



您可能感兴趣的文章、专题：

盘点《煤炭学报》2020年热点论文

《煤炭学报》2021年第1期

“新锐科学家”专题

“深部岩体力学与开采理论”专题

“煤加工与洁净化工技术”专题

“黄河流域矿区生态保护与可持续发展”专题

“煤矿热动力灾害防控技术与装备”专题

“煤矿快速智能掘进理论与技术”专题

“煤系天然气聚集理论与勘探开发技术”专题

“低品质煤浮选过程强化”专题

煤的显微组分定义与分类 (ICCP system 1994) 解析 IV: 类脂体

代世峰^{1,2}, 赵 蕾¹, 唐跃刚¹, 任德贻¹, 魏 强¹, 姜尧发², 刘晶晶², 赵峰华¹

(1. 中国矿业大学(北京) 地球科学与测绘工程学院, 北京 100083; 2. 中国矿业大学 国际煤地质学研究中心, 江苏 徐州 221116)

摘 要: 距国际煤和有机岩石学委员会 (ICCP) 讨论制定新的显微组分分类近 30 a 后, 国际煤地质学杂志 (International Journal of Coal Geology) 于 2017 年发表了类脂体新的分类方案“Classification of liptinite-ICCP System 1994”。在此之前, ICCP 发表了镜质体 (ICCP, 1998)、惰质体 (ICCP, 2001) 和腐植体 (Sykorova 等, 2005) 的分类方案。类脂体新分类方案的发表, 标志着 ICCP 完成了对煤显微组分分类体系的构建。这 4 个分类方案统称为“ICCP System 1994”。与 ICCP 的旧分类方案 (Stopes Heerlen 分类) 相比, 该类脂体分类适用于所有煤化作用程度的煤和变质程度的沉积岩中的分散有机质。新的类脂体分类方案包括 9 种显微组分, 即角质体、木栓质体、孢子体、树脂体、渗出沥青体、叶绿素体、藻类体、类脂碎屑体、沥青质体。“ICCP system 1994”和中华人民共和国国家标准《烟煤显微组分分类》(GB/T 15588—2013) 相比, 后者有树皮体和荧光体, 并明确地划分出了显微亚组分 (即孢粉体分为大孢子体和小孢子体, 藻类体分为结构藻类体和层状藻类体)。“ICCP system 1994”有叶绿素体, 并将荧光体作为树脂体的一种。其他显微组分在国家标准《烟煤显微组分分类》和“ICCP System 1994”中相互对应。与“ICCP system 1994”的适用范围不同, 国家标准《烟煤显微组分分类》适用于中阶煤。

关键词: 类脂体; 显微组分; 分类; ICCP system 1994

中图分类号: P588

文献标志码: A

文章编号: 0253-9993(2021)09-2965-19

An in-depth interpretation of definition and classification of macerals in coal (ICCP system 1994) for Chinese researchers, IV: Liptinite

DAI Shifeng^{1,2}, ZHAO Lei¹, TANG Yuegang¹, REN Deyi¹, WEI Qiang¹, JIANG Yaofa², LIU Jingjing², ZHAO Fenghua¹

(1. School of Geosciences & Surveying Engineering, China University of Mining & Technology (Beijing), Beijing 100083, China; 2. International Research Center for Coal Geology, China University of Mining & Technology, Xuzhou 221116, China)

Abstract: A new classification scheme for liptinite maceral group was published in the International Journal of Coal Geology in 2017, nearly 30 years after the International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP) discussed and formulated the new classification of macerals, namely “Classification of liptinite-ICCP system 1994”. Prior to this, ICCP published classification schemes for vitrinite (ICCP, 1998), inertinite (ICCP, 2001) and huminite (Sykorova et al., 2005). These four classification schemes are collectively referred to as the “ICCP System 1994.” In contrast to

收稿日期: 2021-03-12 修回日期: 2021-03-27 责任编辑: 韩晋平 DOI: 10.13225/j.cnki.jccs.2021.0422

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (91962220, 41902164); 111 引智计划资助项目 (B17042)

作者简介: 代世峰 (1970—), 男, 山东日照人, 教授, 博士生导师。E-mail: daishifeng@gmail.com

引用格式: 代世峰, 赵蕾, 唐跃刚, 等. 煤的显微组分定义与分类 (ICCP system 1994) 解析 IV: 类脂体 [J]. 煤炭学报, 2021, 46(9): 2965-2983.

DAI Shifeng, ZHAO Lei, TANG Yuegang, et al. An in-depth interpretation of definition and classification of macerals in coal (ICCP system 1994) for Chinese researchers, IV: Liptinite [J]. Journal of China Coal Society, 2021, 46(9): 2965-2983.



移动阅读

the previous ICCP (Stopes Heerlen) classification system, this new classification system is applicable to coal of all ranks and dispersed organic matter. The macerals of the liptinite group in the ICCP System 1994 are cutinite, suberinite, sporinite, resinite, exsudatinite, chlorophyllinite, alginite, liptodetrinite, and bituminite. Compared with “ICCP system 1994”, the National Standard of the People’s Republic of China, namely “Classification of Macerals for Bituminous Coal” (GB/T 15588—2013), has barkinite and fluorinite, and clearly distinguishes maceral subgroups, (i. e., sporopolle is divided into macrospores and microspores, and alginite is divided into telalginite and lamalginite. “ICCP system 1994” has chlorophyllinite, and considers fluorinite as a variety of resinite. All the rest macerals correspond to each other between the National Standards “Classification of Macerals for Bituminous Coal” and “ICCP System 1994”. Different from that of “ICCP system 1994”, the National Standard GB/T 15588—2013 is applicable to middle-rank coals.

Key words: liptinite; maceral; classification; ICCP system 1994

2015 年 11 月,在德国波茨坦召开的国际煤和有机岩石学委员会(ICCP)年会上,ICCP 通过了类脂体分类方案。2016 年 9 月,在美国休斯顿召开的 ICCP 年会上,ICCP 同意将该分类方案发表。2017 年,国际煤地质学杂志(International Journal of Coal Geology)发表了类脂体新的分类“Classification of liptinite-ICCP System 1994”^[1]。至此,距讨论制定新的显微组分分类已过去近 30 a。在此之前,ICCP 发表了镜质体^[2]、惰质体^[3]和腐植体^[4]的分类方案。类脂体新分类方案的发表,标志着 ICCP 对煤显微组分的分类工作已全部完成。这 4 个分类统称为“ICCP System 1994”^[1-4]。

“ICCP System 1994”的类脂体分类方案中包括 9 种显微组分,即角质体、木栓质体、孢子体、树脂体、渗出沥青体、叶绿素体、藻类体、类脂碎屑体、沥青质体。与之前的 ICCP 的旧分类(即 Stopes Heerlen 分类)^[5-8]相比,“ICCP system 1994”分类适合于所有煤阶的煤和分散有机质。“ICCP system 1994”和国家标准《烟煤显微组分分类》(GB/T 15588—2013)^[9]相比,后者包含了树皮体和荧光体,并明确地划分出了显微亚组分(即孢粉体分为大孢子体和小孢子体,藻类体分为结构藻类体和层状藻类体)。关于树皮体,虽然是中国一些煤中特有的组分,并进行了很多研究^[10-13],但 ICCP 尚未承认该组分,国际上有些学者对此显微组分也存在争议^[14-15]。“ICCP system 1994”分类方案中有叶绿素体,将荧光体作为树脂体的一种;其他显微组分与国家标准《烟煤显微组分分类》相对应。不同于“ICCP system 1994”,国家标准《烟煤显微组分分类》适合于中阶煤,煤化程度与烟煤接近的褐煤和无烟煤参照使用该分类方案。

对低、中阶而言,同一煤样中类脂体显微组分的反射率远低于镜质体,并且在紫外光、紫光或蓝光照射下显示荧光。类脂体的反射率随煤阶升高而增大,

其增长速率起初慢于镜质体,但随后在中挥发分烟煤范围内与镜质体反射率的增长速率趋同;2 者变化趋势不同是因为镜质体和类脂体在变质过程中的化学结构演化存在差异^[1]。类脂体的荧光强度随煤阶升高而降低,并向光谱的红色方向偏移。当类脂体的反射率与镜质体反射率接近时(或者在相互接近之前),使用常规方法激发就不能使类脂体显荧光^[1]。

当煤阶进一步升高,类脂体最大反射率有时会高于镜质体最大反射率;在这些煤中,类脂体和镜质体可以被区分。然而,当煤阶继续升高至镜质体反射率 $R_r > 1.3\%$ 时,由于反射率近似且类脂体荧光消失,不易区分类脂体和镜质体,一些高阶煤中的类脂体可以依据形态加以识别,但有时会因其反射率高于镜质体而易被误鉴别为惰质体。值得注意的是,虽然随着煤阶的提升,各显微组分的光学性质趋于相近,但是组分之间不会发生转变,关于煤阶和显微组分的关系、煤阶和煤类的关系,O’KEEFE 等给予了详细说明^[16]。

1 类脂体(Liptinite)概述

1.1 类脂体的定义和分类

类脂体旧的术语为 Exinite^[1,5-8],而新的分类方案中的术语为 Liptinite^[1]。“ICCP System 1994”对类脂体的定义,是指源自非腐植化的植物组织的一类显微组分^[17],包括孢粉素、树脂、蜡和脂肪等相对富氢的残余物,在同一煤样的所有显微组分中其反射率最低。

类脂体分类方案中包括 9 种显微组分,即角质体、木栓质体、孢子体、树脂体、渗出沥青体、叶绿素体、藻类体、类脂碎屑体、沥青质体。该分类中可包含亚组分,例如藻类体中的结构藻类体和层状藻类体、树脂体中的荧光体等。即“ICCP System 1994”对类脂体显微组分的进一步分类持开放的态度,在该分类系统的基础上可以对显微组分进一步细分^[1]。

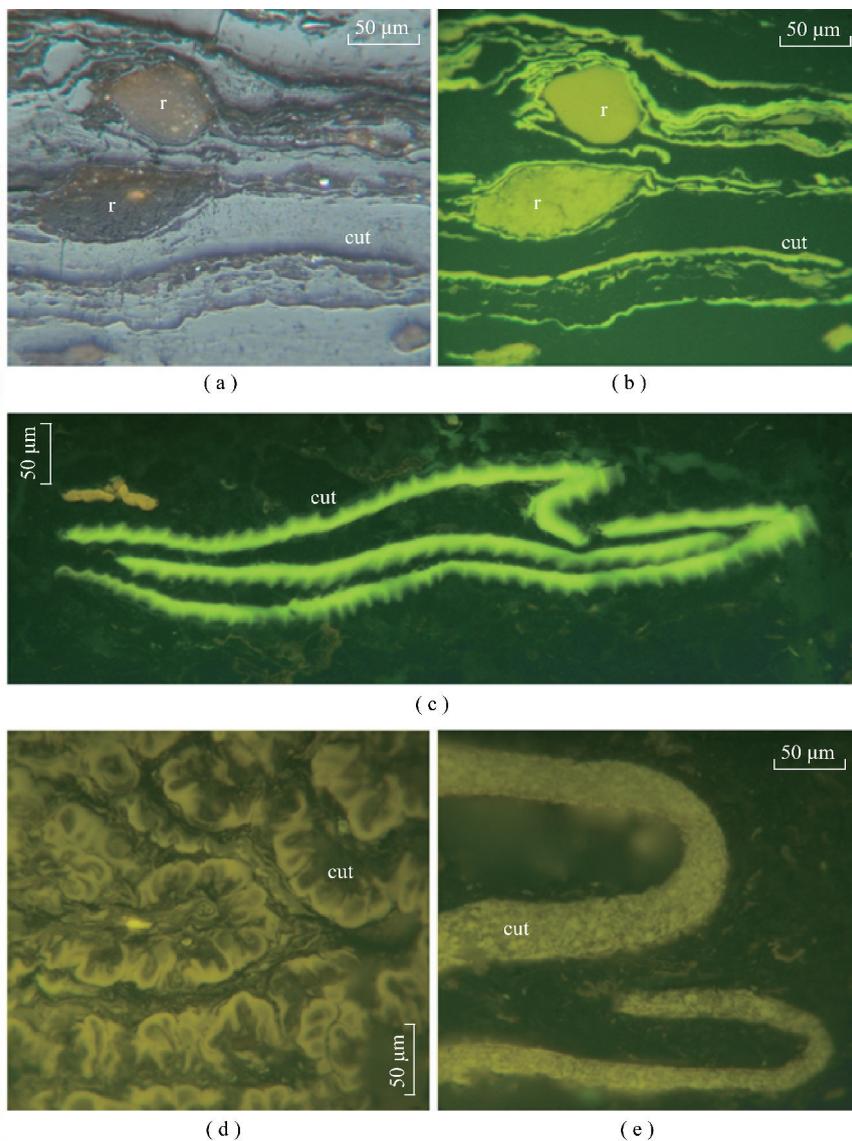
在镜质体反射率 $R_r < 1.3\%$ 时,类脂体以其较低

的反射率有别于其他显微组分。同时,其较强的荧光性也是类脂体的重要特征。类脂体的反射率低、氢含量高;当镜质体反射率 R_r 达到 1.3%~1.4% 时,其光学性质与镜质体类似。

