高等学校教材

石油地质学

潘钟祥 主编

地质出版社

24995

00357692

高等学校教材

石油地质学

潘钟祥 主编

200367030

北京科技大学 藏书

地质出版社

内 容 简 介

本书旨在阐明石油地质学的基本原理。全书共分十章。第一章为绪论，主要明确课程的范围和任务，介绍石油在国民经济中的作用和世界石油的储产形势。第二章至第五章主要讲述石油地质学的有关基础知识。如油、气、水以及它们的储层。第六章至第七章讨论石油的生成和运移过程，这是本课程最基本的理论。第八章讲述油气藏的形成及其类型，这是本课程的中心内容。第九章至第十章讲述含油气盆地以及油气在盆地中分布的若干规律。

书后附有实习实验指导书，各教学单位可根据具体条件予以选择使用。

本书编著过程中既注意教学经验的积累又注意当今最新研究成果，既注意理论本身的阐述又注意理论在实践中的应用。

本书为高等院校石油地质专业的教材，同时亦可供石油地质工作者参考。

高等学校教材

石油地质学

潘钟祥 主编

责任编辑：卢鹤兴 王璞

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：18 7/8 字数：436,500

1986年6月北京第一版·1986年6月北京第一次印刷

印数：1—3,560册 定价：2.95元

统一书号：13038·教245

前　言

SY61/03

近几年在石油物探专业教学的基础上，我们编写了这本《石油地质学》。本教材按教学大纲的要求，根据石油物探专业的特点，有针对性地选取了教材内容。对与石油物探工作关系不甚密切的部分章节均作了必要的删减，而对石油探物必需的内容则有适当的加强，力求作到少而精，使石油物探专业学生能掌握石油地质学的基本原理和主要内容，为今后的工作打下坚实的地质基础。本教材同样适用于现场石油物探人员自学和参考。

全书共分九章，第三、第六两章由袁炳存同志编写；第二、第四两章由蔡樨芬同志编写；其余五章由王淑珍同志编写。成稿后由石油地质教研室陈荣书、陆明德、袁炳存、陶一川等同志分别进行审阅并提出了许多宝贵意见，全部图件由绘图者吴继红清绘，在此一并致谢。

由于编者水平所限，谬误之处在所难免，恳请石油地质界前辈、专家及广大读者批评指正。

编者

1984.9.

在本书编写过程中，兄弟院校、地质矿产部、石油部有关单位给予大力支持和协助。图件大部由武汉地质学院绘图室王润斋、方敏、唐核之等同志清绘。在此--并表示感谢。

由于统稿者水平有限，缺欠之处是难免的，欢迎读者给予批评指正。

编者　1984年11月于北京

目　录

第一章　绪论 …… 1
第一节　石油地质学的内容 …… 1
第二节　石油在国民经济中的作用 …… 1
第三节　我国古代对油气的发现和利用 …… 2
第四节　我国近代的石油工业 …… 3
第五节　世界石油资源的储产形势 …… 5
第六节　石油在能源消费中的地位 …… 6
第二章　油气藏中的流体——石油、天然气和油田水 …… 8
第一节　石油 …… 8
一、石油的概念及组成 …… 8
二、石油的化合物类型及特征 …… 11
三、石油的分类 …… 14
四、海、陆相石油的基本区别 …… 16
五、石油的物理性质 …… 17
第二节　天然气 …… 20
一、天然气的概念及产出类型 …… 20
二、天然气的化学组成 …… 22
三、天然气的物理性质 …… 23
第三节　油田水 …… 25
一、油田水的概念及产状 …… 25
二、油田水的来源及形成 …… 26
三、油田水的矿化度及化学组成 …… 27
四、油田水的类型 …… 28
第四节　油、气的碳、氢稳定同位素 …… 30
一、同位素的概念及碳稳定同位素分馏机理 …… 30
二、稳定同位素在自然界的分布、比值符号和标准 …… 31
三、油、气中的碳同位素组成 …… 32
四、油、气中的氢同位素组成 …… 33
第三章　油气显示 …… 35
第一节　地表常见的油气显示 …… 35
一、概述 …… 35
二、常见油气显示的类型 …… 35
第二节　油矿物——固体含油显示 …… 37
一、概述 …… 37
二、常见油矿物的特征 …… 39
三、油矿物的研究和鉴定 …… 40
第三节　油气显示的形成和评价 …… 41

一、地表油气显示的形成 ……41
二、油气显示的评价 ……42
第四章 储集层和盖层 ……44
第一节 储集层的物理性质 ……44
一、储集层概述 ……44
二、储集层的孔隙性 ……44
三、储集层的渗透性 ……45
四、储集层的孔隙结构 ……47
第二节 储集层类型 ……49
一、概述 ……49
二、碎屑岩储集层 ……49
三、碳酸盐岩储集层 ……56
第三节 盖层 ……62
一、盖层的概念 ……62
二、盖层的封闭机制 ……63
第五章 圈闭和油气藏 ……65
第一节 圈闭和油气藏概述 ……65
一、圈闭和油气藏的概念 ……65
二、圈闭和油气藏的分类 ……66
三、圈闭和油气藏的度量 ……67
第二节 构造油气藏 ……68
一、背斜油气藏 ……68
二、断层油气藏 ……73
三、裂缝性背斜油气藏 ……77
四、刺穿油气藏 ……79
第三节 地层油气藏 ……81
一、岩性油气藏 ……81
二、不整合油气藏 ……89
三、礁型油气藏 ……94
第四节 水动力（或流体）油气藏 ……98
一、流体圈闭的形成机制 ……98
二、水动力油气藏的基本类型 …… 101
第五节 复合油气藏 …… 104
一、复合油气藏的基本概念 …… 104
二、复合油气藏的基本类型 …… 105
第六节 圈闭和油气藏小结 …… 107
第六章 石油的成因与生油岩 …… 109
第一节 石油成因概述 …… 109
第二节 石油成因的现代概念 …… 111
一、有机起源的证据 …… 111
二、生油的原始物质 …… 112

三、沉积有机质的形成 …… 114
四、沉积有机质的分布和丰度 …… 115
五、沉积有机质中的干酪根 …… 117
六、促使有机质演化成油的因素 …… 122
七、有机质成岩演化与油气生成的阶段性 …… 129
八、石油生成的地质环境 …… 133
九、关于煤型气 …… 135
第三节 生油岩 …… 140
一、概述 …… 140
二、有机质的数量 …… 141
三、有机质的类型 …… 143
四、有机质的成熟度 …… 147
第四节 石油的地球化学对比 …… 155
一、对比的意义 …… 155
二、常用的对比参数 …… 155
三、对比参数的选取 …… 161
四、对比结果的解释 …… 162
第五节 近代的无机生油学说 …… 162
一、概述 …… 162
二、无机成因的论据 …… 162
三、按无机学说的石油生成 …… 163
四、对于无机学说的简要评述 …… 164
第七章 石油的运移 …… 166
第一节 运移作用概述 …… 166
第二节 初次运移 …… 167
一、引起初次运移的因素 …… 168
二、石油初次运移的相态 …… 172
三、与初次运移有关的若干问题 …… 179
第三节 二次运移 …… 182
一、二次运移的阻力 …… 182
二、二次运移的驱动力 …… 183
三、与二次运移有关的若干问题 …… 185
第八章 油气藏的形成 …… 189
第一节 油气聚集 …… 189
一、单一圈闭的油气聚集 …… 189
二、系列圈闭中的油气聚集（差异聚集） …… 195
第二节 油气藏形成的基本条件 …… 195
一、充足的油气源 …… 195
二、良好的储集层和有利的生储盖组合 …… 197
三、大容积的有效圈闭 …… 202
第三节 油气藏形成的时间 …… 203
一、根据生油层的主生油期确定油气藏形成的最早时间 …… 203

二、根据区域倾斜发生的时期确定油气藏形成的最早时间 …… 204
三、根据圈闭形成的时期确定油气藏形成的最早时间 …… 204
四、根据饱和压力确定油气藏形成的时间 …… 205
五、根据圈闭容量确定天然气藏形成的时间 …… 205
六、利用成岩过程的岩石和矿物学资料确定油气藏形成时间 …… 206
第四节 油气藏破坏和油气再分布 …… 206
一、概述 …… 206
二、引起圈闭破坏和油气再分布的地质作用 …… 207
三、油气藏中石油的变化 …… 208
第九章 含油气盆地 …… 215
第一节 含油气盆地概述 …… 215
一、含油气盆地的概念 …… 215
二、决定盆地中油气丰度的基本因素 …… 215
三、盆地演化的主要特征 …… 215
第二节 含油气盆地的分类 …… 216
一、概述 …… 216
二、盆地的几何形态分类 …… 217
三、以固定论为基础的盆地分类 …… 217
四、以活动论为基础的盆地分类 …… 218
五、以地球动力学为基础的盆地分类 …… 221
第三节 含油气盆地中的油气聚集 …… 225
一、盆地类型与油气聚集 …… 225
二、油气聚集带 …… 226
三、油气田 …… 232
第十章 油气分布及其控制因素 …… 239
第一节 有关油气生成问题 …… 239
一、油气生成与盆地的关系 …… 239
二、油气生成与温度和深度的关系 …… 239
三、二次生油 (Second crop of oil) 及其意义 …… 241
第二节 有关油气运移和聚集问题 …… 241
一、初次运移的方向 …… 241
二、断层对于油气运移和聚集的关系 …… 242
三、不整合对于油气运移和聚集的重要性 …… 242
四、蒸发岩的意义 …… 244
五、三角洲、冲积扇、水下扇和深海扇等砂岩体中的油气 …… 247
六、枢纽带是油气富集的有利地带 …… 248
第三节 有关油气分布问题 …… 249
一、油气在时间上的分布 …… 249
二、油气在空间上分布 …… 250
三、油气藏的埋藏深度 …… 251
四、天然气分布的广泛性 …… 253
主要参考文献 …… 253

附：石油地质学实习及实验指导书 …… 257
说明 …… 257
实验一、原油宏观特征的观察和测定 …… 257
实验二、石油沥青矿物和含油岩石的鉴定 …… 261
实习三、储集岩孔隙特征的对比观察及碎屑岩储集性能影响因素的分析 …… 265
实习四、圈闭和油气藏类型的识别 …… 267
实习五、有机质成烃演化曲线和成熟度分区 …… 271
实习六、生油（气）岩的综合评价 …… 273
实习七、TTI值的计算和应用 …… 276
实习八、油气藏形成条件的综合分析（大作业） …… 279

第一章 绪 论

第一节 石油地质学的内容

石油地质学本是矿床地质学的一个分支，由于石油矿产独特的地质规律以及由于人类社会生活对石油矿产的迫切需求，使得石油地质学形成一门独立学科，并且是蓬勃发展的学科。

石油地质学的主要任务是阐述石油在地壳中的形成过程、产出状态，以及分布规律。此外，也涉及一些与这一主旨有关系的其它问题。在某些国家例如美国、日本等，石油地质学囊括了十分宽泛的内容，即除上述外，还有区域石油地质、石油调查勘探的技术方法、油藏工程等。按照我国的传统，对这些内容是采取分科设课的做法。因此，这里的石油地质学其确切含意应是石油地质学原理。

石油地质学不是一门孤立的学科，它同许多基础地质学科和石油专业技术学科都有着密切的关系。一方面，石油本身就是地壳组成的一部分，它的生成、聚散和分布都不能脱离整个地质体的发展过程，并且要受着各种地质因素的控制。因此，要研究石油地质学就必需有广泛的地质学知识，其中盆地构造、盆地沉积以及石油地球化学等三方面知识可被视为石油地质学的重要基石。另一方面，涉及石油勘探和开发的各种专业技术都是围绕油藏进行的，面石油的赋存条件和产出状态以及油藏的富集和分布规律等却正是石油地质学的主要内容。所以，石油地质学本身又是各种石油专业技术课程的基础。另外，石油是成分十分复杂的有机矿产，它在地质条件下的发生和转化过程，以及在地下复杂介质中的聚集过程，往往要涉及到相当专门的基础理论知识。否则，难以科学地和定量地阐明各种变化的机制和发生规律。

石油地质学是指导石油勘探和开发的理论基础。石油地质学对于石油地质专业的学生不言而喻是一门重要和必修的课程。努力学好这门课程对于随后学习专业技术课程乃至对于将来献身于石油地质事业，都将有着直接而深远的意义。

第二节 石油在国民经济中的作用

石油的工业性开发和利用仅只有一百二十余年的历史。在这短暂的期间内开采量的增长是十分惊人的。目前的石油年产量近约三十亿吨，是增长速度最迅猛的矿产资源之一。其所以如此，是与石油矿产本身的特色分不开的，首先是石油的热值高、比重低。与煤相比，石油的比重仅为其50～60%，而发热量却相当于煤的150%。石油的发热量在各常用燃料中名列前茅（表1—1）。其次是石油燃烧充分且易引燃。燃烧时不需介质燃料，烟尘也少，污染轻。烧后无甚残渣，有用成分高。再次是具有流动性。在地面可通过管道运输，在机器内可通过管线传送。复次是开采容易。可借自然能量自喷或用机械抽吸，无需掘进，

所以成本低，投产快。最后是用途广泛。既是重要的能源又是珍贵的化工原料。此外还是不可缺少的工业辅助材料。

表 1—1 几种常规燃料的热值（×4.19J/kg）

木柴	泥炭	褐煤	烟煤	无烟煤	焦炭	石油	汽油	天然气
2000～2500	2000～3500	2000	5000	6500	7000	10000	11000	7000～12000

基于上述，石油（及天然气）自然要在国民经济中发挥着极其重要的作用。在工业上，石油被誉为工业的血液。许多动力锅炉和内燃机都要以石油为燃料，金属和非金属的冶炼中也常要消耗大量油气。所以，近代工业和交通运输如果没有石油必将陷于瘫痪。

轻纺工业越来越多地依赖石油和天然气为原料。以生产合成纤维、合成橡胶和合成塑料为主体的石油化学工业已经形成一个新兴的庞大的工业门类。油漆、染料、医药、炸药、溶剂、洗涤剂乃至建材等等，莫不广泛使用石油产品。机电设备所需要的各种各样的润滑油脂也主要取材于石油。所以，石油又是不可缺少的工业食粮。

石油在农业中的作用也是显而易见的。除了农机所需要的燃料外，化肥、农药也都离不开石油。目前世界上百分之七十的合成氨都来自天然气和石油。化肥可以使农业增产，化纤可以减少棉田。就这个意义上说，石油就是良田沃土。

石油在军事上也是至关重要的。石油可以加强军事力量的机动性、迅速性，以及活动半径。石油还可提供高效能的炸药和火药。斯大林曾强调过："没有石油就没有国防"。

总而言之，石油是国民经济建设中不可缺少的战略资源和物质基础。当前的石油产品已经广泛深入到人民生活的各个领域。在实现我国社会主义四个现代化和提高人民物质生活水平的进程中，石油定将起着不容忽视的作用。

第三节 我国古代对油气的发现和利用

我国劳动人民很早就发现和利用了石油和天然气，并且做出过光辉的贡献。有关这方面的记载在史书上斑斑皆是。据今所知，最早者为《易经》中的"泽中有火"，这可能是指天然气在水中的燃烧。《易经》成书于西周，距今至少二千七百多年。公元前256～251年秦孝文王时在邛崃一带开凿第一批盐井时发现了天然气，并引起了通天大火。晋朝的左思在"蜀都赋"中描绘邛崃一口燃烧了约百余年的火井时写道："火井沉荧于幽泉，高焰飞煽于天垂"。晋朝常璩的《华阳国志》中记有："临邛县郡西南二百里……有火井，夜时光映上昭，民欲其火，先以家火投之，顷许如雷声，火焰出，通耀数十里。以竹筒盛其光，藏之可拽行，终日不灭也。"可见二千多年前我国不仅发现了天然气而且还用之照明和熬盐。由于邛崃附近的火井著称，隋唐之时在此设立了以"火井"为名的县治。

关于石油的记载，最早见于班固的《汉书》，该书记有："高奴县（今延安一带）有洧水，肥可燃，水上有肥，可接取用之"。（转引自《水经注·河水篇》）。晋初张华在《博物志》中关于延寿（今玉门一带）的油苗写道："县南有山石出泉……其水如肥，如煮肉汁，漾漾永永，如石凝膏，燃之极明，不可食，县人谓之石漆"（转引自《后汉书·郡国志》）。唐朝

的李延寿在《北史》中关于龟兹（今库车）的石油写道："南北大川中有如膏者，流出成川，行数里人地，状如饧糊，甚臭"。这里毋需继续援引了。上述资料足以说明，大约早在二千年前我国就开始有了石油的记载，并且还描述了其基本性状。

史料中的石漆、石脂水、井油皆为石油同义语。而"石油"一词首先是北宋沈括(1031—1095）提出的。他在"梦溪笔谈"中写道："富延境内有石油，旧说高奴县出石脂水即此也。"又云："生于水际沙石，与泉水相杂，惘惘而出……颇似淳漆。然之如麻，但烟甚浓，所熏幄幕皆黑。予疑其烟可用，试扫其煤以为墨，黑光如漆，松墨不及也，遂大为之。……此物后必大行于世，自予始为之。盖石油至多，生于地中无穷，不若松木有时而竭。"顺便提及，国外实现炭黑的工业生产是在1871年。

我国古代将石油应用于很多方面如照明、膏车、涂料、医药，甚至还用于战争。赤壁之战时用膏油灌入柴草，火烧战船。《元和郡县志》："周武帝宣政中（公元578年），突厥围酒泉，取此脂燃火，焚其攻具，得水愈明，酒泉赖以获济。"北宋时专门设有"猛火油作"将石油加工成军火。《元一统志》中提及："鄜州（今富县）……东十五里有一石窟，中出石脂，就窟可灌成烛，一枝敌蜡烛之三。"该书在"延安路"条下还提及："在延安县南迎河凿开石油一井，岁纳一百一十斤。又延川……永坪村有一井，岁办四百斤，入路之延丰库。"可见，至少在元朝时已知用油代蜡，并有油井生产。美国狄拉克于1859年打了一口油井，井深21.69 m，竟被认做是世界第一口油井，并以此做为近代石油工业的开始。明代的《格古要论》中在谈到陕北石油时写道："当地人用皮革盛装，煎制后用于点灯。"这说明四百年前我国已知从原油中制取灯油了。

我国古代对天然气的开发也是世界上最早的，并且达到了很高的工艺水平。自流井气田是最早被开发的。远在汉朝自流井已发现了天然气，不过到十三世纪以前以采盐为主。到了十三世纪（宋末元初）自流井的浅层气已经大规模开采。到了1835年兴海井钻穿了嘉陵江灰岩第五层主气层，井深1001.4 m，日产气约5000～8000 m^3，1840年又钻成井深1200m的磨子井，钻达嘉陵江灰岩第三层主气层，但发生强烈井喷，火光冲天，三十里外可见，估计日产气$4\times10^5m^3$以上。当时称它为火王井。《自流井记》说："经二十余年犹旺也。"自流井气田从十三世纪至十九世纪中叶，共采出天然气约$4\times10^9m^3$。

第四节　我国近代的石油工业

解放前我国的石油工业极其薄弱，从1904年台湾苗栗县出磺坑出油、1907年内地延长油田投入开发起，直到1949年新中国成立为止的四十多年中，除这两处清朝时代的油田外仅有老君庙和独山子二处。气田则除宋元时代遗留下来的自流井老气田以及台湾的几个气田外，仅有刚刚钻探见气的隆昌和石油沟二处。至子产量，天然气无完整统计，石油从1904年开始有记录，至1949年的四十六年中共生产308×10^4t。产量最高的1943年为32×10^4t，相当现在一天的产量。解放前夕的年产量只有12.1×10^4t。当时每年进口油约200×10^4t。从1907年日本人在延长钻第一口井起到1948年总钻井进尺为67025m，平均每年打井一千五百多米。旧中国遗留的全部钻机为旋转钻二部和顿钻六部，遗留下的石油地质人员廿余人，钻探工程人员十余人，采油工程人员三人。由此可见，我国的近代石油工业几乎是解放后从平地上发展起来的。

中华人民共和国成立后，我国迅速恢复和扩大了原有油田的生产，并在西北地区积极展开勘探，先后发现了克拉玛依（1955）、冷湖（1956）和鸭儿峡（1956—1958）等油田。与此同时在四川也发现了一系列油气田。随后，又在华北、东北、西南等地进行勘探。于1959年发现特大型的大庆油田，使我国原油生产局面得到根本改观。继大庆之后，还发现了胜利（1961）、大港（1964）、下辽河（1967）和任丘（1972）等重要石油产地。迄今为止，我国已有二十二个省市自治区找到了工业性油气，有大约二百个油气田投入开发，已经建成大庆、吉林、辽河、冀中、大港、南阳、江汉、苏北、新疆、青海、玉门、长庆、延长、四川、中原等十六个油气生产基地。石油产量从1978年起稳定在一亿吨以上，比解放前夕增长了800多倍（表1—2）。近数年来，年出口原油一千多万吨，为国家换取了大量外汇。自六十年代以来，海洋石油勘探也陆续展开。渤海已有二十二口探井出油，南海北部湾、莺歌海、珠江口外已有八口探井出油，东海也有三口井见有油气显示。为了加快海上石油资源的开发，我国正同外国石油公司合作，积极进行海域的石油调查与勘探。

表 1—2　解放后我国石油产量增长情况

年　份	1950	1955	1960	1965	1970	1975	1980	1985
产量（万吨）	12	96	521	1131	3064	7705	10400	11500（预计）

必须看到，由于石油普查工作未能跟上石油开发的发展，致使我国在石油产量急剧增长的同时，后备储量却十分紧张，储采比远远落后于世界的平均水平。这已威胁到产量的稳定和增长。为了使石油产量在本世纪末达到年产二亿吨的奋斗目标，据有关部门测算应该有10^{10} t储量做为后盾。这是一项十分艰巨的任务。因为，不仅勘探难度越来越大，而且地质上也将面临许多未被认识的新问题。

但是也应看到，我国石油勘探的前景是极其广阔的。目前，我国在陆地上已发现了大小三百多个沉积盆地，可供勘探的面积$45\times10^5\ km^2$，约占国土总面积的44%以上；海域中的大陆架面积约为$12\times10^5 km^2$。据国外估计，我国石油的远景储量可望拿到三百至一千亿吨，我国专家的保守估计是三百至六百亿吨。而现有探明储量仅几十亿吨。更重要的一个事实是我国的石油勘探程度很低。美国的沉积盆地面积与我相差不多，约$47\times10^5 km^2$，探明石油储量（包括已采出的）超过六百亿吨。美国石油工业已有120多年的历史，各种钻井上百万口，被开发的油气田数以万计，可是迄今仍不断有所发现。相形之下，不难看出我国的找油工作是有着雄厚的潜力和物质基础的。

再者，我国潜在的天然气资源更为雄厚，大家知道，天然气无论在生成条件上也无论在时空分布上都较石油更加广泛。近一、二十年来世界天然气储产量的增长已超过石油，而且这种势头有增无已，目前油与气在世界能源构成中的比例约为2:1，而我国由于长期来重油轻气，致使这个比例仅为7:1。

五十年代开展的全国大规模石油普查，曾使我们找到一大批油气田，从而促使我国的石油工业发生了划时代的变化。进入八十年代，国家提出开展第二轮石油普查，向新领域、新地区、新深度和新类型进军！相信通过全体石油战线职工的努力，定能在不久的将来为祖国找到丰富的油气储量，提供更多的后备生产基地。石油地质工作者是石油工业的尖兵，

摆在我们面前的使命艰巨而光荣，任重而道远。

第五节　世界石油资源的储产形势

目前世界上大约有近百个国家在进行着石油的勘探和开发，其中七十余个国家已有生产记录。所涉及到的面积，从大陆到浅海共约 $7\times10^7km^2$。

关于石油的储量，除已经从地下采出六百多亿吨外，现有（1982年初）剩余探明储量约九百亿吨。据估计，地球上仍有一千伍百至二千亿吨的石油储量有待发现。

地球上的石油蕴藏是相当普遍的，但石油的储量分布却是很不均衡的。中东是石油最富足的地区，大约拥有世界总储量的54%。拉丁美洲拥有 13%，非洲拥有 8%。其余的主要分布在北美、东南亚、北海、西西伯利亚、欧洲东部，以及我国东北等地。按国别说，1984年初探明储量大于二十亿吨的国家有沙特阿拉伯、科威特、苏联、伊朗、墨西哥、伊拉克、阿拉伯联合酋长国、美国、委内瑞拉、利比亚、中国、尼日利亚（详见表 1—3）。一个十分瞩目的事实是第三世界拥有的石油储量约占世界总储量的85%左右。美、苏两国分别占 4 %和 9 %。

表 1—3　1984年初探明可采石油储量大于十亿吨的国家（储量单位：10^8t）

沙特阿拉伯	227.4	利比亚	29.1
科威特	87.5	委内瑞拉	27.8
苏联	86.3	中国*	26.1
伊朗	69.9	尼日利亚	22.7
墨西哥	65.8	英国	18.0
伊拉克	58.9	阿尔及利亚	12.6
阿拉伯联合酋长国	43.6	印度尼西亚	12.5
美国	37.4	挪威	10.5
委内瑞拉	34.0		

* 据国外资料，内含台湾八十万吨

世界石油的年总产量，近些年来徘徊在三十亿吨上下。1983年各主要产油国的年产量如表1—4所示。其中年产油在一亿吨以上的国家有苏联、美国、沙特阿拉伯、墨西哥、伊朗、英国、中国。第三世界的年产油量约占世界总产量的65%，其中仅中东即占世界总产量的大约1/3。美苏都是石油生产大国，它们的年产量分别占世界总产量的 15%和 20%。第二世界除加拿大、挪威外几乎都是石油输入国，英国只是在最近才基本自足。

表 1—4　1983年石油年产量在三千万吨以上的国家（单位：10^4t）

苏联	61940	印度尼西亚	6460
美国	43345	尼日利亚	6160
沙特阿拉伯	25355	阿拉伯联合酋长国	5595
墨西哥	13510	科威特	5555
伊朗	13030	伊拉克	4525
英国	11300	埃及	3450
中国（含台湾12万吨）	10547	阿尔及利亚	3433
委内瑞拉	8955	挪威	3000
加拿大	6980		

在世界石油生产历史中，美国曾领先达百余年之久，直到1975年才被苏联超过，1979年又被沙特阿拉伯超过，退居第三。第二次世界大战以前，美国的石油总产量常占世界的60～70%，战后逐年下降，殆至七十年代再未超过20%。

苏联石油工业的摇篮是巴库地区，十月革命前的石油产量曾名列世界前茅，十月革命后亦有重要地位。二次世界大战时油田遭到破坏，产量大减。战后恢复生产，并陆续发现第二巴库——伏尔加-乌拉尔地区和第三巴库——西西伯利亚，遂使产量迅速上升，自1975年来已稳居世界第一。

委内瑞拉是三十年代兴起的石油生产大国，并且一直具有十分重要的地位。墨西哥的石油产量在二十年代时一度名列世界第三，以后进展缓慢，但七十年代以来由于海上和南部地区油田的开发，产量稳步上升。1981年产量突破亿吨大关，约较十年前翻了三番。英国的石油产量本无足轻重，但是由于七十年代对北海油田的开发，现已成为最新崛起的石油生产大国，1983年年产量已超过一亿吨，且超越了我国。

中东的石油生产主要是在二次大战以后在外国资本家手中发展起来的。主要产油国除沙特阿拉伯多年来一直高产外，科威特、伊朗、伊拉克、阿拉伯联合酋长国等也都有过年产上亿吨的记录。非洲的石油生产是在六十年代前后打开局面的，主要产油国有尼日利亚和利比亚，产量均曾破亿吨。阿尔及利亚是非洲第三大产油国，产量常相当上两国家的一半。中东和非洲各主要石油输出国的原油产量常因政局和市场的动荡而有很大浮动。

第三世界的石油尤其中东的石油无论在储量或产量上都在世界上具有举足轻重的地位。因此，国际上围绕这些地区的石油以及围绕这些地区可能含油的海洋的斗争是十分复杂而激烈的。

第六节　石油在能源消费中的地位

本世纪以来，世界能源消费结构的总变化趋势是，煤炭的地位大致由占90%跌至30%以内，而石油则由占5.5%上升至45%以上（天然气由2%上升至21%）。在最近的二十年中，石油已取代煤炭，成为最主要的能源支柱，在一些工业发达国家中，油气在整个能源消费中占达65～75%。

可是，石油的探明可采储量仅有九百亿吨。由于勘探难度越来越大，储量的增长将是缓慢的。如以每年采油三十亿吨计，三十年后石油的储量将明显面临枯竭的危机。

世界煤炭的探明地质储量，据1982年资料约为19634×10^8t，可采储量约为9000×10^8t。以当年年产38×10^8t计，至少可满足235年之需。水力和核能都很有前景，但限于资金和技术，一时不能有很快发展。其它能源在可预见的未来也不会成主要能源。因此，从世界范围看，在石油日益短缺的情况下煤炭可能出现第二个黄金时代。不过，至少在本世纪内石油仍将是能源消费中的主要构成。

我国的能源消费结构与世界平均水平有所出入。我国的石油在能源消耗中虽然已上升到22%，但与煤炭的71%相比，仍居次要地位。天然气只占3%，更不在话下。所以，在我国是以煤炭做为能源消费的主要支柱。这种局面至少要维持相当长的一段时期。我国幅员辽阔，存在着各种能量资源。其中，煤炭和水能蕴藏量之丰富早已著称于世，但是目前只分别利用了10～20%和3%，而我国的石油相对于后备储量而言却是开发程度很高的。

因此，我们一面要加强油气勘探以维持产量的稳步上升，另方面要重点开发煤炭和水能，并且要因地制宜合理利用其它能源。

能源开发是我国当前经济建设的战略重点。解决能源问题既要靠加强开发，又要靠大力节约。我国能源的使用效果非常落后。据测算，总节能潜力至少可达55～57%。只要将这部分潜力挖掘出来，就相当于能源产量翻了一番。

最后指出，从长远看，把石油做为能源使用，也许是人类的一个历史误会。石油是最珍贵最优质的天然有机原料。人类应该尽快把石油（甚至也包括煤炭）从燃料中解放出来，而去寻求无耗尽之虞的或者可以再生的能源。

第二章　油气藏中的流体——石油、天然气和油田水

第一节　石　　油

一、石油的概念及组成

（一）石油的概念及元素组成

石油是以液态形式存在于地下岩石孔隙中的可燃有机矿产。在地下油气藏中石油无论在成分上和相态上都是极其复杂的混合物。在成分上以烃类为主，含有数量不等的非烃化合物及多种微量元素。在相态上以液态为主，溶有大量烃气及少量非烃气，并溶有数量不等的烃类和非烃类的固态物质。因此，石油没有确定的化学成分和物理常数。

石油没有确定的化学成分，因而也就没有确定的元素组成。不过，往往局限在一定变化范围之内。国内外若干原油的元素组成（重量百分比）见表2—1。

表 2—1　原油的元素组成表（重量百分比）

原油产地		元素组成				
		C	H	S	N	O
中国	大庆（萨尔图混合油）	85.74	13.31	0.11	0.15	0.69
	胜利（101混合油）	86.26	12.20	0.80	0.41	—
	孤岛油田	84.24	11.74	2.20	0.47	—
	大港油田（混合油）	85.67	13.40	0.12	0.26	—
	江汉油田（混合油）	83.00	12.81	2.09	0.47	1.63
	克拉玛依油田（混合油）	86.13	13.30	0.04	0.25	0.28
苏联	雅雷克苏	80.61	10.36	1.05	量	8.97
	乌克兰	84.60	14.00	0.14	1.25	1.25
	老格罗兹内	86.42	12.62	0.32	—	0.68
	卡拉一布拉克	87.77	12.37	—	—	0.46
美国	文图拉（加利福尼亚州）	84.09	12.7	0.40	1.70	1.20
	科林加（加利福尼亚州）	86.49	11.70	0.60	—	—
	博芒特（得克萨斯州）	85.70	11.00	0.70	2.61	
	堪萨斯州	84.20	13.00	1.90	0.45	0.45

（据 石毓元，1980补充）

石油的平均元素组成，不同学者的估算不甚一致。据李特（1979）统计：碳—84.5，氢—13.0，硫—1.5，氮—0.5，氧—0.5。

从上述资料可知，碳、氢两元素在石油中占绝对优势，一般在95～99%之间，平均为97.5%。碳、氢元素重量比（C/H）的平均值约为6.5，原子比约为0.57（或1:1.8）。碳、氢两元素主要呈烃类化合物存在，它是石油组成的主体。

原油中含硫量，据蒂索（B. Tissot, 1978）等的统计，平均为0.65%（重量）。其频

率分布具双峰型，多数样品（约7500个）的含量小于1%，少数样品（1800个）的含量大于1%，在1%处为二个峰值之间的最小值。根据含硫量可把原油分为高硫原油（含硫量大于1%）和低硫原油（含硫量小于1%）（图2—1）。

