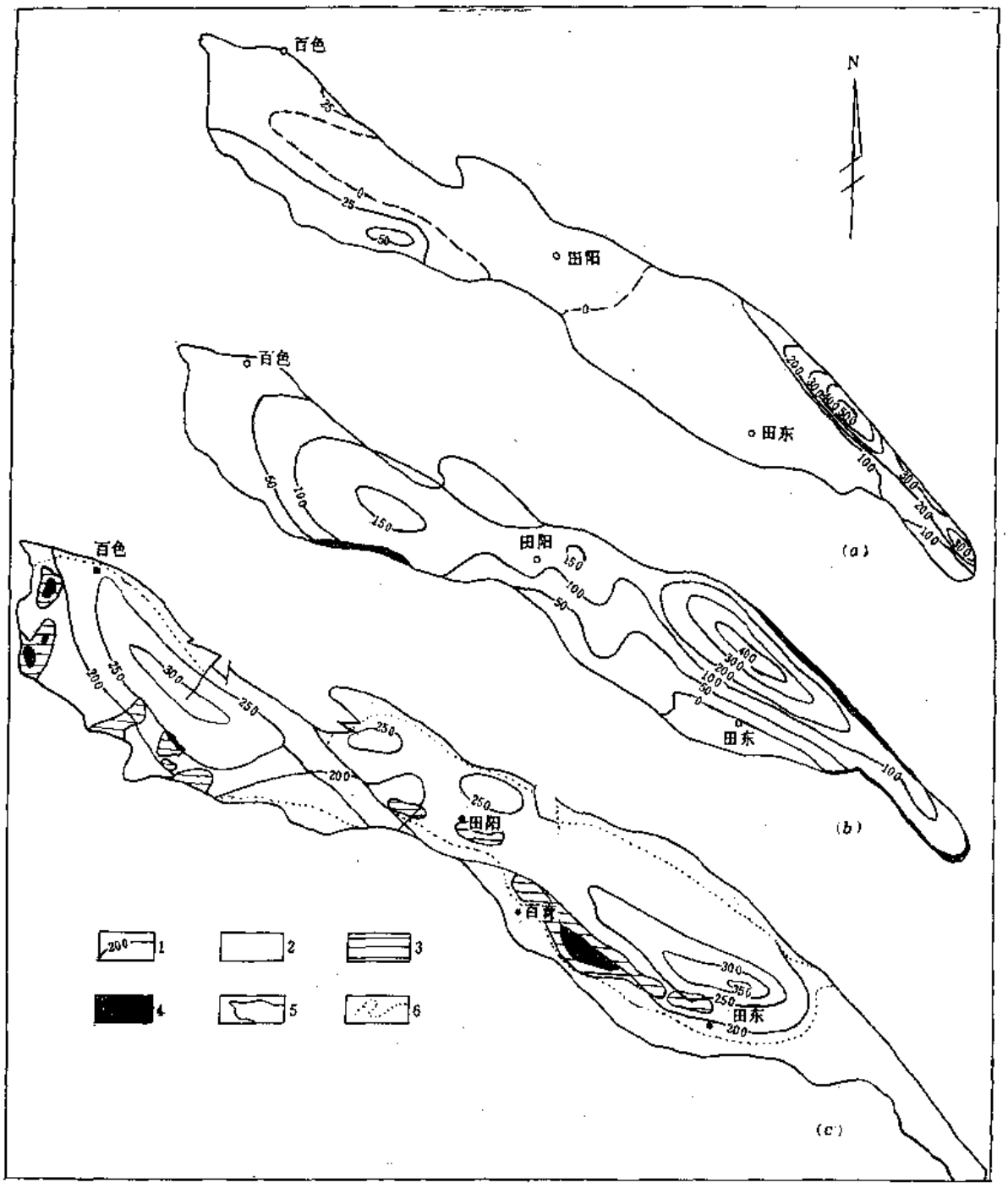


图 6-18　广西百色盆地各层段等厚线图

a—红色粗碎屑岩组；*b*—下部含煤段（那都段）；*c*—上部含煤段（下百岗段）；
1—地层等厚线，m；2—煤厚小于2m；3—煤厚2～5m；4—煤厚5～8m；5—盆地范围；6—含煤段分布范围
（据广西150地质队资料编绘）

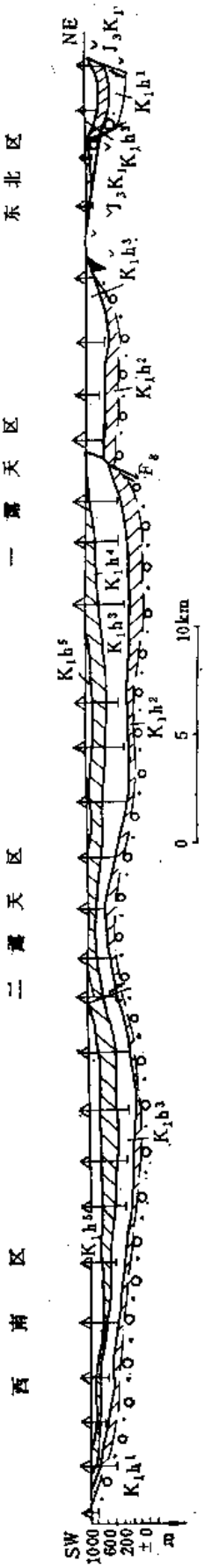


图 6-19 内蒙霍林河盆地走向构造剖面图
(据李思田等，1988)

制。百色盆地由百色和田东两个次级盆地构成，大致沿北西向斜列，向两端抬起，在田阳一带交接，构成田阳次级隆起（图6-18）。晚白垩世—早第三纪红色粗碎屑岩组不整合于中三叠世印支期褶皱系之上，含煤地层时代为始新世至渐新世。以田东次级盆地为例，底部红色粗碎屑岩组主要堆积在北部盆缘断裂带内侧，厚达500m，向南西方向显著变薄。始新世—渐新世含煤岩系沉积于红色岩组之上，自下而上可划分为三个岩段：下部含煤段（那都段）、中部湖相泥岩段（田东段）、上部主含煤段（下百岗段）。随着盆地的演化，北西向延伸的沉积中心由盆地东北缘迁移至盆地中部，继而又移至盆地西南侧，主要富煤地段沿盆地西南缘分布。由于含煤岩系以泥岩为主，缺乏代表剥蚀作用的河流堆积，所以盆地很可能是在间歇性沉陷的构造背景下形成的。沉积中心和沉降中心基本吻合，各层段等厚线图基本上反映了盆地沉降中心的侧向迁移。盆地沉积中心和沉降中心也可以沿轴向方向迁移，如我国内蒙古霍林河煤盆地，盆地的轴向为北东向，主干断裂位于盆地的西北缘，横断裂沿轴向将盆地分划为相对断隆和断陷。底部扇积粗碎屑岩段、下部湖相泥岩段和下部含煤段的沉积中心位于煤盆地的东北部(一露天区)；上部湖相泥岩段的沉积中心已迁移至盆地的中部（二露天区）；上部含煤段的沉积中心则移至盆地的西南区，显示了沉积中心由北东向南西沿盆地轴向迁移的趋势（图6-19）。

四、盆地的沉积-构造分期

有的含煤沉积盆地具有长期而复杂的演化历史。根据盆地的沉积-构造演化特征，可以划分为不同的发展阶段或沉积-构造期。沉积-构造分期主要依据盆地的沉积-构造事件和层次结构，现以澳大利亚东南沿海的吉普斯兰盆地为例加以简要论述。

吉普斯兰盆地是世界上著名的含煤、含油气的大西洋边缘型沉积盆地，沉积-构造演化与白垩纪和第三纪的大陆开裂和漂移过程密切相关。

白垩—第三纪含煤岩系与下伏地层为角度不整合，根据盆地的演化史可划分为六个沉积-构造期（Smith，1984），即奥特威裂谷期、白垩纪中期隆起、晚白垩世裂谷期、塔斯曼海漂移期、吉普斯兰稳定期和吉普斯兰陆架期（图6-20）。

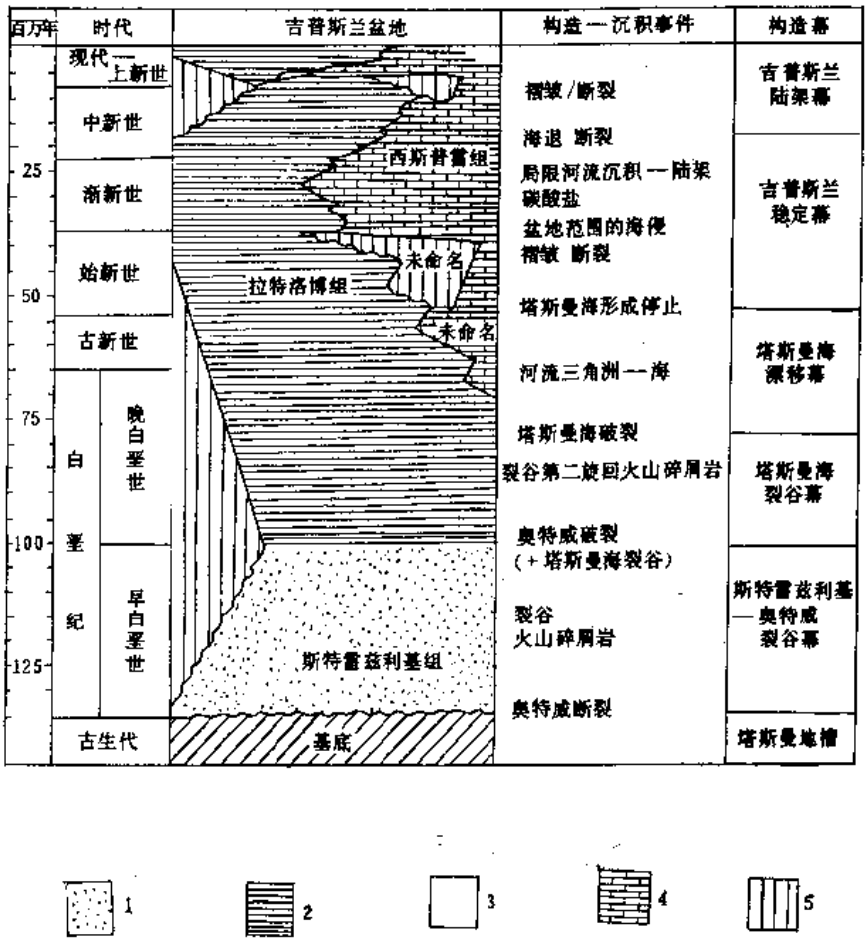


图 6-20 澳大利亚吉普斯兰盆地构造史与岩性地层单位时间关系

1—非海相火山碎屑岩；2—煤系；3—煤层；4—海相；5—缺失

(据Smith, 1984)

吉普斯兰盆地早期为裂谷陆相碎屑充填，主要由成熟度低的粗碎屑岩、火山碎屑岩、泥岩和不稳定薄煤层组成，沉积中心的沉积速率超过150m/百万年。煤层主要由亮煤和暗煤条带组成，堆积于冲积—湖泊沉积环境。早白垩世末期，盆地沉降速率开始减退，至白垩纪中期出现盆地范围的角度不整合，早期沉积物遭受强烈剥蚀。晚白垩世初东南缘的塔斯曼海裂谷作用波及吉普斯兰盆地，出现第二个快速沉降期，其沉积特征与奥特威裂谷期沉积物相似。

吉普斯兰盆地后期为构造漂移、沉降期，主要由滨海—边缘海充填序列组成，亦为主要聚煤期。大约在8000万年前，塔斯曼海裂谷系开始了漂移期，海水自南侵入近南北向的裂谷，吉普斯兰盆地东南缘成为滨线，沿北东—南西方向伸延，堆积了包括滨外、滨滩、障壁、海湾和泻湖相的边缘海沉积序列。由滨线向陆地方向（北西方向）堆积了由砾岩、砂岩、泥岩和薄煤层组成的河流三角洲沉积序列，煤层厚度一般小于10m，向剖面上部煤层厚度和频度增加。从早始新世至早渐新世末是一个缓慢沉降的特殊稳定期，沉积速率一般小于20m/百万年。近海盆地充填包括中、晚始新世河流三角洲—边缘海沉积序列，三角洲层序具有高度侧向稳定性，由石英砂岩、泥岩和一些厚煤层组成，煤层一般厚2～5m，最厚可达30m。沿岸盆地充填包括三个主要的河流—湖泊沉积旋回，含若干厚煤层，厚度

大于20m，最厚的泥炭层形成于缓慢沉降的正向构造单元。中新世至现代，吉普斯兰盆地为快速埋藏的陆架—陆坡发展期，沉降和沉积速率大于150m/百万年。沉积速率的增加和基准面的降低导致河流—湖泊沉积向海推进，沿岸吉普斯兰盆地的含煤岩系遭到剥蚀。

盆地演化的沉积-构造分期可以依据盆地的充填序列、盆地的层次结构、构造-剥蚀界面、沉降速率的变化和沉降中心的迁移、动力作用方向和方式的转换等因素进行划分，其目的在于追索盆地发展演化的全过程和不同演化期的沉积-构造特点，以进一步分析泥炭聚积的条件和煤层、煤质特征。

第四节　聚煤盆地形成的地球动力模式研究

直至本世纪60年代，人们长期运用槽台学说解释沉积盆地的形成和演化，我国煤田地质工作者还依据槽台理论系统地划分了我国含煤建造的成因类型（1961）。当前以槽台学说为基础的聚煤盆地构造研究和分类仍然有较深的影响和重要的理论和实践意义。60年代初，岩石圈板块构造理论的提出对沉积盆地的研究发生了重大影响。采用地球物理探测手段可以探索现代大陆边缘和近海沉积盆地的构造格架和盆地充填构成，并依此“将今论古”，类比古代的地槽和沉积盆地。因而有关现代海洋和大陆边缘沉积盆地的大量著述，“把古代的地槽和沉积盆地嵌入了一个现代的构造框架”（Reading，1982），这是沉积盆地研究的一个飞跃。

一、沉积盆地地球动力类型划分标志

根据板块构造学说，划分沉积盆地地球动力类型的主要标志是：盆地所处的地质性质；盆地相对于板块边缘的位置；板块之间相互作用的方式；盆地形成的地球动力过程等四项标志。

盆地所处的地壳性质可以区分为洋壳和陆壳；盆地的相对位置可区分为板内和板块边缘盆地，后者又可依据板块相互作用的方式（离散、汇聚、转换）而进一步划分。同时，沉积盆地作为地壳表层形变的产物，其形成和演化往往与深部地壳或地幔的塑性变形、热演化和岩浆活动有关，即沉积盆地的形成和演化有一定的区域构造背景和地球动力过程和方式，可据以建立盆地形成的地球动力模式。事实上，世界上没有完全相同的沉积盆地，各国地质学家提出了各种各样的形态和成因分类方案。目前，从地球动力学的观点出发，一般将沉积盆地划分为：离散边缘盆地、汇聚边缘盆地、转换和走向滑动断陷盆地、大陆碰撞和缝合作用期盆地、大陆裂谷盆地、伸展滑脱断陷盆地和克拉通内拗陷盆地等类型。根据盆地的充填序列和沉积构成、盆地的构造格架和形成的力学机制，每种类型又可进一步区分为不同的盆地模式，可以作为沉积盆地类比和矿产预测的工具。

含煤沉积盆地主要分布于大陆内部和大陆边缘，与其它地质学科领域相比，煤盆地研究中板块构造学说的应用还处于探索阶段。这里仅以伸展滑脱断陷盆地为例，说明含煤沉积盆地地球动力模式研究的基本思路，并侧重讨论其形成的地球动力过程、构造格架、沉积构成和含煤性特征。

二、伸展滑脱断陷盆地

传统大陆岩石圈伸展构造理论认为，大陆内部和大陆边缘的裂谷盆地主要由垂向运动所形成，盆地的基底为一系列陡倾斜正断层所切割的断块，构成对称的地垒和地堑。然而，近10年来人们普遍注意到在裂谷盆地或拉伸盆地形成的动力环境中包含了大规模水平拉伸

作用，并由此产生一系列缓倾斜或旋转正断层，构成不对称半地堑系。近来由于深层地震和地表地质研究的新进展，更进一步认为这种伸展过程基本上是不对称的，而是沿一条或数条大型缓倾角正断层的滑脱运动过程。这种滑脱断层可能穿切整个岩石圈，从而提出一种新的构造模式——滑脱构造模式。

一种纯剪切构造模式曾被广泛用以解释滑脱断裂在大陆伸展过程中的作用。根据这种构造模式，滑脱断裂代表地壳中脆性—塑性过渡带，以旋转倾斜断块为特征的上地壳展覆于均匀伸展的塑性下地壳之上。切割地壳的正断层呈板状，在大约 10～15km 深的一个塑性带上滑脱（图6-21*a*）。纯剪切构造模式是一种对称伸展构造模式，它难以解释大陆内部和大陆边缘裂谷盆地和拉伸盆地的许多基本构造特征，尤其是盆地构造的不对称性。因此，建立在缓倾斜滑脱断层——地壳剪切带基础上的不对称伸展构造模式得到越来越广泛的采用，一般称为简单剪切构造模式，或简称滑脱构造模式（图6-21*b*）。滑脱剪切带也可能呈阶梯状延伸，沿脆性—塑性过渡带和地壳—地幔界面表现为水平状顺层滑脱（图6-21*c*）。

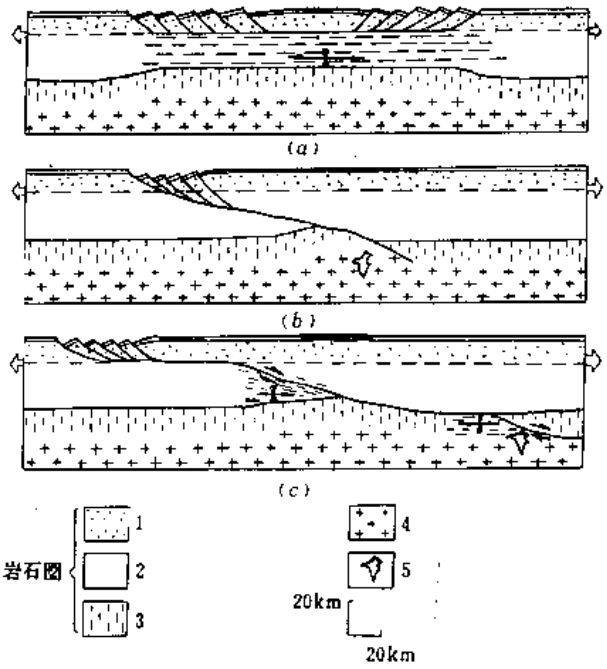


图 6-21　大陆伸展作用的三种构造模式

a—纯剪切模式；*b*—Wernicke模式；*c*—分层发育模式
1—脆性上地壳；2—塑性下地壳；3—上地幔；4—软流圈；5—岩浆
（据Lister，1986）

位于大陆裂谷和大陆边缘的拉伸盆地主要为半地堑系，其横剖面呈同向的不对称几何形态，一般旋转正断层的倾向与滑脱方向一致，构成同向倾斜的叠瓦状断层系。半地堑盆地内裂陷期沉积层向盆缘断裂方向倾斜和增厚，这种方向性可用以推断盆缘断层的位置和倾向。文献中通常认为旋转正断层呈铲状，但大量野外地质工作证实大部分旋转正断层呈板状，向下斜接并入底滑脱断层（Etheridge等，1985）。拉伸盆地的正断层系沿走向被一种重要的调整构造——传递断层所分割（Gibbs，1984），各个分隔的块段常表现出不同的构造特征。传递断层普遍存在于大陆伸展作用地区，伸展作用的初期阶段，在雏型裂谷的不同地段正断层开始出现，当这些正断层沿走向逐渐成生、接拢时，由于位移和倾向、倾角的差异，必然由岩石的形变而加以调整。随着正断层位移的加大，这种变形将集中于一个狭窄的条带或断裂，以便最大限度地减小伸展作用所做的功。传递断层基本上是一种调整构造，它适应沿裂谷和拉伸盆地走向正断层系和滑脱断层位置、排列间隔和倾向、倾角的变化。因此，传递断层的几何形态主要取决于其两侧正断层系的几何形态和位移，且应变兼容性要求正断层和传递断层以一个共同的运动矢量相交。当正断层主要沿倾向滑落时，传递断层将近于直立，并与正断层系走向直交；如果正断层系具有明显的斜向滑动分量，则传递断层同样产生斜向滑动，其断层迹线与正断层系斜交。单条正断层可以终止于

传递断层，导致沿盆地轴向正断层数量、间隔和相应倾斜断块的变化。整个盆地也可以终止于一条传递断层，而伸展作用被传递到相邻的盆地。主滑脱断层的倾向可以发生180°的倒向，以致相邻块段的整体构造不对称极相反，这时一般伴生有传递断层。上覆倾斜断块的旋转方向也相应改变，跨越传递断层后上盘和下盘相对位置发生转换（图 6-22）。由于传递断层一般是近于直立的薄弱带，深及数公里至百余公里（岩石圈基面），因而在伸展期后应力场影响下极易再活动。当后期挤压作用与原始伸展作用方向斜交时，很容易沿传递断层诱发走向滑动，产生典型的扭动构造型式。很多造山带起源于拉伸盆地，主要传递断层的伸展分隔作用可追溯至最后的挤压造山幕，重要的起源于传递断层的线状构造在伸展-挤压构造旋回中常反复活动。

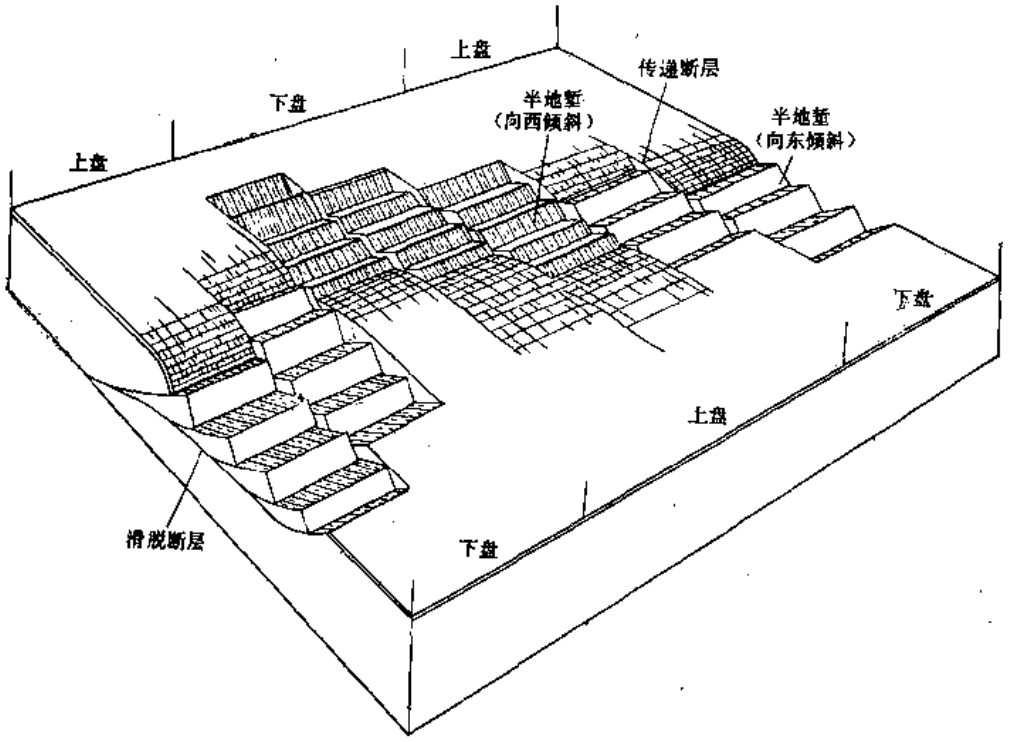


图 6-22 传递断层和半地堑复合体
（据Lister, 1986）

伸展构造作用形成的拉伸煤盆地，也可区分为裂陷期和拗陷期两个演化阶段。其中，裂陷期一般为陆相环境，冲积平原与短期湖泊、沼泽相共生，泥炭沼泽主要与河流-湖泊沉积体系有关。伸展构造对裂陷期沉积类型有重要控制作用，伸展构造格架决定物源区和沉积区的配置、规模和流水搬运梯度，从而控制岩性岩相特征及其分布；同时伸展构造的发育和演化直接控制盆地的沉陷时期、速率和沉陷部位，从而决定沉积物厚度的分布。裂陷期沉积物的岩性岩相和厚度变化剧烈，这主要是由于拉伸盆地的不对称性和构造型式的不同造成的：盆地的一侧由滑脱断层或盆缘断层以及与之共生的正断层系构成，沿盆地走向形成狭长的沉陷带和盆缘冲积扇粗碎屑岩带；盆地的另一侧往往为向盆地内部缓倾斜的单斜，可能伴有稀疏的反向正断层，形成较为开阔的湖滨地带或湖滨三角洲。同时，正断层系切割的倾斜断块能够构成走向脊和走向槽，将盆地分隔为一系列次级沉积中心，沉积

物从一个次级半地堑漫溢进入另一个次级盆地（图6-23）。沉积岩性岩相沿盆地走向的变化与传递断层及其分隔的具有不同构造特征的区段有关。传递断层和典型的盆缘正断层一样，可能形成断崖，堆积冲积粗碎屑扇；可以构成沿走向的障壁，使河流改向或形成局限的湖泊、沼泽环境；也可能成为盆地侧向河流注入的通道，形成冲积扇或滨湖三角洲。拉伸盆地的拗陷期常伴随盆地范围的扩大和走向河系的发育，是相对开阔的沉积环境和高沉积速率的阶段。常见盆地的侧向沉积超覆：主盆缘断裂一侧沉积超覆是伴随主滑脱断层的伸展而发生的，可能产生新的正断层和半地堑盆地。我国许多中、新生代聚煤盆地盆缘断裂起着重要的控制作用，由滑脱构造模式可以看出，盆缘断裂是伴随滑脱断层伸延的一个生长系列，因此不同沉积-构造期的盆缘正断层不一定处于同一部位。盆地的另一侧，盆地基底呈缓倾斜单斜，由于盆地基底的热沉降或侧向侵蚀而发生明显的沉积超覆，上部层段可直接覆于老地层之上。

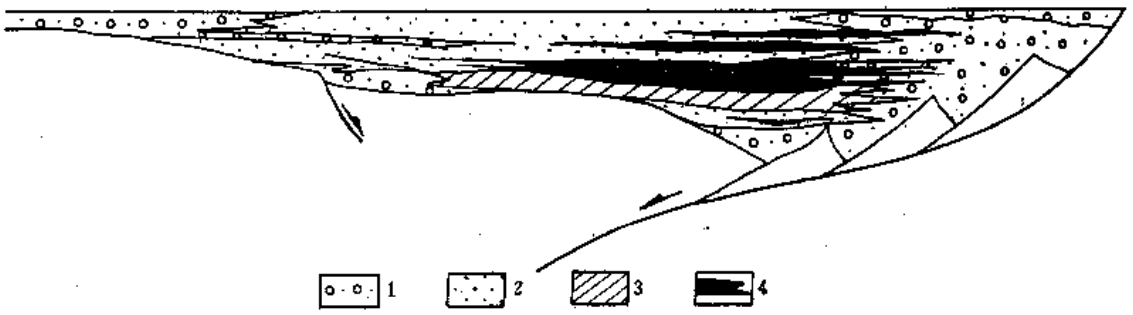


图 6-23　拉伸煤盆地沉积-构造模式

1—盆缘洪积-冲积相粗碎屑岩带；2—冲积-湖泊相碎屑岩系；3—深湖相泥岩；4—含煤层组

（据东北地区某些中生代煤盆地资料，1989）

我国中、新生代拉伸煤盆地充填序列常常具有典型的双层结构，一般发育上、下两个煤组，其沉积层序自下而上可概括为：底部冲积相杂色砂砾岩、以碎屑岩为主的下含煤组、厚层深水湖相泥岩、以碎屑岩为主的上含煤组和冲积相粗碎屑岩，各岩组分别代表盆地演化的不同沉积-构造阶段。走向正断层系和横向传递断层构成盆地的基本构造格架，盆地基底断块的不均衡沉降或派生的同沉积断裂和褶皱显著地影响岩相带和煤层聚结带的分布。一般富煤带与走向正断层系的伸展方向，即盆地的轴向相一致，沿轴向出现的串珠状富煤中心，则与横向传递断层的分隔相吻合。

依据Wernicke（1981）滑脱构造模式，地表半地堑盆地系与最大地幔隆起或地壳薄化部位可呈现很大的水平偏离，因此最大地面热流和裂陷期后热沉降可能偏离半地堑盆地系。从大量盆地分析资料来看，有的半地堑盆地系与最大热沉降区明显偏离；有的盆地这种偏移不显著，仅表现为沉降中心的迁移；而有的盆地热沉降中心则叠覆于半地堑盆地系之上。这种沉降作用的空间变化对于分析盆地热沉降史，进而预测烃类物质的成熟度和煤变质特点是十分重要的。

第七章　煤化作用及煤的变质类型

成煤作用是原始成煤物质最终转化成煤的全部作用，它分成两个相继的阶段：从成煤原始物质的堆积，经生物化学作用直到泥炭的形成，称为泥炭化作用阶段（图7-1）；当泥炭形成后，由于沉积盆地的沉降，泥炭被埋藏于深处，在温度、压力增高等物理、化学作用下，形成褐煤、烟煤、无烟煤、变无烟煤，称为煤化作用阶段。对于腐泥来说，则经历了硬腐泥、腐泥褐煤、腐泥亚烟煤、腐泥烟煤到腐泥无烟煤的煤化作用。

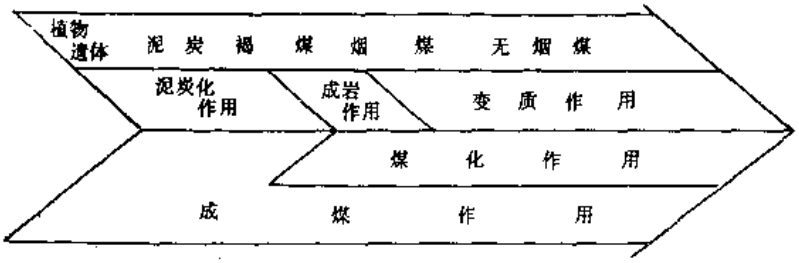


图7-1　成煤作用的阶段划分

从泥炭向褐煤的转变是历经成岩作用的结果；从褐煤的形成进一步的演化是煤的变质作用的结果。煤的变质作用一直延续到变无烟煤（超无烟煤）的形成。煤再进一步演化成石墨，称为石墨化作用，由于石墨不再属于煤，所以煤的变质作用不包括石墨化阶段在内。

煤与岩石的成岩作用与变质作用不完全等同，主要是因为煤是一种可燃有机岩石，对于温度、压力变化的反应比无机沉积物敏感的多，所以沉积物的成岩与变质作用往往要滞后于煤。煤的物理、化学煤化作用，表现为煤级和煤的成熟度的变化，是低程度变质作用在有机岩石中的一种表现形式。

煤层和分散煤屑及其它有机物质的广泛分布，它们对温度和压力的反应比无机矿物灵敏的多，由于近代各种不同物理化学的煤化作用程度指标的测试技术迅速发展，因而更加促进应用煤化作用的各种特征来研究和解决地质问题，以及煤炭资源的加工利用问题。近年来煤化作用研究在煤盆地的构造形成与演化中已得到广泛地应用，例如确定沉积盆地原始边界、分析盆地形成的古构造格局及演化、阐明盆地形成后的构造形变、盆地热演化的研究、以及确定地层剥蚀厚度、研究大规模构造形变、研究推覆构造的形成与演化、确定断裂变形特征、研究古地温、圈定隐伏侵入体、分析浅层变质作用、找油气及找煤层甲烷资源等。

第一节　煤化作用的阶段及特征

一、煤的成岩作用与变质作用

无论是岩石学或是煤田地质学领域内，对于成岩与变质作用的划分都存在着不同的认识。一般认为，由于亮褐煤（中国的老褐煤、美国的亚烟煤）已出现镜煤，具有强烈的镜

煤化作用，并且具有微弱的光泽。因此，主张煤的成岩与变质作用的分界开始于亮褐煤的形成。

1．煤的成岩作用

泥炭形成后，由于盆地的沉降，在上覆沉积物的覆盖下被埋藏于地下，经压实、脱水、增碳，游离纤维素消失，出现了凝胶化组分，逐渐固结并具有了微弱的反射力，经过这种物理化学变化转变成年青褐煤。这一转变所历经的作用称为煤的成岩作用。据E.stach认为，这种作用大致发生于地下200～400m的浅层。

在成岩作用中，煤受到复杂的化学和物理煤化作用。化学煤化作用主要反映在泥炭内的腐植酸、腐植质分子侧链上的亲水官能团，以及环氧数目不断地减少，形成各种挥发性产物，并导致碳含量增加，氧和水分含量减少。Blom等（1957）曾列举了煤的多种含氧官能团随碳含量增加的变化（表7-1），并引用了Krevelen（1961）图解（图7-2）。这是由于有机质的基本结构单元主要是带有侧链和官能团（如羟基-OH、甲氧基-OCH_3、羧基-COOH、甲基-CH_3、醚基-O-、羰基=C=O等）的缩合稠环芳烃体系，碳元素主要集中于稠环中。稠环的结合力强，具较大的稳定性。侧链和官能团之间及其与稠环之间的结合力相对较弱，稳定性差。因此，在煤化过程中，随温度及压力的增加，侧链和官能团不断发生断裂和脱落，数目减少，从而形成各种挥发性产物，如CO_2、H_2O、CH_4等逸出。

煤的物理煤化作用主要反映在发生了物理胶体反应，即成岩凝胶化作用，从而使未分解或未完全分解的木质纤维组织，不断转变为腐植酸、腐植质，使已经形成的腐植酸、腐植质变为黑色具有微弱光泽的凝胶化组分。成岩作用中，丝炭化组分和稳定组分也发生了变化。

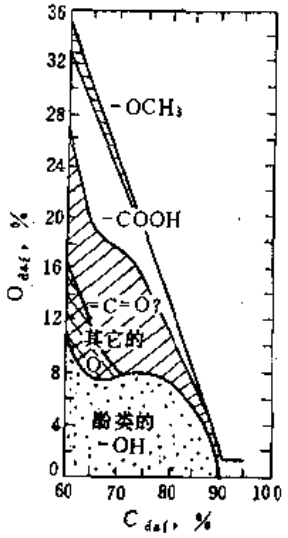


图 7-2 各种煤的含氧官能团含量变化

（据Krevelen, 1961）

2．煤的变质作用

煤的变质作用是指年青褐煤，在较高的温度、压力及较长地质时间等因素的作用下，进一步受到物理化学变化，变成老褐煤（亮褐煤）、烟煤、无烟煤、变无烟煤的过程。这一阶段所发生的化学煤化作用表现为腐植物质进一步聚合，失去大量的含氧官能团（如羧基-COOH和甲氧基-OCH_3），腐植酸进一步减少，使腐植物质由酸性变为中性，出现了更多的腐植复合物。本阶段物理煤化作用表现为结束了成岩凝胶化作用，形成凝胶化组分，植物残体已不存在，稳定组分发生沥青化作用，使叶片表皮蜡质和孢粉质的外层脱去甲氧基，形成易软化、塑性强，具粘结性的沥青质，并开始具有微弱的光泽。在温度、压力的继续作用下，腐植复合物不断发生聚合反应，使稠环芳香系统不断加大，侧链减少，不断提高芳香化程度和分子排列的规则化程度，变质程度不断提高，进而转变为烟煤、无烟煤和变无烟煤。M.和R.Teichmüller根据一些作者的资料，以图解形式对微镜煤在烟煤和无烟煤煤化过程中的物理、化学变化和分子排列上的变化作了说明（图7-3）。

表 7-1 煤中各种官能团的氧含量

碳 C	羧基 O_{COOH}	甲氧基 O_{OCH_3}	羟基 O_{OH}	羰基 $O_{C=O}$	非在官能团中的氧	氧总计
65.5	8.0	1.1	7.2	1.9	9.6	27.8
70.5	5.1	0.4	7.8	1.1	8.2	22.6
75.5	0.6	0.3	7.5	1.4	6.4	16.2
81.5	0.3	0.0	6.1	0.5	4.2	11.1
85.5	0.05	0.0	5.6	0.5	1.75	7.9
87.0	0.0	0.0	3.2	0.6	1.3	5.1
88.6	0.0	0.0	1.9	0.25	0.85	3.0
90.3	0.0	0.0	0.5	0.2	2.2	2.9
90.9	0.0	0.0	0.6	0.25	1.15	2.0

注：根据Blom等，1957。

二、煤化作用的特征

煤在连续地系列演化过程中，可明显地显现出增碳化趋势，即由泥炭阶段含有C、H、O、N、S五种主要元素，演变到无烟煤阶段基本上只含碳一种元素。因此，煤化作用过程，也可称作异种元素的排出过程。排出的方式是由其它元素和碳结合构成挥发性化合物，因此造成了随煤化程度增加，煤中的挥发物减少，碳含量增加。其次，也表现为结构单一化趋势，即由泥炭阶段含多种官能团的结构，逐渐演变到无烟煤阶段只含缩合芳核的结构，最后演变为石墨结构。因此，煤化作用过程实际上是依序排除不稳定结构的过程。煤化作用过程还表现为结构致密化和定向排列的趋势，即随煤化作用的进行，煤的有机分子侧链由长变短，数目变少，腐植复合物的稠核芳香系统不断增大，逐渐趋于紧密，分子量加大，缩合度提高，分子排列逐渐规则化，从混杂排列到层状有序排列，因此反光性能增强。煤化作用过程中还表现为煤显微组分性质的均一性趋势，在煤化作用的低级阶段，煤显微组分的光性和化学组成结构差异显著，但随着煤化作用的进行，这些差异趋于一致，变得愈来愈不易区分。

煤化作用是一种不可逆的反应。煤化作用能否形成连续的系列演化过程，决定于具体地质条件。例如，含煤盆地由沉降转变为抬升，这就会导致煤化作用的终止；如果后来由于岩浆作用的加剧，或盆地再度沉降，那么煤化作用还可能再次进行下去。

煤化作用的发展是非线性的，表现为煤化作用的跃变，简称煤化跃变。煤的各种物理、化学性质的变化，在煤化进程中，快、慢、多、少是不均衡的。20世纪40年代，英国煤岩学家指出，煤化过程中镜质组反射率的增高是跳跃式的。1939年Stach提出，挥发分为28%时类脂组出现煤化作用转折。70年代以来，提出了煤化过程中的4次明显变化，即煤化作用跃变。

第一次跃变发生在长焰煤开始阶段（$C_{daf}=75\%\sim80\%$，$V_{daf}=43\%$，镜质组反射率$R^{o}_{max}=0.6\%$），它与石油开始形成阶段相当。本次跃变的特点是沥青化作用的发生，随煤化程度的提高，各种含氧官能团逐渐脱落，在$R^{o}_{m}=0.6\%$以前主要以析出CO_2和H_2O为特征；当煤化作用达到$R^{o}_{m}=0.5\%\sim0.6\%$阶段，芳香核稠环上开始脱落脂肪族和脂肪族官能团和侧链，形成以甲烷为主的挥发物，于是开始了生成沥青质的沥青化作用。

第二次煤化跃变出现在肥煤到焦煤阶段（约在$C_{daf}=87\%$，$V_{daf}=29\%$，$R^{o}_{max}=$

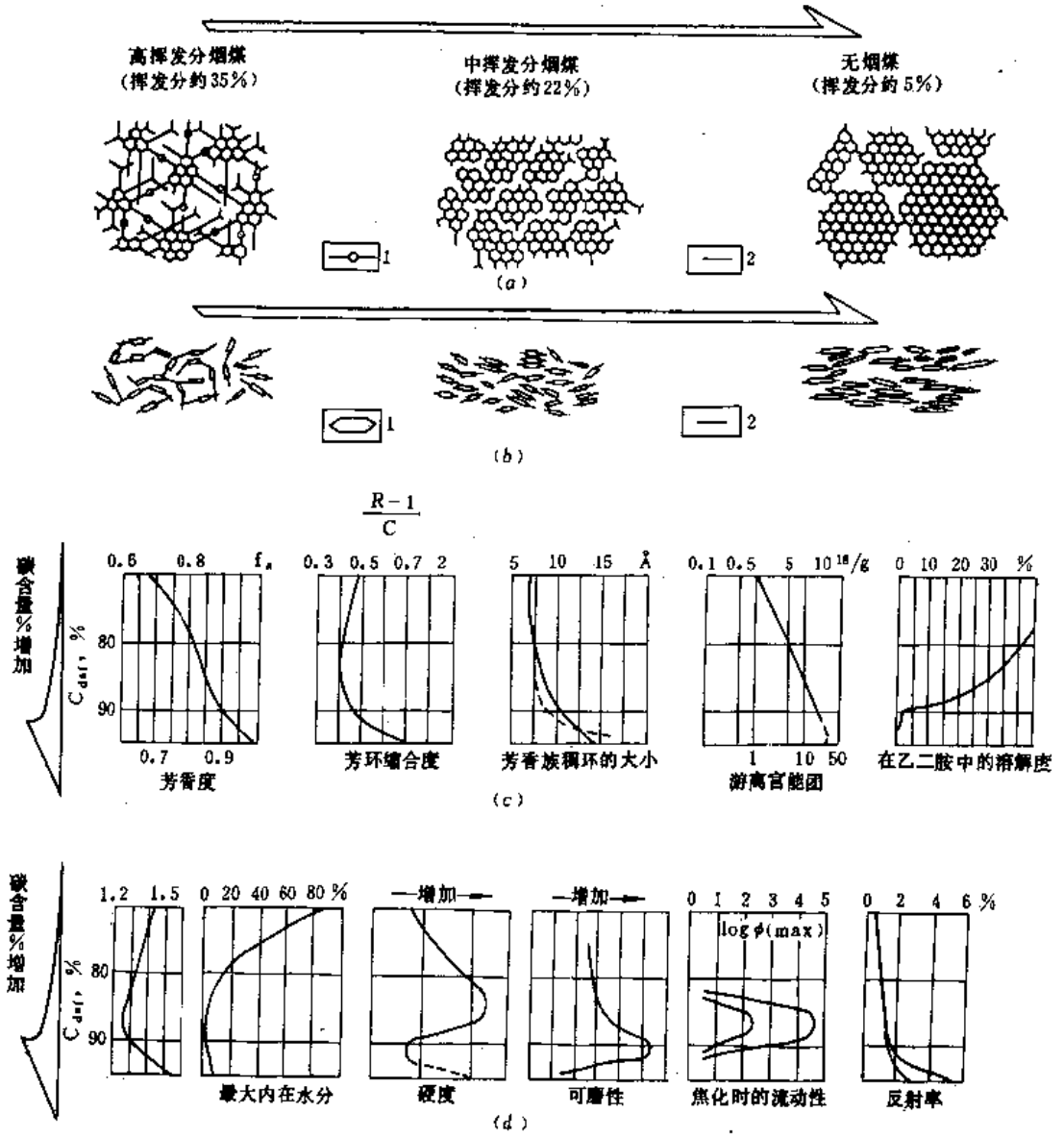


图 7-3 烟煤和无烟煤煤化过程中微镜煤的物理、化学和分子变化

a—煤化过程中分子结构的变化；1—氢键；2—分子键；*b*—垂直于层面的分子排列方向规则化；1—芳香族稠环；2—非芳香族成分；*c*—化学性质的变化与碳含量（C_{daf}）的关系；*d*—若干物理性质的变化与碳含量（C_{daf}）的关系

（据M.和R.Teichmüller，1954、1968，简化并改绘）

1.3%）。跃变的发生是因煤中甲烷的大量逸出，从而释放出大量的氢所造成的。本阶段开始，由于富氢的侧链和键的大量缩短及减少，使煤的比重下降到最小值。在压力的作用下，煤的显微孔隙度逐渐缩小，水分减少。到焦煤阶段（$C_{daf}=89\%$，$V_{daf}=20\%$，$R^c_{max}=1.7\%$）腐植凝胶基本上完成了脱水作用，水分和孔隙度都达到了最低值，发热量则升高到最大值（这是和镜质组的硬度、密度的最小值，以及炼焦时可塑性最大值相一致）；随后由于化学结构的变化，水分含量又有所回升。

此外，第二次跃变中还有耐磨性、焦化流动性、粘结性、内生裂隙数目等都达到极大值，内面积、湿润热等达到最小值。这些性质变化曲线的明显转折，称为煤化作用转折。

自第二次跃变后，壳质组与镜质组在颜色、突起、反射率等的差异愈加变小，当V_{daf}=22%时，无论用化学还是用光学方法都不能使孢子体、花粉体与镜质组分开，角质体也有类似趋势，其反射率甚至高于镜质组。因此，壳质组从V_{daf}=29%～22%这一阶段的明显变化又称为煤化台阶。

本阶段与油气形成的深成阶段后期（即热裂解气开始形成阶段）相当，石油烃转化为气体烃，因此它对应于石油的“死亡线”。

第三次跃变发生于烟煤变为无烟煤阶段（C_{daf}=91%，V_{daf}=8%，R°_{max}=2.5%）。煤化作用的第三次跃变以后，就是有人称为无烟煤化作用和半石墨化作用（M.Teichmüller，1987）的阶段，它们代表了煤化作用的最终阶段，其产物是无烟煤和变无烟煤的形成。第四次跃变为无烟煤与变无烟煤分界（C_{daf}=93.5%，H_{daf}=2.5%，V_{daf}=4.0%，镜质组反射率R_{max}=4%，R_m=3.5%。本阶段和初期煤化作用阶段相比有较多的不同。在化学煤化作用方面，主要表现为氢含量与氢碳原子比的急剧下降。碳含量随埋藏深度的增加也明显地增大，同时芳香单元的芳香度和缩合度也急剧增加。

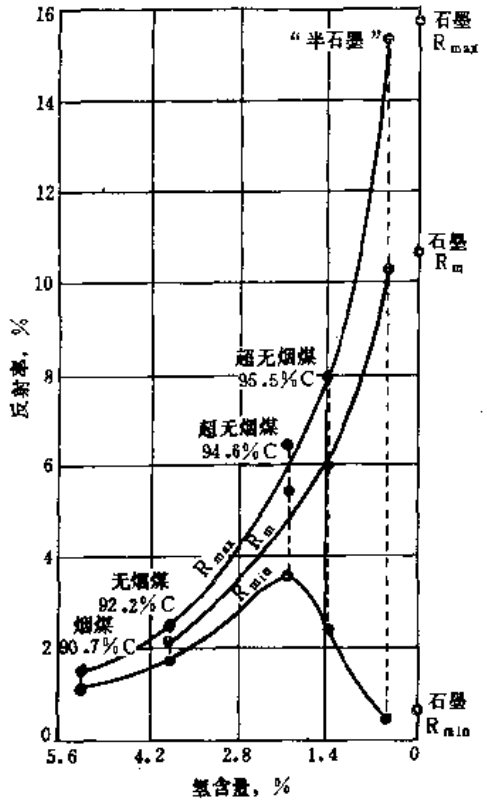


图 7-4 以氢含量和镜质组反射率（R_{max}、R_m和R_{min}）为基础，介于烟煤和石墨阶段之间的煤级的增高
（据Ragot，1977）

物理煤化作用不仅首先反映在硬度增大、光泽增强，到变无烟煤时几乎呈金属浅黄色光泽，宏观上微层理已不明显。更为明显的变化是在光学特征上，即：在非偏光下，无烟煤与变无烟煤都更加显示均质性的特征；在正交偏光下，主要显微组分又可显出差异，角质组和孢子体达到了最大反射率，且双反射率也较高，惰质组的最大反射率约等于或低于镜质组的反射率，镜质组的最大反射率在无烟煤阶段以后有时可以超过惰质组。

无烟煤阶段镜质组反射率随着煤化作用进一步增高，进入变无烟煤以后，由于最小反射率（R_{max}为6%时）迅速减小，双反射率而急剧加大(图7-4)。原西德北部闵斯特兰1号钻孔中随深度增加煤化作用程度加深，并由此带来的镜质组反射率的变化（图7-5）。镜质组反射率在无烟煤和变无烟煤（超无烟煤）阶段数据分布如此离散的原因，除了由于镜质组的二轴光性特征以外，还由于难于区别各种不同显微组分。

本阶段在煤的结构上主要表现为芳香族稠环体系的缩合度进一步增加，侧链更加减少，芳香单元直径加大，层系间空间减小，使得顺层面三维的定向排列更加紧密（图7-6）。

煤化作用中，腐植物质的煤化作用与沥青质的沥青化作用是同期并行的。沥青化作用是指壳质组（包括藻类体）和镜质组在煤化过程中形成沥青质，即石油型烃类的一种作

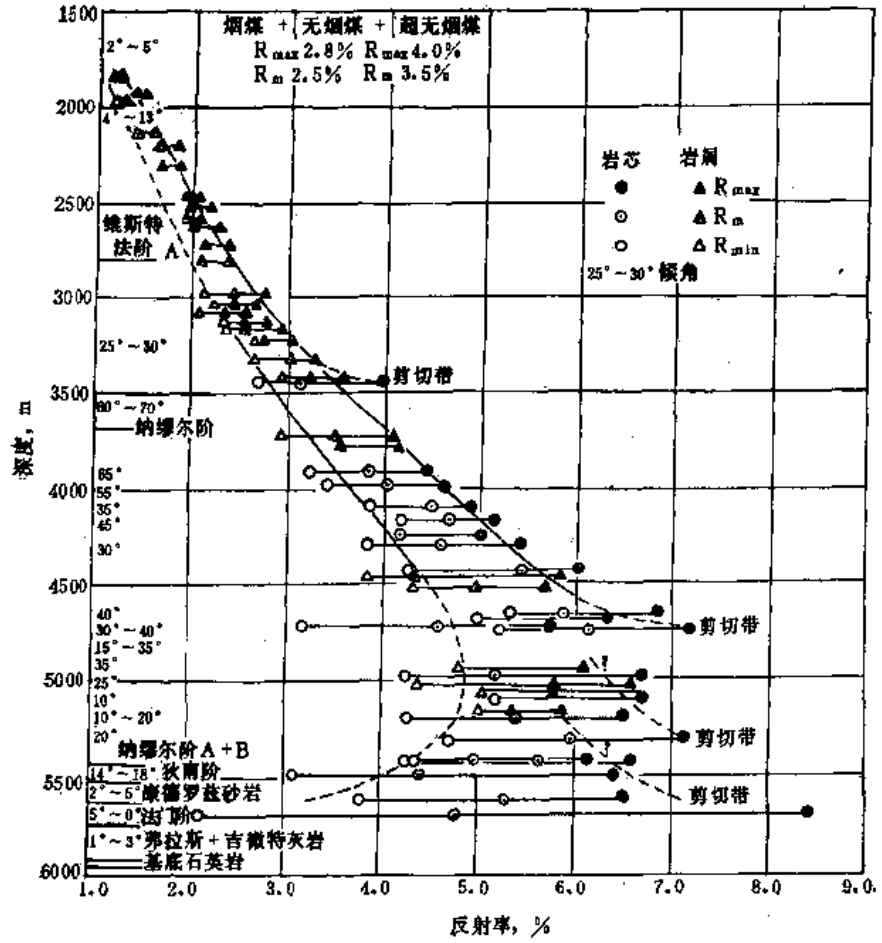


图 7-5 原西德北部闵斯特兰1号钻孔中的镜质组反射率
(R_{max}, R_{min}和R_m) 随深度而增加
(据M.和R.Teichmüller, 1979)