1.2 类脂体的物理和化学性质

在反射白光下,类脂体呈深灰色至黑色(图1(a))。类脂体反射率随煤级/热成熟度的升高而增

大;当镜质体反射率达到约 1.3% 时,类脂体与镜质体的反射率接近。在透射光下,类脂体的颜色因煤级不同而有所变化,在挥发分产率 >35% 的煤中为橙黄色,在挥发分产率为 20%~35% 的煤中为棕红色。低阶煤中类脂体的荧光色为绿黄色(紫外光激发)或黄色(蓝光激发),在较高阶煤中则为橙色。荧光强度随煤级的升高而降低,荧光色的波长也随之增加。



(a), (b) 为同一视域反射光和荧光下的角质体和树脂体, 内蒙古胜利煤田白垩纪褐煤($R_r=0.39\%$);
(c)~(e) 为内蒙古伊敏煤田白垩纪低阶煤, 荧光

图1 煤中的角质体(cut)

Fig. 1 Cutinite (cut) in coals from China

所有类脂体显微组分均含有较多的脂肪物质^[18]。藻类体中脂肪成分与芳香成分的比例最高, 随后依次为沥青质体、树脂体、角质体和孢子体。详见各显微组分中的描述。

1.3 类脂体的应用

在选煤过程中,当挥发分产率为 18%~25% 时,

类脂体的韧性高于镜质体;当挥发分产率大于 25% 时,类脂体的韧性更为显著。因此,当类脂体含量高时,其条带状的赋存形态更加明显,且尺寸大于 1 mm 的煤颗粒更多^[5]。在炼焦过程中,类脂体衍生产物的挥发分等指标的产率最高。在烃源岩中,富氢的类脂体被认为是液态石油的主要来源。类脂体的生烃

起点与其种类和热成熟度有关,对油气生成具有重要的指导意义。例如,通常木栓质体、沥青质体和萜烯树脂体在反射率 R_r 约 0.4% 时即可生油,而角质体和藻类体生烃峰值对应的反射率 R_r 在 0.7% ~ 0.8%^[19-20]。当煤的挥发分产率大于 25% 时,类脂体比镜质体更难被氧化,也更容易自燃^[5]。地层学方面的应用见后续孢子体和角质体章节。分散有机质和煤中的类脂体常被用于指示沉积环境^[21]。

2 角质体 (Cutinite)

2.1 角质体的术语起源和定义

角质体这一术语是由 STOPES^[22] 提出的。“IC-CP System 1994”对角质体的定义是^[1]:由叶和茎的角质层形成的化石的有机成分。在垂直于层理的方向上,角质层通常以窄条带的形态存在,且一侧边缘可能为锯齿状(图 1);而在其他切面上,角质层有时可能会与大孢子(macrospores)混淆(图 1(e))。在与角质体层理呈特定角度的截面上,角质体的形态为厚度不等的单一条带状或单侧锯齿条带状。角质层被切割得越倾斜,角质体就越宽,锯齿状也越明显。在水平截面上,偶尔能观察到下伏表皮细胞的形态。

2.2 角质体的物理和化学性质

低阶煤中的角质体在反射白光下呈深灰色至黑色(比同一煤中的孢子体颜色略浅),部分呈红色,有时还有橙色的内反射色。在透射光下,角质体的颜色随煤级不同而有所变化,在挥发分产率大于 35% 的煤中为橙黄色,在挥发分产率为 20% ~ 35% 的煤中为棕红色。角质体的荧光色由浅到深为绿黄色(紫外光激发下有时偏蓝)或黄色(蓝光激发)(图 1(b)~(d))。另外,荧光强度随煤阶的升高而降低。

现今植物的角质层主要由角质构成,而角质是由表皮的纤维素壁向外分泌形成的。在许多角质层中,可以观察到从纤维素到角质的渐变。这种过渡物质被称为角质纤维素。煤中的角质体(化石角质层)与现今角质层的化学成分略有不同^[23]。褐煤中的角质体组成除了角质外还含有蜡。类脂体通常富含脂肪链,MASTALERZ 和 BUSTIN^[24] 在研究加拿大不列颠哥伦比亚省埃尔克瓦利(Elk Valley)煤田雾山组(Mist Mountain Formation)的煤时,发现角质体中的脂肪链最长且侧链最不发育,其次为孢子体、镜质体、半丝质体和丝质体。

角质体不溶或微溶于苯和乙醇。使用氯仿和酒精可从角质体中提取少量蜡,这是因为角质层经常被上表皮的蜡质所覆盖^[1]。表皮外层产生的角质是一种由脂族单体形成的疏水性聚酯^[25]。有的角质体中

含有高达 1% 的脂肪族生物大分子角质^[26]。

2.3 角质体的物质起源

角质体起源于植物的叶和茎的角质层,它是茎、叶植物表皮细胞的保护层。此外,角质体的原始物质中还含有内胚层物质和胚珠的胚囊。煤中大多数的角质层碎片源自树叶,因为树叶产量很高,且表面积巨大^[1]。树叶占森林年凋落物产量的 65% ~ 75%。

2.4 角质体的分布和应用

角质体是微亮煤的重要成分,它几乎存在于所有煤中但极少富集。然而,角质体在一些煤中可以富集^[10],且常与孢子体一并富集,例如云南禄劝的角质残殖煤^[27]。结合角质层分析和孢子分析可进行煤层对比^[28]。另外,角质层分析对研究沉积相和地层以及重建褐煤古沼泽植物群落具有重要作用^[1]。

3 木栓质体 (Suberinite)

3.1 木栓质体的术语起源和定义

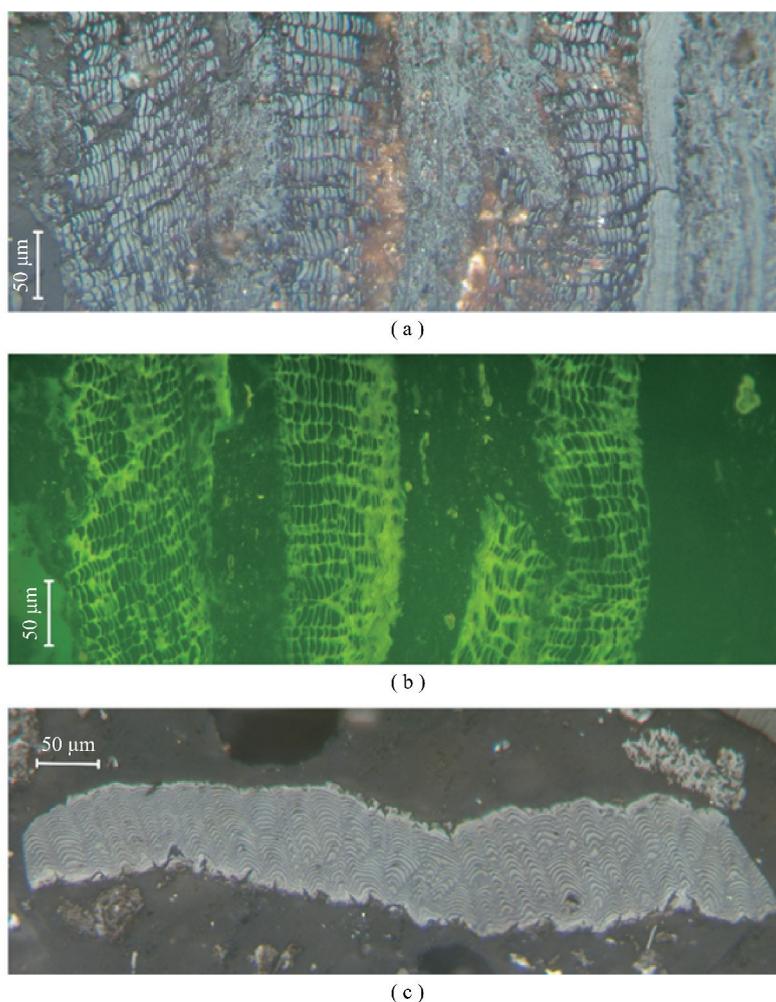
ICCP 在 1975 年将木栓质体确定为类脂体的显微组分之一,是由木栓化的细胞壁形成的^[7]。“IC-CP System 1994”对木栓质体的定义是^[1]:指煤化的细胞壁,它不同于结构腐植体亚组(telohuminite)的原因在于其具有类脂体特征,并且是由木栓化的细胞壁形成的。

木栓组织的形态为一连串类似矩形、砖状或不规则多边形的 4~6 边形细胞(图 2)。其结构形态在一定程度上取决于切面的方向。木栓质体通常与树皮鞣质体共存,后者存在于木栓细胞内^[1]。当细胞中空或者遭受挤压,木栓质体的形态为层状的聚集体,这种聚集体的尺寸变化很大。聚集体仅由几个细胞组成时,其厚度约为 50 μm ,但有时其厚度也可达 500 μm 以上。当木栓质体碎片缺乏可辨识的结构时,则被归为类脂碎屑体。

3.2 木栓质体的物理和化学性质

在反射白光下,木栓质体几乎均为黑色、深灰色或中灰色,颜色变化与煤化程度有关。与其他类脂体显微组分相比,木栓质体的反射率在较低煤级时与镜质体趋同。关于木栓质体的反射率尚缺乏系统性研究,原因在于其纤薄的细胞壁难以检测。在透射光下,木栓质体呈淡黄色至金黄色、红色或棕色,取决于薄片厚度、煤化程度以及植物种类。

木栓质体的荧光色取决于煤化程度和植物种类,其荧光色(紫外光激发)从浅蓝色到绿黄色(图 2(b)),在蓝光激发下则为柠檬黄、黄橙色和棕色。木栓质体的荧光随着煤阶的升高消失很快,通常在高挥发分烟煤 C 中即消失。



(a), (b) 为同一视域反射光和荧光, 云南弥勒新近纪褐煤; (c) 为内蒙古伊敏白垩纪低阶煤, 反射光

图2 煤中的木栓质体

Fig. 2 Suberinite in coals from China

木栓质体的原始物质为木栓组织的木栓质。现今的木栓质类似于角质, 是一种非常特殊的高分子聚合物, 含有芳烃和聚酯^[17, 25]。从木栓组织中可分离出一些脂肪酸, 这些脂肪酸分子含有 19~23 个碳原子, 为一价或二价酸。另外, 木栓质体富含氢^[1]。

使用 $\text{KClO}_3 + \text{HNO}_3$ 产生“铈酸反应”可使木栓质薄片上形成小液滴。这些液滴在加热时可溶于酒精或氢氧化钾 (KOH)^[23]。在室温下, 木栓质体不受浓铬酸 (H_2CrO_4) 和浓硫酸 (H_2SO_4) 的影响^[23]。木栓质体不溶于普通溶剂苯、酒精、汽油或丙酮^[23]。

RAHMAD 等^[29]研究了木栓质体和被子植物树皮之间的关系, 证明东加里曼丹煤提取物中木栓质体的含量和无鞣质的含量直接相关。无鞣质是一种五环三萜, 是树皮的生物标志物。

3.3 木栓质体的物质起源

木栓质体是由木栓化的细胞壁形成的, 尤其是树皮的周皮。周皮是由特定的次生分生组织的活动而形成的, 这些次生分生组织形成于植物器官外围, 使

其厚度不断增加, 被称为木栓形成层。绝大多数情况下, 很多植物上老的柄、枝、茎^[21]、根、果实和鳞茎都被周皮层所覆盖^[1]。所有的种子植物以及部分蕨类植物受伤后也可形成木栓质层, 即这些植物的伤口组织。木栓化可形成扩散屏障, 因此木栓化组织可起到防水层的作用。植物的茎干(树皮)、根和果实上均存在此现象^[21]。

3.4 木栓质体的分布和应用

木栓质体存在于古近纪、新近纪以及一些中生代和古生代煤中。在煤的相变带, 通常存在少量木栓质体。由森林泥炭形成的煤中常见木栓质体, 但其他来源的煤也可能含有大量的木栓质体^[30]。木栓质体的富集可能是由于木栓化组织性质稳定, 从而通过选择性保存得以富集^[31]。木栓质体通常意义不大, 因为在所有类型的煤中其含量通常都很低。大量的木栓质体才具有特殊意义, 因为其蜡质/油性化学成分使其在煤化过程中具有生烃(液态烃)潜力^[21]。在煤化过程中, 相比其他类脂体显微组分而言, 木栓质体更

早开始生烃^[19]。

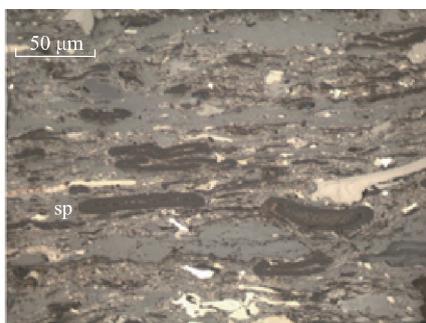
4 孢子体(Sporinite)