原油中氮含量一般比硫低得多，平均值为0.094%，90%以上样品中含氮量小于0.2%，少数样品含氮量高达0.5%以上，最高可达1.7%（美国文图拉盆地的原油）。通常以0.25%作为贫氮和高氮原油的界线。

硫、氮、氧元素组成的化合物大多富集在渣油（residuum），或胶质（resin）、沥青质（asphaltene）中。

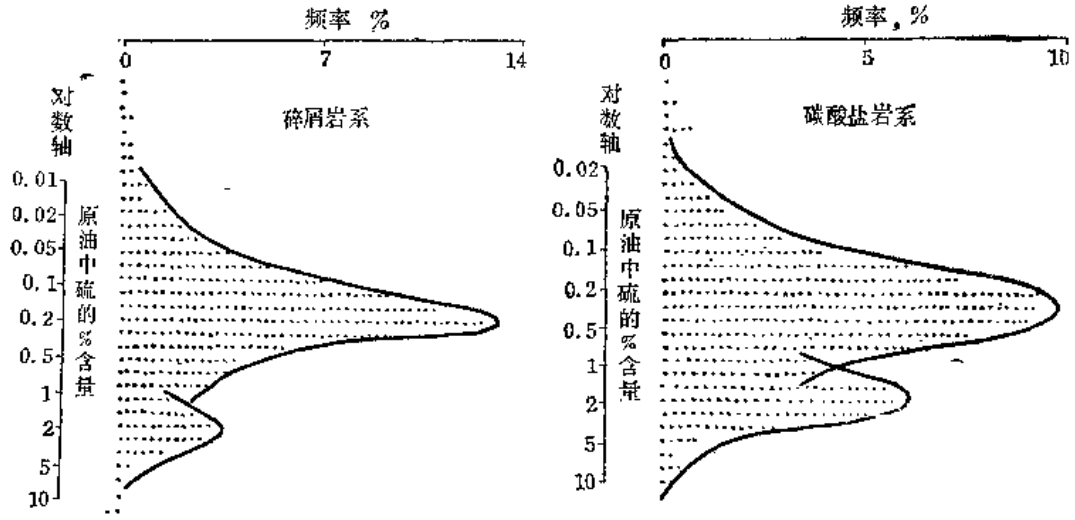


图 2—1 不同时代和来源的碳酸盐岩和碎屑岩原油中硫的分布
（据 B.P.Tissot等，1978）

（二）原油的馏分、组分及化合物组成

1．原油的馏分组成

原油的馏分是利用组成石油的化合物具有不同沸点的特性，加热蒸馏，将原油切割成不同沸点范围（即馏程）的若干部分，每一部分就是一个馏分。切割馏分所用的温度因研究目的不同而有所差异。在石油炼制上，各馏分的名称及温度范围，大致如表2—2所示。

据亨特对美国一种比重为35°API环烷型原油所作的分析结果，以脱气后各馏分总和计，各馏分的体积百分比如下：汽油—27%，煤油—13%，柴油—12%，重瓦斯油—10%，润滑油—20%，渣油—18%。

除按上述温度切割馏分外，还可以按每隔50℃或100℃间隔分出相应的直馏馏分来。我国中、新生界及国外若干原油各馏分和直馏馏分含量分布情况，如表2—3所示。

表 2—2 石油的馏分组成

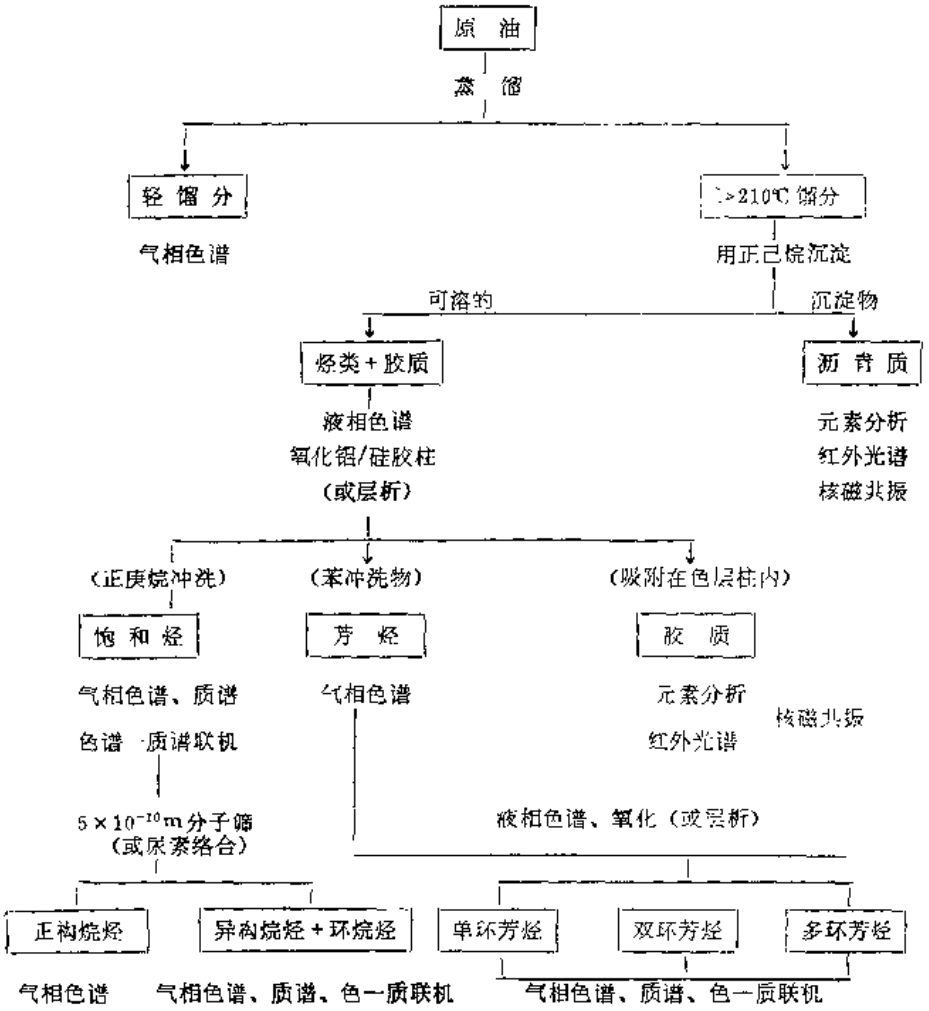
馏分	轻馏分		中馏分			重馏分	
	石油气	汽油	煤油	柴油	重瓦斯油	润滑油	渣油
温度（℃）	<35	35～190	190～260	260～320	320～360	360～530（500）	>530（500）

表 2—3　原油的馏分和直馏馏分含量简表

油　田	油层层位	初馏点—180℃（%）	初馏点—200℃（%）	200—300℃（%）	300—400℃（%）	180—350℃（%）	400—500℃（%）	350—500℃（%）	>500℃（%）
胜利101	下第三系	6.1	7.6	10.2	13.9	18.7	20.9	28.7	47.4
孤　岛	上第三系	1.9		10.3	11.6	14.0	18.3	28.9	55.2
任　丘	馆陶系	4.9	6.1	10.4	17.5	21.1	26.9	34.9	39.1
大　港	下第三系	7.8	9.8	15.8	21.0	27.1	24.7	36.4	28.7（>420℃）
五　七	下第三系	10.0	11.3	7.3	17.7	24.5	10.2	20.5	46.5
大　庆喇嘛甸	上第三系		14.9	15.8	19.1		17.1		33.2
长　庆	侏罗—三叠系		19.4	17.4	20.2		21.1		21.9
冷湖五号	侏罗系		45.0	22.5	17.0（300～380℃）		17.1（380～500℃）		2.1
克拉玛依	二叠系		14.7	15.7	19.4		17.8（400～480℃）		32.4（>480℃）
沙特阿拉伯	侏罗系		25.1	19.3	19.8				35.9（>400℃）
科威特	白垩系	18.1				25.3		21.1	32.2
印尼米纳斯	第三系	11.9				27.2		27.6	33.0

（据 石油部“原油评价资料”与陆婉贞等，1979编制）

表 2—4　原油组分分析流程表



2．原油的组分和化合物组成

原油化合物的不同组分，对有机溶剂和吸附剂具有选择性溶解和吸附性能。根据这一特性，可以选用不同有机溶剂和吸附剂，将原油分成若干部分，每一部分就是一个组分。

考虑到轻馏分部分具有较强的挥发性，在储存、运输过程中常因保存条件不同，造成人为的较大误差，所以对原油各组分中的化合物进行地球化学对比时，一般在作组分分离以前先对原油进行蒸馏，去掉低于210℃的轻馏分，一律切取＞210℃馏分进行组分分离。分离的流程如表2—4所示。

但是，必须指出，单一的氧化铝或硅胶柱色层分离各组分是一种比较粗糙的方法。用正庚（己）烷冲洗时，冲洗下来的除饱和烃外，混有非饱和烃；同样，用苯冲洗下来的，除芳烃外，还混有非烃。因为，有机溶剂的选择性溶解作用不是绝对的，总是有不同程度的混合溶解作用。

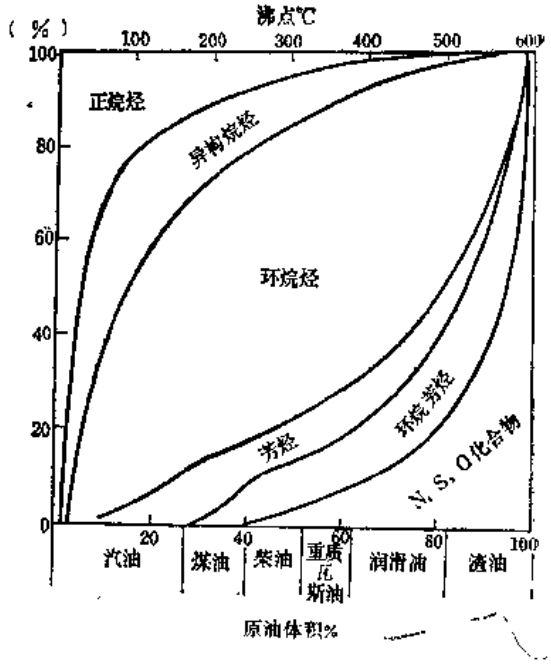


图 2—2 比重为35°API的环烷型石油的馏分和化合物组成的关系图
（据 J.M.Hunt,1979）

石油的化合物组成归纳起来，主要可分为烃和非烃两大类。进一步可细分为：（1）正构烷烃；（2）异构烷烃；（3）环烷烃；（4）芳烃和环烷芳烃；（5）含氮、硫、氧化合物；（6）有机金属化合物。

据亨特对比重为35°API的环烷型石油的分析，各类化合物的重量百分比如下：石蜡烃—25%，环烷烃—50%，芳烃—17%，沥青质（非烃）—8%

3．石油馏分与化合物组成的关系

石油不同馏分的化合物组成是根不相同的。一般来说，低沸点的轻馏分主要是由低碳数、分子量较小的烷烃和环烷烃组成，中馏分以中分子量和较高碳数的烷烃和环烷烃，并含有一定数量的芳烃和环烷芳烃及少量的含N、S、O化合物，而重馏分则以高碳数和大分子量的环烷烃、芳烃、环烷芳烃和含N、S、O化合物组成。含N、S、O的化合物主要富集于重馏分中。环烷型石油的馏分和化合物组成的关系，如图2—2所示。

二、石油的化合物类型及特征

（一）正构烷烃

石油中已鉴定出的正烷烃自C_1—C_{45}，个别报导曾提到见有C_{60}正烷烃，但大部分正烷烃碳数≤C_{35}。石油正烷烃含量一般为15～20%（体积），轻质石油可达30%以上，而重质石油可小于15%。

不同类型原油的正烷烃分布特点，如图2—3所示。

根据主峰碳数位置及形态，可将正烷烃分布曲线分为三种基本类型：（1）主峰小于C_{15}，且主峰区较窄；（2）主峰大于C_{25}，主峰区较宽；（3）主峰区在C_{15-25}之间，主峰区

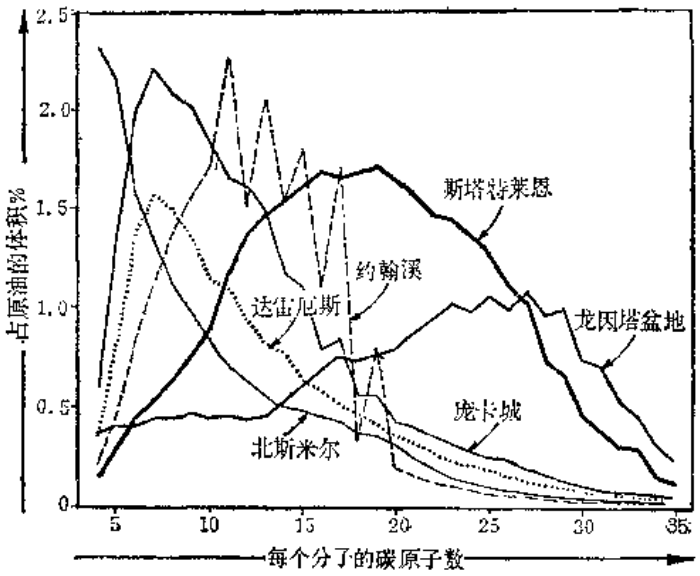


图 2—3 不同类型石油的正烷烃分布曲线图
(据 R.L.Martin等，1963)

宽。上述正烷烃分布特点与成油原始有机质、成油环境和成熟度有密切关系。因此，正烷烃分布曲线应用较广。此外，原油中还发现直链烯烃。

（二）异构烷烃

石油中的异构烷烃以≤C_{10}为主，C_{11-25}较少，且以异戊间二烯型烷烃最重要。它主要存在于低—中等沸点的馏分之中。

石油中的异戊间二烯型烷烃，一般认为是叶绿素的侧链——植醇演化而来，为生物成因标志化合物（见图2—5）。常见的间异戊二烯型烷烃（植烷系列）及其结构，如图2—4所示。

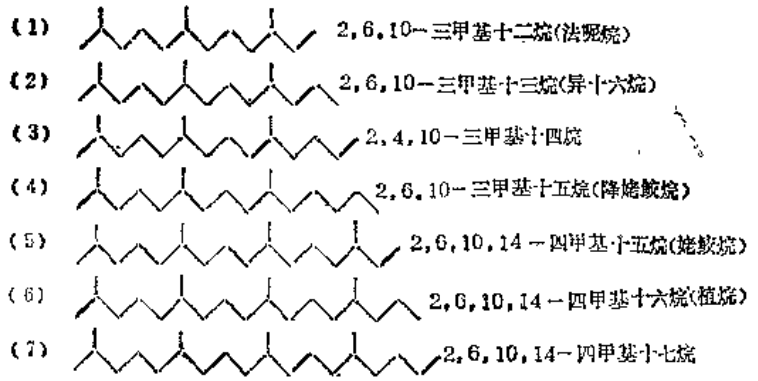


图 2—4 异戊二烯烃同系列立体化学结构图

（三）环烷烃

低分子量(＜C_{10})的环烷烃，其中尤以环戊烷(C_5——五员环）和环己烷（C_6——六员环）及其衍生物是石油的重要组成部分，中等到大分子量（C_{10-35}）的环烷烃可以是单环到六环。环烷烃以单环和双环最为重要，占重量的50～55%，三环占20%，四环以上占

25%左右。四—五环的环烷烃结构与生物体中的四环甾族化合物和五环的三萜烯类化合物有明显的相似性，被作为石油有机成因的主要证据之一。在原油中多环环烷烃的含量随成熟程度增加而明显减少，在高成熟原油中则以1—2环的环烷烃为主。

（四）芳烃和环烷芳烃

真正的芳烃只包含芳环和链基。石油中已鉴定出的芳烃的基本类型有：苯（一环C_nH_{2n-6}型）、萘（二环C_nH_{2n-12}型），菲和蒽（三环C_nH_{2n-18}型）以及苯并蒽和䓛（四环C_nH_{2n-24}型）。其中以苯、萘、菲这三种化合物含量最多。每个类型的主要分子常常不是母体，而是烷基衍生物，如C_nH_{2n-6}型的主要分子不是苯，常是甲苯。

环烷芳烃包含一个或几个缩合芳环，并与饱和环和链烷基稠合在一起，最丰富的是两环（一个芳环、一个饱和环）的茚满和萘满以及它们的甲基衍生物。最重要的是四环和五环的环烷芳烃，它们大多与甾族和萜族化合物有关，是生物成因标志化合物。其含量及分布特征是研究石油成因，进行油源对比的重要指标。

（五）含氮、硫、氧化合物

石油中普遍含有数量不等的氮、硫、氧化合物。低—中分子量者主要存在于轻—中馏分内；而高分子量者则富集于胶质、沥青质中。

1．低—中分子量的含氮、硫、氧化合物

已鉴定出的硫化物有硫醇、硫醚、噻吩和二硫化物四类。

硫醇具有强烈嗅味，对环境污染作用甚大。二硫化物结构与硫醚相似，前者硫桥中有二个硫，而后者仅一个硫。

噻吩常与苯环结合，形成苯并噻吩、二苯并噻吩。苯并噻吩/二苯并噻吩的比值可作为原油成熟度的指标。在成熟原油中其值小于1。

已鉴定出的氮化物有喹啉、吡啶和咔唑等。

已鉴定出的氧化物有有机酸、酚和酮类化合物。其中包括C_{1-24}的脂肪酸，C_{5-10}的环烷酸，C_{10-15}的异戊间二烯酸。几乎所有原油中都含有环烷酸，但含量变化较大，由0.03%～1.9%。

2．大分子量含氮、硫、氧化物

石油中大分子量的含氮、硫、氧化合物主要富集于胶质、沥青质中，是属于芳香系列和环烷—芳香系列天然高分子量化合末端成员和含氮、硫、氧的衍生物。这一部分化合物的组成情况研究程度差，其元素的平均组成，如表2—5所示。

表 2—5　胶质和沥青质的平均元素组成

	重量%			H/C
	C	H	S+N+O	原子比
胶质	84.0	9.2	6.8	1.30
沥青质	85.0	8.1	7.3	1.14

（据 B. P. Tissot 等，1978）

原油中的卟啉化合物首先是由特雷勃斯（C. Treibs, 1934）发现的，包括初卟啉和脱氧致红初卟啉并提出石油中的卟啉是由植物的叶绿素和动物氯化血红素转化而来的。这个

发现为石油有机成因说提供了有力的证据，引起了广泛的注意和重视。目前对卟啉的研究已逐步深入，并发现多种类型。

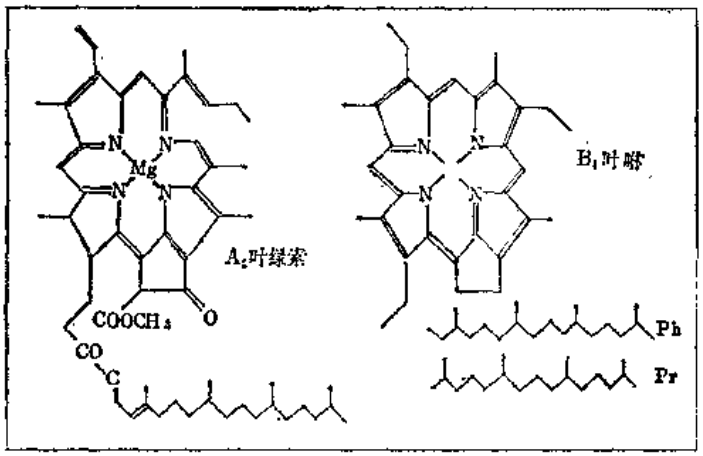


图 2—5 叶绿素（A）与原油中的卟啉（B）、植烷（Ph）、姥鲛烷（Pr）结构比较图
（据 G. D. Hobsoh等，1981）

卟啉是以四个吡咯核为基本结构，由甲川桥联结成的含氮化合物，又称喏族化合物。在石油中卟啉常与钒、镍等金属元素组成络合物，因此又称为有机金属化（络）合物。其基本结构与叶绿素结构极为相似（图2—5）。

但是，并不是所有原油中都有卟啉，有相当一部分原油不含或仅有痕量。一般中、新生代地层中形成的原油卟啉含量较多，而古生代地层中含量甚低或不含。这可能与卟啉的稳定性差有关。在高温（>250℃）或氧化条件下，卟啉可以发生开环裂解反应而破坏。

此外，原油中的卟啉类型还与沉积环境有密切关系。海相石油富含钒卟啉，而陆相石油富含镍卟啉。

三、石油的分类

石油的分类方法常因目的而异，采用的参数亦各不相同。石油化学家侧重于各馏分含量及其化学组成和物理性质。地球化学家和地质学家则注意原油组成及其与生油岩及演化作用的关系。这里简单介绍一下蒂索和威尔特（1978）所提出的分类方案。该方案中的原油组成数据是指沸点>210℃馏分的分析数据。

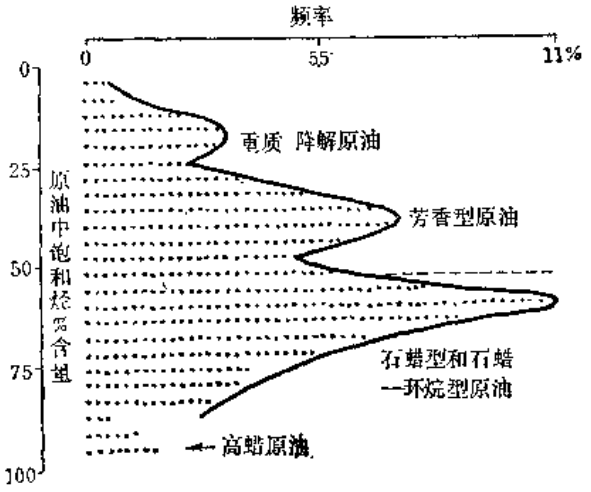


图 2—6 在636个正常的和重质降解石油样品中饱和烃的分布
（据 B.P.Tissot 等，1978）

该分类采用三角图解，以烷（石蜡）烃，环烷烃、芳烃+N、S、O化合物作为三角图解的三个端元。

考虑到饱和烃含量对于石油性质有重大影响，且饱和烃分布上在50%处为两个众数的最小值处，可以明显地把芳香型原油和石蜡型—环烷型原油分开（图2—6）。因此，以饱和烃含量50%为界把三角图分为两大部分。在饱和烃含量>50%的区域内，再根据石蜡烃和环烷烃的相对含量，即以石蜡烃含量50%、40%处和环烷烃含量50%、40%处建立次一级分类界线，将饱和烃>50%区域分为三种基本类型：即石蜡型、环烷型和石蜡—环烷型。

在芳烃+N、S、O化合物大于50%的区域内，以石蜡烃含量10%建立分类界线，将石

蜡烃含量>10%的区域做为芳香—中间型原油，而石蜡烃<10%为重质降解原油。在重质降解原油中以环烷烃含量25%处建立分类界线，将环烷烃含量>25%的称芳香—环烷烃，而<225%者称芳香—沥青型。

根据上述原则，可将石油分为六种类型，各类石油在三角图解中的位置及分类参数，如图2—7及表2—6所示。

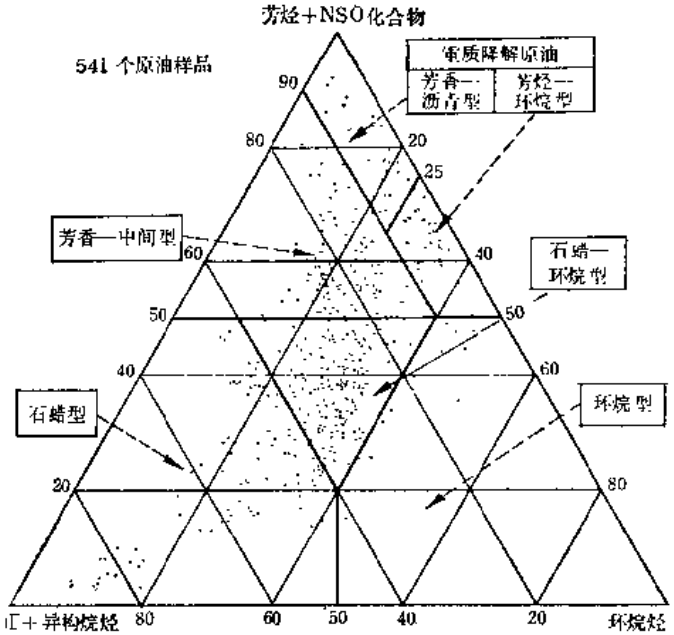


图 2—7 表示六种原油类型的三角图解

(据 B.P.Tissot等，1978)

表 2—6 石油的分类表

在>210℃的石油中的浓度 S = 饱和烃 AA = 芳香烃 + 胶质 + 沥青质 P = 石蜡烃 N = 环烷烃			石油类型	石油中硫的含量（近似值）	每一类中样品的数目（总数 = 541）
S >50% AA<50%	P>N 且 P>40%		石蜡型石油	<1%	100
	P≤40% 且 N≤40%		石蜡—环烷型石油		217
	N>P 且 N≥40%		环烷型石油		21
S ≤50% AA≥50%	P>10%		芳香—中间型石油	>1%	126
	P≤10%	N≤25%	芳香沥青型石油		41
		N≥25%	芳香环烷型石油	一般<1%	36

(据 B. P. Tissot 等，1978)

四、海、陆相石油的基本区别

海、陆相石油特征有着明显区别。其具体表现如下。

海相石油以芳香—中间型和石蜡—环烷型为主，饱和烃占石油的25～70%，芳烃占总烃的25～60%。陆相石油以石蜡烃为主，部分为石蜡—环烷型，饱和烃占石油的60～90%，芳烃占总烃的10～20%。海、陆相石油在石油分类三角图上的分布，如图2—8所示。

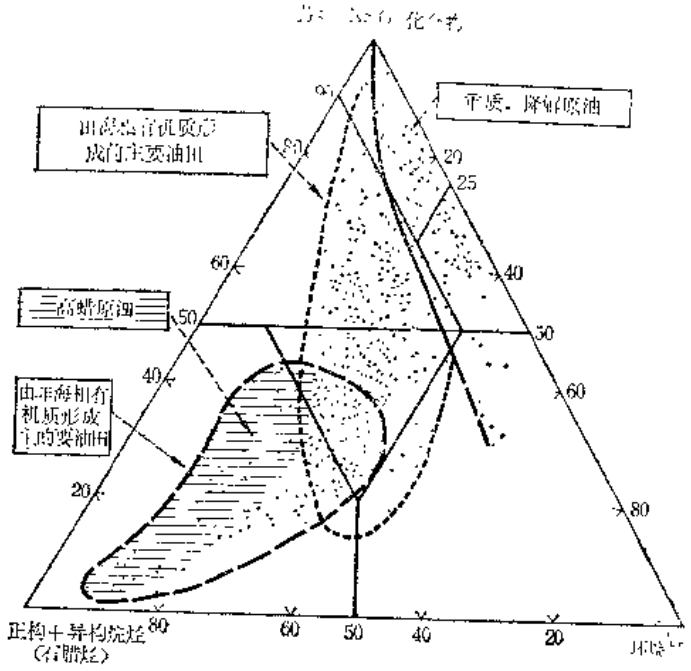


图 2—8　石油组分三角图，表明海、陆相石油产出部位

(据 B.P.Tissot等，1978)

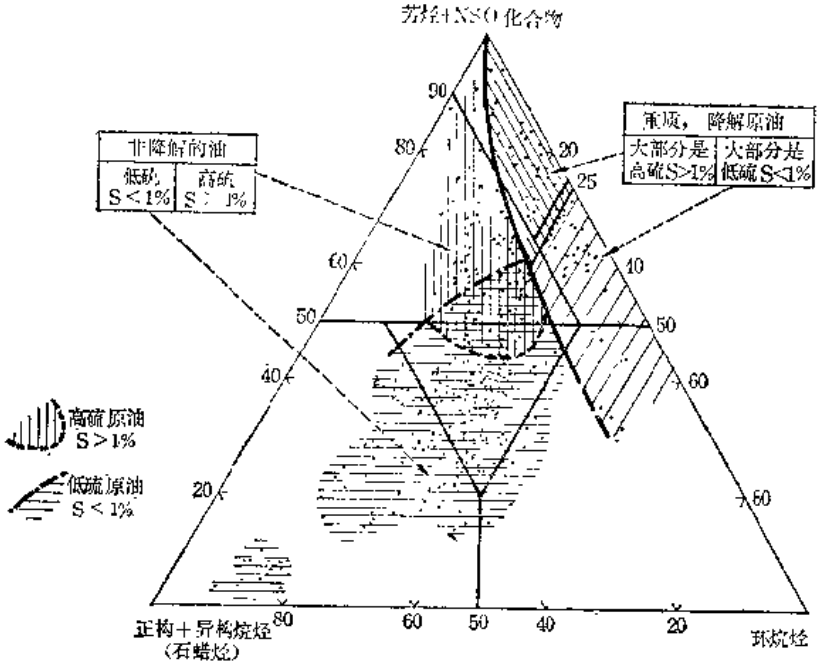


图 2—9　高硫、低硫石油在分类三角图解上的分布图

(据 B.P.Tissot等，1978)

高蜡石油是陆相石油的基本特征之一。世界上高蜡石油都产于陆相环境中（图2—8）。根据我国陆相石油含蜡量的分析资料，普遍大于5%，一般为10～30%，个别可达40%以上。而海相石油含蜡量均小于5%，一般仅0.5～3%。

海相石油一般为高硫石油，特别是海相碳酸盐岩和蒸发岩系中的石油，含硫量更高。而陆相石油一般为低硫石油，但个别盐湖或蒸发岩系中的石油，也可以是高硫石油。高、低硫石油与海、陆相石油在分布上的关系，如图2—9所示。

海、陆相石油的另一区别，表现在微量元素钒、镍的含量和比值上。海相石油中钒、镍含量高，且V/Ni>1；而陆相石油中钒、镍含量较低，且V/Ni<1。

海、陆相石油的碳稳定同位素组成亦有明显的差别。据廖永胜（1982）统计，第三系海相石油的$\delta^{13}C$值一般大于－27‰，而陆相石油的$\delta^{13}C$值一般小于－29‰。不同时代海、陆相石油的$\delta^{13}C$值的界线可以有一定幅度的变化，但两者的差别仍是基本的（图2—10）。

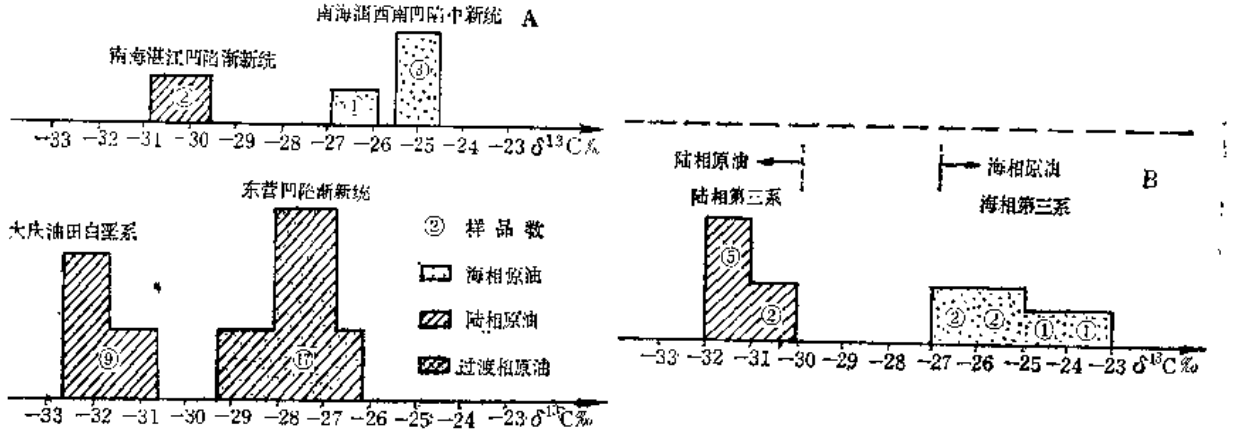


图 2—10 海、陆石油$\delta^{13}C$值比较
（据 廖永胜，1982）
A—我国若干油田资料；B—据西佛尔曼，196×

五、石油的物理性质

石油没有固定的成分，因此也就没有确定的物理常数。但广泛比较还是能归纳出反映石油总特征的物理性质。认识这些性质对了解石油，进行石油地质研究及评价石油的工业品质都是不可少的。石油的主要物理性质如下：

（一）颜色

在透射光下石油的颜色可以由淡黄、褐黄、深褐、淡红、棕色、黑绿色及黑色。原油颜色的深浅主要取决于胶质、沥青质的含量。胶质、沥青质含量愈高，则颜色也愈深。

（二）比重和体积

液态石油的比重，在我国和苏联是指一大气压下，20℃石油与4℃纯水单位体积的重量比。用d_4^{20}表示之。欧、美各国则以一大气压下，60°F石油与4℃纯水单位体积的重量比，但在商业上则常以API度为单位。它与60°F石油比重的关系，可用下式换算：

$$\text{API度}^{*}=\frac{141.5}{60^{\circ}\text{F时比重}}-131.5$$

* API是America Petroleum Institute(美国石油学会)的缩写。60°F相当15.60℃，，60°F时比重与20℃时比重接近。

石油比重一般介于0.75～0.98之间。通常把比重大于0.9的称为重质石油，小于0.9的称轻质石油。世界各国的原油大多属轻质原油；重质石油仅占次要地位。比重最大的可达1.0以上，这种石油用一般方法难以开采。