用。这种作用起始于硬褐煤阶段 (R_m^o为0.5%)，持续到早期肥煤阶段 (R_m^o=1.2%)。

荧光显微镜的发展进一步促进了对沥青化的认识。在荧光显微镜下观察，老褐煤亚烟煤和高挥发分烟煤的裂隙和微孔中，充填有弱反射的具强荧光的有机物质。烟煤中的沥青质来源于壳质组和镜质组，尤其是富氢镜质组。在一些用聚脂树脂浸润过的高挥发分烟煤光片上，用短波光照射时，可见到从镜质体裂隙、树脂体及渗出沥青体中析出的显示绿一黄荧光的油滴，在某些低煤化烟煤光片中可见到从镜质组微孔中渗出的沥青质所形成的薄膜。大约在R_m^o为0.6%～0.8%阶段，有些沥青质和部分树脂体一起转变为微粒体。

由于镜质组中有0.4～0.6μm以下的极微孔隙起着分子筛的作用，使煤中生成的沥青质不能自由移动，而以吸附方式及可能还有化学方式等为镜质组所吸收，只有少部分在裂隙微孔中形成渗出沥青体。

富含沥青的煤多与海相或钙质沉积有关，含有丰富的壳质组（包括藻类体）和基质镜质体，黄铁矿与有机硫含量较高，并以氢含量和焦油产率高、低水分、低反射率，具有强荧光性的微镜煤为特点。这种煤在炼焦时，软化早且可塑性强，甚至在低煤化阶段就显示出良好的粘结性，显然这是与沥青化作用的影响有关。煤中沥青质的产生，促进了煤化作

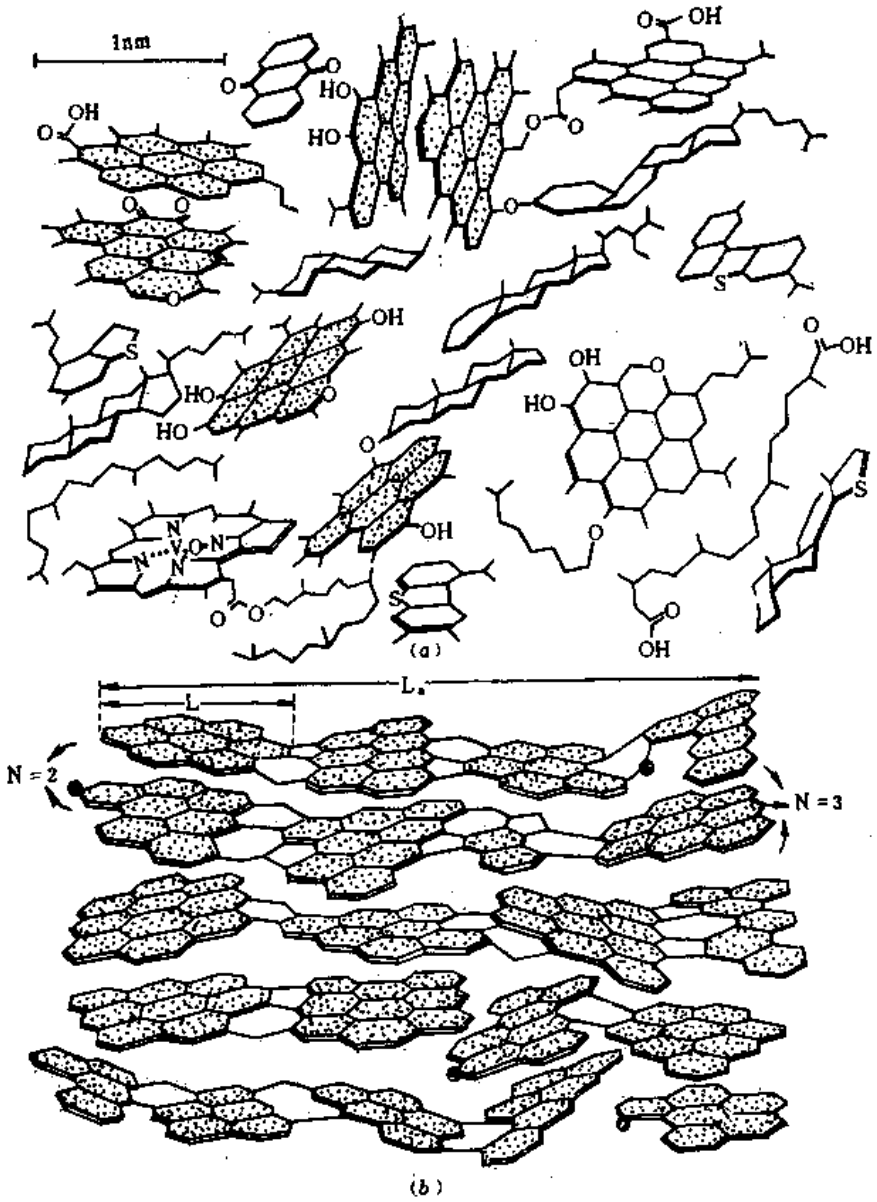


图 7-6 低煤级及高煤级分子结构模式图

a—低煤级；*b*—高煤级

（据Oberlin等，1980）

低煤级及高煤级的分子结构模式图中，后者芳香族单元具有典型的叠层排列；N = 层数；L = 芳香族单元的直径，L_a = 芳香族单元的皱纹层的直径；黑圆点代表芳香族单元层边缘的缺位（如杂原子）

用中的成岩凝胶化，从而使煤的结焦性较好，而且沥青化阶段的煤（R_{max}^{o} = 0.5%～1.3%）最适合于煤的加氢。这是因为沥青质的产生，也促使高煤化阶段起阻碍作用的富氧官能团大大减少，因而在上覆压力下芳香层系顺层面易于有序排列，从而增加了反射率的各向异性。

关于煤化作用特征的认识在不断深化。近期，关于煤化作用中惰性组的演化问题，已日益受到关注，惰性组在煤化作用中不变化的观点已为若干研究成果所改变。有人提出至少一部分惰性组显微组分，如微粒体是从富氢显微组分（如沥青质体）在成油之后伴随煤化作用所发生的一种产物。Teichmüller所称的后生丝质体也是腐植—壳质组织，是在地

球化学煤化作用中由于产生惰性化作用形成的。

第二节　煤化作用的因素

煤化作用的演化主要是受温度的高低，经历的时间长短及压力的大小所决定的。其中，对煤化作用影响较大的主要是温度。

一、温度

随着沉降深度的变化，温度的增加使得煤化作用程度提高，因此煤化作用的演化决定于煤的受热史。煤化程度增高的速度，有人称为“煤级梯度”或“煤化梯度”。它首先决定于地区的地热条件，即地热梯度变化。

70年代以来，由于年青含煤盆地的受热历史及现代地热流值易于确定，往往成为研究煤化作用与地热关系的良好对象。Barker (1979) 研究了墨西哥下加利福尼亚（Cerro Prieto）地热田，该地热田受裂谷系的控制，具有很高的地热流值，是由小于0.6Ma的岩浆侵入造成的，地热梯度达到160℃/km。由于良好的围岩封闭条件使相应的煤化作用梯度为0.27%R_m/100m。在2000m深处的绿色片岩矿物（黑云母、阳起石）已开始浅变质作用，煤的随机反射率R_m仅为4%，个别达到6%左右，但各向异性较弱，可能由于缺少上覆压力所致。明显地反映出由于地区地热流值高，因而地热梯度高，所以煤化梯度也相当高。

由于受热持续时间和不同古地热史的影响，特定的煤化程度与精确的最大温度之间的关系较难确定。前苏联学者纳高日内等提出，对于完全的煤化时间来说，即受热50Ma，顿巴斯煤田的受热温度与煤化程度的关系如表7-2所示：

表 7-2　顿巴斯煤田的受热度与煤化程度的关系

温　度，℃	R_m，%	温度，℃	R_m，%
65	0.50	130	1.15
90	0.65	140	1.53
110	0.85	170	2.00

地热条件相类似的地区，由于下伏和共生岩石的导热性能不同，对于煤化梯度的影响也不相同。岩石的导热性首先决定于岩石本身的导热率，也还受到岩石的孔隙、裂隙、溶洞、构造破坏程度等的影响。西德萨尔煤田Tevfelspforte钻孔内，在穿过近200m砂岩带中，明显可见各项煤化指标，如无灰基水分、干燥无灰基发热量、干燥无灰基碳含量和平均油浸反射率，都几乎处于呆滞状态。主要因砂岩具有良好的导热率，地温在砂岩中扩散较快，因而相对温差小（图7-7）。如我国四川武胜县某基准钻井的地温梯度，在二叠纪岩层中为4.1℃/100m，侏罗系为2.33℃/100m，三叠系总的平均地温梯度为2.51℃/100m；而在嘉陵江灰岩中由于白云岩和石膏含量高，因此地温梯度出现了1.9℃/100m、1.5℃/100m、1.3℃/100m等较低数值。这是由于白云岩等易溶岩石的导热率较高及裂隙、溶洞发育，使其导热性能较好所造成的。

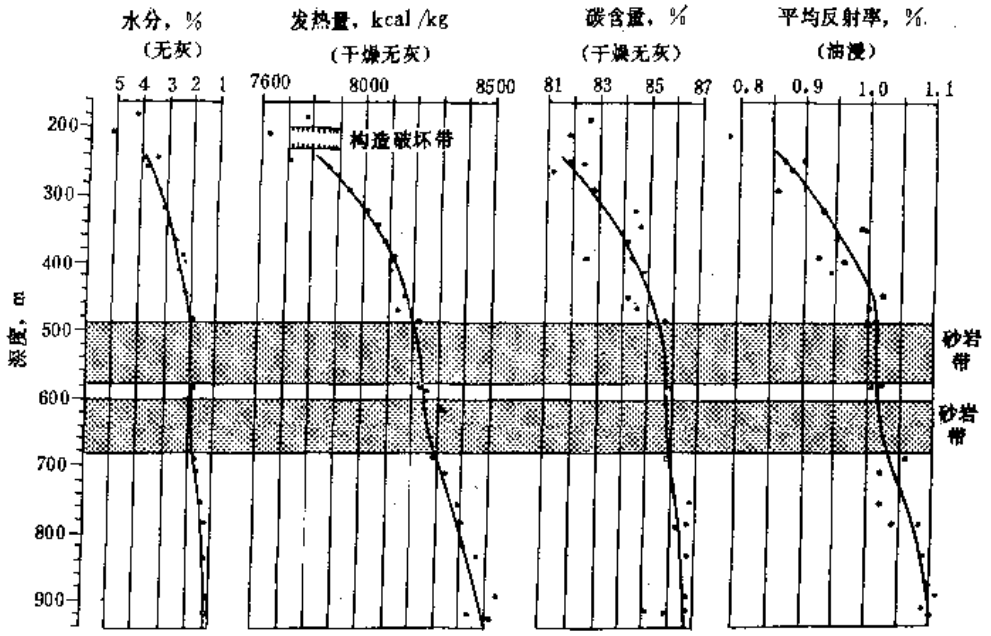


图 7-7 西德萨尔区Tevfelspforte钻孔砂岩带呆滞了煤化程度的增高
(据Teichmüller, 1968)

二、时间

在煤化作用中，煤在温度、压力作用下所经历的时间长短，特别是在地质上的时间延续，都是不可忽视的因素。

Karwell (1956) 第一次从化学动力学角度评价了煤化作用的持续时间，从而开创了定量评价煤化作用因素的方法。他根据煤化作用的热动力模拟，近似地计算出烟煤各煤化阶段的反应速度，绘制了煤化温度、时间与挥发分的关系曲线，进一步论证了煤级（煤化程度）是温度和时间的函数。即在较短时间的较高温度下与较长时间的较低温度下，可以形成相同煤级的煤（图7-8）。应该指出，时间因素在较高的温度下往往更加明显，当温度过低，时间因素就不易起作用了。这从图7-9中曲线4向曲线1变化，愈来愈平缓即可看出，当温度低时，时间差异对煤化程度影响愈小。因此，有人主张当温度小于50℃以下，时间因素对煤化作用是可以忽略不计的。如原苏联莫斯科近郊煤田早石炭世的煤仍处于褐煤阶段，这主要是由于煤系本身的厚度不足百米，上覆岩系又很薄，认为从未受到大于20～25℃的温度，显然这是低于能使时间因素起作用的下限温度。

此外，时间因素还涉及到由于沉降快慢所引起的受热速率问题。在同样沉降幅度的盆地，由于达到相同埋藏深度的沉降速率不同，其受热增温速率也不同。澳大利亚煤岩学家Kantsler等 (1978) 提出，第三纪沉降较快的吉普斯兰盆地，煤的反射率变化滞后于温度的增高。原苏联学者纳高日内等认为，煤在其最大埋藏深度上，若不足50Ma，就不会达到其相应的煤化程度。为此，Teichmüller认为应考虑两种因素：1) 在快速沉降的盆地中，对于一定深度和地热梯度来说，还可能未达到温度平衡；2) 对于一定温度下，煤化平衡也可能尚未达到。

三、压力

前苏联学者列文施琴 (1963) 对卡拉干达煤田按5MPa/min递增的速度加压，直到高

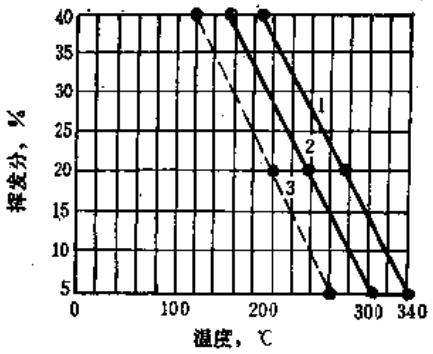


图 7-8 煤化程度与温度和受热时间的关系

1—5×10^6a；2—10×10^6a；3—20×10^6a

（据Karweil，1956）

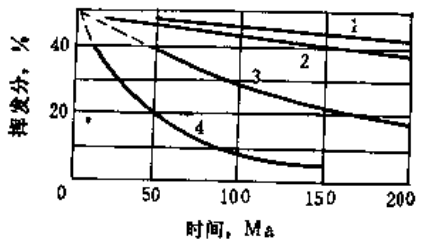


图 7-9 据反应动力学计算的不同温度下煤化时间与煤化程度的关系

1—50℃（埋深1000～1300m）；2—60℃（埋深1000～1300m）；3—100℃（埋深2000～3000m）；4—150℃（埋深3500～4700m）

（据Karweil，1956）

达相当于地下15km处的500MPa的压力，煤的V_{daf}、C_{daf}、H_{daf}和Y值都未发生明显的变化（表7-3）。

表 7-3 卡拉干达煤田压力变化与煤化指标关系

加压值，MPa	V_{daf}，%	C_{daf}，%	H_{daf}，%	Y，mm
0	37.5	82.20	5.66	13
100	37.7	82.32	5.81	12
200	37.5	82.62	5.90	13
500	37.4	82.68	5.80	

近年来，在不同压力下的煤化实验更加确认了静压力对化学煤化作用起着抑制作用。在煤化作用中，起决定作用的是化学煤化作用，而不是物理煤化作用。压力因素虽阻碍化学反应，但却引起煤的物理结构发生变化。如静压力使煤的孔隙率和水分降低、比重增加，还促使芳香族稠环平行于层面作有规则的排列。构造应力影响到反射率值及镜质组的各向异性，其光性也发生变化。在强烈变形影响的煤中，光性从典型的一轴负光性转变为二轴正光性，最大的反射率轴垂直于应力方向。

在煤化作用的最后阶段，特别是变无烟煤的形成阶段，煤化作用除了高温和压力作用外，剪切应力的作用亦较为明显。在构造压应力作用下，剪切与拉伸能使芳香族单元层沿石墨形成的方向更加排列有序，这在半石墨化、石墨化阶段表现的更为明显。

近来有人提出放射性活动影响煤化作用的问题。例如，Teichmüller等曾报导了在低煤化烟煤中，富铀化合物周边的煤其反射率增高。

第三节 煤化程度指标

煤化程度指标简称煤化指标，又称煤级指标。由于煤化作用是个复杂的过程，不同煤化阶段中各种指标变化的显著性各不相同，因此对于一定煤化阶段往往具有不同的煤化程度指标（表7-4）。

表 7-4 常用煤级指标在不同煤级阶段的变化情况表

煤级指标（镜煤样）	测值变化范围①			
	褐煤	低煤级烟煤	高煤级烟煤	无烟煤
水分M_{ad}，%	28～5	<5～1②	1 ±	1～2②
挥发分V_{daf}，%	63～46	<46～24	<24～10	<10～2②
碳含量C_{daf}，%	60～75	>75～87②	>87～91②	>91～96②
氢含量H_{daf}，%	7～6②	<6～5.5②	<5.5～4②	<4～1
发热量$Q_{daf,dr}$，MJ/kg	16.7～29.3	>29.3～36.17	≥36.17	≤36.17
折射率N_{max}	1.680～1.732	>1.732～1.859	>1.859～1.940	>1.940～2.058
吸收率K_{max}	0.010～0.027	>0.027～0.077	>0.077～0.130	>0.130～0.351
反射率 R^{o}_{max}，%	0.28～0.50	>0.50～1.50	>1.50～2.50	>2.50～6.09
反射率 R^{i}_{max}，%	6.40～7.20	>7.20～9.40	>9.40～11.50	>11.50～16.55
双反射率 R^{o}_{max}～R^{i}_{max}，%	0	0	0～0.5	>0.5～5
X射线衍射面网间距（d_{002}，0.1nm②）	4.1907～4.0401②	4.0401～3.5341②	3.5341～3.4760②	3.4760～3.4269②

注：1.①表示各指标测值的变化范围是按煤级增加的方向排列。
②表示规律性差。
2.据杨起、潘治贵，1988。

为使煤化程度的研究具有可比性，对于确定煤化程度用的试样应有统一的要求。以工业牌号表示的煤变质程度或煤化程度是以煤层平均煤样的可燃基挥发分V_{daf}值作为主要指标。由于煤岩显微组分在煤化过程中变化步调不一致，因此使得根据平均煤样确定的煤化程度指标和变质指标不够准确。只有在煤岩显微组分差异不大的情况下，才近似地反映煤化程度和变质程度。为改善这种状况，所使用的化学分析数据最好取自微镜煤，反射率取自镜质组。现将常用的主要煤化程度指标列述如下：

1．水分

在褐煤与尚能压固的低煤化阶段，由于上覆岩层压力，使得煤中的孔隙度很快降低，亲水官能团分解，水分迅速减少。如软褐煤阶段，埋深每增加100m，水分降低4%。因此，水分是低煤化阶段的较敏感的煤化程度指标。

2．发热量

在褐煤及低煤化烟煤阶段（V_{daf}>30%），镜质组的发热量主要决定于水分的含量。随着水分的降低发热量大致成比例地增高。因此发热量也和水分一样，是褐煤及低煤化烟煤阶段的煤化指标。

3．氢含量

煤中氢含量一般小于6%。由于煤的芳香族稠环中富氢官能团和侧链随煤化程度的增高而逐渐脱落，从而析出甲烷，并且在无烟煤阶段的析出量最大，氢含量减少的最为明显，可由4%降至1%。因此，氢含量是无烟煤和变无烟煤阶段较敏感的煤化指标。

4．碳含量

随着煤化程度的增高，因芳香族稠环中官能团和侧链的不断脱落使碳含量相应地增高。但从肥煤到贫煤的阶段内，碳含量仅从87%增加到91%，在软褐煤和暗褐煤阶段的变

化也不明显。因此，从亮褐煤到接近气煤与肥煤分界的阶段及无烟煤阶段里，碳含量的变化较为明显，可作为煤化程度指标。

5．挥发分及镜质组反射率

挥发分及镜质组的反射率是最常用的两个煤化程度指标。在气肥煤到瘦煤的煤化阶段中，镜质组反射率随芳香稠环缩合程度的增加而增高。大致代表煤中的非芳香馏分（脂肪官能团和脂环官能团）的挥发分是随非芳香馏分的逐步减少而降低。由于镜质组反射率和挥发分都与镜质组结构单元的芳构化程度有关，因此镜质组反射率的增高与挥发分降低的程度几乎相同。在气肥煤阶段之前，煤中析出的气体以CO_2和H_2O为主，此阶段镜质组反射率与挥发分变化不明显且不规则；无烟煤阶段，挥发分含量已很少，变化不大；故在肥煤到贫煤阶段，挥发分是良好的煤化程度指标。镜质组反射率自贫煤以后，由于煤化作用增加了芳环族单元层排列的有序性，它仍是良好的煤化程度指标。但随着煤化程度的进行，煤的光学各向异性也增大，因此影响了反射率测定的精度。在变无烟煤阶段，镜质组的最小反射率反应更为灵敏。

与其它各种煤化指标相比，镜质组反射率指标的优点首先表现在随煤化程度的加深具有明显规律性单向变化，变化规律有较好的重现性和可比性；其次，该指标的变化值能较精确地加以确定，测定的技术方法简便、易行。

镜质组反射率指标不受煤岩成分、灰分、煤样代表性的影响，而且受还原程度的影响也很小。在煤受氧化时，只有在完全失去粘结性的情况下，镜质组的特征才开始改变。IO.A.斯切潘诺夫根据10～20年后的煤样观测认为，氧化煤的反射率基本未受影响；但挥发分、胶质层厚度等，在不到1年时间内，大气氧化煤样中已发生很大变化。一般说，镜质组反射率测定值的标准离差小、精度高。

在应用上，镜质组反射率指标存在一定局限性。首先，在低煤化阶段，由于芳香度和缩合度变化较小，因此镜质组反射率的变化量值上反应不灵敏；其次，在粉煤和分散有机物的制样中，难于消除不同显微组分的误测。此外，氢含量对镜质组反射率有一定影响，富氢的镜质组反射率值偏低；在高煤化作用阶段，特别从无烟煤阶段以后到变无烟煤阶段，镜质组反射率值相当离散，双反射率明显增大，因此影响该指标应用的准确性。

6．壳质组的荧光性

在低煤化阶段，壳质组的荧光性是较好的煤化程度指标。煤的荧光性与反射率之间具有互相消长的关系，即反射率越低，荧光性愈强，二者并非线性关系。

Ottenjann（1975）曾详细地研究了孢子体荧光光谱与煤化阶段的关系（图7-10）。光谱峰随煤化程度的增高有规律地移向更长波段。泥炭阶段λ_{max}在500nm以下，挪动范围较宽；褐煤阶段λ_{max}大致在560～580nm之间，峰形陡峭；随煤化程度的进一步提高，光谱曲线在630nm上逐渐形成一个小突峰，它在亚烟煤阶段（相当老褐煤阶段）迅速增大；在相当长焰煤阶段640nm波长段出现了第二个峰，直到气煤阶段640nm峰取代了580nm峰；煤化程度继续增高，640nm峰继续迁移向红光谱段，到肥煤阶段λ_{max}移到670nm以上。

7．x射线衍射曲线

煤化作用的增高，使镜煤的芳香族稠环逐渐排列规则化。因此，当x射线透过时，会产生不同程度的衍射。从图7-11中可知，随着煤化程度的提高，衍射曲线从平稳到陡，强度也愈来愈大。

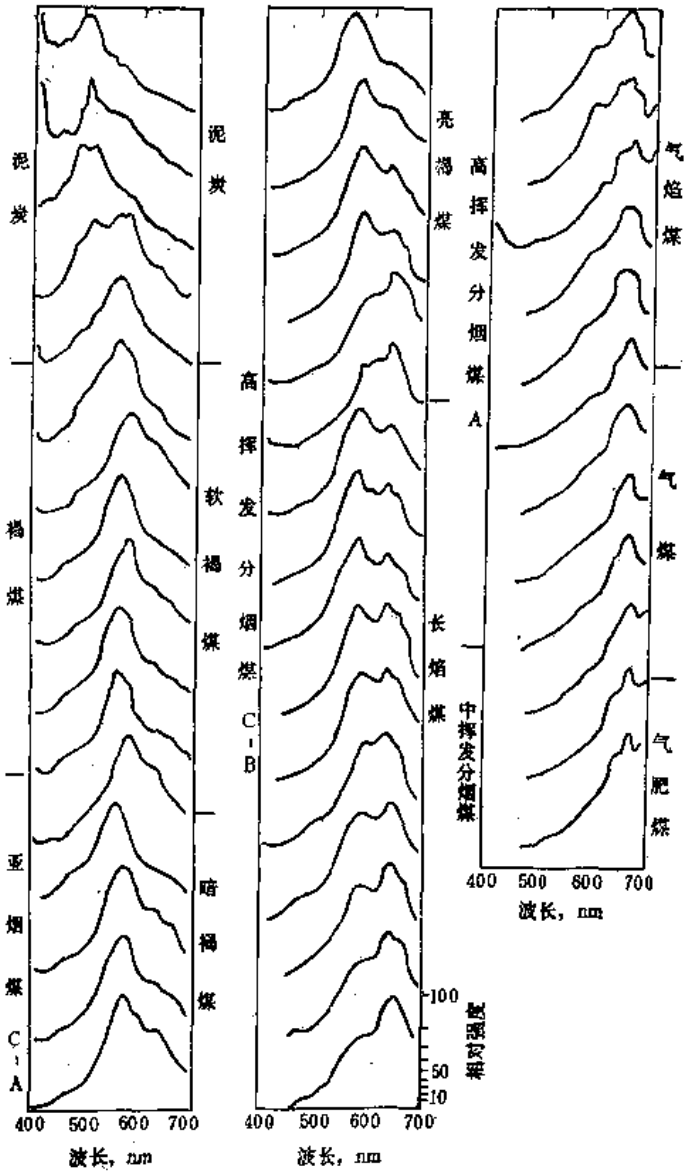


图 7-10 孢子体荧光光谱随煤化程度增高的变化
（据Ottenjann等，1975）

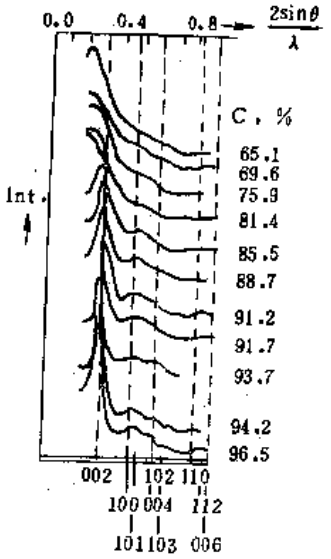


图 7-11 随碳含量变化的x射线衍射曲线
（据 Krevelen 和 Schuyer，1957）

第四节 煤的变质类型

在煤化作用过程中，热增温对煤的变质起着主导的作用。由于引起煤变质的热源和增热的方式及变质特征的不同，将煤的变质划分为深成变质作用、岩浆变质作用（区域岩浆热变质作用和接触变质作用）、动力变质作用。

一、深成变质作用

1．希尔特定律

深成变质作用是指煤层因沉降而埋藏于地下深处，由于地热及上覆岩系静压力作用下所发生的变质作用。这种变质作用的增高，往往是与煤层埋藏深度加大有直接关系。煤的各种性质及特征随埋藏深度的增加而变化的现象，早为人们所关注。德国学者希尔特

(Hilt, 1873) 曾针对西欧若干煤田煤变质规律提出：在地层大致水平的条件下，每百米煤的挥发分降低约2.3%，即煤的变质程度随埋藏深度的加深而增高，称为希尔特定律。

深成变质作用主要是由地热引起。由于地热是由地表向地下深处逐渐增高，故又称为地热变质作用；又因为其影响的广泛性，还将深成变质作用称为区域变质作用。

地热来源于原始的地球残余热、化学反应热、潮汐摩擦热、放射性元素衰变热及重物质位移热等，其中以后两种较为重要。影响地热的分布除了热源不同外，还有大地构造特征、构造断裂破坏程度、岩石导热性、岩浆岩性质和活动特征，以及地下水活动特征等。这些因素将造成各地区地温梯度的差异。

近年来，对于深成变质作用有了更加深入的认识，认为深成变质作用具有长期性和阶段性，深成变质作用不一定是在含煤建造褶皱隆起之前一次完成，而有时间延续，可以分阶段累积进行。

希尔特定律普遍存在，但由于局部火成岩的侵入、构造变动、煤的成因类型或煤岩类型等因素的影响，也会使煤质发生异常变化。如徐州晚古生代煤田的V_{daf}值随深度加深而增高（表7-5），这是因为下部太原组4号煤为腐泥煤，含藻类体达70%，故使V_{daf}值（达43.98%）比其上部的煤还高，Y值也高。

表 7-5 徐州煤田煤的挥发分随深度增高

煤系	煤层	V_{daf}, %	Y, mm
下石盒子组	3号	38.64	11
山西组	7号	37.83	14
太原组	4号	43.98	28

希尔特定律可用变质梯度表示。变质梯度是指煤在地壳恒温层之下，每加深100m煤变质程度增高的幅度。煤的变质梯度常用煤中可燃基挥发分减少的数值(ΔV_{daf}，即挥发分梯度是指向地下每加深100m挥发分减少的数值），或镜质组反射率增大的数值(ΔR^{o}_{max}，即镜质组反射率梯度）来表示。不同煤田由于地温梯度不同，挥发分梯度也不相同。如我国山西阳泉、大同煤田中ΔV_{daf}为1.4%～3.3%，豫西煤田ΔV_{daf}为2%～3%，鲁中章丘煤田ΔV_{daf}为4%等。

2. 煤变质的分带性

在煤的深成变质过程中，由于煤系下部煤层或煤组受到大于上部的温度及压力，因而变质程度高低不同。这种煤质随沉降深度呈现规律性的变化，即为煤质的垂直分带。如西德鲁尔煤田石炭纪煤系，厚5000m，含煤50至百余层，挥发分大约每加深100m减少2.3%。因而在煤系的垂直剖面上，自上而下分为4个煤化程度不同的煤级带，即：长焰煤—气煤带；气煤带；肥煤带；焦煤、瘦煤及贫煤、无烟煤带。

我国黑龙江省鸡西中生代煤系厚千余米，含煤十余层，煤质分带自上而下为低变质、低中变质及中变质三个带，极为明显。

煤质垂直分带的明显程度与分带的宽窄，主要决定于煤的变质梯度，变质梯度的大小又取决于地热梯度和煤本身的特征。一般来说，地热梯度大，挥发分梯度和变质梯度也

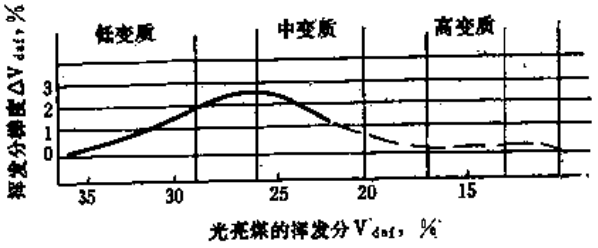


图 7-12 煤变质过程中挥发分梯度曲线

大，因而引起相同煤质变化所需要的沉降深度也就愈小，煤质的垂直分带就窄。如果考虑到受热时间的延长会使煤质变化所需的深度变的更小，煤质垂直分带则更窄。煤质特点对挥发分梯度也有明显影响，因此不同变质程度的煤，其挥发分梯度各异。如图7-12所示，以中变质煤的变质梯度最大，因此中变质程度煤的分带现象明显，变质带厚度一般较小，这也是焦煤分布一般不如低和高变质煤广泛的原因之一。

煤变质的水平分带是垂直分带性的一种表现，由于地壳构造运动的影响，同一煤田内同一煤层或煤组在形成和形变过程中沉降深度不同，这就表现在煤系本身厚度变化和煤系上覆岩系厚度变化的不相同。因此，使同一煤层或煤组所经受的变质程度不同，反映在平面上就构成煤质的水平带状分布特征（图7-13）。

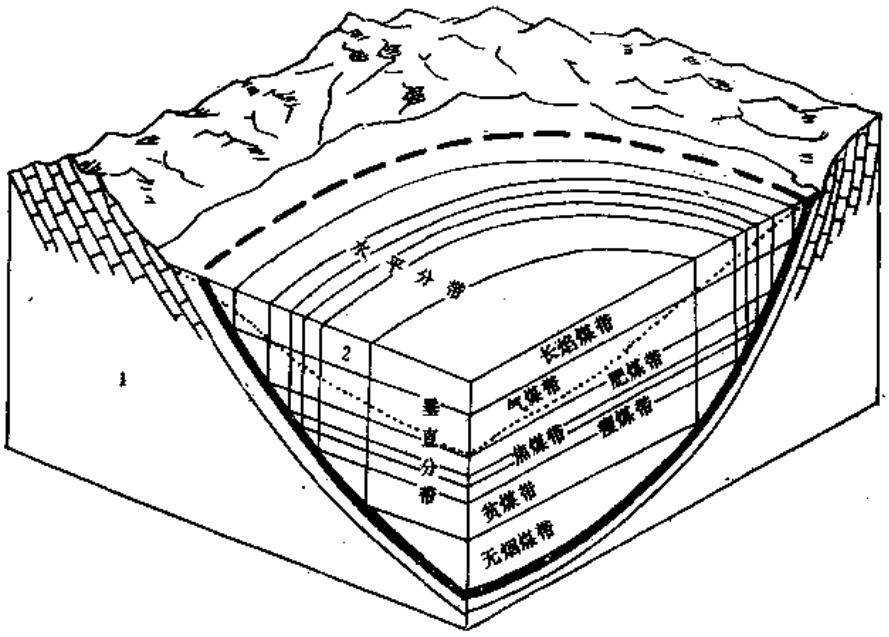


图 7-13 煤质分带示意图

1—煤盆地基底岩系；2—煤系上覆岩系

深成变质作用形成的煤质分带分布较为广泛，分带轮廓和形状常呈带状、环状、弧形等。煤变质带的展布与煤系厚度和上覆岩系厚度有相应的变化趋势，变质带的宽度往往受到聚煤盆地沉降幅度及形态陡缓的影响。

3．煤系上覆岩系厚度与深成变质

影响煤变质的沉降深度，除了煤系本身厚度所代表的沉降深度外，上覆岩系厚度代表的后期沉降同样也影响煤的变质。我国华北晚古生代聚煤盆地煤系厚度一般较薄，它所代表的沉降深度不足以形成不同的煤种。但煤系形成后的继续沉降（即上覆岩系厚度所代表

的沉降），形成了煤变质分带的原因之一。我国湖北东南部早二叠世麻土坡煤系，厚度一般不足10m，但由于上覆岩系厚度不同，使仅含的一层煤在各地的变质程度不同（表7-6）。

表 7-6 鄂东南麻土坡煤系上覆岩系厚度与变质程度的关系

地　　点	牌　　号	煤层上覆岩系总厚度，m	最大反射率R^{o}_{max}，%
通山老屋基	焦　煤	388	9.40
阳新洋港	焦　煤	471	9.36
崇阳东堡	焦瘦煤	615	9.91
阳新胡桥	瘦　煤	730	10.30
阳新中山岭	贫　煤	991	11.60
通山老虎槽	贫煤～无烟煤	1204	11.90

注：江思鑫，1966。

应用上覆岩系厚度分析深成变质作用的影响，应注意在煤系形成后构造运动史的研究。当煤系与上覆岩系之间为连续沉积或仅有短暂的间断时，由于两个岩系基本上处于同一构造运动幕，经受同期构造运动的变形，因此上覆岩系厚度与煤系本身的沉降有关，对煤的深成变质有较大影响；反之，如果上覆岩系与煤系之间存在长期间断，甚至经历了不同的构造运动，这时必须对其剥蚀的上覆岩系厚度作专门研究后，才能正确分析对煤的深成变质作用的影响。

4．深成变质作用与煤层赋存深度的关系

近20年来，进一步认识到煤层现今赋存的深度对煤的变质也有影响。在含煤岩系发生构造变动之后，由于后期形变造成了更大埋藏深度，在这种条件下由于温度、压力和时间因素的影响，仍然可使煤的变质程度累积加深。尽管经受的温度低于构造变形之前（不低于50℃），但由于经历足够长的时间，煤的变质仍会继续加深。如我国河北开滦煤田开平向斜轴部煤的变质程度高于两翼，轴部为焦煤，两翼为肥煤和气煤。因而，形成了等变质面与煤岩层面呈一定交角。两者交角愈大，反映构造形变后煤层赋存深度对煤变质的影响愈大。

根据等变质面与煤岩层面的关系，可以说明煤化作用发生的时间、强弱与构造形变（主要指褶皱形变）的关系。Teichmüller等（1971）分析了鲁尔煤田的煤化作用史（图7-14），说明该煤田的深成变质作用基本完成后才经受褶皱变形。因此，除原始平缓的倾斜之外，等变质面与煤岩层面大致平行。煤的变质与后期的构造形变无关，即煤系形成后，后继沉降和构造形变而导致的赋存深度变化都远不及煤系形成中的沉降影响大；如果后继沉降和构造形变导致的赋存埋藏加深较为强烈，就使等变质面与煤，岩层面斜交。若交角愈大，等变质面愈近水平（图7-15）。

二、岩浆变质作用

由于岩浆热、挥发分气体和压力的影响，使煤发生了变质作用。这种变质作用形成的条件是由于岩浆的侵入、穿过或靠近煤层或煤系。根据侵入岩体的大小和侵入部位，以及侵入岩体与煤层的直接接触或间接影响，进一步划分为两种类型：一种是与浅成侵入岩有关的接触变质作用；另一种是与地下庞大的深成侵入体有关的区域岩浆热力变质作用。

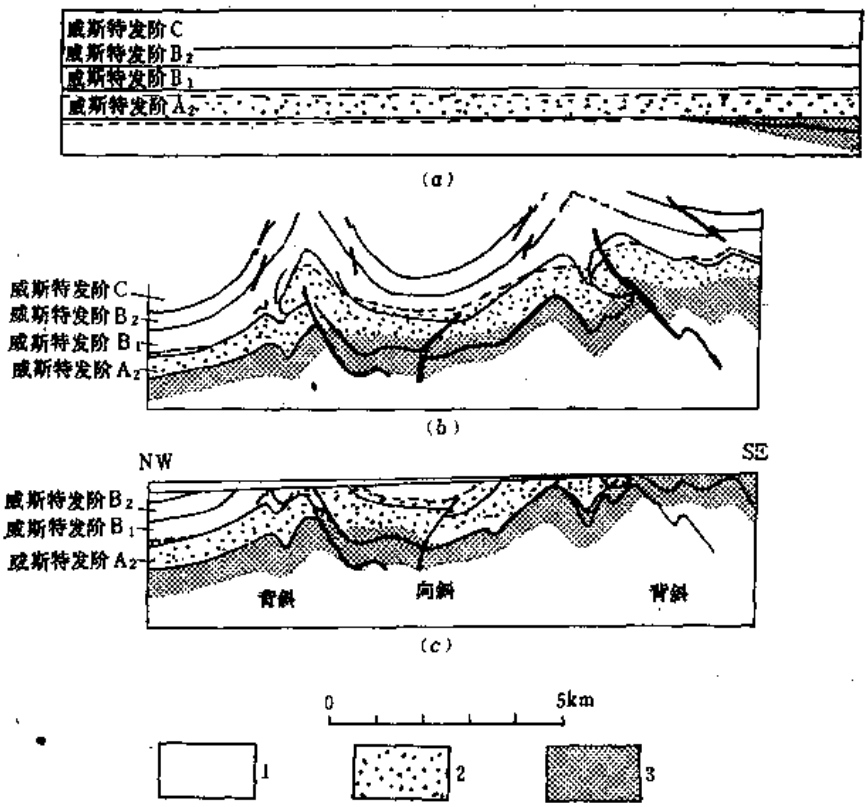


图 7-14 鲁尔煤田煤化作用史

a—主要煤化作用时间1200万年；*b*—隆起后剥蚀；*c*—28000万年无煤化作用变化；
1—镜质组反射率小于1.1%；2—1.1≤1.6%；3—镜质组反射率大于1.6%
（据M.和R.Teichmüller, 1971）

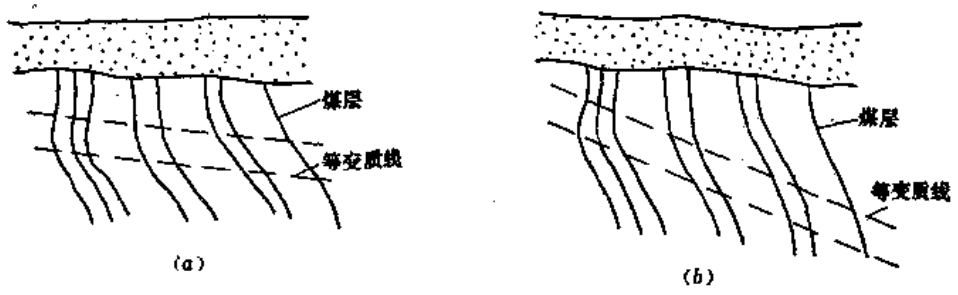


图 7-15 根据剖面中等变质线与煤层交角判断构造变形前后煤化作用的强弱

a—褶皱期和褶皱期后的煤化作用较强；*b*—褶皱期和褶皱期后的煤化作用较弱，
褶皱期前的煤化作用较强
（据M.Teichmüller）

（一）区域岩浆热力变质作用

这种变质作用又称区域热力变质作用或远程岩浆变质作用等。

区域岩浆热力变质作用与深成变质作用的特征有若干相近之处，但在受热温度高低、时间长短及受热均匀程度上又有许多不同之处。区域岩浆热力变质作用有以下主要特征：

（1）由于变质作用是在区域地热场上叠加了岩浆热，故地区的地热温度较高，地热

梯度较大，煤变质的垂直分带明显，变质带厚度及平面宽度都较小。

（2）这种变质作用所产生的变质带，在平面上的展布特征与煤系和上覆岩系等厚线的展布无关，而与深成岩体分布有一定关系。如我国黑龙江双鸭山煤田中辉长岩岩株出露宽2km，长4km，围绕岩体煤级呈同心环带分布（图7-16）。

（3）煤的变质程度决定于岩体大小，以及与岩体距离的远近。距岩体近的煤变质程度高，并常有热液矿化现象，远离岩体则变质程度较低。

应该指出，在这种区域热力变质过程中，由于岩浆热液作用，无烟煤带的围岩往往发生蚀变，如硅化、叶蜡石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化、黄铁矿化作用等，且石英砂岩变为石英岩，灰岩变质为结晶灰岩或大理岩，泥质岩变质为板岩。特别是热液石英脉的发育，是区域岩浆热变质作用的标志之一。

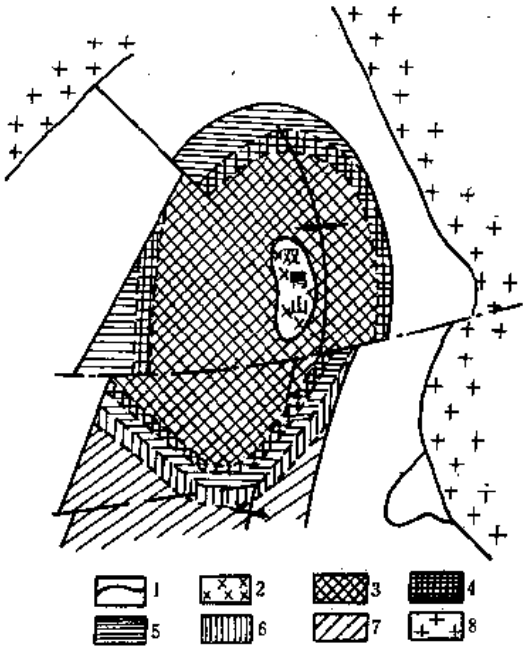


图 7-16 黑龙江双鸭山煤田的煤质分带

1—断层；2—辉长岩；3—无烟煤；4—贫煤；5—瘦煤；6—焦煤；7—气煤；8—花岗岩基底

（二）接触变质作用

接触变质作用是指各种岩床、岩墙、岩脉等浅成岩体侵入或接近煤层，这些侵入体的热能使煤层达1000℃以上。这种热影响多是局部的、多变的，地质时间上是短暂的。这种变质作用有以下特征：

（1）在侵入体与煤层接触带附近，煤层受热温度和增温速率高，但延续时间短，受热均匀性差。因此临近侵入体附近，往往有不规则的天然焦带。天然焦多呈深灰、灰黑色，多孔隙，有明显的垂直柱状节理。

（2）经接触变质作用的煤，颜色变浅，比重增大，灰分增高，挥发分和发热量降低，粘结性消失，愈近岩体愈明显。在接触变质过程中，由于氧含量迅速减少，碳含量增加的慢，所以与正常煤相比，这种煤的挥发分、发热量均偏低。

此外，由于煤在高温下分解时产生的CH_4气体与硫酸盐作用，可生成碳酸盐矿物。煤中碳酸盐矿物含量的增加，也往往是接触变质煤的特征之一。

（3）在接触带中，煤的镜质组因经受高温溶解时气体逸出而具气孔状构造，形成多气孔和沟槽的天然焦，其最大反射率和各向异性随温度提高而增大。

（4）在接触带附近，常常存在规模较小且不规则的局部煤质分带现象。其宽度不大，从数厘米至数米不等。

此外，由于接触变质作用，在煤中可出现一些新的成分，大量的挥发分在煤的裂隙或孔腔中冷却固化成焦油或类沥青，然后变成新物质构成的小球体。Stach（1949）称为“气相石墨”。这种物质在平面偏光下表现为球体堆聚状态，球体直径从2～5μm。在正交偏光下，每个球体显示有黑十字，转动物台十字不变，因此光学性质是对称同轴的结构。在靠近侵入体的地区，可形成类似中间相球体；可能来自沥青碳化的球体，其直径为1～10

μm之间。

褐煤和无烟煤的接触变质与烟煤不同。多数烟煤在岩浆侵入后，靠近侵入体的地方变为天然焦。如江苏利国煤矿开采的就是天然焦，且原来比较稳定的煤层在岩浆侵入后，由于塑性变形使天然焦呈串珠状。褐煤在侵入体侵入期间的变化是大量脱水、裂开和充填矿物质，它不会因受热变成胶质体，只是收缩、弯曲，并保留原有的显微结构。无烟煤在侵入体侵入期间不软化，保存无烟煤的结构，在化学组成、光学和其它性质上近似于石墨，具极大的各向异性。

接触变质煤的反射率随与侵入体的距离而变化，还决定于温度、侵入体性质、煤层和围岩的性质。接触变质煤与非接触变质煤相比，在碳含量相同时，其反射率值要大些。

浅成岩体的接触变质作用与以下因素有关：

1）岩体的产状　岩墙与岩脉都是垂直或斜交煤层穿过，因而它们对煤层的影响范围不大，形成的天然焦仅限于岩体两侧邻近部位，厚度通常只有几十厘米至几米。引起的次生分带现象也是局部的。

岩床为顺层侵入的岩体，与煤接触的面积较大，因而影响范围和程度也较大。如我国辽宁阜新煤田岩床厚度由1厘米至百余米，延展数千米，邻近岩床的煤层普遍变成了天然焦。

2）岩体的大小、侵入部位和侵入次数　一般岩体愈大，对煤质影响愈大。岩体位于煤层下部对煤层变质的影响程度及范围比位于上部要大。侵入次数多对煤变质影响大。

3）岩浆的成分、性质及煤层围岩的物理性质　通常酸性岩浆体由于含有较多的挥发性气体，因而对煤质影响大；基性岩浆体由于挥发性气体含量小，对煤变质的影响较小。煤与围岩的孔隙度大，导热性好，所以煤质受影响的程度就高。

三、动力变质作用

动力变质作用是指由于地壳构造变动的直接原因而造成煤发生变质的作用。

20世纪30年代，以美国怀特（White）为代表的学者曾认为，煤的变质主要是受构造变动的控制，从而夸大了动力变质作用的影响。应该指出，动力变质作用在自然界是存在的。例如，我国江西上饶八都逆掩断层附近狭长的动力变质带中，晚三叠世煤变质为无烟煤；北京西山八宝山逆掩断层两侧，部分煤已变质接近石墨化阶段。

构造变动产生的动压力不能促进化学煤化作用的进行，一般只引起物理煤化作用。所以只有当构造应力作用于煤岩层而产生大量摩擦热后，从而导致煤的变质。由于这种热量往往较少，因此动力变质作用主要发生在煤层围岩导热差，且热量易于集中的相对密闭的环境。例如，煤及围岩在压扭应力作用下的构造强烈活动地区常常形成动力变质作用带，多呈条带状分布。这种变质作用与其它类型的煤变质作用相比较，往往是次要的和局部的。

含煤建造的形成与演变过程常是复杂的，所以在一些煤田中煤的变质作用也往往以多种复合型式出现。因此，研究煤的变质问题必须综合、全面地分析影响煤质变化的因素及其演化史，从而阐明变质作用的类型及其规律，才能为煤质预测提供科学依据。

第八章　与煤有关的其它可燃矿产及煤中的微量元素

含煤岩系中与煤有成因联系的矿产包括金属与非金属矿产，如铝土矿、耐火粘土、菱铁矿、赤铁矿、黄铁矿、锰矿、磷矿等，它们是矿床地质学研究的对象；此外，还包括可燃的其它矿产，如油页岩、煤层气、碳沥青、石煤等，而油气资源为石油天然气地质学研究的对象。煤中微量元素的富集不仅可作为资源，在煤中的有些元素当开采、加工利用时会带来环境污染问题，因而受到人们的关注。

第一节　油　页　岩

一、概述

油页岩是煤系中重要的伴生矿产，主要用于提取液体燃料及其它化工产品。

任何一种能在热解中形成有工业意义的石油的浅成岩石，都可称为油页岩。所以，油页岩的矿物岩石组成是多种多样的。有些属于真正的页岩，主要由粘土矿物组成；有些则主要由石英、长石、粘土矿物等的碳酸盐岩形成，如美国西部的绿河页岩。目前世界上开采的油页岩包括页岩、泥灰岩、碳酸盐岩和其它细碎屑岩。

二、油页岩的组成

油页岩的有机质化学组成主要是碳、氢、氧、氮、硫等元素，但变化范围较大。元素组成中氢含量一般较高，氢碳原子比为1.25至1.75；氧含量相对变化大，氧碳原子比为0.02至0.20；氮含量少但变化大，氮碳原子比为0.5×10^{-2}至5.8×10^{-2}。

油页岩中含的有机质主要是一种固态不溶物质——干酪根，它与生油岩层中的干酪根无明显差异。油页岩在热解过程中（将岩石加热到500℃）产生页岩油，这一过程与生油岩在埋深过程中由于温度升高而形成石油的过程也相类似，仅岩石的有机质丰度和演化程度有所不同。生油岩中有机质的原始丰度即使很低，只要埋藏足够深，都有可能通过运移形成有工业价值的油藏；而油页岩必须含有大量的有机物质才有工业意义。评价油页岩最重要的工艺指标是含油率和发热量。含油率是指油页岩干馏后所获得的油量，一般为百分之几至十几，有的超过20%。一般发热量大致相当于煤的1/3～1/5。