4.1 孢子体的术语来源和定义

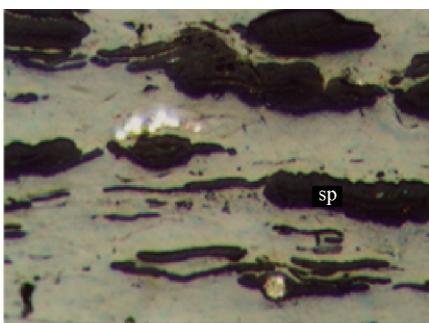
孢子体这一术语是由 SEYLER^[32]提出的,是指由孢子和花粉形成的一种类脂体显微组分。“IC-CP System 1994”对孢子体的定义是:孢子体由孢子外膜(外壁和周壁层)构成,术语“孢子”包括孢子(狭

义)和花粉粒。

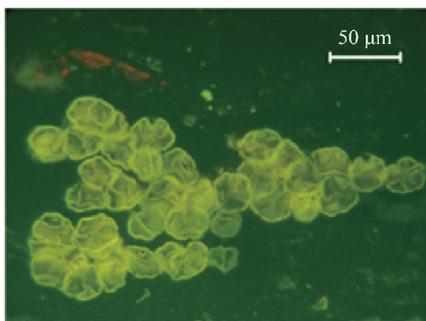
低阶煤中的孢子体通常保留了孢子的原始形状(图3)。在垂直或平行于层理的剖面上,孢子体的形态呈中空、近圆形、三角形或纺锤形。由于高阶煤中的孢子体通常遭受挤压而平行于层理,因此孢子体在垂直于层理的剖面上或多或少呈透镜状。孢子体原始胞腔呈细线状。有时可以辨别孢子体细胞壁内的分层构造。孢子外壁可能呈凸起或蠕虫状(图3)。



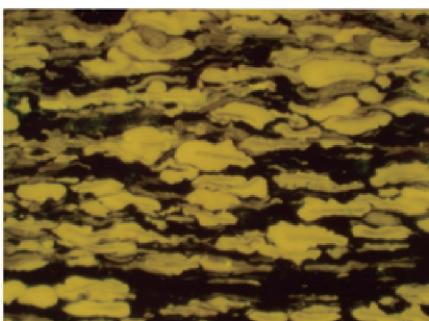
(a) 贵州上城晚二叠世煤中的孢子体, 烟煤, 反光



(b) 云南禄劝泥盆纪煤中的孢子体, 反光



(c) 云南弥勒新近纪褐煤, 荧光



(d) 云南禄劝泥盆纪煤中的孢子体, 透光

图3 煤中孢子体(sp)

Fig. 3 Sporinite (sp) in coals from China

孢子体的尺寸在10~2 000 μm。在古生代煤中,可以按个体大小来区分小孢子体(同形孢子 isospores、小孢子和小的大孢子)和大孢子体。由厚壁大孢子衍生的孢子体多为颗粒状;由小孢子和花粉粒形成的孢子体通常是致密和均匀的。

4.2 孢子体的物理和化学性质

在低阶煤中,孢子体在反射白光下为锈褐色、深灰色,偶尔为近黑色(图3);随着煤级升高,孢子体在反射白光下变为浅灰色,逐渐与镜质体类似。在透射光下,低阶煤中的孢子体呈亮黄色,随着煤级升高逐渐变为金黄色、橙色和红色(图3(d));在生油窗末端(1.3% R_t),其颜色与镜质体相似。孢子体的荧光色取决于煤级和植物种类。随着煤级升高,荧光强度也随之降低。当镜质体反射率约为1.3%时,孢子体的荧光消失。紫外光激发下孢子体的荧光色呈蓝白色、黄白色、赭棕色。蓝光激发下孢子体的荧光色呈亮黄色、橙色、棕色。低阶煤中的孢子体比镜质体更

耐磨,故磨抛后易形成凸起。当其反射率与镜质体相近时,不易形成凸起。

尽管化学成分有所不同,但孢子中不产生灰分的物质均被称为孢子素^[33]。孢子素是由孢粉素经脱水、脱氢形成的,后者由碳、氢和氧构成。孢粉素是一种非常稳定的高聚物^[34]。不同植物的孢粉素具有不同的化学组成,但或多或少都具有抗降解能力^[17]。与镜质体显微组分相比,孢子体富含氢。与惰质体和镜质体相比,孢子体中微量元素V、Ge和Al的含量较低^[35]。在标准大气压下,孢子体在有机溶剂中的溶解度很低。通过提高温度和压力可提高孢子体的溶解度(解聚)。孢子体和镜质体的提取物成分接近^[36]。

4.3 孢子体的物质起源

孢子体是由植物孢子和花粉的外壁和周壁层形成的。在古生代,孢子的外膜主要由蕨类植物和裸子植物产生,在中生代由裸子植物产生,从白垩纪末开始则由越来越多的被子植物产生。苔藓植

物孢子只零星出现。

4.4 孢子体的分布和应用

除了煤中含有一定量的孢子体外,孢子体也散布于沉积岩中。在古近纪和新近纪褐煤中,一些煤岩光亮条带中的孢子体含量可能特别高^[37-38]。在一些石炭纪的煤层,例如英国坎诺克蔡斯煤田的 Shallow 煤层和英格兰北约克郡煤田的 Siltstone 煤层及 Beeston 煤层中,都含有富孢微暗煤,其中孢子体含量高达50%以上。孢子体是烛煤的重要成分。从煤中分离出来的花粉和孢子非常适合用于地层研究和煤层对比,它们是重要的沉积相标志。在生烃方面,值得注意的是,即使每克沉积物中的花粉数量高达8 000个,其总有机碳(TOC)含量也仅约为1%。由于遭受氧化作用,分散孢子体的生烃产率可能相当低^[5]。

5 树脂体(Resinite)

5.1 树脂体的术语来源和定义

树脂体这一术语是由 STOPES^[22] 提出的。“ICCP System 1994”对树脂体的定义是:树脂体源自树脂和蜡,主要以原位细胞填充物或孤立体的形式存在于煤中。其形态为不同形状的离散个体,横截面呈圆形、椭圆形或杆状,有时也呈弥散浸渍状或填充于镜质结构体胞腔。

树脂体通常具有环带状结构,有时内部包含不同

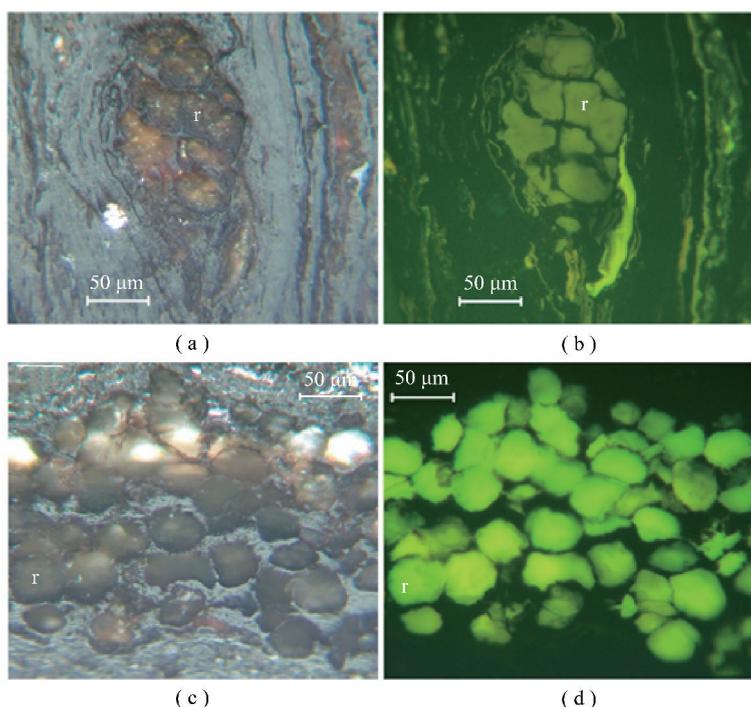
大小的气泡^[39-41]。如果树脂在泥炭阶段或更早之前发生氧化/聚合反应,已经达到腐植体或惰质体的反射率,则不能被归类为树脂体(应为团块腐植体、团块凝胶体、分泌体等)。

树脂体根据其来源的不同可分为两类:源自树脂的萜烯树脂体和源自脂肪和蜡质的类脂树脂体^[17]。与萜烯树脂体相比,类脂树脂体通常不以填充植物胞腔的形式出现。大部分树脂体均来源于树脂。

“ICCP System 1994”将荧光体(Fluorinite)看作是树脂体的一种。这是因为树脂体的荧光强度变化很大,孤立的荧光体难以与树脂体进行区分。另外,植物学上认为精油是一种低分子量的树脂(香脂介于两者之间),因此将荧光体归为树脂体的一种。TAYLOR 和 TEICHMÜLLER^[42] 通过研究嵌在德国东部褐煤中的杨梅(Myrica)树叶里的荧光体,发现了精油(essential oil)和荧光体之间的联系。杨梅树叶富含精油^[43]。在含精油的树叶中,荧光体与角质体共存,强烈的荧光性使其很容易被识别。

5.2 树脂体的物理和化学性质

树脂体在反射白光下为黑色至深灰色,低阶煤中树脂体的外部环带为浅灰色,内反射色通常为黄色、橙色或红色(图4)。树脂体在紫外光激发下发蓝色到蓝绿色荧光,在蓝光激发下则发黄绿色、橙色到浅棕色荧光(图4,5)。树脂体的外层遭受氧化后其荧光



(a), (b) 分别为同一视域下反射光和荧光, 内蒙古胜利煤田白垩纪褐煤($R_f=0.39\%$);

(c), (d) 分别为同一视域下反射光和荧光, 云南弥勒新近纪褐煤

图4 煤中的树脂体(r)

Fig. 4 Resinite (r) in coals from China

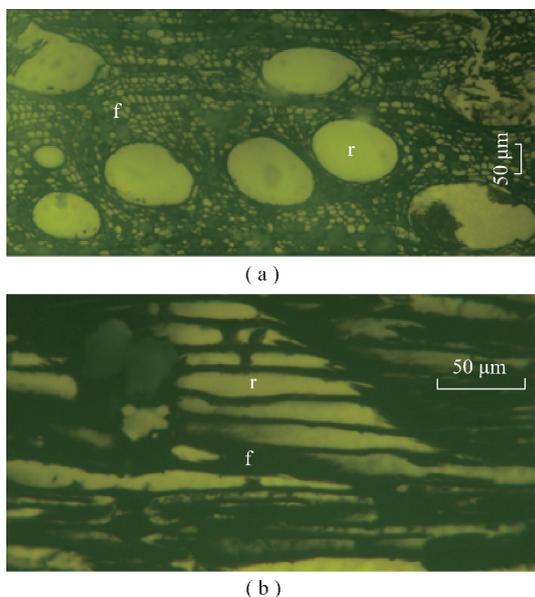


图5 充填于丝质体(f)胞腔的树脂体(r) (云南金所新近纪褐煤; 荧光)

Fig. 5 Resinite (r) filling in fusinite (f) cavities in a Miocene lignite from Jinsuo Mine, Yunnan Province; fluorescence mode

强度减弱, 荧光色波长变长^[1]。同煤级煤中不同树脂体的荧光强度和颜色可能变化很大, 尤其是萘烯树脂体。因此, 不宜通过树脂体荧光来判断煤级。不同成因的树脂体的磨抛硬度变化很大^[37]。

树脂体的化学性质因其来源的不同以及早期成岩作用的改造而有很大差异。萘烯树脂体主要由萘类组成, 其基础的分子单位的成分式为 $C_{15}H_{24}$ (倍半萘) 到 $C_{38}H_{48}$ (三萘)。此外, 还包括酯类、酚类、醇类和树脂酸的复杂混合物^[17]。类脂树脂体主要由脂肪和蜡质 (脂类) 组成。NIP 等^[44]、CRELLING 和 KRUGE^[45] 研究了 Herrin 6 号煤中的树脂, 发现其化学结构为直链聚合物。

5.7 树脂体的物质来源

树脂体来源于树脂和柯巴脂, 以细胞分泌物的形式出现在植物的不同部位 (树皮、树干、树叶等)、薄壁组织或髓射线细胞, 以及裸子和被子植物的裂生或溶解性树脂导管中^[1]。树脂有时在树脂瘤和树脂组织中富集^[28], 其来源可能是树脂和蜡^[17]。

5.8 树脂体的分布和应用

树脂体以原始细胞形态存在于结构腐植体亚组/结构镜质体亚组的显微组分中。孤立的树脂体则与碎屑腐植体亚组/碎屑镜质体亚组的显微组分共存^[21, 28, 40]。熔融、溶解后再硬化或沉淀的树脂可出现在裂隙和割理中^[46]。然而, 通常无法通过光学手段将其与渗出沥青体区分开来, 因此常被划为渗出沥青体。树脂体是残殖煤的重要组成部分。

在选煤过程中, 树脂体在密度最低的洗选产品中富集。树脂体偶尔在某些煤层中显著富集, 可用于地层对比。甚至在成岩作用早期, 树脂体被认为对液态烃的生成有很大贡献^[47]。

6 渗出沥青体 (Exsudatinitite)