石油的比重主要取决于化学组成。就烷烃而言，比重随碳数增加而变大，碳数相同的烃类，烷烃比重小，环烷烃居中、芳烃比重大，与胶质、沥青质相比，烃类比重较小。上述各种情况，就其实质都是与含氢量有关。比重与含氢量之间有明显的相关性（图2—11）。

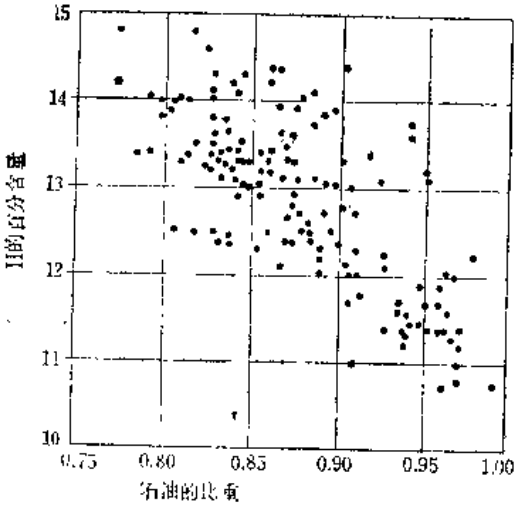


图 2—11　石油比重与含氢量的关系图

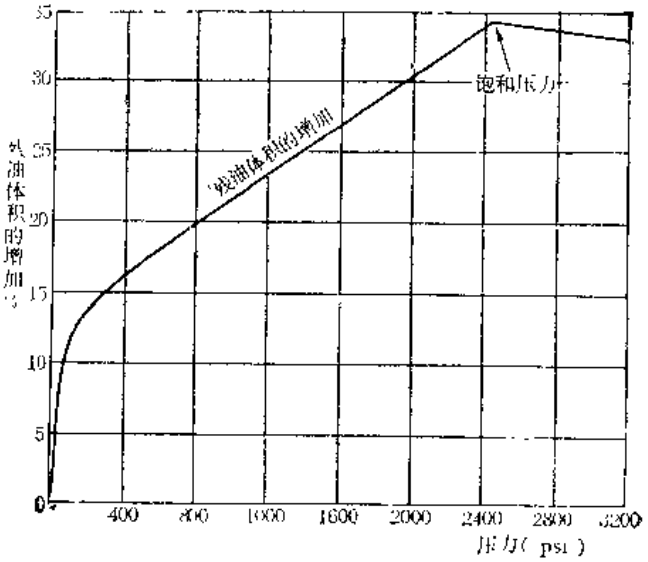


图 2—12　在有气顶气条件下，石油体积随压力增大而变化情况

（转引自 A.I.Levorsen,1954）

表 2—7　不同比重石油的膨胀系数

比　　重	API度	平均膨胀系数（体积/体积1°F）
0.67	79	0.008
0.67～0.72	78～65	0.007
0.72～0.77	64～51	0.006
0.78～0.85	50～35	0.005
0.85～0.97	34～15	0.004
0.97～1.076	14～0	

（引自 H.S.贝尔“美国石油炼制”，1945）

在地下石油的比重还与油中溶解气量、压力、温度等因素有关。溶解气量多则比重小。在其它条件不变时，比重随温度增加而减少，压力增加而增大。

液体石油的体积，在常压下随温度升高而增大。温度每高1°F，单位体积增加的体积称膨胀系数。它不是一个固定的常数，随比重变小而增大（表2—7）。

压力对石油的体积亦有很大影响，随压力增大而被压缩。每增加101325Pa单位体积被压缩的体积数称压缩系数。压缩系数也不是常数。当油藏中存在气顶时，随压力增加原油中溶解气量增加所引起的体积增大的效应，远远超过随压力增加而使体积减少的效应，因

此，随压力增大，体积不是缩小而是逐步增大，一直达到饱和压力为止，在达到饱和压力后，溶解气量已不能继续增加，若压力继续增大时，其体积开始缩小（图2—12）。

（三）粘度

粘度值代表石油流动时分子之间相对运动所引起的内摩擦力大小。粘度大则流动性差，反之，则流动性好。粘度参数对了解油气运移、油井动态分析及石油储运都有重要参考价值。

粘度分为动力粘度、运动粘度和相对粘度。动力粘度又称绝对粘度。在国际计量单位SI制中，单位为帕斯卡秒（Pa·s）。其定义为

$\mu=\frac{K\cdot F\cdot \Delta P}{Q\cdot L}$即$K$为1m²，$F$为1m²，$\Delta P$为1Pa，$Q$为1m³/s，$L$为1m时，$\mu$=1Pa·s。一帕斯卡秒，相当C.G.S制10P，1mPa·s=1cP。在10^5Pa和20℃时，水的动力粘度为1mPa·s。不同温度下的动力粘度，常用η_t表示之。

动力粘度/密度，称为运动粘度。其单位称（m^2/s）二次方米每秒、（$1m^2/s=10^4St$），不同温度下的运动粘度用V_t表示。

相对粘度又称恩氏粘度，是在恩氏粘度计中200ml原油与20℃时同体积蒸馏水流出时间的比。常用E_t表示之。根据实验室测定的E_t值，可以通过查换算表，获得运动粘度，并计算出动力粘度。

粘度大小主要取决于石油的化学组成。分子小的烷烃、环烷含量多，粘度就低，而蜡、胶质、沥青质含量高，粘度就高。

粘度随温度升高、溶解气量增加而降低。在地下1500～1700m处，石油的粘度值通常仅为地表的一半。我国若干石油（地表）的粘度值，如表2—8所示。

表 2—8 我国一些油田中石油粘度

产地 / 粘度(10^{-3}PaS)	南充	大庆	玉门	克拉玛依
η_{20}				64.11
η_{50}		23.79	15.9	19.2
η_{100}	3.95			

（四）溶解性

石油能溶于多种有机溶剂，如苯、氯仿、二硫化碳、四氯化碳、醚……。利用这种特性可以用有机溶剂检验岩石的含油性。

石油在水中的溶解度很低，就单个化合物而言，芳烃的溶解度最大，苯可达1,780ppm，环烷烃次之，一般为14～150ppm，烷烃最低，仅几个到几十个ppm。当水中饱和CO_2和烃气时，石油的溶解度将明显增加，石油在水中的溶解性对认识石油初次运移时可能存在的物理状态有重要意义。

（五）凝固和液化

石油的凝固和液化温度没有固定的数值。在凝固和液化之间可以出现中间状态。富含

沥青的石油，在温度降低时无明显凝固现象，富（石）蜡的石油在温度下降到结蜡点时，则伴随石蜡晶出而出现凝固现象。石油凝固点的高低与含蜡量及烷烃碳原子数具有正相关性。凝固点高的石油容易使井底结蜡，给采油工作增加困难。低凝固点石油为优质石油。

（六）蒸发与沸腾

蒸发是在常温、常压条件下，液体表面汽化过程。石油蒸发时轻组分优先逸出，结果使石油比重增大。

随着温度升高达到组成石油的某一低碳数烃类分子的沸点时，石油开始沸腾，而后继续升温时将逐渐及于碳数较高的烃类分子（或非烃分子）。由于组成石油的化合物很复杂，因此石油的沸点范围也很宽。

（七）导电性

石油及其产品具有极高的电阻率。石油的电阻率为 $10^9 \sim 10^{16}\Omega \cdot m$，与高矿化度的油田水（电阻率为 $0.02 \sim 0.1\Omega \cdot m$）和沉积岩（$1 \sim 10^4\Omega \cdot m$）相比，可视为无限大，都是非导体。

（八）萤光性

石油在紫外光照射下可产生萤光的特性。称为萤光性。石油中只有不饱和烃及其衍生物具有萤光性。这是因为它们能吸收紫外光中波长较短、能量较高的光子，随后放出波长较长而能量较低的光子，产生萤光。饱和烃不发萤光。

萤光色随不饱和烃的浓度及分子量增加而加深。芳烃呈天蓝色，胶质为黄色、沥青质为褐色。利用石油具有发萤光的特性，可以用紫外灯鉴定岩石中微量石油和沥青类物质的存在。在有机溶剂中只要含有10^{-5}沥青物质即可发现。

（九）旋光性

大多数石油都有旋光性，即石油能将偏振光的振动面旋转一定角度的能力。石油的旋光角一般是几分之一度到几度之间。绝大多数石油的旋光角向右旋移，仅有少数为左旋。石油的旋光性是与含有结构不对称的生物成因标志化合物有关。因此，旋光性曾被认为是石油有机成因的重要证据之一。

（十）热值

每公斤石油燃烧时可产生10,000～11,000 × 4186.8J的热量，是优质燃料。

第二节　天　然　气

一、天然气的概念及产出类型

（一）天然气的概念

所谓天然气，从广义上理解，是指天然存在于自然界的一切气体。索柯洛夫（B. A. Соколов，1971）根据其存在的环境，分为八类：Ⅰ.大气；Ⅱ.地表气；Ⅲ.沉积岩中的气体；Ⅳ.海洋中气体；Ⅴ.变质岩中气体；Ⅵ.岩浆岩中气体；Ⅶ.火山气体；Ⅷ宇宙气。

实际上，目前研究较为充分的是以沉积岩为主体的沉积圈中的天然气，特别是以烃类为主的气藏中的天然气。因此，在石油及天然气地质学中研究的主要是沉积圈中以烃类为主的天然气，即狭义的天然气。

沉积圈中的天然气，依其存在的相态可分为：游离气、溶解气、吸附气和固态气水合物。依其分布特征可分为聚集型和分散型。

游离气是一切气藏中天然气存在的基本形式。游离气聚集达到一定规模后，才能开发和有效地利用。聚集型天然气可以是气顶气、气藏气和凝析气。

气顶气是指与油共存于油气藏中呈游离气顶产出的天然气。它在成因上也与石油有密切关系。在成分上重烃（$\geq C_2$烃）含量高。当压力增大时，气顶气可以溶于油内而成为油内溶解气。

气藏气是指气藏——单一天然气聚集中的气体。它可以存在于油田内，也可以与石油在成因和分布上没有联系的气田内。当气层水被淡化或压力增大时，部分气藏气可变为水内溶解气。

凝析气是一种特殊的气藏气，是在较高的温度、压力下由液态烃逆蒸发而形成。采出后因压力、温度降低逆凝结而成轻质油。

分散型天然气包括油内溶解气、水内溶解气、煤层气、沉积岩中吸附气和固态气水合物中的气。除沉积岩中分散吸附气外，都已开始利用。

油内溶解气是指油藏中的溶解气。每桶*油的溶气量少的仅零点几立方米，多的可达一、二百个立方米。含气量低时，被分离出的气通常只能放掉或烧掉，含气量高时可回收作动力或回注于油藏。

水内溶解气包括低压水溶气和高压地热型水溶气。水溶气的储量很大，但含气率低，一般仅0.1～2m^3（气）/m^3（水），最高的仅3～5m^3(气)/m^3(水)，很难单独开采，但可以综合利用。如日本在浅层采碘时，回收的水溶气年产量可达 $5.265\times10^8m^3$(1975)，占当年产气量($3\times10^9m^3$)的1/6。地热型水溶气是利用地热时回收的主要对象之一。美、日、澳、新等国已开始广泛利用地热型水溶气。

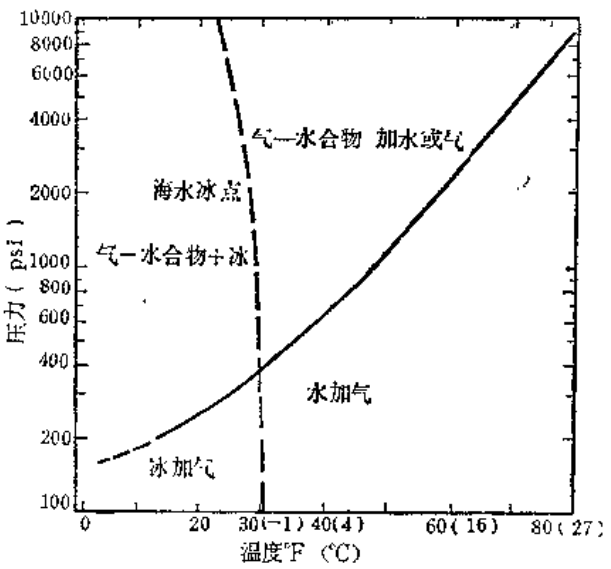


图 2—13 海水与甲烷形成气水合物的相同图

图中1 psi = 6894.8Pa

（据 Katz等，1959）

煤层气是指煤层瓦斯和吸附气。其含量与煤的变质作用和煤层顶板的透气性有关，一般变化在0.1～20m^3(气)/t(煤) 之间。1975年世界煤层气的回收量达 $22.37\times10^8m^3$，相当世界总产量的 0.16%。利用较高的国家，如日本可达9%左右。

气水合物是在冰点附近的特殊温、压条件下形成的固态结晶化合物（图 2—13）。晶体中水分子和甲烷的比率为 46:8和136:8 两种。在标准温度、压力下，每立方米气水合物中最高含气量分别为173m^3和约60m^3甲烷气。气水合物中聚集的甲烷气量，实际上比储集层中天然气量还大。

---

* 在储量计算时，7.2桶原油约合 1 吨原油

气水合物因形成条件特殊，只能分布在冻土带、极地及深海沉积物中。据苏联学者估计，仅西伯利亚的气水合物中，甲烷气的储量即可达 $15\times10^{12}m^3$。但到目前为止，还没有找到有效利用这种资源的办法。

二、天然气的化学组成

气藏中天然气的成分以烃类尤以甲烷为主，非烃气常见的有N_2、CO_2、H_2S及痕量到微量的惰性气体。

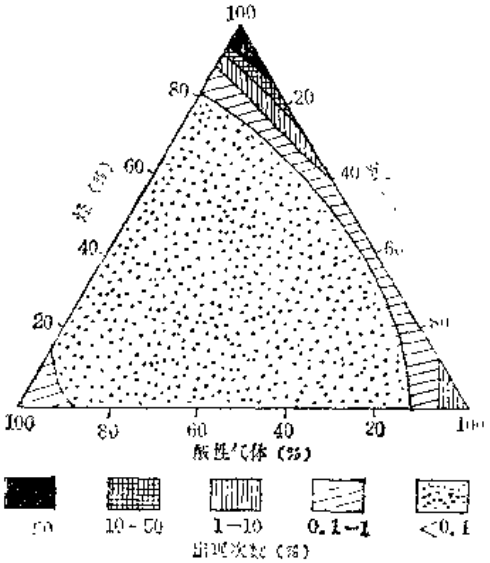


图 2—14 世界气藏成分图
(据 Якучени, 1976)

雅库琴尼（В. П. Якучени，1976）根据世界上不同时代，不同构造单元的2,000个气藏、15,000个分析数据，绘制成按气藏数统计的气藏成分图，如图2—14所示。

从图可知，世界上绝大多数气藏的成分是以烃气为主的。烃含量高于80%的气藏数占总数85%以上，90%以上的储量集中于烃含量在90%以上的气藏中。

氮气含量为主的气藏仅占气藏数的百分之几，含量在90%以上的不到1%。

以CO_2或H_2S为主的气藏占气藏总量的1%以下。其中最著名的有美国科罗拉多州韦尔登气田（CO_2含量达92%）、广东三水盆地的沙头圩气田

表 2—9 世界上若干地区和油气田中天然气成分简表

地区或油气田名称		时代	CH_4	重烃	CO_2	H_2S	N_2	其它
苏联	西西伯利亚气田	K	97.8～99.01	痕量到0.855	0.1～0.68	0～0.004	0.45～1.69	0～0.07
	阿塞拜疆凝析气藏	N	91.3～97.93	1.58～8.66	0～0.5			
	奥伦堡凝析气田	P_1—C_3	81.5	5～10	1.0～3.2	1.3～4.5	2.4～7.4	
	罗乌什金油田	D	40.0	49.9	0.1	0	10.0	
美国	霍戈登气田	P	74.3	11.4	0	0	14.0	
	潘汉斗油气田	Ar+P	91.3	6.38	0.1	0	1.0	
中国	圣灯山气田	P_1	94.37	0.99	0.24	0	2.43	0.02
	大庆油田	K_1	83.82	13.0	0.11	0	2.58	
	老君庙油田	N	64.9	35.0	0.1			
	格罗宁根气田（荷）	P_1	81.3	3.5	0.3	0	14.0	
北海盆地	希威特气田	本塔尔砂岩T	83.19	8.39	0.08	0.02	8.4	
		希威特砂岩T	92.13	5.49	0.02	0	2.36	
法国	拉克气田	J_3—K_1	68.66	5.57	9.92	15.52	0.33	

（CO_2含量高达99.53%），加拿大阿尔伯达潘塞河区泥盆系气藏（H_2S含量达88%）和河北省赵兰庄油气田中孔一段气藏（H_2S含量达92%）。

世界上若干有代表性的地区和油气田中天然气的成分，如表2—9所示。

惰性气体（氦、氖、氩、氪、氙和氡等）在沉积圈中不能单独富集成以惰性气体为主的气藏，而多溶于水或与烃气共存。只有达到较高的浓度，且数量巨大时，才能作为特种气藏开采。泉水中含有少量惰性气体可具有医疗上的价值。

三、天然气的物理性质

在常温、常压下，以气态存在的烃类有：甲烷、乙烷、丙烷、丁烷、异丁烷。气态烃和戊烷的主要物理参数列表（表2—10）如下。

表 2—10　气态烃和戊烷的物理性质简表

烃类化合物	沸　点 ℃	临界温度 ℃	临界压力 9.80665×10^4Pa	气体液化时压力 9.80665×10^4Pa 21℃	32℃	相对比重（与空气=1）	重　量 kg/1 0℃ 101325Pa
甲　烷 CH_4	−161.5	−82.4	51.77	—	—	0.551	0.7168
乙　烷 C_2H_6	−88.6	+32.4	49.80	37.66	48.00	1.038	1.3564
丙　烷 C_3H_8	−42.0	+96.8	43.40	9.14	11.60	1.523	2.0196
丁　烷 C_4H_{10}	−0.5	+152.2	36.70	2.58	3.74	2.007	2.6726
异丁烷 C_4H_{10}	−12.0	+135.1	37.80	3.60	4.80	2.007	2.6726
戊　烷 C_5H_{12}	+36.1	+196.7	31.20	0.56	0.83	2.491	3.3264

（据 H. Beckmann, 1981）

（一）比重

天然气的相对比重是指在标准状态下，单位体积的天然气和空气重量之比，一般为0.65～0.75，个别可高达1.5，天然气的相对比重随重烃含量增加而变大。此外，亦随氮气，硫化氢气、二氧化碳气含量的增加而变大。

一立方米天然气的重量一般为0.75kg，比一公升汽油还要轻。一般天然气液化后，体积缩小1,000倍，故在天然气和原油的产、储量换算中，常采用10^3m^3气相当$1m^3$原油。其利用价值也大致相当。

（二）临界温度和临界压力，逆凝结和逆蒸发

纯物质的临界温度系指气相物质能维持液相的最高温度。高于临界温度时，不论压力有多大，都不能使气态物质凝为液态。在临界温度时，气态物质液化所需的最低压力称临界压力。甲烷的临界温度为−82.4℃，因此，地下甲烷除溶于石油和水外，呈气态存在，乙烷大致相似，丙烷在32℃时加压到$11.6\times9.80665\times10^4$Pa，就可液化，因此丙烷和丁烷在地下大多以液态存在，仅有少量与甲、乙烷一起呈气态或溶于水中。

在地下较高温度（即物系的临界温度和最高凝结温度之间）的特定条件下，随压力增加可以使液态烃转变为气态。这种相态的转化（逆蒸发），是凝析气藏形成的基本原因。为了较清楚地阐明这一问题，必须首先分析单一烃类化合物的物系压力、体积和温度的关系曲线。

在丙烷的PVT关系曲线图（图2—15）中，当物系在71.1℃时，由P—V关系曲线可以看出：气态丙烷的体积随压力增加而缩小，直到B点为止；过B点后，即使压力增加到极

大，体积变化甚微。随着物系温度的上升，等压缩小体积的A′—B′线段逐渐缩短，直到成为一点，即K点。A点为开始液化点，A′B′为气液两相并存，保持平衡状态，B点为完全液化点。在两相平衡时，等压缩小体积的压力为饱和蒸汽压，其大小取决于温度。K点为临界点，该点的温度和压力称为临界温度和临界压力。丙烷的临界温度为96.8℃，临界压力为$43.4\times9.80665\times10^4$Pa。当温度超过临界温度，即使最大的压力，也不能使气体液化，因此也就不存在等压的两相平衡状态（图2—15）。

对于多组分烃类物系的相平衡状态，则如图2—16所示。

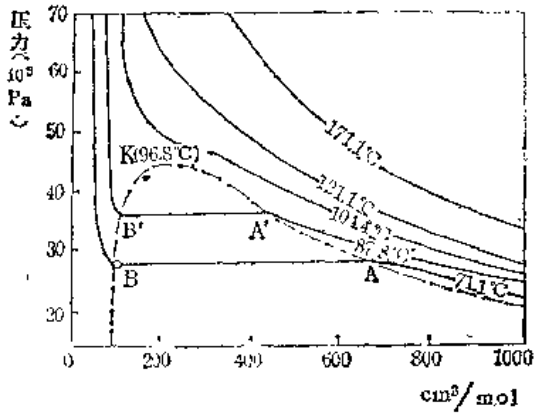


图 2—15　丙烷的PVT关系曲线图

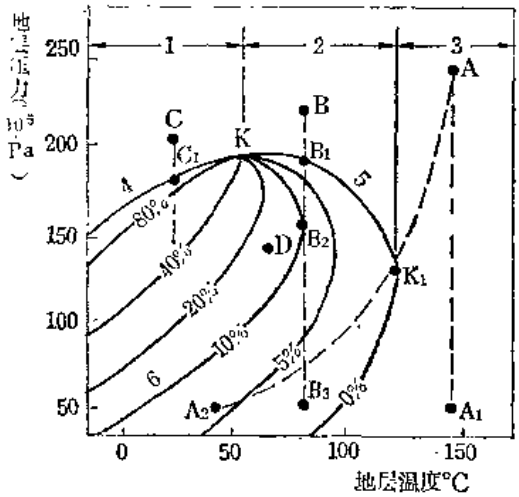


图 2—16　多组分两相烃类物系的相图

图中K点为临界点，代表泡点曲线和露点曲线交会点，为气、液两相内涵变成相同的点。其压力称临界凝析压力。K_1点为临界凝结点，其温度称临界凝析温度。泡点曲线上方1区为纯液相（即含有欠饱和溶解气的油藏区）；露点曲线—K_1外侧的3区为纯气相（纯气藏）区；K—K_1上方的2区为凝析油气藏区；泡点曲线4和露点曲线5包围区为气、液两相平衡区，既有气相又有液相，即有游离气顶的油气藏分布区。

在油层埋藏较浅，地层温度低于临界温度时，物系相态的变化符合正常的凝结和蒸发的概念。例如，25℃时随压力增加，物系中凝结的液体逐渐增多，当压力达到180×101325 Pa（图2—16）时，完全被液化。

当埋藏深度增大，地层温度界于临界温度和临界凝结温度之间，如82.5℃时，低压下物系以气态为主，气液两相平衡，随压力上升液相逐渐增多，符合正常凝结的概念。但当压力达到155×101325Pa（图2—16中B_2）后，随压力增大，液相反而减少，气相反而增加，到达B_1点则完全气化。这与正常蒸发概念完全相反，称之为逆蒸发。反之，从B_1到B_2点的凝结，同理称为逆凝结。凝析气藏的形成，就是逆蒸发的相态转变的结果。

（三）溶解度

天然气能不同程度地溶于水和油。溶解的数量决定于天然气和溶剂的成分，气体的压力。它们之间的关系符合亨利公式：$Q=\alpha\cdot P$。式中Q为溶解度（单位体积溶剂中溶解的气体的体积数）；α为溶解系数，或称亨利系数；P为气体压力。

当温度为20℃，压力为101325Pa时，常见的天然气在水中的溶解系数，如表2—11所示。

溶解系数在很大程度上取决于温度，随温度上升而降低。

压力不大时，用亨利公式计算溶解度是十分准确的。当压力增加到气体液化点附近

时，溶解气的数量要比用亨利公式计算出的大得多。在地下深处(大于1,000m)，每升水中溶解的烃气可达几升，如果分布面积广，这种水溶气就具工业价值，在日本已对这种水溶气进行工业开发。

天然气（烃气）在石油中的溶解度比水中大，并且随压力增加面增大。在标准状态下，甲烷在石油中的溶解系数为0.3，比水中大9倍。在较高压力下，石油可溶解数百倍于本身体积的天然气。

（四）热值

烃气含氢量高，具有极高热值（表2—12）是优质燃料。

表 2—11 常见的天然气在纯水中的溶解系数

(20℃，101325 Pa)

天然气成分	溶解系数	天然气成分	溶解系数
甲　烷	0.033	异丁烷	0.025
乙　烷	0.047	二氧化碳	0.87
丙　烷	0.037	硫化氢	2.58
丁　烷	0.036	氮　气	0.016

(据 B. A. Соколов, 1956)

表 2—12 天然气中烃类的热值

烃　类	热值（发热量）			
	4186.8J/m³（净值）	4186.8J/kg（净值）	4186.8J/m³（全值）	4186.8J/kg（全值）
甲　烷	8135.23	11362.8	9037.16	12622.6
乙　烷	14564.83	10794.0	15922.19	11800.0
丙　烷	21012.29	10529.2	22834.01	11442.0
丁　烷	27691.93	10365.3	30085.17	11261.1

(据 美国天然气工程手册，1959)

第三节　油　田　水

一、油田水的概念及产状

（一）油田水的概念

所谓油田水，从广义上理解，是指油田区域（含油构造）内的地下水，包括油层水和非油层水。狭义的油田水是指油田范围内直接与油层连通的地下水，即油层水。

对于这两者关系，柯林斯（A. G. Collins，1980）曾作如下论述："油田水包括油田内的盐水和各种水，但我们将限定它作为与含油层相连通的水"。

（二）油田水的产状

油层水的产状可根据水与油、气分布的相对位置，分为底水和边水。

底水是指含油（气）外边界范围以内直接与油（气）相接触，并从底下托着油气的油

层水。

边水是指含油（气）外边界以外的油层水，实际上是底水的外延。

在油田范围内非油层水，可根据它们与油层的相对位置，分别称之为上层水、夹层水和下层水。

油田范围内地下水与油气分布的关系，如图2—17所示。

油田水存在于储集层的孔隙—裂缝系中。水在其中的产状，受孔隙—裂缝的大小及岩石颗粒表面的吸附作用所控制。按照水在其中的存在状态，可分为：吸附水、毛细管水和自由水三种。

吸附水呈薄膜状被岩石表面颗粒所吸附，在一般温、压下不能自由运动。

毛细管水存在于毛细管孔隙—裂缝中，当作用于水的外力超过毛细管力时，才能运动。

自由水是存在于超毛细管孔隙，洞和缝隙中，在重力作用下能自由运动。

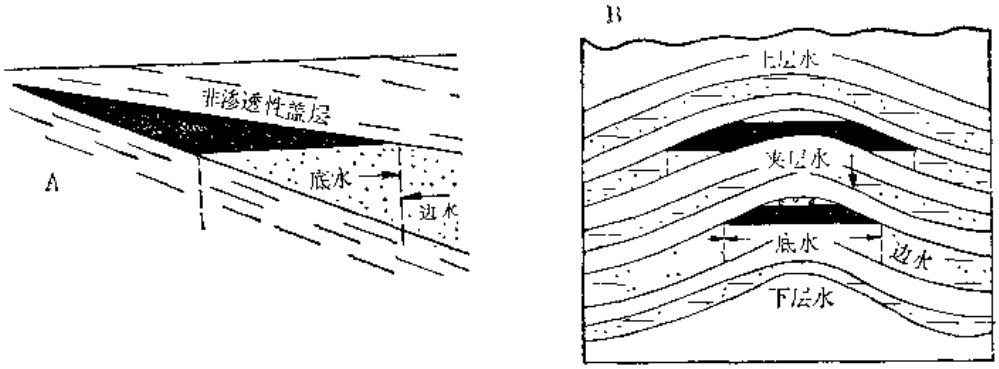


图 2—17　油田水与油气藏在分布上的相互关系

（据 Levorsen，1954）

A—穹窿型油气藏中的油田水；B—背斜型油气藏中的油田水

二、油田水的来源及形成

（一）油田水的来源

油田水的来源是一个极为复杂而尚未取得统一认识的问题。一般认为可以有以下三种来源：（1）沉积水；（2）渗入水；（3）深成水。

沉积水—系沉积物堆积过程中保存在其中的水。这种水的含盐度和化学组成与堆积沉积物的古海（湖）水的含盐度及沉积物有密切关系。因此，不同环境下形成的油层水矿化度有着明显差别。

渗入水—来源于大气降雨时渗入到浅处孔隙、渗透性岩层中的水。由于渗入水的矿化度低，对高矿化度的地下水可以起淡化作用。淡化作用在靠近不整合面的油田水中表现特别明显。

深成水—来源于地幔及地壳深部的高温、高矿化度、饱和气体的地下水，又称初生水。这种水在金属矿床形成过程中起重要作用。但对它在形成油田水过程中所起的作用，有着不同的认识。

（二）油田水的形成

油田水可以看作是沉积水、渗入水和深成水以不同比例的混合水，经过一系列杂复的物理化学作用，并与油气相伴生的油层水。其中深成水的作用和演化目前研究较少，下面

着重论述沉积水在形成油田水过程中的物理化学作用。

沉积水埋藏后初期经历的化学作用，以生物化学和氧化一还原作用为主。其结果对矿化度没有明显影响，但却改变了离子组成。硫酸盐被还原为H_2S和S^{2-}，SO_4^{2-}含量明显减少，HCO_3^-、CO_3^{2-}相应地增加。此外，Fe^{3+}转变为Fe^{2+}，SO_4^{2-}及其他氧化物被还原的程度主要取决于有机质的丰度。

油田水的矿化度在大多数情况下，比沉积水的矿化度要高，甚至高得多。但亦可能低于沉积水的矿化度。油田水矿化度的提高一般认为与蒸发岩被溶解或蒸发岩中沉积水排出进入有密切关系。

各种矿物在水中溶解度不同。常见的矿物按溶解度自低到高的次序如下：硅酸盐和二氧化硅→碳酸盐→硫酸盐→氯化物。氯化物具有最大的溶解度，在水溶液中最稳定。因此，地下深处油田水中，溶解度较低的矿物沉淀后，氯化物却不断富集。

在油田水形成过程中水和油气的相互作用，使得油田水具有一般地下水中不常见的组分——烃类及其衍生物。

三、油田水的矿化度及化学组成

油田水由于来源及形成过程各种物理、化学作用的差异性，其矿化度和化学组成有相当大的差别。矿化度一般随埋深增加而提高。

柯林斯（1980）认为："70%的海相石油与矿化度大于100g/l的卤水有关，另外30%与矿化度小于100g/l的卤、盐水——成水有关，部分油田水的矿化度接近于淡水"。

陆相油田水的矿化度一般较低，但变化较大。根据我国陆相油田水的资料，矿化度一般低于50g/l，以低于10g/l的占优势，最低的仅0.55g/l，高于50g/l的仅占极少数，最高可达398g/l。

油田水的化学组成，实质上是指溶于油田水的溶质的化学组成。它包括无机组成、有机组成、溶解气及微量元素等。

（一）无机组成

油田水的无机组成包括大量组成和微量组成。在常规水分析资料中，常用Na^+（包括K^+）、Ca^{2+}、Mg^{2+}和Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-（包括CO_3^{2-}）等6个阳、阴离子，代表大量无机组成。其含量表示方法，除前面提到的重量法外，还有当量法和当量百分法。前两者表示离子的绝对含量（重量和当量）；后者表示各离子的相对含量，有利于离子含量不同的水化学资料进行对比。重量法、当量法和当量百分法的关系，可表示如下：

$$\text{毫克当量}=\frac{\text{重量数(mg/l)}}{\text{当量值}}$$

$$\text{毫克当量百分数}=\frac{\text{毫克当量数(各离子)}}{\text{全部阴、阳离子的毫克当量数}}$$

下面用同一分析数据，以三种方法计算的结果，如表2—13所示。

微量组成有几十种元素，其中有些组合特征、异常值或比值，能反映油田水的起源、沉积环境、水的浓缩程度及水文地质的封闭性。

（二）有机组分

油田水中常见的有机组分有：烃类、酚和有机酸。

表 2—13 水化学成分表示法

离子		毫克每升(ppm)	毫克当量每升(ppm)	当量百分数
阴离子	Cl^-	34,930	984.0	49.0
	CO_3^{2-}	790	16.5	0.8
	HCO_3^-	280	4.6	0.2
	阴离子总和	36,000	1,005.1	50.0
阳离子	Na^+	12,281	534.0	26.6
	Mg^{2+}	1,290	108.0	5.4
	Ca^{2+}	7,270	363.0	18.0
	阳离子总和	20,841	1,005.0	50.0
阴、阳离子总和		56,841	2,010.1	100.0