油页岩在演化阶段上的要求与生油岩不同，对于热解时产油率高的油页岩最好是埋藏较浅的。即在深成热解开始之前，干酪根的演化未达到成熟阶段。

在显微镜下观察，油页岩的有机物质几乎完全由藻类遗体（即藻类体）构成。据Cook研究认为，含氢量较高的藻类体按形态特征可分为两种类型：一种是有形态结构特征的，称为藻类体A；另一种多无结构特征且呈细薄层状的，称为藻类体B。

藻类体A可为单体或群体，呈椭球、球形或盘状，往往形成油页岩的主要组分，如脱斑油页岩、塔斯马尼亚油页岩、库克油页岩中所见。藻类体A可由3种藻类构成，即葡萄藻类、塔斯马尼亚藻类和粘球形藻类。葡萄藻类属于绿藻类，可以形成各种形态的群体，多由几个或许多藻胞由凝胶状的共有组织团聚成群体，大小平均为0.02～0.40mm。由于大小、种属及切面方位不同，可呈放射状、透镜状、球状及扇形。呈杯状的藻胞外口朝向外

侧，有的种属具管状分叉。葡萄藻类多形成芳香度极低的组分，属于淡水或半咸水藻类，多生活于淡水湖泊内较富氧而腐植酸含量低的水中，死后堆积于富有机质的软泥中，常富集分布于腐泥中。由于沼泽水的pH值不同，其个体大小亦不等，它们生存的时代自寒武纪到现代，特别是石炭纪以来。塔斯马尼亚藻类也属于绿藻，有人认为近似于现代的厚皮球藻，为一种海生藻，为单体，原为圆球状，后经挤压呈薄平盘状，厚而有疹孔的胞壁内有许多细的放射状的孔道，可局部或全部贯穿胞壁；胞壁多由2～3层构成，外层往往不能保存，内层多纤维化，中层所具有的孔道为鉴别特征；个体小于0.10mm至大于0.60mm。这种藻类生存于寒武纪到现代，往往以二叠纪和侏罗纪较富集，多为局限海环境，有淡水注入而淡化的滨海地带，以及有海水影响的泥炭沼泽中。粘球形藻类为群体，直径大小约自0.025～0.15mm左右；单个藻胞可分泌凝胶状外套膜，多零星散布，生存于寒武纪到现代。

薄层状藻类体态多呈细薄层状，往往与矿物质互层分布，如美国的绿河页岩、昆士兰的荣德尔油页岩等，由细的底棲和浮游藻类形成薄层或叠层，与矿物质粘结成藻席，纹层小于0.005mm，长度为0.05～1.5mm。平行层面切片可见不规则网结状纹层，多无结构。

除上述外，在油页岩的有机质中还有未经充分分解的其它有机残骸，如孢子、花粉、几丁虫、笔石类、有孔虫，以及鱼、虾类等的介壳、骨刺等碎片。

无机组分多为粉砂、泥级碎屑岩和碳酸盐岩。

三、油页岩形成的沉积环境

一般认为，油页岩主要为还原环境的静水沉积，主要有以下三种沉积环境：

1）大型的内陆湖成盆地　主要属于泥灰岩或泥质灰岩型，伴生沉积的还有火山凝灰岩和盐类。这种环境下沉积的油页岩主要有美国西部早始新统绿河页岩、扎伊尔斯坦利维尔盆地三叠纪的油页岩、加拿大新不伦瑞克密西西比系阿尔伯塔页岩等。

2）浅海陆棚环境　此种地带往往为大面积稳定薄层油页岩的形成提供了良好的条件。油页岩大多属于粘土类和硅质类型，也可以为碳酸盐岩型。世界上多为黑色页岩沉积，如苏联西伯利亚北部及北欧的寒武系、北非的志留系、南美的二叠系和西欧的侏罗系等油页岩。

3）小型湖泊、沼泽及伴生沼泽的泻湖环境　此种地带往往形成与煤系伴生的油页岩，如西欧的二叠系、我国第三系（如抚顺油页岩）。油页岩大多位于煤层层位以上（图8-1）。

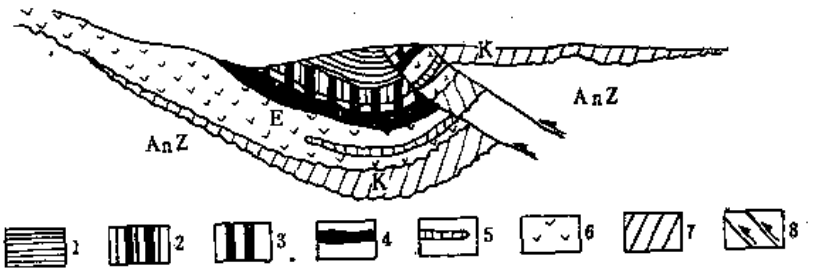


图 8-1　抚顺煤田第三系油页岩地质剖面

1—绿色页岩及泥灰岩层；2—油页岩层（富矿）；3—油页岩层（贫矿）；4—上含煤组；5—下含煤组；6—玄武岩、凝灰岩；7—白垩系；8—逆断层

油页岩的成矿时代较为广泛。古生代的油页岩多以浅海陆棚环境和大型内陆湖盆沉积为主，由于在漫长的地质年代中经受了相当程度的热演化，往往含油率不高；中、新生代以后的油页岩大多以内陆湖盆及与成煤沼泽共生的湖沼盆地油页岩为主。

我国的油页岩矿床最老的为中泥盆世（云南禄劝一带），以后则以中、新生代较为多见，已开发利用的油页岩矿床如抚顺、茂名都属于第三纪的。

第二节 煤 层 气

一、概述

（一）煤层气及其资源

含煤岩系中形成的天然气，泛称为煤成气。这一术语的涵义目前仍存在不同的认识。

在含煤岩系中，有大量呈集中状态和分散状态的腐植型有机物质。其中，呈集中状态的腐植型有机物质经成煤作用可形成煤层、煤线和煤的透镜体；呈分散状态的则广泛分布于含煤岩系的炭质页岩和黑色泥岩中。因此，煤成气通常是指上述两种状态下的腐植型有机物质在成煤作用中形成的全部天然气；也有人认为煤成气是指热演化过程中煤内有机质形成的天然气，但不应包括成煤作用早期所形成的生物气。

煤层气是煤成气中特指的部分，通常是指在煤层、碳质页岩、黑色泥岩等气源岩中储集的煤成气。因此，除了形成煤层气外，另一部分煤成气则运移出气源岩以外呈分散或聚集形式赋存。

将煤层作为气源岩和储集岩加以研究，只是本世纪近期才受到人们的注意，特别是世界上从含煤岩系中连续发现几个大气田以后，才逐渐认识到煤层气资源在能源结构中的重要意义。对煤层气资源的开发利用不仅增加了能源实力，而且也为充分利用煤炭资源，改善煤炭开采的生产安全条件，减少对大气环境的污染提供了科学途径。

煤层气的组成中以甲烷为主，并含有若干其它气体，因此它除了作为能源外，也可作为化学工业的原料。

煤成气的资源量巨大，维索茨基（1979）估计，如以全世界的远景储量为5.0×10^{13} t计算，用成煤作用中煤化作用中等的肥煤产气率作依据，全世界煤成气可达 9.95×10^{15}～$11.5\times10^{15}m^3$。如果考虑到煤系中分散有机物质所形成的气，则资源量还要多。

目前，世界已探明的天然气储量有相当大部分来自煤系中。据哈尔布特（1979）资料可知，全世界已发现26个大气田（相当于$2.83\times10^{11}m^3$），其中有16个是煤成气田。原苏联探明的天然气资源有63%与煤系地层有关，原西德探明的天然气储量有93%属于煤成气。

我国的聚煤期多，含煤岩系分布广泛，据统计具有地质远景的含煤面积达$9\times10^6km^2$以上，已发现有煤成气聚集的聚煤盆地有华北、陕甘宁、四川及东部沿海地区等，因此我国具有形成丰富的煤成气资源的地质条件。

（二）煤层气的成分及其赋存状态

煤层气的成分有甲烷、二氧化碳、氮、重烃气（乙烷、丙烷、丁烷、戊烷及其它化合物）、氢、一氧化碳、二氧化硫、硫化氢，以及氦、氖、氩、氪、氙等稀有气体。其中，甲烷含量最高，可达90%以上，重烃含量一般为1%～4%至15%～20%，氮含量小于1%。由此可知，煤成气主要成分为甲烷，所以又称为煤层甲烷或煤矿瓦斯。

甲烷为无色、无味、无嗅、无毒的气体；在一个标准大气压下，温度为0℃时，每立方

米的甲烷重0.716kg，比重0.554，比空气轻；甲烷是由一个碳原子及四个氢原子组成的四面体分子，化学性质稳定；在空气中若混有5.3%～14.0%浓度的甲烷，遇火即可燃烧，因而在煤矿井下易构成瓦斯爆炸。二氧化碳为无色、无嗅、略具酸味，并有一定毒性的气体，其比重比空气大，大量的二氧化碳在井下突然喷出可使人窒息。因此，一般由于煤层气能引起瓦斯爆炸、使人窒息和瓦斯突出，一直将它作为危及矿井安全生产的有害气体而排出井外，这不仅构成周围大气的污染，并且浪费了许多可利用的能源。

煤作为一种固态胶体，其内部存在着许多大小不同的孔洞和各种裂隙。通常，孔径小于1.2nm的称为微孔；大于30nm的称为粗孔；介于二者之间的称作中等孔。依据煤中裂隙形成的原因，可划分为内生裂隙和外生裂隙。其中，内生裂隙可以为顺层面、垂直层面及斜交层面（图8-2）。

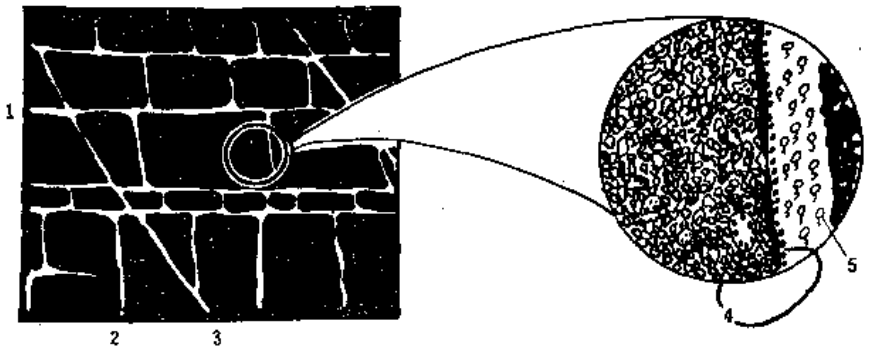


图 8-2 煤的孔隙结构及煤层气赋存状态示意图

1—顺层面的内生裂隙；2—垂直层面的内生裂隙；3—斜切的外生裂隙；4—以分子引力吸附于煤的裂隙表面和微孔隙表面的煤层气；5—以气体分子运动于煤层裂隙内

煤层气以游离状态、吸附状态和溶解状态赋存于煤层内。游离状态的煤层气（图8-2中5），以自由气体分子存在于煤层的裂隙中，并可自由运动。煤层气在裂隙网络中呈游离状态运移，其动力是压力。游离状态的煤层气一般约占10%～20%。吸附状态的煤层气，在煤的裂隙及微孔洞的内表面上以分子吸引力被煤吸附，这种赋存状态的煤层气往往占约80%～90%（图8-2中4），这两种状态下的煤层气，在一定的压力和温度条件下处于动平衡状态，当压力和温度变化时，彼此可以相互转化。当压力增加、温度降低时，一些游离状态的煤层气较多地变为吸附状态；反之，则相反。因此，这是一种可逆的过程。在一定条件下，被吸附的气体分子与煤的内表面脱离而呈游离状态，称作解吸。

煤层的孔隙、裂隙内表面由于具有吸附大量煤层气的能力，所以甲烷、较重的烃烷、氮和二氧化碳多集聚于煤层中。在煤物质中甲烷分子可以相当密集地堆挤，呈近似液态甲烷状态。煤化作用程度的不同，煤的吸附能力也不相同。例如，烟煤对甲烷的可能吸附量约为20m^3/t；吸附氮气为10m^3/t；吸附二氧化碳为30m^3/t。

单位体积或单位重量煤内游离状态与吸附状态煤层气之和，称为煤层气含量或煤层瓦斯含量。它代表了煤化作用中产生的煤层气量与历经地质时间所丢失的煤层气量之差。

在实验室条件下，煤层气含量是指标准状态下（即在0℃和760mm汞柱下）每吨或每立方米的煤内所含的煤层气量。但实践中多指煤层在具体的瓦斯压力条件下所含的煤层气量，以m^3/t或m^3/m^3为单位。同一煤层在不同温度和瓦斯压力条件下，所含的煤层气量数值不同。这种含量值是指在具体测定地点通过测定瓦斯压力及煤质数据等加以计算求得的。

煤层气主要以吸附状态和游离状态赋存于煤层内，因而溶解于煤层中地下水的溶解气只占少量。

煤层气在煤层中的赋存状态会因外界条件的改变而发生变化，所以在测定煤的含气量时，按采集气样的过程和测定方法的不同，可划分为逸散气、解吸气和残余气。其中，逸散气是指在采集过程中，由于压力、温度等的变化而发生解吸所逸散掉的煤层气；解吸气是指样品在密封后，在与解吸装置连通进行解吸测定而得出解吸气量；残余气则是指经解吸后残留的部分。在煤层气的开采时，逸散气和解吸气是可以采出的。煤层的含气量为逸散气量、解吸气量与残余气量之和。

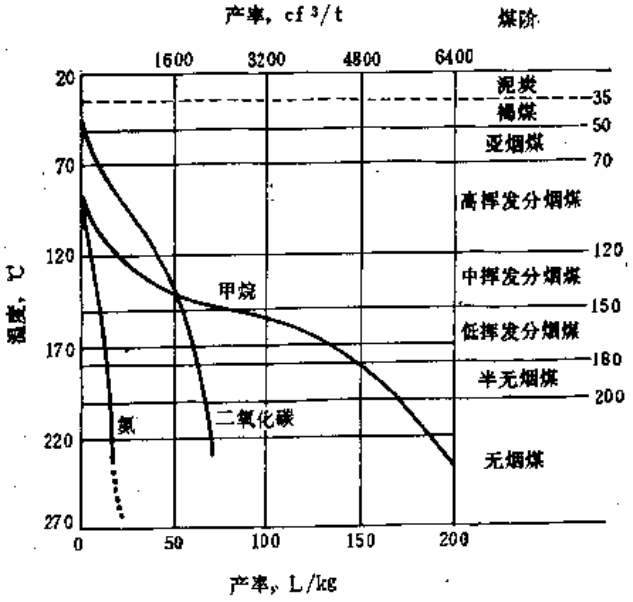


图 8-3 煤化作用中煤的产气量计算曲线
（据Karweil，1969数据）

二、煤层气的形成

煤层气的形成主要决定于煤化作用的过程和煤的不同显微组分。

煤化作用中随温度、压力的增加，煤的挥发分逐渐减少，由褐煤、烟煤到无烟煤阶段，大约从50%降至5%左右。这些挥发分主要以CH_4、CO_2、H_2O、N_2、NH_4等气态产物形式逸出，形成煤成气的基础。在煤化作用多次跃变中，不仅发生煤的变质，而且每次跃变都相应出现一次成气的高峰。Karweil（1969）据此提出了各阶段煤化作用的产气量（图8-3）。在全部煤化作用的过程中，煤中有机质的基本结构单元（缩合稠环芳烃体系）不断减少所带有的侧链和官能团，如羟基-OH、甲基-CH_3、羧基-COOH、醚基-O-等，可形成各种挥发性产物，其中甲烷逐渐增多，特别是在烟煤转变为无烟煤的第三次跃变，释放出大量甲烷。从图8-4可看出，煤化过程中产出以CH_4为主的挥发性产物，同时发生

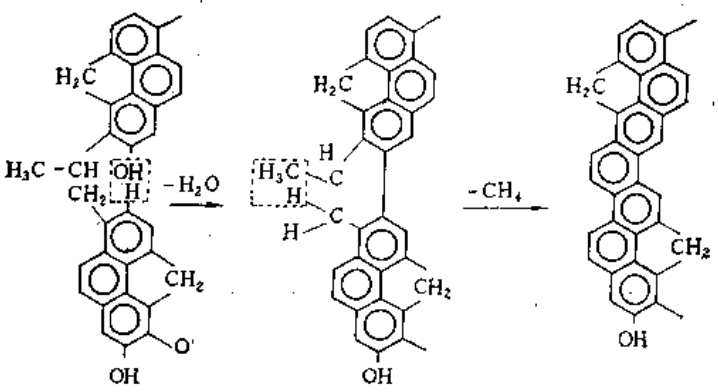


图 8-4 煤化作用（碳含量83%～92%）的反应模式示意图

芳核进一步缩合。碳元素进一步集中的碳网中，随煤化作用的加深，基本结构单元中缩聚芳核的数目不断增加，到无烟煤阶段则主要由缩聚芳核组成。煤化作用中不同官能团和芳核缩合程度的演化，还可从煤的红外光谱图出现的相应特征性的吸收带反映出来(图8-5)。

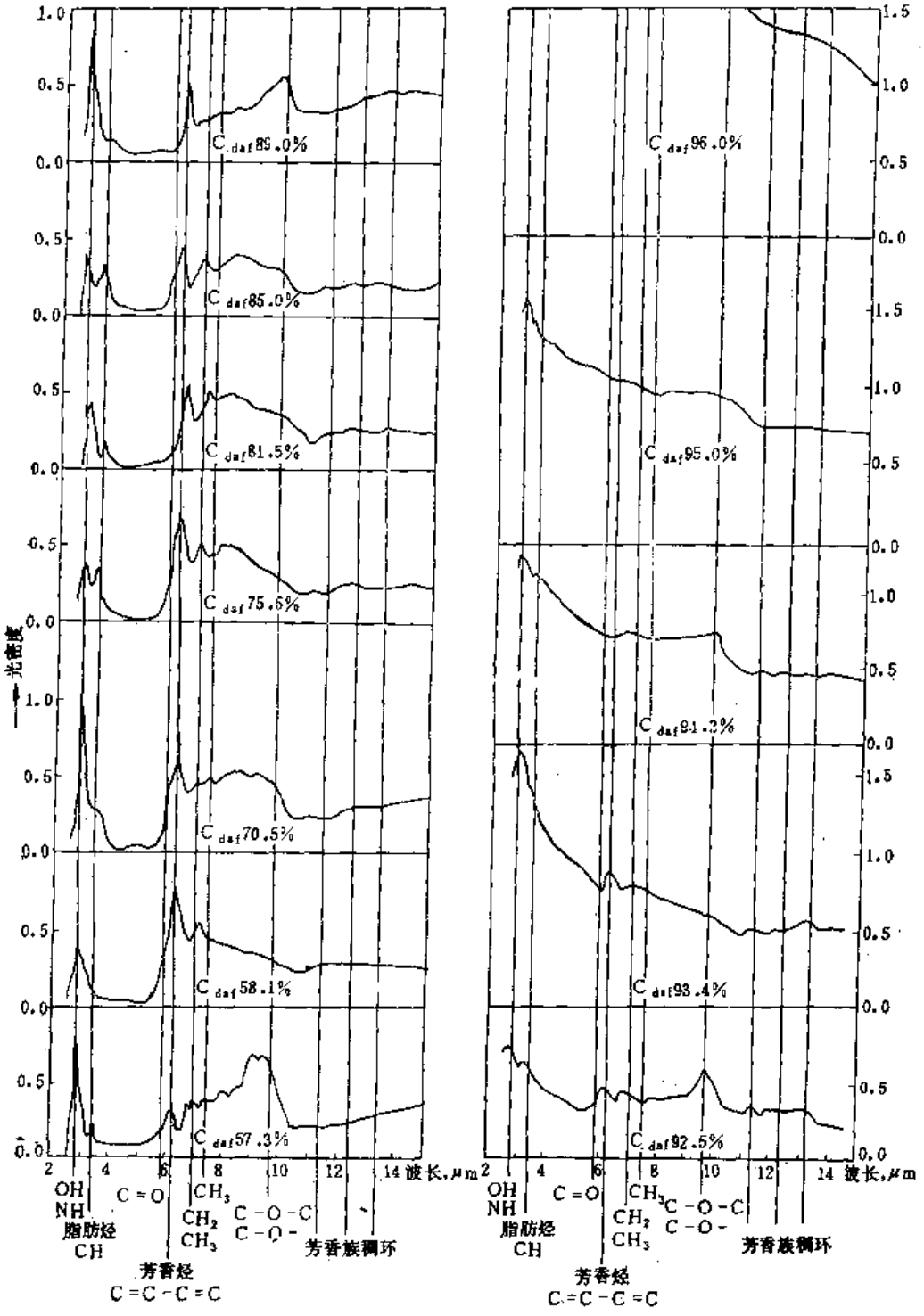


图 8-5 煤的红外光谱

(据Van Krevelen和Schuyer，1957资料)

褐煤（C_{daf}57.3%）的红外光谱吸收带多，尤其反映在含氧官能团(OH, C—O, C—O—C)的吸收带明显，表明有大量含酸性官能团的腐植酸存在，而反映芳香稠环的吸收带不明显，说明碳网缩合程度低；到气肥煤阶段（C_{daf}85.0%），含氧官能团吸收带变的不如褐煤明显，芳香烃吸收带很明显，同时在芳香族稠环的吸收带上也已有反映，说明本阶段官能团减少，碳网缩合度进一步增加；到无烟煤阶段，反映侧链和官能团的吸收带几乎全部消失，线型单一，仅芳香族稠环吸收带明显，表明碳网缩合程度更加增强。

煤化作用中，煤的不同显微组分对成气的贡献不同。Jüntgen（1966）研究了这种差异，并得出自肥煤到无烟煤阶段（C_{daf} = 85%～95%），类脂组、镜质组和惰性组三种不同显微组分的脱气阶段和数量均各有区别（图8-6）。

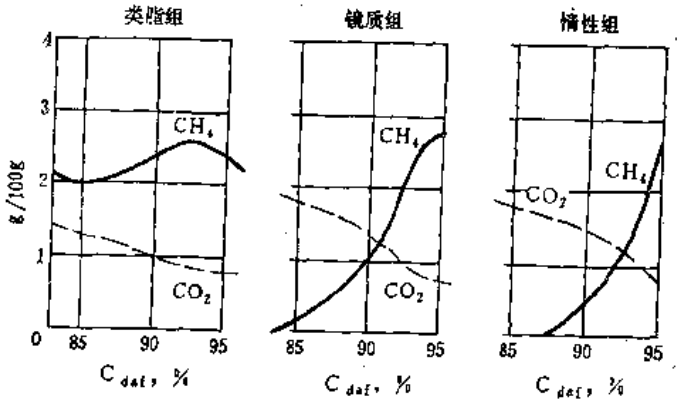


图 8-6 煤化作用中各有机显微组分产出的CH_4和CO_2
（据Jüntgen等，1966）

根据我国科学工作者的研究，也反映出上述类似的变化。即当达到一定煤化阶段后，各类组分累计产气率逐渐增高，但各自的成烃贡献不同。根据长庆石油开发设计研究院的资料，其最终产气能力比为类脂组:镜质组:惰性组 = 3:1:0.8。应该注意的是惰性组并非是对成气毫无贡献的所谓“死碳”，其产气率的试验数据差别较大。据刘德汉、傅家谟所得数据（无压真空封闭体系，温度500℃，时间110h的热演化产气实验），惰性组产气率为43.9ml/g，镜质组为惰性组的4.3倍，类脂组为惰性组的11倍。这种差别显示出各显微组分含氢量的差异，也说明它们在化学结构上有较大的不同。

三、影响煤层气含量的地质因素

煤层中形成煤成气首先决定于煤化作用程度和煤的显微组分。一般煤化程度增高，产生的煤层气愈多。据原苏联的报导，形成1t褐煤可产生68m^3煤层气，形成1t肥煤可产生330m^3煤层气；当煤化程度达到无烟煤时，煤层气总体积超过400m^3。虽然留存于煤层内的煤层气量很少，但煤层气含量仍然显示了与煤化作用的关系（表8-1）。

煤层内的煤层气含量是游离瓦斯及吸附瓦斯量的总和，且后者是主要部分。因此，煤层吸附瓦斯的能力将影响到煤层瓦斯含量。通常，煤的瓦斯吸附能力可作为煤化程度和埋藏深度的函数（图8-7）。

煤吸附甲烷的能力受到许多因素的影响，其中温度的降低、水分的减低和煤化程度的

表 8-1 湖南红卫煤矿四煤层(无烟煤,V_{daf}为4%～4.7%)在不同深度和不同瓦斯压力条件下煤层瓦斯含量的变化

水平，m	煤层瓦斯压力，kg/cm²	煤层瓦斯含量，m³/t	水平，m	煤层瓦斯压力，kg/cm²	煤层瓦斯含量，m³/t
+40	10	13.34	-125	21.5	16.24
±0	12.8	14.30	-150	23.3	16.32
-50	16.3	15.04	-250	30.3	17.26

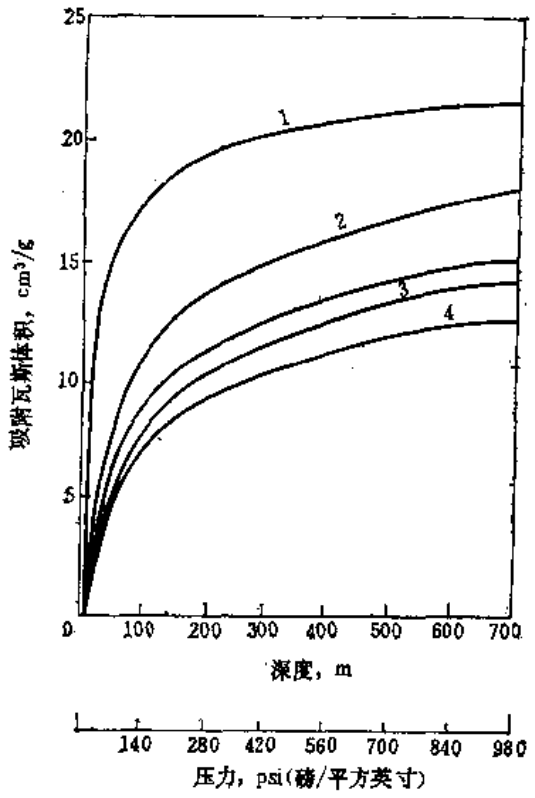


图 8-7 煤吸附瓦斯能力为煤阶与深度的函数
1—无烟煤；2—低挥发分烟煤；3—中挥发分烟煤；4—高挥发分烟煤
(据Kim，1977)

增高都能促使吸附能力的增强。

煤的煤岩显微组分的不同，也影响煤的甲烷吸附能力。据Creedy（1979）提供的数据，在平均含有4～5m³/t甲烷的煤层内，壳质组吸附的瓦斯量相当镜质组的1.5倍，而丝质体吸附量相当于镜质体的0.6倍左右。

煤层顶、底板岩石的透气性和厚度也是影响煤层气含量的因素之一，它对煤层瓦斯的保存和逸散起着重要作用。如我国辽宁抚顺煤矿，煤系时代为老第三纪，在上部含煤组内含有数十米至100m以上的厚煤层；煤层顶板为50～190m的褐色、暗褐色致密油页岩，其上为300～600m的钙质页岩、页岩和浅灰色灰岩互层，煤层底板为碳酸盐化的玄武岩、鲕状菱铁矿和灰色粘土岩，上下岩层均不透气；尽管煤的煤化程度不高，为气煤、长焰煤阶段，由于封闭条件好，煤层气只能沿倾角40°的煤层向上从露头逸散，使得开采1t煤要排出21.4m³煤层气。与上述情况相反，我国北京京西煤田，尽管煤化程度已达无烟煤，但由于煤层顶部多为透气性好的砂岩，且煤系遭受剥蚀，煤层气仅残存于向斜核部，经地质时期的长期逸散，使得煤层气含量变小，矿井瓦斯涌出量低，有的煤矿瓦斯涌出量仅相当于抚顺的1/7左右。

影响煤层气含量的因素中，地质构造因素起着重要的作用。当煤层围岩透气性小时，它表现的尤为明显。

首先，煤盆地所处的大地构造位置及其构造演化对煤层气的形成和保存起了主导作用。陆壳内部盆地的稳定性较大，由于稳定地块的保护，使得煤系的形成和形变都未受到造山运动的破坏，有利于煤层气的聚集和保存。如在未遭构造破坏的地区及未受到剥蚀的背斜轴部、在上隆的地垒断块内、在被反向断层切割的下盘等地带，由于煤层气被构造圈闭，而相对聚集，因而瓦斯含量增高。

小规模的构造变动，由于围限应力的变动而产生贯通性裂隙系统或小断裂，从而提供煤层气运移的通道，局部提高了煤层气含量。Kneuper (1973) 在德国萨尔煤田曾发现，在小规模构造变动的地区煤样的煤层气含量高，且比未经变动的地区煤样瓦斯逸散快。实验研究及实测数据均说明，构造变动的程度与甲烷从煤中的解吸速率有关，即与从吸附状态转变为游离状态的煤层气量大小有关。

由于地壳运动的抬升造成沉积间断、剥蚀和不整合也是影响煤层气含量的重要因素。不整合的存在说明隆起和剥蚀的存在，这将减少煤层的埋藏深度和减小经受的温度与压力，从而抑制煤化作用的产气过程；此外煤层及围岩渗透性的改变，还会从剥蚀露头中散失相当数量的煤层气。如果在构造演化后期，又再次埋藏于深部或有其它附加的热源，促使再次发生煤化作用，在不整合面上有利的封闭条件下，沿煤层在不整合面的出露地段煤层气含量局部增高。

在影响煤层气含量的地质因素中，煤层的赋存埋藏深度与瓦斯含量关系也较为密切。

由于地壳运动和剥蚀作用，煤系地层出露地表或被更新的地层掩盖，煤层内的煤层气往往沿煤层向外部逸散，造成由深至浅煤层气含量降低。这种距煤层露头的远近就表现出煤层气风化带的分带现象。

在露头附近，由于空气、地下水渗入煤层，使得煤层气发生风化，其分带如下：

第一带　为二氧化碳-氮气带，氮气占80%～90%，二氧化碳占10%～20%，没有甲烷。

第二带　为甲烷-氮气带，甲烷含量少于50%，氮气大于50%。

第三带　为氮气-甲烷带，甲烷含量为50%～70%，氮气含量相应占50%～30%。

第四带　为甲烷带，甲烷含量大于70%，其余则为氮和其它气体。

Creedy (1985) 曾研究了英国大量钻孔中煤层气含量与(400～500 m)以下埋深的变化趋势，在222个钻孔数据中大部分含量与埋藏深度之间呈线性增长（以甲烷含量计），占钻孔总数的48.6%，瓦斯含量与深度呈常量变化的占21.2%，呈二次方曲线增长到一定深度含量不变的占18.9%，不规则变化到一定深度呈常量变化的占7.7%，以及其它各种曲线和不规则变化。

除上述因素外，地下水活动强弱往往也使瓦斯含量降低或增高。由此可知，影响煤层气含量变化的因素是复杂的，因此要综合地分析影响因素这对煤层气资源预测可提供科学依据和定量数据。

第三节　与煤伴生的微量元素

一、概述

煤主要是由植物残骸形成的固体可燃矿产，其组成中既有有机质，也有无机质，几乎包含了地壳内常见矿物的各种元素，目前已发现的与煤伴生的元素已有60多种。这些伴生的元素虽含量不高，但大部分的平均含量都超过了地壳中该元素的平均含量(克拉克值)。煤中的微量元素或称痕量元素一词起源于19世纪中叶，由于用光谱分析法测定煤中的元素成分时只能定性地确定有微量或痕量化学元素的存在，故称为微量或痕量元素。

煤中微量元素的聚集决定于成煤原始物质的元素组成、煤的形成环境特征，以及成煤期和成煤期后所经历的各种物理化学作用及地球化学作用。依据煤中伴生微量元素与成煤

作用的关系，微量元素的来源是多方面的。有的微量元素是在造煤植物生存状态时具有的，以后又带入煤中；有的元素是在成煤植物死后堆积于泥炭沼泽中，由于外部营力（如风，水，大气降水等）的作用带进了矿物杂质；有的微量元素是在成煤物质形成泥炭并被埋藏后，在煤化作用的过程中因地壳中的循环水从上覆地层中淋溶渗滤沿孔隙及构造裂隙带入到煤中；有的微量元素则是在成煤之后，由于后期火成岩侵入接触、挥发气体、热液活动带入到煤中的。

许多研究结果表明，在煤中伴生微量元素的富集过程中，有机质一直起着重要作用。其中，植物残骸在沼泽内的腐解过程对元素的迁移和富集具有更为突出的作用。煤中微量元素的富集基本是化学和物理的吸附作用，即成煤物质分解所形成的腐植酸和腐植质具有很高的吸附能力，这在成煤的初期阶段对微量元素的富集是有利的原因。此外，络合作用可以改变一些微量元素的迁移和富集能力，即在泥炭沼泽中由于含氨基、羟基、羧基等功能团和腐植质等有机物质，它们都可作为配位体与金属离子相络合。有的元素形成的金属有机络合物难溶于水，从而其迁移的能力降低而富集，有的则易溶于水而大大增加了该元素的迁移能力。对于绝大多数微量元素来说，它们在成煤沼泽等水体中的浓度一般都很小，几乎不可能由于超过其溶度积而从溶液中析出。因此，作为吸附剂的腐植质等的吸附作用，就成为元素迁移、富集的基本方式。

在煤层内和煤层之间，微量元素的含量分布是由许多地质因素及地球化学因素来决定。

煤中的微量元素含量多少，明显地依赖于成煤环境，尤其是环境的pH和Eh值的变化，这种变化不仅影响到煤岩组分的差异、沼泽环境的不同，也影响到微量元素的聚集和分散。

微量元素与有机质的亲和力各不相同，有些具有高离子势的金属元素，如铍、锗、铀、锆等几乎完全能与煤中有机质结合，具有强的有机亲和能力，主要富集于煤的凝胶化组分中。据民切夫（1972）的褐煤煤岩组分与一些微量元素含量的资料表明，与原煤比较，木煤体富集钒、锰、锶、钡，镜质体中富集铅、铬，凝胶体中富集钴、砷、银、钼、锗、锡，丝质体中富集钇、铍、镱、锌。丝质体对元素的富集主要是由于矿化作用的结果，但钇和镱的富集可能与有机物质有关。

煤中微量元素的富集也受到接触变质作用及区域变质作用的影响。接触变质作用往往是由较年青的火成岩侵入而造成，大多伴有矿化作用，由于侵入体具有挥发性气体及热液等作用，从而使一些微量元素富集。区域变质作用明显地影响到许多元素，如硼、锗等的富集，且随着变质程度的增高使微量元素含量减少。这是因为煤化作用时的矿物组分（碳酸盐、氧化物及其它盐类）可自腐植酸和其它有机化合物中离析出来，而可溶组分（如GeO_2或Na_2GeO_3）就由循环水将它们从煤层中带出。

许多微量元素的富集常常与煤层的地层层位有关，在煤层内又往往富集于煤层的近顶、底板和近夹矸的分层中。其中，关于含煤地层的地质时代（即层位）对微量元素的影响，主要是随着地质历史的演化，各种地质作用的特征和古植物演化及古气候、古环境等都会发生不可逆的改变所致，但具体的影响机理、影响微量元素富集的范围、程度等仍属待研究的问题。对于煤层近顶、底板分层和近夹矸分层中微量元素的富集机理，有人认为是泥炭沼泽堆积的前后，进入沼泽中的矿物和富含矿物质的溶液比其它时期较多而形成；

较多的研究者则认为，这种微量元素近煤层顶、底板及近夹矸的富集是由于在成岩作用中或以后，微量元素从煤层或泥炭层的围岩中由扩散作用和渗透作用而富集，形成近围岩煤层的富集带，所以称为接触带富集作用，而煤层内部的扩散主要是直接在凝胶化物质中进行。这种认识更进一步说明薄煤层及透镜体煤层中微量元素易于富集的原因。

煤中伴生的微量元素的富集不仅与有机质关系密切，而且也与无机质的灰分有关。一些微量元素是随着某种成因类型的矿物质（即微量元素载体）进入煤层或泥炭层后与有机质相结合，因此这种矿物质愈多煤中微量元素聚集的愈多。

除上述各种因素外，煤层形成的古地理条件也影响微量元素的富集。如靠近含煤盆地的边缘或近物源区的煤中，微量元素有富集的趋势；有些微量元素在陆相煤盆地内含量高，近海煤盆地内则含量低，如煤中的锗等。此外，有些煤中的微量元素富集与同期或准同期岩浆活动和火山活动有关。

煤中微量元素富集到适宜开发利用的含量，就可作为有用矿产资源加以利用。随着煤炭的应用范围日益扩大，煤中微量元素的研究已愈来愈多地涉及许多问题。例如，煤质的评价、煤的洗选加工、煤矸石的处理和煤渣的无害处理、煤的综合利用、环境保护，以及煤的气化、液化等过程中微量元素的作用研究等。在煤田地质研究中，煤中微量元素的研究对煤层对比、煤化作用研究及成煤环境分析提供方法和依据。

在煤加工利用时，煤中的微量元素会转化到液态碳氢化合物产物、焦炭及其它产物中。在煤的复杂转化过程中，有时微量元素可起到催化剂或抑制剂的作用；但有些元素则由于煤的燃烧或煤及煤渣的风氧化可以释放到周围的环境中，其中有些则通过一定形式成为动物、植物和人类生存的有毒物质。根据美国的资料，煤在燃烧中形成的若干放射性核素，如铀、钍、氚、氡、惰性气体、碘、氡、钋等同位素，极易成为人体致癌的毒素。

随着核子工业及电子工业的发展，对稀有金属的需求迅速增加，许多国家开展了煤中微量元素的研究与利用。近期已广泛研究了煤中有毒性、放射性、腐蚀性微量元素。我国煤中伴生的微量元素以锗、铀、钒等最为丰富，现分别列述于下：

二、铀

铀是现代原子能工业主要的原料，与煤伴生的铀矿是该种矿床的重要类型之一。煤中伴生铀的工业品位要求一般为0.02%。

目前已知具有工业价值的富铀煤层大多形成于陆相沉积环境，尤其在褐煤层中较多。这些富铀煤层多位于煤盆地基底结晶岩之上，有的与酸性喷出岩互层出现。此外，浅海相沥青质页岩或我国的石煤也普遍含有铀，且常与磷、钒等元素共生。这类铀矿床储量大，但品位低。

铀在煤中主要以铀的有机化合物出现。在泥炭堆积时期，多呈易溶铀有机络合物形式迁移，以不同的腐植酸盐络合物方式被搬运。当腐植酸氧化，络合物破坏，或者铀有机络合物与某些盐类起化学作用，或由于吸附作用的结果而沉淀下来；铀也可呈铀的胶溶体形式迁移，受到有机质等的还原作用也可沉淀下来。

在泥炭堆积和成煤阶段，有机质对铀的富集作用明显。植物残骸分解形成的腐植酸溶液，能使进入沼泽水中的铀的络合物分解，形成铀酰离子，通过吸附作用、离子交换或络合、螯合作用而形成铀酰腐植酸盐。成煤阶段中，由于Eh值降低，与腐植酸呈吸附、络合或离子交换的铀酰离子解吸，受到还原作用而沉淀成富铀体。

关于铀在煤中的聚集形成，Denson（1959）曾依据与煤化作用的关系提出三种假说，即：原生的，指在煤化作用以前，在沼泽水中生存的植物或死亡后的有机质从地面水中获取堆积而成；成岩的，指在煤化作用中由水将煤盆地边缘的铀或含铀的沉积物带入煤中；表生的，指煤化作用之后及围岩固结之后，由地下水从热液或不整合上覆的火山岩带入到煤中。

铀多富集于煤层的顶、底板附近，并向煤层中心含量逐渐减低。铀的含量多随煤灰分的增加而减少。Breger和Schopf（1955）曾研究了美国田纳西和俄亥俄上泥盆统的烟煤煤层和透镜体，其煤灰分与铀含量如表8-2所示。

这种低灰分高铀含量的现象，主要是由于在沉积作用和煤化作用中被水携带的铀由腐植酸有机化合物所吸附而形成。Breger等（1955）认为碱或碱土金属的铀酰碳酸盐络合物在水中不稳定，于酸性环境中形成铀酰离子UO_2^{++}，与煤中的有机组分形成铀酰有机络合物。

Moore（1954）曾在含有200ppm铀的铀酰硫酸盐溶液中试验煤及其它各种物质对铀吸附的百分量（图8-8）可知，随煤化作用的增强煤吸附铀的能力降低。

表 8-2 煤灰分与铀含量关系

灰分，%	灰分中铀含量，%
4.23	0.42
3.80	0.55
2.45	0.57
1.69	1.32

注：据Breger等，1955。

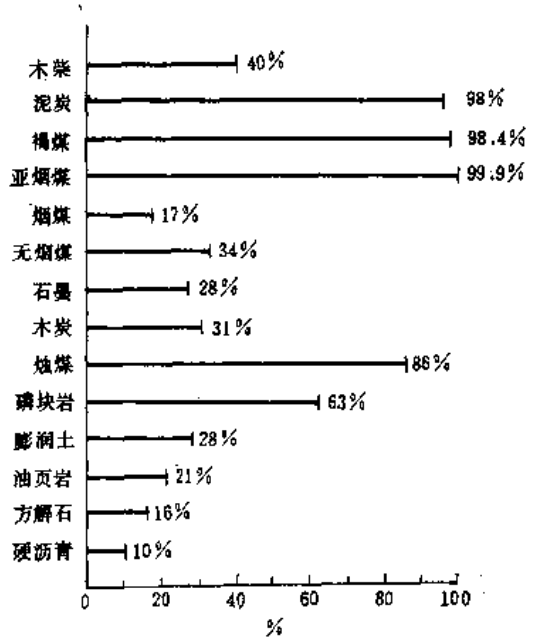


图 8-8 从含200ppm铀的铀酰硫酸盐溶液中煤及其他物质吸附铀的百分数（据Moore，1954）

铀含量与煤岩组分的关系，往往显示凝胶化组分多时含铀较高。在含煤岩系各煤层中，铀的分布多富集于煤系的底部煤层。我国云南省许多褐煤盆地中，铀相对富集于盆地底部煤层。如漾田褐煤盆地内的五层煤中，自下而上煤样的铀平均含量分别为21.7ppm、17.6ppm、11.9ppm、15.3ppm和7.1ppm。

三、锗

锗属稀有分散元素，它主要以伴生组分赋存于煤层中。一般含量不高，每吨煤中达20 g即可加工利用。从煤灰、煤烟灰及其它煤的加工产品中提取锗的工艺较为简单，因此已成为锗的重要来源之一。

锗在煤层内的分布往往富集于顶、底板附近；此外，在薄煤层和透镜体中锗的含量较为富集。

煤中锗的主要赋存状态，有的以腐植酸盐的形式存在，有的以吸附状态或其它锗金属有机化合物的形式存在，另有的以硅酸盐或硫化物形式及含锗的氧化物形式存在。

锗在煤中的富集，决定于成煤过程中锗的供源，以及足够的腐植酸。腐植酸带有大量

活性官能团，有较大的表面吸附能力和较强的离子交换能力，锗在表生地球化学活动中为一种极为活泼的元素，最易为煤中腐植酸所捕获而形成腐植酸络合物。在泥炭沼泽中腐植酸过剩，因此锗在煤中的富集主要决定于煤盆地介质中是否具有丰富的锗离子或其化合物。通常各类花岗岩、花岗片麻岩、基性—酸性火成岩及混合变质岩等锗含量较高，形成富锗母岩；其次，锗从母岩晶格中迁出是受岩石本身的风化难易程度及所处的构造和水文等风化作用条件所决定。构造稳定地区，岩石以化学风化为主，因而有利于锗的迁移。由此可知，相对稳定缓慢沉降的环境对煤中锗的富集较为有利。在成煤过程中，有利的气候和雨量充分、温差变化较明显，以及物源区地表水对于锗有较强的溶解能力等是锗在煤中富集的有利水文地球化学条件。

锗为有机亲和性较强的元素之一，一般煤中镜质组含量高则锗的含量也较高。丝质组对锗元素的吸附较差，这是因为在成煤过程中丝质组分中缺少有较高吸附能力的腐植物质。由于锗是与有机质共生，所以锗在煤中的分布也显示低灰分高锗含量的现象。

锗在煤层中的分布往往自煤层中向外侧边缘增高，常常富集于煤层顶、底板附近，薄煤层及砂质、粘土质岩石中煤透镜体内。锗的聚集也多与煤层的顶底板岩性有关。与砂岩相邻的煤层要比靠近粘土岩的煤层含锗量高。

锗的含量也往往与煤层的地层时代有关。煤层层位年青，锗含量高。这不仅是由于煤化作用增强影响了煤层中锗的富集，而且还由于围岩受到相应的成岩作用及变质作用而减低了孔隙度，影响了溶液的渗滤。

四、钒

钒的分布相当分散，多与其它元素伴生形成含钒矿床。根据工业部门的规定，V_2O_5的含量在0.5%为边界品位，0.7%为工业品位。所以，将V_2O_5为0.5%～1%的岩石称为钒矿石；大于1%的则称富钒矿石。我国早古生代“石煤”是一种含硅泥质的腐泥无烟煤，其中钒含量很高，有的高达1.18%。

钒在沉积岩层中的富集与有机质有密切关系。据张爱云等（1987）的研究表明，V_2O_5含量随浮游生物外皮含量增加而提高，呈良好的正相关关系。浮游生物外皮是被囊动物某些亚门的有机质外壁，这种浮游动物可以将海水中仅有数百万分之一克的钒逐渐聚集在它们的躯体内，生物死亡后埋藏成沉积物，因此钒在海底沉积物中得到富集。

钒的赋存状态，有的富集于有机物质中，有的富集于粘土矿物中，有的则形成独立的钒矿物。

我国石煤中的钒大多聚集于滞水还原环境中，多位于陆棚海局限盆地、边缘海斜坡和边缘海盆地中。

在我国的石煤中，钒矿层的层位、厚度和品位有对称分布的特征，多以富矿层位为中心。富矿层位发育在海退小旋回向海侵小旋回过渡的部位，并且与含钙量、粗细碎屑含量及磷结核含量等有关。

五、煤中的其它微量元素

煤中除了前述的几种稀有元素易于富集外，有时也可富集铍、锂、铷、铯、铟、铊、钪、钛、铌、钽、锆、锶、钨、银、金、铂等微量元素。这些元素由于得到日益广泛的应用，因而愈来愈受到人们的重视。例如，铍在原子能、火箭、导弹、航空和宇宙航行及电子工业中都具有重要地位，有人称它为空间金属。

铍在煤中以有机结合为主，多和镜质组有密切共生关系，煤中铍的含量不高，达10～20ppm，也有高达 40ppm。含铍的煤层一般分布于聚煤盆地的边缘。在煤的利用过程中，煤中的铍对周围环境有很大影响，它是一种剧毒元素，起致癌作用，因此世界各国关注煤中铍的回收和综合利用。

煤层中也可富集锂。由于锂的氧化物LiO_2不易挥发，所以煤灰中的锂更加富集。由于锂主要用于宇宙航行、原子能、军工和化学等工业，因此从煤中提取锂的研究已引起注意。

锶、铷等元素也曾在煤中发现，但铷含量极微，锶含量可达20～50ppm左右。

铼作为宇宙飞船中耐高温部件的材料，铼、钨和钍的合金可用作电子管元件。铼在煤中富集品位达到2ppm以上时，即有工业提取价值，我国煤中铼的品位较低，多为1ppm以下。

第四节 碳 沥 青

一、概述

碳沥青又称沥青煤、碳沥青煤、煤化沥青等，主要指充填于断层破碎带或裂隙带中的一种含碳量和发热量均较高的固体可燃矿产。我国的碳沥青多零散分布于江南隆起区周围的早古生代地层中，多呈脉状，形态复杂，变化大、规模小。

江南隆起区边缘及其附近已发现的碳沥青脉分布零散，主要位于隆起区东端的钱塘拗陷、皖南拗陷，以及西端西北侧的武陵拗陷，其它地区较为稀少。愈近隆起区，则碳沥青脉愈密集，且脉体规模愈大。

碳沥青脉多穿层分布在震旦系至泥盆系地层中，显示了层控作用的趋势。

二、碳沥青的特性

1．物理性质

碳沥青为深黑或灰黑色，暗淡至玻璃光泽，条痕黑色。多为均一结构或鳞片状、粒状结构。常具块状构造、碎裂状构造、角砾状和糜棱状构造。贝壳状断口发育，少数为阶梯状、参差状，有时发育镜面和擦痕。裂隙发育，并常充填有方解石、石英、粘土等。容重为1.43～2.13之间。燃烧时无烟、无焰，易燃，导电性变化大，显微硬度（kg/mm^2）大约为70～100。碳沥青具弹脆性特征，测定显微硬度加压负荷小于100 g往往不显痕迹，但负荷超过此值则产生明显破碎，以致难于度量压痕大小。因此，在其弹性限度内加压消除后能恢复原状，若负荷超过其弹性限度则突然破碎。碳沥青的平均随机反射率约在12.37%～14.55%，具较强的非均质性和双反射。碳沥青的变质程度很高，趋近半石墨或次石墨。

2．矿物岩石特征

碳沥青的显微组分中，有机显微组分为单一的碳沥青，尚未发现任何形态分子。有机碳含量为50%～76%。矿物杂质主要为方解石、白云石、石英及少量粘土矿物，以及硫化物、磁铁矿、赤铁矿等。在正交偏光镜下，可见具明显的四次消光，个别具弱消光特征。

碳沥青脉中含有多种伴生元素，较突出的有钒、镍、铝、铬、钛以及铜、锌等。

3．化学工艺性质

据张爱云等对碳沥青工业分析与元素分析数据可知，我国碳沥青化学工艺性质如表8-3所示。

表 8-3 碳沥青工业分析、元素分析数据

项目 \ 产地	湖南宁乡黄材	湖南凤凰水田	安徽太平西山
M_{ad}, %	3.82	5.79	7.80
A_d, %	4.93	3.27	2.25
V_d, %	4.22	3.06	2.72
C_d, %	90.85	93.67	95.03
S_d, %	1.16	0.65	1.20
$Q_{d,gr}$, J/g	32711	32351	32547
C_{daf}, %	93.00	92.72	94.75
H_{daf}, %	2.35	1.88	1.16
O_{daf}, %	2.11	3.63	1.11
N_{daf}, %	1.31	1.10	1.23
合计, %	98.77	99.33	98.25