6.1 渗出沥青体的术语来源和定义

渗出沥青体这一术语是由 TEICHMÜLLER^[48] 提出的。“ICCP System 1994”对渗出沥青体的定义是: 它是一种次生显微组分, 它是在煤化过程中生成并填充到孔隙中的 (如裂隙、裂缝和其他孔洞等)^[1, 17, 48]。它与类脂体其他显微组分以及富氢镜质体的区别在于它与液态烃的生成密切相关。

渗出沥青体是原始石油类物质的固体残留物, 通常具有沥青特征, 是由富氢成分 (通常为类脂体和富氢镜质体) 生成的。只有当渗出沥青体与其他显微组分有明确继承关系, 或在一些特殊位置产出时 (例如在丝质体的胞腔中), 才能将这一显微组分鉴定为渗出沥青体 (图 6)。

6.2 渗出沥青体的物理和化学性质

渗出沥青体的反射率通常与伴生类脂体的反射率相同^[17]。当煤化程度处于生油窗末端时, 渗出沥青体的反射率会超过镜质体的反射率。渗出沥青体的各向异性强于同煤级的镜质体。渗出沥青体与伴生类脂体的荧光特性相似 (图 6), 但通常与其母源的显微组分的荧光色和强度略有不同^[17]。低阶煤中的渗出沥青体具有柔/弹性。

渗出沥青体的化学性质因来源不同而发生变化。

6.3 渗出沥青体的分布和应用

渗出沥青体存在于低、中阶烟煤以及热成熟度处于生油窗范围内的页岩中。由于渗出沥青体很少出现, 且其存在很大程度上取决于形成时的可用空间, 因此对于解释煤的形成过程并不重要或相关性不大^[49]。由于渗出沥青体在煤化作用早期具有生油潜力, 因此与石油生成有一定关系^[19]。WAN Hasiaha^[50] 指出, 渗出沥青体可形成缝网, 从而油气可以在烃源岩内部 (包括煤) 运移。

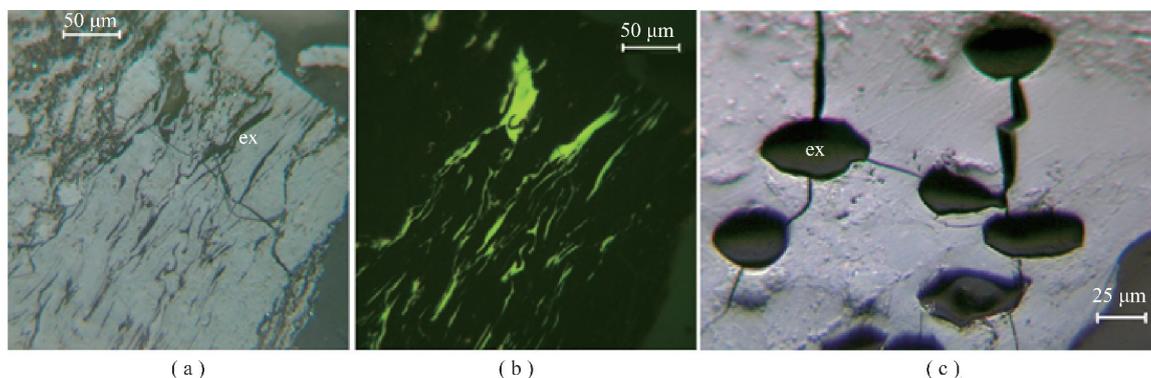
7 叶绿素体 (Chlorophyllinite)

7.1 叶绿素体的术语来源和定义

叶绿素体是由 ICCP 命名小组委员会于 1971 年提出的^[6]。叶绿素体一词比叶绿素含义更广泛。“ICCP System 1994”对叶绿素体的定义是: 主要为直径在 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 的小圆形颗粒, 具有红色荧光特性。在极少数情况下, 例如藻类的叶绿素体直径可能达到

100 μm 。当其保存良好时,很容易通过红色荧光识别,但当其保存不完整时鉴别困难。在难以鉴别时,它通

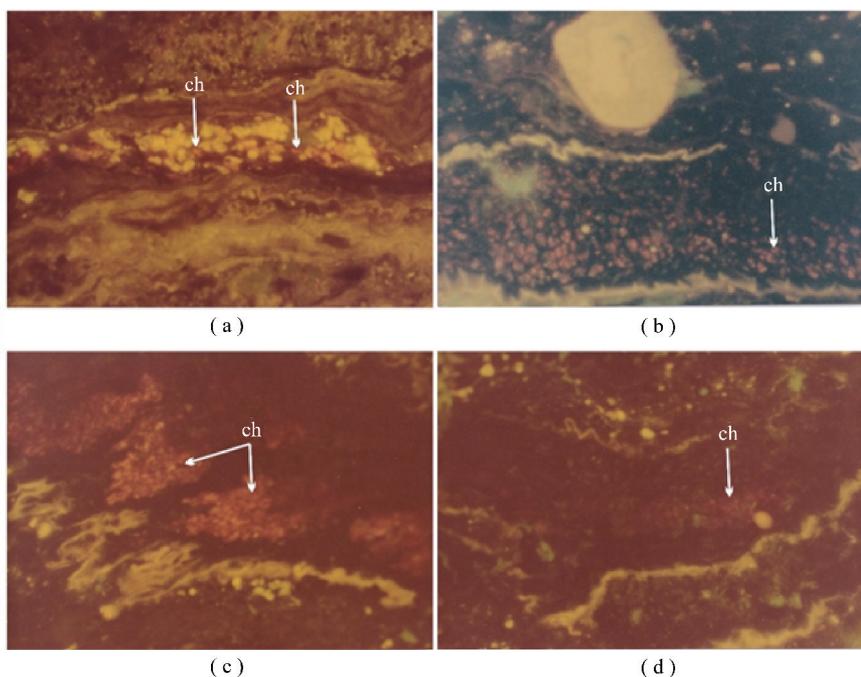
常会被鉴定为类脂碎屑体。在紫外光或蓝光激发后的几分钟,它的红色荧光将逐渐变为淡橙色(图7)。



(a), (b)分别为同一视域下的反射光和荧光; (c)为充填胞腔和裂隙中的渗出沥青体, 反射光。云南临沧新近纪褐煤

图6 煤中的渗出沥青体(ex)

Fig. 6 Exsudatinite (ex) in a Neogene lignite



(a) 叶绿素体显示红色荧光, 与亮黄色树脂体共伴生, 周围为腐植体; (b) 叶绿素体发暗红和桔红色荧光, 荧光照射一定时间后变为桔黄色, 一般为1~5 μm , 分布于上下有角质层的阔叶体内, 上部有黄色树脂体(可见氧化纹); (c) 叶绿素体与角质体(斜切面); (d) 叶片中局部分布有叶绿素体。(a) 云南金所矿, 上新世褐煤($R_p=0.20\%$), 反射荧光, 光薄片; (b)~(d) 云南可保皂角矿, 上新世褐煤($R_p=0.26\%$), 反射荧光, 光薄片。照片长边为126 mm

图7 煤中的叶绿素体(ch)

Fig. 7 Chlorophyllite (ch) in coals from China

7.2 叶绿素体的物理和化学性质

叶绿素体通常由小颗粒组成, 反射光很弱, 因此在白色反射光下很难与类脂碎屑体区分开(图7(a))。在透射光下, 当叶绿素体高度密集时, 可以通过淡绿色的颜色识别出叶绿素体^[23], 但是这种微弱的颜色可能会被褐色的腐植质所掩盖。

叶绿素体显示出强烈的血红色荧光。由于其他显微组分不会发出血红色荧光, 因此可依此准确鉴别

颗粒很小的叶绿素体颗粒(图7(b))。叶绿素体的轻度分解可以引起其荧光颜色从血红色到玫瑰色以至乳白色的转变; 在蓝光或紫外光辐射10~15 min内, 会使叶绿素体产生这种荧光颜色转变, 这种变化是不可逆的。

由于叶绿素体的荧光特征与现代叶绿素相同, 因此推断它们可能具有相似的化学性质。以下数据与近期的植物相关。叶绿素以 $\text{C}_{55}\text{H}_{72}\text{MgN}_4\text{O}_5$ 和

$C_{55}H_{70}MgN_4O_6$ 两种形式出现(经验分子式),2者都是蜡状的二酯。叶绿素的镁原子占据1个中心位置,被4个氮原子包围,每个氮原子都有4个碳原子,形成1个吡咯环,这类化合物称为卟啉。叶绿素体比其他类脂体显微组分更容易分解,并且只有在特定的条件下才能保存完好。弱酸会破坏叶绿素,导致镁消失并变成棕褐色。在煤化过程中,镁可以被其他元素(如铁,镍,钒等)替代^[51-52]。

叶绿素可完全或部分溶于乙醚、乙醇、丙酮、苯和其他有机溶剂^[1]。因此,在沥青提取过程中,它容易被溶解。许多泥炭和含藻淤泥的提取物显示绿棕色和红色荧光是由于叶绿素溶解所造成的。随着叶绿素分解程度的增强,现代沉积物(泥质沉积物)的固有颜色从绿色变为黄色再变为棕色,可能与沉积物的pH值有关。

7.3 叶绿素体的物质来源

叶绿素体来源于叶绿素色素(基粒)和透明原生质物质(基质)。基粒和基质结合形成细小的叠层状构造,称为叶绿体。在高等植物中,它们主要呈透镜状或圆盘状,存在于叶片、幼茎、幼果等中。许多藻类含有形态迥异的叶绿素体。

叶绿素体由叶绿素基团的各种色素及其分解产物组成。叶绿素体的主要部分在泥炭化作用发生之前就被破坏了,只有在强厌氧条件下和中低温气候下,叶绿素才能以叶绿素体的形式保存下来。在泥炭阶段和褐煤阶段,叶绿素体不会或只是非常轻微地受到腐植化作用过程的变化。

7.4 叶绿素体的分布和应用

叶绿素体是褐煤、腐泥和泥炭沉积物的有机组成部分。由于叶绿素仅在强厌氧条件下才能石化保存,因此叶绿素体主要存在于高度凝胶化的软褐煤中,例如,德国盖瑟尔塔尔(Geiseltal)的“叶煤”(leaf coals)^[53],以及藻泥/腐殖黑泥和其他腐泥。在下石炭统的莫斯科低阶煤中也发现了叶绿素体^[1]。在新近纪和更新世的软褐煤和泥炭中的叶绿素体广泛存在于非腐泥环境中,甚至在年轻的喜雨成因(ombrogenous)的泥炭中^[54-55]。

在亚化石阶段,叶绿素体相对丰富,但分布没有规律性。在温热环境下形成的较老的煤中,叶绿素体含量较低。在较老的软褐煤中,叶绿素体仅存在于一些特定的相类型中。根据有限的资料,在褐煤阶段,叶绿素体仅在藻泥/腐殖黑泥中有发现。在硬煤中尚未发现叶绿素体。

因叶绿素体只是偶尔出现,因此没有直接的实际意义。但它作为煤相指示剂具有间接意义^[54],例如,

它的存在指示其沉积时的厌氧程度和古气候条件。

8 藻类体(Alginite)

根据形态,将藻类体分为结构藻类体和层状藻类体。藻类体由单细胞生物或浮游和底栖的藻类形成。

8.1 结构藻类体(Telalginite)

8.1.1 结构藻类体的术语来源和定义

藻类体A由HUTTON等^[56]引入,指的是离散的椭圆形或圆盘形的藻体。COOK等在1982年给ICCP写信,提出了结构藻类体来代替藻类体A^[1]。“ICCP System 1994”对结构藻类体的定义是:它是一种以离散的透镜状、扇形体或压扁的圆盘形式存在的藻类体,这些结构藻类体都有独特的外部形态,在大多数情况下,它们还具有内部结构。

结构藻类体的结构取决于其来源和截面类型(垂直或平行于层理)。大多数结构藻类体厚度 $>5\ \mu\text{m}$,厚度与长度之比 >0.5 ,但塔斯马尼亚结构藻类体(tasmanitid-derived telalginite)的厚长比明显更高。层状藻类体厚度 $<5\ \mu\text{m}$,厚度与长度之比 <0.2 。