油层水的烃类有气态烃（C_{1-4}烃类）和液态烃。而非油层水中常只含少量甲烷。重烃含量可用甲烷系数（CH_4/总烃）或干燥系数（$CH_4/\Sigma C_2^+$烃）表示之。

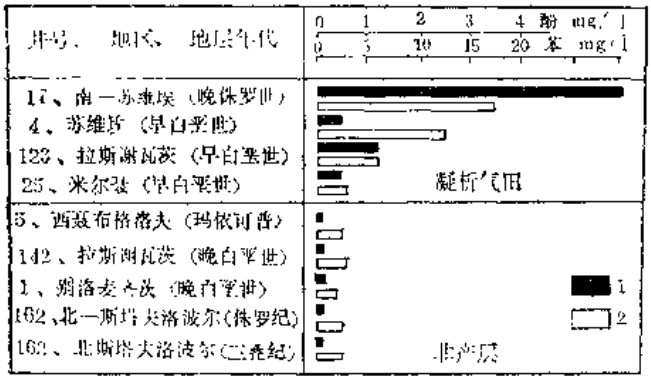


图 2—18 苏联某凝析气田的产层和非产层水中苯，酚含量分布对比图
1—苯；2—酚

油层水中苯系化合物含量高，一般可达0.01～1.58mg/l，最高可达5～6mg/l，且甲苯/苯大于1；非油层水中苯系化合物含量低，且甲苯/苯小于1。

酚在油层水中含量较高，一般大于0.1mg/l，最高可达10～15mg/l，且以邻甲酚和甲酚为主；非油层水的含量低，且以苯酚为主。

图2—18为苏联某凝析气田的产层和非产层苯、酚含量分布对比图。

油田水中常含数量不等的环烷酸、脂肪酸和氨基酸等。其中环烷酸是石油环烷烃的衍生物，常可作为找油的重要水化学标志。

四、油田水的类型

油田水分类问题，实质上应包括：（1）油田水化学标志及其与非油田水的区别；（2）不同类型油田水的特征及区别。自1911年美国帕勒梅尔提出第一个油田水分类开始，到目前的七十余年中，虽然对油田水分类方案作过多次修改和补充，但实质上都是以Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-和Na^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}含量及其组合关系作为分类基础。在各种分类方案中，以苏林（В. А. Шулин）分类较为简明，不仅在苏联，而且在欧、美和我国广泛应用。因此，本教材中着重介绍苏林分类。

苏林认为，天然水就其形成环境而言，主要是大陆水和海水两大类。大陆水含盐度低（一般小于500mg/l），其化学组成具有$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$，$Ca^{2+} > Na^+ < Mg^{2+}$的相互关

系，且$Na^+ > Cl^-$，即$\frac{Na^+}{Cl^-}$（当量比）>1。海水的含盐度较高（一般约为35,000 mg/l），其化学组成具有$Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$，$Na^+ > Mg^{2+} < Ca^{2+}$，且$Cl^- > Na^+$（即$\frac{Na}{Cl} < 1$）的特点。

大陆淡水中以重碳酸钙占优势，并含有硫酸钠，而海水中不存在硫酸钠。

苏林就是根据上述认识，以$\frac{Na}{Cl}$、$\frac{Na-Cl}{SO_4}$和$\frac{Cl-Na}{Mg}$这三个成因系数，把天然水划分出四种基本类型（图2—19和表2—14）。

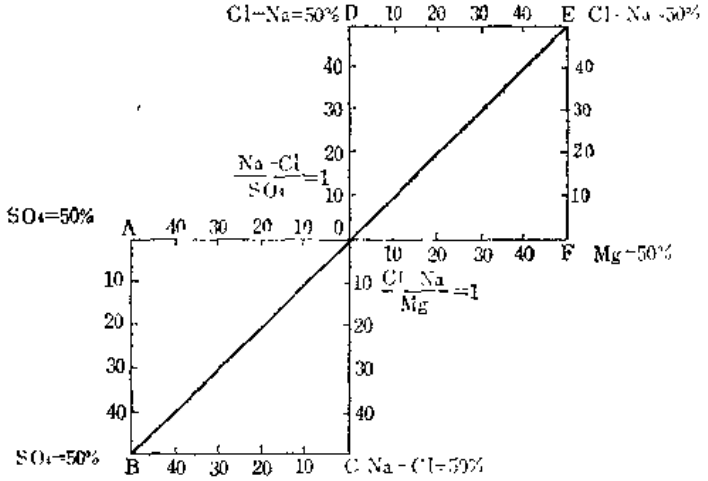


图 2—19 天然水成因分类
（据 В. А. Щулин, 1946）

表 2—14 苏林的天然水成因分类表

水的类型		成因系数（以毫克当量%表示浓度比）		
		Na/Cl	(Na—Cl)/SO_4	(Cl—Na)/Mg
大陆水	硫酸钠型	>1	<1	<0
	重碳酸钠型	>1	>1	<0
海水	氯化镁型	<1	<0	<1
深层水	氯化钙型	<1	<0	>1

（据 Щулин, 1946）

苏林认为，裸露的地质构造中的地下水可能属于硫酸钠型与地表大气降水隔绝的封闭水则多属于氯化钙型，两者之间的过渡带为氯化镁型。在油田剖面上部地段以重碳酸钠型为主，随着埋深增加，过渡为氯化镁型，最后成为氯化钙型。有时，重碳酸钠型直接被氯化钙型所代替，缺失过渡型。油田水的水化学类型以氯化钙型为主，重碳酸钠型为次，硫酸钠型和氯化镁型较为罕见。

随着油气勘探进展，对油田水地球化学研究逐步深入。发现苏林对大量无机组分阴离子组合顺序的认识，过于简单，同时缺少作为区分油田水和非油田水的特征参数；提出改进的分类建议。比较普遍的意见是应把矿化度和阴离子组合作为油田水化学分类的基础，再根据油田水的特征参数或标志，区分油田水和非油田水。但提出的分类方案大多过于复杂，应用不便，而未能普遍被接受。

第四节　油、气的碳、氢稳定同位素

油、气的稳定同位素，从广义上理解可包括：构成主要化合物的碳、氢，次要化合物的硫、氮、氧，微量—痕量稀有（惰性）气体元素及石油灰分中多种元素的稳定同位素。其中以碳、氢两元素，尤以碳元素的稳定同位素最为重要。

碳是烃类的主要组成部分。地壳中烃类形成和富集的实质是碳元素的地球化学演化的结果。碳同位素的研究，不仅为解决石油成因提供重要的依据，而且对解决油源对比、油气运移等重大问题，起重要作用。因此，本节着重介绍碳稳定同位素（包括分馏机理、$\delta^{13}C$的计算及其在油气中的分布），对氢及其它仅作一般的介绍。对于碳同位素在石油地质研究中的具体应用，将在有关章节中作进一步论述。

一、同位素的概念及碳稳定同位素分馏机理

所谓同位素，是指元素周期表中具有相同原子序数而原子量不同的元素。因为它们在周期表中占有同一位置，故称同位素。

同位素按其稳定性可分为：稳定同位素和非稳定（放射性）同位素。

稳定同位素是指原子核结构不会自发地改变的同位素。它们具有相同的质子数和原子结构，化学性质近似，即使经历复杂的化学反应，同位素比率仍保持相对的稳定性。这是稳定同位素的基本属性。但由于中子数和质量有一定的差别，其取代分子或键的化学活性也有一定差别，在参与生物、化学和物理作用的过程中，也有一定的分馏作用。这是稳定同位素的又一属性。稳定同位素的稳定性和分馏作用，是同位素地球化学研究及应用的理论基础和前提。

碳稳定同位素常见的分馏作用及机理分述如下：

（一）同位素交换反应

这是指不发生化学反应，只在不同化学物质，不同相或单个分子之间发生的同位素重新分配所引起的分馏作用。常见的反应有：

$$^{12}CO_2 + {}^{13}CH_4 \rightleftharpoons {}^{13}CO_2 + {}^{12}CH_4$$

$$^{13}CO_2 + H^{12}CO_3^- \rightleftharpoons {}^{12}CO_2 + H^{13}CO_3^-$$

前者自左向右CO_2中富集^{13}C，而CH_4中^{13}C减少，后者CO_2中富集^{12}C（即^{13}C减少），而HCO_3^-中富集^{13}C。

在海水中HCO_3^-与大气中CO_2相比，由于同位素交换反应结果，使其中$\delta^{13}C$值富集了7～9‰（HCO_3^-的$\delta^{13}C=0‰$—PDB，CO_2为-7～$-9‰$）。

（二）光合作用的动力效应

植物进行光合作用时，吸收CO_2和H_2O繁殖本身的过程中，使碳稳定同位素发生进一步的分馏作用，即富集^{12}C而使^{13}C进一步减少，$\delta^{13}C$值减少6‰（温暖水域；Craig，1953）到19‰（寒冷水域，南太平洋南部；Sacket等，1965）。这就是说，海洋生物体中的^{13}C含量与HCO_3^-中的^{13}C含量相比，进一步减少，其$\delta^{13}C$值由0‰变为$-13‰$到$-28‰$。

（三）热力和化学反应的动力效应

同位素的质量不同，振动频率和零点能也就不同。因此，^{13}C和^{12}C取代分子或键的化

学活动也有差别。-C-C-键的稳定性顺序如下：$-^{13}C-^{13}C->-^{13}C-^{12}C->-^{12}C-^{12}C-$，即$-^{12}C-^{12}C-$键的化学活性大，而$-^{13}C-^{13}C-$键的化学活性差。它们参与化学反应时，在相同的温度及其它条件下，$-^{12}C-^{12}C-$参与反应的机率和速率较$-^{13}C-^{13}C-$大。这就使得在低温条件下形成的烃类，^{12}C较富集，而高温条件下形成的烃类，相对地^{13}C含量较高。

（四）物理化学效应

对稳定同位素来说，最有意义的物理化学效应是蒸发和扩散作用。

蒸发作用的结果，使气相富集轻同位素，而液相浓缩物则富集较重的同位素。

扩散过程中，气体分子穿过多孔介质的速度与质量有密切关系。气体分子的平动速度比等于质量反比的平方根，即

$$\frac{V_1}{V_2}=\sqrt{\frac{m_2}{m_1}}$$

对于分别由^{12}C和^{13}C组成的CO_2来说，其速度比为：

$$\frac{V_1(^{12}CO_2)}{V_2(^{13}CO_2)}=\sqrt{\frac{45}{44}}=1.011$$

上式表明$^{12}CO_2$比$^{13}CO_2$的平动速度快1.1%。

对于$^{12}CH_4$来说，它比$^{13}CH_4$要快3.1%。在地质时期内，漫长的时间所累积的扩散效应对甲烷的同位素分馏作用是很明显的。

不存在逆扩散过程时，先行扩散部分富集^{12}C，而残余部分的^{13}C含量则有明显的提高。

二、稳定同位素在自然界的分布、比值符号和标准

原油中常见的氢、碳的稳定同位素在自然界的分布、比值符号和标准，如表2—15所示。

表 2—15　自然界中氢、碳稳定同位素分布、标准和比值符号简表

元　素	同位素	相对分布 (%)	标准及缩写代号	比值符号
氢	$_1H^1$	99.9844	标准平均大洋水，缩写代号SMOW	D/H, δD
	$_1H^2$	0.0156		
碳	$_6C^{12}$	98.892	南卡罗来纳州白垩系皮狄组美洲拟箭石，缩写代号PDB	$^{13}C/^{12}C$, $\delta^{13}C$
	$_6C^{13}$	1.108		

（据 Nier, 1950）

自然界不同的含氢、碳物质的同位素组成有着明显的区别，同位素的比值：D/H，$^{13}C/^{12}C$也各不相同。

同位素比值的测量和对比单位一般是用千分数（‰）表示的。δ值的定义如下：

$$\delta\text{值}\ (‰)=\frac{R_s-R_r}{R_r}\times 1000=\left(\frac{R_s}{R_r}-1\right)\times 1000$$

式中R_s为样品的同位素比值，对于氢，碳稳定同位素，分别为D/H、$^{13}C/^{12}C$；R_r为标准的稳定同位素比值（氢为SMOW的D/H，碳为PDB的$^{13}C/^{12}C$）。

同一种元素的同位素在不同文献中所采用的标准有时不同如碳同位素，不仅国外有多

种标准，国内也有不同标准。常用的碳同位素标准的 $^{13}C/^{12}C$ 值及国际常用标准（PDB）的 $\delta^{13}C$ 值，如表2—16所示。

表 2—16 常用的碳同位素标准的 $^{13}C/^{12}C$ 值和国际标准（PDB）$\delta^{13}C$ 值

标准名称	$^{13}C/^{12}C$	$\delta^{13}C$（‰，PDB）
PDB（芝加哥标准）	1123.72×10^{-5}	0
$BaCO_3$（斯德哥尔摩标准）	1112.15×10^{-5}	-10.3
石墨（NBS，№ 21）	1092.48×10^{-5}	-27.8
石油（NBS，№ 22）	1090.68×10^{-5}	-29.4
周口店灰岩（中国标准）	1123.60×10^{-5}	-0.1
福一井甲烷（中国四川）	1084.40×10^{-5}	-26.08

为了便于对比，通常要把某一标准换成另一标准或国际标准。如将测得对A标准的δ值（$\delta^{13}C_A$），换算成B标准的δ值（$\delta^{13}C_B$）时，可用下列公式进行换算：

$$\delta^{13}C_B=\left[\frac{R_{Ar}}{R_{Br}}(\delta^{13}C_A+1)-1\right]\times1000‰$$

式中$\delta^{15}C_B$为求取对B标准的δ值；

$\delta^{15}C_A$为测得对A标准的δ值；

R_{Ar}、R_{Br}为A、B标准的$^{13}C/^{12}C$比值。

例如，四川进行碳同位素研究时，采用福一井的CH_4为工作标准（即A标准），它的$^{13}C/^{12}C$为1084.4×10^{-5}，测得纳16井P^{3-1}A层的天然气（CH）$_4$的$\delta^{13}C$值为4‰（对福一井标准）代入上式求对周口店标准（B标准）的$\delta^{13}C$值，计算得-31.03‰；求PDB标准时，则为-31.13‰。

三、油、气中的碳同位素组成

原油碳同位素的$\delta^{13}C$值（PDB，以下同）一般为-22‰到-33‰，平均为-25‰到-26‰。前已提及，海相原油的$\delta^{13}C$值较高，为-27‰到-22‰；陆相原油的$\delta^{13}C$值偏低，为-29‰到-33‰。

原油的$\delta^{13}C$值随年代变老，显示出轻微降低趋势，即年代愈老的原油^{13}C相对富集，$\delta^{13}C$值减少（图2—20）。

原油中不同组分的碳同位素成分亦有差异。一般来说，饱和烃、芳烃、胶质和沥青质的$\delta^{13}C$值，随馏分的极性和分子量增大而增加。把原油不同组分的$\delta^{13}C$值变化联成曲线，称为碳同位素类型曲线。不同地区、不同成因类型的原油的同位素类型曲线有着明显的差别（图2—21）。利用碳同位素类型曲线能有效地解决成油环境、油源对比及石油演化等方面问题。

天然气的$\delta^{13}C$值变化较大，从-20‰±直到-100‰。一般低温浅层中形成的天然气（甲烷）中富集^{12}C，具有较低的$\delta^{13}C_1$值（<-50‰到-100‰）；而深层和年代较老，在较高温度下形成的天然气，具有较高的$\delta^{13}C_1$值（≥-50‰到-20‰±）。利用$\delta^{13}C_1$—Ro（镜质体反射率，%）和$\delta^{13}C_1$—C_1烃/总烃关系曲线，能较有效地区分不同母质和演化阶段所生成的天然气。

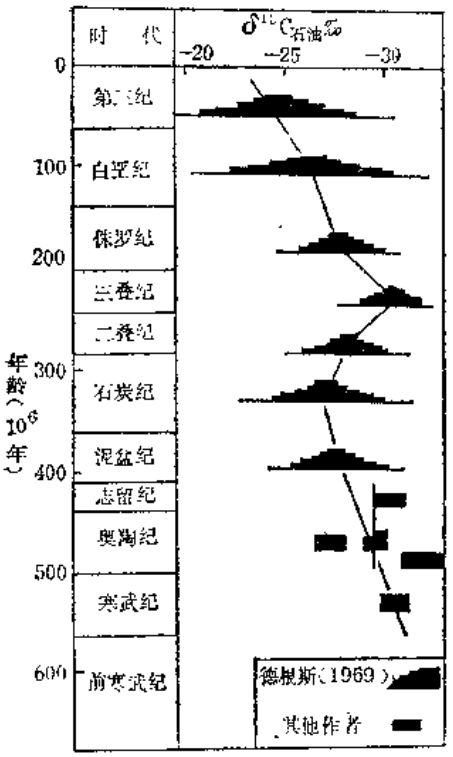


图 2—20 各地质时代石油的碳同位素分布
（据 Stahl, 1977）
（$\delta^{13}C$‰的标准为PDB，以下同）

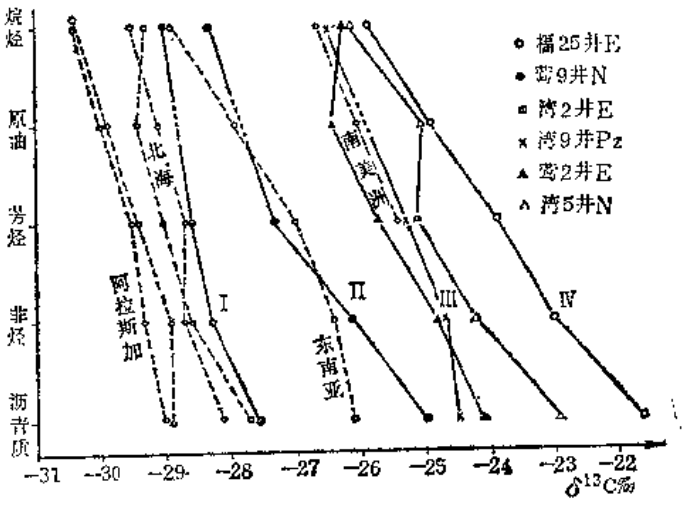


图 2—21 原油碳同位素类型曲线
（据 廖永胜，1982；其中虚线部分据Stahl，1977；
实线部分：（I）福山凹陷；（II）鸢歌海西部凹陷；（III）和（IV）湄西南凹陷）

对地下水中溶解的甲烷气的碳同位素测定，能帮助确定溶解气的成因类型及来源，有助于确定地下水与油气藏的关系。

四、油气中的氢同位素组成

原油中δD值一般在－80‰到－160‰之间。原油不同组分的δD值亦不均一，通常负值按下列顺序递增：饱和烃→芳烃→非烃，即$\delta D_{SHC} < \delta D_{AHC} < \delta D_{NSO}$。

原油的δD值与$\delta^{13}C$值之间未发现明显的正相关性。如加利福尼亚州第三系中的原油极富^{13}C（$\delta^{13}C$值为－23‰到－25‰），但却贫氘，亦有个别原油异常富集氘，δD为正值，但$\delta^{13}C$值没有相应的变化。

虽然目前对石油中δD值的变化和氘的成因还未能作出令人满意的解释，但应用δD—$\delta^{13}C$关系图，对于区分某些原油却显示了较好的效果（图2—22）。

从图可知，利用δD—$\delta^{13}C$关系图，可以较有效地区分东、西二盆地第三系砂岩中的原油。这两种原油由于细菌降解和水洗作用，仅根据化学成分和碳同位素组成，不能有效地区分。

天然气（CH_4）的δD值在－105‰到－270‰之间。与石油相比要低－35‰到－110‰，平均要低－70‰左右。天然气的δD与$\delta^{13}C$之间却存在不很明显的正相关性。生物成因气的$\delta^{13}C$值低，δD值亦较低，热解成因气的δD和$\delta^{13}C$偏高（图2—23）。

该图的1区为冰碛沼气；2.1区为亚阿尔卑斯盆地上第三系甲烷气（以上为生物成因气，δD值在－160‰到－270‰之间）；2.2区为混合成因气，δD值在－200‰左右，$\delta^{13}C$在

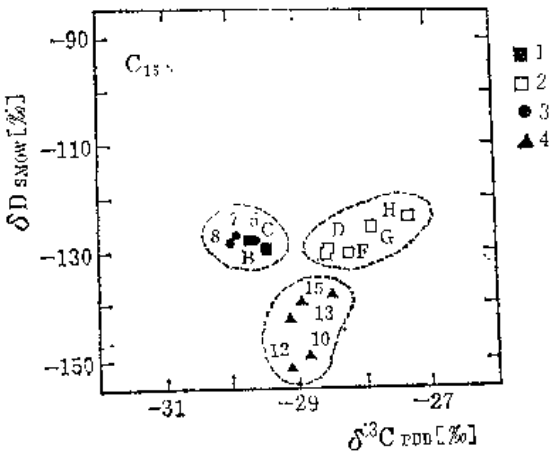


图 2—22 西德南部两个亚阿尔卑斯盆地原油的$\delta D—\delta^{13}C$关系图
（据 Schoell等，1980）
东盆地：1—第三系砂岩P；2—第三系砂岩A；
西盆地：3—三叠系油贮；4—第三系油贮

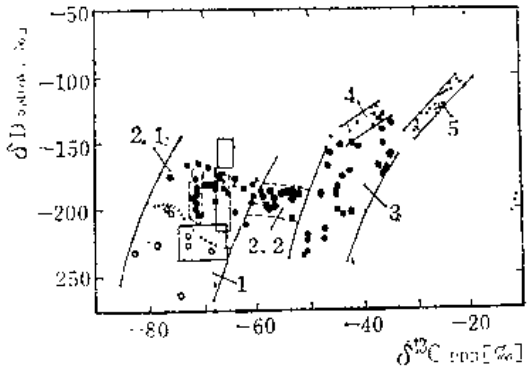


图 2—23 天然气中甲烷的$\delta D—\delta^{13}C$关系图
（据 Schoell等，1977）

$-60‰$到$-50‰$左右；3、4、5为热解成因气，该区的δD值和$\delta^{13}C$值之间具有较明显的相关性。

第三章 油 气 显 示

第一节 地表常见的油气显示

一、概 述

石油、天然气以及石油衍生物在地表的天然露头叫油气显示。在某些场合下也可包括它们的人工露头，例如在钻井过程中所遇到的各种含油、气迹象。

这里所指的石油和天然气仅限于未经人为集输和加工过的天然产物。由人为产物造成的显示叫假显示。假显示有时会给人们造成困惑，但可通过成分和产出条件的仔细分析加以甄别。石油衍生物指的是由石油演变而来的一系列有机矿物。从结构上说，它们往往是石油烃分子中的氢原子被其它原子或原子团取代后所生成的各种产物。

自然界的油气显示早就被人们所发现和认识，在石油工业发展初期，人们在油气显示附近布置钻孔，曾发现了许多油气田。近代虽然随着石油地质理论的发展和现代化勘探技术的采用而大大提高了科学预见性，但油气显示仍然具有很大的指导意义。因为，在一个地区形成油气藏的最根本前提是要有生油条件，而油气显示的出现则可说明所在地区在过去某个时期内曾有过油气生成过程，亦即具有生油条件。有时，油气显示还可表明所在地区具有储集条件。可是，另一方面油气显示的出现又说明油气藏可能已经受到了一定程度的破坏。

油气显示不仅在地质研究上具有重要意义，而且在经济上也常有相当价值，它们是非常规能源的重要组成。世界上已知有十余处大型的沥青矿岩产地，其稠油储量共达 356×10^9t。其中，委内瑞拉奥林诺科沥青砂岩中的含量为 144×10^9t；加拿大阿撒巴斯卡沥青砂岩中的含量为 856×10^8t；苏联西西伯利亚奥林尼克沥青砂岩的含量为 822×10^9t。现在加拿大每年从沥青砂岩中可提取 35×10^5t 原油。另外，特立尼达和多巴哥的一个沥青湖，其沥青矿物储量达 12×10^6t，年产十多万吨。我国江南古陆西缘分布有许多“沥青煤”，其中浙江康山的“沥青煤”年产数万吨，对解决当地严重缺能问题不无小补。

二、常见油气显示的类型

天然油气显示按其物态可分为液态、气态和固态三个主要类别。有些油气显示并非肉眼所能察觉而需通过仪器加以检测，这可称之为显微显示，如岩石中的吸附烃。还有些油气显示所出露的井非油气本身，但与地下油气的存在却有一定联系，这可称之为间接显示，如地下水的油田水属性(详见油田水一节)。这里所要谈的大部分是宏观和直接的油气显示。

(一) 油苗

液态原油由地下渗出到地面叫油苗。它是地面油气显示中最可靠、最直接的类型之

一。钻井过程中原油可随泥浆涌出地面，可形成油花或油膜。油苗可以是从储层中直接渗出，也可以沿断裂随水一起运移至地表。委内瑞拉马拉开波湖的湖面上经常飘浮着大量原油，其下蕴藏着储量巨大的油田。我国柴达木冷湖四号油田有显著的油苗沿断层出露。

飘浮在水面上的油膜易与氧化铁膜相混淆，其区别方法是用手搓磨，油膜具滑腻感，而铁膜则否；用棍搅之，油膜不易破碎，即使断开也很快聚拢在一起，而铁膜则易破碎成棱角状碎片。水面上的油膜如果是孤立飘浮面非连续涌现时，则可能是轮船或钻井平台污染所致。

在野外应注意调查油苗的产出状态和周围地质情况，并应采集样品以进行地球化学对比。

大量涌出的油苗经风化（包括氧化、微生物降解、轻组分挥发等）后，将使液态原油逐渐稠化乃至固化，成为固体显示。马拉开波湖岸地区的油苗可以观察到离渗出处越远，风化越深，也就是越失去原油特征而越具有固体沥青特征（表3—1）。

表 3—1　委内瑞拉马拉开波湖岸地区油苗风化程度

样品编号	№.1	№.2	№.3	№.4
正庚烷中溶解度（重量%）	78	43	5	0
CS_2中溶解度（重量%）	99	78	72	6
定碳比	6	10	28	82
H/C原子比	1.63	1.52	1.36	0.6

注：由№.1至№.4示风化程度之增加，№.4离油苗渗出处最远　　（据 P. A. Dickey 等，1972）

（二）气苗

气苗是天然气的地面露头。气苗通常在水中或泥浆中呈连续或断续的气泡冒出。此时可采用排水取气法采集气样。气苗若自土壤或岩石裂隙中产出，则可嗅到特殊气味，有时还可在附近见有植被异常，如枯黄、矮小等，这与气体中含有H_2S有关。当气体大量涌出时，可听到嘶嘶响声。川西北含气区有较多气苗沿龙门山前出露，它们大多与不整合面有关。我国有许多地方以响水、沸水、圣灯等命名，这常与气苗的出现有关。

顺便指出，在某些油气田内可见有自然硫出现于地表，这是由于天然气中的H_2S组分被氧化所致，或者是天然气与石膏相互作用的结果。

$$CaSO_4 + CH_4 \dashrightarrow CaS + CO_2 + 2H_2O$$

$$CaS + CO_2 + H_2O \longrightarrow CaCO_2 + H_2S$$

$$2H_2S + O_2 \longrightarrow 2S + 2H_2O$$

所以，自然硫可以是一种宏观的间接显示。但是，在火山活动区或热泉区也可发现自然硫，要注意加以区分。

被岩石颗粒所吸附的微量烃类是气苗产出的一种特殊形式，是肉眼不可见的显微显示。这些烃是有机物成油转化中所产生的，尔后被吸附而残留于岩石之中，也可以是烃类气体在扩散运移过程中被围岩所吸附而保存下来的。气体成分也如其它气苗一样，为C_1—C_5的正烷烃，其中主要是甲烷。研究这些微量气体的成分、数量和同位素组成等在剖面和

平面上变化，有助于确定含油气层位和油气母岩，从而可为油气的进一步勘探提供一定依据。

（三）含油岩石和含沥青岩石

含油岩石是指被液态原油浸染的岩石，通常多为砂岩。砂岩按其被浸染的程度可分为：油砂——全部被原油所饱和浸润；油斑——局部被原油浸染，浸染部位往往是岩石粗粒结构部分或者是各种缝隙；油迹——岩石被原油局部轻微浸染。柴达木盆地油砂山一带有大量含油砂岩出露，最厚处可达一百余米。灰岩也是常见的含油岩石。野外所见，石油多含于晶洞、裂缝乃至介壳之中。我国北方奥陶系和南方三叠系灰岩晶洞含油是相当普遍的。泥岩有时亦可被油浸染或含油于裂缝之中，但多见于井下。个别的喷出岩的孔洞中也可含油，如广西崇左县的玄武岩。

含沥青岩石是指在岩石孔隙中充填有分散固态沥青的岩石。分散沥青一般以基质或胶结物形式而存在。个别情况下固态沥青也可能是再沉积的颗粒。含沥青岩石与含油岩石有时不易截然分开，因为二者可以是逐渐过渡的。我国黔南麻江古油藏所暴露的志留纪砂岩和奥陶纪磷酸岩储层其原油早已变为固态沥青，残留储层面积约800km^2（原始面积约2500 km^2），固态沥青储量约3.5×10^8t。

（四）泥火山

地下聚集的高压气体沿断层和裂隙伴随水、粘土、沙粒和岩块一起喷出地表，并形成锥形堆积体，这便是泥火山。由于形成泥火山的高压气体常是可燃性天然气，有时还伴有原油，故可做为直接油气显示。苏联巴库油区的泥火山是闻名于世的，近代仍不时活动。我国新疆独山子油田亦见有多处泥火山，火山口直径约1 m，其中位于背斜轴部的一口，喷出物分布范围达700m^2。它们属于死泥火山。

然而，形成泥火山的高压气体也可以是非可燃气，如CO_2等。此外，地下含盐地层吸水膨胀和可塑性地层压实流动亦可在地表形成锥形堆积体。所以，并不是所有泥火山都与地下油气有关。

（五）固体显示

地蜡、地沥青、石沥青等与石油有直接的成因联系。它们不仅是典型的固体显示，而且其本身又是有机矿物体系的重要组成，所以我们将在下一节中专门讲述。

第二节　油矿物——固体含油显示

一、概　　述

由石油所衍生出的一系列有机矿物叫石油沥青矿物，简称油矿物。它们是自然界有机矿物的重要组成部分。油矿物大多不同程度地含有可溶于有机溶剂的沥青部分，可是含有沥青的天然有机质并非都与石油有关。

油矿物的产出状态可以是浓集的单独矿体，川西矿山梁的大型沥青脉最宽处可达数米，已做为矿藏开采。也有的油矿物呈渗染状、颗粒状、薄膜状等分散状态存在于岩石孔隙、裂缝和孔洞之中，但同样可以具有巨大的总储量。分散的固体油矿物又被称做储层沥青，它与所赋存的岩石合称为含沥青岩石。无论浓聚的或分散的油矿物一旦出露地表均可

做为重要的含油显示类型。不过，某些变质程度高的油矿物虽然可以是石油所衍生，但就其变质程度而言已不再能指示仍有液态原油存在。

油矿物也同石油一样，乃是复杂的有机混合物，没有固定的化学成分和物性常数（只有区域值），并且许多油矿物往往以过渡形式构成连续系列。这样，就给分类和鉴别带来很大困难，至今也还没有形成一个众所接受的方案。这里暂按形成油矿物的主导因素划分为：

（1）物理分异的（主限于石蜡基和石蜡—环烷基原油）——地蜡；

（2）氧化形成的——软沥青、地沥青、石沥青；

（3）变质形成的——碳质沥青、碳沥青、次石墨。

变质成因的沥青矿物中有些与石油并没有成因联系，至少没有明确的成因联系，这部分称之为准油矿物。准油矿物可以直接来源于腐泥或腐植有机质的变质而未经历过石油阶段，浙西康山沥青煤就有人认为是寒武系荷塘组腐泥煤变质而成的。还有些准油矿物产于岩浆岩矿物包裹体中或伟晶岩脉和金属矿脉中，它们可能是碳、氢元素在高温高压下直接合成的（参图3—1）。

在欧美较为流行的一种分类方案是按有机矿物在 CS_2 中的溶解程度来加以分类，即把溶解度大于2%的叫沥青矿物，而把小于2%的叫焦沥青矿物（图 3—2），对照看来，这里的焦沥青矿物大致可与变质成因的沥青矿物相对应。其中油型的与石油有关、煤型的与石油无关。