注：据张爱云等，1987。

三、碳沥青脉的产状特征

碳沥青脉为充填型矿脉，多沿断裂带贯入老地层中，以穿切砂、页岩地层为多。呈单体或群体出现，长一般数百米，个别达数千米，宽通常在3 m以下，个别达8 m宽，向深部多有加宽的趋势。脉体倾斜较陡直，多与古老隆起构造轴线垂直，沿张性、张扭性断裂贯入，压性、压扭性断裂中碳沥青脉少且薄。脉体多不规则，局部膨胀收缩、分叉、尖灭等现象较普遍。围岩坚固则脉壁边界平直，围岩裂隙发育则呈网脉状或树枝状。当围岩破碎呈糜棱状或有断层泥存在时，则脉体边界与岩屑混杂，脉体中偶有围岩碎块包体。

四、碳沥青的成因

一般认为碳沥青是沥青类有机质演化过程中生成的油气，经运移或吸附于原地，再经后期热演化形成的高变质产物。因此碳沥青属于油气演化系列的产物，是由早古生代菌、藻类为主的低等生物遗体在滞流水环境下堆积起来，形成油气源岩。随着埋藏深度和地温的增加，经历长期的地质变化，有机质形成油气，并沿断裂带流动且充填其中，轻质部分逸散、重质部分形成碳沥青。高变质碳沥青的形成，多与其附近分布的较大岩体的岩浆热，以及具有铀矿体形成的放射热有关。根据脉体中部分矿物的爆炸法包体测温表明，碳沥青是在300℃以上的温度下形成。

第九章　中国的聚煤盆地

中国是世界上煤炭资源最丰富的国家之一，成煤期多，储量大，分布广，煤种齐全，开发条件较好。各省区按煤炭资源总储量排序依次为：新疆、内蒙古、山西、陕西、宁夏、甘肃、贵州、河北、河南、山东等省区，均拥有全国资源总量的2％以上。其中，新疆、内蒙古、山西三省区约占70％。这种地理分布的不均衡性是制定资源勘探和开发战略布局的地质依据。我国的煤种从褐煤、烟煤到无烟煤均有广泛分布，不同煤种在资源总量中所占比例为：烟煤83％、无烟煤9％、褐煤8％，其中炼焦用煤约占资源总量的1/5。

我国有数百个大小不等、类型各异的煤盆地，有4个大型煤盆地煤炭资源量超过500Gt，它们是鄂尔多斯盆地、吐鲁番—哈密盆地、准格尔盆地和华北煤田，均以规模宏伟、煤层厚而稳定著称。我国的煤盆地大多为板内盆地，但往往受到汇聚板块边缘活动的显著影响，并不同程度地卷入了大陆增生的盆地演化系列。我国地史期的聚煤作用，随着海陆变迁和植物演化逐步由浅海、滨海向邻海和内陆环境推进，海西印支期是我国构造体制和海陆分布的重大转折期。

第一节　聚煤盆地形成、演化的地质背景

聚煤作用的发生与地史期古构造、古地理、古气候和古植物等因素密切相关，聚煤盆地则是各种成煤控制因素综合作用的结果。从区域地质背景着眼研究和分析含煤沉积盆地的形成和演化，是揭示聚煤规律和进行能源预测的有效途径。

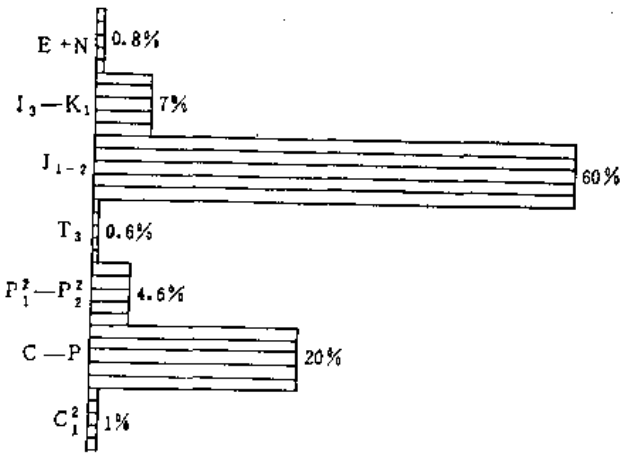


图 9-1　我国各聚煤期煤炭资源含量
（据王钟堂等，1987）

一、主要聚煤期及含煤地层

从早古生代腐泥煤类的石煤至第四纪泥炭，共有14个聚煤期，其中最重要的聚煤期是：华北石炭二叠纪，华南二叠纪、晚三叠世，西北早、中侏罗世，东北晚侏罗—早白垩世，以及东北、西南和沿海第三纪，共7个主要聚煤期。早、中侏罗世聚煤期煤炭资源量占全国总量的60％，华北石炭二叠纪聚煤期资源量占全国煤炭资源总量的26％，煤炭生产量占全国年原煤总产量的60％以上（图9-1）。

（一）古生代主要聚煤期

我国早古生代煤主要是浅海、滨海藻菌类形成的腐泥无烟煤，以下寒武统煤层的煤质较好，广泛分布于华南地区。真正的腐植煤是从晚古生代植物登陆成林才出现的。

泥盆纪原始陆生植物形成的煤层零星分布于新疆、广东、广西和云南等地。其中，广

东封开煤厚 1 m 左右，具有一定开采价值。

石炭纪是地球上最重要的聚煤期之一。早石炭世晚期以鳞木、古芦木和种子蕨为主的植物群形成大面积的沼泽森林，华南早石炭世大圴阶自下而上可分为：旧司组、上司组和摆佐组，贵州、云南的归司组及其相当地层中含有煤层。湖南测水组大致相当于旧司组的上段，以湘中地区煤层发育最好。浙江叶家圩组为陆相含煤地层，依据植物化石，自下而上可分为 A、B、C、D四个段。其中，A 段为主要含煤层段，可与韦宪阶对比；B 段已相当于纳缪尔阶。由此可见，早石炭世含煤地层自西南向东北显示层位逐渐抬高的时迁现象。晚石炭世地球上出现了明显的植物地理分区，我国主要属于华夏植物地理区，称大羽羊齿植物群，由石松纲、楔叶纲、真蕨纲和裸子纲等组成茂密的沼泽森林。华北地区及西北东部聚煤作用强盛，形成极为重要的含煤地层。华北石炭纪含煤地层包括中石炭世本溪组和晚石炭世太原组。其中，本溪组以辽宁本溪发育较全，包括两个化石带：下部的东方始塔夫蠖（*Eostaffella subsolana*）带和上部的纺缍蠖（*Fusullina*）-小纺缍蠖（*Fusulinella*）带；华北聚煤盆地绝大部分地区只有上部化石带层位，底部铁铝岩系是一个穿时岩性地层单位，盆缘地区已属于晚石炭世太原组。太原组以山西太原西山地层剖面为代表，一般以东大窑灰岩的顶界面作为太原组与山西组的分界，太原组含重要可采煤层数层。太原组是一个海进沉积序列，由北而南灰岩层数增多，层位偏高，在盆地范围内最高灰岩层位并不代表等时面，这就给区域性地层对比和划分带来困难。西北地区东部，在相当于西欧韦宪阶的臭牛沟组之上划分出靖远组，以与西欧的纳缪尔阶相对比，靖远组含有薄煤层。

二叠纪的植物群落与晚石炭世相似，但银杏、苏铁、本内苏铁、松柏类等相继出现，由于其适应能力强，植被扩展到丘陵地带和内陆干燥地区。早二叠世我国仍以华夏植物群为主，适应热带、亚热带雨林气候的真蕨纲、种子蕨纲特别繁茂。华北广大地区早期聚煤作用强盛，以山西组含煤地层为代表；晚期聚煤作用仅限于华北地区南部，以石盒子组含煤地层为代表。根据近年来的研究成果，已将原石千峰组的部分地层划归下三叠统，而且公认二叠系与石炭系的原划分界线应当下移（韩同相等，1985）。但由于山西组的时代归属依然存在很大争议，本书仍采用1959年第一届全国地层会议的划分方案。华南地区早二叠世初期有短暂的聚煤作用发生，含煤地层以梁山组为代表，是石炭纪海盆地向准平原化的古陆区快速海侵的早期沉积。早二叠世晚期至晚二叠世的聚煤作用过程始于东南沿海地区，以福建南部童子岩组为代表的含煤地层含有大量早二叠世菊石、蠖类化石分子，应为早二叠世茅口组的相变。以苏南、浙北的偃桥组为代表的滨海碎屑岩系，早、晚二叠世生物群常常混生，可置于早二叠世茅口阶的顶部。华南西部，早二叠世茅口组、玄武岩组和晚二叠世龙潭组之间存在着明显的沉积间断和假整合面，龙潭组底部往往发育火山物质形成的铝土岩和底砾岩。因此，华南地区的聚煤作用东南沿海发生早，西南地区发生晚，显示由东南向西北推移扩展的趋势。晚二叠世是华夏植物群的顶盛时期，尤以种子蕨最为繁盛，树干高大的科达、鳞木和皮层厚且具有附生根的辉木也很发育，形成华南地区最重要的含煤地层（龙潭组）；其晚期（长兴期）随着广泛的海侵，聚煤作用迁移至滇东、黔西一带。我国境内代表温带气候的安加拉植物区和代表冷温气候的冈瓦那植物区均无重要煤层形成。

（二）中生代主要聚煤期

中生代植物界发生了新的演替，石松纲、楔叶纲、种子蕨纲和科达纲显著衰退或绝灭，代之而起的是裸子植物门的苏铁、本内苏铁、银杏和松柏纲，并成为主要造煤植物。晚三叠世我国南方属于叉羽羊齿（*Ptilozamites*）植物区系，四川、云南、江西和湖南一带形成重要的含煤地层，分别以须家河组和安源组为代表；北方则属于丁菲羊齿（*Thinnfeldia*）植物区系，以陕西延长组为代表，仅含有薄煤层。

我国北方早、中侏罗世植物群的成分以银杏、松柏、真蕨植物为主，尤以大量银杏发育为特征，称之为凤尾银杏-锥叶蕨（*Phoenicopsis-Coniopteris*）植物群。聚煤作用由西北向华北地区扩展，以新疆水西沟群和山西大同群为代表，在新疆、陕北等地常形成巨厚煤层，是我国最强盛的聚煤期。

晚侏罗—早白垩世植物群以松柏、银杏、苏铁植物为主，可以拟金粉蕨-高腾刺蕨（*Onychiopsis—Acanthopteris gothani* Szc）植物群为代表。随着潮湿气候带的北移，晚侏罗—早白垩世聚煤盆地集中分布于东北和内蒙古东部地区，形成巨厚煤层。东北地区晚中生代含煤碎屑岩系及其下伏火山岩系的时代归属是个长期争论的问题，近年来一些古生物学者通过对爬行动物、植物、昆虫、介形虫、孢粉、轮藻和部分鱼化石的研究，倾向于把下伏火山岩系归于早白垩—晚侏罗世，而将上覆含煤碎屑岩系划归早白垩世（郝诒纯等，1982）。考虑到区域范围内含煤层位的差异，如黑龙江东部虎林一带中煤组含有晚侏罗世菊石等，本书仍笼统地称之为晚侏罗—早白垩世含煤地层或晚中生代含煤地层。

（三）新生代聚煤期

我国新生代早、晚第三纪均有重要含煤地层形成。早第三纪含煤地层主要发育于北方，造煤植物主要为被子植物，抚顺煤盆地始新世古城子组植物化石经鉴定共有51属73种，其中61种为被子植物，并赋存巨厚煤层。始新世—渐新世含煤地层如山西繁峙组、华北平原沙河街组和东海盆地花港组，含煤性较差。早第三纪华南大部为红层沉积，仅沿海和云南西部一带有煤盆地零星分布，如广西百色、广东茂名等煤盆地。

晚第三纪中新世含煤地层主要分布于云南及台湾省，以云南小龙潭组为代表，含有巨厚煤层。上新世聚煤作用集中于西南地区，以滇东北的昭通组为典型，亦有巨厚煤层发育。晚第三纪的聚煤作用可延续至第四纪，云南昆明盆地含褐煤沉积岩系主要为更新世堆积。

二、聚煤盆地形成的构造环境

聚煤盆地作为一种特殊构造形迹，是地壳形变的产物，因此，聚煤盆地的形成、演化和改造必须从盆地所处的地质历史阶段、大地构造部位和地球动力学背景这一时-空关系进行研究。

（一）早古生代古构造轮廓

早古生代继承了晚元古代的古构造轮廓。中国东部主体构造为一北东向加里东期地槽，大体以上虞—玳和—大埔—海丰岩石圈断裂带为界，分为东、西两部分：断裂带与江南陆块之间的赣、湘、粤、桂地区为过渡型地壳上发育的冒地槽区；断裂带东南侧则是一套深变质岩系，其年龄时限在9～18亿年，是主要陆源区。沿江南陆块及秦岭陆块南侧形成了早古生代腐泥质石煤。早古生代主要构造运动发生于奥陶纪晚期和志留纪末，中奥陶世末，秦岭和阴山之间广大地区整体隆起，并经受了长期沉积间断和夷平，为华北石炭二叠纪聚煤盆地的形成提供了良好的基底条件。早古生代末的构造运动（广西运动）表现最

为强烈，华南东部下古生界普遍褶皱变质，形成加里东期武夷—云开断褶系，上扬子陆块向东南方向增生。

（二）晚古生代古构造格局及其演化

晚古生代早期我国大部分地区继承了加里东期的古构造轮廓，华北地区仍处于剥蚀隆起状态，上扬子古陆与江南陆块连为一体。武夷—云开断褶带之东南有冒地槽复理石建造，优地槽沉积则分布于台湾山脉东部的大南澳群为代表，在古陆的边缘形成一条海西印支期地槽褶皱带。泥盆纪开始的海侵沿袭了古华夏海槽的方向，在加里东期增生陆壳上形成了北东向的陆缘—陆表海，滨海地带形成早石炭世含煤建造以江南陆块东南侧的桂北、湘中含煤性最好。中、晚石炭世，海水漫及华北陆块，形成典型的滨海型含煤建造，华南地区则为广海碳酸盐建造。二叠纪随着内蒙—大兴安岭海槽的闭合、隆升，华北地区逐步转化为过渡相—陆相含煤沉积盆地；而华南地区海侵范围进一步扩大，长期隆起的上扬子古陆也沦为广海碳酸盐盆地。海侵初期，在古陆边缘地带的鄂西、湘西等地形成华南早二叠世早期含煤沉积。

早二叠世晚期华南地区发生了一次重要的构造事件——东吴运动。东吴运动的隆升作用始于早二叠世茅口期，在东南沿海表现为海西期大陆增生作用，在华夏古陆前缘堆积了浅海相碎屑岩和滨海碎屑含煤岩系。东吴运动对华南西部和扬子区波及较晚，但强度明显增强，主要表现为峨嵋山玄武岩流喷溢和广大地区的隆起剥蚀。这次构造运动为华南晚二叠世广泛的聚煤作用准备了条件。晚二叠世以江南古隆起为界，西部为近南北向的广阔聚煤拗陷，在川南、黔西形成富煤带；东部由于古华夏海槽的解体，而分化为一系列北东向隆起和槽地，沉积环境比较复杂，含煤性变化较大，富煤地段主要分布于湘东南、湘中和赣中地区。

晚古生代晚期，位于西伯利亚板块和中国板块之间的天山—大兴安岭海槽最终碰撞闭合，形成了复杂的天山—阴山东西向构造带，这是欧亚大陆最重要的碰撞事件，使海陆配置完全改观。秦岭—昆仑山以北广大地区大部分隆起，并转化为内陆环境，构成“南海北陆”的总古地理景观。

（三）我国地史期构造运动体制的转化和印支运动

晚古生代末至中生代早期是我国地史期构造运动体制的重大转化期，发生于中三叠世后期至侏罗纪初期的印支运动则起着承前启后的重要作用。印支期是我国中生代构造发展阶段的起始，此后我国进入了一个新的构造发展时期，东部和西部构造差异更趋显著；印支期也是我国东部古构造格局由东西向为主导演变为以北北东向为主导的转折期。

我国境内印支运动的表现形式有很大差异，并具有明显的时迁特征。大致以贺兰山—龙门山—大雪山一线为界可区分为东部区和西部区。东部滨太平洋区依其活动程度和方式，又可进一步区分为东、中、西三个带：东带为围绕大陆边缘的海西印支期褶皱带，大致沿日本、琉球岛弧至台湾，呈“镶边”构造带，也可能波及东南沿海，以零星分布的晚古生代地槽型复理石建造、火山碎屑岩—硅质岩建造为代表；中带为滨太平洋大陆边缘活动带，发育不同程度的褶皱和断裂，南段的湘、赣、粤、桂地区构造形变和岩浆活动最为强烈，叠覆于加里东基底之上；西带的滨太平洋大陆内部稳定带，印支运动表现较弱，以宽缓的隆起和剥蚀作用为主，南段上扬子区晚三叠世含煤地层呈假整合或微角度不整合于中三叠统地层之上，中、北段的鄂尔多斯及其以东地区，早-中侏罗世含煤地层与下伏晚

三叠统之间也存在着明显的沉积间断和剥蚀面。同时，秦岭和内蒙陆间残余海槽的最后对接闭合和强烈变形，使西伯利亚板块、华北板块和上扬子板块连为一体，也是印支期的主要构造事件之一。

西部滨古地中海区主要表现为沉降海槽和火山活动，三叠纪晚期川西、青南地区褶皱隆起，大陆向西南方向增生。

（四）中、新生代构造格局及其演化

印支运动之后，我国东部开始形成北北东向的巨型隆起带和拗陷带，大体以大兴安岭—太行山—武陵山为界，西部发育晚三叠世和早-中侏罗世大型聚煤盆地，以湖泊为主体的内流水系决定了成煤环境的配置，含煤地层叠覆于假整合、微角度不整合剥蚀界面之上。东部则以巨型隆起为背景，华南地区晚三叠世发育一系列北东、北北东向狭长拗陷带，为与古太平洋相连通的狭长海湾成煤环境，华北地区则出现早-中侏罗世小型断陷聚煤盆地，含煤地层不整合于较老地层之上，常与下伏地层构造线斜切。我国西部地区在海西印支期构造基础上，北西向和东西向区域构造相交织，形成了一系列大小不等的山间和山前沉积盆地，晚三叠世含煤沉积含煤性较差，早、中侏罗世为最强盛的聚煤期，形成重要的聚煤盆地。

晚侏罗—早白垩世是东亚大陆边缘构造发展的一个重要阶段，北东、北北东向的火山岩带、断陷盆地和大型拗陷盆地明显的切过印支期和前印支期构造形迹。东北和内蒙古东部地区在区域伸展构造背景下，形成上百个晚中生代半地堑、地堑式断陷煤盆地，构成规模宏大的断陷盆地系。根据火山岩带的岩石组合、岩石化学特征及其分带性，推测东南沿海海岸以东曾出现过向西的洋壳俯冲带。

燕山晚期运动之后，我国东部大陆和邻近海区又发生了重要变化，在大陆区主要表现为西带上隆，东带沉陷；出现下辽河、华北-渤海、苏北-南黄海和江汉等大型早第三纪断陷盆地。其中，华北-渤海断陷盆地主要由北北东向的半地堑系构成，具有大陆裂谷盆地的典型充填序列。中间断隆带有小型断陷煤盆地分布。晚第三纪大陆裂陷作用大为减弱，先后出现披盖式沉积层。亚洲东部大陆边缘形成一系列海沟、岛弧和边缘海，沿大陆架自北而南有东海、台湾、珠江口、莺歌海、北部湾等新生代盆地分布，我国西部印度板块和欧亚板块的汇聚碰撞和推挤作用，形成一系列弧形褶皱和断裂，沿走滑断裂晚第三纪小型断陷煤盆地呈串珠状分布，主要分布于西南地区，常有厚煤层赋存。

新生代构造运动塑造了我国现代的山脉、高原、水系、平原，以及各种沉积盆地的地貌景观，大致围绕青藏高原而呈阶梯式递降，并明显地控制着第四纪泥炭的沉积类型和分布。

三、聚煤古地理环境的演变

聚煤作用是在一定的古地理环境条件下发生的。我国地史时期随着海陆变迁、海面变化和古植物演化，聚煤作用由浅海、滨海向邻海和内陆逐步扩展和迁移，聚煤古地理景观构成一个时空演化系列。早古生代煤形成于滨海—浅海环境，为菌藻类转化而成的腐泥煤；晚古生代以滨海环境为主；中、新生代则从邻海环境逐步过渡为内陆盆地环境为主，聚煤作用范围逐步扩大，聚煤古地理环境渐趋多样化。

早古生代末，华北、塔里木、上扬子等陆块隆起剥蚀，华南东部的古华夏海槽和西北的祁连海槽亦褶皱隆起，陆地范围显著扩大。晚古生代海侵沿袭了古华夏海槽和祁连—秦

岭槽地的方向，早石炭世晚期（大圹期）海水曾达滇东、苏北和皖南一带。在短暂的海退期，沿陆缘滨海地带形成小型三角洲平原、障壁泻湖和滨岸潮坪成煤环境，主要分布于上扬子—江南古陆东南缘和河西走廊一带，是在海域不断扩大的总趋势下形成的，并显示向陆地方向的穿时和迁移现象（图9-2）

中、晚石炭世海域范围进一步扩大，华南、西南的大部分地区沦为浅海碳酸盐盆地。海侵范围波及长期隆起的华北地块，中石炭世海水由东、西两侧进侵，晚石炭世中晚期达到最大规模。华北聚煤盆地的古地理环境为陆表海、泻湖潮坪-障壁体系和三角洲平原的区域配置和交替。主要煤层赋存于海进沉积序列，在盆地北缘形成东西向展布的厚煤带。早二叠世伴随内蒙古—大兴安岭海槽的封闭过程，大量陆源碎屑注入盆地，海侵范围向南退缩，以浅水三角洲为主体的聚煤环境自北向南推移，呈现出山前冲积平原、滨海三角洲平原和泻湖海湾沉积环境的有序配置，赋煤层位逐步抬高，组成海退沉积序列。早二叠世早期形成盆地范围的重要厚煤层，早二叠世晚期至晚二叠世聚煤作用则退缩于盆地的南缘地带。

早二叠世华北、西北地区广泛海退的同时，华南地区的海域范围则继续扩展，海水向西北侧上扬子古陆区快速侵漫，沿古陆边缘的泻湖潮坪环境发育早期含煤沉积，并迅速被广海碳酸盐沉积所代替。早二叠世晚期，由于东吴运动的影响，华南广大地区隆起为陆，海水退居东南隅，在海西期造山带的前缘堆积了滨海碎屑含煤岩系。晚二叠世早期，海水由西南方向再度进侵，但其强度已明显减弱。在海域不断扩大的趋势下，华南地区呈现比较复杂的岛海古地理景观，岸线曲折，海陆穿插，沉积类型多样。东南沿海为陆相、过渡相碎屑含煤沉积，盆地中部为滨海、浅海相碳酸盐含煤沉积，黔西、滇东地区则持续发育大型三角洲复合体，为煤层最富集的地区。随着海域不断扩展，聚煤带向古陆方向迁移。晚二叠世晚期，华南地区再次被广海淹没，以碳酸盐和硅质沉积为主，含煤沉积则局限于川滇古陆东侧的滇东、黔西和川西一带（图9-3）。

古生代末至中生代初期是我国海陆变迁的转折期，晚三叠世秦岭以北及我国东部广大地区隆起为陆，海区退缩于华南东南隅及西南地区，聚煤盆地主要分布于海陆交接的邻海地区，聚煤古地理景观具有“过渡型”特色。海水内侵受到限制，以富含半咸水动物化石为特征。华南东部以海湾型沉积环境为主，主要含煤层段赋存于盆地早期冲积扇粗碎屑发育的充填层序，各盆地充填差异显著；中期各盆地与海域连通，形成地形复杂的海湾；晚期随着海退过程再次出现聚煤作用，可延续至早侏罗世，但一般含煤性变差。西南地区以泻湖型沉积环境为主，由于河流注入而导致泻湖淡化，并逐步扩张超覆，向邻海湖盆演化，主要含煤层段形成于滨湖三角洲平原环境。

侏罗纪早期西南和华南的海域进一步退缩，伴随潮湿气候带的北移，早、中侏罗世聚煤盆地主要分布于昆仑—秦岭构造带以北地区，内陆盆地占据主导地位。大型内陆盆地主要分布于西部地区，以湖盆为中心构成内流水系，呈现冲积扇、冲积平原—三角洲平原—湖泊沉积环境的有序配置，冲积平原和滨湖三角洲平原是主要聚煤环境。随着盆地的演化，盆地充填经历了冲积—湖泊—冲积充填层序的更替，形成上下两个含煤组，一般以湖泊充填淤浅基础上形成的上煤组含煤性较好。中、小型山间盆地和谷地主要分布于东部地区，常由于盆地充填淤浅而沼泽化，形成厚煤层。中生代晚期海域退缩于藏南和东北三江平原局部地区，并有滨海型含煤沉积分布。东北、内蒙古东部地区则广泛发育内陆断陷煤

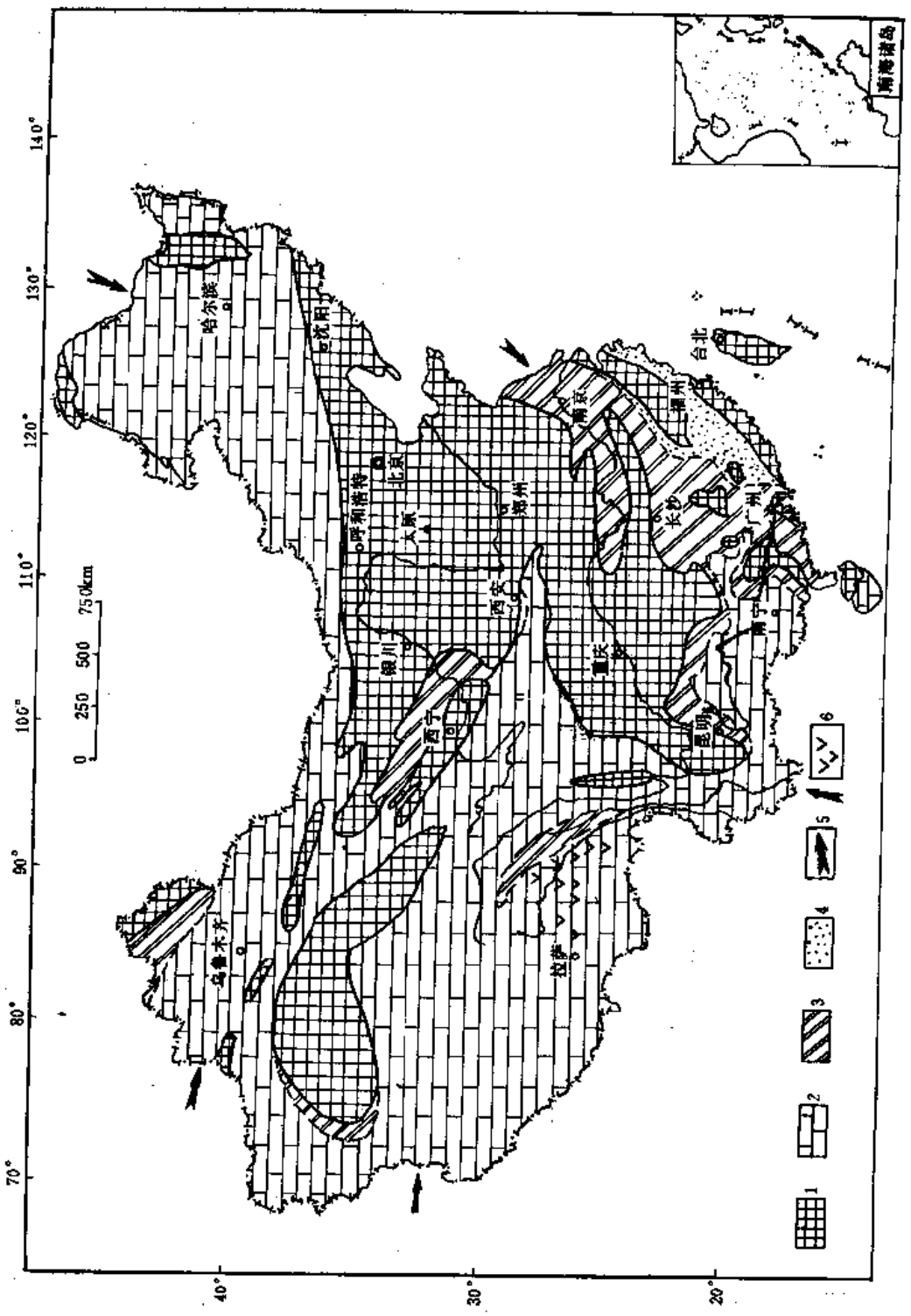


图 9-2 早石炭世晚期古地理略图

1—古陆或剥蚀区；2—海相；3—海陆交互相；4—陆相；5—海侵方向；6—火山岩

（据《中国煤田地质学》，1980，略加修改）

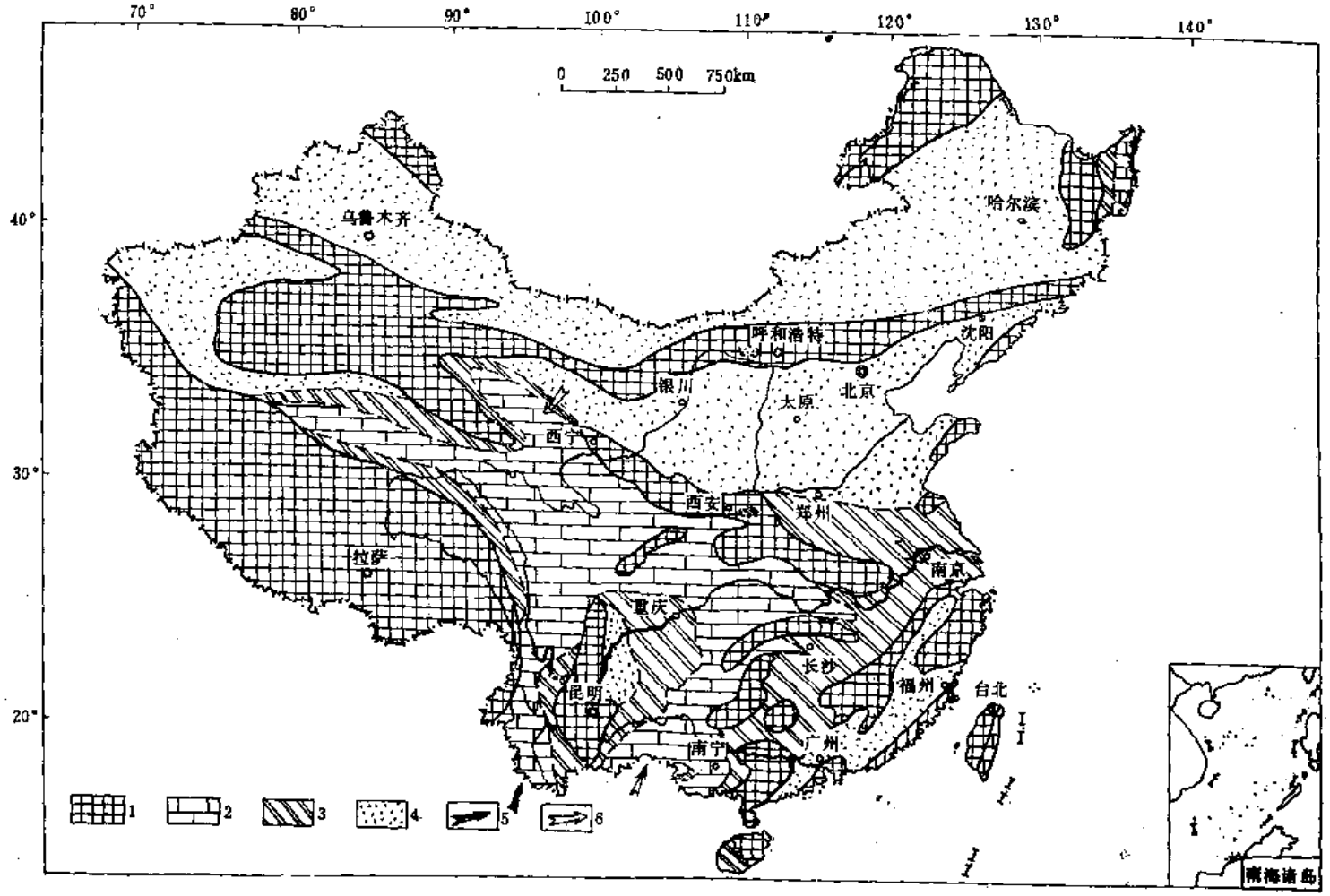


图 9-3 晚二叠世早期古地理略图

1—古陆或剥蚀区；2—海相；3—海陆交互相；4—陆相；5、6—海侵方向

（据《中国煤田地质学》，1980）

盆地，构成高地和湖盆星罗棋布的古地理景观。盆缘断裂活动和近源物质供应是控制盆地形成和演化的主导因素，沿盆缘断裂分布的冲积扇的进积和退缩控制了盆地沉积环境的空间配置，聚煤环境出现于盆地演化的一定阶段和盆地的特定部位，在湖泊淤浅的基础上形成上部含煤段，常发育巨厚煤层。

新生代第三纪聚煤盆地主要分布于东北和西南地区，多为内陆断陷或构造-侵蚀盆地，濒太平洋地区尚有滨海型和海湾泻湖型含煤沉积，与第三纪伸向陆地的指状海相连通。内陆聚煤盆地常常赋存巨厚煤层，煤层一般出现于填充盆地向湖盆演化的过渡阶段，煤层上覆为湖相泥岩或泥灰岩。

四、主要聚煤期的古气候

聚煤期的古气候是影响沉积盆地充填和聚煤作用的重要因素之一，适宜的古气候条件对植被的发育和泥炭聚积起了重要作用，分析各聚煤期的古气候状况有助于了解聚煤盆地的时空分布和充填物特征。

（一）晚古生代聚煤期古气候

早石炭世的古气候比较单一，植物界刚刚扩展到陆地，只能在温暖潮湿的气候条件下生存。早石炭世发育的拟鳞木植物群不具年轮，植物化石分布于南、北半球，甚至现在的北极地区，绝大部分地区相当于热带、亚热带气候。我国绝大部分地区属于拟鳞木植物群分布区，仅内蒙、东北北部局部地区见有安加拉植物群分子，说明局部气候略为温凉。

晚石炭世植物地理分区已经形成，可区分为四个植物群类型，即：安加拉植物群、冈瓦那植物群、欧美植物群和华夏植物群。其中，前二者属于温带气候，后二者则属于热带、亚热带气候。我国除东北、新疆北部属安加拉植物群，藏南属冈瓦那植物群以外，绝大部分地区为华夏植物群。鳞木非常繁盛，茎上气孔构造发育，辉木茎皮层中含有大量附生根，为热带、亚热带湿润气候带的产物。此外，中亚一条北西向的干燥带东延至我国西北地区。

二叠纪植物演化更加明显，植物地理分区清楚。天山以北、内蒙北部和东北北部为安加拉植物群分布区，属于温带半潮湿气候。冈瓦那植物群主要分布于藏南地区，以舌羊齿为主，代表温带或冷温带半潮湿气候。我国大部分地区为华夏植物群分布范围，贵州西部峨嵋山玄武岩组、龙潭组和长兴组中发现的丰富的辉木，反映了热带雨林气候条件下的生态特征。华北地区辉木不发育，大羽羊齿类形体较小，属于亚热带半潮湿气候。晚二叠世华北地区南部仍持续温暖潮湿气候，有煤层和紫斑泥岩发育，但从整个沉积物类型和植物化石组合判断，我国西北、华北广大地区的气候已渐趋干燥，干燥带由西向东扩展，聚煤作用终止（图9-4）。

（二）中生代聚煤期古气候

早、中三叠世我国大部分地区处于干燥气候带，中三叠世末华南地区转为热带、亚热带潮湿多雨气候，发育叉羽羊齿植物群，其中苏铁植物占据优势。华北、西北地区则以木贼、类丹蕨、束脉蕨等旱生耐凉植物为主，代表温带半潮湿气候。

早、中侏罗世我国南方苏铁、真蕨植物特别繁茂，代表热带、亚热带气候；北方则以真蕨、松柏类和银杏类为主体，代表了一种针叶、阔叶混交林植被景观，总体上这一植物群是亚热带—暖温带气候的反映。中侏罗世中晚期紫色沉积增多，矿物成熟度降低，蒙脱石含量增高，植物化石缺乏，反映气候渐趋干燥。早、中侏罗世北方潮湿气候带的分布与

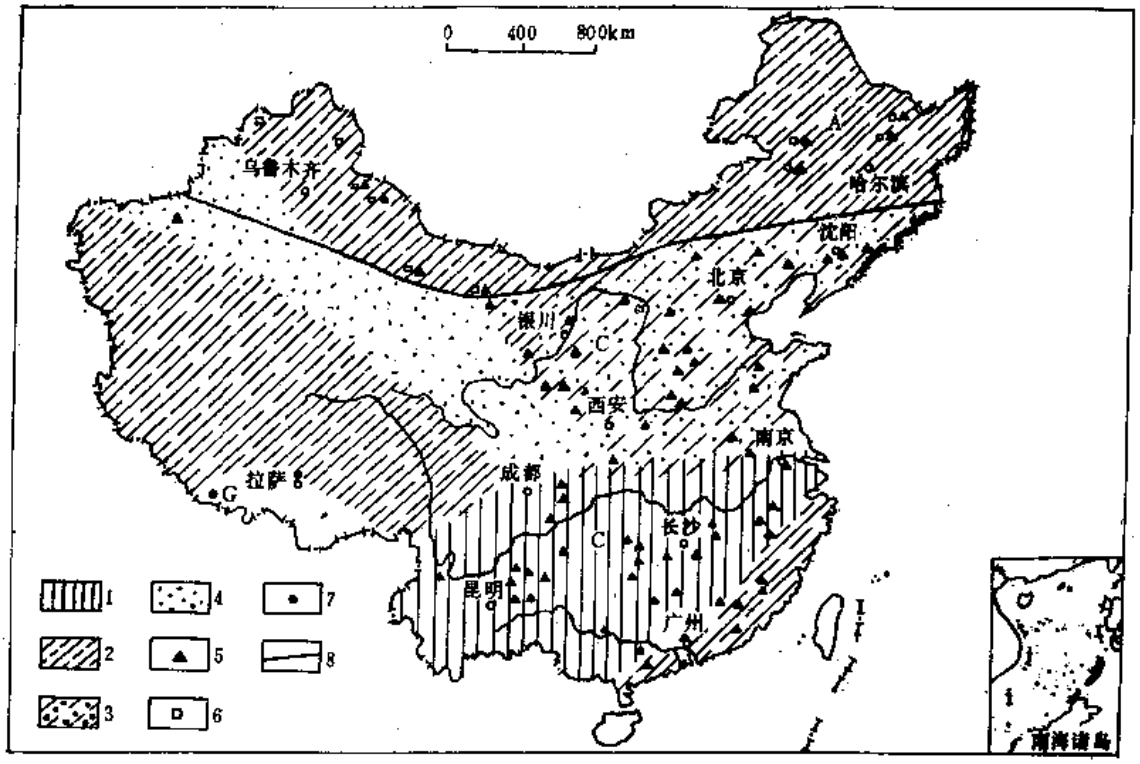


图 8-1 我国晚二叠世古气候略图

1—潮湿气候区；2—半潮湿气候区；3—前期半潮湿后期转干燥气候区；4—干燥气候区；5—华夏植物群分布点；6—安加拉植物群分布点；7—冈瓦那植物群分布点；8—植物群界线；A—安加拉植物群；C—华夏植物群；G—冈瓦那植物群

（据《中国煤田地质学》，1980）

古地中海海洋气团的北移、东进有关，从而增大了这一内陆地区的降雨量，形成了许多重要的聚煤盆地。

晚侏罗世全球气候有较大变化，中亚一带干燥气候区扩大，我国南方广大地区属热带、亚热带干旱气候，晚侏罗世、早白垩世沉积基本为红层。北方，尤其是阴山以北地区，以松柏、苏铁、银杏等植物为主，具有年轮，气候季节分明，属温带气候。东北和内蒙东部地区潮湿多雨，植物繁茂，形成了上百个断陷煤盆地，这一地区受到古太平洋季候风的影响。

我国境内中生代干旱气候带和潮湿气候带自西南向东北逐步推移，导致晚三叠世、早—中侏罗世和晚侏罗—早白垩世聚煤带有规律的时空分布。一般来说，潮湿气候带和构造拗陷、断陷带的叠合决定了聚煤盆地发育的部位。

（三）新生代聚煤期古气候

早第三纪我国自北而南跨越了暖温带和亚热带、热带两个植物区，是木本被子植物繁盛阶段。晚第三纪气候有缓慢变冷的趋势，亚热带北界南移。随着青藏高原的隆升，受海洋气团控制的潮湿气候带移至云南和华南沿海地区，在滇中、滇东等地形成数百个小型煤盆地。欧亚大陆腹地则日趋干燥，大面积呈现草原植被景观。

第三纪位于北半球的两条潮湿气候带和一条干旱带以北西—南东方向穿越全国，干旱带的分布范围由新疆经青、甘、宁、陕而达于闽、浙沿海，这一广阔的干旱气候带是聚煤

盆地分布的一级控制因素，加之印度洋和太平洋季候风的影响，以致我国第三纪煤盆地主要分布于东北和西南地区。

第二节　晚古生代聚煤盆地

晚古生代聚煤盆地是在加里东期构造运动奠定的基础上发育起来的，盆地的几何形态、展布方向、沉积-构造特征都受到基底构造控制。晚古生代聚煤盆地以大型克拉通内拗陷盆地为主，盆地的分布主要受东西向巨型构造带的分隔而显示出明显的南北差异，分划性构造主要为阴山—大兴安岭构造带和秦岭—昆仑构造带，这是两条长期发育的陆间海槽和板块碰撞接合带，将我国分隔为北、中、南三部分。自晚古生代以来，这三部分各自经历了不同的发育历史，具有不同的构造演化、充填层序、生物群、岩浆活动和变质作用特征。

一、华南早石炭世聚煤盆地

晚古生代早期的海侵由西南向东北方向呈波浪式推进，早石炭世大圴期海域范围显著扩大，在滇东、黔西及下扬子地区大圴阶地层直接超覆于较老地层之上。在短暂的海退期，沿古陆边缘的滨海环境形成华南早石炭世含煤沉积。

华南早石炭世聚煤盆地跨越了不同的基底构造单元，其总体几何形态为北东向延伸的沉积槽地。盆地的西北侧邻接比较稳定的陆台；东南侧为活动的大陆增生边缘，盆地的基底基本上为加里东期增生陆壳，基底构造分异明显。黔桂地区为开阔的陆缘海，湘、粤、赣等地为连通西南陆缘海的陆表海和各种过渡环境交织区，向东北方向收敛。下扬子地区为一向东开口的狭长海湾，并于浙北地区与上述陆表海相连通（图9-5）。盆地充填的陆源物质主要来自西北部的江南、上扬子古陆和东南部的华夏古陆，沿其边缘有大量陆源碎屑堆积。沉积盆地的西南部一直处于开阔而稳定的浅水海域，形成碳酸盐建造；沿上扬子和江南古陆东南侧发育小型三角洲平原和泻湖潮坪成煤环境；盆地的东部则为陆相冲积平原。随着海侵范围的扩大，含煤地层层位有自西向东逐渐抬高的趋势。

根据含煤岩系岩性岩相组合及其沉积环境特征，大体以云开—雪峰古陆为界可将华南早石炭世聚煤盆地划分为东、西两个含煤沉积区。

1．西部沉积区

早石炭世大圴期继承了先期古地理面貌，在云开、上扬子、川滇等古陆围限的范围内，持续发育了稳定的陆缘海盆，西南与外海连接，东北与湘、粤陆表海区勾通，桂西为盆地的中心地区。陆源碎屑主要来自西、北、东三面邻接的古陆和山地，沿其前缘出现了或宽或窄的陆源碎屑岩带，沉积厚度也最大。大圴早期海盆范围略有扩大，在黔西、滇东一带大圴阶下部地层直接超覆于较老地层之上。随着大圴中期的短暂海退或陆源碎屑的进积，在水城—紫云—南丹北西向裂陷槽的东北侧，沿古陆边缘形成一系列小型三角洲平原，是西部沉积区的主要成煤环境。广西罗城和云南宣威、曲靖等地为比较开阔的滨海潮坪环境，亦有不稳定煤层形成。大圴晚期为浅海碳酸盐盆地，整个沉积盆地范围变化不大。

华南西部早石炭世含煤地层主要分布于广西、贵州和云南东部，可分为上、中、下三段：下部以厚层灰岩为主；中部以碎屑岩为主，为主要含煤层段；上部为中厚层灰岩和泥岩。上、中、下三段构成一个完整的沉积旋回，聚煤作用始于大圴早期，延续至大圴晚

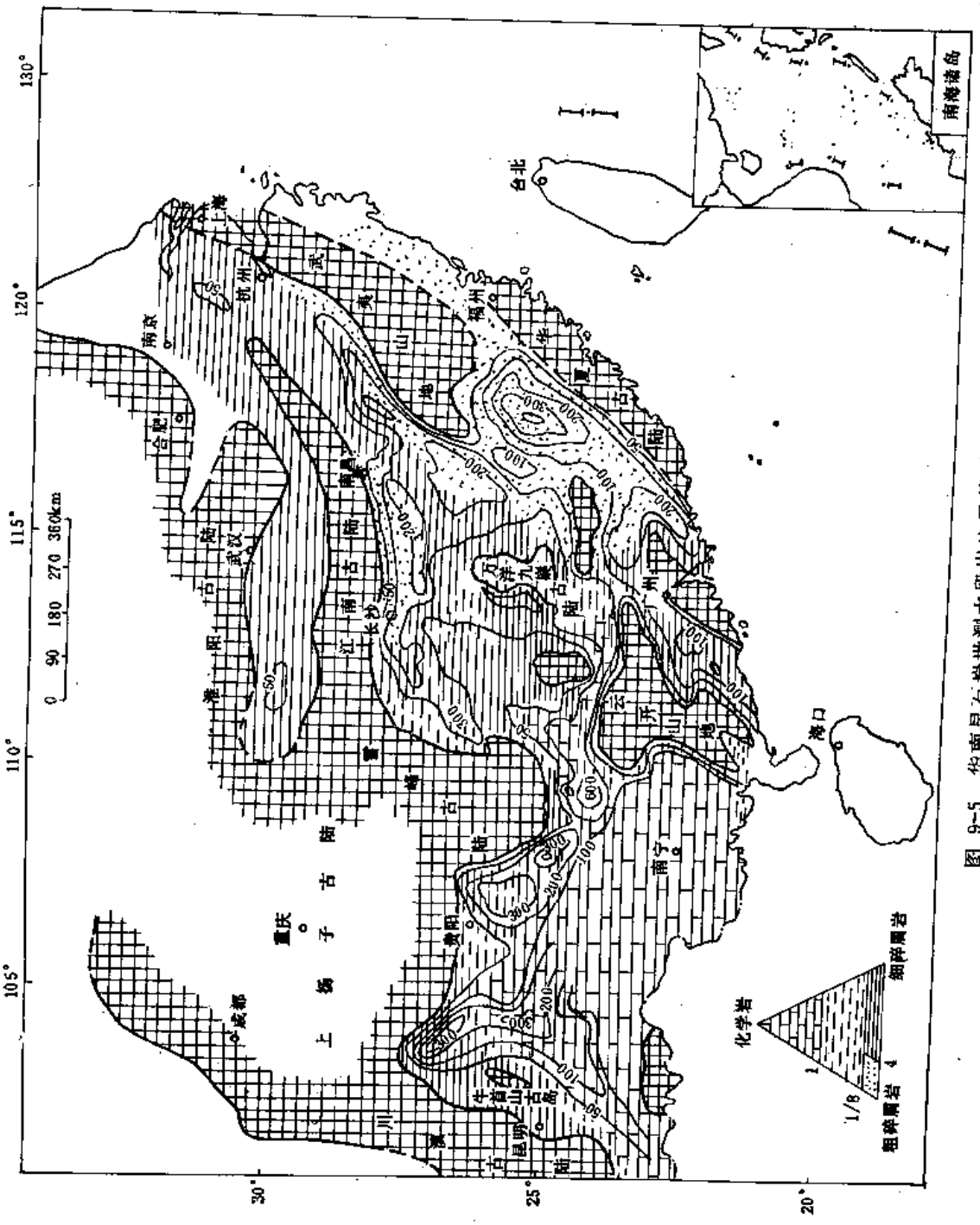


图 9-5 华南早石炭世测水段岩比及等厚线图
(据《中国煤田地质学》，1980)

期，主要煤层形成于大圹中期，是在短暂海退出现的滨海环境下形成的。现以红（山）茂（兰）煤田为例。

红茂煤田位于黔桂交界地带，下石炭统含煤地层主要残留于三个孤立的向斜中，可据以推断红茂三角洲平原的原始轮廓。红茂三角洲自北侧的雪峰古陆向南伸入陆缘海盆，其前缘可抵广西环江县的水源，呈南北向伸长的舌状体。含煤层系自下而上可分为5个岩段，即：底部浅海、前三角洲相泥灰岩、泥岩段；下部三角洲平原相含煤段；中部碎屑海岸砂、泥岩段；上部三角洲平原砂砾岩段；顶部潮滩相灰岩段。

含煤岩系形成过程中，由于陆源物质供应状态的变化，早期和晚期出现河流作用占优势的三角洲平原环境，其间被滨岸沉积体系所间断。早期形成的三角洲平原比较开阔，较大范围出现泥炭沼泽环境。三角洲平原的中轴线通常为主河道发育部位，石英砂岩、砂岩所占比重较大，其前缘地带以砂砾岩填积和浊流沉积为特征。三角洲平原西翼的茂兰地区为较开阔的滨海环境，以石英砂岩、泥岩和薄层灰岩互层为特征，以薄至中厚煤层为主，主要可采煤三层，形成富煤地段。（图9-6）。晚期出现的三角洲范围比较狭窄，时间短暂，气候也渐趋干燥，仅局部地段形成薄煤层。