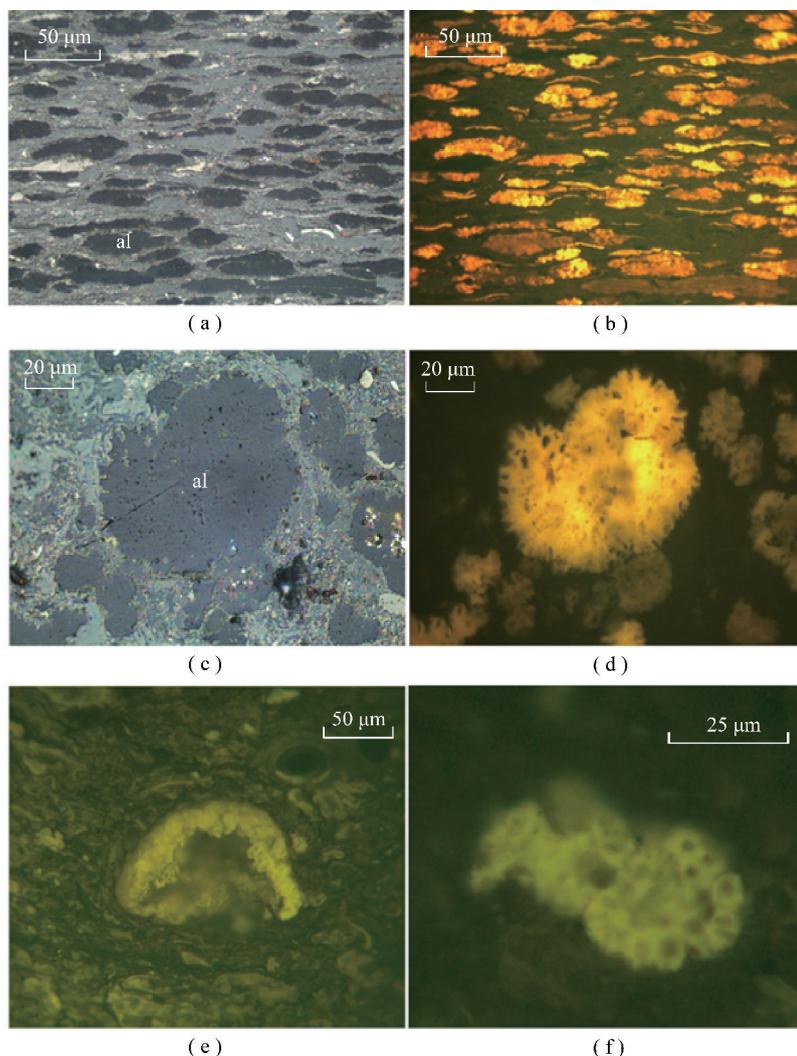
8.1.2 结构藻类体的物理和化学性质

在透射光下,结构藻类体颜色呈浅黄色至棕色,在很大程度上受其煤阶的影响。在反射光下(明视场,白光,油浸),结构藻类体比孢子体颜色暗;褐煤中结构藻类体的反射率通常为0.1%。结构藻类体反射率随煤阶的增加而增加,当它的反射率约为0.8% R_t 时,相应的镜质体反射率为1.1% R_t 。

当煤中存在结构藻类体时,该煤的镜质体反射率值通常会受到抑制而较低。结构藻类体通常显示内反射,并且由于自发荧光的原因,在反射白光下可能显示绿色。

在紫外光/紫光/蓝光激发下,结构藻类体在低阶煤中发亮绿色至绿黄色荧光(图8);当镜质体反射率在0.6%~0.9%时,结构藻类体荧光呈黄色至橙色;结构藻类体在高阶煤中的荧光色为暗橙色;而当镜质体反射率超过1.3%时,结构藻类体不发荧光。结构藻类体的荧光强度在低阶煤中通常较高(I_{546} 通常在4~13(钼酰玻璃标准品的 I_{546} 值为1)),但是低煤阶样品可能在早期成岩作用的影响下,一些藻类的 I_{546} 值低至0.2。

关于成熟度变化的注意事项:在煤阶较低的情况下,结构藻类体通常具有非常低的反射率和强荧光性。随着煤阶的增加,直到当镜质体反射率 R_t 达到约0.7%之前,结构藻类体的光学性质变化很小。随着成熟度的进一步提高,结构藻类体反射率升高,而荧光强度随着红移现象迅速降低。当镜质体反射率



(a), (b)为同一视域下的反射光和荧光,山西蒲县晚古生代烟煤; (c), (d)为同一视域下的反射光和荧光,江苏徐州晚古生代烟煤; (e), (f)为云南金所新近纪褐煤; 荧光

图8 煤中的结构藻类体(al)

Fig. 8 Telalginite (al) in coals from China

约为 $1.1\%R_r$ 时,结构藻类体荧光为弱橙色至棕色,反射率 R_r 约为 0.7% 至 1.0% 。当镜质体反射率 R_r 高于约 1.3% 的时,结构藻类体与镜质体光学性质相近,2者的区分鉴别依靠对藻类体外形的识别。

需要注意的是,由于植物内部或者外部结构的类型都可在平行或垂直于层理的切片中显现出来,因此结构藻类体与层状藻类体的区别在于它们的厚度,以及厚度与长度比,此外,结构藻类体荧光强度通常更高。这些特性可用于区别结构藻类体与其他大多数类脂体显微组分。某些类型的角质体和木栓质体具有和结构藻类体相似的荧光强度,但形态迥异。

结构藻类体很硬,抛光硬度相对高,会呈现正突起并且通常在抛光后有粗糙的划痕。

大多数结构藻类体与其他类脂体显微组分相比, H/C 原子比更高,而 O/C 原子比更低。化学结

构主要是脂肪族,有很高的生烃潜力。丛粒藻(*Botryococcus*)最多可包含重量比 76% 的碳氢化合物^[57];尽管在许多样品中并未发现丛粒藻烷(*Botryococcane*),但它可能是这些藻类具特征的碳氢化合物。源自黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的结构藻类体通常比其他结构藻类体具有更高的 O/C 原子比(类似于源自高等植物的类脂体)。

8.1.3 结构藻类体的物质来源

结构藻类体来源于富含脂质的藻类。迄今确定的属主要在浮游的绿藻纲(*Chlorophyceae*)中。

塔斯马尼亚藻型胞囊(*Tasmanitid cysts*)起源于绿枝藻纲(*Prasinophyceae*),与塔斯马尼亚藻(*Tasmanites*)具有相似的形态,并且在结构上与其他不属于同一群体的藻类形式不同。它们类似于近期发现的*Pachysphaerapeligica* OSTENFELD藻类。除了

T. punctatus NEWTON 藻以外,塔斯马尼亚藻型(*Tasmanitids*)分布在从寒武纪到现代的岩石中。塔斯马尼亚藻是独居的浮游海藻,具有叶绿素亲和力,以扁平、缝合盘状出现。厚的(最大 20 μm)具有小孔的管壁存在许多细小,放射状管道,这些管道可能会部分或完全穿过管壁。原本为球形的囊,经挤压变为圆盘状。塔斯马尼亚藻的直径大约为 50~600 μm ,壁的厚度范围为 5~20 μm 。管壁分为 2 层或 3 层,外层很少保留。中间层是壁的主体,是保存最完好的部分。内壁和外壁薄,且呈纤维状。可以通过中间层放射状管道的构型来识别塔斯马尼亚藻的种类。

黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)栖息地为海洋,可能与它们的光合作用有关,生命周期包括底栖和浮游阶段^[58]。浮游形式导致了结构藻类体形成。迄今鉴定出的黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的藻类体群落和细胞形状为球形或椭圆形。群落的直径范围约为 25~150 μm 。每个细胞都会分泌一层鞘,当细胞分裂时,每个新细胞都会在旧细胞内分泌自己的鞘,从而形成特征性的环状或凝胶状组织层。

丛粒藻(*Botryococcus*)型藻类来自浮游生物,大部分是淡水绿藻,存在于由多个单细胞藻类成簇排列形成的群落中,并通过胶状组织结合在一起。在某些情况下,这种结构藻类体的形态与源自黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的结构藻类体相似。丛粒藻(*Botryococcus*)群落通常呈放射状排列,并且由于群落大小、截面方向和物种的不同,会呈透镜状,球形或扇形等不同形状。群落的直径约为 20~400 μm 。杯状细胞的开口指向群落的外部。有些物种的管状叉状细胞的长度最长可达 100 μm 。

8.1.4 结构藻类体的分布和应用

源自黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的结构藻类体主要存在于寒武纪和奥陶纪,是库克油页岩(*kukersite*)中主要的藻类体。在古纬度方面,黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的分布也受到限制,大部分分布在赤道附近。库克油页岩这种类型分布在爱沙尼亚。

在整个地质历史中,与丛粒藻(*Botryococcus*)相关的结构藻类体广泛存在于煤以及以陆相为主的石炭纪至近代的沉积岩中。此外,它也存在于许多湖相沉积岩中。在某些油页岩中,与丛粒藻相关的结构藻类体的含量高达 95%。这种类型的烛藻煤(*torbanite*)分布在位于苏格兰托班山(*Torbane Hill*)。

塔斯曼尼亚型油页岩塔斯马尼亚藻(*Tasmanites*)以及相关的油页岩类型存在于元古界到近代的地层中^[1],尤其大量存在于在塔斯马尼亚(二叠纪)、阿拉斯加(侏罗纪)和肯塔基州(泥盆纪)的“塔斯马尼亚

型”油页岩矿床中。塔斯马尼亚藻(*Tasmanites*)富集在沿海环境中,但在一些分布广泛的陆架区沉积物中塔斯马尼提德胞囊(*tasmanitid cysts*)也少量存在,例如美国的 Antrim 和 Chattanooga 页岩^[1]以及德国的托尔阶地层中^[59]。

由于 H/C 原子比高,结构藻类体在热解过程中具有很高的烃产率。Rock-Eval 数据显示,在快速热解条件下,丛粒藻(*Botryococcus*)相关的结构藻类体每克有机碳可以产生 800~1 000 mg 的碳氢化合物,塔斯马尼亚型结构藻类体(*tasmanitid telalginite*)每克有机碳可以产生高达 1 000 mg 碳氢化合物,而源于黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的结构藻类体每克有机碳最多可产生 950 mg 碳氢化合物。富含结构藻类体的油页岩通过干馏可获得很高的产量(某些烛藻煤的产量高达 800~900 L/t)。富含结构藻类体的煤非常适合液化,但这类煤炭资源很少,而且分布有限。在煤化作用条件下,在较高阶煤中会识别出高比例的固体残留物。因此,在自然条件下的成熟过程中,热解数据可能不是液体产率的可靠指标。

塔斯马尼亚藻(*Tasmanites*)或黏球形藻(*Gloeocapsomorpha*)的存在表明了海相环境。丛粒藻的存在通常表明湖相环境,但丛粒藻也可以存在于海相沉积物中,推测是因为在搬运过程中降解作用受到抑制。

8.2 层状藻类体(Lamalginitite)

8.2.1 层状藻类体的术语起源和定义

藻类体 B 这一术语由 HUTTON 等^[56]提出,指薄层的藻类体,可与尺寸较大、结构独特、具有更强荧光性的藻类体 A 相区分。COOK 等在 1982 年写信给 ICCP,提出层状藻类体这一术语,不再使用 A 或 B 这类术语。“ICCP System 1994”对层状藻类体的定义是:它属于藻类体的一种,常以薄层状出现,典型的薄层厚度小于 5 μm ,侧向宽度通常小于 80 μm 。

黏结的层状藻厚度可能超过 20 μm ,向外延伸 1~2 mm。层状藻类体的厚度与长度之比小于 0.5。在层状藻类体富集的地方,其薄层在平行于层理方向常呈现网脉状外貌。在许多情况下,貌似连续的层状藻类体薄层实际上是由许多不连续的微细薄层组成。在垂直于层理的截面上,层状藻类体与结构藻类体相比,几乎没有明显的结构,但是在某些情况下可存在一些细胞结构。在平行于层理的截面中,一些层状藻类体明显地由压扁的小圆球体组成。如果在样品中保留了足够的成煤植物细节,可以对其进行植物种属鉴定。

与结构藻类体相比,层状藻类体较小,通常具有

更高的长厚比值,荧光强度更低;在垂直于层理的截面中很少发现有植物的结构。与沥青质体相比,层状藻类体反射率更低,荧光强度更高。微粒体通常不与层状藻类体共存。层状藻类体在形态上有时类似于孢子体或角质体,但其荧光通常比其他显微组分强。是否存在植物结构,通常被用来区分层状藻类体与高等植物形成的孢子体或角质体。虽然如此,仅仅依据植物结构去推断藻类起源是不可靠的。一些结构不明显的藻类植物体,比伴生的层状藻类体具有更高的荧光强度和更大的尺寸,并且其荧光强度可能落在结构藻类体的荧光强度范围内,但在许多情况下,根据这些藻类体组分的尺寸和长宽比,仍应将其归属于层状藻类体。对于处于层状藻类体和结构藻类体过渡的藻类体,则应依据与其共生的藻类体的特点去识别鉴定。

8.2.2 层状藻类体的物理和化学性质

在透射光下,低阶煤中的层状藻类体是半透明的,通常与黏土矿物难以区别。在白色反射光下(明视场,油浸)通常无法辨认,低阶煤中的层状藻类体反射率小于0.1%。层状藻类体没有内反射,在白光下不自发荧光(图9)。在紫外光/紫光/蓝光激发模式下,低阶煤中层状藻类体荧光色为绿黄色至橙色(图9),在镜质体反射率为0.6%至0.9%时荧光色为黄色至橙色,而较高阶煤中的层状藻类体的荧光色为暗橙色。在低阶煤中, I_{546} 通常在0.5~3(铀酰玻璃标准样品 $I_{546}=1$)。在低阶煤中的层状藻类体荧光颜色和强度通常具有较大的范围,该范围与藻类化学成分的差异以及早期成岩作用有关。随着煤阶的增加,荧光强度降低,并且在荧光光谱中出现明显的红移。HUFNAGEL^[60]详细地说明了某些层状藻类体这些性质的变化。层状藻类体的抛光硬度适中,其正突起远小于结构藻类体。