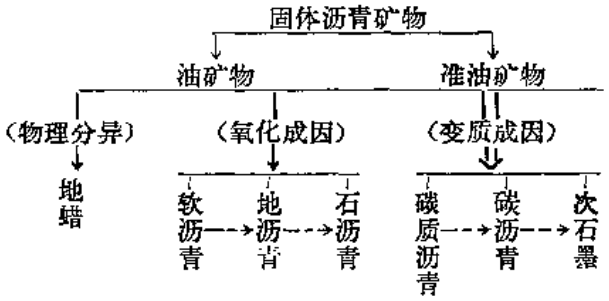


图 3—1　固体沥青矿物的成因分类

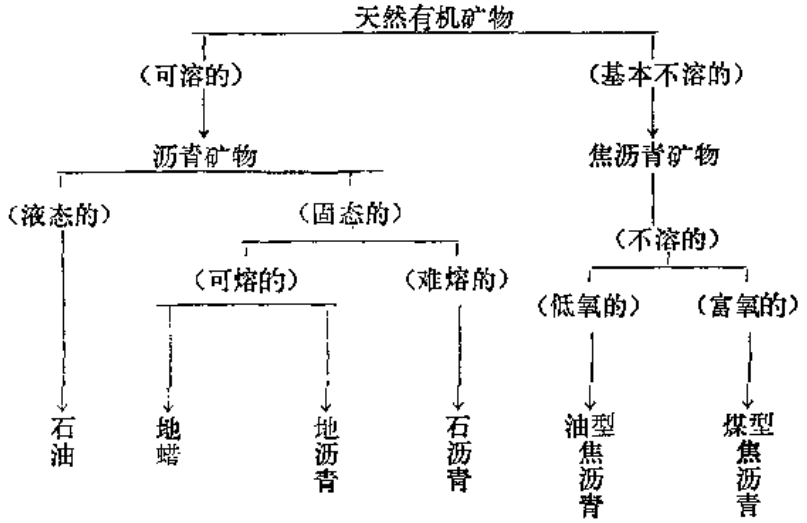


图 3—2　天然有机矿物的分类

（据 M.A.Rogers等，1974年修改）

二、常见油矿物的特征

石油在不同条件下所衍生的固态油矿物已知有一百多种。但是过细的划分往往只有局部性地区意义。下面仅就主要的常见类型做一简述。

（一）地蜡

为石蜡基或石蜡环烷基石油的衍生物。蜡状，色黄、褐至黑。易熔，熔点一般低于60℃，熔点高的质优。燃烧时具明亮火焰。比重0.9～0.94。硬度小于1。极易溶于有机溶剂。元素组成的重量百分比：C为84～86%，H为13～15%，O为0～5%。地蜡组成中以含有大量粗晶石蜡和微晶石蜡为特征，也含少量环烷烃衍生物。它是石蜡基石油运移到浅处因温度降低而结晶析出的，主要呈脉状产出或充填于岩石孔隙之中。我国柴达木油泉子、开特米里克等含油构造有少量地蜡沿裂缝产出，有时在地表凝聚为桃仁状。地蜡是贵重的工业原料，应用广泛，可做绝缘、绝热和防水用。

（二）软沥青

是为非石蜡基原油氧化和凝缩的产物。呈褐至黑色，粘稠状或半固体状。熔点0～110℃。易燃，有明显带黑烟火焰。比重一般为1左右。能溶于全部有机溶剂。平均元素组成的重量百分数：C为85%，H为11%，O+N+S为4%。在地表呈层状或半固态丘状，在岩石中呈渗染状。

（三）地沥青

是软沥青进一步氧化和凝缩的产物。固态，棕至黑色，具暗淡至明亮光泽。断口粗糙至半贝壳状。熔点大于100℃。易燃，有带黑烟火焰。比重0.9～1.09。硬度0.5～2。能溶于全部有机溶剂。元素组成的重量百分数：C为80～98%，H为9～11%，O+N+S为6～12%。在地表呈脉状、丘状或泉华状产出，也可呈渗染状充填于岩石孔隙之中。特立尼达和多巴哥首都西班牙港东南95km有一个沥青湖，面积$47\times10^4m^2$，表层为地沥青，向下逐渐被软沥青所代替。自1870年开采至今，湖面未见下降，可见原油仍在不断渗出。

（四）石沥青

是地沥青进一步氧化和凝缩的产物。黑色，固态。具明亮光泽。质硬而脆。比重1.0～1.35。硬度0.5～3。具锯齿状或贝壳状断口。在有机溶剂中有较高的溶解性。熔点大于100℃，可达175℃。燃烧时有黑烟，火焰微弱，熔化时有分解现象。元素组成的重量百分数：C为82～84%，H为7～9%，O+N+S为7.5～10.0%。呈脉状产出，脉宽可达数米，延伸数公里。有时可见与地沥青的连续过渡。新疆乌尔禾的沥青脉可为石沥青矿物的代表。

（五）碳质沥青

是石油或石沥青变质和碳化的产物。黑色，固态，类似于煤，具明亮光泽。比重大于1.05硬度2～3.5。贝壳状断口。难溶，只在CS_2中有少量溶解。燃烧火焰弱，时有膨胀和胀隙现象。元素组成的重量百分比：C为85～88%，H为6～8%，O+N+S为5～7%。主要由碳类物质组成，只含少量可溶于有机溶剂的沥青物质。呈脉状，主产于变质岩或岩浆岩侵入体附近。也有产于沉积岩中，如在广西泥盆系灰岩中所见。

（六）碳沥青

是石油深度变质的产物。黑色，光亮，甚至呈现金刚光泽。碳化程度之高以致完全失去了可溶性。碳类物质占达95～100%，有的已成次石墨。比重和硬度均高于碳质沥青。

常呈脉状产于岩浆岩、片岩裂缝中，或者热液矿脉中。

三、油矿物的研究和鉴定

油矿物的野外研究是十分重要的，特别是油矿物的产出状态，产出岩层的岩性、时代和构造特征等，对确定油矿物的属性和含油显示的价值都是必不可少的。

油矿物的室内研究，除进行一些常规鉴定（详见实习部分）如颜色、断口、硬度、可溶性、可熔性、镜下观察等外，还可进行如下一些分析：

（一）元素分析

据元素组成可以帮助判断油矿物的类型，因为油矿物各有自己元素组成的区域值。氧的含量值还有助于区分油型焦沥青（<3%）和煤型焦沥青（>3%）。此外，H/C和O/C原子比可以确定油矿物的热变质程度。皮特尔斯（1977）曾提出，据H/C原子比，未成熟阶段>0.84，成熟阶段0.84～0.69，湿气阶段0.69～0.62，准变质阶段<0.62。蒂索（B. P. Tissot, 1974）提出的各类干酪根在不同成熟阶段的H/C和O/C原子比（表3—2）亦可供参考。湘西水田的下寒武系沥青脉储量在20万吨以上，其H/C原子比小于0.30，平均0.25，O/C原子比小于0.1，平均0.03。据此，可见已处于热变质的过熟阶段，欲在那里找到石油是不太现实的。

表 3—2　各类干酪根在成熟演化过程中元素组成的变化

演化阶段		H/C 原子比			O/C 原子比		
未　熟	生物气	1.67	1.44	1.0	0.09	0.16	0.20
成　熟	石　油	1.65	1.25	0.8	0.05	0.08	0.18
	湿　气	0.7	0.7	0.6	0.05	0.05	0.08
过　熟	干　气	0.5	0.5	0.5	0.05	0.05	0.06
干酪根类型		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ

（二）反射率测定

固体沥青矿物的反射率与成岩和变质作用强度有关，即变质程度增加反射率也随之增加。雅科布（Jacob, 1967）对许多沥青矿物进行测定后提出，反射率（Ro）大于0.5%时应进入焦沥青范畴。在进行反射率测定的同时，还可进行萤光观察。随着成岩的加深，萤光由波长较短的黄色逐渐变成波长较长的红色直至消失。

表 3—3　贵州不同煤阶煤的自由基含量

煤　阶	颜　色	有机碳 %	自由基含量（$\times 10^{18}m/g$）
褐　煤	黄	42	1.6
长焰煤	棕	53.27	3.4
肥　煤	褐	57.22	8.5
焦　煤	灰黑	65.45	10
无烟煤	黑	80.95	19

（贵阳地化所，1977）

（三）自由基浓度测定

自由基是指分子中正常的化学键破坏后所产生的不配对自由电子。近年来利用电子顺磁共振波谱仪研究沥青质及油矿物的自由基含量以做为演化阶段的指标得到广泛应用。油矿物的自由基含量主要来自沥青质，其含量与煤一样随着热变程度增强而有规律的升高（表3—3）。但变质再深，有机自由基加速配对，两个分子的键重新聚合，致使自由基又下降到零。康山"沥青煤"的自由基含量为$n\times10^{19}$—0m/g（$n<5$），相当于无烟煤阶段，表明变质较深。

（四）红外光谱分析

对油矿物的抽提物进行红外光谱分析，可发现不同谱带的吸收峰强弱不甚相同。某些吸收带随着成岩加深而变得微弱（图3—3）。这一情况反映了油矿物芳构化程度的增高。另外，母质不同的沥青物质其红外光谱特征有着明显的差异，利用这一点可通过对比来追溯源岩。例如，贵州凯里地区卡房的奥陶系石沥青，其红外谱线波形与围岩分散有机质抽提物的特征相似，故认为奥陶系生物碎屑灰岩是其母岩。

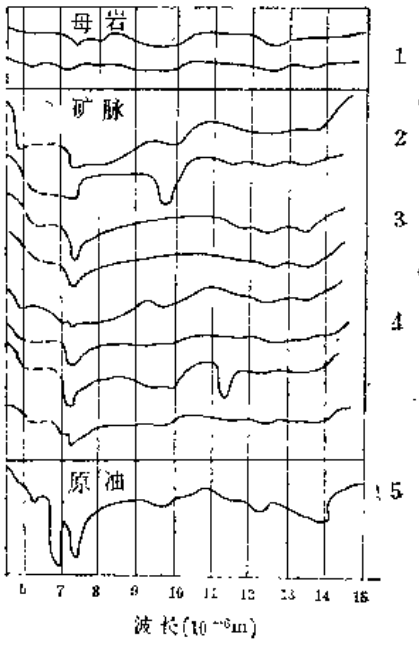


图 3—3 母岩、沥青矿脉和原油的红外光谱比较图

（五）同位素组成测定

碳的同位素应用较广，有机与无机碳同位素有明显差异，这可用于探讨某些准油矿物的成因。碳同位素还是很有效的对比标志，可借之追索油矿物的先体物质。

此外，还有一些其它分析项目可应用于油矿物研究，这里毋需一一赘述。最后指出，油矿物也包括其它固体沥青矿物，仍然是研究得较为薄弱的领域，有些问题尚有待进一步总结和探索。

第三节 油气显示的形成和评价

一、地表油气显示的形成

地表油气显示的形成主要与下列三种情况有关。

（一）与含油岩层出露有关的显示

导致含油层出露的原因可以是河流的侵蚀切割，也可以是断层的错断上升（图3—4）。新疆的乌恰构造河流在背斜顶部通过，致使含油层暴露。柴达木的油砂山则是因断层使巨厚的油砂出露地表。与此有关的显示主要有含油砂岩、含沥青砂岩、油苗等。

（二）与地下油藏有关的显示

地下油藏中的原油可以沿着断裂面、不整合面等渗流通道或沿刺穿体周围溢出到地表（图3—5）。与此有关的显示主要有油气苗和固体沥青，还有泥火山。玉门老君庙的"干油泉"乃是原油自地下第三系油藏沿断层渗出至地表并与砂泥相混杂，构成厚约半米宽约

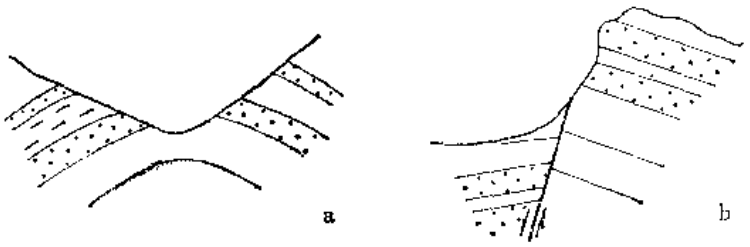


图 3—4 含油岩层出露地表的两种可能

a—因侵蚀而暴露；b—因错断而暴露

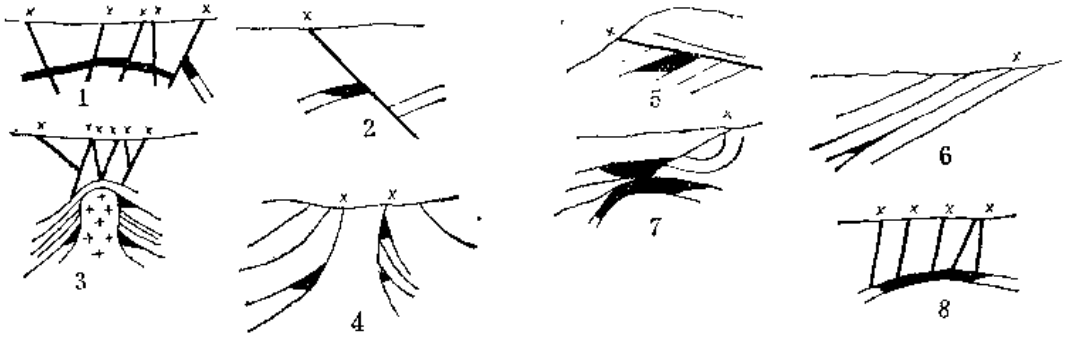


图 3—5 与地下油气藏有关的油气显示

（据 B. A. Соколов图修改）

1-4—为与断裂破坏和刺穿现象有关的油气显示；5-7—为与不整合有关的油气显示；8—为与裂缝带、孔隙带有关的油气显示；×—为油气显示产地

数百米的覆盖物。川西的气苗常与第四系同中生界之间的不整合面有关。

（三）与生油层共生的显示

有时生油层本身亦可见含油现象。这一类也可看做是第一类的变种。如泥岩的裂隙含油或油浸，以及灰岩中的晶洞油苗等。美国犹他州云塔盆地的绿河页岩所生成的重质沥青油充填在自身的裂隙之中，同时还填入与之互层的砂岩之中（图3—6）。

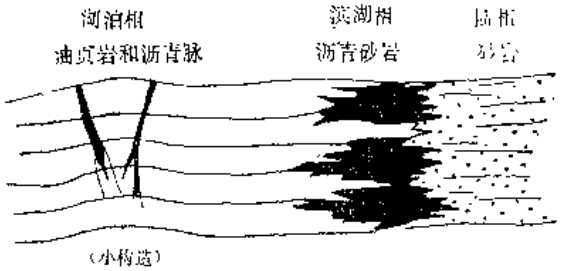


图 3—6 云塔盆地绿河组沥青脉和沥青砂岩

二、油气显示的评价

油气显示的评价也就是指油气显示与油气藏的相关性。下面从质和量两方面谈。

（一）显示类型与油气藏关系

液态和气态显示是典型的直接显示。一般说，只要见到活油气苗，地下就存在有油气藏，至于储量大小则是另外一回事了。如在附近地区有保存条件良好的圈闭则还有可能发现新油气藏。灰岩晶洞中的死油苗主要可说明该灰岩有生油可能，但能否在邻近形成油藏，除了圈闭条件外，更关键的还要看有无构成储层的条件。

对于气苗还要注意区分石油气与沼气、浅层生物气和煤成气。沼气一般无工业价值。浅层生物气和煤成气一般不伴有石油。这几种气体可通过样品的成分和同位素等标志加以鉴别（详见有关章节）。

固体显示具有双重性，即与地下油气藏可以相关，但也可以无关甚至相斥。这取决于所出现的固体显示是否为油型沥青矿物及其变质程度如何。一般说，低变质程度的油矿物与油气藏相关性大，且可为油气藏形成沥青塞封闭条件。

（二）显示数量与油气藏关系

显示的多少和有无，与油气藏的存在并无确定的关系。有显示兼有油气藏者有之，有显示而未发现油气藏者亦有之。另一方面，地面没有显示而发现油气藏者更是不乏其例，大庆油田即是如此。

油气显示广布表明有大面积油气生成过程，但同时也说明这里的保存条件不好，油气已经大量漏失和变质。因面，未必是良好征兆。许多大型沥青砂岩矿就是古油藏破坏的实例。油气显示稀疏甚至全无，表明保存条件良好。这样的地区通常构造平缓、缺乏断裂、盖层广厚，只要具备生油条件会更有利于油气藏的形成。

第四章 储集层和盖层

第一节 储集层的物理性质

一、储集层概述

各种不同类型的岩石均具有一定的孔隙和裂缝，地下石油和天然气就储存在岩层的连通孔隙、孔洞和裂缝——即所谓孔、洞、缝之中，它们的储集方式就象水充满在海绵里一样。凡具连通孔隙，能使流体储存，并在其中渗滤的岩层称为储集层。它是构成油气藏的基本要素之一。按储集层的含意，并非所有的储集层都储存了油气，它只是强调具备储存并允许石油和天然气渗滤的能力。如果储集层中储存了油气称为含油气层，业已开采的含油气层称为产层。世界上绝大多数油气藏的含油气层是沉积岩（主要是砂岩、石灰岩和白云岩），只少数油气藏的含油气层是岩浆岩和变质岩。储集层的特性是控制地下油气分布状况、油气储量及产能的重要因素。因此，储集层的研究在石油地质学中占有重要地位。

二、储集层的孔隙性

储集层的孔隙是指岩石中未被固体物质充满的空间。地壳中不存在没有孔隙的岩石，可是不同的岩石，其孔隙大小、形状和发育程度是不同的。地下石油和天然气储存在岩石的孔隙中，故岩石孔隙的发育程度直接影响储存油气的数量。为了度量岩石孔隙的发育程度，提出孔隙度(率)的概念。岩石中全部孔隙体积称为总孔隙或绝对孔隙，总孔隙（V_p）和岩石总体积（V_r）之比（以百分数表示）就叫做岩石的总孔隙度或绝对孔隙度（P_t），可用公式表示如下：

$$P_t = V_p \cdot 100 / V_r \%$$

孔隙度反映储集层储集流体的能力，储集层的总孔隙度越大，意味着岩石中孔隙空间越多，能容纳流体的数量就越多。因此，它是一个重要参数。

岩石的孔隙按其大小（孔径或裂缝的宽度）可分为三类：

1．超毛细管孔隙：管形孔隙直径大于 0.5 mm或裂缝宽度大于0.25mm者。在超毛细管孔隙中液体在重力作用下自由流动，可以出现很高的流速，甚至出现涡流。岩石中的大裂缝、溶洞及未胶结的或胶结疏松的砂岩层孔隙大部分属于此类。

2．毛细管孔隙：管形孔隙直径介于 0.5～0.0002 mm 之间，裂缝宽度介于 0.25～0.0001 mm之间者。在毛细管孔隙中，无论是在液体质点之间，还是液体和孔隙壁之间均处于分子引力的作用之下，由于毛细管力的作用，液体不能自由流动。要使液体沿毛细管孔隙移动，需要有明显超过重力的外力去克服毛细管阻力。一般砂岩的孔隙属于此类。

3．微毛细管孔隙：管形孔隙直径小于0.0002mm，裂缝宽度小于0.0001mm者。在此类孔隙中分子间的引力往往很大，要使液体移动需要非常高的剩余压力梯度，这在油层条

件下一般是达不到的。因此，实际上液体是不能沿微毛细管孔隙移动的。泥页岩中的孔隙一般属于此类。

因此，微毛细管孔隙和那些孤立孔隙对油气储集是毫无意义的，只有那些彼此连通的超毛细管孔隙和毛细管孔隙才是有效的油气储集空间，即有效孔隙。有效孔隙度（率）就是度量岩石有效孔隙发育程度的。所谓岩石有效孔隙度（P_e）是指岩石中相互连通的孔隙体积（V_e）和岩石总体积（V_t）之比（以百分数表示）。可用下式表示：

$$P_e = V_e \times 100/V_t\%$$

显然，同一岩石的绝对孔隙度（P_t）大于其有效孔隙度（P_e），即$P_t > P_e$。生产实践中一般采用有效孔隙度这个概念，因为对含油气岩石的工业评价只有有效孔隙度才具有真正的意义。习惯上把有效孔隙度简称为孔隙度。砂岩储集层的有效孔隙度变化在5～30%之间，一般为10～20%；碳酸盐岩储集层的孔隙度一般小于5%。莱复生按孔隙度的大小将砂岩储集岩分为五级（表4—1）。

表 4—1　按孔隙度对储集层的评价

孔隙度%	评　价	孔隙度%	评　价
20～25	极　好	5～10	差
15～20	好	0～5	无价值
10～15	中　等		

三、储集层的渗透性

储集层的渗透性是指在一定的压差下，岩石允许流体通过其连通孔隙的性质，换言之，渗透性是指岩石中流体的渗滤传导性。一切岩石均具有相互连通的孔隙，在漫长的地质年代里，在地层条件下，所有的岩石都有一些渗透性。石油地质学中所指的渗透性和非渗透性是相对的。渗透性岩石是指在地层压力条件下，流体能较快地通过其连通孔隙的岩石，如砂岩、砾岩、裂隙灰岩、白云岩等等。如果流体通过的速度很慢，通过的数量有限，那就叫非渗透性岩石，如泥岩、石膏、硬石膏等等。储集层渗透性决定了油气在其中渗滤的难易程度，所以渗透性是评价储集层产能的主要参数。

岩石渗透性的好坏是用渗透率来表示的。大量实验研究表明，当单相流体通过孔隙介质沿孔隙通道呈层状流动时，遵循直线渗滤定律，达西首先建立了这一定律，其简单表示式如下：

$$Q = \frac{K \cdot F}{\mu} \cdot \frac{\Delta P}{L}$$

任何一种液体通过孔隙介质的流量（Q）与两端的压力差（ΔP）及横截面积（F）成正比，而与液体的粘度（μ）及孔隙介质的长度（L）成反比。式中比例系数（K）为渗透率

$$K = Q \cdot \mu \cdot L / F \cdot \Delta P$$

在SI制单位中，渗透率的单位为二次方微米（μm^2）。按照$K = Q \cdot \mu \cdot L / F \cdot \Delta P$定义，$Q$（流量）$= 1\ m^3/s$；$\mu$（粘度）$= 1Pa \cdot s$，$L$（长度）$= 1\ m$，$F$（截面积）$= 1\ m^2$，$\Delta P$（压力差）=

1 Pa时，$K=1\ m^2$。与C. G. S制中渗透率单位——达西（D）和毫达西（md）之间的换算值如下：$1D=0.987\mu m^2$，$1md=987\times10^{-6}\mu m^2$。

上述是单向液体充满孔隙，液体不与岩石发生任何物理或化学反应，这时所测得的岩石的渗透率称之为岩石的绝对渗透率。绝对渗透率与流体的性质无关，只反映岩石本身的特性。目前主要采用空气测定储集层的绝对渗透率，故又称气体渗透率。

储集层渗透率无论在垂向或横向上都有很大变化，一般变化在49×10^{-4}～9870×10^{-4} μm^2 间。捷奥多罗维奇(Г. И. Теодорович)按渗透率大小将储集层分为五级(表4—2)。

表 4—2 按渗透率对储集层的评价

级　　别	渗透率$987\times10^{-6}\mu m^2$	评　　价
Ⅰ	>1000	极　好
Ⅱ	1000～100	好
Ⅲ	100～10	中　等
Ⅳ	10～1	微　弱
Ⅴ	<1	非渗透

在自然界储集层的孔隙常为两相(油—气、油—水、气—水)甚至三相（油—气—水）流体共存，它们又彼此干扰和相互影响，故而岩石对其中每一单相的渗滤作用与单相渗滤时有很大区别，为此提出有效渗透率和相对渗透率的概念。所谓有效渗透率是指储集层中有多相流体共存时，岩石对其中每一单相流体的渗透率，并分别用K_o、K_g、K_w表示油、气、水的有效渗透率。对每一单相流体局部饱和时的有效渗透率与全部饱和时的绝对渗透率之比值称为相对渗透率，通常以K_g/K、K_o/K、K_w/K分别表示对气、油、水的相对渗透率。由于岩石对某种流体的有效渗透率总是小于其绝对渗透率，所以相对渗透率变化在0～1之间。我们知道，储集层的孔隙往往被不同含量的气、油和水所充满，因此研究流体在储集层中渗滤时必须用相对渗透率而不能用绝对渗透率。

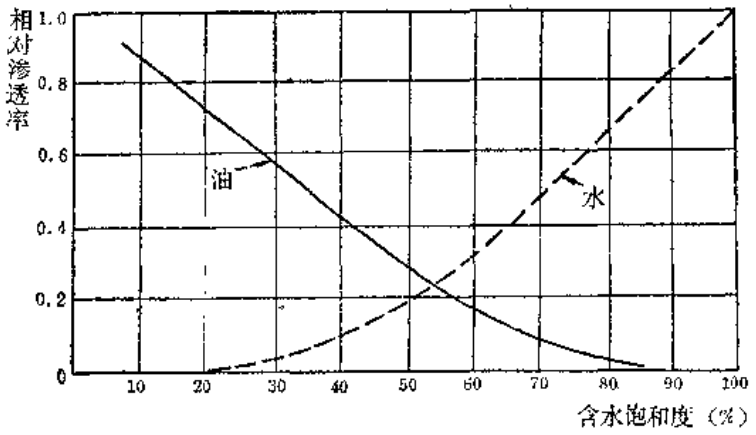


图 4—1 油、气饱和度与相对渗透率的关系曲线
(据 Levorsen)

图4—1和图4—2是在实验室里用松散的砂求出的相对渗透率与油气，与油水饱和度之间的关系曲线图。图中表明某一单相流体的有效渗透率与其饱和度(某一单相流体体积和孔

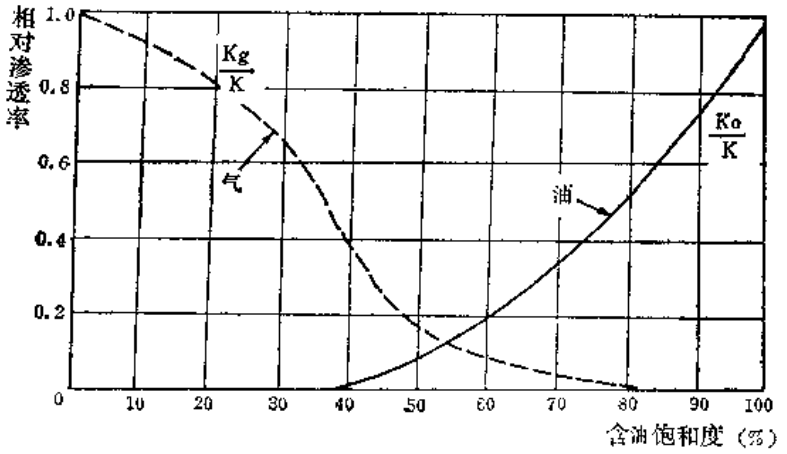


图 4—2　油、水饱和度与相对渗透率的关系曲线
（据 Levorsen）

隙体积之比）成正相关关系。随着该相流体饱和度的增加，其有效渗透率和相对渗透率均增加，直到全部为某一单相流体所饱和，其有效渗透率等于绝对渗透率，相对渗透率等于 1 为止。

四、储集层的孔隙结构

上面讨论的孔隙度和渗透率，对于评价渗透率较高的储集层是适用的。而对于低渗透性储集层（渗透率小于 $987\times10^{-6}\mu m^2$），仅利用孔隙度和渗透率就无法正确评价储集层的性质，必须研究岩石的孔隙结构，研究岩石连通孔隙的孔喉半径和有效流动孔隙的含量。测定岩石孔隙结构的方法很多，我国目前主要采用压汞法，并取得了较好的成果。

岩石的孔隙系统是由孔隙和喉道两部分组成。孔隙为系统中的膨大部分，它们被较细的喉道相沟通（图 4—3）。当两种或两种以上互不相溶的流体共处于岩石孔隙系统中或通过岩石孔隙时，必然产生毛细现象。这样，在两相流体界面及液相与固相（岩石）界面上存在作用力，所有作用力的合力称为毛细管压力。毛细管压力（P_c）的大小与毛细管（喉道）半径（r_c）、界面张力（σ）、润湿角（θ）有关，简单的数学表示式如下：

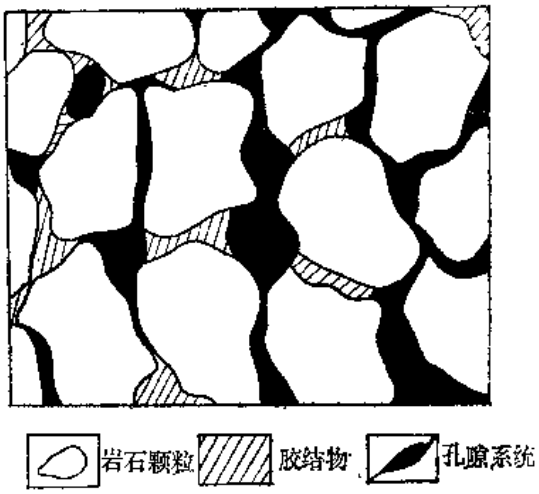


图 4—3　岩石孔隙系统示意图

$$P_c=2\sigma\cos\theta/r_c$$

压汞法就是利用这种毛细管现象的机理设计的。在不同的压力下，它把非润湿相汞压入岩石孔隙中，根据所加压力（相当于毛细管压力）与注入岩石的汞量，绘出压力与汞饱和度关系曲线，即毛细管压力曲线或压汞曲线（图 4—4）。再按上述公式计算则可做出岩石孔隙等效半径分布图（图4—5）。运用这两张图就可以把岩石的孔隙结构进行分类评价。

分类评价时一般采用下列几个参数：

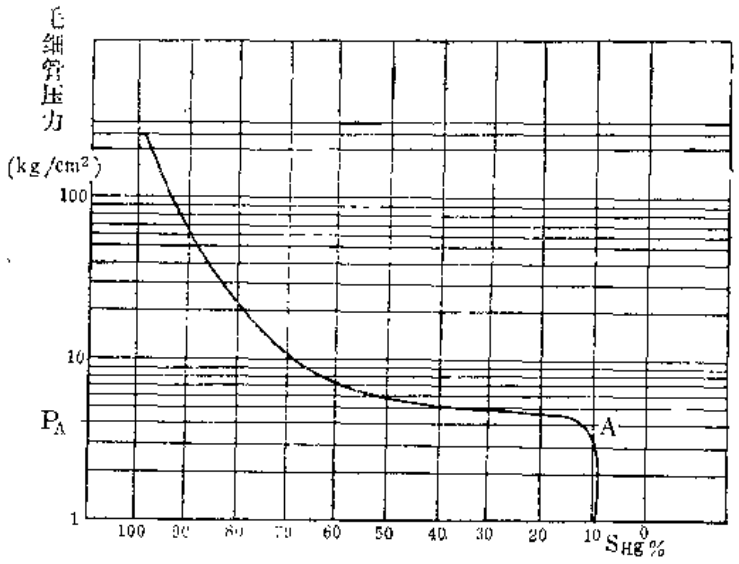


图 4—4　毛细管压力曲线图
(据 张文达)
图中1kg/cm² = 9.80665×10⁴Pa

1．排驱压力：在压汞实验中，当压力上升到某一值时，水银开始大量地注入岩石，这个压力值称为排驱压力。它在毛细管压力曲线上为压力最小的拐点(*A*)。岩石排替压力越小，说明大孔喉较多，孔隙结构较好。反之，孔隙结构就较差。

2．孔喉半径集中范围与百分数：利用孔喉等效半径分布图，选取集中的孔喉半径范围，计算出它的百分含量。孔喉半径的集中程度反映了孔喉半径的分选性，因此，孔喉半径越大、越集中，说明岩石孔隙结构越好。

3．束缚孔隙：在很大的压力下，汞不能进入的岩石孔隙部分称束缚孔隙(一般指小于0.04μm的孔隙部分。束缚孔隙一般为水所占据，岩石束缚孔隙越多，含油气饱和度就降低，油气的相对渗透率就越小。因此，束缚孔隙越多，孔隙结构越差。

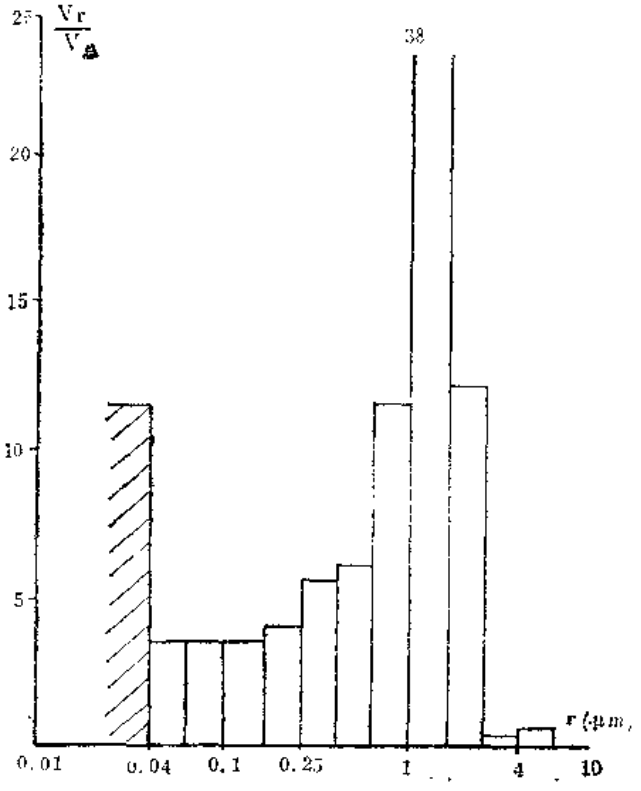


图 1—5　孔隙等效半径分布图
(据 张文达)