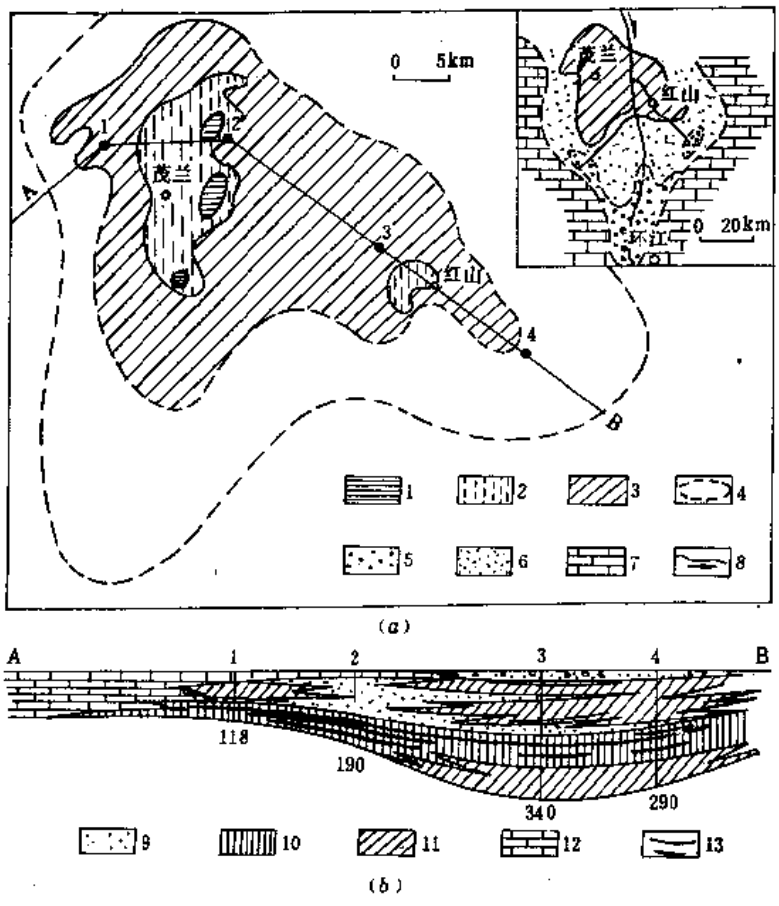


图 9-6 广西红茂早石炭世含煤沉积示意图

a—平面图：1—煤层总厚>3m；2—煤厚2～3m；3—煤厚1～2m；4—含煤范围；5—三角洲前缘砂体；6—三角洲平原；7—滨海泥岩、碳酸岩；8—河流主流线；

b—剖面图：9—砂岩、砂砾岩段；10—含煤段；11—泥岩、泥灰岩段；12—碳酸岩；13—煤层

（据广西150队资料编绘，1980）

2．东部沉积区

早石炭世大旷期海水沿北东向拗陷带内侵，波及云开、雪峰—江南古陆和武夷、华夏古陆围限的广大区域。盆地内存在一系列次级隆起和拗陷，形成岛、湾交织的陆表海古地理景观。盆地内岩相带大致沿北东向展布：东部为滨海潮间砂砾坪和滨海冲积相沉积，主要由石英砂砾岩、粉砂岩组成，偶含薄煤层；中、西部以泻湖潮坪沉积体系为主，主要由石英砂岩、泥岩和煤层组成，是煤层较富集带；江南古陆北侧的下扬子地区为海湾潮坪相杂色碎屑沉积，含煤性很差。东部沉积区大旷阶三分明显：早期为富含海相动物化石的石磴子灰岩；中期为过渡相碎屑含煤沉积，即测水组；晚期为富含海相动物化石的梓门桥灰岩，三个岩段组成一个完整的沉积旋回。

测水组以湘中地区最典型，包括上、下两个含煤段，以一层含砾石英砂岩为界。其中，下含煤段由石英砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成；泻湖潮坪、泥炭沼泽沉积构成多个含煤沉积旋回，为本区主要含煤段；一般含可采复杂结构煤层2层，厚度变化大：湘中3号煤厚0～15m，一般为1.5～2.5m；5号煤厚0～27.23m，一般为1～2m（图9-7）。上含煤段中、下部为石英砂岩、粉砂岩、泥岩互层，夹碳质泥岩、煤线和薄层灰岩，上部为生物碎屑灰岩；上段为海侵潮坪相序，整个测水组构成一个海退—海侵沉积序列；上段底部的含砾石英砂岩，厚度大，砾石圆度和分选性好，具双向交错层理，分布广泛，具有滨海砂砾岩的特征，是地层对比的标志层。湖南中部涟源—双峰地区测水组下段沉积期，其周围被一系列古陆、古岛、沙坝所环绕，但陆源碎屑供应不充分，沉积速率较低，形成一个半封闭的泻湖。海水自西南方向内侵，潮汐流对泥炭沼泽的发育有重要影响，煤层厚度向古陆和外海双向变薄、尖灭。

二、华北石炭二叠纪聚煤盆地

石炭二叠纪含煤地层广泛分布于华北地区，遍及14个省、市、自治区，形成于一个统一的大型克拉通内拗陷含煤沉积盆地。盆地的基底为中奥陶统灰岩侵蚀—夷平界面，边缘地带含煤沉积超覆于前震旦、震旦亚界和寒武系之上。盆地的总体轮廓呈向南东方向倾没和敞开的箕状，北侧邻接汇聚型板块边缘，晚古生代以来天山—大兴安岭陆间海槽经多次向南俯冲消减，二叠纪末至三叠纪初以弧形切线方式碰撞封闭，对华北聚煤盆地的形成、充填和演化具有十分重要的影响。

石炭二叠纪含煤岩系总厚约700～1000m，其中太原组和山西组为主要含煤地层，石盒子组含煤沉积则局限于豫淮地区。沉积环境和煤层发育表现为“东西成带、南北迁移”，各层组在区域范围内存在显著的时迁现象。

（一）盆地充填序列和沉积体系

华北石炭二叠纪含煤地层自下而上为：本溪组、太原组、山西组和下、上石盒子组，为一连续的滨海冲积平原型含煤沉积序列。

1．本溪组

中石炭世本溪组是盆地的初期填积，由于基底构造和基底侵蚀界面古地势的影响，沉积厚度变化大，沉积分异显著。郯庐以东层序较全，自下而上可分为：紫色粘土岩，含煤碎屑岩和灰岩段，总厚可达150m，含薄煤层。中部广大地区层序单一，下部为铁铝质岩，上部为碎屑岩夹灰岩，总厚约20～50m。岗银断裂以西，早、中石炭世羊虎沟群为连续沉积，以泥岩、砂岩为主，夹灰岩及薄煤层，总厚可达1200m。

2．太原组和山西组

太原组和本溪组为连续沉积，随着海侵范围的扩展，在有些盆缘地带太原组直接超覆于老地层之上。山西组与太原组为过渡沉积，其分界面是一个穿时界面。根据岩性岩相组合特征大致可区分为北、中、南三个沉积相带。

北带　指北纬37°30′以北的盆缘地带，太原组中、粗粒碎屑岩十分发育，含灰岩1～4层，向北灰岩层数减少或相变为泥岩。北带山西组以冲积相砂砾岩和湖相细碎屑岩为主，构成冲积-湖泊沉积旋回，主要煤层位于中、下部沉积旋回，沿盆缘形成近东西向厚煤层带。

中带　大致位于北纬34°30′～37°30′之间，太原组主要由中、细粒砂岩、泥岩、灰岩和煤层组成，一般含灰岩4～10层，旋回结构清晰，旋回数目较多。太原西山煤田太原组厚近100m，包括三个层段（图9-8）：

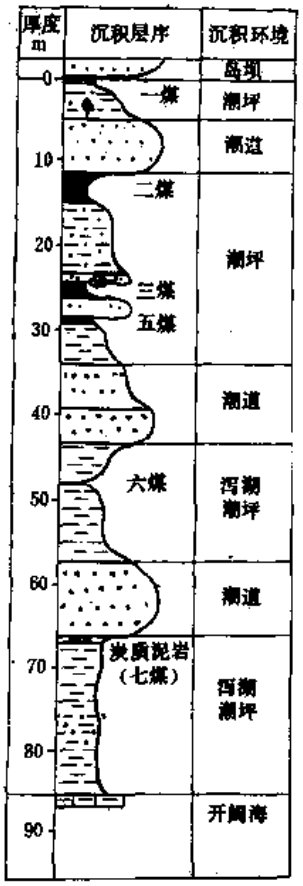


图 9-7　湘中涟源地区测水组下段泻湖沉积层序（冷水江1712孔）

（据关尚宏，1985；修改）

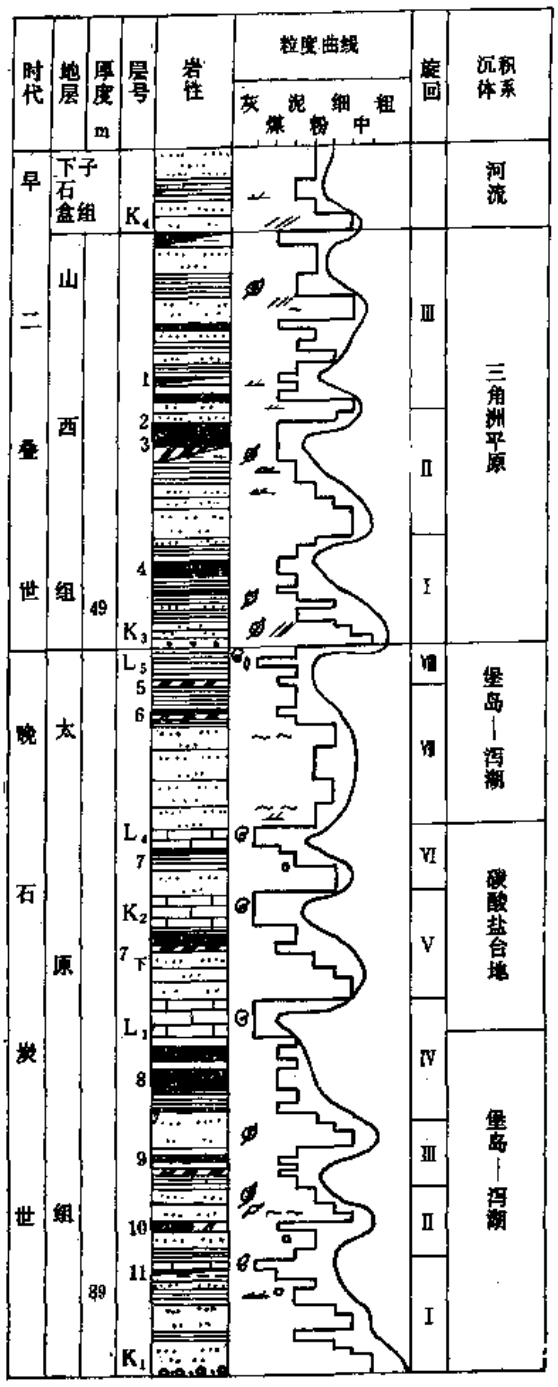


图 9-8　太原西山煤田太原组、山西组沉积序列

（据《中国煤田地质学》，1980；修改）

下部层段以薄层细碎屑岩为主，富含黄铁矿、菱铁矿结核；中部层段以生物碎屑灰岩为主，灰岩底部富含泥质，中上部则富集菱铁矿层，本段上部的三层灰岩（庙沟、毛儿沟、斜道灰岩）代表盆地的最大海侵期；上部层段以碎屑岩为主，夹有薄层灰岩和海相泥岩。山西组以中、细粒碎屑岩为主，由三角洲的分流河道、间湾和泛滥盆地充填组成三个沉积旋回，支流河道砂体构成三角洲沉积体系的骨架，底部旋回赋存厚煤层，在区域内稳定发育。

南带　指北纬34°30′以南的豫淮地区，太原组以灰岩为主，夹有碎屑岩和薄煤层。灰岩以生物碎屑灰岩为主，形成于潮间、潮下浅水环境。含薄煤10余层，多不可采。山西组底部以海湾潮坪细碎屑填积为主，其上常发育厚煤层。中、上部是充填淡化海湾的三角洲沉积，河口坝与分流河道复合砂体构成沉积体系的骨架，一般为中、细粒岩屑或长石石英砂岩，以含大量泥砾包体为特征。

3．石盒子组

石盒子组与山西组为连续沉积，是在气候渐趋干燥、海水影响范围显著退缩的背景下形成的，聚煤作用南移至豫淮地区。石盒子组主要由砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成，夹有潮湿气候下形成的“花斑泥岩”。组厚变化较大，下石盒子组厚约30～270m，上石盒子组厚300～500m。现以河南禹县下石盒子组第四、五含煤段为例，根据岩性组合和含煤性特征自下而上可划分为六个岩性组合段（图9-9），主要由三角洲平原的各种亚相组成，整个含煤组由三个三角洲沉积旋回组成。

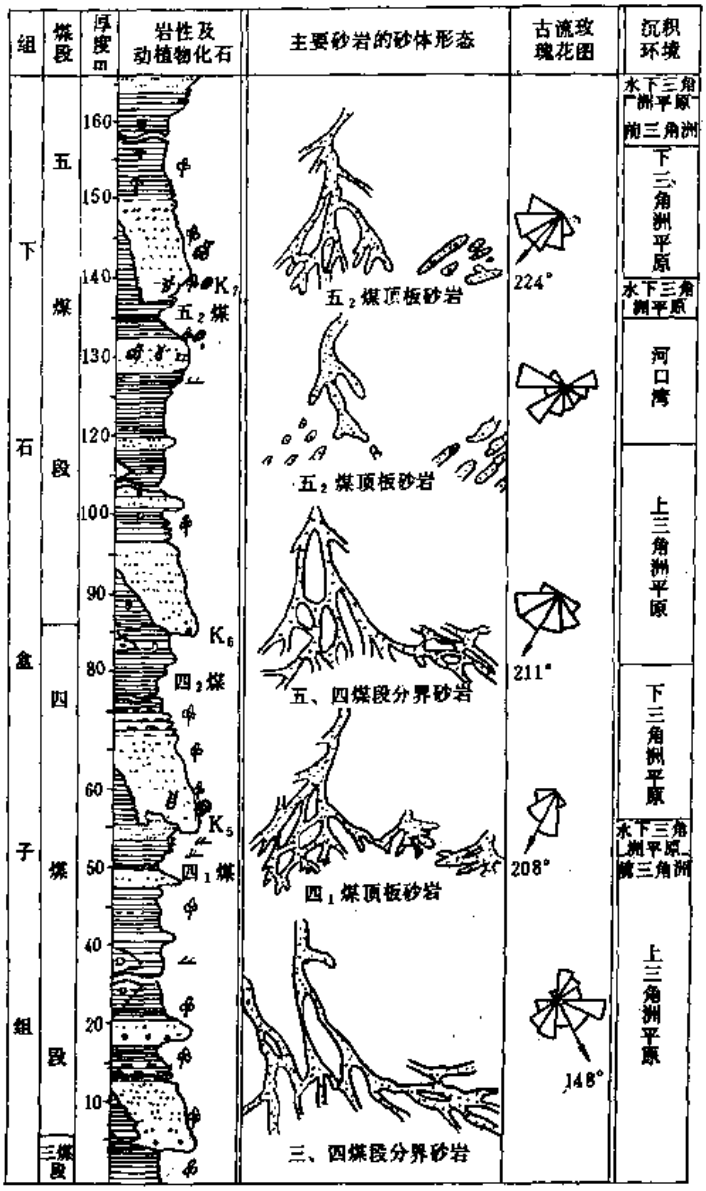


图 9-9　禹县下石盒子组第四、五煤段沉积特征和环境解释分析图

（据李宝芳等，1987；简化）

（二）海水进退与沉积环境演化

自中石炭世至晚二叠世华北聚煤盆地经历了一个漫长的海进—海退过程，这一海水进退过程决定了盆地的沉积环境配置及其演化。

中石炭世海水内侵主要来自东方，形成以滨海—浅海相为主的本溪组。目前，本溪组的下部化石带仅见于辽东太子河流域和江苏北部。底部铁铝岩组是一个穿时岩性地层单位，东老西新，北老南新，至盆地南缘的豫西和淮南等地铁铝岩系

已隶属于晚石炭世沉积。复州湾灰岩多达8～9层，总厚50～60m；中部地区灰岩厚度中心在渤海湾等地，向西、北、南盆缘方向，层数减少，厚度减薄；陕西铜川以西、安徽亳县至蒙城一线以西缺失中石炭世沉积。

晚石炭世华北陆表海域呈波浪式向盆缘扩展，海水几乎漫及整个盆地，并与西部内侵的海水相连通，晋中太原组中段的几层灰岩即代表最大海侵期。晚石炭世北部板块边缘的活动性增强，陆源碎屑大量注入，在盆地的北部沉积带形成海水进侵与河流进积相交织的格局，出现进积三角洲复合体和比较开阔的三角洲沼泽平原。海水常常侵漫三角洲前缘，甚至堆进至三角洲平原和分流间湾，碳酸盐岩作为三角洲体系的共生部分。主要煤层赋存于剖面下部，灰岩常常作为煤层的直接顶板。煤中古盐度值和硫分含量偏高，并发现海相动物化石，证明泥炭沼泽时有海水内侵。

盆地北部三角洲复合体之间（如准格尔、冀东等煤田）和中部沉积带则为陆表海型碳酸盐台地和泻湖潮坪-障壁沉积体系在时空上的交织共生，中、细粒碎屑岩—煤层—灰岩构成沉积旋回，一般含灰岩4～10层。煤层主要形成于堡岛体系的碳酸盐台地上不同类型的泥炭沼泽环境，煤层具有层位稳定、分布广、含硫量高等特征。

南部沉积带太原组以浅海相、滨海相沉积为主，长期处于开阔陆表海环境，以潮间、潮下碳酸盐沉积和滨海潮间带碎屑沉积的频繁交替为特征。在短暂的海退期，滨海潮坪可演化为成煤环境，煤层层数多，厚度薄（图9-10）。

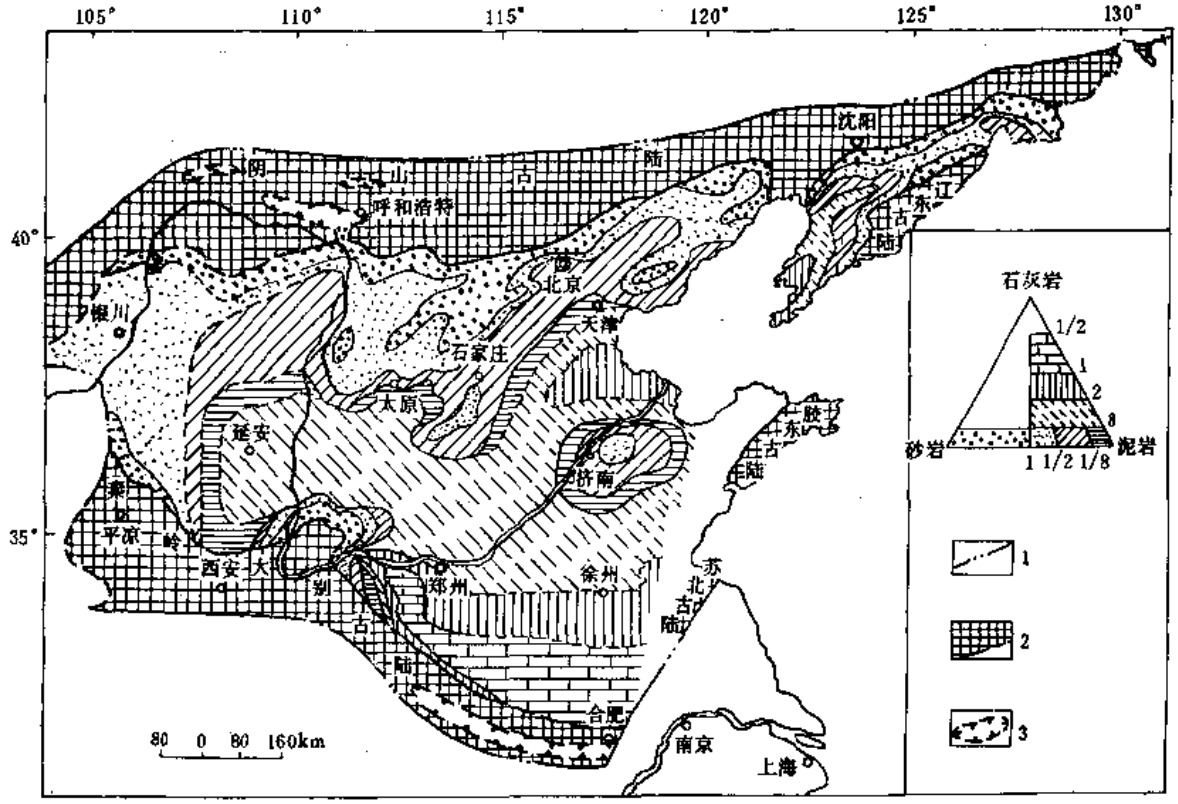


图 9-10 华北晚石炭世太原组岩比略图

1—聚煤区边界；2—古陆；3—山间盆地

（据《中国煤田地质学》，1980）

华北中、上石炭世陆表海的古纬度约在北纬10°～27°之间，即位于赤道飓风带内。内蒙古准格尔、晋中、豫西、徐州等煤田均发现多层风暴沉积，其中以石灰岩的风暴沉积出现频率高、保存完好，甚至全层由风暴与正常天气沉积频繁交替组成。

晚石炭世开始的盆地范围的海水撤退和浅水三角洲进积，由北而南依次出现山前冲积平原、开阔的三角洲平原和三角洲-海湾沉积环境系列。盆地北部形成以冲积相为主的山前冲积平原，有不稳定厚煤层形成；盆地中部和南部以进积浅水三角洲环境为主体，太原组与山西组的过渡阶段，三角洲叶体和间湾环境相交织，是区域性厚煤层的主要成煤环境。山西组上部以河流作用为主导的上三角洲平原和洪泛平原，聚煤作用则渐趋衰退。区域内零星的古流测量数据和河流冲蚀带分布资料表明，区域古流向基本为南和南东向，反映了北高南低的古斜坡。由于太原组上部和山西组是在陆表海快速退缩的背景下形成的，因此三角洲沉积体系的前积层不发育，三角洲平原形成的煤层亦常常遭受后期支流河道的切割侵蚀。

早二叠世晚期海水波及的范围主要限于北纬34°30′以南的豫淮地区，盆地的大部分地区，除个别地点发现含海豆芽化石的夹层外，均为内陆冲积平原沉积。豫淮地区石盒子组主要为浅水三角洲沉积体系，其特征是：分流河道常切割下伏河口坝、前缘席状砂，而与前三角洲泥直接接触，在剖面上常表现为与下伏地层存在原生低角度不整合；前三角洲沉积厚度小，一般不超过3m，而三角洲平原沉积厚度大；在盆地边缘三角洲砂体主要为正粒序，表现为河流特征，向盆地方向，渐变为反粒序，表现出河口坝特征；平面形态呈垛状，分流河道较多，剖面上三角洲旋回较多，而单层厚度较小（彭格林，1986）。三角洲体系中的间湾和废弃三角洲叶体是主要的成煤环境。上石盒子成煤环境继续南移，豫西、淮南地区含煤10余层至数十层，煤层总厚可达20余米，主要煤层位于上石盒子组的下部。

豫西的禹县、登封、临汝，豫东的永城和淮南等地的上石盒子组中夹有多层硅质泥岩，其中含有海绵岩和含海绵骨针泥岩，海绵骨针含量可达85%～90%以上；其主要矿物成分为玉髓和微粒石英；硅质层常含有煤的显微组分木栓体（葛宝勋，1982；兰昌益，1985）。此外，上石盒子组还夹有含海豆芽的泥岩层，不少层段还含有海绿石。海绵岩和含海绿石砂岩是在滨海海湾或潮汐带形成的，与成煤沼泽相毗邻，代表了上石盒子期的一次地区性海侵，可能波及南带及中带的南部地区。晚二叠世末，海水从华北地区撤出，基本上结束了晚古生代的海侵史和聚煤作用。

（三）盆地的构造格架和构造演化

华北石炭二叠纪聚煤盆地位于阴山和秦岭两个东西向构造带之间，向北西方向抬起和收拢，向南东方向倾没和敞开，总体呈箕状几何形态。盆地内部由于基底复合体活动性的差异和区域性断裂薄弱带的存在，在盆地基底沉降过程中表现为一定程度的构造分异和构造分区，并控制了盆地的沉积环境配置和煤层的聚积与分布。

1．盆缘构造

盆缘构造包括北侧的阴山构造带和南侧的秦岭—大别构造带、西侧的贺兰山构造带和东侧的郯庐断裂带。

阴山构造带由西部的阴山隆褶带和东部的燕辽拗陷带组成。早古生代阴山隆褶带的主体内蒙—冀北隆起（内蒙地轴）构成华北碳酸盐陆表海的北界。晚古生代隆褶带开始解体，在海流图—商都断陷内堆积了晚古生代大红山群陆相含煤岩系。阴山隆褶带南侧的包头—张

家口断陷内堆积了晚石炭世栓马桩煤系，以陆相沉积为主，见有半咸水动物化石，其沉积面貌与太原组相似，晚石炭世最大海侵期可能是盆地伸向古陆的海湾。燕辽拗陷带北缘的彰武—和龙隆起与西部的阴山隆起联成一体，分隔内蒙—大兴安岭海槽与华北石炭二叠纪聚煤盆地。阴山构造带是华北石炭二叠纪聚煤盆地的主要陆源区，石炭二叠纪煤系形成的早期处于伸展裂陷阶段，在其隆起带内部和前缘产生次级断陷，形成以陆相为主的含煤岩系。晚期伴随北侧内蒙—大兴安岭海槽的封闭，则处于挤压构造环境，发生比较强烈的隆起和火山活动，大量陆源碎屑倾注于华北聚煤盆地内。

秦岭—大别构造带为一近东西向弧形断褶隆起带。构造带的南、北以区域性断裂为界，为华北聚煤盆地与南秦岭海槽（西段）和淮阳古陆（东段）之间的过渡带或断陷带。断陷带内堆积了石炭纪含煤岩系，即：西段的草凉驿煤系；东段的杨山煤系。二叠纪在中段的商洛又堆积了石盒子群含煤沉积。在整个成盆期，秦岭—大别构造带主体处于一种伸展构造环境，在变质岩基底上形成了一系列狭长的走向断陷盆地。除个别地段外，没有显著的粗碎屑边缘相带，最大海侵期，可能与华南海域局部贯通。

贺兰山构造带位于盆地的西部，为一近南北向延伸的沉积槽地。早古生代业已存在的拗拉槽的边缘和基底断裂重新活动，明显地控制着石炭纪沉积厚度和岩相分布，各次级断块内沉积厚度变化极大。晚石炭世西部祁连海向东扩展，裂陷槽地与华北盆地连为一体，成为沉积的过渡带，古生物分子亦有明显的混生现象。

郯庐断裂带为华北煤盆地东部后期构造边界，而郯庐断裂是一条长期发育的岩石圈断裂，石炭纪本溪组、太原组的沉积厚度趋势和岩性岩相分布都显示出一条北北东向的沉降带，华北陆表海盆地通过这条沉降带而与外海相衔接。

2．火山事件沉积

盆地北部地区含煤沉积层系中发育火山碎屑沉积，盆地内部的煤层中亦见有特殊的火山灰成因的高岭石泥岩夹矸，证明盆地北缘阴山构造带火山活动频繁，具有活动大陆边缘的性质。

燕山南麓的蓟玉煤田火山碎屑岩间歇沉积厚度可达80～120m，向东至开平煤田，夹有数层火山碎屑岩，厚约10余米。本区所见火山碎屑岩为火山边缘带普通火山碎屑岩和向沉积岩过渡的沉积火山碎屑岩，包括火山角砾岩或沉火山角砾岩、凝灰岩或沉凝灰岩。此外，还有一种特殊的岩石类型—凝灰质薄层灰岩，含有5%～50%中长石晶屑。含煤岩系剖面由火山碎屑岩相和沉积岩相共同组成典型的喷发-沉积相序列。火山碎屑岩常常是煤层的直接顶底板，甚至在煤层夹矸中也发现火山碎屑岩。火山碎屑岩构成角砾岩-岩屑凝灰岩-晶屑凝灰岩的沉积韵律，并在横向上也显示出粒度的变化（张文昱，1984）。内蒙准格尔煤田火山碎屑沉积主要出现于太原组中上部，太原组四—五灰岩层位发育的3～4层浆屑凝灰岩，厚度一般为5～10cm，分布十分稳定，常含大量完整的腕足类化石，系火山事件诱发的生物灾难（刘焕杰等，1987）。

华北石炭二叠纪煤系的一些煤层，如山西大同、河北井径、陕西铜川和鲁西等地太原组、山西组的某些煤层发育了一种岩性特殊的高岭石泥岩，一般厚仅2～3cm层位稳定，分布广泛。根据其结构特征可大体区分为致密状和结晶高岭石泥岩两类，其主要矿物成分为高岭石，往往富含碳质。高岭石泥岩的副矿物有高温石英（β石英假象）、透长石、自形锆石和磷灰石、磁铁矿等，自形程度高，属于高温矿物组合，其物质来源主要为悬浮搬运

至泥炭沼泽中的火山碎屑。

3．盆地的构造格架

华北石炭二叠纪聚煤盆地内部发育了次级隆起和断裂，这是基底构造和差异沉降的反映，同时在盆地充填层序中也发现了一些生长断层。

大致沿石家庄—卫宁（北纬37°30′）一线存在一条断续的区域东西向构造带，由近东西向的褶皱和冲断带、东西向隆起和隐伏的混合岩化中心组成，很可能是一条长期发育的基底断裂带。石炭二叠纪含煤岩系形成过程中，这条构造带作为盆地北带和中带的转换界线，调整盆地基底的南、北差异性沉降。构造带以北，中石炭世海侵发生的早，本溪组沉积厚度大；晚石炭世海侵频度和强度则明显减弱，太原组中、上部灰岩层数、厚度显著减少，由北而南的区域古流水系沿这一过渡带分流形成海水进退与三角洲进积相交织的沉积格局。

沿潼关—沛县一线（北纬34°30′）为一长期发育的东西向宽缓隆起带（亦称秦岭北支隆起带），江苏丰沛煤田地质勘探资料证实，隆起带的轴部附近缺失震旦亚界，寒武系直接覆于基底变质岩系之上。晚古生代含煤岩系形成过程中，潼关以西为隆起剥蚀区，其北侧边缘相特征比较明显；东部则表现为潜伏于沉积界面之下的基底隆起，煤系厚度变薄、岩性变粗，沉积厚度和岩相带均呈东西向展布，是盆地中带和南带的分界。

华北聚煤盆地由北而南的沉积分带是盆地基底构造格架的古地理表现，盆地内的总地势是北高南低，西高东低。由北而南沉积中心递次迁移，沉积物粒度由粗变细，太原组的砂体、煤层和灰岩的层数、厚度在剖面上相互消长，而盆地内的两条东西向构造带是其变化的梯度带。

盆地北缘发育一系列次级隆起和拗陷，是盆缘隆褶带向盆地过渡的一种特殊型式。盆缘次级隆起和拗陷呈北东向延伸，沿东西向排布。比较重要的次级隆起自东而西有：辽东、阜平和清水河隆起，次级隆起由阴山隆褶带向盆地内部倾没。隆起分隔的拗陷向盆地方向敞开，并形成富煤中心。盆地内部的一些古老地块，如吕梁、鲁中地块等表现为宽缓隆起，中、晚石炭世吕梁隆起可能为局部陆源区，山西晋城、阳城一带晋祠砂岩呈东西向延伸的海滩砂砾岩，向南至河南焦作、郑州等地缺失本溪组和太原组下部沉积。鲁中隆起寒武系直接覆盖在太古界泰山群之上，石炭二叠纪含煤岩系形成过程中主要表现为潜没于沉积界面之下的隆起，其南侧一些煤田的砂岩岩石学特征和分布样式，显示鲁中地区存在局部陆源区。

盆地充填层系内由于基底断裂或沉积压实效应发育了一些规模不大的同沉积断裂或生长断层，平顶山矿区、太原盆地、平朔矿区和淮南煤田都有同沉积断裂的零星报导。

（四）煤层聚集和分布规律

华北石炭二叠纪聚煤盆地的聚煤作用，从中石炭世开始到晚石炭世和早二叠世早期达到高峰，早二叠世晚期开始衰退。本溪组和太原组的煤层是在海进的总趋势下形成的，山西组和石盒子组的煤层则是在海退的背景下形成的。太原组和山西组的过渡阶段正处于海水进退的转折期，聚煤作用在盆地范围内广泛发生（图9-11）。

太原组的含煤性分带明显。北部沉积带，阴山隆起带的大量陆源碎屑供应和盆地范围的海域扩展相均衡，形成比较开阔的滨海冲积-三角洲平原和障壁-泻湖碎屑海岸环境，有利于煤层的广泛发育，出现东西向展布的富煤带；煤层总厚一般大于10m，最厚可达20～

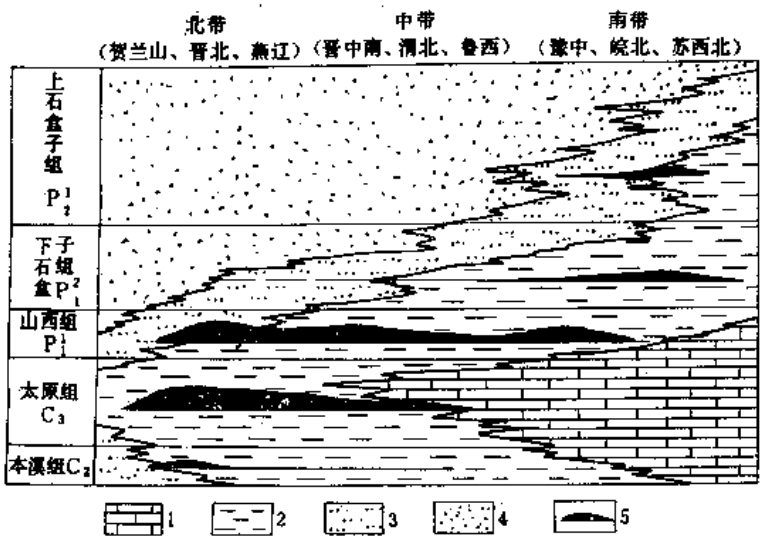


图 9-11 华北石炭二叠纪煤层富集、迁移与岩相变化关系示意图

1—以浅海相为主的海陆交互相沉积；2—间有陆相的过渡相沉积；3—间有过渡相的陆相沉积；4—陆相沉积；5—含煤性变化

（据《中国煤田地质学》，1980）

25m，并形成一系列富煤中心和厚煤体；煤厚变化大，常见分岔、尖灭现象。中部沉积带主要为泻湖-障壁体系成煤环境，含煤层次多，层位稳定，易于对比，一般为薄至中厚煤层，硫分含量偏高。南带以陆表海环境为主体，含煤性差（图9-12）。

山西组是在浅水三角洲复合体由北而南进积过程中形成的。盆地北部的山前冲积平原环境有厚、巨厚煤层形成，沿北部边缘地带形成串珠状富煤带，煤层厚度变化大，由于河道迁移常造成下部煤层的冲蚀。盆地的广大腹地则为广阔的三角洲平原，主煤层形成于分流间湾、岸后沼泽或废弃的三角洲朵体上，多为中厚煤层，平均厚度约 5m 左右，在大范围内稳定发育。主煤层向三角洲支流河道砂体、决口扇体方向分岔，而在支流间区合并，这时可出现厚煤层。晚期支流河道对下伏煤层可产生冲蚀，形成薄煤带或无煤带，大多沿北西—南东方向展布。盆地南部为下三角洲—海湾、泻湖沉积环境，煤层主要形成于废弃三角洲前缘和间湾潮坪环境，由混合坪、泥坪直接过渡为泥炭沼泽时，泥炭层发育最好，形成的煤层厚度最大。

石盒子组的含煤性显著衰退，聚煤作用迁移至北纬34°30′以南的豫淮地区。下石盒子组含煤10余层，多为薄—中厚煤层，总厚约10余米，且由北而南含煤层数增多，层厚加大。

三、华南晚二叠世聚煤盆地

华南晚二叠世聚煤盆地是一个逐步形成、演化和扩展的大型复杂聚煤拗陷，聚煤作用起始于早二叠世茅口期（东部），延续至晚二叠世长兴期（西部），晚二叠世龙潭期是盆地范围的强盛聚煤期，因此这里仍简称为华南晚二叠世聚煤盆地。

华南晚二叠世聚煤盆地几乎包括了华南所有省区，盆地跨越了不同的地质构造单元，沉积-构造分异显著，以江南—雪峰古陆和云开山地一线为界可区分为东、西两个沉积区。西部沉积区晚二叠世含煤岩系沉积于早二叠世茅口组和玄武岩组古风化面上，为一广阔聚

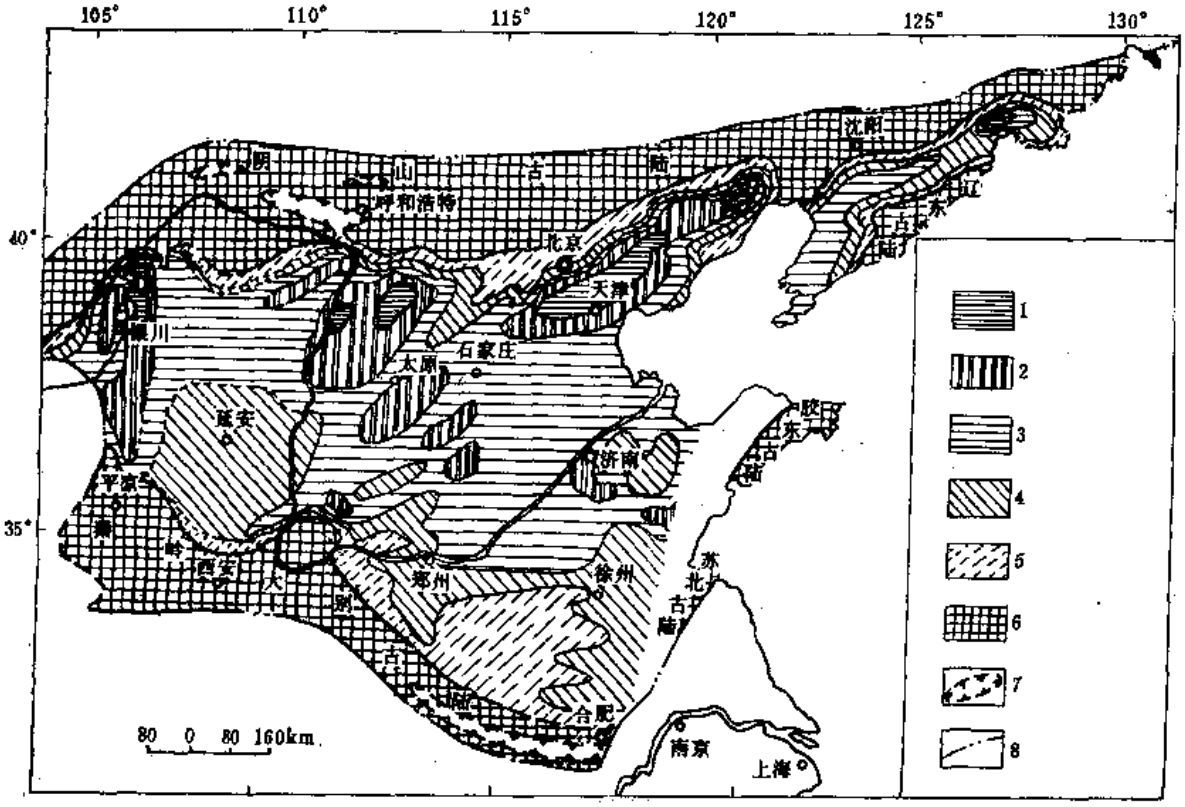


图 9-12 华北晚石炭世太原组煤层厚度变化趋势

1～5—煤层总厚度级（由厚→薄）；6—古陆；7—山间盆地；8—聚煤区边界

（据《中国煤田地质学》，1980）

煤拗陷。东部沉积区大部分地区早二叠世与晚二叠世为连续沉积，北东向次级拗陷和隆起带相间斜列，隆起带为相邻拗陷带的近源陆源物质供应区。

（一）沉积序列和沉积体系

华南早二叠世晚期和晚二叠世含煤沉积依据岩性岩相、沉积体系和含煤性特征，可大体划分为四种沉积序列类型，即河流-湖泊沉积序列、滨海三角洲沉积序列、碎屑海岸沉积序列和滨岸-浅海碳酸盐沉积序列。

1．河流-湖泊沉积序列

河流-湖泊沉积序列类型主要分布于东部沉积区武夷—云开山地东侧和西部沉积区川滇隆起东侧的滨海冲积平原，主要由陆相沉积构成，为盆地的边缘相带。以滇东地区为例，晚二叠世含煤岩系直接超覆于玄武岩侵蚀界面之上，龙潭组和长兴组为连续含煤沉积序列。冲积相、湖泊相和沼泽相组成多个沉积旋回，常见煤层冲蚀现象。以云南东部的富源、宣威等地含煤性较好，一般含煤13～40余层，总厚8～23m，以薄煤层为主。煤层灰分较高，硫分含量很低，一般小于0.5%。

2．滨海三角洲沉积序列

滨海三角洲沉积序列类型主要分布于东部武夷、云开山地的前缘和西部川滇隆起东侧的滨海地带，以湖南耒阳、郴州一带和黔西地区的含煤沉积最为典型。由于大量陆源碎屑的倾注，沉积速率高，砂质含量大，含煤岩系厚，三角洲层序完整。煤层层次多，煤厚变化大，常有厚煤层发育，是含煤性最好的沉积序列类型。

武夷山地西南缘的湖南郴耒地区，自早二叠世晚期陆源碎屑填积到晚二叠世早期含煤碎屑沉积，显示了三角洲层序的特征：底积层由砂质泥岩夹粉砂岩组成，含微体动物化石及卵形菱铁质结核；前积层以粉砂岩、砂岩为主；顶积层岩性岩相复杂，主要由中、细粒砂岩、粉砂岩、砂质泥岩和煤层组成，由于海水进退变化，形成多旋回顶积层(图9-13)。5、6煤层间砂岩厚约25m，并含有中酸性喷出岩屑，砂体平面形态呈朵状，显示出三角洲支流河道砂体的特征，构成三角洲平原的沉积格架。

龙潭组共含煤2～22层，自上而下划分为七个煤组，其中5、6_1为全区普遍发育的可采煤层。煤层厚度变化大，6_1煤层厚0～32.40m，一般厚1～3m，呈似层状。

3．碎屑海岸沉积序列

碎屑海岸沉积序列主要分布于川南、黔中、苏南、赣中等地，是含煤性较好的沉积序列类型。以四川中梁山矿区为例，含煤岩系沉积在茅口组灰岩侵蚀面上，总厚约120m，可划分为以下三个岩性岩相段（图9-14）。

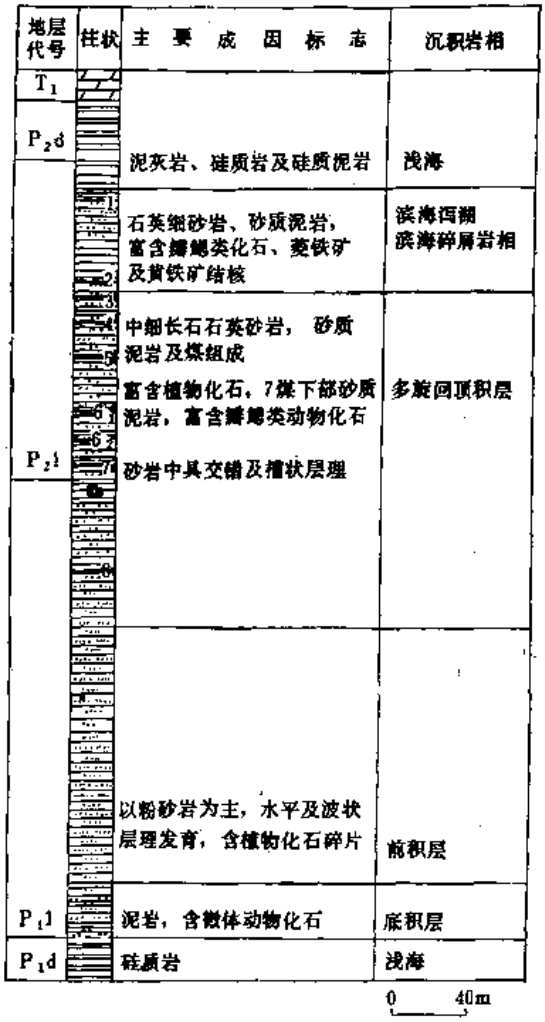


图 9-13 湖南南部晚二叠世含煤岩系层序示意图。

（据《中国煤田地质学》，1980）

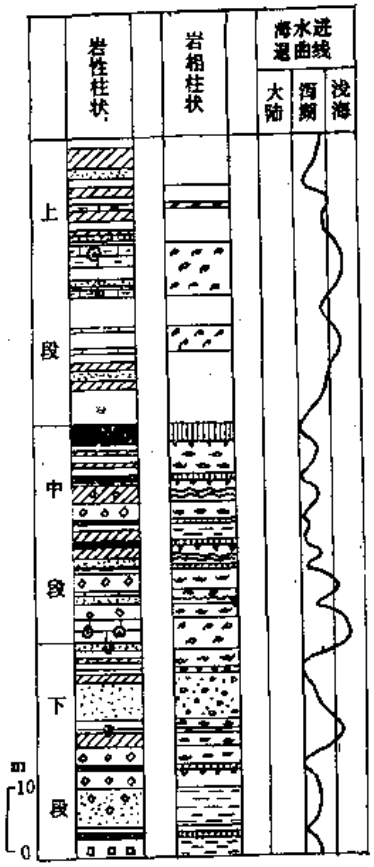


图 9-14 四川中梁山矿区晚二叠世龙潭组岩性岩相柱状图

（据《中国煤田地质学》，1980）

下段　以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主，底部普遍发育铝土质粘土岩，上部夹有1～2层生物碎屑灰岩。泥岩和粉砂岩为泻湖潮坪沉积，中部中、细粒砂岩向上粒度变粗，为岸坝沉积。含4层可采煤层，总厚3.7m，为高硫煤。

中段　主要由泥岩、粉砂岩、细砂岩组成。底部有一层泥质生物碎屑灰岩，厚3～4m，全区稳定发育。中段包括5个沉积旋回，每个旋回含较稳定的可采煤层一层，为中～高硫煤，煤层总厚可达7.6m。上部砂岩体厚10m，宽300～400m，长数公里，平行岸线断续分布，为岸坝沉积。

上段　为泥岩、粉砂岩、细砂岩与泥质灰岩互层，主要为滨线潮坪沉积，仅上部有一薄煤层。向上过渡为长兴组浅海碳酸盐沉积。

4．滨岸—浅海碳酸盐沉积序列

滨岸—浅海碳酸盐沉积序列主要分布于盆地中部地区，是海水向隆起剥蚀区侵漫过程中形成的沉积层序。与下伏茅口组呈假整合接触，常发育底部铝土质岩层，局部见有残积角砾岩；向上与长兴期浅海相灰岩或硅质岩为连续沉积。

广西中部地区晚二叠世合山组比较典型，煤系主要由碳酸盐岩组成，按岩性岩相和含煤性可分为以下三段，且上、下两段为含煤段（图9-15）。

下段　以灰黑色含燧石团块或条带灰岩为主，为含炭质、藻屑泥质灰岩。底部为铁铝质岩，厚约1～2m，填积在茅口组灰岩溶蚀界面之上，底部常富集黄铁矿。含煤0～3层，层厚约1m，位于剖面下部或底部。

中段　浅灰色厚层、中厚层较纯灰岩，主要为生物灰岩、生物碎屑灰岩，夹藻屑泥质灰岩。

上段　灰、深灰色薄至中厚层状含燧石结核条带状灰岩，主要为藻屑、介屑泥质灰岩，并夹有泥灰岩、硅质岩和炭质泥岩。煤层底板沿层面常见大量纵横交错的虫迹或管状壳生物的直立孔穴，显示潮滩和浅水沉积特征。本段为主要含煤段，含煤0～7层，可采2层，一般为薄至中厚煤层，局部出现厚煤透镜体。桂中合山地区四煤下部灰岩包含陆源泥砾，砾石直径2cm，呈扁圆状，其长轴大体沿层面排列，可能为潮汐作用的产物。整个含煤岩系主要由碳酸盐台地各种岩性岩相成分构成。

（二）沉积环境配置及其演化

早二叠世晚期，东部沿海增生大陆边缘开始仰冲抬升，在华夏古陆西北侧的闽西南、赣东北等地形成了以滨岸—浅海相泥质岩为主的沉积序列，而华南大部分地区仍为浅海—半深海碳酸盐和硅质沉积。至茅口中期，陆源碎屑堆积范围向西北方向扩展，闽西南、赣东北、粤中地区演化为碎屑海岸环境，近源地带形成以滨线潮坪沉积为主的童子岩组下部碎屑含煤段，远离陆源区则为滨岸—浅海相泥质岩。茅口晚期，强烈的地壳运动（东吴运动）使华南的古地理面貌大为改观，华南西部广大地区隆起为陆，同时滇、黔、川地区发生强烈的玄武岩多期喷发，继之遭受长期风化剥蚀。残余海盆则退缩于华南东部地区，形成北东向展布的狭长沉积槽地。武夷山地以东发育了障壁-泻湖环境为主的童子岩组上部碎屑含煤段，山地以西则为滨岸砂质碎屑的大量填积，含煤性很差（图9-16）。

晚二叠世早期海水由西南方向向隆起剥蚀区内侵，东部北东向增生大陆边缘和西部南北向攀西裂谷系构成大型聚煤盆地两侧的边缘隆起带和主要陆源碎屑供应区，整个盆地呈现出对称的沉积体系域和沉积环境配置（图9-17），整个古地理景观为多岛式陆表海。盆