总的来说,层状藻类体与其他类脂体显微组分相比,H/C原子比较高,O/C原子比适中。化学结构主要是脂肪族的,其生烃的潜力很好,尽管在大多数情况下,层状藻类体比结构藻类体的脂肪族少并且生烃率低。当层状藻类体具有很高的H/C原子值时,表明它们与结构藻类体具有相似的总体化学成分;然而,这也可能是因为受到了沥青质体浸渍的影响^[57]。

8.2.3 层状藻类体的物质来源

层状藻类体在古近纪和新近纪的低阶煤/岩石中比较常见。在古近系和新近系地层中,最常见的种类是湖相成因的浮游藻类盘星藻属(*Pediastrum*)中的层状藻类体,但其他一些属的植物可形成层状藻类体^[61]。盘星藻属(*Pediastrum*)可追溯到石炭纪的湖

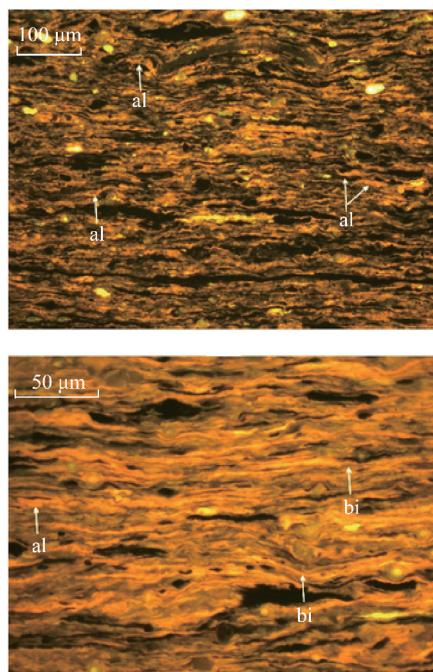


图9 煤中的层状藻类体(la)和沥青质体(bi)
(吉林桦甸古近纪褐煤,荧光)

Fig. 9 Telalginite (la) and bituminite (bi) in a Paleogene lignite from Huadian, Jilin Province, fluorescence mode.

相沉积物中。绿河组中的层状藻类体的前身可能是蓝藻(*Cyanophyceae*)。

甲藻(*Dinoflagellate*)和疑源类包囊(*acritarch cysts*)的光学特性通常和层状藻类体光学特征近似,在海相岩石中,它们是大多数层状藻类体的来源。然而,一些疑源类(*acritarchs*)具有很强的荧光,可能具有向由塔斯马尼亚型类衍生的结构藻类体过渡的特性。

多数层状藻类体是由浮游藻类转变而来的,其特征或与可识别的浮游生物很相似,因此推断源于浮游生物。但是某些层状藻类体也可能来源于底栖生物。

层状藻类体的形态会受到矿物基质性质的影响。例如,以黏土为基质的藻类体,与石灰岩中的藻类体相比,形态上的降解较轻,并且藻类体的堆积密度相对较小;另一方面,自生矿物的存在会导致微裂隙的产生,这些微裂隙使层状藻类体在横向上更加连续,并导致局部层状藻类体更密集。

8.2.4 层状藻类体的分布和应用

层状藻类体存在于中元古代到现代的岩石中。通常海相沉积物至少含有一些甲藻(*dinoflagellate*)和疑源类(*acritarch*)来源的层状藻类体。层状藻类体在某些中生代地层中特别丰富,例如托尔阶(*Toarcian*)^[59]和欧洲的基末里阶(*Kimmeridgian*)页岩,它们通常与沥青质体伴生。层状藻类体是中东一些主

要石油源岩层序中的重要组成部分。

层状藻类体在古近纪和新近纪湖相层序中存在最为突出。我国松辽盆地上白垩统的湖相油页岩中,层状藻类体是有机质的主要类型;层状藻类体也存在于北美、澳大利亚、东南亚和欧洲的许多山间盆地中。产自湖泊相的层状藻类体还存在于欧洲的普尔贝肯等地区以及欧洲石炭纪的一些富含有机质的页岩中。源自盘星藻(*Pediastrum*)的层状藻类体在世界范围内分布广泛,在印度和美国尤为常见^[1]。层状藻类体也是西非重要石油烃源岩的主要成分。

层状藻类体是油页岩干馏产出页岩油的主要来源。根据层状藻类体的含量推测表明,古近纪和新近纪含层状藻类体的低阶油页岩干馏产油量约为 240 L/t。岩石热解评估数据表明,低阶烃源岩中层状藻类体的碳氢化合物产量通常为每克有机碳产 500~900 mg。尽管其单位产量低于结构藻类体,但层状藻类体可能在厚层且分布广泛的地层中存在,因此其页岩油潜在资源非常重要。

湖相沉积岩中的层状藻类体可能是这些烃源岩的主要组成部分,这些烃源岩存在于某些被动裂谷边缘和山间盆地中。海相烃源岩中的层状藻类体也是产烃的主要组分。

尽管盘星藻属(*Pediastrum*)可以被搬运到海洋环境中,但其存在一般表明为淡水的沉积环境。可以将许多甲藻类和疑源类(*dinoflagellates and acritarchs*)鉴定到属的层次,并可以因此根据其属来指示海相或非海相环境。

9 类脂碎屑体(Liptodetrinite)

9.1 类脂碎屑体的术语来源和定义

类脂碎屑体是 ICCP 的命名小组委员会在 1971 年引入的,用于描述由极小颗粒组成的类脂体组分。“ICCP System 1994”对类脂碎屑体的定义是:类脂碎屑体是各种类脂体的显微组分细小碎片的统称,由于它们的颗粒非常细小,不能准确鉴别它们是类脂体某个特定显微组分。

类脂碎屑体是由类脂体的显微组分的碎片或残骸组成,其颗粒只有几微米的大小,来源不明,形态各异,如呈棒状、尖锐碎片、线状、圆形等,呈圆形的类脂碎屑体的直径通常只有 2~3 μm。在低煤阶煤中,类脂碎屑体颗粒的大小和形式通常只能通过其荧光进行鉴别。

9.2 类脂碎屑体的物理和化学性质

在反射白光下,类脂碎屑体为黑色、深灰色或深棕色;当类脂碎屑体堆积成致密微层时,它具有褐色

或淡红色的内反射。在透射光下,类脂碎屑体颜色为白色、黄色、红色或黄色。类脂碎屑体荧光强度变化很大,可以呈黄绿色、柚子黄色、黄色、橙色或浅棕色,主要受原始成煤物质、堆积环境、煤化程度以及切片方向等因素影响。

类脂碎屑体的抛光硬度取决于碎片来源于何种类脂体。类脂碎屑体具有相对较高的氢含量和挥发分。

9.3 类脂碎屑体的物质来源

类脂碎屑体由机械分解或通过微生物作用产生的孢子、花粉、角质层、树脂、蜡质、角质化和木栓质化的细胞壁、藻类等组分的碎片。类脂碎屑体若呈现线状结构,可能是木栓质化的细胞壁碎片形成的。

9.4 类脂碎屑体的分布和应用

当类脂体显微组分含量较高时,通常会含有大量的类脂碎屑体。在褐煤中,特别是在欧洲始新世煤的黄色至浅棕色煤岩成分中,类脂碎屑体特别富集并且经常是主要组分。它特别富集在腐泥煤中,以及富含类脂体的微亮煤、微暗煤和微三合煤的显微煤岩类型中^[17]。类脂碎屑体在工艺性能上类似于类脂体的其他显微组分。但是由于分离困难,准确确定类脂碎屑体的工艺性能较为困难。在被挤压成型(extrusion briquetting)过程中,富含类脂碎屑体的褐煤趋于膨胀,但难以确定这是由于其中沥青质体含量还是由于类脂碎屑体含量高造成的。类脂碎屑体的生烃潜力极高,它对氧化条件的敏感性很低。层状的类脂碎屑体的存在可能会增加煤的强度。

10 沥青质体(Bituminite)

10.1 沥青质体的术语起源和定义

POTONIE^[23]将“bituminite”这一术语作为特别富含沥青的岩石的总称,属于腐泥岩(sapropelites)。ICCP 于 1975 年引入了“沥青质体”这一术语,为褐煤中缺乏明确形状的一类脂体显微组分^[7]。Teichmüller^[48,62]在石油烃源岩中将部分类脂体显微组分称为沥青质体,随后,TEICHMÜLLER^[48]定义了煤中的显微组分沥青质体(另见 STACH 等^[28,63])。

“ICCP System 1994”对沥青质体的定义是:沥青质体是一类脂体显微组分,在褐煤、烟煤和沉积岩的层理的切面上,沥青质体既可以呈细颗粒基质形式出现,也可以呈薄层状、不规则纹理状、束状、鳞片状、荚状、线头状、条带状、貌似脉状的细长透镜体状、细粒浸染状等形式出现(图 9);在平行层理的切面上,沥青质体以较均匀的、弥散状的、形态各异的、等粒状的等形式赋存。

顾名思义,沥青质体的名称表明该显微组分具有沥青的特性,可产生大量的可溶性沥青、挥发性物质、焦油^[56]以及碳氢化合物^[64]。

低阶煤中的沥青质体在反射白光下呈现灰色、棕色至黑色。沥青质体可显示不同强度的荧光或无荧光。

沥青质体没有特定的形状。它以层理中的细脉或不规则透镜体形式出现,或作为其他显微组分和矿物的基质存在。条纹和线状的长度小于 200 μm ,厚度小于 4 μm 。透镜、片状、荚状的长度小于 10 μm ,厚度小于 4 μm 。在某些情况下,细条和线状的沥青质体可能会与更好识别的带状、细网状或基质沥青质体合并。在一些油页岩中,沥青质体以薄层形式存在。沥青质体中可能包含有矿物“杂质”,这些“杂质”在反射白光下会发生内反射,此外还可能包含有藻类残体^[65]和类脂碎屑体^[66]。在透射电子显微镜下,澳大利亚 Toolebuc 油页岩中的沥青质体呈浅灰色(低电子密度),呈松散堆积的颗粒状或海绵状,有时在其间有丝状菌类生物^[67]。

沥青质体的内部结构可呈均质、条纹状、流体状、细粒状,通常仅在蓝光或紫光的激发下才能看到沥青质体的结构。内部细小颗粒在镜下常呈模糊的弥散状。由于沥青质体是各种有机物的改造或降解产物,其光学性质(尤其是荧光性)的变化范围较大。因此,可以在不同的烃源岩中区分出不同类型的沥青质体,例如在德国里阿斯统波西多尼亚页岩中可鉴别出沥青质体 I、II 和 III 三种类型^[66],从沥青质体 I 到沥青质体 III,生烃潜力逐渐降低,同时荧光强度亦逐渐降低。在 Beaufort - Mackenzie 盆地的白垩纪边界 Creek 组中鉴定出沥青质体 I 和 II 两种类型^[65];“IC-CP system 1994”类脂体分类方案中列出了许多研究者分别鉴定了不同类型的沥青质体^[1]。

在德国波西多尼亚页岩等油页岩中,II 和 III 类沥青质体非常罕见。与 I 类沥青质体相比,II 类沥青质体尺寸更大(透镜体长度最大为 1 mm,宽度最大为 0.4 mm),并且在蓝光照射下产生的衰弱明显。II 类沥青质体在蓝光照射下发浅黄色或红棕色荧光,有时还会出现排油现象。III 类沥青质体非常罕见,颗粒细小,不发荧光,常与动物遗骸有关。与其他类型的沥青质体一样,波西多尼亚页岩中 III 类沥青质体在反射白光下为深灰色。

吸附或与矿物结合的亚显微有机物质,如“矿物沥青基质中的类脂物质”^[66]、“基质沥青质”^[65]、“无定形有机质基质”^[68],并不属于显微组分中的沥青质体,尽管它们具有某些荧光性质。根据《国际煤岩学

手册》(1975 年)中的定义,“显微组分是显微镜下可识别的单个组分,不含任何可在光学显微镜下识别的矿物质”。“无定形”态的干酪根提取物包含了不溶的沥青质体部分以及不溶的矿物基质中亚显微的有机质部分。

10.2 沥青质体的物理和化学性质

在反射白光下(明视场,油浸),沥青质体为深棕色,深灰色,有时几乎是黑色的,成熟度较低时有内反射。在偏光下,颜色为黑色,很容易与低阶的矿物基质区分开。在透射光下,沥青质体呈橙色、红色或棕色。

沥青质体反射率明显低于镜质体的反射率。ALPERN^[69]给出了法国海相托尔阶油页岩中沥青质体 R_t 为 0.10%~0.15%,其中镜质体反射率 R_t 为 0.46%。COOK^[70]和 SHERWOOD 和 COOK^[71]测得澳大利亚 Toolebuc 地层中海相油页岩中的沥青质体 R_t 为 0.2%(其中镜质体 $R_t=0.5%$)。