由此可见，排替压力越低，孔喉半径越大，分选性越好，束缚孔隙的百分含量越低，则说明岩石的孔隙结构好，有利于油气的储存和渗滤；反之，孔隙结构则差，不利于油气渗滤。

第二节 储集层类型

一、概 述

目前世界上极大部分的油气储量集中在沉积岩储集层中，其中又以碎屑岩和碳酸盐岩储集层最为重要，只少数储集在其它沉积岩、岩浆岩和变质岩中。石油地质学常按岩石类型把储集层分为三大类：碎屑岩储集层、碳酸盐岩储集层和其它岩类储集层。

其它岩类储集层的岩石类型是多种多样的，主要是泥质岩、硅质岩、岩浆岩和变质岩等。它们的共同点是：岩石孔隙极不发育，孔径小，连通性差，孔隙度低，渗透性差，基本上不能作为储集层。只有在一定的地质作用下，如构造变动、断裂活动、长期的风化淋滤和岩浆快速冷却时强烈收缩等因素作用下，岩石出现了大量的裂缝，才能成为具有一定孔隙度和渗透性的裂缝性储集层。

下面分别介绍碎屑岩储集层和碳酸盐岩储集层。

二、碎屑岩储集层

碎屑岩储集层是目前世界上各主要含油气区的重要储集层之一，许多特大油田如苏联西西伯利亚盆地的各大油田、科威特的布尔甘油田、委内瑞拉的波利瓦尔湖岸油田、美国的普鲁德霍湾油田、荷兰的格罗宁根气田等，它们的储集层都是碎屑岩储集层。我国各大油田中除任丘油田外，其余油田的储集层也都是碎屑岩储集层。

碎屑岩储集层的岩石类型包括砂砾岩、粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩以及未胶结或胶结松散的砂层。其中以中、细砂岩和粉砂岩储集层分布最广，储油物理性质亦好。

（一）碎屑岩储集层的孔隙类型及影响其物性的主要因素

碎屑岩储集层的孔隙类型以原生的粒间孔隙为主（图 4—6）。所谓粒间孔隙是指碎屑颗粒支撑的碎屑岩，在碎屑颗粒之间未被杂基充填，胶结物含量少而留下的原始孔隙。这类孔隙比较稳定。具粒间孔隙的砂岩储集层其孔隙度为 5 %—40%，后者几乎是未固结的松散砂层。此外碎屑岩中尚有次生的溶蚀孔隙（它是岩石中的碳酸盐、长石、硫酸盐等可溶矿物被地下水溶蚀而形成的孔隙）；孔径小于 2μm 的杂基内微粒间孔隙；胶结物重结晶而出现的晶间孔隙；矿物的解理缝；层理缝和层间缝等。



图 4—6 砂岩粒间孔隙
松辽盆地杜410井；正交，×125

粒间孔隙是碎屑岩储集层的重要孔隙类型。影响碎屑岩储集层储集物性的主要因素有：

1。岩石的矿物成分

碎屑岩的矿物成分以石英和长石为主，它们对储集物性的影响不同。一般说来石英砂

岩比长石砂岩储集物性好。这主要是因为：（1）长石的亲水性和亲油性比石英强，当被油或水润湿时，长石表面所形成的液体薄膜比石英厚，在一般情况下这些液体不能移动。这样，它在一定程度上减少了孔隙的流动截面积，导致渗透率变小。（2）长石和石英的抗风化能力不同。石英抗风化能力强，颗粒表面光滑，油气容易通过；长石不耐风化，颗粒表面常有次生高岭土和绢云母，它们一方面对油气有吸附作用，另一方面吸水膨胀堵塞原来的孔隙。因此长石砂岩比石英砂岩储油物性差。

2．岩石的结构构造

沉积物沉积时所形成的粒间孔隙和杂基内的微粒间孔隙的大小，形态和发育程度主要受碎屑颗粒的粒径、分选、磨圆度和填集程度的控制。

我们先假设碎屑颗粒是由同一直径的理想球体组成，那么它们的孔隙度值只和球体的排列方式有关，和球体的大小无关。其绝对孔隙度（P_t）可用公式表示如下：

$$P_t=1-\frac{\pi}{6(1-\cos\theta)\sqrt{1+2\cos\theta}}$$

理想球体排列的端元型式有两种（图4—7）：（1）表示立方体排列，堆积疏松，孔隙度大，其理论孔隙度为47.6%，孔径大，渗透率也大。（2）表示菱面体排列，排列紧密，孔隙度小，理论孔隙度为25.9%，孔径小，渗透率低。理论上的孔隙度介于47.6%—25.9%之间，但在自然界情况是复杂的。

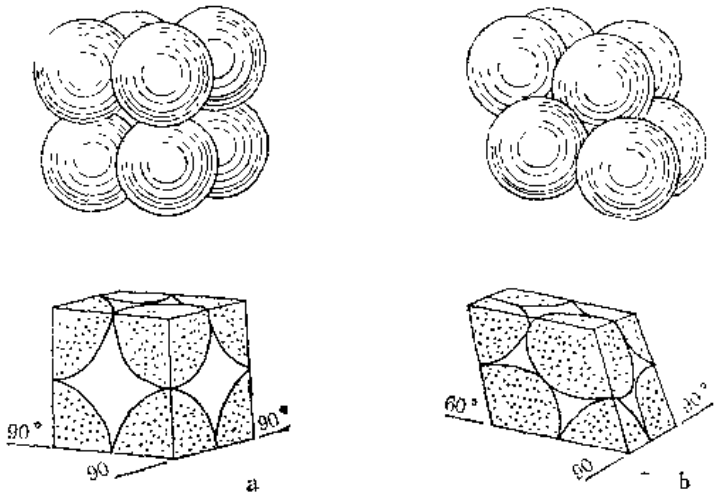


图 4—7　理想球体排列的端元型式

a—按立方体排列；b—按菱面体排列

一般细粒碎屑磨圆度差，呈棱角状，颗粒支撑时比较松散，它比圆度好的较粗的砂质沉积可能有更大的孔隙度。然而，细粒沉积物中孔喉小，毛细管压力大，流体渗滤的阻力大，因此细粒沉积物的渗透率比粗粒的小。图4—8表明，分选系数一定时渗透率的对数值和粒度中值成线性关系。

除粒径外，分选程度对岩石的储集物性影响也很大。砂岩分选差，细小颗粒填塞粒间孔隙，它不仅降低孔隙度，也降低渗透率。因此砂岩的孔隙度和渗透率都随着它的分选系数趋于1面增加。一般说来，当分选系数小于2时，各种粒径的砂岩孔隙度均随分选系数增大而迅速降低；当分选系数大于2时，有二种情况：中细粒砂岩，它的孔隙度随分选系数增大而缓慢下降；粗粒和极细粒砂岩，当分选系数继续增大时，孔隙度基本上保持不

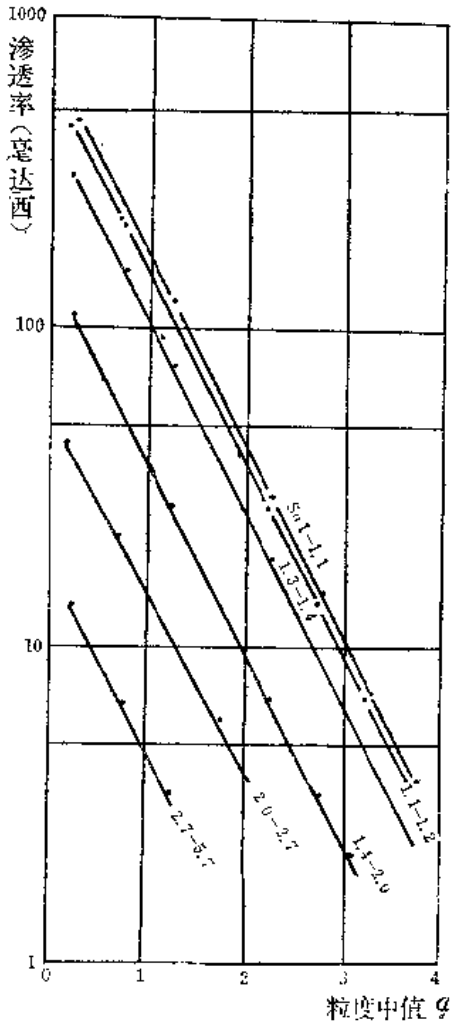


图 4—8 分选系数一定时，渗透率的对数值和粒度中值成线性关系

图中 1 毫达西 = $987\times10^{-6}\mu m^2$

（据 D. C. Beard & P. K. Weyl, 1973）

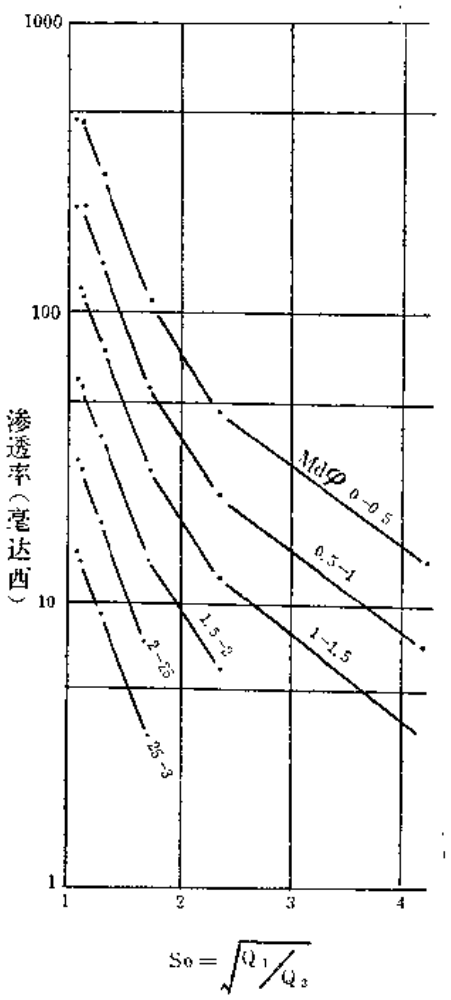


图 4—9 粒度中值一定时，分选系数和渗透率的关系

图中 1 毫达西 = $987\times10^{-6}\mu m^2$

（据 D. C. Beard & P. K. Weyl, 1973）

变。

图4—9表明，在粒度中值一定时，渗透率的对数和分选系数(S_0)呈近似的直线关系。从分选好至中等时渗透率下降很快，分选差时，渗透率下降就缓慢了。

目前大量资料表明，砂岩储集层的孔隙度和渗透率之间具有良好的相关关系。菲希特鲍尔（H. Füchtbauer）对砂岩储集层作了大量统计，发现砂岩有效孔隙度和渗透率之间有良好的正相关关系（图4—10）。奇林加等曾做出各种不同粒径的砂子的渗透率和孔隙度关系图（图4—11）。图中表明，随着粒径变小，尽管孔隙度相同其渗透率是降低的。对每一种粒径的砂，均随着它的孔隙度增大渗透率也相应地增加。

3．成岩后生作用

碎屑岩储集层的储油物性除了受沉积环境、岩石的成分和结构构造控制外，在漫长的成岩历史中，随着埋藏深度的增加由于地下热动力条件的改变（包括温度、压力、孔隙水的pH、Eh值等）而引起的一系列成岩后生作用对砂岩孔隙的形成，保存和破坏同样起着重要的作用。碎屑岩的成岩后生作用也很复杂，它是沉积岩石学的研究课题，现仅就对岩

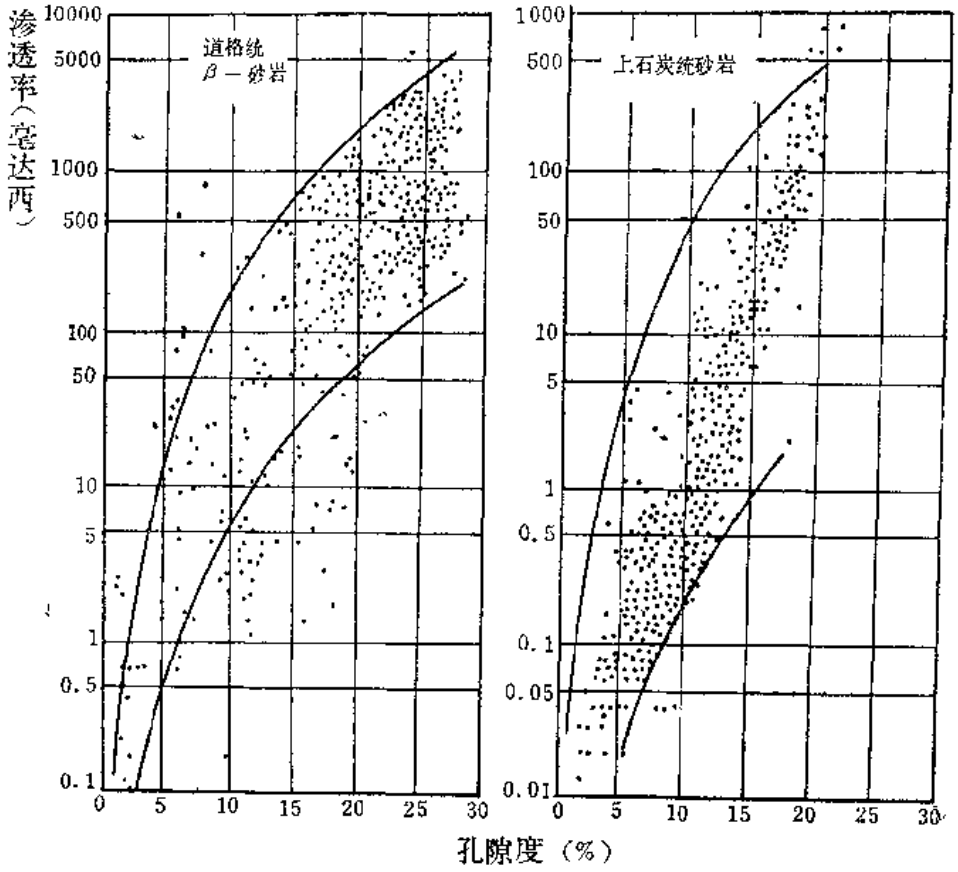


图 4—10　渗透率和孔隙度的关系图

图中 1 毫达西 = $987 \times 10^{-6}\mu m^2$

（据 Füchtbauer，1967）

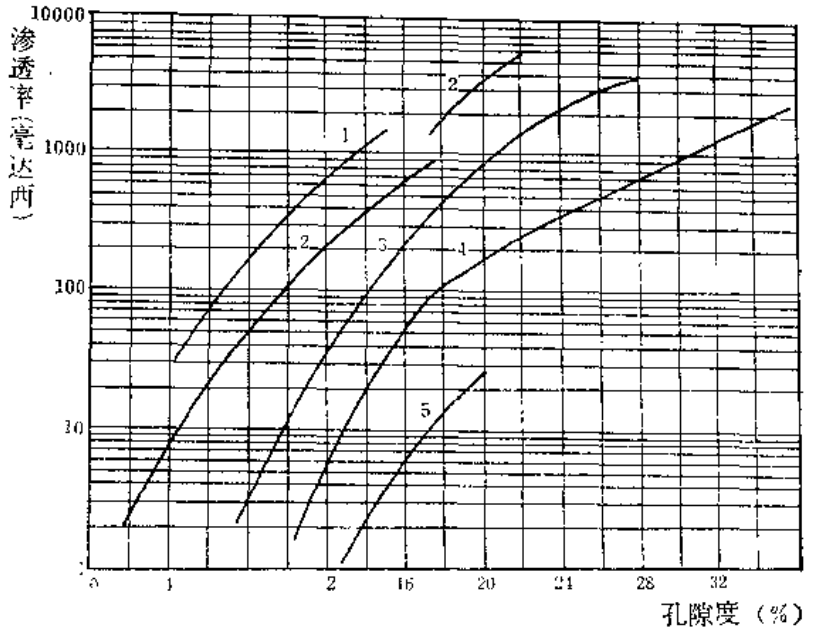


图 4—11　不同粒径的孔隙度与渗透率的关系图

1—粗的和十分粗的颗粒；2　粗的和中等的颗粒；3—细颗粒；4—淤泥；5—粘土；

图中 1 毫达西 = $987 \times 10^{-6}\ \mu m^2$

（据 G. V. Chilingarian和K. H. Wolf，1964）

石储油物性影响较大的简述如下：

压实作用 早期机械压实是指松散沉积物在上覆沉积物的负荷压力下变致密的过程，它主要表现为含水量减少，孔隙度降低和沉积物变致密。如美国中得克萨斯北部斯特朗统（宾夕法尼亚系）砂岩通过测定和计算得出其早期压实作用使孔隙度减少13%左右。这些纯机械压实一直进行到碎屑颗粒的最紧密堆积或早期胶结作用形成对上覆负荷压力的有效支撑时为止。因此早期机械压实作用时间比较短，埋藏深度比较浅，紧接着的表现形式是压溶。

压溶作用是指发生在颗粒接触点上，即压力传递点上有明显的溶解作用，造成颗粒间互相嵌入的凹凸接触和缝合线接触。由于碎屑颗粒在压力作用下溶解，使得Si、Al、Na、K等造岩元素转入溶液，引起物质再分配，造成在低压处石英和长石颗粒的次生加大和胶结。据费希特鲍尔对含油区砂岩的研究，石英在500～1000m埋深就开始次生加大，并随着埋深的增加，次生加大的石英颗粒增多。石英次生加大对岩石孔隙度有可观的影响，有时可以占满全部孔隙。

溶解作用 在地下深处由于孔隙水成分的改变，导致长石、火山岩屑、碳酸盐岩屑和方解石胶结物的大量溶解，形成次生溶蚀孔隙，使岩石储集物性变好。如美国克德克萨斯弗里奥层，埋深达3000m，由于页岩中有机质的成熟和有机酸的存在造成了地下水 pH 值的降低，促使方解石大量溶解，岩石孔隙度高达30%，渗透率达到几百毫达西（1 md=$987\times10^{-6}\mu m^2$）。

胶结作用 胶结作用是砂岩中碎屑颗粒相互联接的过程。松散的碎屑沉积物通过胶结作用变成固结的岩石。

碎屑岩胶结物的成分是多种多样的，有泥质、钙质、硅质、铁质、石膏质等。一般说来，泥质、钙—泥质胶结的岩石较疏松，储油物性较好，纯钙质、硅质、硅—铁质或铁质胶结的岩石致密，储油物性较差。据松辽盆地储集层钙质含量的统计资料，一般当钙质含量大于5%时，其储油物性明显下降。不同的粘土矿物对岩石孔隙度和渗透率的影响也是不同的。在埋藏初期，从富含粘土质的孔隙水中可以沉淀出高岭石、绿泥石或伊利石形成碎屑颗粒周围的粘土膜，或充填孔隙。高岭石除了直接从孔隙水中沉淀外，还可以通过长石和云母的风化，形成自生高岭石，这种作用在颗粒边缘或顺着解理缝首先发生。在酸性孔隙水中长石更易高岭石化。这种自生的粘土矿物填塞孔隙，降低了岩石的孔隙度。由扫描电镜揭示，围绕颗粒边缘生长的伊利石是从孔隙的喉道部位向孔隙中央发展的，而高岭石往往充填在孔隙中，因此伊利石的生成对孔隙度的影响虽小，但对渗透率的影响很大，高岭石在降低岩石渗透率方面的作用比伊利石小得多。

胶结物的数量也是决定岩石储集物性的重要因素。胶结物含量高，粒间孔隙多被它们充填，使孔径减小，连通性变差，导致储油物性变坏。反之，储油物性变好。因此，一般说来接触式、接触—孔隙式胶结的岩石其储油物性比基底式或孔隙—基底式胶结的岩石好。

（二）碎屑岩储集层的沉积环境及分布

碎屑岩储集层的主体是砂岩体，要研究碎屑岩储集层就必须从砂岩体着手。所谓砂岩体是指在某一沉积环境下形成，具有一定形态、岩性和分布特征，并以砂质岩为主的沉积岩体。近年来，国内外对不同成因类型的砂岩体进行了大量的研究工作，发现除冰川堆积

的砂砾岩体尚未见到油气外，其它类型的砂岩体中都已见到数量不等的石油和天然气，其中以海岸带附近的各种类型砂岩体与油气的关系最为密切。下面仅就与油气关系较为密切的砂岩体简述如下：

冲积扇砂砾岩体 冲积扇砂砾岩体是指在干旱、半干旱气候区当山地河流进入平原时，在出山口堆积的扇形沉积体。冲积扇主要由砾、砂和泥质组成的混杂堆积，粒度粗，分选差，成分复杂，圆度不好。但在冲积扇砂砾岩体的中部有储集物性较好的辫状河道砂

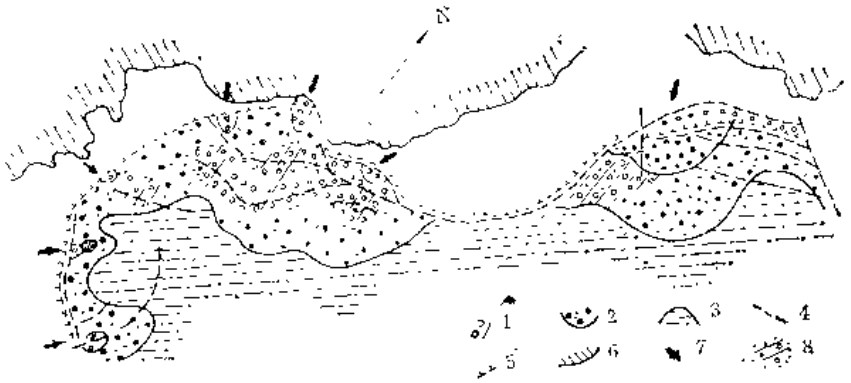


图 4—12 克拉玛依油区主要断裂与岩相和含油部位关系示意图

1—冲积扇扇根；2—冲积扇中部；3—冲积扇前缘；4—断层；5—地层尖灭线；6—老山边界；7—物源方向；8—含油地带

砾岩体，邻近若有油源、油气一般可以在此聚集，如我国新疆克拉玛依油田三叠系储油层是冲积相砂砾岩体（图4—12）。

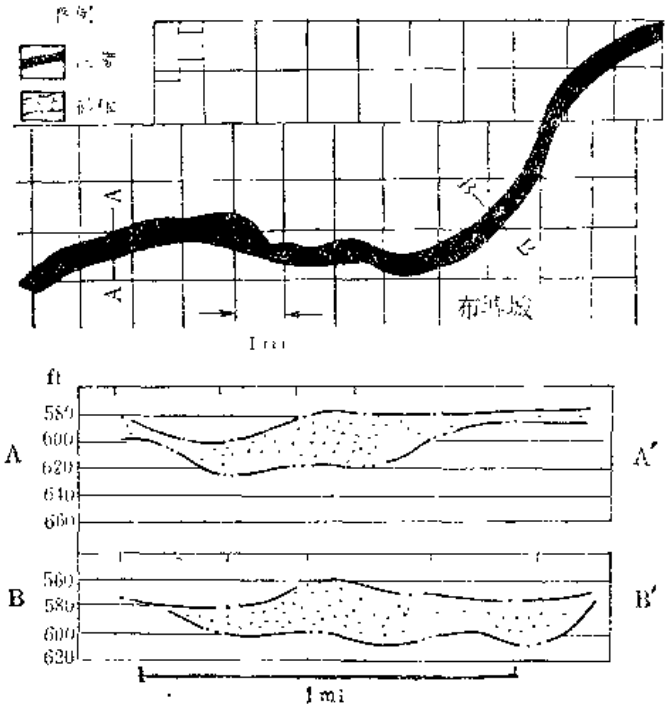


图 4—13 美国堪萨斯州布什城油田平面图和剖面图

（据 Charles，1911）

上图每一方格边长一英里，下图的单位是英尺；1mi = 1609.m，1ft = 0.3048m

河流砂岩体 在长期沉降的气候潮湿区，河流发育，形成广阔的冲积平原。冲积平原上河流砂岩体发育。它包括砾、砂、粉砂和粘土等各类碎屑沉积物，但以砂质为主，成分复杂，分选差至中等。形态不规则，多呈带状，边缘呈锯齿状。古河流砂体以河床中边滩和心滩砂岩的储油物性最好。以古河流砂岩体为储集层的油气藏一般不多，但各地均有发现，如美国堪萨斯州布什城油田（图4—13）、加拿大阿尔伯达省贝尔希油田、我国长庆油田等。

三角洲砂岩体 近二十年来，随着石油地质勘探工作的发展，日益证明世界上许多大油气田与三角洲砂岩体有着密切的联系。如科威特的布尔甘油田，西非尼日利亚尼日尔河三角洲发现许多大油田（图4—14）。

三角洲是河流入海（湖）处，由于坡度减缓，流速突然减低，水流分散，河流所携带

的砂泥在河口附近堆积下来，形成平面上略似尖顶朝向陆地的三角形沉积体。大的河流三角洲规模可以很大，面积可达几十至几万平方公里。三角洲可进一步划分为三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲等亚环境。各个亚环境的沉积物特征是不同的。三角洲平原中的分流河道砂岩体，三角洲前缘中的水下分流河道砂岩体、河口坝砂岩体、远坝砂岩体及前缘席状砂体都是常见的良好的储集层。

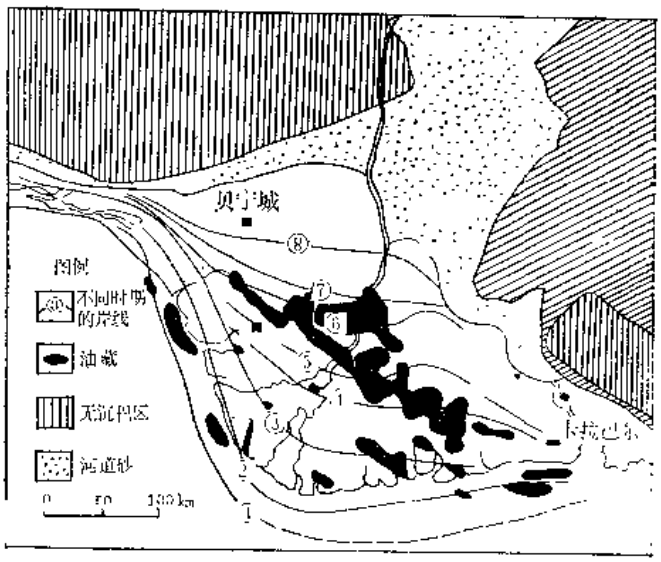


图 4—14 尼日利亚尼日尔河三角洲与油田分布图
黑色为油田，粗实线为不同时期的古海岸线

海岸沉积物 海岸环境又称滨岸环境，它位于海水波浪基准面以上紧邻陆地的滨线海地带。由于在地质历史中反复的海进和海退，因此，海岸沉积物是一个很宽的带。海岸地带由于波浪、沿岸流、潮汐以及风的作用可以破坏附近的三角洲沉积形成一系列海岸砂岩体，主要有海滩砂、砂坝、堤岛、风成砂丘等。海岸砂岩体一般呈带状或串珠状沿岸线分布，由于它们经受反复的冲洗和簸扬，一般分选好，圆度大、岩性以中细砂岩为主，较疏松，孔隙度和渗透率都比较高，有良好的储油性能，是油气聚集的良好场所。海岸砂岩体包括海进砂岩体和海退砂岩体。海退砂岩体下伏暗色海相页岩，生油条件好；而海进砂岩体下伏三角洲平原或其它海岸沉积物，生油条件差，故目

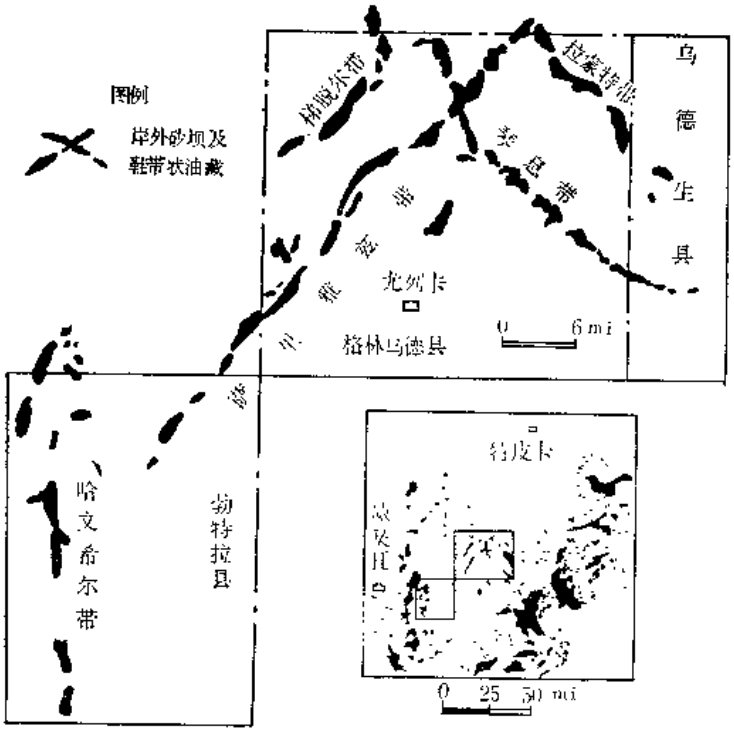


图 4—15 美国堪萨斯州格林乌德县契洛期鞋带状油田平面图
图中 1 mi = 1609m
(据 Cadman,1927)

前世界上发现的海岸砂岩体油气田多属海退型砂岩体。美国堪萨斯州格林乌德县契洛期鞋带状油田就是一例（图4—15）。

浊积砂岩体 它是由于地震、海啸等因素的影响，把河流携带至海岸带堆积的大量未固化的沉积物，以悬浮的高密度底流的方式沿海底峡谷搬运至深海堆积而成的砂岩体。这种高密度流称之为浊流。由浊流形成的砂岩体称为浊积砂岩体。它的平面形态经常是扇形，称海底扇、深海扇。浊流经常在湖泊中发生，它所形成的扇形砂岩体、称湖底扇。浊积砂岩体由根部至前缘，由下部至上部沉积物一般由粗变细，分选由差变好、扇体的扇中部分一般有分选较好的砂质沉积，可构成良好的储集层。由于浊积砂岩体发育在深水泥岩之中，有丰富的油源，由它构成的油气藏有时尽管面积较小，但油层厚，储量大。例如美国加里福尼亚州文图拉盆地的第三系油田，储量达一亿吨。

湖泊砂岩体 湖泊是陆地上水流汇集的地方，由于它距物源近，大量碎屑物质在湖泊中堆积，使湖泊砂岩体很发育。湖泊的水动力条件和沉积过程与开阔的浅海相似，同样有波浪和沿岸流作用。在湖浪、湖岸流以及河流的地质作用下，湖泊砂岩体的类型是多种多样的，包括洪积成因的湖边扇砂砾岩体、湖成三角洲砂岩体、滨浅湖的湖滩砂岩体、水下隆起上的浅滩砂岩体、深湖的湖底扇砂岩体等。其中以滨浅湖的湖滩砂岩体和湖成三角洲砂岩体最为发育，储集物性亦好，可作为良好的储集层。我国大部分油气田成生在陆相沉积盆地之中，湖泊砂岩体就成为主要的储集层。例如大庆油田的主要产层属于下白垩统湖成三角洲砂岩复合体。大港部分油田的产层属于下第三系滨浅湖滩砂岩体（沿岸砂坝）。下辽河盆地和泌阳盆地的部分油田的产层属于下第三系湖底扇砂岩体。

三、碳酸盐岩储集层

碳酸盐岩储集层是目前世界上重要的产油气层，以碳酸盐岩为含油气层的油气储量占世界总储量的一半，产量已达到总产量的60%以上。碳酸盐岩油气田一般比砂岩油气田储量大，单井产量高。穆迪对世界198个大油田统计，碳酸盐岩大油田平均可采储量是5.6×10^8t，砂岩大油田的平均可采储量是2.9×10^8t。世界上共有九口产量曾达万吨以上的高产井，其中有八口井属碳酸盐岩储集层。

碳酸盐岩储集层的岩石类型多样，但油气主要储集在粒屑灰岩、生物骨架灰岩和白云岩等岩类的孔隙之中。

我国广大沉积岩分布区内碳酸盐岩广泛发育，而且层位多、厚度大、油气显示丰富。川南在碳酸盐岩地层中采气已有二千多年的历史。近年来又在华北冀中坳陷发现了任丘潜山（碳酸盐岩）油田，日产千吨的油井不断出现，为在我国寻找碳酸盐岩油气田打开了新局面。