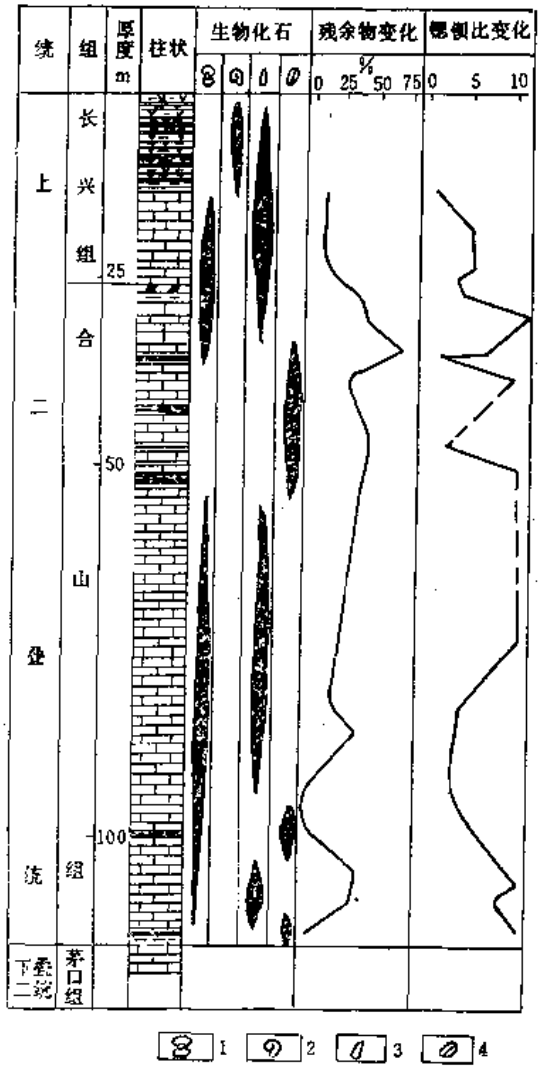


图 9-15 广西中部晚二叠世含煤沉积序列

1—藻或有孔虫；2—菊石；3—棘皮动物；4—藻类

（据《中国煤田地质学》，1980）

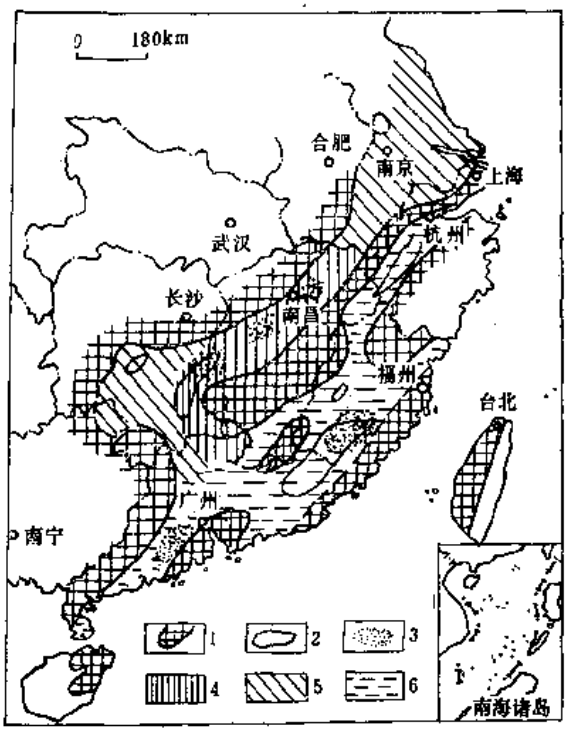


图 9-16 早二叠世茅口晚期古地理略图

1—古陆区或剥蚀区；2—地层厚＞300m地区；3—相对富煤区；4—砂质岩为主沉积区；5—砂质泥质岩沉积区；6—泥质岩为主沉积区

（据《中国煤田地质学》，1980）

地东部华夏古陆西侧是一套以陆相为主的杂色碎屑含煤沉积，一般仅含薄煤层及炭质页岩，岩相带呈北东向展布，沉积中心在福建龙岩一带，厚可达1207m，向东西两侧变薄。盆地东部武夷—云开山地以西的苏南、浙北、皖南、赣中、湘南、粤北等地为一北东向次级拗陷带，在早二叠世砂质碎屑堆积基础上形成晚二叠世滨海三角洲、障壁—泻湖和滨岸潮坪含煤碎屑沉积体系，沉积剖面具三分性，即上、下为含煤层段，中部为海相层段，主要陆源物质来自拗陷带东南侧的武夷山地。湖南涟源—长沙连线以北，龙潭组超覆于茅口灰岩侵蚀面上，下部为含煤段，上部则为碳酸盐岩段。

盆地中部广大地区发育滨岸—浅海碳酸盐型含煤岩系，碳酸盐岩约占整个剖面的90%以上。含煤岩系主要包括潮坪、开阔台地、台地边缘生物礁和浅海盆地相沉积，依据岩性岩相组合和含煤性特征可区分为两种沉积类型：吴家坪组沉积类型和合山组沉积类型。吴家坪组沉积类型为含煤段—灰岩、硅质岩段沉积序列，含煤段较薄，含极不稳定煤层1～5

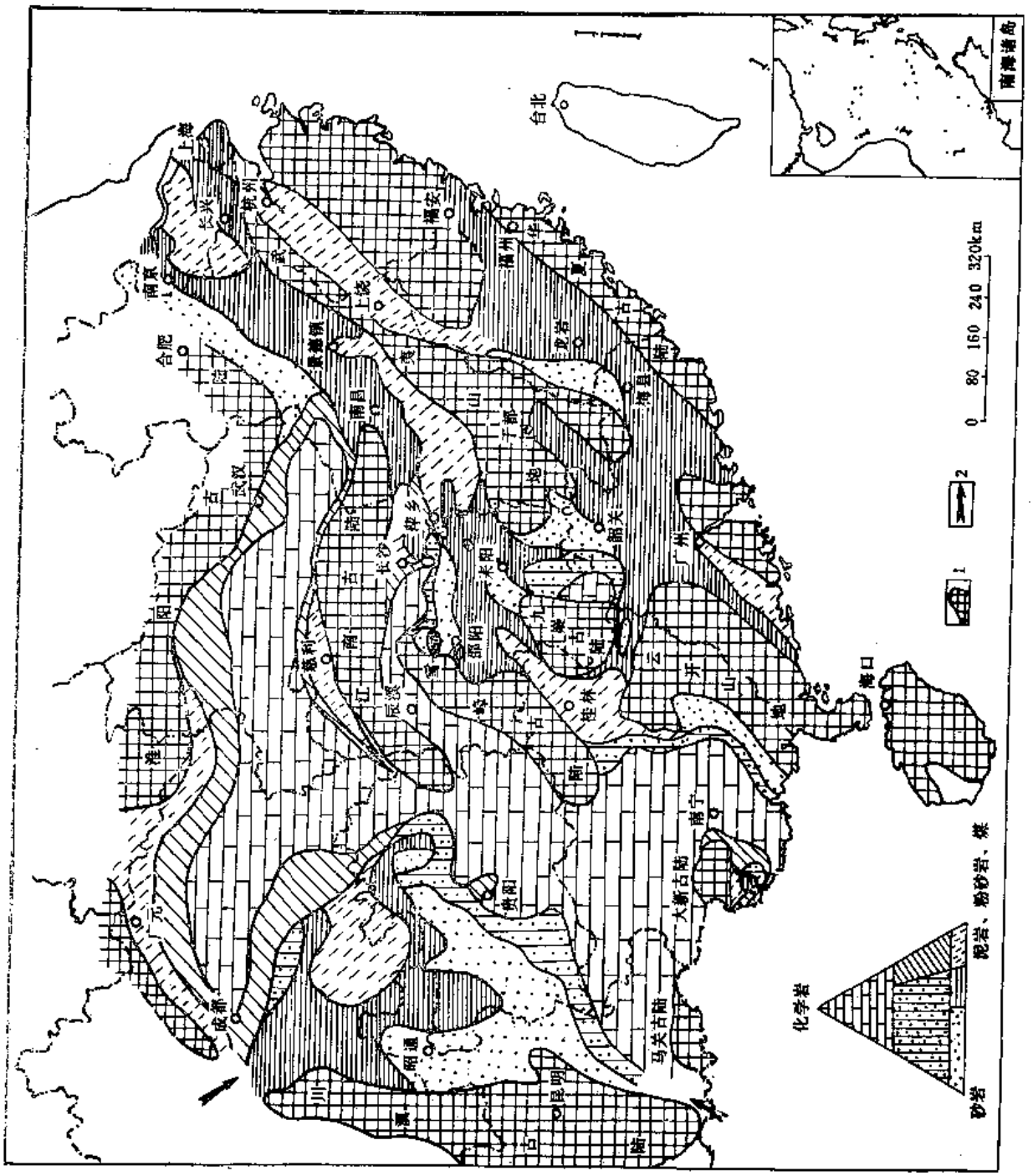


图 9-17 华南晚二叠世龙潭组岩比图

1—古陆或剥蚀区；2—海侵方向

（据《中国煤田地质学》，1980）

层；合山组沉积类型为含煤段—灰岩段—含煤段沉积序列，含煤可达十余层。

盆地西部以滨海大型三角洲为主体构成滨海冲积平原—三角洲平原—碎屑海岸、障壁泻湖体系域，由盆地西缘的川滇隆起带向东部碳酸盐台地和海盆地作有序分布。黔中隆起南侧为黔西三角洲沼泽平原，是砂质碎屑的主要填积区，砂体总厚可达300m。黔西三角洲经历了进积—建设—退缩—破坏的演化过程，龙潭组晚期出现广阔的三角洲沼泽平原，形成沿北东向展布的富煤带。黔中隆起的北侧，在川南地区形成半封闭的障壁—泻湖成煤环境，随着海域向西缘隆起区的扩展，障壁岛体系的各沉积单元和富煤带也随之向西迁移。黔中隆起带的含煤沉积处于黔西三角洲外缘的浅水地带，潮道、潮坪沉积组合比较发育，滨岸—浅海碳酸盐岩比重增加，含煤层次减少，以薄—中厚煤层为主。线以西地区，为南北向带状展布的滨海冲积平原，以河流—湖泊相砂砾岩、铁铝质岩和煤层沉积为主，含煤性变差，仅岸后沼泽环境有泥炭层堆积，一般为薄至中厚煤层。

晚二叠世晚期，伴随长兴期海侵整个沉积盆地演化为开阔的陆表海，形成碳酸盐岩和硅质岩。陆源碎屑沉积主要分布于川滇隆起和武夷、云开山地的前缘地带，含煤沉积则仅限于川滇隆起东侧，与龙潭组为连续含煤沉积，黔中隆起及其南北两侧为长兴期富煤区，含煤十余层，主要为薄—中厚煤层。

（三）盆地形成、演化的构造环境

华南晚二叠世聚煤盆地是在海西期东吴运动的控制和影响下形成和发展起来的，由于盆地东部和西部所处的基底构造性质和地球动力环境不同，这次构造运动的性质、表现形式和对沉积环境的控制作用有显著差异，现分区加以简述。

1．东部拗陷带

盆地的东缘毗邻海西印支期大陆增生边缘，由于大陆增生边缘向大陆方向的逆冲推挤作用，使加里东期褶皱变质基底发生拆离，而形成一系列北东向隆起和拗陷，由东南向西北方向呈波浪式隆升推进，在隆起带的前缘有大量陆源碎屑堆积和含煤岩系形成，因此东部聚煤拗陷带具有“前陆盆地”的某些沉积-构造特征。

构造隆升作用始于早二叠世茅口初期，位于华夏古陆前缘的北东向拗陷带出现海退沉积序列。福建东部的童子岩组下段自东而西海相成分增加，含砂率降低，高含砂率带（大于40%）主要分布于沉积区的东部和东北部，说明东部华夏古陆是主要隆升陆源区。童子岩组上段砂质碎屑含量显著增加，隆升作用已扩展到拗陷带的西北侧，富煤带亦由东南向西北方向迁移。晚二叠世早期隆升作用显著增强，箕状拗陷内填积以翠屏山组为代表的陆相含煤沉积，闽、赣东北煤系底部有冲积相砂砾岩边缘相带。武夷—云开山地西北侧的江南拗陷带，沿北东向呈反“S”形展布，茅口晚期以陆源碎屑的大量填积为特征，主要为滨海水下三角洲和碎屑海岸的快速堆积，夹有薄煤层或煤线，陆源物质主要来自东南侧的武夷—云开山地，是增生大陆边缘冲挤隆升作用向西北方向进一步扩展的结果。在碎屑堆积的基础上，早二叠世晚期至晚二叠世早期广泛发育以龙潭组为代表的含煤建造。

东部拗陷带总体沿北东向展布，并被武夷—云开隆起分隔为两条次级拗陷带。拗陷带呈现不对称剖面几何形态，拗陷带的东南翼陡，沉降幅度大，可能存在边缘基底断裂带，以云开隆起西缘最为显著，形成巨厚的磨拉石建造。拗陷带的西北翼缓，沉降幅度小，含煤岩系由东南向西北方向超覆扩展，含煤性变差，含煤层位抬高。这种沉积-构造特征说明东部拗陷带处于由东南向西北逆冲推进的地球动力环境，动力主要来源于东南侧大陆边

缘海西期的潜没作用，地壳运动形式以拗褶为主，伴有基底断裂和局部火山活动。

北东向展布的拗陷带常被东西向隆起或基底断裂复杂化，由西南向东北方向侵入的海水受到一定程度的阻隔，显示南、北的沉积差异。以湘中、赣中地区为例，沿湘中白马山、龙山至江西萍乡、宜春一线（北纬27°30′左右）表现为南、北突变的“构造台阶”，形成湘中南、北沉积类型，南、北型之间的狭长过渡带显示基底断裂带的存在。

2．西部沉降区

盆地的西缘为以攀西裂谷系为主体的川滇隆起带，早二叠世晚期至晚二叠世早期沿川滇隆起带东侧的南北向断裂带发生了大规模的裂隙式、间歇性玄武岩喷溢，形成川西、滇东、黔西地区广泛分布的峨嵋山玄武岩。据同位素地质年龄测定，峨嵋山玄武岩的主要地质年龄为236Ma（骆耀南，1985）。玄武岩组自西而东逐渐变薄，构成南北向延伸、向东缓倾的玄武岩台地。台地的东部边缘地带，玄武岩组夹有含煤岩段或浅海碳酸盐岩段。根据玄武岩组残留厚度、与上、下岩系接触关系和分岔方向的分析，可以推断晚二叠世聚煤期前即已存在西高东低的古地势，决定了玄武岩的主要流向，也是控制聚煤期大型三角洲体系的古构造条件。盆地内部沿北东向断裂带亦有火山喷发和玄武岩溢出，川东华蓥山地区晚二叠世龙潭组底部见有玄武岩和辉绿岩，呈透镜状产出，厚可达100m，沿走向长500～1600m，局部还夹有砂页岩和煤层（蔡兴杰，1986），主要受北东向华蓥山古断裂的控制。伴随峨嵋山玄武岩的喷溢，西部地区广泛隆起，经受长期剥蚀和夷平作用。晚二叠世早期，在伸展构造背景下西部沉积区发生了区域性热沉降和缓慢的海侵过程，在玄武岩或早二叠世茅口组灰岩的侵蚀夷平面上堆积了晚二叠世龙潭组、长兴组含煤岩系，煤系底部普遍存在凝灰质铝质岩层。川滇隆起的东侧以玄武岩屑为主的陆源物质大量倾卸，在玄武岩台地基底上形成开阔的滨海平原和滨海三角洲平原，是华南晚古生代最重要的聚煤场所。晚二叠世含煤岩系形成过程中仍然有断续的火山活动，川南、滇东、黔西许多煤层中发育高岭石粘土岩夹矸，其中发现β石英和其它高温矿物的完整晶体。

西部沉降区总体为一南北向广阔波状拗陷，次级北东向沉降带构成槽状沉陷中心，其中以滇东、黔南的师宗—紫云沉陷带最重要，构成黔西三角洲的前缘，对于玄武岩流的分布、古坡度和古坡向、三角洲平原的几何形态、富煤带的展布都有显著的控制作用，也是西南地区晚二叠世海侵的主要通道。西部沉降区亦被东西向宽缓隆起所分隔，最重要的是南岭东西向构造带和黔中区域性东西向隆起。南岭东西向构造带以滇桂交界地区较为显著，主要表现为东西向次级隆起和拗陷的相间排列，在晚二叠世碳酸盐台地环境中表现为平缓的古岛或隆起，其南北两侧有铝质岩和含煤碎屑岩沉积。黔中隆起（北纬27～28°之间）是晚古生代早期沉积范围的北界，早二叠世早期的海侵沉积层超覆于隆起核部的寒武系之上。沿隆起带晚二叠世含煤沉积较薄，障壁砂体和潮坪沉积比较发育，二叠纪晚期隆起带南、北两侧的富煤带有向隆起脊部靠拢的趋势。

（四）海水进退与聚煤带迁移

早二叠世晚期至晚二叠世早期，伴随东南沿海增生大陆边缘的冲挤隆升作用，在华南东部拗陷带堆积了大量陆源碎屑，组成一个海退型沉积序列，是华南东部沉积区的主要含煤层段。东部沉积区及次级拗陷带内部含煤沉积层段、富煤带均显示由东南向西北的迁移，煤层富集层段亦由剖面下部移至上部。晚二叠世中、晚期，以区域内普遍发育的“海相层”为起始标志层，形成海进型沉积序列，长兴期演变为广阔碳酸盐盆地。西部地区在

早二叠世晚期区域性隆起剥蚀之后，晚二叠世经历了一个海水内侵、海域不断扩大的过程。在海域扩展的总趋势下，含煤沉积的岩性岩相带、富煤带向古陆区迁移，富煤层段在剖面上的层位逐步抬升，由东向西表现出明显的时迁现象（图9-18），聚煤作用延续至二叠纪晚期的长兴期。

华南晚二叠世聚煤盆地海水进退和聚煤带迁移具有下列特点：

（1）晚二叠世海水进退是华南晚古生代海侵总进程中的一个发展阶段，是在陆地不断扩大、海域不断缩小的背景下发生的。各地区海水进退层序差异较大，地质记录对比困难，地区性沉积序列所显示的海水进退规程应当放在区域性海域的扩展、退缩总进程中加以考查。

（2）晚二叠世海侵是在东吴运动构造背景下发生的，盆缘构造带的隆升作用提供了大量陆源碎屑，在海域不断扩大的总趋势下，陆源碎屑的填充和进积作用使沉积速率和海面上升易于平衡，保持了滨海环境的相对稳定，形成有利的聚煤场所。华南晚二叠世聚煤盆地东、西两条富煤带正位于陆源碎屑供应充分的砂体最大厚度带。

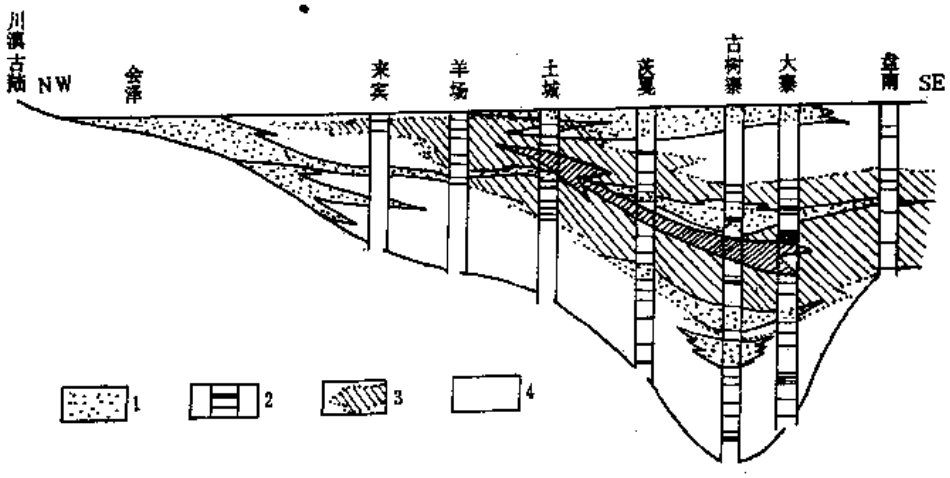


图 9-18　华南晚二叠世含煤沉积剖面示意图（滇东—黔西地区）

1—砂岩体；2—煤层；3—富煤层段；4—粉砂岩、泥岩

（据《中国煤田地质学》，1980）

（3）随着海域范围的扩大，聚煤带向古陆和古隆起方向迁移，富煤层位相应抬升。有充足陆源碎屑供应的地区，这种迁移是渐进的，各组段的富煤带相毗邻（如黔西地区）；缺乏陆源碎屑供应的地区，这种迁移是“长足”的，不同组段的富煤带被远距离隔开（如川南地区）；岛状海盆地内则表现为上部组段的富煤带向古岛脊部超覆和聚拢（如桂中地区）。

除上述聚煤盆地而外，还有华南早二叠世、西北石炭纪、青藏地区早石炭、晚二叠世聚煤盆地等。华南早二叠世含煤岩系形成于扬子古陆的边缘地带，分别超覆于前震旦系至中石炭统地层的侵蚀面上，梁山组含煤沉积是华南石炭纪陆缘—陆表海向古陆区侵漫的序幕。岩相带显示大范围的时迁现象，早期形成的含煤碎屑岩体，被浅海碳酸盐岩所围限，其最大厚度带往往是富煤地带，含煤性较差。西北地区晚古生代泥盆纪、石炭纪、二叠纪均有聚煤作用发生，其中以河西走廊—北祁连石炭纪聚煤盆地为最重要，它是在加里东褶皱

基底上，由泥盆纪内陆槽地演化而来，盆地的几何形态和延伸方向明显地受北西向基底断裂控制，形成狭长的北西向海湾—陆表海。晚石炭世太原组是主要含煤地层，含两层主要可采煤层，盆地北缘的扇三角洲平原是主要成煤环境。青藏地区晚古生代聚煤盆地形成于欧亚大陆边缘海沟—岛弧系的弧间拗陷带，由于各板块和中间板块依次向北、向东俯冲拼合，聚煤拗陷则相对向西南方向迁移，与中新生代聚煤盆地构成一个与板块运动过程相联系的煤盆地系列。

第三节　中生代聚煤盆地

我国有上百个大小不等的中生代煤盆地，分布十分广泛。晚三叠世煤盆地主要分布于南方湘、赣、川、滇等地，早、中侏罗世煤盆地主要分布于西北、华北地区，而晚侏罗-早白垩世煤盆地则集中分布于东北和内蒙东部地区。

一、南方晚三叠世聚煤盆地

晚三叠世聚煤盆地主要分布于昆仑—秦岭—大别山以南地区。最早的含煤地层形成于晚三叠世早期（卡尼期），分布于粤、湘、赣和四川渡口一带；晚三叠世中期（诺利期）的含煤地层主要分布于云南、贵州和藏东地区；晚三叠世晚期（瑞替期）聚煤作用范围显著扩大，但煤层发育较好的主要是四川盆地。

晚三叠世以雪峰—武陵隆起带为界形成西南和东南两个沉积古地理分区。西南地区晚三叠世早期的残留海和滨海泻湖主要位于龙门山前缘断陷、滇中断陷和黔南拗陷，通过川西、滇西与古地中海相连。随着盆地扩展和海水西撤，泻湖发生淡化，至晚三叠世晚期四川盆地与黔滇盆地相连，并逐步转化为内陆湖盆环境，在川东地区形成富煤带。渡口地区的宝鼎、红泥盆地为内陆断陷型煤盆地，与川滇隆起西侧的断裂活动有关。东南地区晚三叠世早期的海域退缩于粤中地区，沿北东向浙、闽、粤东拗陷带和赣、湘、粤北拗陷带，在山间盆地普遍发生了聚煤作用，形成晚三叠世含煤岩系下部主要含煤段。晚三叠世中期的海侵将各山间盆地连通，形成海湾古地理景观，普遍发育海相层段。晚三叠世晚期海水退出，河流发育，形成上部含煤段，含煤性变差，东南地区粤中海及指状海湾与古太平洋沟通。现以华南西部四川晚三叠世聚煤盆地为例加以阐述。

华南西部晚三叠世大型沉积盆地包括四川、云南、贵州部分地区，总体呈北北东向展布，以四川煤盆地为主体。

1．沉积序列和沉积相带

四川盆地晚三叠世含煤岩系自下而上可划分为垮洪洞组、小塘子和须家河组。

晚三叠世早期的垮洪洞组主要为泥岩，夹灰岩和白云质灰岩，为滨海—浅海相沉积，主要分布于龙门山前缘地带。晚三叠世中期的小塘子组由粉砂岩、细砂岩和黑色泥岩组成，以半闭塞的海湾沉积为主，上部含薄煤层。

晚三叠世晚期的须家河组由细、中粒长石石英砂岩、粉砂岩、泥岩夹薄层灰岩和煤层组成，砂岩层局部含砾石，下部泥岩层含半咸水小个体瓣鳃类。本组以淡化泻湖和滨湖河流—三角洲沉积层序为主，共含薄至中厚煤层10余层，以川东达县铁山剖面为例，自下而上分为七个岩段（图9-19）。一、三段以粉砂岩、泥岩为主，夹灰岩透镜体，含小个体瓣鳃类，以淡化泻湖沉积为主；五、七段由粉砂岩、泥岩、煤层与中、细粒砂岩组成多阶河流—湖泊沉积旋回，其中七段为主要煤段；二、四、六段为厚层砂岩段，具大型交错层理

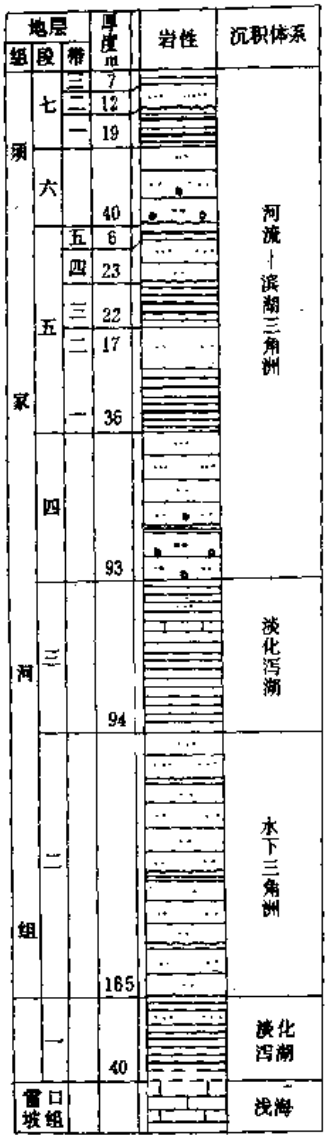


图 9-19 四川盆地东部晚三叠世须家河组沉积剖面简图
（据王小川，1983；修改）

和砾岩夹层，主要为滨湖三角洲分流河道沉积。

四川晚三叠世聚煤盆地依据岩性岩相特征可划分为以下四个相带：

1）冲积平原相带 分布于巫山—涪陵一线以东地区，呈北东向展布。含煤岩系以长石石英砂岩为主，砂泥岩比值大于10，主要为曲流河道和泛滥平原沉积，仅局部发育薄煤层。

2）滨湖三角洲平原相带 分布于达县、重庆、永川一带，砂泥岩比值一般为2～10。含煤岩系厚度400～700m，自下而上可划分为三个沉积旋回，每个旋回顶部都有若干煤层发育，是主要富煤相带。

3）冲积扇相带 分布于龙门山前缘的大邑、江油等地，晚三叠统以各种粒级的岩屑砂岩为主，局部夹有砾岩层和薄层粉砂岩、泥岩，总厚可达3000m。大邑雾中山含薄煤百余层，结构复杂，稳定性差。

4）淡化泻湖、湖泊相带 分布于华蓥山以西广大地区，含煤岩系厚700～1000m，砂泥岩比值一般小于2，灰岩较发育。黑色泥岩含半咸水和淡水动物化石，为淡化泻湖相沉积。

盆地西侧、北侧的山地和东侧的隆起区为陆源区，盆地东部由东而西注入淡化泻湖盆地的河流体系是控制相带分布的重要因素。

2．盆地的构造格架和富煤带的分布

四川晚三叠世含煤沉积盆地是发育在稳定陆块上的一种复合型盆地，中三叠世末的早期印支运动使上扬子陆块抬起，海域范围退缩于龙门山地区，西与古地中海相连通，以跨洪洞组滨海碎屑含煤沉积为代表，其沉积范围的东界大体位于龙泉山断裂附近。晚三叠世中晚期，西侧的甘孜—阿坝海槽褶皱隆起，由西向东推覆挤压，形成龙门山冲断带和前缘拗陷带，堆积了巨厚的类复理石—复屑砂、砾岩组。盆地东部缺失早期沉积，中晚期淡化泻湖—河流含煤沉积超覆于中三叠统构造-剥蚀界面之上，整个盆地基本上为一不对称前陆盆地，西侧沉积厚达2500m以上，向东减薄为数百米，直至尖灭（图9-20）。晚三叠世晚期，龙门山逐渐准平原化，盆地范围扩大，沉积中心东移，逐渐演化为克拉通内拗陷型内陆湖盆地，主要由湖泊—河流沉积体系构成，为主要含煤层段，出现“海退湖进”的特殊古地理演化背景。

印支期构造运动形成的开江—泸州北东向宽缓背斜，经风化剥蚀其核部为中三叠统嘉陵江组，两翼残留中三叠统顶部的雷口坡组，大范围内晚三叠世含煤地层与下伏中三叠统各层组呈微角度不整合。开江—泸州背斜的西翼为古华蓥山断裂，这条断裂带具有长期活动的历史，是四川盆地东、西沉积分异的分划性构造。晚三叠世含煤沉积初期，断裂带表现出东高西低的地形差异，在永川一带煤系底部有冲积砾岩扇分布。在含煤沉积形成过程中则主要表现为基底同沉积断裂，是盆地内沉积相和沉积厚度的梯度变化带。来自东部陆源区

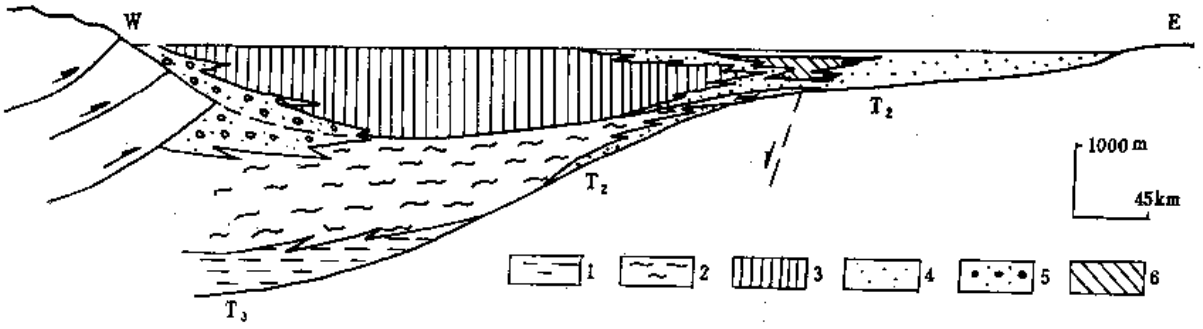


图 9-20 四川晚三叠世含煤沉积盆地沉积-构造模式图

1—滨海碎屑沉积；2—淡化泻湖沉积；3—内陆湖泊沉积；4—河流沉积；5—冲积扇沉积；6—富煤带

（据四川石油、煤田地质资料编制）

的河流至此分流，向西注入淡化泻湖和湖盆，形成了达县、永荣两个滨湖三角洲平原，是盆地的主要富煤地段。煤层形态和支流河道的发育密切相关，由于局部沉积环境演变迅速，煤层的原始沉积变化和后期冲蚀作用十分显著，常常出现大片无煤带。

二、北方早、中侏罗世聚煤盆地

北方早、中侏罗世聚煤盆地泛指分布于昆仑—秦岭—大别山以北大小不等的数十个早、中侏罗世盆地。一些重要的大型聚煤盆地是在晚三叠世沉积盆地的基础上发育起来的，印支晚期构造运动使华北地区东部广泛隆起，大型沉积盆地收缩于鄂尔多斯盆地范围，早-中侏罗世含煤地层假整合于晚三叠世延长群剥蚀界面之上。晚三叠世古地中海水曾进侵祁连区，在中、南祁连海湾形成滨海型含煤岩系，而西北广大地区则为菱形、三角形内陆山间或山前盆地，亦有晚三叠世含煤岩系发育，一般含煤性极差。早、中侏罗世沉积盆地范围进一步扩张，进入强盛聚煤期。

早、中侏罗世聚煤作用首先发生于天山南北地区，与下伏上三叠统为连续沉积。由于地处古地中海潮湿气流的控制范围，聚煤作用发生早，持续时间长，形成厚、巨厚煤层。早侏罗世晚期至中侏罗世聚煤作用才从西北地区逐步扩展至华北和东北南部地区。大致以贺兰山—六盘山一线为界，东部地区以北北东向构造线为主体，区域西部以拗陷为主，形成大型内陆聚煤盆地——鄂尔多斯盆地，区域东部以隆起为主，伴有断裂、岩浆活动，形成一系列小型断陷或拗陷山间盆地。西北地区以北西向和东西向构造线为主体，构成大型菱形内陆、山间盆地和北西向延展的小型山间盆地，由于多种构造体系成分的交织和干扰，盆地的沉积-构造面貌比较复杂。

（一）东部地区早-中侏罗世聚煤盆地

东部地区早-中侏罗世聚煤盆地包括本区西部的鄂尔多斯盆地、阴山东西向构造带及其前缘的一系列小型煤盆地和本区东部一些零星的小型煤盆地，这些煤盆地常常上叠在华北石炭二叠纪含煤地层之上，构成“双纪煤田”。

鄂尔多斯聚煤盆地是晚三叠世发育起来的大型内陆沉积盆地，早、中侏罗统与下伏上三叠统之间存在的沉积间断和剥蚀面，代表印支晚期的一次重要构造事件。盆地的轴向近南北向，盆地的中心位于子长、延安一带，深水湖区和注入湖泊的河流构成内流水系。河流岸后沼泽和湖滨三角洲沼泽平原是最有利的成煤环境，形成优质厚煤层。

阴山东西向构造带及其南缘自西而东有大青山、大同、下花园、北京、北票、本溪田

师傅及浑江流域的煤盆地。分布于构造带南缘的大同、北京等煤盆地的基底为老地层或火山岩，盆地的轴向呈北东东向，为比较开阔的内陆盆地。含煤岩系的下段由河流-湖泊沉积体系构成，是煤层的富集层段；上段主要由浅水湖泊沉积体系构成，含煤性变差。盆地演化过程中有明显的向北、西北侧向超覆扩张现象。位于阴山构造带内部的大青山、北票等煤盆地形成于次级拗陷带或断陷带内，盆地轴向近东西，为狭长的山间盆地。含煤岩系下部以冲积相粗碎屑岩为主，一般由河流-湖泊沉积体系构成，可以出现非补偿深水湖泊沉积层。盆地内有顺向河发育，聚煤作用与河流演化密切相关，主要发生于岸后沼泽和废弃河道上。含煤岩系上部湖泊沉积层次增多，盆地范围扩大，晚期转化为山间湖盆，在转化过渡期可以形成较厚的煤层。

本区东部义马、坊子等零星小型煤盆地大多与印支期断裂活动有关，聚煤盆地沿盆缘或基底断裂方向伸展。盆地充填层序比较简单，一般底部为冲积扇砂砾岩填积；中部由河流—湖泊沉积相构成2～3个沉积旋回，含主要煤层，层数少，但厚度较大；上部则演化为小型湖盆，聚煤作用衰退。现以鄂尔多斯煤盆地为例加以阐述。

鄂尔多斯煤盆地位于我国东部滨太平洋大陆内部沉降带，其南、北分别被秦岭和阴山东西向构造带所限，西以贺兰山为界，东部由于后期剥蚀强烈，沉积边界不清。三叠纪末，晚期印支运动使盆地产生宽缓隆起，晚三叠世瓦窑堡组遭受大面积剥蚀，早-中侏罗世含煤地层覆于上三叠统剥蚀面上。燕山晚期盆地西缘发生逆冲推覆，盆地的大部分地区构造变动轻微，为一北北东向的不对称宽缓向斜。

1．盆地的充填序列和聚煤作用

鄂尔多斯盆地早、中侏罗统包括下侏罗统富县组、早-中侏罗统延安组、中侏罗统直罗组和安定组，其中延安组为主要含煤地层。

富县组　主要为残积、冲积粗碎屑岩和浅水湖沼细碎屑岩（花斑泥岩）两种沉积类型。盆地基底古地形分隔显著，填积厚度变化大，充填于上三叠统古剥蚀面的低洼地带。

延安组　与下伏富县组为超覆沉积关系，是主要含煤组，含煤10余层，具有重要工业价值，延安组自下而上可分为以下五段（图9-21）：

第一段　下部主要为河流相粗粒石英砂岩，称宝塔山砂岩；上部主要为浅水湖相泥岩、粉砂岩和薄层砂岩夹薄煤层，或河流—滨湖三角洲砂质沉积。本段顶部赋存分布比较广泛的厚煤层。

第二、三段　以深水湖泊相泥岩、粉砂岩为主，厚层质地较纯的泥质岩含大量菱铁矿结核及具叠锥构造的泥灰岩透镜体，含淡水双壳类化石，一般不含煤。

第四段　东部地区主要由湖相砂岩、泥岩、粉砂岩组成。北部神木地区为进积浅湖三角洲沉积体系，主要由砂岩、薄层泥岩、粉砂岩及煤层组成。砂体规模宏大，且比较稳定。在废弃的三角洲朵叶和近岸湖湾环境形成分布广泛的厚、巨厚煤层，3号煤最厚可达12m左右。

第五段　主要由湖滨细砂岩和浅湖相杂色泥岩、粉砂岩组成。北部神木地区则以河流相砂岩、粉砂岩为主，含不稳定煤层1～3层。

延安组向上过渡为直罗组，为干热气候条件下的河流沉积体系，对下伏延安组有显著冲蚀现象。安定组则以半干旱气候条件下的内陆湖泊相泥质沉积为主。

早-中侏罗世聚煤作用主要发生于盆地北部、西部和南部冲积平原和滨湖三角洲平原，注入湖盆的河流体系是成煤环境的主要控制因素。盆地北部榆林、神木、东胜一带为持续

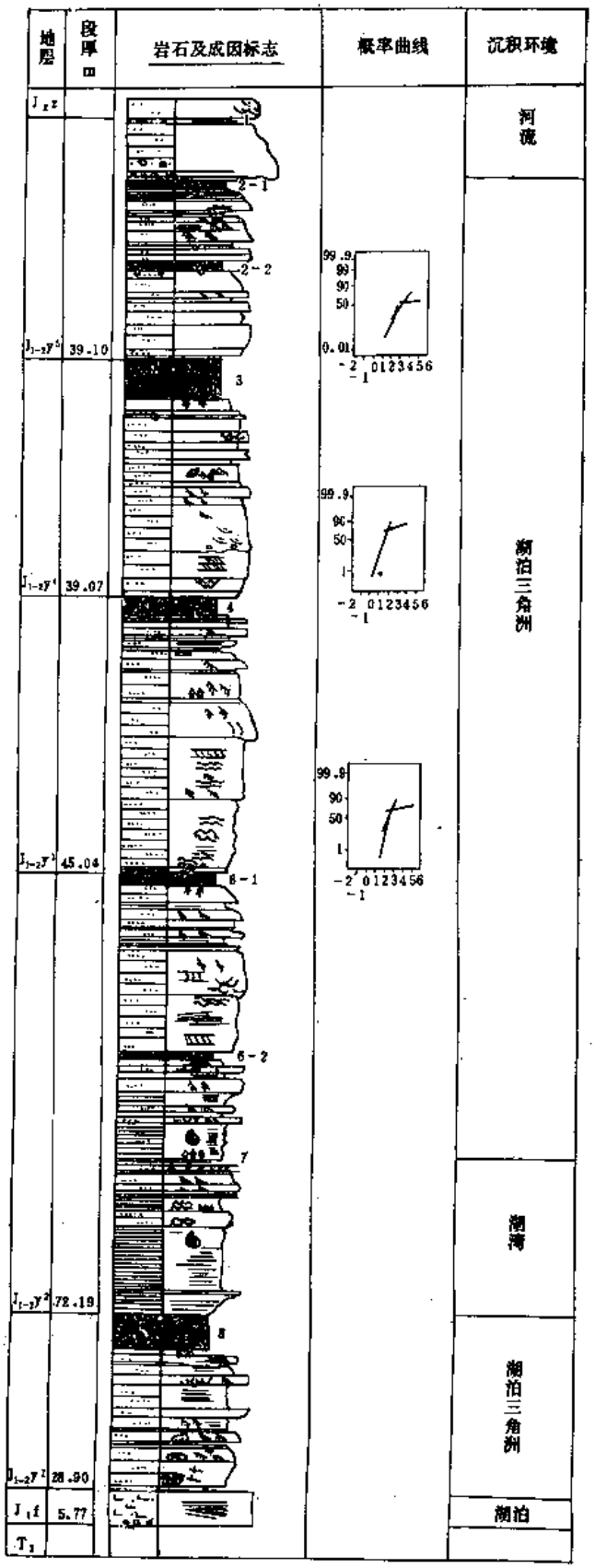


图 9-21　鄂尔多斯盆地考考乌素沟早-中侏罗世延安组沉积层序图

（据陕西煤勘公司185队，1989；简化）

的三角洲沉积环境，是鄂尔多斯盆地低灰、低硫、高发热量的优质煤富集区。主要煤层赋存于浅湖三角洲沉积层系，稳定的厚煤层形成于废弃的三角洲朵叶体及近岸湖湾区。延安组第四段顶部的3号煤层一般厚6～7m，最大厚度11.81m，在三角洲叶体主河道活动的张家村—孟家湾一带，有宽约7～8km，长达90km的煤层分岔变薄带，两侧下三角洲平原及近岸湖湾区则为合并煤层分布区，形成富煤带（图9-22）。废弃三角洲叶体的煤层以半暗型煤为主，丝质组含量较高，一般大于30%；湖湾区的煤层以半亮型煤为主，丝质组含量较低。

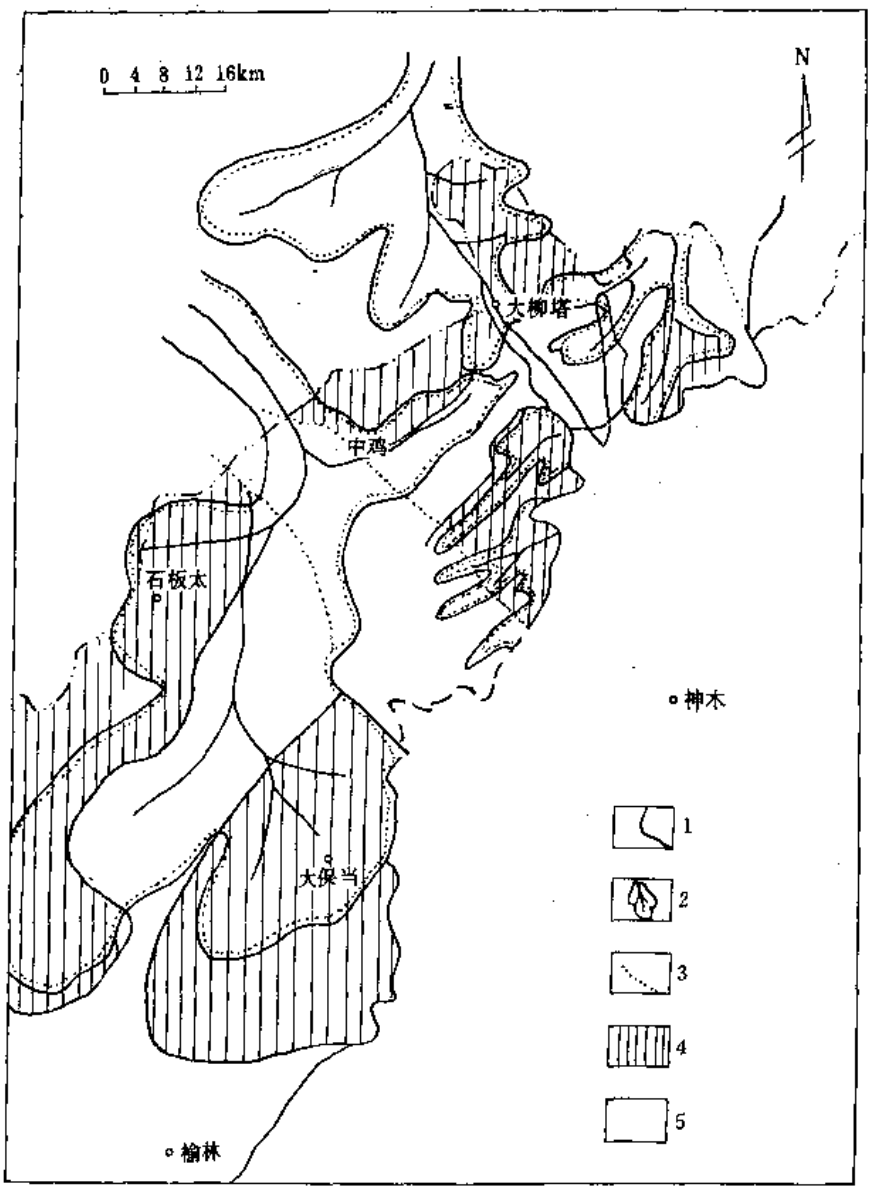


图 9-22　3号煤层成煤前后古环境与富煤带关系图

1—煤层露头线；2—三角洲朵叶体；3—冲刷区；4—富煤带；5—煤层分叉带

（据陕西煤勘公司185队，1989）

2．盆地的沉积-构造演化

晚三叠世鄂尔多斯盆地是华北大型沉积盆地的组成部分，大致以北纬38°线为界，北

部发育河流沉积体系，主要河流自东北向西南注入湖盆；南部以湖泊体系为主，湖区范围时有变化，稳定水体位于庆阳地区。

晚期印支运动表现为宽缓褶皱、隆起和侵蚀，晚三叠世延长群上部的瓦窑堡组遭受强烈侵蚀，仅局部残留。早侏罗世富县组（杂色碎屑岩组）填积在低洼地区。延安组沉积组早期，在河流沉积物填积的基础上，形成下部含煤组。随着盆地基底的缓慢沉降，湖区范围不断扩大，延安组沉积中期湖盆范围达到最大，而聚煤作用相应减退。与晚三叠世相比，稳定水体移至东南部子长、延安地区，主要河流由北而南，由西而东注入湖盆。延安组沉积中晚期，随着河流进积和湖泊逐渐淤浅，在河流—三角洲沉积环境形成稳定的厚煤层。中侏罗世，沉积范围侵蚀扩展，南缘局部地区直罗组直接超覆于上三叠统之上（图9-23）。

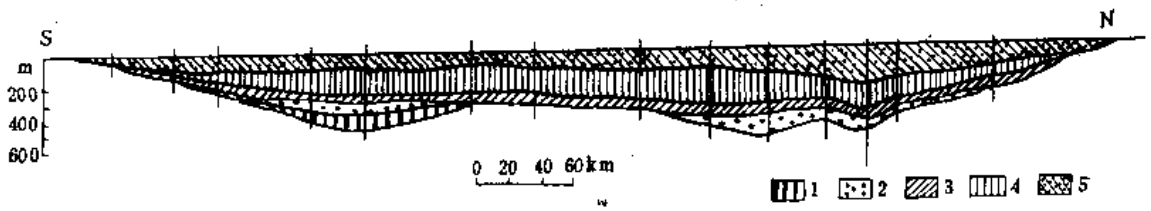


图 9-23 鄂尔多斯盆地早中侏罗世纵向沉积断面

1—早侏罗世富县组；2、3、4—早中侏罗世延安组，2—宝塔山砂岩；3—B标志段（含主可采煤层）；4—延安组中上部；5—中侏罗世直罗组

（据李思田，1983）

盆地内沿横山—靖边一线（北纬37°～38°）存在区域性东西向构造带，是影响盆地内部沉积环境单元配置的基底构造，晚三叠世和早-中侏罗世北部长期发育由北而南的河系，以河流—三角洲沉积体系为主，为煤层富集区。南部为稳定水体区域，以湖泊沉积体系为主。就现代地貌而言，形成靖边、子长之间近东西向延伸的黄土山系，构成北部无定河水系与南部洛河水系的分水岭，以及北部沙漠草原区和南部黄土高原区的天然分界。

（二）西北地区早、中侏罗世聚煤盆地

西北地区早、中侏罗世聚煤盆地包括天山构造带及其南、北两侧的大型聚煤盆地和青海、甘肃的一系列小型聚煤盆地，煤炭资源十分丰富。

新疆北部的准格尔、吐鲁番-哈密、伊宁、塔里木北缘等聚煤盆地是板块碰撞期后山前、山间拗陷或断陷盆地。盆地形成的初期充填了晚三叠世陆相含煤岩系，含煤可达10余层，一般为薄煤层。早、中侏罗世含煤岩系为连续充填序列，是盆地的主要含煤地层，一般由三个大的成因地层单位构成，显示双重充填层序结构，发育上、下两个煤组。盆地总体为山间、山前大型湖盆，富煤带主要分布于滨湖冲积平原和三角洲平原，向盆地中部则逐渐过渡为含油沉积岩系。盆地的基底为海西期褶皱系，活动性强，分异性显著。盆地沉陷幅度大，充填速率高，沉降中心偏于活动性盆缘隆起带前缘，且常见沿盆缘走向方向沉降中心的迁移。由于东西向和北西向构造带的交织，盆地一般呈菱形、三角形或多边形几何形态。

青海、甘肃祁连山区有很多零星分布的中、小型早-中侏罗世煤盆地，包括大通河、靖远、民和、西宁等煤盆地。盆地的形成主要与北西向构造带的活动有关，是在晚三叠世

北西向沉积槽地的基础上发育起来的。根据岩性岩相和含煤性特征可分为两个沉积区，即北祁连—河西走廊区和大通河流域。北祁连—河西走廊区以龙风山组为代表，含煤岩系以河流相粗碎屑岩为主，约占剖面的70%，由河流沉积体系组成旋回结构，以中—厚煤层为主，煤层厚度变化大。各个独立的盆地有其沉积中心和边缘相带，依古流向资料可连接为几条支流，向东北方向汇入古阿拉善河系（图9-24），向东注入鄂尔多斯湖盆。聚煤作用与河流的发育、演变密切相关，泥炭沼泽主要分布于岸后环境，在废弃的河谷盆地形成厚、巨厚煤层，向上过渡为浅湖盆地沉积。

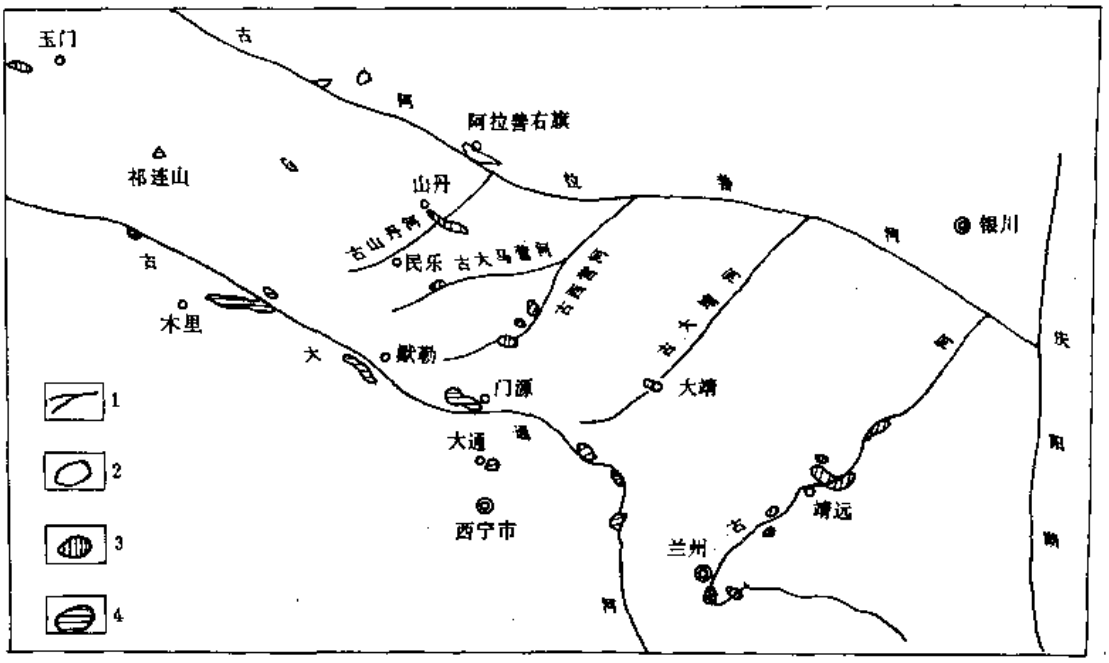


图 9-24　祁连区早-中侏罗世聚煤期古水系图

1—古水系；2—青土井群；3—龙风山组；4—窑街组

（据徐福祥，1984）

大通河流域以木里群和窑街组为代表。大通河煤盆地木里群与下伏晚三叠世默勒群为连续沉积，默勒群为滨海型含煤岩系，夹有海相层和薄煤层，形成于古地中海内侵的狭长海湾。早、中侏罗世含煤岩系以湖相泥质岩发育为特征，约占剖面的70%。早期为山间谷地，以河流相粗碎屑岩为主，呈带状沿盆地轴部延伸；晚期转化为山间湖盆，形成湖相泥岩、油页岩层，在其过渡期有巨厚煤层形成。走向河的侵蚀迁移、填积夷平和网结化、沼泽化作用是煤层形成的主要控制因素。根据炭山岭、窑街等煤盆地底部砾岩砾石定向测定资料推测，古河流由西北流向东南方向，向南注入四川湖盆，青海的木里、默勒、门源和甘肃的炭山岭、窑街、民和等煤盆地属于这条源远流长的大通河水系。