在蓝光激发下,受煤的类型和煤阶影响,沥青质体的荧光颜色可以由淡黄色、浅橙色、浅棕色到深棕色变化^[65-66,71]。在镜质体反射率 $R_t=0.5%\sim 0.8%$ 时,沥青质体荧光呈深褐色并带有红色;当 $R_t=0.8%\sim 0.9%$ 时不再发荧光。有些沥青质体在未成熟阶段也不发荧光(III 类沥青质体^[66,71])。在成熟度较高时,由于其荧光消失且其反射率接近于镜质体的反射率,其反射色变为中灰色,此时沥青质体难以识别^[72]。

I 类沥青质体的抛光硬度较低^[65-66]。沥青质体明显比孢子体更软,因此抛光非常困难,尤其是在低阶煤/岩中,沥青质体在抛光过程中容易产生污渍^[28]。

BARRON 等^[73]测得肯塔基州泥盆纪油页岩中的沥青质体密度为 1.20~1.30 g/cm^3 (镜质体密度为 1.28~1.35 g/cm^3)。富含沥青质体的煤的比重也特别低^[17]。

在低阶煤/岩中,沥青质体的化学性质随着所属的沥青质体类型不同而变化,但其主要是具有氢含量高、H/C 原子比值高、焦油和可溶性沥青产率高的特征。富含沥青质体的油页岩通常在 H/C 与 O/C 图解上包含 II 型有机质^[74],例如肯塔基州泥盆纪油页岩^[73]。

POWELL 等^[64]对 I 类沥青质体的干酪根浓缩物进行了化学和有机岩石学分析,证实了其具有高 H/C 原子比和热解过程中形成的高产率烃的特征。此外,这些作者发现相对较低的姥植比值,表明是缺氧的沉积环境。

10.3 沥青质体的物质来源

沥青质体主要是各种有机物质在缺氧和弱氧化条件下的降解产物,通常推测认为其主要有机物质前身是藻类、浮游生物、细菌和较高等的动物(鱼、小虾等),推测的依据包括沥青质体的化学性质^[64]、藻类和细菌的热解实验以及海相和湖相石油烃源岩中沥青质体的赋存状态。COOK^[70]提出沥青质体的前身是在好氧-缺氧边界处沉积物表面生长的菌藻层,类似于 KAUFFMAN^[75]在圣巴巴拉盆地发现的现代菌藻层。依据在 Toolebuc 组地层油页岩的矿物基质中发现的大量破碎的球石粒(*coccoliths*),RAMSDEN^[76]推测球藻类(*Coccolithophoridae*)可能是 Toolebuc 组地层油页岩中沥青质体的前身(另见 GLIKSON 和 TAYLOR^[67])。在德国的波西多尼亚页岩中,球石粒(*coccoliths*)也非常丰富。LITKE^[77]在研究宾夕法尼亚石油烃源岩(美国俄克拉荷马州)时,提出沥青质体也可能是腐植酸沉淀的产物,而腐植酸来源于这些沉积物下面的泥炭。GUTJAHN^[78]认为,沥青质体(“细菌有机物”)来源于细菌。南澳大利亚寒武纪碳酸盐岩烃源岩中的沥青质体来源为藻类和蓝菌(cyanobacterial)的有机质,这些有机质被厌氧细菌严重降解和重新合成^[1]。

GLIKSON 和 TAYLOR^[67]通过扫描电子显微镜和透射电子显微镜方法将澳大利亚 Toolebuc 油页岩中的沥青质体(“类镜质体物质”)视为含氧水层中形成的蓝菌的降解产物。LOH 等^[79]认为沥青质体源自微生物的残余体,但形成于氧化还原界限或界限之下的沉积物表面。WEHNER 和 HUFNAGEL^[80]将沥青质体归因于“海洋雪”(“marine snow”),即近岸表层水的絮状宏观成分,其中有各种微生物生存。因为浮游动物的粪便颗粒只含有 1%~4%的有机碳^[81],这些浮游动物的粪便颗粒不太可能是沥青质体的前身。

在属于 III 型干酪根的烃源岩^[82]和煤中,沥青质体可能类似于腐植质降解的产物。根据 MASRAN 和 POCOCC^[83],沥青质体可能来自于海洋或陆地,但大多数情况下形成于氧气供应减少的海洋环境。

10.4 沥青质体的分布

沥青质体是许多油页岩和油源岩,尤其是 II 型干酪根的海相和湖相烃源岩中的特征显微组分,例如西欧的波西多尼亚页岩^[66],北海的基末里页岩^[78]、密歇根州的安特里姆页岩、堪萨斯州的查塔努加页岩(美国)、澳大利亚东北部埃罗曼加盆地的 Toolebuc 组油页岩^[67,71]以及南澳大利亚的寒武纪碳酸盐岩烃源岩^[1]。

沥青质体一般与藻类体和类脂碎屑体有关,有时

还与鱼类遗骸有关^[66,71]。CREANEY^[65]以及 GORMLY 和 MUKHOPADHYAY^[84]报道了从破坏的藻类体到沥青质体之间的过渡现象。LOH 等^[79]认为德国波西多尼亚页岩中的层状藻类体和沥青质体之间存在成因上的联系。一些油源岩(rich oil-source rocks),例如北海的基末里页岩和蒂罗尔州塞费尔德的三叠纪 Fish 页岩中含有纯的沥青质体层。沥青质体通常与丰富的莓球状黄铁矿相关,表明细菌通过对硫酸盐的还原作用对有机物进行降解^[66-67,71,78-79]。SHERWOOD 和 COOK^[71]研究了澳大利亚埃罗曼加盆地 Toolebuc 组地层中的油页岩,其中沥青质体占 10%~40%。GLIKSON 和 TAYLOR^[67]强调 Toolebuc 组油页岩中沥青质体和方解石之间关系紧密。

沥青质体主要集中在亮/浅色的木质褐煤中,尤其是在德国用于低温碳化的始新世软褐煤中最为典型,其中沥青质体高度富集在蜡煤(pyropissite)中。蜡煤是一种焦沥青(pyrobitumen),主要由水、腐植酸、蜡和二氧化硅组成,是褐煤蜡的来源。此外,沥青质体是腐泥煤的特征显微组分,它也可作为亮木质褐煤地层中其他类脂体显微组分(尤其是藻类体)和惰质体显微组分的主要基质(例如莫斯科盆地地下石炭统木质褐煤的藻煤)。

10.5 沥青质体随成熟度增加的变化

随着成岩作用的加强,沥青质体的反射率增加,荧光强度降低,沥青质体的荧光色由黄色或橙色变为红色。当镜质体反射率 R_r 超过 0.8%~0.9%时,荧光消失。在成熟过程中(“生油窗”),从沥青质体中生出碳氢化合物,留下反射率很高、以微粒体为主的脱氢残留产物^[66,70-71,79,84-86]。SHERWOOD 和 COOK^[71]描述澳大利亚中部和东北部的白垩纪 Toolebuc 组油页岩的一个突出特征为“沥青质体的微粒体化”。LOH 等^[79]认为 III 型沥青质体(不发荧光,通常与动物残骸有关)是 I 型和 II 型沥青质体高度煤化的形式。根据 LITKE 和 RULLKÖTTER^[86]的研究,在镜质体的反射率 $R_r=0.9%$ 的情况下,波西多尼亚页岩中的沥青质体的生烃过程基本已经完成;而在相同的油页岩中,I 型沥青质体的微粒体化过程在 $R_r=1.3%$ 时才完成。

沥青质体比层状藻类体开始生油的成熟度起点更低^[71,78,83]。在法国托尔阶油页岩中,沥青质体反射率 $R_r=0.3%$ 时沥青质体开始生油,相应的镜质体反射率 $R_r=0.5%$ ^[69]。在澳大利亚的油页岩中,当沥青质体开始生油时,相应的镜质体反射率为 $R_r=0.4%$,镜质体 $R_r=0.5%~0.8%$ 时达到生油最大值, $R_r=0.9%$ 生油结束^[70]。

10.6 沥青质体的应用

沥青质体是许多油页岩、其他油源岩和一些煤的重要显微组分。沥青质体和以矿物为基质的亚显微类脂物质均是低温焦油(400~600°C)和原油主要来源物质。根据 POWELL 等^[64],I型沥青质体在有机质中超过10%时,表明其为潜在的油源岩。其他学者^[71,78-79,83]也发现沥青质体是很好的生烃显微组分。德国波西多尼亚页岩下部的沥青质体含量很高,成为寻找页岩油的主要目标^[79]。根据 SHERWOOD 和 COOK^[71]的研究,昆士兰州白垩纪 Toolebuc 烃源岩中沥青质体非常丰富,尽管部分沥青质体已处于正在生油的微粒体化阶段,每克有机碳可产生约200 mg 烃。

11 结 论

“ICCP System 1994”的类脂体分类适用于各种煤阶的煤和分散有机质,类脂体包括9种显微组分,即角质体、木栓质体、孢子体、树脂体、渗出沥青体、叶绿素体、藻类体、类脂碎屑体、沥青质体。对低、中煤阶而言,类脂体显微组分的反射率远低于镜质体,显示荧光。类脂体的反射率随煤阶升高而增大,其荧光强度随煤阶升高而降低,当煤阶升高至镜质体反射率 R_r 大于1.3%时,类脂体荧光消失。

“ICCP system 1994”和国标《烟煤显微组分分类》相比,后者划分出显微组分亚组分(即孢粉体分为大孢子体和小孢子体,藻类体分为结构藻类体和层状藻类体),有树皮体和荧光体。“ICCP system 1994”将荧光体作为树脂体的一种;有叶绿素体。ICCP 尚未承认树皮体这一显微组分。

致谢 本文的原文源于 International Journal of Coal Geology 发表的煤中类脂体显微组分的分类,基于 Creative Commons CC-BY 的许可,本文可以对原文不受限制使用,特此对 Elsevier 表示感谢。

参考文献(References):

[1] PICKEL W, KUS J, FLORES D. Classification of liptinite—ICCP System 1994[J]. International Journal of Coal Geology, 2017, 169:40-61.

[2] ICCP. The new vitrinite classification (ICCP System 1994)[J]. Fuel, 1998, 77:349-358.

[3] ICCP. The new inertinite classification (ICCP System 1994)[J]. Fuel, 2001, 80:459-471.

[4] SYKOROVA I, PICKEL W, CHRISTANIS K, et al. Classification of huminite—ICCP System 1994 [J]. International Journal of Coal Geology, 2005, 62:85-106.

[5] ICCP. International Handbook of Coal Petrography (second ed.) [M]. CNRS Paris, 1963.

[6] ICCP. International Handbook of Coal Petrography (Supplement to 2nd ed.) [M]. CNRS Paris, 1971.

[7] ICCP. International Handbook of Coal Petrography (3rd Supplement to 2nd ed.) [M]. CNRS Paris, 1975.

[8] ICCP. International Handbook of Coal Petrography (3rd Supplement to 2nd ed.) [M]. England: University of Newcastle Upon Tyne, 1993.

[9] GB/T 15588—2013, 烟煤显微组分分类[S]. 2013.

[10] 韩德馨,任德贻. 中国煤岩学[M]. 徐州:中国矿业大学出版社, 1996.

[11] SUN Xuguang. The optical features and hydrocarbon-generating model of “barkinite” from Late Permian coals in South China [J]. International Journal of Coal Geology, 2002, 51:251-261.

[12] SUN Yuzhuang. Petrologic and geochemical characteristics of “barkinite” from the Dahe Mine, Guizhou Province, China[J]. International Journal of Coal Geology, 2003, 56:269-276.

[13] WANG Shaoqing, LIU Shimin, SUN Yibo, et al. Investigation of coal components of Late Permian different ranks bark coal using AFM and Micro-FTIR[J]. Fuel, 2017, 187:51-57.

[14] HOWER J C, SUAREZ-RUIZ I, MASTALERZ M, et al. The investigation of chemical structure of coal macerals via transmitted-light FT-IR microscopy by X. Sun [J]. Spectrochimica Acta Part A-Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 2007, 67: 1433-1437.

[15] MASTALERZ M, HOWER J C, CHEN Y Y. Microanalysis of barkinite from Chinese coals of high volatile bituminous rank [J]. International Journal of Coal Geology, 2015, 141:103-108.

[16] O'KEEFE J M K, BECHTEL A, CHRISTANIS K, et al. On the fundamental difference between coal rank and coal type[J]. International Journal of Coal Geology, 2013, 118:58-87.

[17] TAYLOR G H, TEICHMÜLLER M, DAVIS A, et al. Organic petrology[M]. Stuttgart, Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1998.

[18] GUO Y, BUSTIN R M. Micro-FTIR spectroscopy of liptinite macerals in coal [J]. International Journal of Coal Geology, 1998, 36: 259-275.

[19] KHORASANI G K, MURCHISON D G. Order of generation of petroleum hydrocarbons from liptinitic material with increasing maturity [J]. Fuel, 1988, 67:1160-1162.

[20] WAN Hasiah A. Coaly source rocks of NW Borneo: Role of suberinite and bituminite in oil generation and expulsion [J]. Bulletin of the Geological Society of Malaysia, 2003, 47: 153-163.

[21] TYSON R V. Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies [M]. London: Chapman and Hall, 1995.

[22] STOPES M. On the petrology of banded bituminous coals [J]. Fuel, 1935, 14:4-13.