（一）碳酸盐岩储集层的储集空间

碳酸盐岩储集层的储集空间通常包括孔隙、溶洞和裂缝三类。一般说来，孔隙和溶洞是主要的储集空间，裂缝是主要的渗滤通道。

碳酸盐岩储集空间的形成过程是一个复杂而长期的过程，它贯穿在整个沉积过程及其以后的各个地质历史时期。它除了受沉积环境的控制外，地下的热动力条件、地下水或地表水的化学作用、构造应力场等因素均对它们的形成和发展具有巨大的影响。由于碳酸盐岩的特殊性（易溶性和不稳定性）就使碳酸盐岩储集空间变得相当复杂，类型多、变化

快，往往在同一储集层内存在着多种类型的孔隙，各种孔隙又往往经受几种因素的作用和改造。因此，对碳酸盐岩储集空间进行分类时，既要考虑它的原始成因，又要考虑它在整个地质历史中的改造和变化。

碳酸盐岩储集孔隙按其成因可分为：原生孔隙和次生孔隙两大类。

1．原生孔隙

碳酸盐岩原生孔隙主要是指在沉积时期形成的与岩石组构有关的孔隙，它们在成岩期可以发生一些变化但变化不大。原生孔隙包括粒间孔隙、生物骨架孔隙、生物体腔孔隙、遮蔽孔隙、鸟眼孔隙和生物潜穴等。

粒间孔隙 粒间孔隙是指粒屑碳酸盐岩粒屑之间未被基质填积和胶结物充填的原始孔隙空间（图4—16）。粒间孔隙只有在粒屑含量很高（一般应大于50%）形成颗粒支撑格架时才能出现。粒间孔隙的发育程度与粒屑的含量、大小、形状、分选程度以及粒屑的堆积方式，胶结物含量等因素密切相关，而它能否得以保存还取决于沉积后的地质历史时期淀晶方解石或其它可溶矿物的充填程度。粒间孔隙是碳酸盐岩储集层的主要孔隙类型之一，世界上相当多的碳酸盐岩储集层发育此类孔隙。

生物骨架孔隙 它是由原地固着向上生长的造礁生物（珊瑚、海绵、层孔虫、苔藓虫和藻类）群体骨架间的孔隙（图4—17）。这类岩石具有很高的孔隙度和渗透率。它是碳酸盐岩的主要孔隙类型之一。具生物骨架孔隙的生物礁储集层往往和具粒间孔隙的生物碎屑灰岩储集层相伴生。

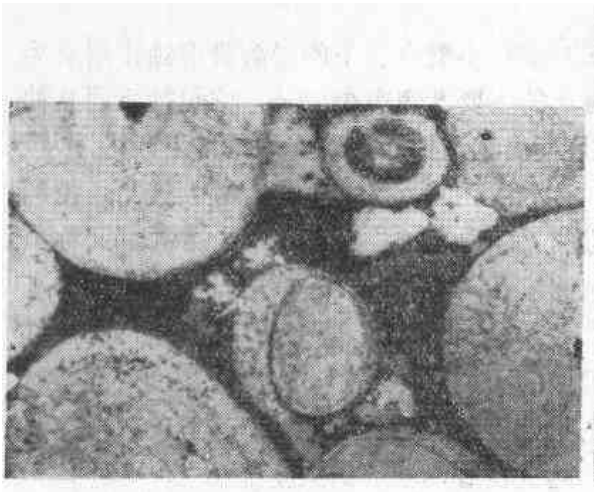


图 4—16 鲕灰岩粒间孔隙
松辽杜410井，正校，×30

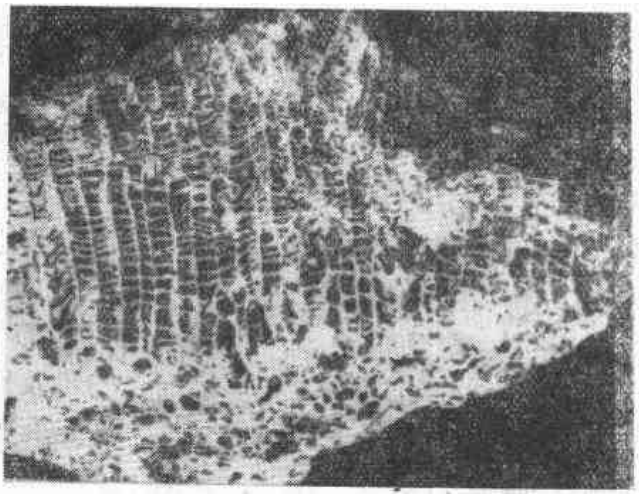


图 4—17 生物骨架孔隙
（据 R. C.Murray, 1964）

生物体腔孔隙 它是指生物死亡后生物壳体内的软体腐烂分解，体腔内未被灰泥等充填或部分充填而保留下来的空间。具此类孔隙的岩石绝对孔隙度大，有效孔隙度不大，因此，由它单独构成储集层的储集空间少见、多半和粒间孔隙相伴生。

此外，遮蔽孔隙、鸟眼孔隙和生物潜穴一般作为储集空间意义不大。

2．次生孔隙

次生孔隙是指在沉积后发生的，受成岩后生作用控制的孔隙，它包括晶间孔隙和溶孔、溶洞。

晶间孔隙 它是指碳酸盐矿物晶体之间的孔隙（图4—18）。一般呈棱角状。其孔隙大

小除与晶粒大小及其均匀性有关外，还受排列方式的影响。一般以粉晶、细晶，排列又不均匀者孔隙较发育，如砂糖状白云岩具良好的晶间孔隙。晶间孔隙主要是白云石化作用、重结晶作用的结果而形成的，尤以白云石化作用形成的晶间孔隙最为重要，它是碳酸盐岩储集层的重要孔隙类型之一。

溶蚀孔隙　溶蚀孔隙简称溶孔，是指碳酸盐矿物或伴生的其它易溶矿物被水溶解后形成的孔隙。溶解作用在沉积过程中就开始，它可以一直延续到成岩以后，直到表生作用阶



图 4—18　粗晶白云岩的晶间孔隙
（上：四川石油勘探开发研究院）
川北露头；正交，×63

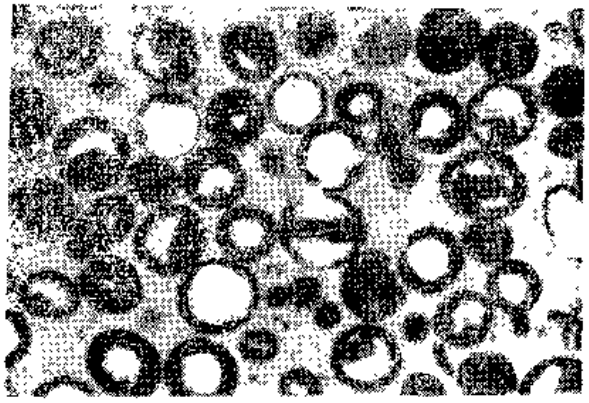


图 4—19　泡晶鲕粒灰岩
（据 李南豪）
鲕内溶孔已形成具明显的选择性；川西
T_1j产层；单偏光，×40

段。一般说来，在近岸浅水地带沉积物暴露水面时或在不整合面下的岩溶带溶蚀作用最为活跃，溶蚀孔隙发育。溶蚀孔隙是碳酸盐岩储集层的主要孔隙类型之一，它包括下面几种主要类型。（1）粒内溶孔和溶模孔：粒内溶孔是指由于选择性溶解作用的结果，各种颗粒内部部分被溶解所形成的孔隙，如鲕内溶孔、介内溶孔等。当溶解作用继续进行，把颗粒全部溶蚀，并形成与颗粒形态、大小完全相似的孔隙，称溶模孔，如鲕模孔（又称负鲕）、介模孔、晶体溶模孔（图4—19）。（2）粒间溶孔：粒间溶孔是指溶蚀颗粒之间的灰泥基质或胶结物而形成的孔隙，其溶蚀范围可以部分涉及周围的颗粒（图4—20）。淋滤粒间灰泥是粒间溶孔常见的一种类型。它往往有较好的孔隙度和渗透率，构成良好的油气储集空间。（3）晶间溶孔：指选择性溶蚀矿物晶体之间的物质所形成的孔隙。它主要发育在白云岩中，选择白云岩晶体间的方解石进行溶蚀。溶孔呈港湾状，大小较均匀，常称“针孔”。（4）其它溶孔和溶洞：上述三类溶蚀孔隙是和岩石的组构有关，是选择性溶解作用形成的溶孔。此外，还有和岩石组构无关的溶孔，这类溶孔呈不规则的等轴状。溶洞和溶孔之间没有严格的区别，一般孔径大于5 mm或1 cm者称溶洞，小于此者称溶孔。溶洞多半发育在厚层质纯的石灰岩和白云岩中。古岩溶分布的地区和层段可作为良好的储集层。川东南的高产井约80%和古

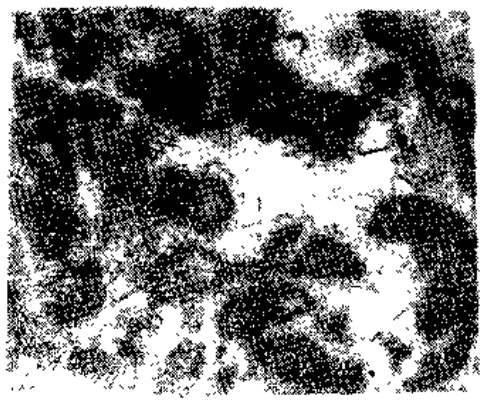


图 4—20　凝块灰云岩
（摘 李南豪）
粒间溶孔内充填少量细晶淡水白云石；
川东C_2产层；单偏光，×48

岩溶有关。

碳酸盐岩储集层中的裂缝既可以是储集空间，但更重要的它是沟通碳酸盐岩孔隙的通道。世界上主要的碳酸盐岩产油气层均与裂缝的发育有着密切的关系。碳酸盐岩裂缝类型很多，按其成因可分为：构造裂缝和非构造裂缝。非构造裂缝又可分为成岩裂缝、风化裂缝和压溶裂缝三类。

构造裂缝 系指在构造应力作用下，构造应力超过岩石的弹性限度，岩石发生破裂而形成的裂缝。它的特点是边缘平直，延伸远，成组出现、具明显的方向性。在漫长的地质历史中，岩层往往经受多次构造运动的影响，形成了复杂的裂隙系统，它构成了碳酸盐岩裂缝性储集层的主要储集空间和油气运移的主要通道。构造裂缝往往发育在一定的岩层中，它的发育程度和岩性密切相关，构造裂缝又往往发育在一定的构造部位上，它和岩石所承受的构造应力的强度和自身的形变有关。

成岩裂缝 它是指沉积物在石化过程中被压实、失水收缩或重结晶等情况下形成的一些裂缝。裂缝一般受层理限制，不穿层，多数平行层面，裂缝面弯曲、形状不规则，有时有分枝现象。

风化裂缝 又称溶蚀裂缝，它是指古风化壳由于地表水淋滤和地下水渗滤溶蚀所形成或所改造的裂缝，此类裂缝大小不均、形态奇特、缝隙边缘具有明显的氧化晕圈。这类裂缝发育深度视潜水面的深度而异。由于淋滤和溶蚀作用形成的裂缝网对液体流动不会产生什么阻力，因此，具风化裂缝的岩层渗透率比周围致密岩层要高得多。

压溶裂缝 常见的是缝合线，其中常残留有许多泥质，做为储集空间意义不大。

（二）影响碳酸盐岩储集层物理性质的主要因素

1．沉积环境

影响碳酸盐岩原生孔隙发育的主要因素是沉积环境，即介质的水动力条件。碳酸盐岩原生孔隙的类型虽然多种多样，但主要的是粒间孔隙和生物骨架孔隙。这类孔隙的发育程度主要取决于粒屑的大小、分选程度、胶结物含量以及造礁生物的繁殖情况。因此，水动力能量较强的或有利于造礁生物繁殖的沉积环境常常是原生孔隙型碳酸盐岩储集层的分布地带。一般包括台地前缘斜坡相、生物礁相、浅滩相和潮坪等。在水动力能量低的环境里形成微晶或隐晶石灰岩、由于晶间孔隙微小，加上生物体少，不能产生较多的有机酸和CO_2，因此不仅在沉积时期，就是在成岩阶段要形成较多的次生溶孔也是比较困难的。

2．溶蚀作用

碳酸盐岩孔隙的形成和发育情况与地下水的溶解作用和淋滤作用关系密切，这是由于碳酸盐岩的易溶性所决定的。地下水带走了易溶矿物是造成溶蚀孔隙、孔洞的原因，也是裂缝扩大的原因。

结晶矿物的溶解度决定于它们本身的性质、地下水的溶解能力，而且与热动力条件关系密切。

岩石的矿物成分不同其溶解度也不同。从所掌握的资料表明，方解石和白云石的溶解度决定于水中二氧化碳的含量，随着水中CO_2含量的增加，方解石和白云石的溶解度增大。换句话说，当水中富含CO_2时，碳酸盐矿物就容易溶解，使孔隙扩大；一旦CO_2从水中逸出，碳酸盐矿物就会沉淀，充填孔隙。此外，当水中CO_2高含量时，方解石的溶解度比白云石高；相反，当水中CO_2低含量时，白云石的溶解度比方解石高。

方解石和白云石的溶解度随温度升高而降低。一般说来，在二氧化碳含量较高的水中，在低温条件下（小于0℃）方解石的溶解度比白云石的溶解度大约高0.5倍。随着温度上升，这个差值变小，当温度为55℃时白云石的溶解度和方解石相等。温度进一步升高，白云石的溶解度反而比方解石高。

水中硫酸钙含量对方解石和白云石溶解度影响问题没有彻底搞清。一般说来，白云石的溶解度与硫酸钙含量增加关系不大，而方解石的溶解度明显下降（图4—21）。

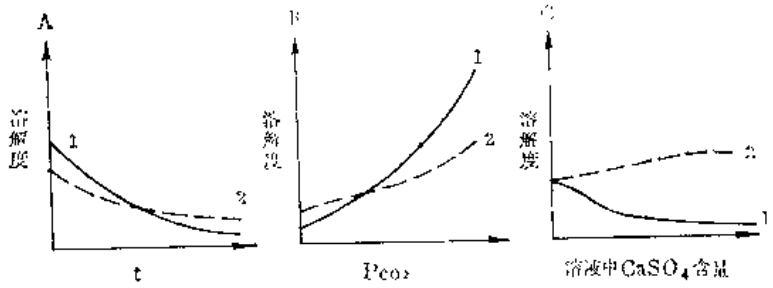


图 4—21　在不同因素影响下方解石和白云石溶解度的变化示意图
（据 Д.С.Соколов）
A—温度影响（在CO_2压力为9.80665×10^4Pa的条件下）；B—碳酸含量的影响（温度为25℃）；C—$CaSO_4$的影响（CO_2压力≈$0.0012\times9.80665\times10^4$Pa，温度为25℃时）
1—方解石；2—白云石

结晶矿物的晶粒大小不同，它们的溶解度也不相同。2mm的石膏微粒比0.3mm的石膏微粒的溶解度低20%，碳酸盐矿物也是如此。这样就会由于小颗粒的溶解而促使大颗粒的生长。

此外，碳酸盐岩中所含不溶矿物杂质在溶解过程中也有很大影响，当碳酸盐岩中存在泥质、硅质或有机物等杂质时会阻碍溶解过程进行。如我国四川乐山震旦亚界白云岩，岩石不溶残余物含量小于1%者，孔洞发育；当不溶残余物含量大于10%时，很少发育大溶洞。

总合上述，可以看出碳酸盐矿物的溶解度决定于被溶矿物的性质和成分，溶液的化学亲和力和热动力条件，其中任何一种因素的改变均可使碳酸盐矿物的溶解度增加或者降低。

其次，碳酸盐岩的溶蚀孔洞一般均发育在岩溶带。岩溶带的发育状况和气候条件、地下水的运动状况有密切的关系。一般温暖潮湿气候区，地下水活动强烈，溶蚀作用也相当活跃。在碳酸盐岩发育区，地下水的活动有明显的垂直分带性。接近地表部分（包气带），水流方向近于垂直，以淋滤为主，水流速度快，对岩石的溶蚀作用差，仅发育一些垂向溶缝。该带之下为潜水面季节变化带，此带中的地下水时而垂向淋滤，时而水平流动，可出现垂直和水平两类溶洞。再往下为潜流带（饱水带），地下水作水平流动，流速慢，对岩石溶蚀时间长，溶蚀孔洞发育。因此，溶蚀孔洞最发育的地带是风化壳以下潜水面附近的岩溶带。我们知道，由于构造运动发展的不均衡性，在一个古风化壳面以下往往可以见到多层岩溶发育带。我国华北地区下古生界碳酸盐岩地层在奥陶系沉积以后，整体上升，经过长期的沉积间断，古岩溶发育良好，因此，是一个良好的储集层。

3．成岩后生作用

碳酸盐岩的孔隙在它形成的地质历史中是不断地变化着的，在沉积时期所形成的原生

孔隙会因其后发生的各种次生变化而改变，因此，研究成岩后生作用对孔隙的影响是很重要的。成岩后生作用主要包括重结晶作用、白云石化作用、方解石化作用、硅化作风、硫酸盐化作用以及上述溶解作用等，现简述如下：

重结晶作用是指碳酸盐岩被埋藏之后，随着温度、压力的升高，岩石矿物成分不变，而矿物晶体大小、形状和方位发生了变化的作用。这种作用使致密、细粒结构的岩石变为粗粒结构的、疏松、多晶间孔隙的岩石。粗粒结构的岩石强度降低，易产生裂缝。这样，有利于地下水渗滤，为溶蚀孔隙的发育创造条件。我国四川侏罗系大安寨介壳灰岩产油气层，其孔隙发育程度随重结晶作用的增强而变好。当碳酸盐岩中存在泥质、有机质、硅质、硫酸盐等杂质时，它们会降低碳酸盐岩重结晶的速度，又往往填塞在各种孔隙空间，对碳酸盐岩的储油物性产生不利的影响。

白云石化作用是指白云石取代方解石、硬石膏和其它矿物的作用。白云石化作用一般可分为二类，一类发生在沉积物中的准同生期白云石化作用；另一类发生在岩石中的成岩后生期白云石化作用。白云石化作用对碳酸盐岩孔隙度的影响问题，至今仍是一个未解决的争论问题。以前一种比较流行的看法是白云石化作用总是引起孔隙度的增加，这是根据1837年包蒙所提出的白云石分子交代石灰岩中方解石分子的分子对等假说，其反应式是：

$$2CaCO_3 + Mg^{++} = CaMg(CO_3)_2 + Ca^{++}$$

此时体积缩小12.5%，这样就形成孔隙极为发育的白云岩。这种观点一直到现在还有人运用。但是，亦有许多学者反对这种观点。1915年伦德斯在研究岩石白云石化作用对孔隙的形成问题时，指出：（1）白云石化带并不总是孔隙发育带；（2）所观察到的白云岩孔隙与计算所得结果不一致；（3）白云岩中的孔隙本身带有溶蚀的痕迹，而不是依靠体积缩小的方式形成孔隙。1953年柯尔任斯基在详细研究了各种交代作用以后指出，交代作用并不伴随体积的变化，交代作用的发育程度与孔隙溶液溶解固相物质的作用密切相关。存在于孔隙中的溶液含有可转变为固相的物质，但其浓度是不同的，不同的浓度就是造成致密的或多孔的交代岩石的主要原因。溶液过饱和时，往往形成致密坚硬的岩石；相反，在溶液矿化度低的情况下，岩石的孔隙就发育。通常在表生交代作用条件下，溶解作用大于沉淀作用；因而常形成多孔的白云岩。尽管意见不同，但一般说来，白云石化对岩石孔隙度和渗透率是起良好的作用的，因此要特别注意研究。

（三）碳酸盐岩储集层的沉积环境及其分布

碳酸盐岩储集层的分布是严格受沉积环境控制的，在碳酸盐岩沉积区中水动力能量较强的环境是形成良好的碳酸盐岩储集层的地带，包括生物礁环境、浅滩环境和潮坪环境等。

1．生物礁环境

世界上以生物礁为产层的油气田很多，礁块油气田一般储量大、产量高，这和生物礁储集层的储集物性有密切关系。位于墨西哥东部坦皮科湾含油区的黄金巷环礁油气田，生产层是中白垩统的阿布拉组礁灰岩，它总厚1467m，其内发育大量介壳屑粒间孔隙和生物体腔孔隙，孔隙度高达5.84～12.59%，后期生物礁块体曾一度出露地表，经溶蚀形成大量次生溶蚀孔洞和裂缝，这样它不但储量大，而且产量高，世界上九口万吨以上的高产井此类油气田就占三口。

生物礁一般是指造礁生物（如珊瑚、海绵、苔藓虫、层孔虫、钙藻等）原地固着生长

而形成明显向上凸起的、坚固的、具有能抵抗波浪作用的块状生物岩体。生物礁的主体—礁核是由造礁生物的骨架、茎状（枝状）化石遗骸障积灰泥以及蓝绿藻、红藻等生物粘结碎屑颗粒等组成。礁核内发育有大量的多种类型的孔隙，例如生物骨架孔隙、粒间孔隙、生物体腔孔隙等原生孔隙，并在原生孔隙的基础上经淋滤溶蚀或白云石化作用而出现大量次生溶孔、溶洞和白云石化晶间孔隙，它使原生孔隙进一步扩大和连通，大大改善其储集物性。线状生物礁体向海一侧为礁前。礁前带由于受海浪的强烈冲击，坡度陡峻，造成崩塌堆积物。礁前塌积物以砾屑灰岩、砂屑灰岩为主，粒间孔隙十分发育。生物礁体向陆一侧为礁后。礁后带坡度缓，常常紧邻泻湖，水动力能量弱，堆积物大小混杂，分选差，多灰泥沉积。因此生物礁块状岩体中孔隙主要发育在礁核和礁前塌积岩区内。

2．浅滩沉积环境

这里的浅滩是指水动力能量较强的碳酸盐沉积环境中形成的滨岸砂滩、障壁砂滩、泻湖边缘浅滩和潮汐三角洲等环境。在这些环境中由于波浪和潮汐作用强烈，堆积了圆度好分选佳的骨屑灰岩，砂屑灰岩、鲕灰岩等岩石类型，其粒间孔隙极为发育，假如这些浅滩在后期暴露水面，经雨水淋滤、溶蚀又可形成大量次生溶孔。由于选择性溶解作用的结果，一般由文石质组成的鲕粒、软体动物碎屑、藻屑等最易溶解，可形成鲕内溶孔、砂屑溶孔、藻屑溶孔、介屑溶孔等粒内溶孔和溶模孔。假如浅滩处于较封闭的盐水环境则可因白云石化而出现晶间孔隙。北非利比亚北部锡尔特盆地泽勒坦油田，第三系的伞藻—有孔虫砂屑灰岩，属砂坝沉积，由于它们的粒间孔隙和粒内孔隙在后期经淋滤，溶蚀而扩大和沟通，使其孔隙度高达30—35%。

3．潮坪环境

这里主要是指潮上带和潮间带的潮浦环境，也即有障壁的碳酸盐海岸平均低潮线以上的向陆部分。这一地区的主要特点是：大洋海浪的作用不明显，主要遭受潮汐作用和大风暴的影响；蓝绿藻非常发育（尤其是潮间带）；粗碎屑颗粒作为滞后的残留物一般停积在潮汐沟内，在潮汐坪上以细粒沉积作用为主，经常出现团粒泥晶灰岩，叠层石灰岩。在干旱气候区，由于强烈的蒸发作用，潮上带就成为盐沼（萨勃哈）环境，出现石膏、硬石膏、白云岩等蒸发岩沉积。这种环境中的沉积物可能遭到早期白云石化，形成微晶白云岩，出现晶间孔隙。如果成岩晚期出现白云石化，则晶间孔隙可能更发育。其次蓝绿藻被埋葬和腐烂可形成鸟眼孔隙。由于它们经常暴露地表，大气降水选择文石质的蓝绿藻纹层进行溶解，形成窗孔状溶蚀孔隙，膏盐矿物的溶解可形成晶模孔等。因此，在潮坪上是形成鸟眼孔隙、窗孔状溶蚀孔隙、晶模孔和白云石晶间孔的主要场所，是世界上许多油气田的良好储集层。例如，美国密执安盆地泥盆系的蒸发岩中所夹白云岩层，晶间孔隙发育，为产油层。

第三节　盖　　层

一、盖层的概念

盖层是指在储集层上方，能够阻止油气向上逸散的岩层。盖层对于圈闭的形成有着重要的意义。常见的盖层有泥岩、页岩、蒸发岩（石膏、盐岩）及致密灰岩。据克莱姆(H.

D. Klemme, 1977）对世界334个大油气田的统计资料，盖层为泥页岩的占65%，盖层为蒸发岩的占33%，盖层为致密灰岩的占2%。我国绝大多数油气田的盖层为泥页岩，亦有以渗透性极差的砂质岩作盖层的，例如陕甘宁盆地上三叠统的某些油气田，它们是以一种饱含水的细粒砂质岩层来封隔油层的，使含油段呈条带状分布在整个厚砂岩层中。油层之间为渗透性极差的含水层，这种饱含水的细砂质岩层实际上起着盖层的作用。

二、盖层的封闭机制

盖层之所以能封隔油层，使油气藏得以形成的主要原因是由于盖层的岩性致密、碎屑颗粒极细，孔径小，渗透性差，无或少开启裂缝。

目前，从排替压力的观点出发，认为盖层能封隔油层的重要原因是盖层具有较高的排替压力。促使油气散失的动力未能达到油气进入盖层的排替压力，则油气就被封隔于盖层之下。排替压力的大小与岩石的孔径以及流体的性质有密切关系。岩石孔喉半径越大，排替压力越小；反之，排替压力就越大。一般泥页岩、蒸发岩、致密灰岩的孔喉半径小，因此具有较高的排替压力。排替压力的大小还与流体的性质有关，在亲水岩石中，油水界面张力小于气水界面张力，所以在孔喉半径相同的情况下，石油比天然气更易排替岩石中所含的水。单从这个角度来说，气藏对盖层的要求似乎比油藏更不严格。但实际上应该注意到，由于气水之间的密度差远远大于油水之间的密度差，在油柱或气柱高度相同的情况下，水对气的净浮力（阿基米德浮力减去自重）远远大于对油的净浮力，使天然气容易散失，因此，气藏对盖层的要求比油藏更为严格。

从排替压力的观点出发，盖层和储集层之间是有一定内在联系的。岩层的排替压力如果大于促使油气通过它发生渗滤的动力时，该岩层对油气的渗滤起封隔作用，成为盖层。如果促使油气渗滤的动力大于岩层的排驱压力，油气就可以进入此岩层，并在其中渗滤，成为储集层。这样就很容易理解在某些油田中，石油为什么主要储集在渗透性较好的砂岩段中，而被饱含水的渗透性差的砂岩所封隔，以致使渗透性差的砂质岩实际上起着盖层的作用。美国阿帕拉契亚区百呎砂岩就是一例（图4—22）。

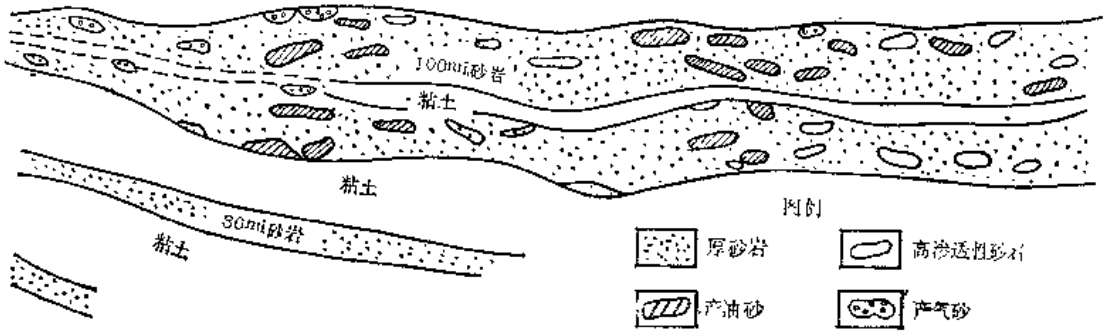


图 4—22　美国阿帕拉契亚地区百英尺砂岩剖面图
（据 H.O.布罗德）

涅斯捷洛夫（1975）根据盖层孔径的大小，把盖层分为三个等级：（1）岩石孔径小于5×10^{-6}cm时，可作油层或气层的盖层；（2）岩石孔径在$5\times10^{-6}\sim2\times10^{-4}$cm之间，只能作油层的盖层，不能作气层的盖层；（3）岩石孔径大于2×10^{-4}cm，油气均可逸散，

不能作为盖层。

涅斯捷洛夫还对盖层的厚度问题进行了实验和理论计算后指出，油气通过1 m厚的粘土盖层所需油藏压力差达120×101325Pa，因此，只要有1 m厚的粘土层作盖层，就能起到封闭油气的作用。如果加上时间因素，也只需要几米厚就足够了。列别托曾对西高加索区下白垩统油层的盖层进行统计和分析，认为埋深在1200～3000m范围内，5～10m厚的泥岩可起到良好的盖层作用。由此可见，厚度对盖层的封隔作用不是主要的，起主导作用的是排替压力的大小和裂缝（特别是开启裂缝）的发育程度。当岩层的排替压力足够大，又无开启裂缝，即使其厚度不大也可成为良好的盖层。

近年来，有人提出在某些盆地中，特别是年轻的沉积盆地中由于某些泥岩层段中存在流体压力的高异常，使其下伏储集层中的油气不能向上逸散而形成盖层的机理。我们知道，泥岩在正常情况下，随着埋藏深度的增加，泥岩中的流体被排出，岩石孔隙度变小，岩石变致密。假如流体不能有效地排出，泥岩处于欠压实状态，泥岩中的流体部分地承受上覆岩层的压力，这样泥岩中流体压力就超过正常的静水压力。正是因为泥岩中异常流体压力的存在使其下伏油层中油气不能向上逸散，形成盖层的压力封闭。

第五章　圈闭和油气藏

第一节　圈闭和油气藏概述

一、圈闭和油气藏的概念

圈闭的定义是储集联合封闭而形成的能聚集并保存油气的场所。形象地说，也就是储集层能做为盛装油气容器部分。

从上述概念可知，任一圈闭都具有下列基本要素：(1) 储集层；(2) 封闭条件。

圈闭中油气聚集到一定数量后就成为油气藏。油气藏是单一圈闭内具有独立压力系统和统一油水（或气水）界面的油气聚集，是地壳中最基本的油气聚集单位。

因此，正确识别和评选有利油气聚集的圈闭，是打开地下油气藏宝库具有决定性的一环。

圈闭类型的识别及圈闭科学概念的确立，都是在找油实践中不断发展和深化的。

在油气勘探初期，人们主要在地表有油气苗的地点钻探。通过实践，总结正反两方面的经验，认识到油气聚集与背斜有关，这就产生了怀特（I.C.White，1885）的背斜学说。背斜学说的产生对油气勘探起了极大的推动作用。

1928年，利莱（E.R.Lilley）在《石油地质学》一书中总结了美国油气勘探成果，得出存在多种油贮类型：褶皱、断层、盐丘、孔隙性变化、岩浆岩以及多种因素控制的油气聚集，但以背斜最为重要。

1934年，麦考洛（E.H.McCollough）首先提出“圈闭”这一名词，用来表示不同性质的油贮。这样一来“圈闭学说”就逐渐取代了“背斜学说”。对于任何一种能聚集并保存油气的岩体，尽管它们的形态和产生的原因各不相同，都称作圈闭，并把圈闭分为“构造圈闭”和“非构造圈闭”。

“地层圈闭”这一术语是由A.I.莱复生（1936）首先提出的，并在一系列论文和著作中加以系统论述。他指出：“地层圈闭是这样一种圈闭，即地层变化是储集层形成圈闭的主要因素，例如，砂或多孔储集层的楔入或尖灭；砂层侧向变化为渗透性差或非渗透性的岩层；地层隆起被削蚀与超覆；或地层层序类似的变化”。他进而把地层圈闭分为原生地层圈闭（即岩性圈闭）和次生地层圈闭（即不整合圈闭）两类。

地层圈闭和油气藏的研究，对勘探程度较高的国家和地区有着重要的意义。例如，美国到1968年为止共发现252个较大的油气田（最终储量超过14×10^5t油和283×10^8m^{3}气），其中60%以上来自地层圈闭。

由金（R.E.King，1972）主编的《地层油气田》一书是继莱复生（1941）主编的《地层型油气田》后又一总结“地层型”油气藏特征及勘探经验的专著。该书较充分地反映了这一领域到六十年代中期的勘探和研究成果。

在四、五十年代，赫伯特（M. K. Hubbert，1940、1953）对流体圈闭及圈闭形成的流体力学基础作了比较全面和系统的论述，更科学地阐明圈闭的本质及形成机理，同时也为油气藏勘探指出了新的方向。