塔里木盆地南缘和柴达木盆地北缘煤盆地位于昆仑东西向构造带的北侧，是印支造山期后山前拗陷型盆地。早、中侏罗世含煤岩系不整合于老地层之上，山前冲积扇砂砾岩比较发育，煤系厚度变化大，含煤性差。

吐鲁番-哈密煤盆地位于天山东段，东西长500km 以上，南北宽约 50～100km，是一

个狭长的山间盆地，盆地的形成与印支期天山构造带内部断裂活动有关。含煤地层为早、中侏罗世水西沟群，盆地西北缘下侏罗统与下伏上三叠统为连续沉积，盆地南部和东部中侏罗统不整合于晚古生代地层之上。

1．盆地的充填序列

早、中侏罗世水西沟群自下而上可划分为早侏罗世八道湾组、早-中侏罗世三工河组和中侏罗世西山窑组，八道湾组和西山窑组是含煤层组。

八道湾组　下部以洪积—冲积相砾岩、砂岩为主，向上过渡为浅水湖泊相粉砂岩、泥岩，富含菱铁质结核。盆地北缘西部含煤十余层，有厚、巨厚煤层赋存。

三工河组　主要为湖泊相砂岩、粉砂岩、泥岩夹叠锥状灰岩，含有淡水瓣鳃类、叶支介等化石，仅局部含薄煤层。

西山窑组　下部为湖泊充填层序，以细碎屑岩为主，向上过渡为河流沉积体系，以粗碎屑岩为主。盆地各部位充填层序差异显著，以盆地南部和东部煤层发育较好，可采煤层达20余层，含厚、巨厚煤层，总厚可达百余米。

2．沉积环境配置和富煤带分布

吐鲁番—哈密聚煤盆地是晚三叠世开始形成的山间沉积盆地，盆地的西北缘在冲积相沉积物填积的基础上形成下部含煤组，并逐渐向湖泊演化，盆地东部和南部则处于河流沉积区或剥蚀区。随着盆地的扩展，早侏罗世晚期演化为极为广阔的山间湖盆，湖盆中心位于吐鲁番-鄯善之间，在盆缘狭窄地带有冲积扇和扇三角洲发育。中侏罗世西山窑组为湖盆填充期产物，在盆地南缘，尤其盆地东缘，由于山前和走向河流的填积作用而形成开阔的滨湖冲积平原和滨湖三角洲平原，是最有利的聚煤环境。哈密大南湖区西山窑组发育于盆地东缘的狭长拗陷内，其沉积亚环境包括：冲积扇、扇三角洲、滨湖三角洲平原、河流及岸后沼泽、湖泊等(图9-25)。盆缘为冲积扇带，北缘扇带稳定发育，南缘扇带随盆地扩张而退缩。拗陷中部有顺向河流，西山窑组沉积中期演化为网结河，岸后沼泽区形成富煤地段。拗陷中、西部为顺向河与湖盆的过渡地带，形成比较开阔的滨湖三角洲和湖滨环境，为煤层

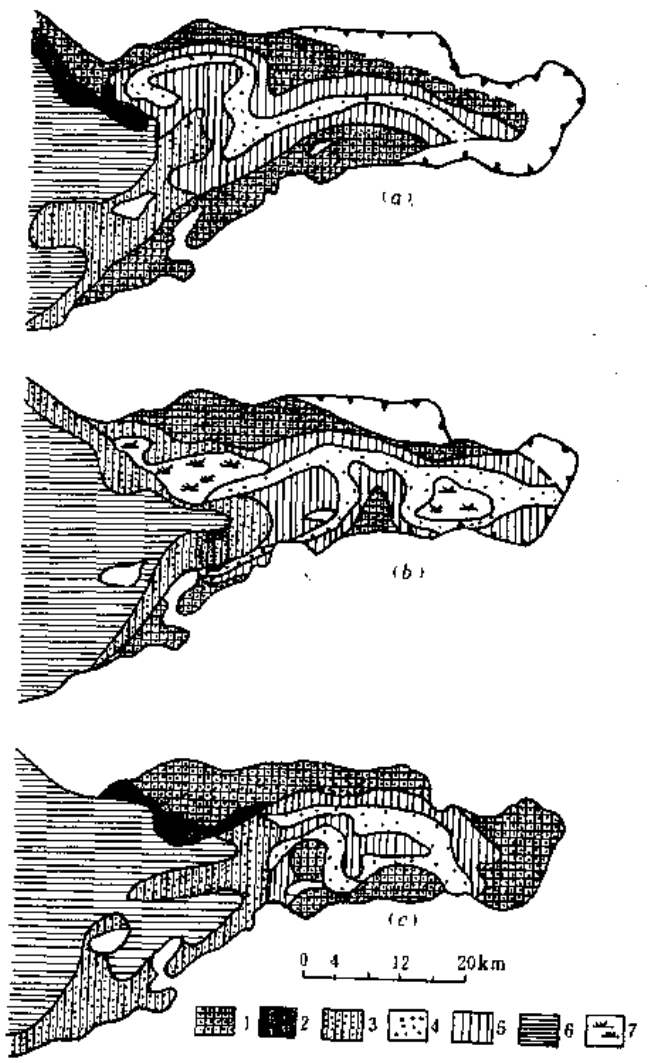


图 9-25　哈密大南湖区西山窑组沉积环境配置和演化

a—西山窑组下段；*b*—西山窑组中段
c—西山窑组上段
1—冲积扇；2—扇三角洲；3—湖滨三角洲；4—河流；5—泛滥平原；6—湖泊；7—泥炭沼泽
（辛恒广，1988）

最富集的地带。含煤多达50余层，总厚可达67.34m，单层最大厚度为19.16m。由富煤带向盆缘和湖盆方向煤层分岔、变薄和尖灭，西部为吐哈盆地的湖盆区。

吐鲁番-哈密聚煤盆地北缘拗陷产生较早，层序较全，相带较窄，盆地东缘大南湖区拗陷的北缘扇带持续发育，因此盆地北缘很可能存在东西向基底断裂。盆地显示南北两侧的不对称性，并经历了由北向南的超覆扩张过程。新生代以来盆地南北两侧的山系强烈隆升，盆地内覆盖了较厚的第三、第四系地层，盆地西缘受北西向构造带切割，含煤地层保存不全，呈楔形与天山西段的伊宁盆地遥相对应。

三、东北—内蒙古东部地区晚中生代断陷煤盆地

东北和内蒙古东部分布着上百个孤立的晚中生代断陷煤盆地，各盆地按一定的方式、方向组合与分布，构成规模宏伟的盆地系，蕴藏着极为丰富的褐煤和低变质烟煤资源。

晚中生代煤盆地除穆棱—三江盆地而外，均充填了陆相含煤碎屑岩系。煤盆地是在大陆伸展构造背景下形成的，伸展裂陷作用始于晚侏罗世，大规模火山喷发活动是裂陷作用的第一阶段，火山岩系不整合覆盖在晚侏罗世以前的各时代地层之上，代表裂陷期前的区域性隆升和剥蚀。充填含煤碎屑岩系的大量断陷盆地的形成是裂陷作用的第二阶段，与第一阶段的火山喷发活动有十分密切的成因联系。盆地呈狭长几何形态，长宽比的统计平均值为1:4。盆地的宽度大多在30km以内，长度一般从几十公里至百余公里，基底的沉降深度一般在4000m以内。盆地构造样式以半地堑为主，一侧为盆缘断裂，另一侧为缓倾斜盆地基底。由于伴生的同向和反向断层的存在，也可表现为地堑或较大的复式断陷。盆地沿轴向常被横向基底先存断裂或传递断层分隔为不同的区段。

东北和内蒙古东部地区晚中生代聚煤盆地展布范围辽阔，跨越了古生代褶皱带和华北地台边缘，总体呈北北东向斜贯我国东北部。盆地的分布具有明显的分带性，自西而东可分为以下三带（图9-26）：

西带　位于大兴安岭以西，盆地数目最多，含煤性最好，自北而南可分为三个盆地群：海拉尔盆地群，已发现16个盆地，多数盆地呈北东、北北东向延伸，少数为东西向和北东东向。巴音和硕—二连盆地群，已发现盆地40余个，均呈北东、北北东向展布。胜利煤盆地煤层累厚250m，其中6号煤厚达190m。多伦盆地群，已发现盆地22个，沿华北地台北缘一系列北北东向盆地沿东西方向排列成行。

中带　位于大兴安岭以东，依兰—伊通断裂以西地区。此带南部的赤峰-铁法盆地群包括十余个盆地，主要沿阴山构造带排列，是开发和研究程度最高的盆地群。松辽盆地和下辽河盆地是聚煤期后再次大范围沉降的盆地，近年来已圈定出30余个深埋的断陷盆地，盆地呈北东、北北东向展布。

东带　主要包括辽宁、吉林和黑龙江东部部分地区，盆地规模小，分布零星。黑龙江东部三江—穆棱盆地发育晚侏罗-早白垩世滨海含煤碎屑岩系，夹有大量火山碎屑岩和少量含海相动物化石的夹层，向东北方向在苏联境内过渡为同期古海域。从盆地的几何形态、构造分异、火山活动和岩相带展布可判断三江—穆棱盆地是一个主要受北北东向区域断裂控制，并被北西向断裂分隔的大陆边缘—弧后伸展断陷盆地。

晚中生代断陷盆地以盆地系的特殊模式表现出地壳的巨大水平伸展和陆内裂陷作用。由于盆地具有明显的方向性和斜列组合型式，因此其形成的动力作用方式很可能是斜向拉伸。

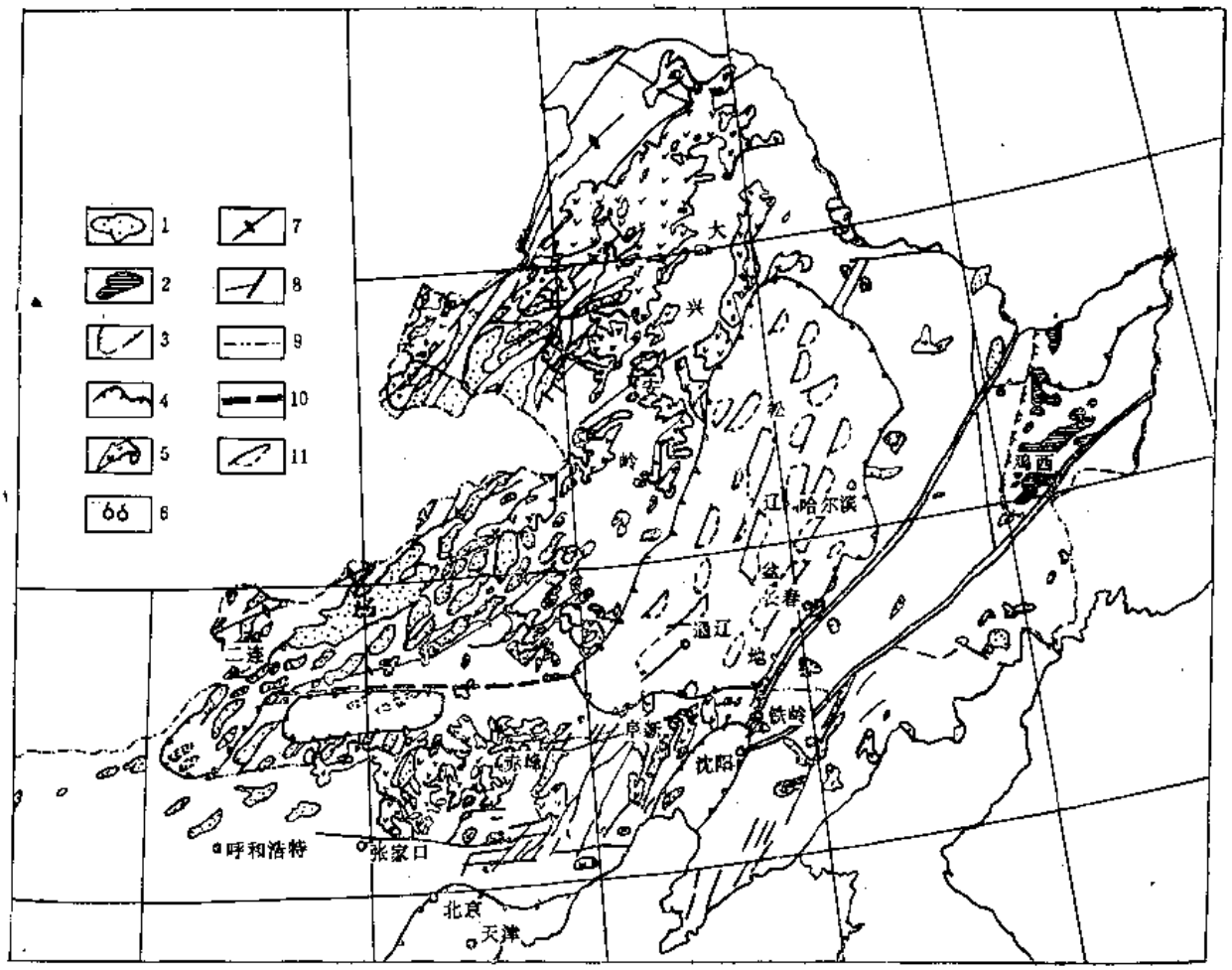


图 9-26 中国东北部中生代断陷盆地分布略图

1—早白垩世内陆断陷盆地；2—晚中生代近海盆地；3—推断的近海盆地沉积边界；4—早白垩世聚煤期后大型盆地的边界；5—兴安岭群火山岩系；6—打钻见油的盆地；7—古生界褶皱；8—断裂；9—华北地台北界；10—西拉木伦断裂带；11—被深埋的晚中生代断陷盆地

（李思田等，1988）

（一）盆地的充填序列

盆地充填一般包括五套沉积组合，并按一定顺序出现，构成完整的断陷盆地充填序列（图9-27）。

1）底部冲积粗碎屑岩段 主要由扇泥石流和砾质河道沉积组成，下部为红色，向上过渡为灰黄色，构成总体向上变细的沉积序列。盆缘断裂前缘厚度很大，向盆地中部迅速变薄。

2）含煤碎屑岩段 下部以冲积层序为主，向上代之以扇三角洲和三角洲层序，构成水进沉积序列，含可采煤层数层至10余层。

3）湖相泥岩段 由巨厚的浅湖和深湖细碎屑岩组成，以泥岩和粉砂岩为主，富含有机质，夹有水下重力流沉积，为区域性对比的标志层段。

4）含煤碎屑岩段 主要含煤段，其沉积构成比较复杂，包括扇三角洲、小型三角洲、浅水湖泊和沼泽及河流沉积。旋回结构明显，每个旋回含有一个煤层组，赋存厚、巨厚

煤层。

5）顶部冲积粗碎屑岩段　主要为冲积扇堆积，以砂砾岩为主，夹薄煤层。

盆地完整的充填序列一般厚1500～3000 m，假整合于火山岩系之上。顶部为一不整合面，被晚白垩世红层覆盖。巴音和硕一二连盆地群中的霍林河、巴彦花盆地等为六段式充填序列，泥岩段与含煤段重复出现，但盆地的沉积演化序列一致。

（二）沉积体系构成和沉积环境配置

晚中生代断陷煤盆地沉积体系构成和沉积环境配置比较复杂，主要包括冲积扇、扇三角洲、河流、湖泊和沼泽沉积环境类型。

1）冲积扇　冲积扇是盆缘断裂活动方式和强度的沉积表现，冲积扇沿盆缘断裂可接合构成冲积扇带。

冲积扇的主要沉积类型为泥石流、扇面河道、漫流和扇缘重力流。泥石流的发育是冲积扇的主要特征，大于2mm的粗碎屑含量通常占40%以上。不同成因类型的沉积可构成各种沉积组合类型，各沉积组合类型在垂向上的规律性交替构成了冲积扇的垂向层序。一个完整的冲积扇层序由下而上依次为：泥石流、河道沉积组合—泥石流、漫流沉积组合—浅水重力流、漫流、湖沼沉积复合体—浅水湖相泥岩、厚煤层沉积组合。上述沉积组合从盆缘向盆地内部亦作有序变化，在平面上环绕冲积扇呈带状分布。

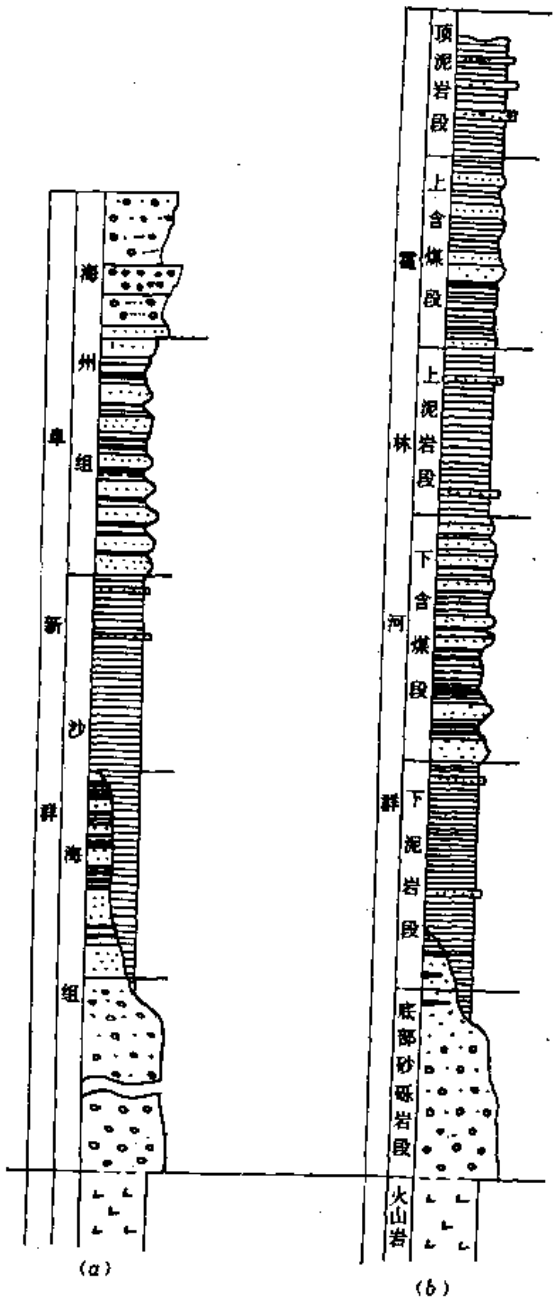


图 9-27　东北和内蒙古东部晚中生代盆地充填序列

a—辽宁阜新盆地；*b*—内蒙霍林河盆地
（据李思田等，1988）

2）扇三角洲　指进积到稳定水体中的冲积扇，与其近端部分的冲积扇及相邻的其它环境一起构成冲积扇-扇三角洲体系，主要由灾变性洪水作用和浅水重力流作用产生的近源粗碎屑沉积物组成。扇三角洲是由建设相和破坏相组成的复杂沉积体系，各种成因的重力流沉积是扇三角洲组成的一个特色。扇三角洲体系多次进积与退积的交替形成盆地周缘的粗碎屑物沉积复合体。各层序的砂分散体系的总体几何形态通常为短轴朵状，多个同生朵状体叠覆连接，构成平行于盆缘的帷幕状。在三角洲废弃阶段砂质朵体向盆缘方向后退，转化为泥炭沼泽占优势的沉积环境。

3）湖泊沉积　主要指水下重力流沉积物和深湖泥质沉积、三角洲沉积和滨、浅湖沉

积，在断陷盆地各种类型沉积中所占比例最大。

水下重力流沉积主要位于湖相泥岩段，与扇三角洲有密切关系。湖泊三角洲沉积一般为小型三角洲体，既有分布于盆地旁侧的，亦有位于盆地端部的。一般具有明显的三层结构，为总体向上变粗的层序，在平面上三角洲砂体呈朵状、舌状或鸟足状。浅湖沉积是指滨湖三角洲朵体之间的沉积物，以粉砂岩、泥岩为主。

4）河流沉积　主要沉积单元是河道砂体。根据其内部沉积物构成、外部几何形态及其与其它沉积体系的共生组合关系，可以识别出辫状河、网结河和曲流河三种类型。辫状河道沉积物粒度粗，以砂砾岩为主，多个相互错位叠置的砂质或砾质透镜体组成带状砂体。网结河河道沉积物较细，以各种粒级的砂岩为主，由多种岩性构成向上变细的沉积序列；多支流砂质河道大致平行于盆地轴向，呈网结状分布，其间为湿地、湖泊或泥炭沼泽；在网结河废弃阶段可形成广泛分布的煤层。曲流河只有在盆地中央冲积平原较为开阔的阶段才有可能出现，且与洪泛平原沉积物共生，含煤性较差。

断陷盆地内各种沉积环境的分布是有规律的，一般冲积扇总是出现在盆地的活动边缘。因此，半地堑盆地单侧发育扇带，而地堑盆地则双侧发育扇带。当盆地内发育湖泊时，冲积扇极易推进到湖泊中，形成冲积扇和扇三角洲统一的沉积体系。盆地中的小型三角洲常出现于盆地的稳定边缘，沉积物来源于纵向水系或侧向水系。

依据共生的相和沉积体系可以概括为几种聚煤模式，如扇前扇间浅水盆地、扇前扇间洪泛洼地、扇前扇间洪泛平原、湖泊周缘扇三角洲和湖滨带等。其中，以扇前扇间浅水湖盆和洪泛洼地最具代表性，资源条件最好。

扇前浅水湖盆聚煤环境可以霍林河盆地的14、17煤组的聚煤环境为代表。冲积扇和扇三角洲分布于盆地的西缘，中间为广阔的浅水湖泊。浅水湖泊被淤浅后，大面积沼泽化，形成的泥炭层与废弃的三角洲平原、扇三角洲平原上的泥炭连成一片。煤层厚度大，分布广，稳定性好（图9-28）。17煤组聚煤前的古环境总体面貌是：三湖连线以北为扇前浅水盆地，以南为扇前洪泛盆地。17煤组从盆地东北部至西南部呈现由厚到薄的规律性变化，以扇前浅水湖泊淤浅沼泽化聚煤作用最强，大于20m的富煤带位于盆地东北部至中部。

扇前和扇间洪泛洼地聚煤环境以阜新盆地中部和北部的海洲组沉积环境最为典型。由于强烈的断陷活动和大量粗碎屑沉积物的注入，形成了很宽的冲积扇带，两侧扇带的宽度可占整个盆地宽度的2/3左右。扇带的进退是控制聚煤环境变化的主要因素，时常推进到盆地的轴部，在断面上扇带和盆地中部沼泽化地带表现为互相消长的关系。在盆地比较开阔的部分，网状水道发育，其间广泛分布着湿地和浅水湖泊。这种环境下形成的煤体变化最为剧烈，分岔性也最强，巨厚煤层在近扇侧可分岔为几十层至百余层（图9-29）。

（三）盆地构造格架

东北和内蒙古东部地区晚中生代断陷聚煤盆地是在区域伸展构造环境下形成的，北东、北北东走向正断层构成盆缘和基底主断裂系，形成以半地堑为主的盆地，沿盆地轴向又被北西向横断层所分隔，共同组成盆地的基本构造格架。由于伸展断裂系追踪、利用、迁就、活化基底先存断裂网络，使盆缘和基底断裂系更加复杂化。

盆缘断裂是盆地构造格架的主要构造成分，从某种意义上说，断陷盆地是盆缘断裂活动的产物。晚中生代断陷盆地以走向盆缘断裂为主，与盆地长轴方向相一致，为倾向盆地内部的正断层，其倾角一般为45～70°，多数呈铲状，向深部变缓消失或并入托底滑脱断

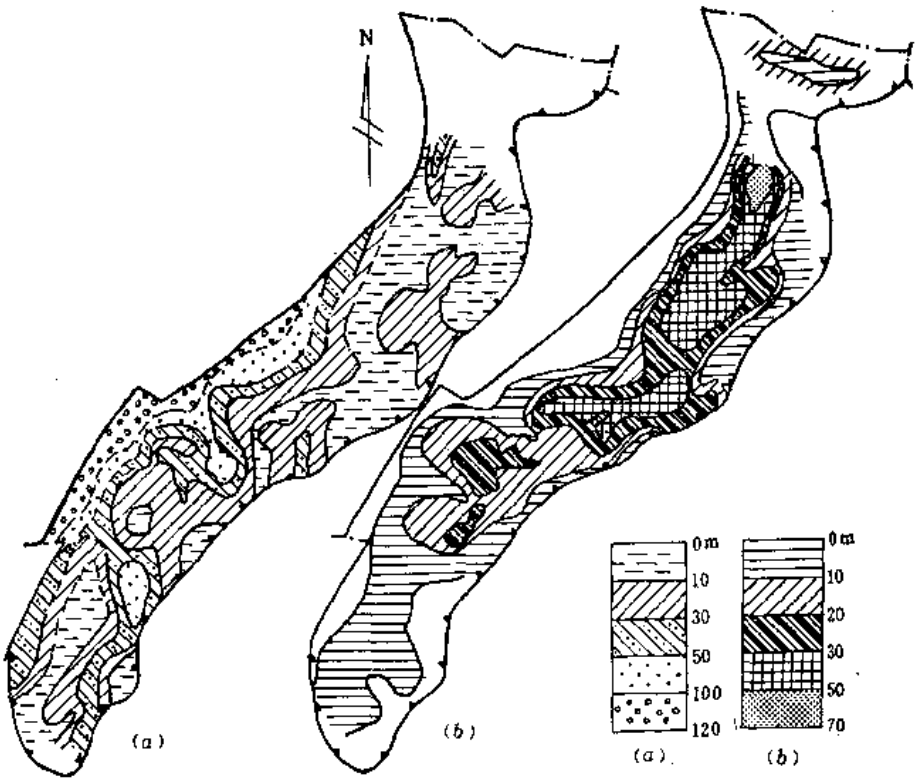


图 9-28 霍林河盆地下含煤段17煤组典型参数平面分布图

a—底砂体图；b—煤层厚度图

（据李思田等，1988）

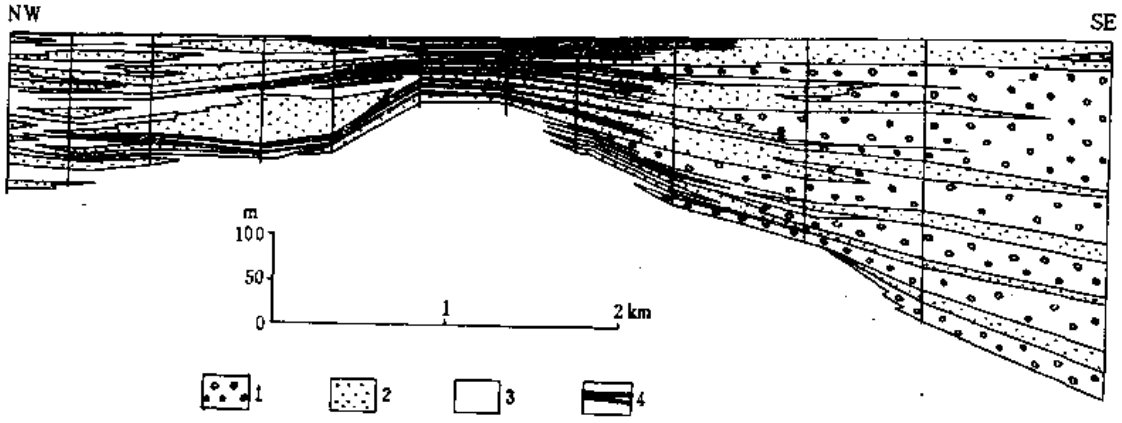


图 9-29 阜新盆地海州组沉积断面图

1—砾岩；2—砂岩；3—粉砂泥岩；4—煤层

（据李思田等，1988）

面。走向盆缘断裂是一个生长系列，由内向外分支成生，组成叠瓦状断裂系。盆缘正断层在成生过程中可能利用、迁就基底先存断裂，形成阶梯状生长系列，不同沉积期的盆缘断裂位置并不重合。盆缘断裂常呈折线状或锯齿状延伸，这主要是由于横向传递断层的错移作用或先存断裂网络的制导作用所致，以阜新盆地东侧盆缘断裂的锯齿状形态最为典型。

走向盆缘断裂一般发育于盆地的一侧，形成半地堑式盆地，冲积扇带是识别盆缘断裂及其倾向的沉积标志。传递断层也可构成盆地的横向盆缘断裂，其构造特征和对沉积的控制作用与走向盆缘断裂基本相同，只是其表现形式与其两侧的走向正断层系密切相关。

盆地基底断裂引起盆地内部的不均匀沉陷，从而控制了岩性岩相和厚度的分布。盆地基底断裂主要有两组，一组为走向断裂，与盆地轴向大致平行，属于走向正断层系；一组为横向断裂，与盆地轴垂直和斜交，属于横向调整构造。这两组断裂都可迁就、追踪基底先存断裂，把盆地基底切割为一系列楔状或柱状断块。走向正断层主要分布于盆缘断裂一侧，与盆缘断裂同向倾斜，形成叠瓦状断层系，沿盆地走向形成一系列半地堑槽地，是盆

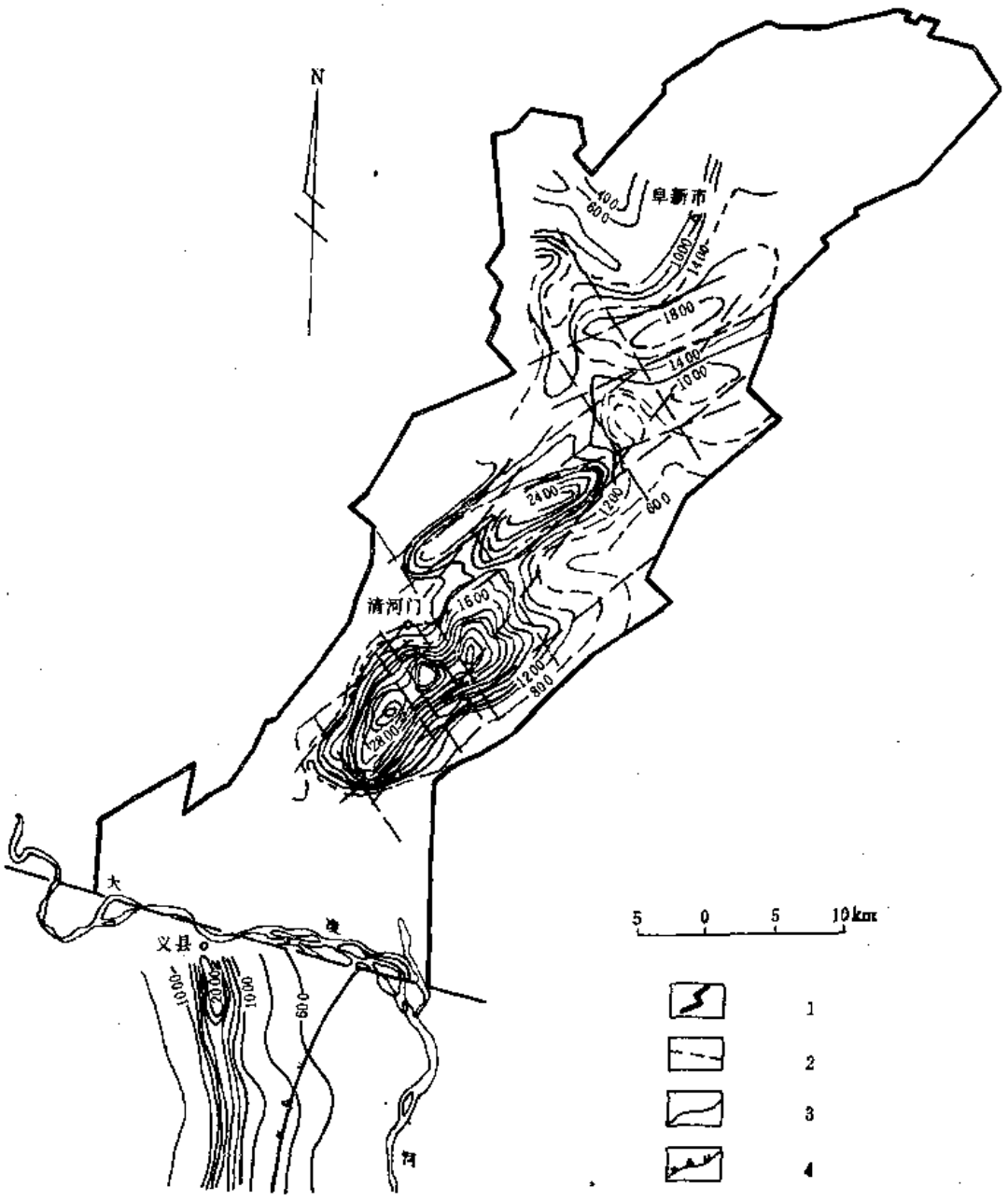


图 9-30 阜新盆地基底等深线及断裂网络

1—盆地边界断层；2—推测的基底断裂；3—基底等深线；4—义县盆地正断层

（据107队电法资料，转引自李思田等，1988）

地的沉陷中心，也是深水湖泊泥岩和厚煤层分布带。盆地的另一翼为基底缓倾斜的单斜，倾角在5～30°左右。横向断层分割、错移走向断层，将盆地沿轴向分隔为次级隆、拗块段，造成岩性岩相和含煤性明显的分区性。以阜新盆地为例，盆地的火山岩基底存在着一系列总体走向北北东，而单体走向北东的次级断陷（图9-30）。沙海组规模较大的同沉积构造基本上是基底伸展断裂的延续，构成断陷槽，直接控制着沙海组厚度、深湖泥岩和重力流沉积的分布。海州组在总体向东南盆缘方向增厚的趋势下，轴部出现一系列厚薄相间的条带，反映了基底断裂差异沉陷作用。北东向断陷又被北西向断裂分隔、错移，形成北东向雁列构造样式，并且沿煤层聚结带出现了一系列富煤中心，各层段富煤中心与基底断陷中心大体吻合。

青藏地区中生代聚煤盆地是伴随大陆向西南方向的增生过程形成的，晚三叠世含煤岩系发育于唐古拉山南麓和金沙江隆起西侧，以藏东地区含煤性较好。早、晚白垩世含煤岩系则分布于冈底斯山、雅鲁藏布江一带，与印度板块和欧亚板块及其中间板块的拼接过程相联系，含煤岩系堆积于前弧盆地或弧后盆地内，一般含煤性较差。

第四节　新生代聚煤盆地

新生代聚煤盆地的形成和分布主要与晚近时期两个重要构造事件有关，即我国东部滨太平洋区域性伸展裂陷作用、我国西南部印度板块和欧亚板块聚合、碰撞和隆升作用。因此，第三纪聚煤盆地主要分布于西太平洋沿岸和古地中海邻近地区，分别构成两条聚煤带。聚煤盆地大多沿伸展断裂或走向滑动断裂分布，形成以半地堑、地堑式内陆断陷盆地为主的各种煤盆地（图9-31）。

第三纪聚煤期包括早、晚第三纪两个分期。早第三纪聚煤盆地主要分布于东北、华北地区；晚第三纪聚煤盆地则主要分布于华南、西南地区。第三纪聚煤盆地除台湾省、东海盆地为滨海型沉积、部分地区与第三纪指状海湾沟通外，大多为内陆环境所形成，各盆地沉积构成、岩系厚度和含煤性差异显著，不易对比。个别盆地含煤沉积可延至第四纪。上述两条聚煤带之间的广大区域为干旱气候带，分布着内陆红色含盐沉积盆地。

一、东北、华北第三纪聚煤盆地

东北、华北第三纪聚煤盆地主要分布于大兴安岭、吕梁山以东地区，大小盆地约40余个，以早第三纪始新世、渐新世为主要聚煤期。第三纪聚煤盆地是在区域伸展构造环境中形成的，盆地的形成、演化受断裂系的控制，为裂谷盆地和断陷盆地，大体以郯庐—依兰、伊通断裂带为界，东部胶辽隆起带上的小型断陷盆地含煤性好，并有厚煤层发育；松辽—华北大型裂谷盆地沉积厚度大，含煤层数多，但厚度薄，不稳定。西部隆起区亦有零星小型煤盆地，但一般含煤性很差。东北、华北第三纪聚煤盆地含煤岩系往往与油页岩或含油岩系共生。由于濒太平洋潮湿气流的影响，聚煤作用主要发生于东部滨太平洋地带，有的盆地曾受到第三纪指状海的内侵。

下辽河-渤海湾盆地和华北盆地是在经历了白垩纪末和第三纪初的剥蚀期之后，开始形成北北东向的宏伟裂谷盆地。盆地内部为结构破碎差异掀斜明显的块断区，构成由一系列半地堑、半地垒组成的盆—岭构造。北北东向的正断层为盆地的基本构造要素，北西向横断裂（传递断层）将裂谷盆地沿轴向分隔为不同的区段，共同构成盆地的基本构造格架。据北京至山东的地震大剖面资料统计，下第三系前的基底岩层沿北西—南东方向的伸

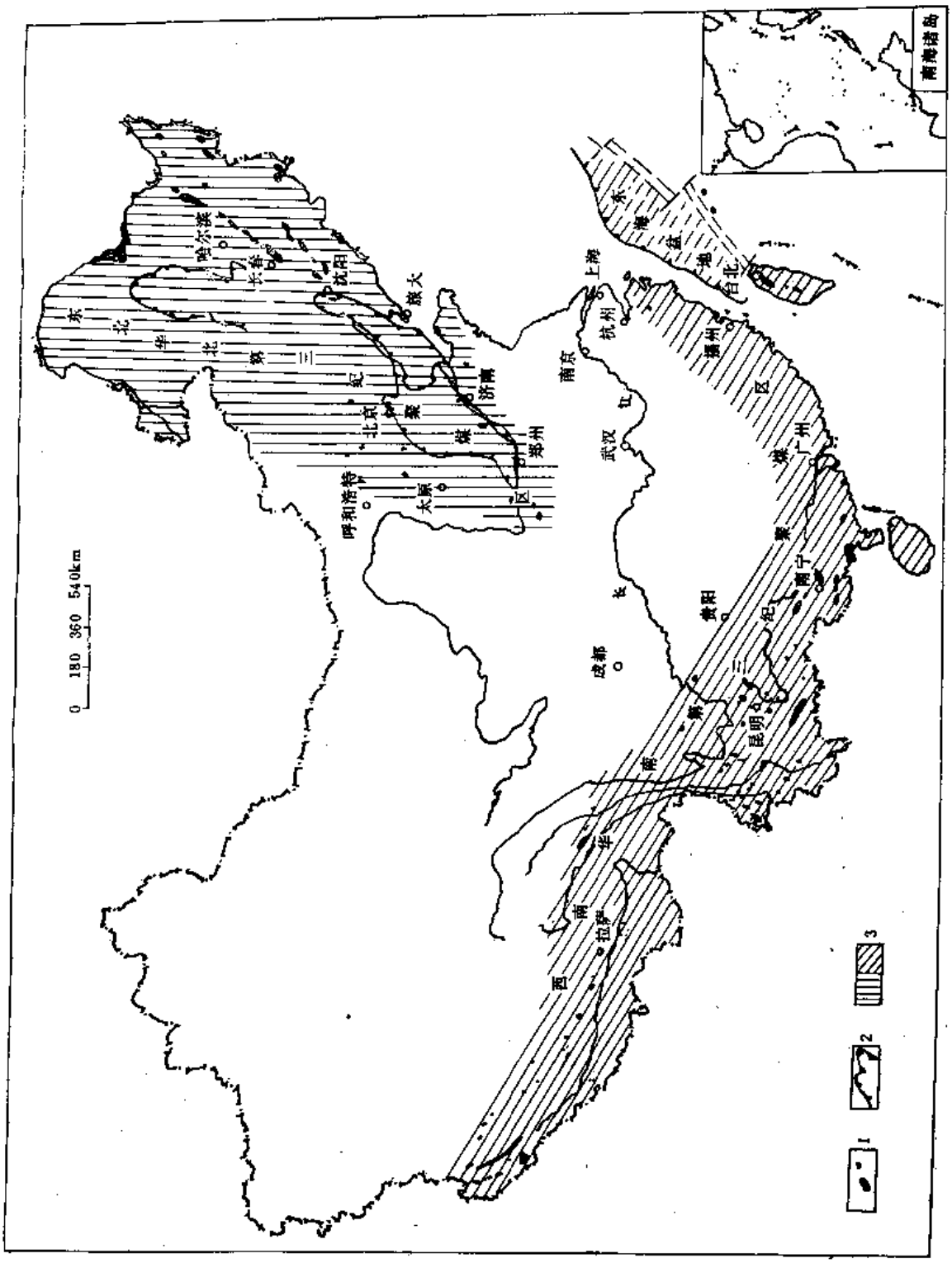


图 9-31 第三纪聚煤盆地分布略图
1—煤盆地；2—大型坳陷或断陷盆地；3—聚煤区
（据《中国煤田地质学》，1980，略加修改）

展量为16%（王尚文，1983）。伴随伸展裂陷过程有中基性火山活动，下辽河及辽东湾玄武岩层数多，最大累积厚度近2000m。据地震剖面分析，火山岩充填于断裂带中成为巨大岩墙群，并有高达数千米的火山锥呈串珠状排列（马杏垣，1983）。下辽河--渤海湾、华北盆地则出现盆地范围的沉降，基底断块的差异沉陷在上覆盖层中表现为次级拗陷和隆起。下辽河—渤海湾裂谷盆地的充填层序，自下而上可划分为四套构造-岩性组合，即：火山岩—红色粗碎屑岩组合、蒸发岩组合、构造砂岩—泥岩组合、类磨拉石组合，代表裂谷盆地的不同演化阶段。渐新统沙河街组是主要含煤地层，由湖泊—冲积沉积体系构成。下段含煤5～26层，煤层结构复杂，常与炭质页岩互层；上段普遍含油页岩，为生油层系。全组厚达3000m。

胶辽隆起带自晚中生代以来长期处于隆起状态，第三纪在区域隆起的背景上形成了一系列断陷盆地，北起三江平原，南至辽东、胶东，主要构成两个煤盆地群，即抚顺—密山盆地群和依兰—伊通盆地群。沿抚顺—密山断裂带自北而南有：虎林、平阳镇、敦化、桦甸、梅河、清源和抚顺等煤盆地；沿依兰—伊通断裂带自北而南有：宝全岭、依兰、五常、舒兰、伊通、沈北等煤盆地。这些煤盆地沿断裂带呈串珠状分布，各盆地的间距大约90～100km，具有明显的等距性。两条断裂带向南归并为郯庐断裂带，延至胶东与黄县煤盆地相对应。各聚煤盆地以始新世—渐新世含煤地层为主，其中以抚顺、梅河、沈北、黄县等盆地含煤性最好。现以抚顺煤盆地为例加以阐述。

抚顺煤盆地为一北东东向不对称向斜构造盆地，北翼被逆断层截切，产状较陡。古新-始新统含煤地层不整合于下白垩统碎屑岩系之上，断陷盆地的基底为前震旦系花岗片麻岩。盆地第三系充填总厚880～1050m，自下而上可分为以下三个组：

玄武岩组（老虎台组） 主要分布于煤盆地南部，以黑色玄武岩为主，中夹B煤组和多层碎屑岩和凝灰岩。含煤1～4层，煤厚0.5～23m。

杂色凝灰岩组（栗子沟组） 杂色凝灰岩夹砂岩、泥岩和A煤组，含煤1～2层，煤厚0.5～4m。

主煤层、油页岩和绿色泥岩组（古城子组） 自下而上为主煤层、油页岩、绿色泥岩，为连续水进型沉积序列。主煤层为复杂结构厚煤层，平均总厚50m，最厚达134m。煤层中含有菱铁矿结核、琥珀和烛煤。油页岩层为褐色、薄至中厚层状，含昆虫、鱼和植物化石，上部为富矿层，下部为贫矿层，层厚48～190m。绿色泥岩层以绿至浅绿色团块状泥岩为主，含大量介形类、螺类化石。

抚顺煤盆地早期充填以火山岩为主，含煤沉积仅发生于火山喷发间歇期的山间盆地，煤层薄，变化大。盆地演化中期火山活动渐趋微弱，火山碎屑供应减少，在热沉降的背景下泥炭沼泽持续发育，形成巨厚煤层；后期盆地扩展，覆水加深，进一步演变为深水湖泊，形成巨厚湖相油页岩和泥岩。这种特殊的垫层和盖层序列是形成抚顺第三纪低变质烟煤的有利条件。

主煤层沉积期沿盆地长轴方向形成两个次级拗陷，以西部和中部沉积厚度最大。盆地西部由六个煤分层组成，向东渐变为三个分层，夹层为炭质泥岩、细砂岩、凝灰岩等。盆地东北部主煤层段厚度变薄，煤的灰分含量增高，并渐变为炭质泥岩和粉砂岩，同时煤层底板由砂岩渐变为砂砾岩。由此可见，盆地西部为剥蚀边界，东部已接近原始沉积边界，原始沉积盆地范围远比现存煤盆地范围要大（图9-32）。

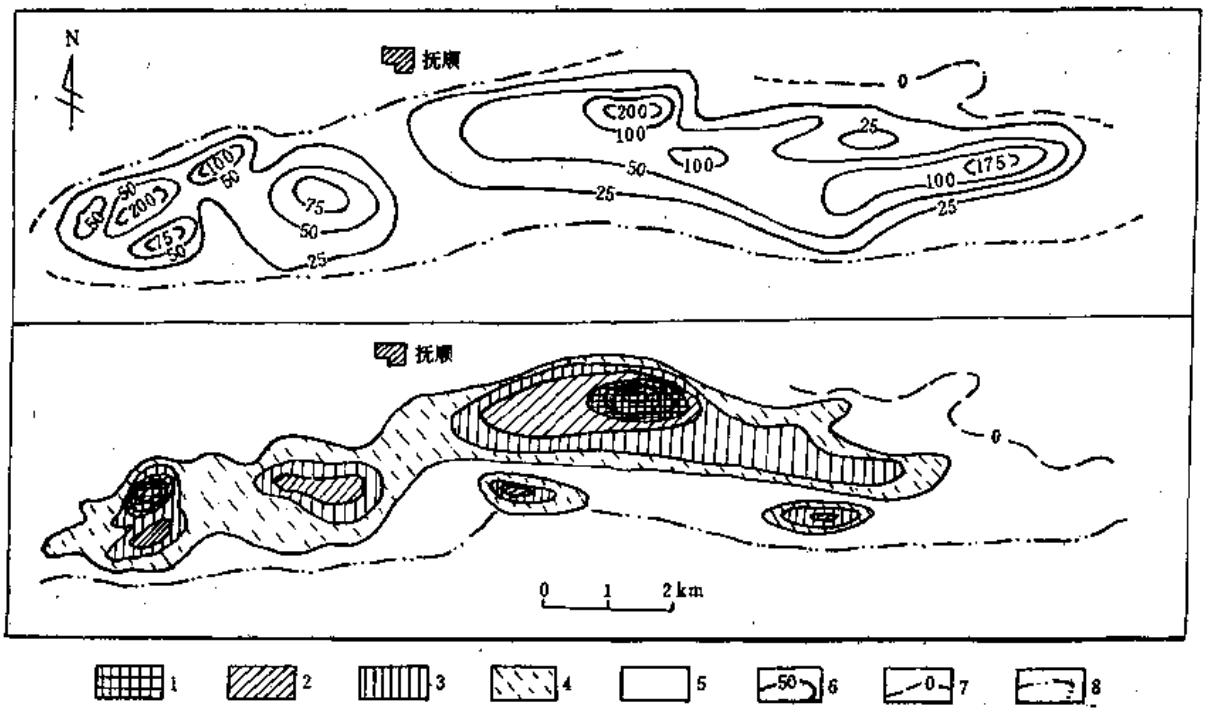


图 9-32 抚顺煤盆地主煤层厚度变化图

1—煤厚大于80m；2—60～80m；3—40～60m；4—20～40m；5—煤厚小于20m，6—主煤层含煤段等厚线；7—煤层和含煤段沉积尖灭线；8—煤层和含煤段剥蚀零线

（据《中国煤田地质学》，1980）

二、华南、西南新生代聚煤盆地

新生代煤盆地广泛分布于华南、西南地区，其中以云南最为密集，煤盆地星罗棋布遍布全省。聚煤作用起始于始新世，可延至第四纪，以渐新世、中新世和上新世为主要聚煤期。

始新世初期北纬24°以南地区开始出现少数聚煤盆地，如广西百色、广东茂名等盆地，一般聚煤范围较小，含煤性较差。渐新世聚煤作用范围有所扩展，含煤性亦较好，如海南长昌、云南景谷等盆地。晚第三纪中新世聚煤作用范围集中于东部的台湾和西部的云南、藏东北地区，以云南开远小龙潭为代表，有巨厚煤层形成。上新世聚煤作用则限于西南地区，以滇东和川西地区为最好，滇东昭通、滇中罗茨和川西盐源等盆地为典型代表，赋存厚、巨厚煤层。昆明盆地的主要聚煤期为第四纪更新世。第三纪聚煤作用逐渐增强、聚煤范围向滇、川地区迁移的趋势与青藏高原的显著隆起有关，在其东缘汇集了来自印度洋、太平洋的潮湿气流，形成热带雨林，有利于泥炭的聚积。

聚煤盆地的分布明显地受到区域断裂的控制，断裂大多位于盆地的一侧，盆地长轴方向与盆缘断裂延伸方向一致，盆地的横剖面为半地堑几何形态。由于欧亚板块与印度板块的碰撞，西部印度板块向北东推挤，本区大多数区域断裂具有右行走滑性质，因此很多盆地具有走滑拉分盆地的特征。盆地横向狭窄，垂向断陷较深，常沿断裂走向构成串珠状盆地群；同时由于走滑作用，旁侧张扭性分支断裂也可形成分支断陷盆地，与区域断裂保持一定的夹角。一般来说，两广地区的聚煤盆地大多沿东西向、北东向区域断裂带分布，滇中地区聚煤盆地主要受南北向断裂控制，川西、滇西和西藏地区第三纪聚煤盆地则与北西向