[23] POTONIÉ H. Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt (Sixth ed.) [M]. Berlin: Borntraeger, 1920.

[24] MASTALERZ M, BUSTIN R C. Variations in the chemistry of macerals in coals of the Mist Mountain Formation, Elk Valley coalfield, British Columbia, Canada [J]. International Journal of Coal Geology, 1997, 33:43-59.

[25] KOLATTUKUDY P E. Biopolyester membranes of plants: Cutin and suberin [J]. Science, 1980, 208:990-1000.

- [26] TEGELAAR E W, HORSEFIELD B, DE LEEUW J W. Insoluble, non-hydrolysable highly aliphatic biopolymers from algal cell walls and vascular plant cuticles and barks as source of n-alkanes in crude oils[J]. AAPG Bulletin, 1989, 73: 418.
- [27] DAI Shifeng, HAN Dexin, CHOU C L. Petrography and geochemistry of the Middle Devonian coal from Luquan, Yunnan Province, China[J]. Fuel, 2006, 85: 456-464.
- [28] STACH E, MACKOWSKY M T, TEICHMÜLLER M, et al. Coal petrology[M]. Stuttgart, Berlin; Gebrüder Bornträger, 1982.
- [29] RAHMAD B, NOTOSISWOYO A, ANGGAYANA K, et al. The role of friedelin to predict the genesis of Muara Coal, east Kalimantan, Indonesia[J]. Journal of Novel Carbon Resources Sciences, Kyushu University Global COE Program, 2013, 7: 60-67.
- [30] KHORASANI G K. Novel development in fluorescence microscopy of complex organic mixtures; Application in petroleum geochemistry [J]. Organic Geochemistry, 1987, 11: 157-168.
- [31] CABRERA L, HAGEMANN H W, PICKEL W. The coal-bearing, Cenozoic As Pontes Basin (northwestern Spain); Geological influence on coal characteristics[J]. International Journal of Coal Geology, 1995, 27: 201-226.
- [32] SEYLER C A. Recent progress in the petrology of coal[J]. Journal of the Institute of Fuel, 1943, 16: 134-141.
- [33] POTONIÉ R, REHNELT K, STACH E, et al. Zustand der sporen in den kohlen 'sporinit' [J]. Fortschr Geol Rheinl Westfalen, 1970, 17: 461-498.
- [34] SHAW G. The chemistry of sporopollenin[A]. BROOKS J. Sporopollenin[C]. London-New York: Academic Press, 1971: 305-350.
- [35] SPEARS D A, BORREGO A G, COX A, et al. Use of laser ablation ICP-MS to determine trace element distribution in coals, with special reference to V, Ge and Al[J]. International Journal of Coal Geology, 2007, 72: 165-176.
- [36] KRUGE M A, STANKIEWICZ B A, CRELLING J C. Aspects of organic geochemistry and petrology of kerogen and coal macerals[J]. Organic Geochemistry, 1993, 15: 281-289.
- [37] TEICHMÜLLER M. Zum petrographischen Aufbau und Werdegang der Weichbraunkohle (mit Berücksichtigung genetischer Fragen der Steinkohlenpetrographie) [J]. Geologisches Jahrbuch, 1950, 64: 429-488.
- [38] TEICHMÜLLER M, THOMSON P W. Vergleichende mikroskopische und chemische Untersuchungen der wichtigsten Fazies-Typen im Hauptflöz der niederrheinischen Braunkohle [J]. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 2: 573-598.
- [39] STACH E. Lehrbuch der kohlenpetrographie[M]. Berlin; Gebrüder Bornträger, 1935.
- [40] TEICHMÜLLER M. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen versteinertes Torfe des Ruhrkarbons und der daraus entstandenen Steinkohlen[A]. C. R. 3 Congr. Int. Congr. Strat. Geol. Carbonifere (Heerlen 1951) [C]. 1952: 607-613.
- [41] HAGEMANN H W, PICKEL W. Characterization of Upper Cretaceous coals from Enugu (Nigeria) related to bitumen generation and mobilization[J]. Organic Geochemistry, 1991, 17: 839-847.
- [42] TAYLOR G H, TEICHMÜLLER M. Observations on fluorinite and fluorescent vitrinite with the transmission electron microscope (TEM) [J]. International Journal of Coal Geology, 1993, 22: 61-82.
- [43] METCALFE C R, CHALK L. Anatomy of Dicotyledons[M]. Oxford: Oxford University Press, 1957.
- [44] NIP M, DE LEEUW J W, CRELLING J C. Chemical structure of bituminous coal and its constituent maceral fractions as revealed by flash pyrolysis[J]. Energy & Fuels, 1992, 6: 125-136.
- [45] CRELLING J C, KRUGE M A. Petrographic and chemical properties of carboniferous resinite from the Herrin No. 6 coal seam[J]. International Journal of Coal Geology, 1998, 37: 55-71.
- [46] MURCHISON D G, JONES J M. Properties of the coal macerals; Elementary composition of resinite [J]. Fuel, 1963, 42: 141-158.
- [47] POWELL T G, FOSCOLOS A E, GUNTHER P R. Diagenesis of organic matter and fine clay minerals; A comparative study [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, 42: 1181-1197.
- [48] TEICHMÜLLER M. Über neue macerale der liptinit-gruppe und die entstehung von micrinit fortschr [J]. Fortschr Geol Rheinl Westfalen, 1974, 24: 37-64.
- [49] PICKEL W, GÖTZ G K E. Investigations on the petroleum generation potential of bituminous coals from the Saar region[J]. Organic Geochemistry, 1991, 17: 695-704.
- [50] WAN Hasiah A. Evidence of early generation of liquid hydrocarbon from suberinite as visible under the microscope [J]. Organic Geochemistry, 1997, 27: 591-596.
- [51] DUNNING H N. Geochemistry of organic pigments[A]. BREGER I A. Organic Geochemistry[C]. Oxford; Pergamon, 1963: 367-430.
- [52] HODGSON G W, STROSHER M, CASAGRANDE D J, et al. Geochemistry of porphyrins; Analytical oxidation to maleimides [A]. WEHNER H. Advances in Organic Geochemistry[C]. 1972: 151-161.
- [53] PICKEL W, WOLF M. Kohlenpetrographische und geochemische Charakterisierung von Braunkohlen aus dem Geiseltal (DDR) [J]. Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, 1989, 42: 481-484.
- [54] QUEROL X, CABRERA L, PICKEL W, et al. Geological controls on the coal quality of the Mequinenza sub-bituminous coal deposit, northeast Spain[J]. International Journal of Coal Geology, 1996, 29: 67-91.
- [55] RAMOS E, CABRERA L, HAGEMANN H W. Palaeogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean, Spain); Depositional, palaeogeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 172: 1-37.
- [56] HUTTON A C, KANTSLER A J, COOK A C. Organic matter in oil shales [J]. Australian Petroleum Exploration Association Journal, 1980, 20: 44-68.
- [57] HUNT J M. Petroleum Geochemistry and Geology (2nd ed.) [M]. San Francisco: Freeman and Co, 1996.
- [58] STASIUK L D, KYBETT B D, BEND S L. Reflected light microscopy and micro-FTIR of Upper Ordovician Gloeocapsomorpha prisca alginite in relation to paleoenvironment and petroleum generation, Saskatchewan, Canada [J]. Organic Geochemistry,

- 1993,20:707-719.
- [59] PRAUSS M, LIGOUIS B, LUTERBACHER H. Organic matter and palynomorphs in the 'Posidonienschiefer' (Toarcian, Lower Jurassic) of Southern Germany [A]. TYSON R V, PEARSON T H. Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia: An overview [C]. Geological Society Special Publication, 1991, 58:335-351.
- [60] HUFNAGEL H. Das Fluoreszenzvermögen der Dinoflagellaten-Cysten-ein Inkohlungsparameter? [J]. Geol Jahrb, 1977, 23:59-65.
- [61] HUTTON A C. Organic petrology of oil shales [D]. Wollongong: University of Wollongong, 1982;519
- [62] TEICHMÜLLER M. Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdoel und Erdgasprospektion [J]. Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, 1971, 24:69-76.
- [63] STACH E, MACKOWSKY M T, TEICHMÜLLER M, et al. Stach's Textbook of Coal Petrology [M]. Stuttgart, Berlin: Gebrüder Bornträger, 1975.
- [64] POWELL T G, CREANEY S, SNOWDON L R. Limitations of the use of organic petrographic techniques for identification of petroleum source rocks [J]. AAPG Bulletin, 1982, 66:430-435.
- [65] CREANEY S. The organic petrology of the Upper Cretaceous Boundary Creek formation, Beaufort-Mackenzie Basin [J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1980, 28:112-119.
- [66] TEICHMÜLLER M, OTTENJANN K. Art und Diagenese von Lipiniten und lipoiden Stoffen in einem Edölmuttergestein auf Grund fluoreszenzmikroskopischer Untersuchungen [J]. Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, 1977, 30:387-398.
- [67] GLIKSON M, TAYLOR G H. Cyanobacterial mats: Major contributors to the organic matter in Tooleebuc Formation oil shales [A]. GRAVESTOCK D I, MOORE P S, PITT G M. Contributions to the Geology and Hydrocarbon Potential of the Eromanga Basin [C]. Sydney: Geological Society of Australia, Special Publication, 1986, 12:273-286.
- [68] VAN GIJZEL P. Applications of the geomicrophotometry of kerosen, solid hydrocarbons and crude oils to petroleum exploration [A]. BROOKS J. Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration [C]. San Francisco: Academic Press, 1981:351-377.
- [69] ALPERN B. Pétrographie du kérogène [A]. ALPERN B, DURAND B. Kerogen Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks [C]. Paris: Editions Technip, 1980:339-371.
- [70] COOK A C. Organic facies in the Eromanga Basin [A]. MOORE P S, MOUNT T J. Eromanga Basin Symposium [C]. Adelaide: Geological Society of Australia and Petroleum Exploration Society of Australia, Summary papers, 1982:234-257.
- [71] SHERWOOD N R, COOK A C. Organic matter in the tooleebuc formation [M]. Sydney: Geological Society of Australia Special Publication, 1986:255-265.
- [72] ALPERN B, LEMOS DE SOUSA M J, PINHEIRO H J, et al. Detection and evaluation of hydrocarbons in source rocks by fluorescence microscopy [J]. Organic Geochemistry, 1993, 20:789-795.
- [73] BARRON L S, ROBL T L, TAULBEE D N. Organic petrography and chemistry of density concentrated macerals of an Upper Devonian black shale from Kentucky [A]. Abstracts of 4th Annual Meeting of the Society for Organic Petrology [C]. San Francisco, California, 1987.
- [74] TISSOT B P, WELTE D H. Petroleum formation and occurrence (2nd ed.) [M]. Heidelberg: Springer-Verlag, 1984.
- [75] KAUFFMAN E G. Ecological reappraisal of the German Posidonienschiefer (Toarcian) and the stagnant basin mode [A]. GRAY J, BOUCOT A J W, BERRY B N. Communities of the past [C]. Pennsylvania: Ross Publ. Co., 1981:311-381.
- [76] RAMSDEN A R. Classification of Australian oil shales [J]. Geol Soc Aust, 1983, 30:17-23.
- [77] LITTKE R. Deposition, diagenesis, and weathering of organic matter-rich sediments [A]. Lecture Notes in Earth Science 47 [C]. Berlin: Springer Verlag, 1993.
- [78] GUTJAHR C C M. Introduction to incident-light microscopy of oil and gas source rocks [A]. VAN DER BERG M W, FELIX R. Special Issue in the Honour of J. D. deJong 62 [C]. Geologie en Mijnbouw, 1983:417-425.
- [79] LOH H, MAUL B, PRAUSS M, et al. Primary production, maceral formation and carbonate species in the Posidonia shale of NW Germany [A]. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg [C]. SCOPE/UNEP H. 60, Sonderband, 1986:397-421.
- [80] WEHNER H, HUFNAGEL H. Some characteristics of the inorganic and organic composition of oil shales from Jordan [A]. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg [C]. SCOPE/UNEP H. 60, Sonderband, 1986:381-395.
- [81] PORTER K G, ROBBINS E I. Zooplankton fecal pellets link fossil fuels and phosphate deposits [J]. Science, 1981, 212:931-933.
- [82] TISSOT B P, DURAND B, ESPITALIÉ J. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum [J]. AAPG Bulletin, 1974, 58:499-506.
- [83] MASRAN T C, POCOCK S A J. The classification of plant-derived particulate organic matter in sedimentary rocks [A]. BROOKS E. Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration [C]. London-New York: Academic Press, 1981:145-175.
- [84] GORMLY J R, MUKHOPADHYAY P K. Hydrocarbon potential of kerogen types by pyrolysis-gas chromatography [J]. Advances in Organic Geochemistry, 1983, 10:597-606.
- [85] TEICHMÜLLER M, WOLF M. Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration [J]. Journal of Microscopy, 1977, 109:49-73.
- [86] LITTKE R, RULLKÖTTER J. Mikroskopische und makroskopische unterschiede zwischen Profilen unreifen und reifen Posidonienschiefers aus der Hilsmulde [J]. Facies, 1987, 17:171-180.