弧形走滑断裂系有关。聚煤盆地的古地理景观主要为内陆山间盆地，盆地四周被低山、丘陵环绕。沉积盆地面积一般为几十平方公里，少数可达数百平方公里。盆地的充填层序自下而上为：洪、冲积相粗碎屑岩；沼泽、泥炭沼泽相含煤碎屑岩，上部可出现巨厚煤层；湖泊相泥岩、泥灰岩。总体呈三段式水进沉积序列。含煤性和沉积盆地形态、水文发育状态关系密切，河流流经方向含煤性差，只在盆地的端部或盆侧阶地上有良好的煤层赋存。广东、广西一些聚煤盆地与第三纪指状海相连通，夹有海相、泻湖相沉积，海相、半咸水和淡水动物化石相共生。如广西南宁盆地含煤段（始新世—渐新世）含有丰富的海相介形类和腹足类化石，海南长昌盆地煤层顶板中（渐新世）见有鲨鱼牙齿等。现以昆明盆地为例加以阐述。

昆明盆地位于滇中，为第四纪聚煤盆地，主要含煤沉积从Q_2开始。盆地的基底是一个被不同方向断裂切割的复式背斜，主要由震旦系和寒武系组成。盆地基底界面为一古夷平面，普遍存在古风化壳。盆地西缘南北向F_1断裂（西山断层）是盆缘主干断裂，断裂两侧地块产生反向运动，西盘上升为断块山，东盘下落为基底向西倾斜的半地堑盆地，并被北东、北西和南北向基底断裂分割为一系列三角形、菱形断块，在南北向主干走滑断层诱导下，产生局部引张构造环境，先存断裂网络切割的基底断块差异性沉陷显著，控制了沉积环境配置和演化，形成一系列沉积中心和富煤中心（图9-33）。

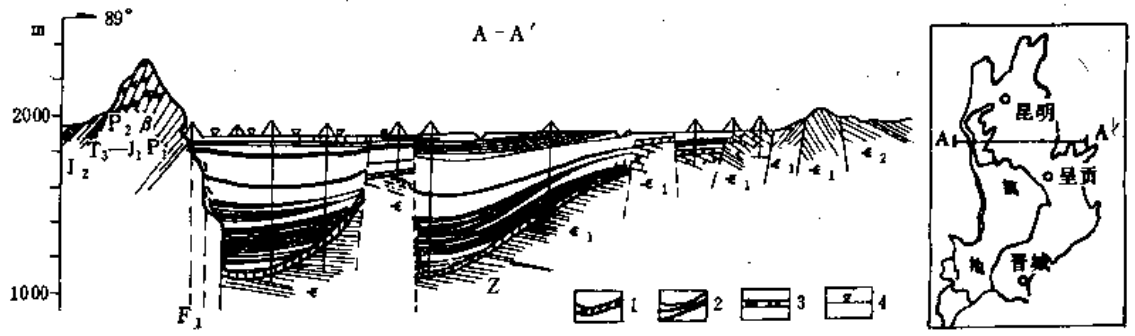


图 9-33 昆明盆地北半部横剖面图

1—古风化壳；2—褐煤层；3—泥炭层；4—湖水面

（据黄发政，1984）

盆地第四系含煤地层厚愈1000m，包括两个含煤组：下部松华含煤组和上部昆明含煤组。松华含煤组以湖沼相沉积为主，由彼此孤立的小型湖盆和洼地堆积逐步超覆扩张，晚期则为盆地范围的浅湖、半浅湖粘土沉积，构成总体向上变细的湖进序列。松华沉积期的沉积环境配置和昆明盆地现代沉积环境配置十分相似：小型滨湖冲积扇主要沿湖盆西缘断裂分布，河流沉积体系则发育于湖盆东缘缓坡地带，草本泥炭主要堆积于注入盆地的河道两侧的洪泛盆地和浅水湖泊淤浅的沼泽化环境。盆地东北角的古盘龙江河道两侧的洪泛盆地和前缘浅水湖区为富煤中心，煤层累厚大于20m。昆明含煤组为湖泊—三角洲、河流相沉积序列，盆地范围向西缘收缩，河流作用逐渐增强，后期形成比较开阔的滨湖冲积平原和盆地端部的进积三角洲平原，构成总体向上变粗的退积序列，泥炭—软褐煤富集区明显地受湖盆两端伸长三角洲亚环境的控制。昆明盆地以超覆扩张阶段形成的煤层稳定性较好，厚度较大，为主要勘探对象。

三、台湾、东海第三纪聚煤盆地

我国台湾省由台湾岛、澎湖群岛和附近若干小岛组成。

台湾岛是西太平洋海沟-岛弧-岛弧盆地复合体系的组成部分，西部为海拔1000m以下的山麓区和滨海平原；东部为北北东向断裂谷（台东纵谷）和海岸山脉；中央山脉绵延于台湾岛东侧，最高峰玉山高达3950m（图9-34）。台湾山脉的结晶基底为中—深变质岩系——大南澳群，在变质灰岩中发现二叠纪蜓科和珊瑚化石，总厚约6000m，出露于中央山脉的东侧，应归属于海西印支期地槽褶皱带，与浙、闽、粤沿海的海西印支期皱褶带为一对并列的优地槽（内带）和冒地槽（外带）（施央申等，1979）。大南澳群之上为一套浅变质或未变质岩系，厚约3000～6500m，在嘉义县附近的古孔中曾见侏罗纪菊石，可能属于燕山期西太平洋活动大陆边缘海沟-火山岛弧系。下第三系由浅变质的板岩、千枚岩和砂岩组成，主要分布于中央山脉的中部，不整合于大南澳群之上。早第三纪末西太平洋板块向北西西方向俯冲、挤压，形成台湾岛东部海岸山脉火山山链，陆壳岩石则向大陆方向逆冲叠覆，在其前缘形成前陆盆地，发育晚第三纪滨海型含煤建造。

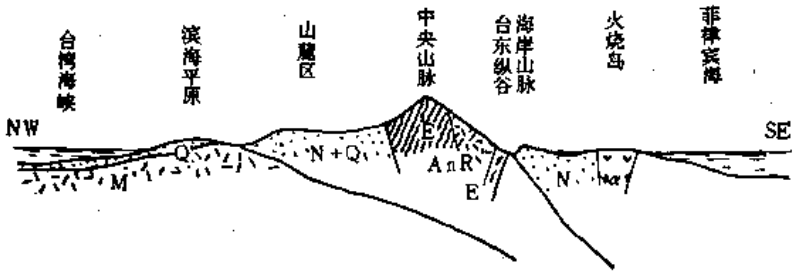


图 9-34　台湾构造剖面示意图

（据R.W.墨菲简化修改）

晚第三纪中新统可分为三段：下段野柳群、中段瑞芳群、上段三峡群，分别含有下煤组（木山组）、中煤组（石底组）和上煤组（南庄组）。三个煤组均含薄煤层。整个中新统为含煤碎屑岩组与滨海、浅海碎屑岩组的交替，各煤组含煤性变化趋势是：自下而上逐渐增强，自北而南逐步扩展，滨线位置递次南移，总的古地理景观似为一由南向北伸延的海湾环境，海水自南向北进侵。

台湾第三纪聚煤盆地是一个不对称前陆沉积盆地，东部为同沉积期推覆断裂所控制，断裂带东侧的中央隆起为主要陆源区。前缘拗陷沉积厚度达7000～8000m，向西沉积厚度减薄，西部滨海平原厚约1400～1900m，至澎湖群岛厚仅500m左右，盆地基底为一由西向东缓倾的斜坡。

东海盆地位于东海大陆架上，盆地呈北东走向，长1130km，宽90～110km，是我国近海最大的含煤—含油气沉积盆地。盆地的基底主要为元古界变质岩系，可能是华夏古陆的一部分。盆地的西缘为中生代浙闽火山岩带，盆地东侧为围绕东海古大陆展布的海西—印支期优地槽带。盆地基底被北东、北北东向正断层切割为隆、凹相间的断块，组成不对称半地堑系，并被北西向平移或传递断层错移或间隔，构成“东西成带”、“南北分块”的构造格局。东海盆地充填沉积岩系厚愈万米，大体经历了以下三个沉积-构造演化阶段（王

善书等，1990）：

1）大陆边缘裂谷断陷阶段　晚白垩世—古新世沉积厚达6000 m，充填于盆地西部的箕状断陷内。北部以陆相沉积为主，南部为滨海—浅海相沉积，上部过渡相层段含有薄煤层。

2）弧后裂谷断陷-拗陷阶段　始新世开始盆地范围的海侵，沉积厚度可达6000 m，以滨海—浅海相碎屑岩为主，夹有灰岩层，盆地的东北部海陆交替相含煤岩系有较厚煤层形成。渐新世初期沉积盆地西部抬升，河系向东推进，沉积范围东移，河流—湖泊沉积层序含有薄煤层。中新世沉积范围扩大，沉积中心位于东侧，厚达3000 m，为一套含煤河流—湖泊砂、泥岩沉积，海侵范围主要限于盆地南部地区。

3）河流—广海披覆沉积阶段　中新世晚期大部分地区遭受剥蚀，上新世早期为平原河流相沉积，夹有薄煤层。随着海沟-岛弧体系向东迁移，整个东海盆地为广海所淹没，沉积厚度为600～2200 m。

参 考 文 献

〔1〕白汝仁编：《煤岩学》，地质出版社，1986

〔2〕包茨主编：《天然气地质学》，科学出版社，1988

〔3〕布里特梅尔，E.，沃尔特，W.著，刘立新、田雅珍译：《碳-13核磁共震波谱学》，大连工学院出版社，1986

〔4〕蔡杰兴等："华蓥山煤田龙潭煤系底部的砾岩层"《煤田地质与勘探》，第5期，1986

〔5〕柴岫编：《泥炭地学》，地质出版社，1990

〔6〕陈钟惠编：《煤和含煤岩系沉积环境》，中国地质大学出版社，1988

〔7〕陈大方、林增品："福建省东部晚古生代古陆存在的依据"，《煤田地质与勘探》，第2期，1983

〔8〕陈国珍等编：《荧光分析法》，科学出版社，1990

〔9〕成俊卿主编：《木材学》，中国林业出版社，1985

〔10〕陈华癸、樊庆笙编：《微生物学》，农业出版社，1979

〔11〕陈亚云主编：《应用煤岩学基础》，冶金工业出版社，1990

〔12〕冯宝华："鲁西石炭二叠纪煤层中的高岭石"，《煤田地质与勘探》，第6期，1986

〔13〕傅家谟、刘德汉、盛国英主编：《煤成烃地球化学》，科学出版社，1990

〔14〕高善明等著：《黄河三角洲形成和沉积环境》，科学出版社，1989

〔15〕葛宝勋等："河南太原群与上石盒子组含煤建造中的海绵岩"，《煤田地质与勘探》，第1期，1982

〔16〕龚绍礼："河南禹县早二叠世晚期浅水三角洲沉积和聚煤环境"，《煤田地质与勘探》，第6期，1986

〔17〕顾登杰："云南第三纪褐煤中微量元素的分配分布规律及迁移富集机制"，中国矿业大学北京研究生部，博士论文，1990

〔18〕关尚宏："华南测水煤系的生成条件与分布规律"，《煤田地质与勘探》，第1期，1985

〔19〕郭令智等："西太平洋中、新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化，《地质学报》，第57卷，第1期，1983

〔20〕韩德馨、杨起主编：《中国煤田地质学》（下册），煤炭工业出版社，1980

〔21〕黄发政："昆明盆地的构造格架及第四纪聚煤沉积演化"，《煤田地质与勘探》，第6期，1984

〔22〕胡世忠："试论湘赣皖龙潭组南、北型及其下界问题"，《煤田地质与勘探》，第1期，1984

〔23〕黄克兴等："鄂尔多斯盆地北部早、中侏罗世古气候"，《煤田地质与勘探》，第3期，1988

〔24〕蓝昌益等："淮南煤田二叠纪含煤岩系主要煤层的成煤环境"，《煤炭学报》，第1期，1988。

〔25〕劳林娟："太原西山煤田石炭二叠纪碳酸盐岩沉积特征及沉积环境研究"，《煤田地质与勘探》，第1期，1985

〔26〕李宝芳等："华北南部晚古生代陆表海的沉积充填、聚煤特征和构造演化"，《地球科学》，第14卷，第4期，1989

〔27〕李春昱等："亚洲古板块划分以及有关问题"，《地质学报》，第57卷，第1期，1983

〔28〕李思田主编：《断陷盆地分析与煤聚集规律》，地质出版社，1988

〔29〕李正理、张新英编：《植物解剖学》，高等教育出版社，1983
〔30〕林观得、孙京伦：《海平面》，地质出版社，1987
〔31〕刘世宏、王当憨、潘承璜编：《x射线光电子能谱分析》，科学出版社，1988
〔32〕刘国钧等编，《矿物学》，中国矿业大学出版社，1989
〔33〕刘焕杰等，“华北石炭纪含煤建造的陆表海堡岛体系特点及其事件沉积”，《沉积学报》，第5卷，第3期，1987
〔34〕刘绍龙：“华北地区大型三叠纪原始沉积盆地的存在”，《地质学报》，第2期，1986
〔35〕龙汉春：“试论华北地区地壳拉张、挤压与裂谷、推覆构造的成因联系”，《地质论评》，第34卷，第2期，1988
〔36〕罗中舒：“板块构造与聚煤作用迁移”，《煤田地质与勘探》，第1期，1984
〔37〕马杏垣等：“中国东部中、新生代裂陷作用和伸展构造”，《地质学报》，第57卷，第1期，1983
〔38〕煤炭科学研究院北京煤炭研究所编：《煤炭化验手册》，煤炭工业出版社，1976
〔39〕煤炭科学院地质勘探分院、山西煤田地质勘探公司合编：《太原西山含煤地层沉积环境》，煤炭工业出版社，1987
〔40〕煤炭科学院地质勘探分院、山西省煤田地质勘探公司合编：《中国平朔矿区含煤地层沉积环境》，陕西人民教育出版社，1987
〔41 孟祥化著：《内源沉积相模式》，内部出版，1985
〔42〕缪奋：“中国东部煤的构造应力变质作用”，《煤炭学报》，第2期，1988
〔43〕潘隋贤等：“山西太原西山煤田7号煤层中煤核研究”，《煤炭学报》，第2期，1985
〔44〕彭格林：贺兰山北段煤田晚石炭世中期砂体沉积环境及其与含煤性的关系”，《煤田地质与勘探》，第4期，1984
〔45〕彭格林等著：《中国南部第三纪地洼型聚煤盆地的形成与演化》，科学出版社，1990
〔46〕彭继正：“印支运动的侵蚀强度及广东省二叠系找煤方向”，《煤田地质与勘探》，第6期，1982
〔47〕任文忠：“伸展滑脱构造和聚煤盆地”，《中国矿业大学学报》，第18卷，第4期，1989
〔48〕任文忠：“伸展地区重要的调整构造——传递断层”，《煤田地质与勘探》，第2期，1990
〔49〕热姆丘日尼柯夫，Ю.А.，金兹堡，А.И.，陈钟惠，李濂清译：《煤岩学原理》，科学出版社，1965
〔50〕任纪舜等：“中国东部构造单元划分的几个问题”，《地质论评》，第30卷，第4期
〔51〕斯塔赫等著，杨起等译：《斯塔赫煤岩学教程》，煤炭工业出版社，1990
〔52〕陕西省煤田地质勘探公司185队：《陕北早中侏罗世含煤岩系沉积环境》，陕西科学技术出版社，1989
〔53〕邵龙义：“桂中合山组中的藻类及其环境分布”，《煤田地质与勘探》，第3期，1989
〔54〕沈襄鹏：“成煤环境对煤层、煤质及开采技术条件的控制作用”，《煤田地质与勘探》，第1～5期，1986
〔55〕孙维汉等：“中国煤变质带的划分及煤种预测”，《煤田地质与勘探》，第3期，1982
〔56〕瓦尔茨，И.З.，朱榔如，田树华译：《苏联煤岩学，煤岩学原理和煤岩学研究方法》，地质出版社，1986
〔57〕王鸿桢等：“中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展”，《地质学报》，第57卷，第3期，1983
〔58〕王仁农等：“华北陆台南部石炭系研究的新进展兼论其铁铝岩层穿时性”，《煤炭学报》，第1期，1986

〔59〕王绍章：《徐州石炭世煤层中的结核及其成因初探》，科学出版社，1988
〔60〕王双明等：“焦坪矿区南部封闭状无煤区的特征及成因探讨”，《煤田地质与勘探》，第4期，1987
〔61〕王小川等：“四川盆地东部须家河组沉积环境和煤层冲蚀”，《煤田地质与勘探》，第2期，1984
〔62〕王志鸿：“湖南晚二叠世煤的变质作用”，《煤田地质与勘探》，第2期，1983
〔63〕王钟堂：“山西太原组、山西组的穿时性与石炭二叠系界线”，《煤田地质与勘探》，第3期，1987
〔64〕王钟堂等：“中国的煤炭资源及其勘探与开发”，《煤炭学报》，第4期，1987
〔65〕武汉地质学院煤田教研室编：《煤田地质学》（上、下册），地质出版社，1979、1981
〔66〕辛恒广等：“新疆吐哈盆地大南湖拗陷聚煤特征初探”，《煤田地质与勘探》，第4期，1988
〔67〕夏文臣：“黔西晚二叠世含煤岩系中潮坪-潮道相沉积构成及环境解释”，《煤田地质与勘探》，第5期，1988
〔68〕徐道一等编：《天文地质学概论》，地质出版社，1983
〔69〕徐福祥：“祁连区侏罗纪含煤沉积环境”，《煤田地质与勘探》，第4期，1984
〔70〕杨光荣等：《四川南部上二叠统划分与含煤性》，重庆出版社，1986
〔71〕杨起、韩德馨主编：《中国煤田地质学》（上册），煤炭工业出版社，1979
〔72〕杨起主编：《河南禹县晚古生代煤系沉积环境与聚煤特征，地质出版社，1987
〔73〕杨起主编：《煤地质学进展》，科学出版社，1987
〔74〕杨起、潘治贵等编：《华北石炭二叠纪煤变质特征与地质因素探讨》，地质出版社，1988
〔75〕张文佑：《断块构造导论》，石油工业出版社，1986
〔76〕张文昱：“华北燕山南麓晚古生代煤系中火山碎屑岩的发现”，《煤田地质与勘探》，第5期，1984
〔77〕张祖圻：“论东吴运动”，《煤田地质与勘探》，第3期，1983
〔78〕张爱云等：《海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义》，科学出版社，1987
〔79〕赵继尧：“安徽省淮北闸河矿区煤的岩浆热变质作用的几个问题”，《煤炭学报》，第4期，1986
〔80〕赵隆业：“第三纪煤盆地和含煤性”，《地质学报》，第3期，1983
〔81〕周师庸主编：《应用煤岩学》，冶金工业出版社，1985
〔82〕周与良，邢来君编：《真菌学》，高等教育出版社，1986
〔83〕中科院南京地理与湖泊研究所等著：《云南断陷湖泊环境与沉积》，科学出版社，1989
〔84〕朱夏主编：《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983
〔85〕朱夏、徐旺主编：《中国中新生代沉积盆地》，石油工业出版社，1990
〔86〕朱挺晖：“龙岩组粘土沉积规律和含煤沉积物质来源的探讨”，《煤田地质与勘探》，第5期，1985
〔87〕朱世盛编：《仪器分析》，复旦大学出版社，1983
〔88〕Boching, M.etal, Palaeochannel development in the Moon Island Beach Subgroup of the Newcastle Coal Measures, 1988
〔89〕Bouska, V., Geochemistry of coal, Akademia Progue, 1981
〔90〕Cook, A.C., The Origin and Petrology of organic matter, in coals, oilshales and petroleum Source-rocks, 1982
〔91〕Creedy, D.P., Geology controls on the formation and distribution of gas in British

coal measure strata, International Journal of coal geology 10(1988)1-31

[92] Donaldson, A.and etal, Carboniferous coal guide book, West Verginia Geological & Economic Survey, 1975

[93] Etheridge, M.A., Application of the detachment model for continental extension to hydrocarbon exploration in extensional basin, The Apea Journal Vol.28(1), 1988

[94] Galloway, W.E.& Hobday D.K., Terrigenous clastic depositional systems, Springer-verlag, 1983

[95] Gibbs, A., Development of extension and mixed mode sedimentary basins, Continental sional Tectonics, Geological Society Special Publication №.28, 1987

[96] Horne, J.C., Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian Region, Am.Assoc.Petroleum Geologiests Bull, 62, 1978

[97] Lister, G.S.et al, Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, Geology Vol.14, 1986

[98] Mail, A.D., Principles of sedimentary basin, Springer-Verlag New York Inc., 1984

[99] McCObe, P.J., Depositional environment of coal and coal-bearing strata, Spe.Publs Int.Ass.Sediment.(1984)7

[100] Mitchell, A.H.G& Garson, M.S., Mineral deposits and global tectonic settings, Academic Press, 1981

[101] Nemec, W.and Steel R.J., Fan delta, sedimentology and tectonic settings, Blackie & Son press, 1988

[102] Potter, P.E., Pettijohn F.J., Paleocurrents and basin analysis, Springer-Verlag, Berlin 1963, 1977

[103] Reading, H.G., Sedimentary basin and global tectonics, Proc.Geol.Ass.93(4), 1982

[104] Rightmire, C.T., Eddy, G.E.and Kirr, J.N., Coalbed methane Resource of United States, published by A.A.P.G., 1984

[105] Robert, P.Organic metamorphism and geothermal history (Microscopic study of organic matter and Thermal evolution of sedimentary basins), ELF-Aquitaine & D. Reidel publishing company, 1988

[106] Ross, C.A.&Ross J.R.P., Geology of coal, Hutchinson Ross Publishijg company, 1984

[107] Smith, G.C., A review of the Tertiary-Cretaceous tectonic histry of the Gippsland Basin and its control on coal measure sedimentation, Australian Coal Geology no. 4, 1984

[108] Tatsch, J.H., Coal deposits, Origin, Evolution and Present characteristics, Sudbury, Messachusettss, 1980

[109] Scott, A.C., Coal and coal-bearing strata, 1987

[110] Teichmüller, M., Organic material and very low-grade metamorphism, in "Low Grade Metamorphism" edited by M.Frey, 1988

[111] Teichmüller, M., The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology, in "Peat and coal, Origin, Facies, and Depositional models" , edited by P.C. Lyons & B.Alpern, 1987

[112] Valkovic, V, Trace elements in coal, CRCpress Inc., 1983

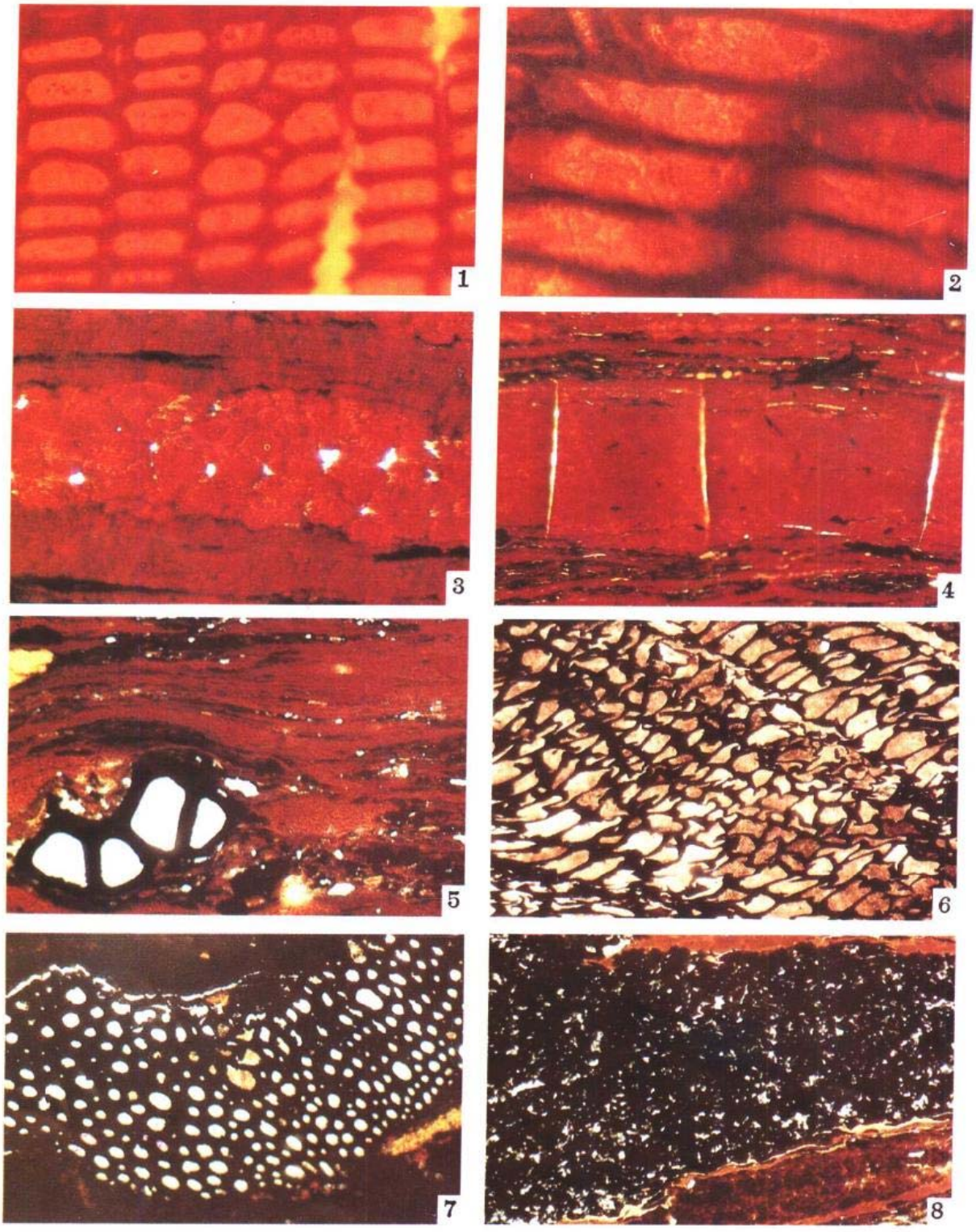
[113] Ward, C.R., Coal geology and coal technology, Blackwell Scientific Publication, 1984

[114] Ward, C.R., Coal-bearing sedimentology in the Sydney basin, Australia, Personal paper, 1987

[115] Аммосов, И.И.: Петрология органических веществ в геологий грючих ископаемых, Наука, 1987

[116] Наливкин, Д.В.: «Очерки по геология СССР», Недр, 1980

图　　版



图版 I

1—结构镜质体 1，×288；2—结构镜质体 1，×250；3—结构镜质体 2，×150；4—均质镜质体，×80；5—基质镜质体，×93；6—火焚丝质体，×93；7—氧化丝质体，×80；8—半丝质体，×200

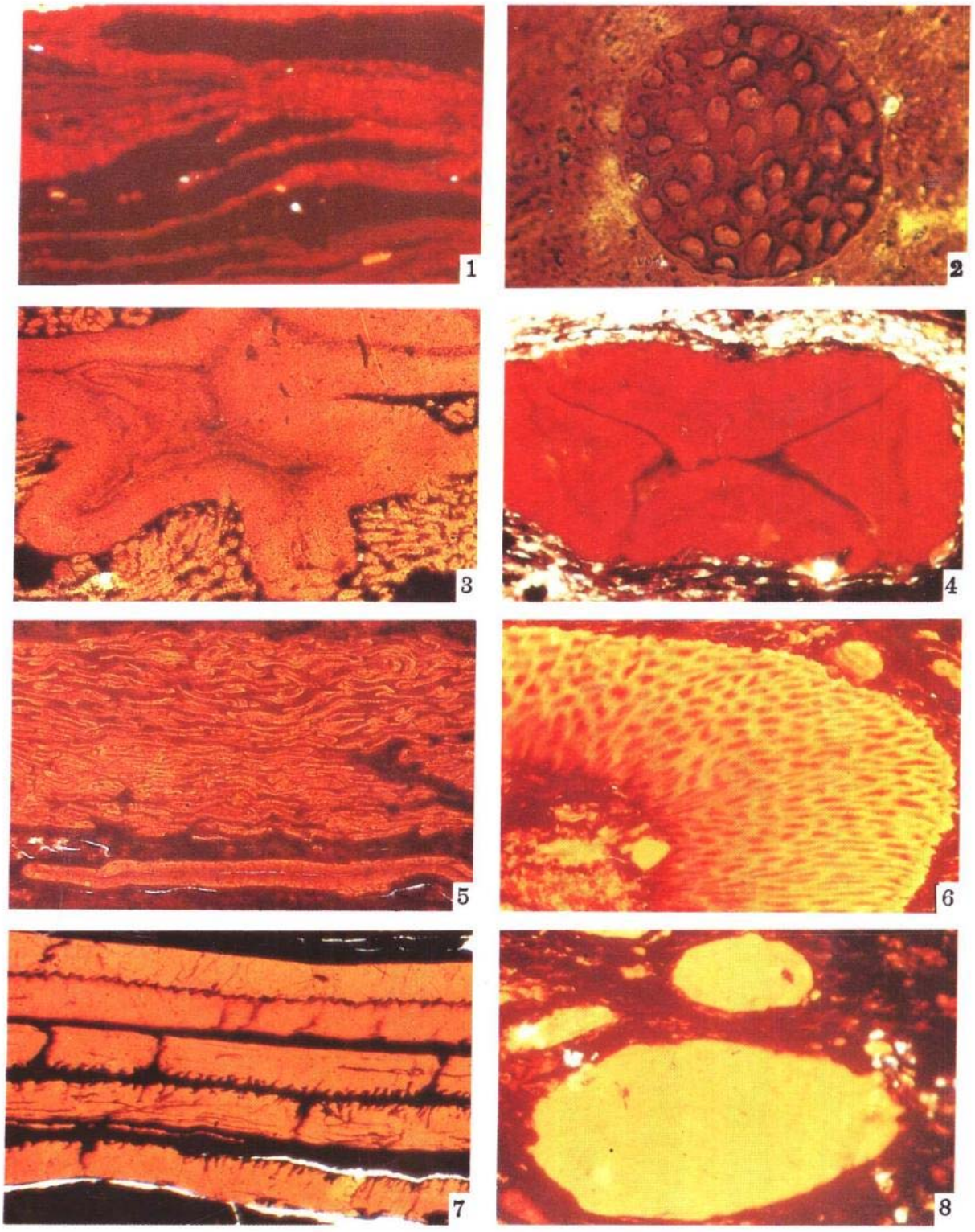
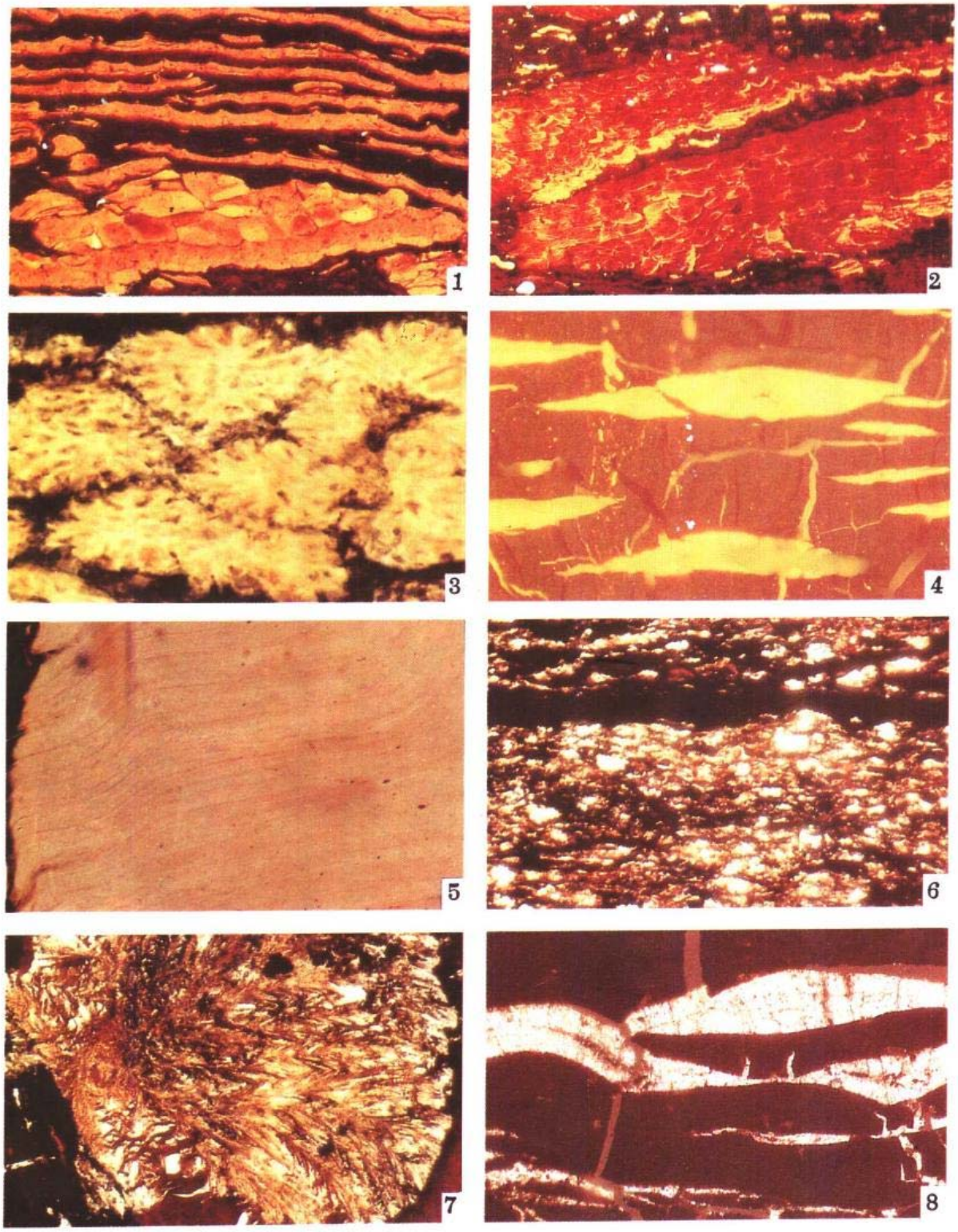


图 版 Ⅱ

1—粗粒体，×45；2—菌核体，×500；3—大孢子体，×80；4—大孢子体（四孢体）×45；5—小孢子体，×115；6—角质体，×115；7—角质体，×45；8—树脂体，×115



图版 Ⅲ

1—木栓体，×80；2—木栓体，×45；3—藻类体，×500；4—渗出沥青体，×320；5—高岭石，×288；6—分散状粘土矿物，×93；7—菱铁矿，×93；8—方解石脉（正交偏光），×45

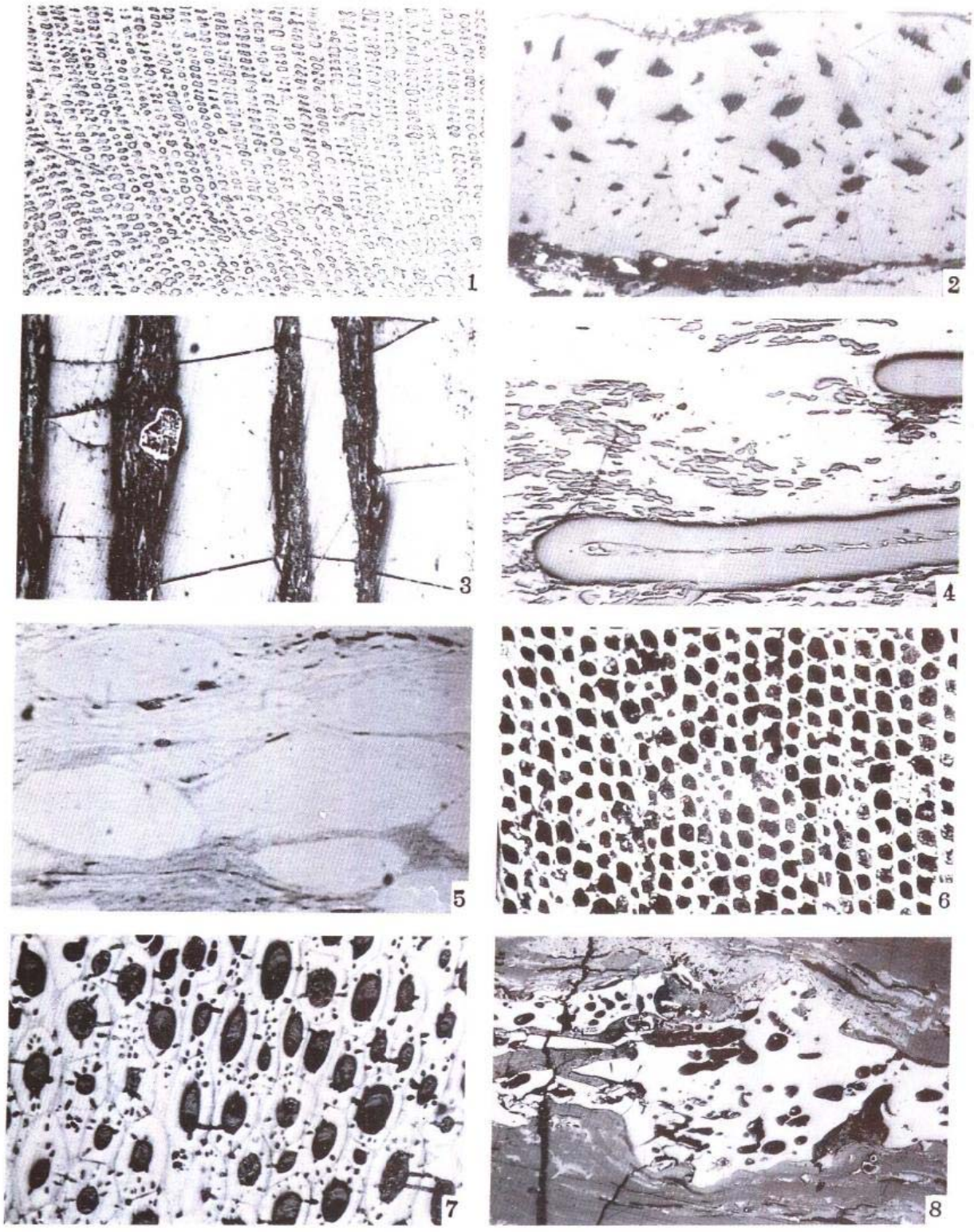
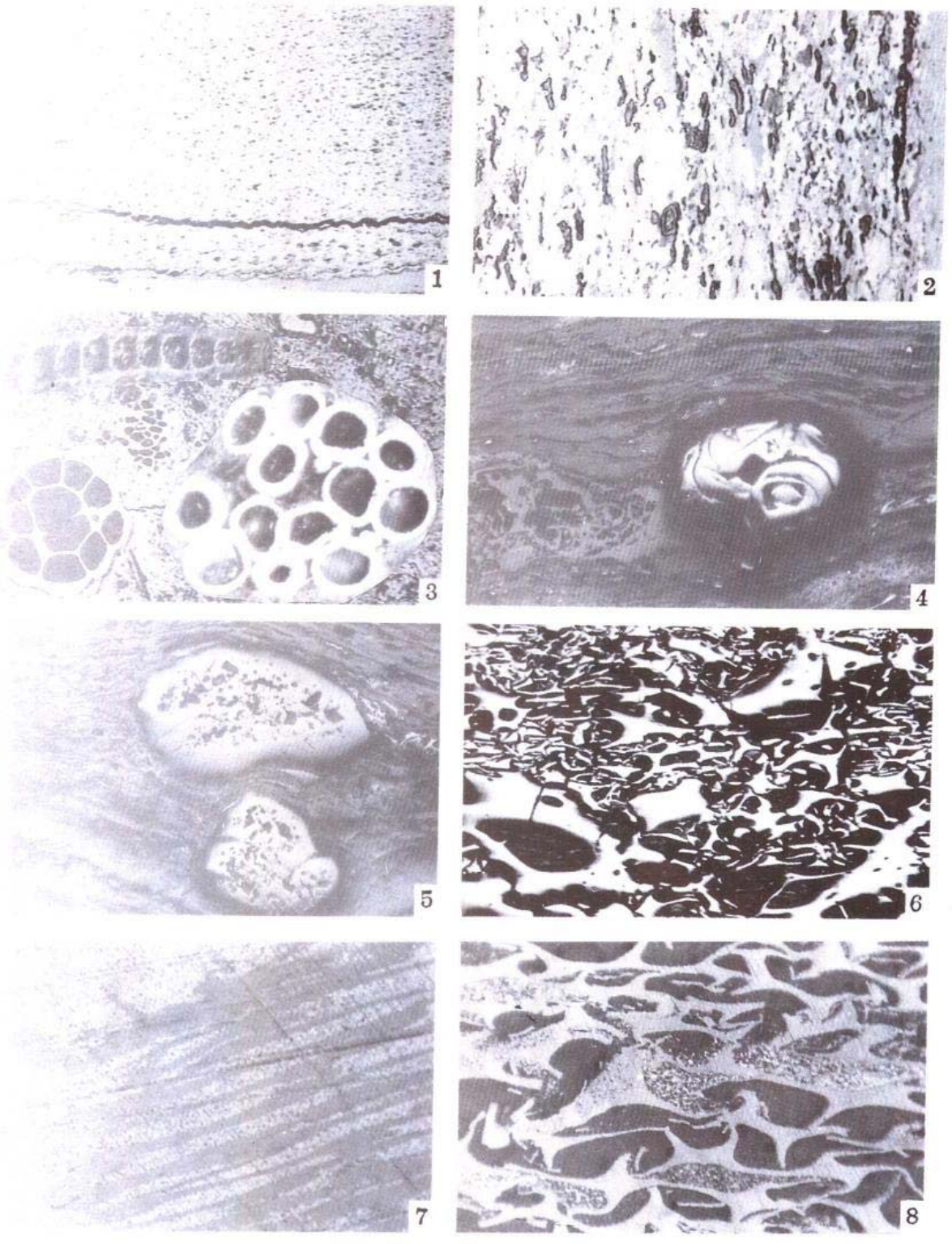


图 版 Ⅳ

1—结构镜质体 1，×95；2—结构镜质体 2，×125；3—均质镜质体，×125；4—基质镜质体，125；5—团块镜质体，×125；6—火焚丝质体，×54；7—丝质体，×125；8—氧化丝质体，×125



图版 V

1—丝状体，×125；2—粗粒体，×125；3—菌核体和菌孢体，×80；4—裂缝型似菌类体，×125；5—泡沫型似菌类体，×125；6—碎屑惰性体，×125；7—微粒体，×500；8—微粒体，×500

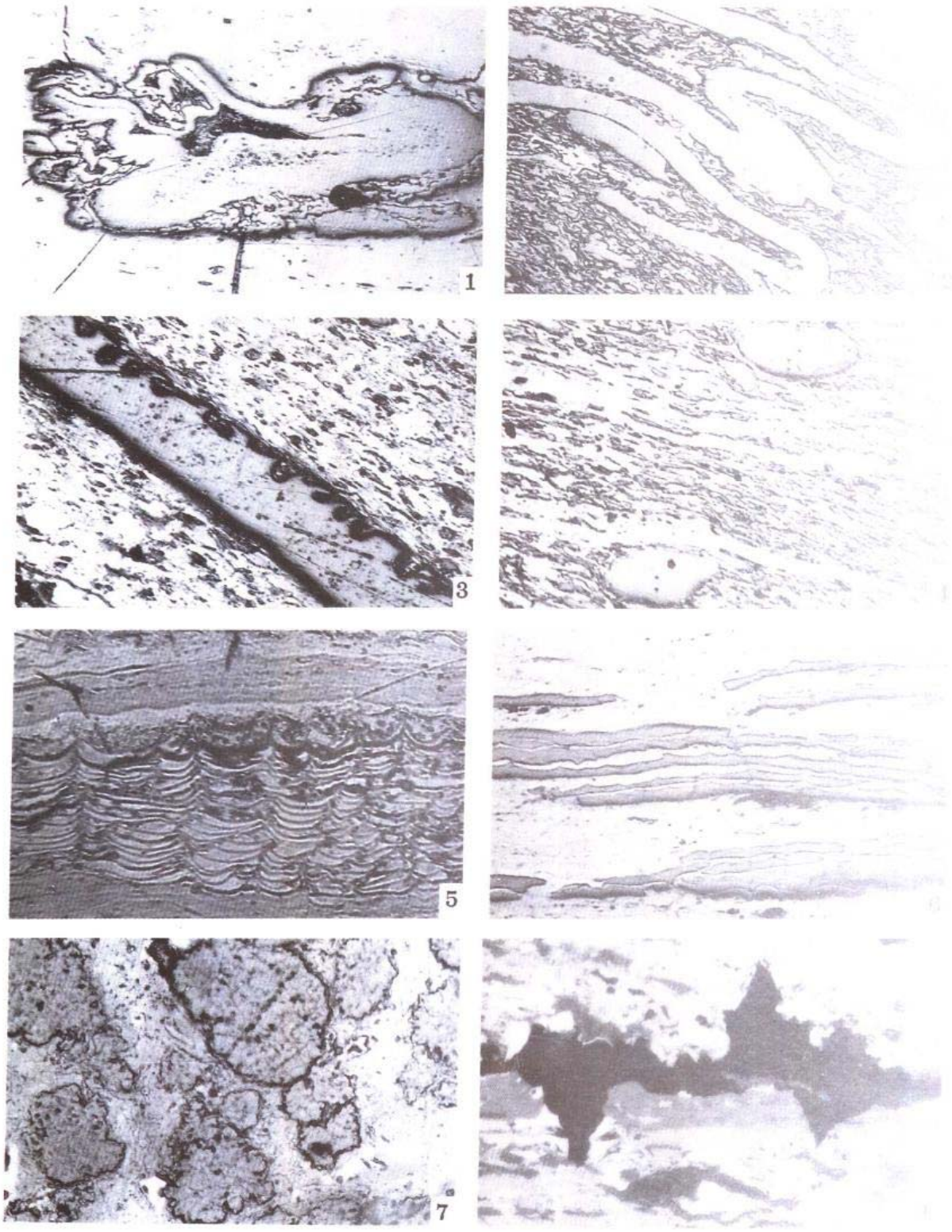
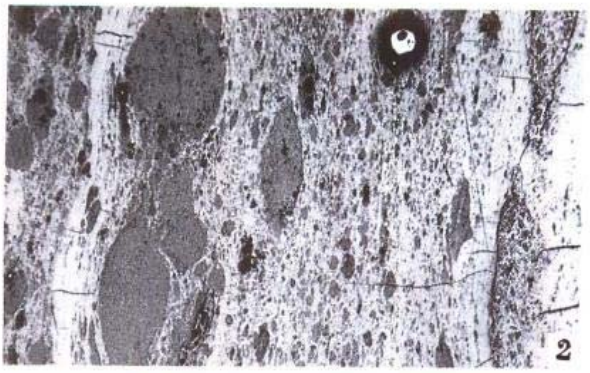
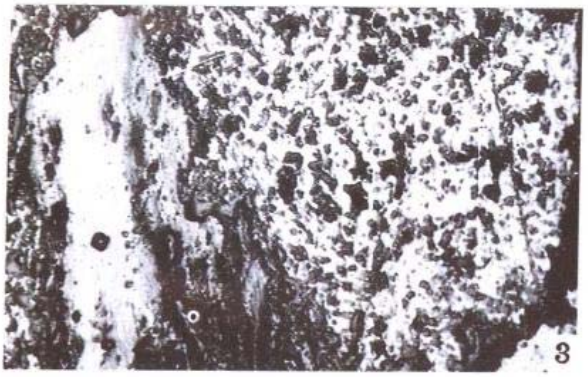


图 版 Ⅵ

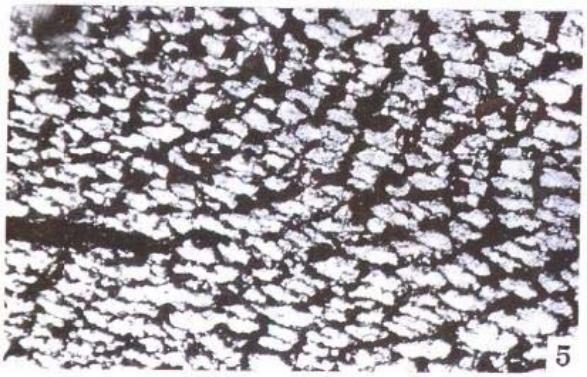
1—大孢子体，×95；2—大孢子体和小孢子体，×125；3—角质体，×125；4—树脂体，×125；5—木栓体，×125；6—木栓体，×125；7—藻类体，×500；8—渗出沥青体，×125

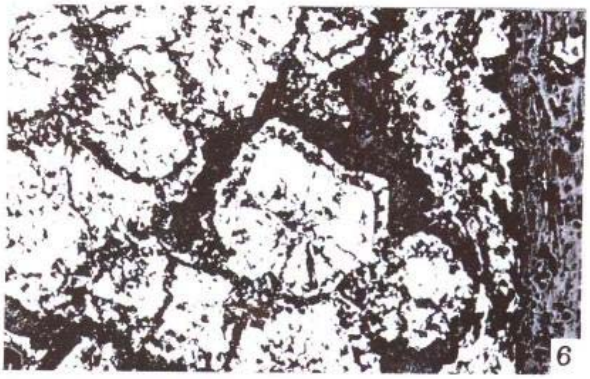


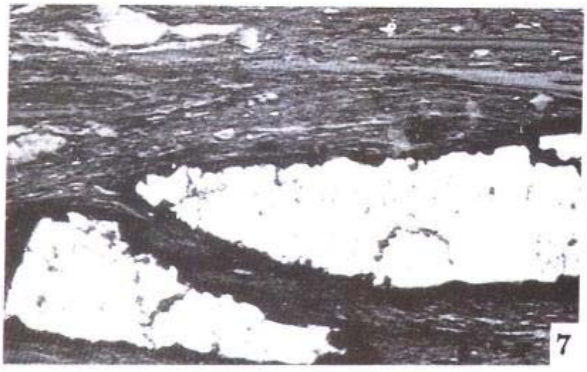


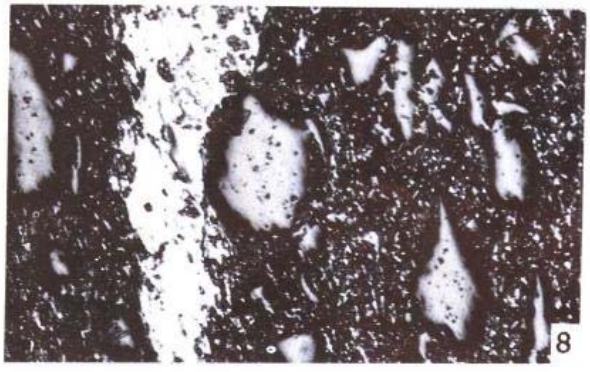












图版 Ⅶ

1—充填胞腔的粘土矿物，×125；2—团块状和细分散状粘土矿物，×43；3—结核状菱铁矿，×125；4—后生脉状方解石，×70；5—充填胞腔的黄铁矿，×126；6—结核状黄铁矿，×70；7—团块状黄铁矿，×125；8—石英，×125

759980