现代社会对石油及其产品的需求迅速膨胀，而油气勘探的难度却不断增加。在这种情况下石油的供给有保障吗？有一时期，有人曾悲观地认为：石油供给的末日已经来临，或快要来临。但是，许多有卓越见识的石油地质学家，如莱复生等，在总结已有勘探成果的基础上指出："构造圈闭……的成效已减少，意味着勘探方向开始转变。事实证明，地壳中存在着大量的有别于构造圈闭的其它圈闭，在某些情况下与地层和流体圈闭相比，构造圈闭已失去它的光彩，而构造、地层、流体三要素复合形成的复合圈闭实际上还是油气勘探领域中的处女地"。他还概要地讨论了复合圈闭（combination trap 或 subtle trap）的基本特点，并预言："我们已进入了复合圈闭时代"（1966）。鉴于（"combination trap"一词已被广大石油地质学家所公认，"subtle trap"一词已不再用来代表复合圈闭。

其后，哈尔鲍蒂（M.T.Halbouty，1972、1980）对subtle trap（隐秘圈闭）进行系统的讨论，并赋予隐秘圈闭以新的含义。目前较流行的"隐秘圈闭"一词是指那些隐伏的、难以捉摸以及用常规的勘探方法难以发现的各种圈闭，其主体是地层圈闭。这个概念不是指特定的圈闭类型，不适用于分类范畴。

综上所述，可以得出：圈闭概念和分类的进展是油气勘探和地质研究的结晶，而新的、能反映客观实际的、更科学的圈闭概念和分类将极大地促进油气勘探的发展。

二、圈闭和油气藏分类

圈闭是油气聚集的场所，也是形成油气藏的基本条件之一。油气藏除圈闭这个基本要素外，还包括另一个要素——烃类流体。因而，对油气藏进行分类时考虑的因素较多、分类方案亦多。但在石油地质学中比较常用的仍然是以圈闭为基础的油气藏分类。这样，可以避免使用复杂而繁多的名词，分散了对实质问题的注意。下面着重介绍圈闭的分类。

根据控制圈闭形成的地质因素，可将圈闭分为三大基本类别：构造圈闭、地层圈闭和水动力（流体）圈闭。此外还有由上述基本类型相结合的复合圈闭，合计四大类。各类圈闭可根据形成条件的差异，进一步划分若干亚类和具体型式。

本教材采用的圈闭分类系统如表5—1所示。

表 5—1　圈闭分类系统表

大类	Ⅰ构造圈闭	Ⅱ地层圈闭	Ⅲ水动力（流体）圈闭	Ⅳ复合圈闭
亚类	1. 背斜圈闭	1. 岩性圈闭	1. 构造鼻和阶地型水动力圈闭	1. 构造-地层复合圈闭
	2. 断层圈闭	2. 不整合圈闭	2. 单斜型水动力圈闭	2. 流体-构造复合圈闭
	3. 裂缝性背斜圈闭	3. 礁型圈闭	3. 单独(完全)水动力圈闭	3. 地层-流体复合圈闭
	4. 刺穿圈闭	4. 沥青封闭圈闭		4. 构造-地层-流体复合圈闭

构造圈闭和地层圈闭已为国内外石油地质学家所公认，这里用不着赘述。编者认为将流体圈闭和复合圈闭作为基本类型无论在理论上或对于未来的油气勘探来说，都是有意义的。对于后者，莱复生（1964）曾有过深刻的论述。他指出："……一些有利的构造、地

层条件以及有利的水动力条件合在一起时，就会形成一种第一流的储油圈闭……。熟练、准确而富于想象地思考各种圈闭因素（指构造、地层、流体——编者注）的可能结合情况，这样就会找到许多石油圈闭，其中有些可能是巨大的油藏”。

三、圈闭和油气藏的度量

（一）圈闭的度量

圈闭的大小主要是由圈闭的有效容积确定的。它表示能容纳油气的最大体积，是评价圈闭的重要参数之一。

一个圈闭的有效容积，取决于闭合面积、闭合高、储集层的有效厚度和有效孔隙率等参数。下面仅简介闭合高（度）和闭合面积的确定。

闭合高是指圈闭最高点到溢出点（或称闭合点）之间的垂直距离（即两点的高差）。

溢出点是指圈闭容纳油气最大限度的点位。若低于该点高度，油气不能被圈闭，要向上倾方向溢出。该点是油气溢出的起始点，又叫最高溢出点。而闭合点则系从另一角度描述该点特征，意即闭合的最低点，低于该点高度，圈闭就不存在（不闭合）。

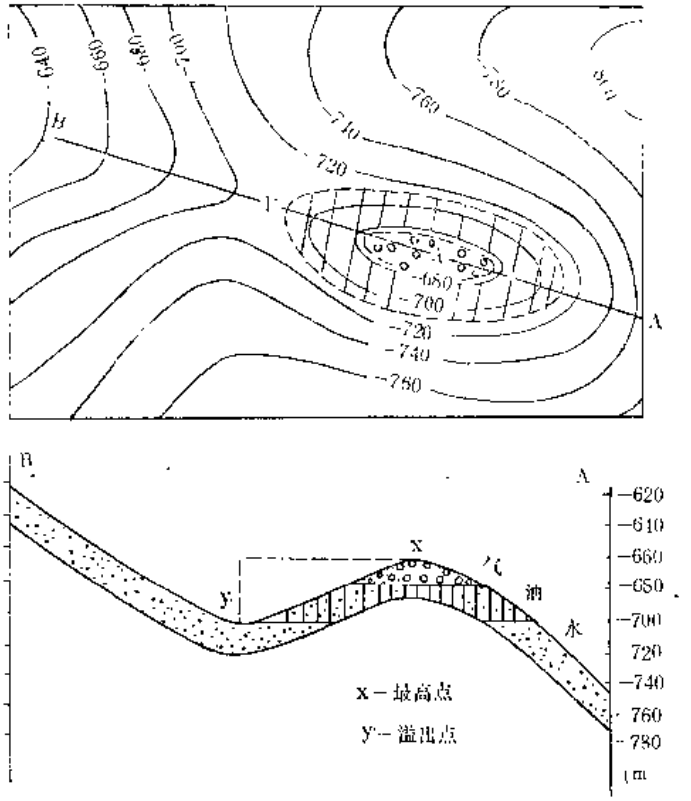


图 5—1 背斜圈闭的闭合面积、闭合度及油气藏中油气水分布图

闭合面积就是通过溢出点的构造等高线所圈定的封闭区面积，或者更确切地说，就是通过溢出点水平面与储集层顶面，或和其它封闭面（如断层面、不整合面、尖灭带等）所交切构成的闭合区。背斜圈闭的闭合度和闭合面积如图5—1所示。断层圈闭和岩性圈闭的闭合高度和闭合面积，如图5—2和图5—3所示。

（二）油气藏的度量

油气藏通常仅占据圈闭的一部分，其极限则充满整个圈闭。油气藏的大小通常用储量来表示。石油地质学中常用到的有关名词有：

油气柱高度 是油气藏顶点到油（气）水界面的垂直距离，是指示油气藏大小的一个重要参数。

含油边界和含油面积 通常把油水界面与储集层顶、底面的交线称作含油边界，其中与顶面的交线称外含油边界，与底面交线称内含油边界。由相应含油边界所圈定的面积分别称作内含油面积和外含油面积。

气顶和油环 在油气藏中油气按比重分异，气总是占据圈闭的最高部位，形成气顶；油居中，水在最下面。在这种情况下，油在平面上呈环带状分布，称为油环。

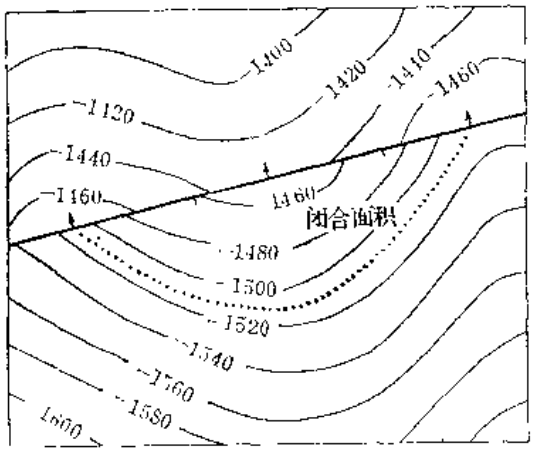


图 5—2　断层圈闭的闭合区

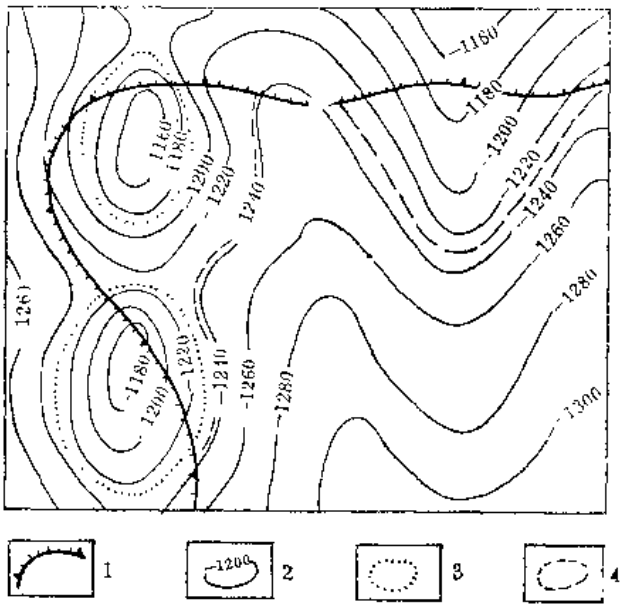


图 5—3　尖灭型岩性圈闭的闭合区

1—渗透性砂岩上倾方向尖灭线；2—构造等高线；3—背斜圈闭闭合区；4—尖灭型岩性圈闭闭合区

第二节　构造油气藏

凡是储集层顶面发生局部变形或变位而形成的圈闭，称构造圈闭。在其中聚集油气后，称构造油气藏。按照构造变形或变位，以及储集层的特点，大致可分四个亚类：（1）背斜油气藏；（2）断层油气藏；（3）裂缝性背斜油气藏；（4）（泥、盐和岩浆岩）刺穿油气藏。

一、背斜油气藏

背斜圈闭主要是由于储集层顶面拱起，上方被非渗透性盖层所封闭，而储集层下方和下倾方向被水体或和非渗透岩层联合封闭而成的。圈闭的闭合区就是通过溢出点的构造等高线所圈定的闭合区。

背斜圈闭聚集油气后，就成为背斜油气藏。在背斜油气藏内，气占据背斜的顶部，油居中呈环状分布，水在下面托着油气。在静水条件下，油气和油水界面均为水平面，含气和含油边界都平行背斜储集层顶面的构造等高线。有些油气藏存在明显的油水过渡带。油气藏内具有统一的压力系统。

背斜油气藏的油气柱高度，主要取决于背斜圈闭的闭合度和上覆盖层的封闭能力，即油气柱的最大高度不能超过闭合度或排替压力差所允许的高度。在这个前提下，则常常与油源的丰富程度有关，油源丰富可以充满整个圈闭，油气柱可达到闭合度；反之，则小于或远小于闭合度。

背斜构造的成因是多种多样的。它可以是在岩层沉积后褶皱形成的，也可以是同生背斜。同生背斜按形成条件，可分为：

（1）同沉积隆起，即在沉积过程中由于差异沉降作用面形成的背斜。

（2）差异压实背斜，如潜山、基岩隆起、礁块及砂岩体上方及其周围地区因沉积物不同，差异压实作用使上覆沉积岩层中形成背斜。

（3）底辟背斜，塑性流动（包括盐、泥膏岩、软泥及岩浆岩）可不断上拱并刺穿沉积岩层，使刺穿岩层上方形成同生背斜。

（4）逆牵引背斜，同生断层可使其上盘沉积岩层在向下滑动过程中，因逆牵引而形

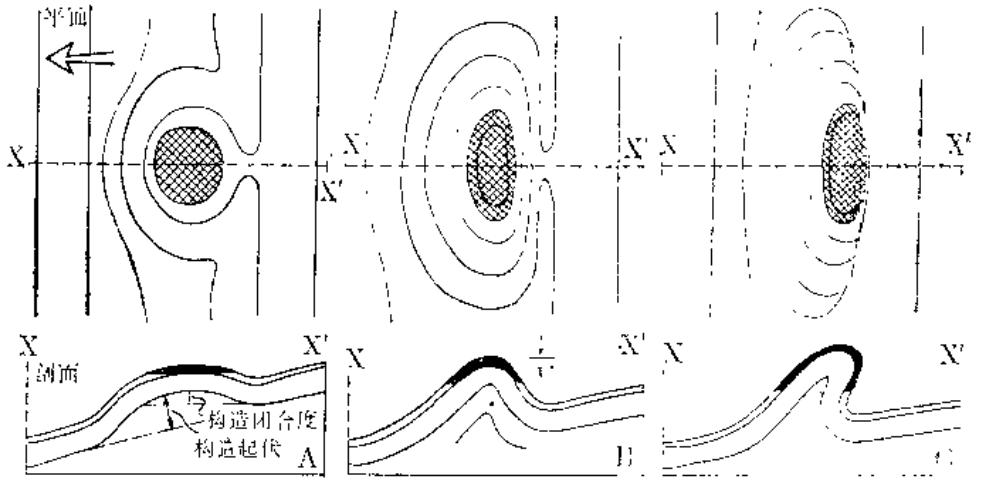


图 5—4　典型背斜圈闭和油气藏的理想构造图和剖面图

（据 Levorsen, 1954）

斜格和黑色代表石油；大箭头指区域低斜方向

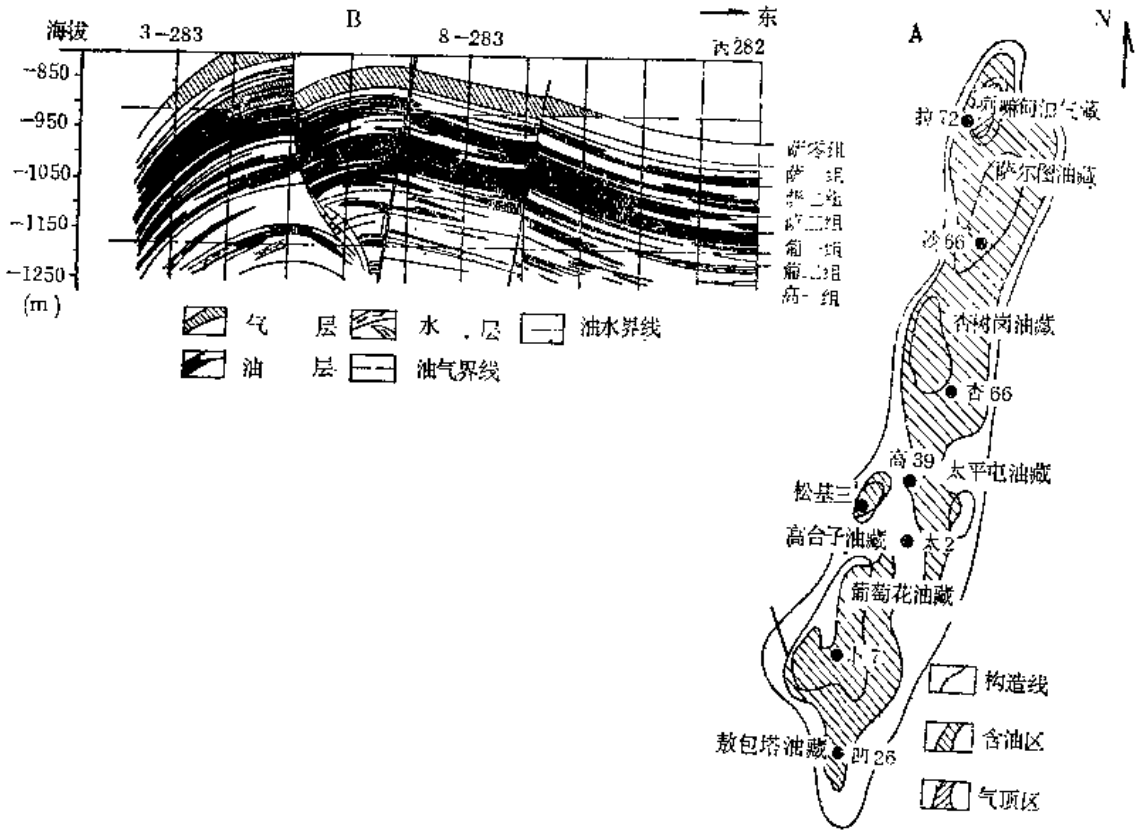


图 5—5　大庆油田构造和剖面示意图

（据大庆油田科学研究设计院，1977）

成滚卷背斜。

背斜构造形成过程中，常同时存在渐进的同生作用和后期变动较剧烈的褶皱作用。多数聚油背斜是由同生作用形成雏形，后期褶皱作用加以改造，最后定型。但也有一部分是以同生作用为主，或以褶皱作用为主。由于同生背斜与油气聚集关系极为密切，因此，在石油地质中对同生背斜的研究极为重视。

背斜圈闭的形态是多种多样的。从圆丘状的低穹窿，一直到狭长的高背斜，它们可以是对称的，不对称的，甚至是倒转的（图5—4）。

背斜圈闭的面积十分悬殊，小的不到一平方公里，大的可达数千平方公里。

背斜圈闭可以是单一的背斜形态。但也可以是由若干呈线状排列的背斜组成的背斜带，如大庆油田中北部的背斜油气藏（图5—5）、世界上最大的加瓦尔油田（图5—6）等；

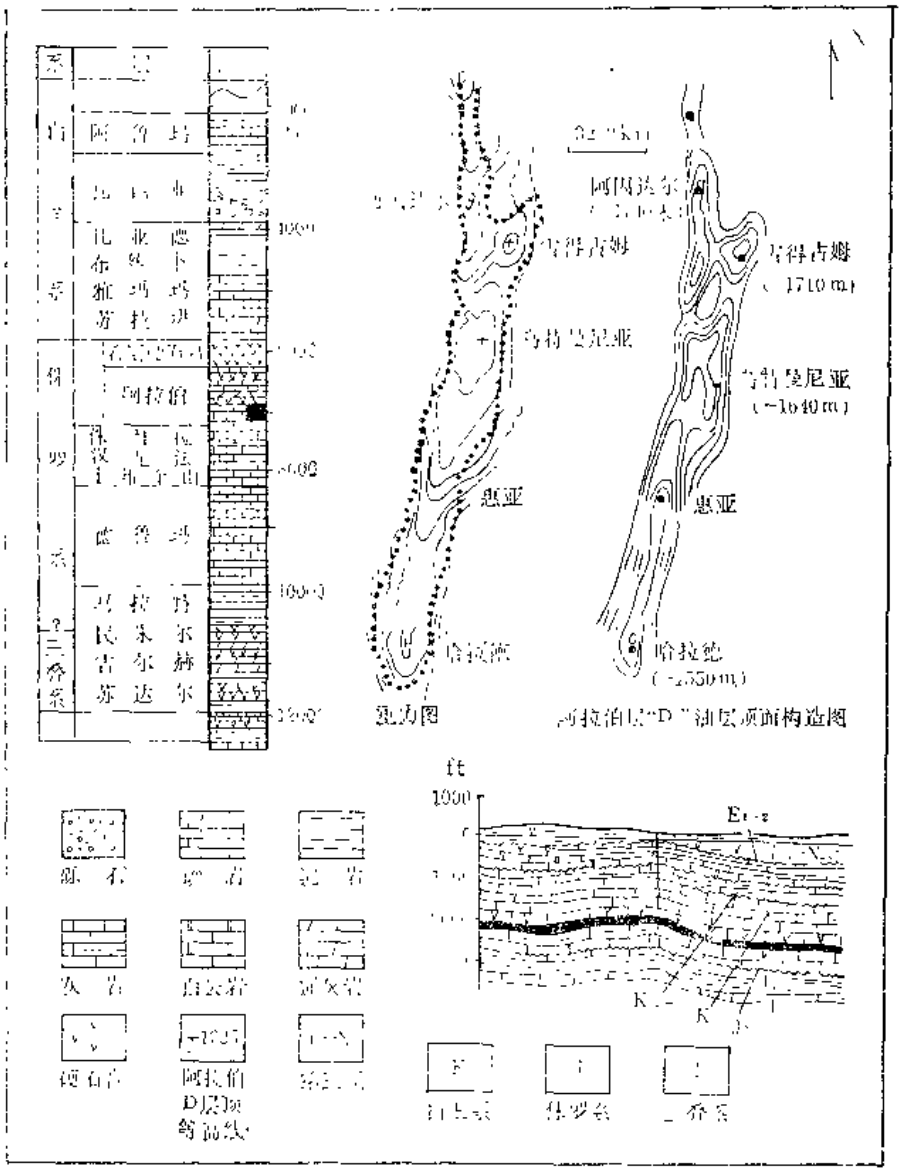


图 5—6　沙特阿拉伯加瓦尔油田综合图

图中1ft = 0.3048m

（据 У.Груленц等，1968）

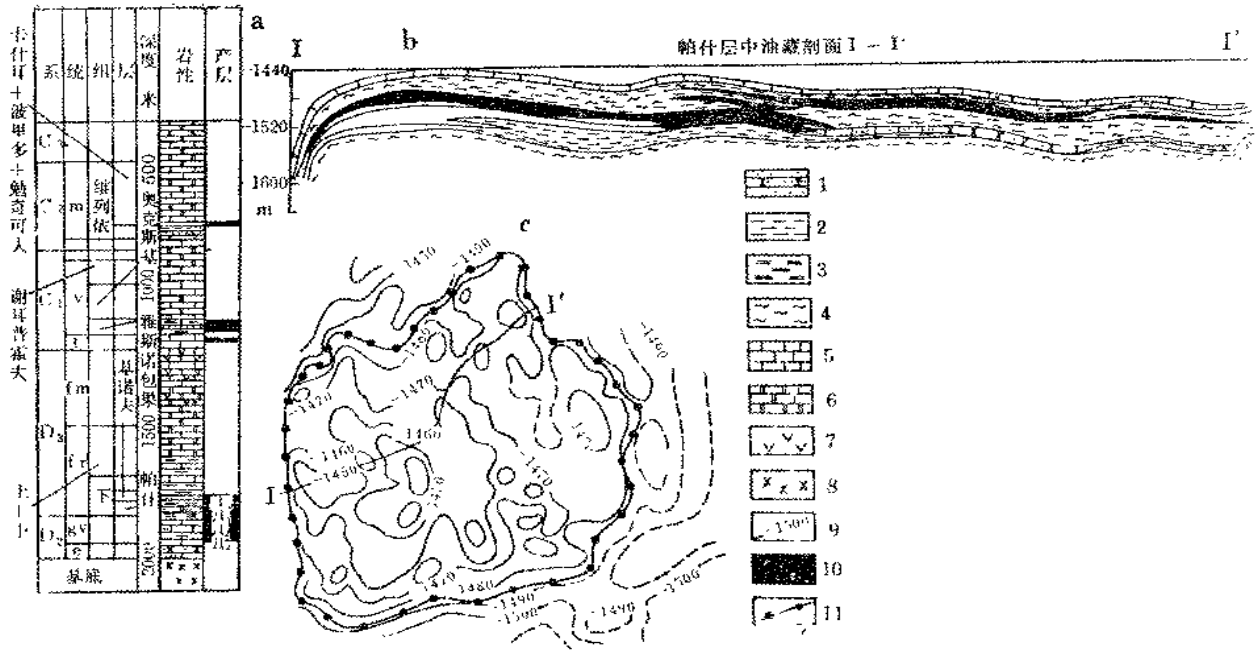


图 5—7　苏联罗马什金油田综合图

（据 Мавшберг等，1967）

1—砂岩；2—粘土岩；3—泥岩；4—粉砂岩；5—灰岩；6—白云岩；7—无水石膏；
8—结晶基岩；9—帕什层顶面等高线（米）；10—油层；11—油水界面

还可以是统一的大型隆起背景上若干排列不规则的穹隆群，如苏联的罗马什金油田（图5—7）。

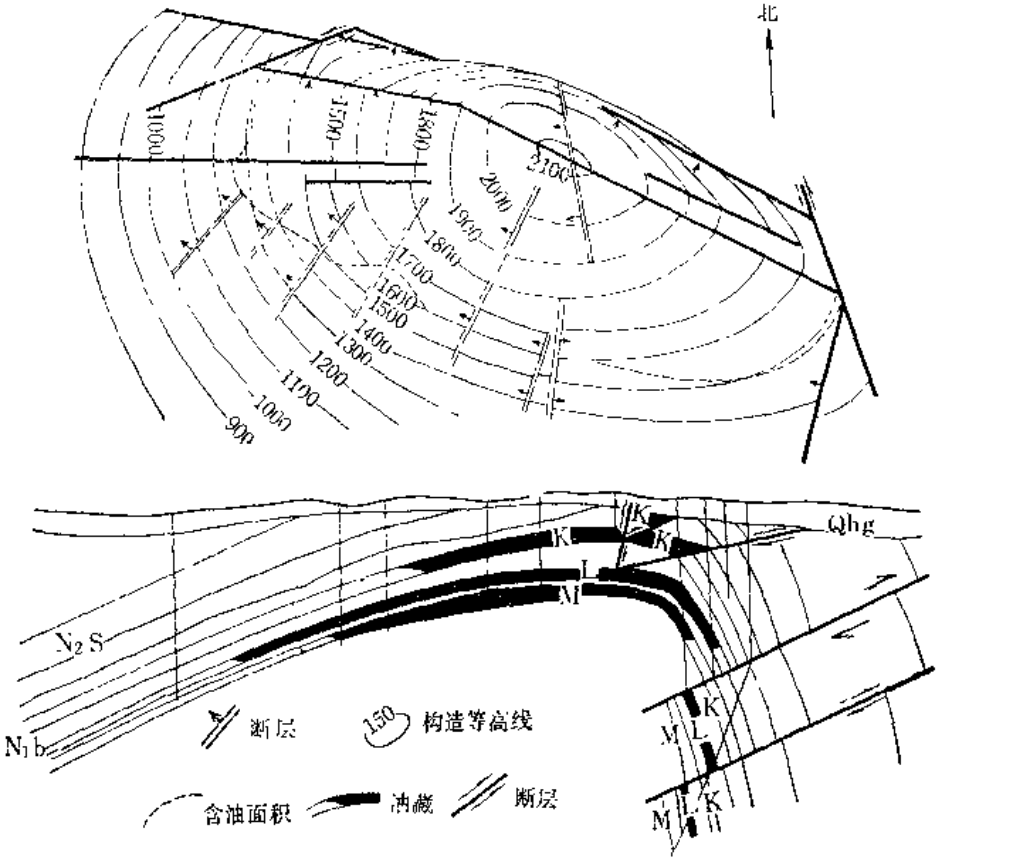


图 5—8　老君庙油田 L 层顶面构造图及油田剖面图
（据 玉门石油管理局研究院）

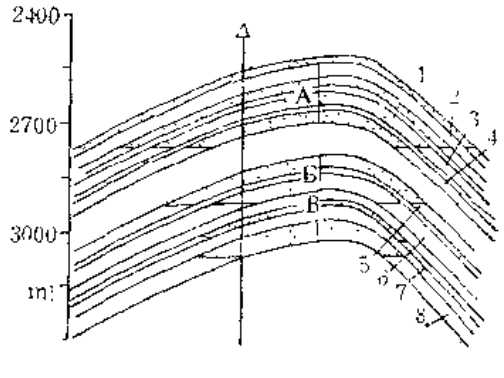


图 5—9　提塔斯气田生产层地质剖面图
（据 Ahamd, 1966）
А、Б、В、Г为圈闭和油气藏；1—8为气层

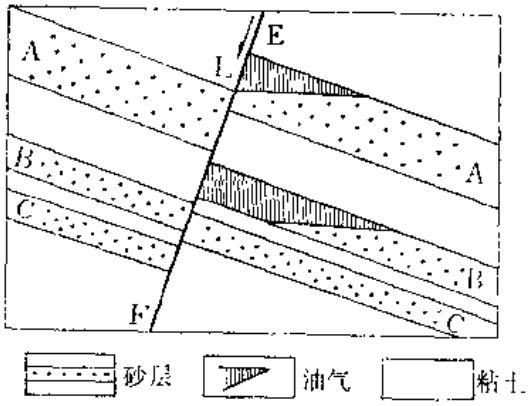


图 5—10　断层对油气聚集的封闭作用
（据 Hobson, 1956）

背斜圈闭可以是完整的，也可以在不同程度上被断层复杂化。但是，必须指出：如果断层将背斜圈闭切割成两部分，其中的流体互不连通，各部分都成为独立的圈闭，这样就不能都称为背斜圈闭和油气藏，而是根据各个圈闭和油气藏中起主导作用的因素，分别重新命名。以老君庙油田（图5—8）为例，油田南部L、M层油气藏主要受背斜控制，为背

斜油气藏；而北翼逆掩断层下的L层油藏，主要受逆掩断层控制，故称逆掩断层油藏。

背斜油气藏的储集层一般为孔隙型，储集性能良好且具横向稳定性。储集层多数是由砂质岩组成的，如科威特的布尔干油田群、苏联西西伯利亚的萨莫特洛尔油田、我国的大庆油田等；亦有相当一部分是由多孔的碳酸盐岩，特别是粒屑灰岩、生物灰岩和礁灰岩所组成，如加瓦尔、阿布奎克、泽勒坦等油田。

但是，必须指出：储集层横向稳定性是相对的，而不均一性则是绝对的。对背斜油气藏来说，砂岩层或碳酸盐岩储集体的孔隙—渗透性在横向和纵向上可以有相当大的差异，但孔隙体之间应该是连通的，而不是分隔的。

当一个背斜的腹部存在多层储集层，如果各储集层彼此被分隔，且具有独立的压力系统和油水界面，就认为各油层都存在独立的油气藏。有些背斜下虽然有许多油层，但各油层之间并未完全分隔，而是相互沟通的，它们具有统一的压力系统和油水界面。在这种情况下，我们仍把它看作统一的油气藏。多储集层彼此连通形成巨厚的块状储集体，常是形成巨大油气藏的重要条件之一。

背斜油气田中圈闭、油气藏与油气层的关系，可以提塔斯气田（图5—9）为例。图中1—4气层彼此连通，构成A气藏；5—6构成Б气藏，7、8各自构成B、Г气藏。

前面所列举的特大和大油气田都是多油气层或多油气藏的油气田。

二、断层油气藏

（一）断层圈闭形成的机制

凡是在储集层上倾方向，有时也包括旁侧各个方向被断层所封闭而造成的圈闭，都称断层圈闭。任一断层圈闭，除储集层上倾方向被断层封闭外，储集层顶、底存在非渗透性岩层，同样是不可缺少的。断层圈闭的闭合区是由储集层顶面的构造等高线和断层线的闭合区所确定的。

断层在形成断层圈闭中的作用，还表现在下列两个方面：（1）对原有构造进行不同程度的改造，使之与断层结合形成圈闭；（2）断层使岩层发生倾斜、反向倾斜、或逆牵引，形成新圈闭。

断层能否造成圈闭，在很大程度上取决于：断层使岩层位移后储集层上倾方向与其相接的岩层的封闭性。

断层封闭情况，常见的有下列三种：

1）完全封闭（图5—10，B）

储集层上倾方向完全与非渗透性岩层相接，两者之间的排替压力差极大，能形成完全封闭。在这种情况下，断层圈闭的闭合面积和闭合度，即储集层顶面构造等高线与断层线所构成的闭合区和圈闭顶点到闭合等高线的高差。

2）部分封闭

储集层上倾方向的上方一部分与非渗透性岩层相接时（图5—10，A），可以形成部分封闭。

有时，储集层上倾方向相接的岩层，虽然不是非渗透性岩层，但其渗透性远比储集层差，排替压力远比储集层大。这两种岩层相接时，它们之间存在明显的排替压力差，对油气亦能起一定封闭作用。它能封闭的油气柱高度不大于两者排替压力差所允许的高度。

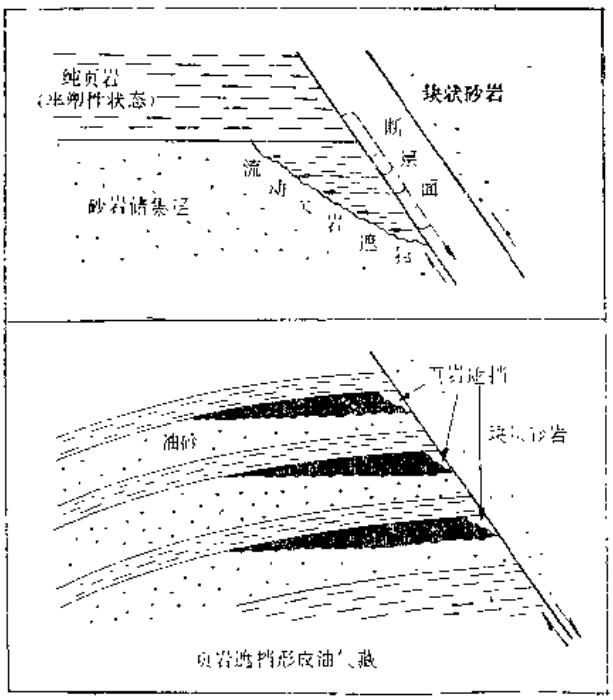


图 5—11　流动页岩封闭形成的圈闭和油气藏
（转引自 王鸿培，1976）

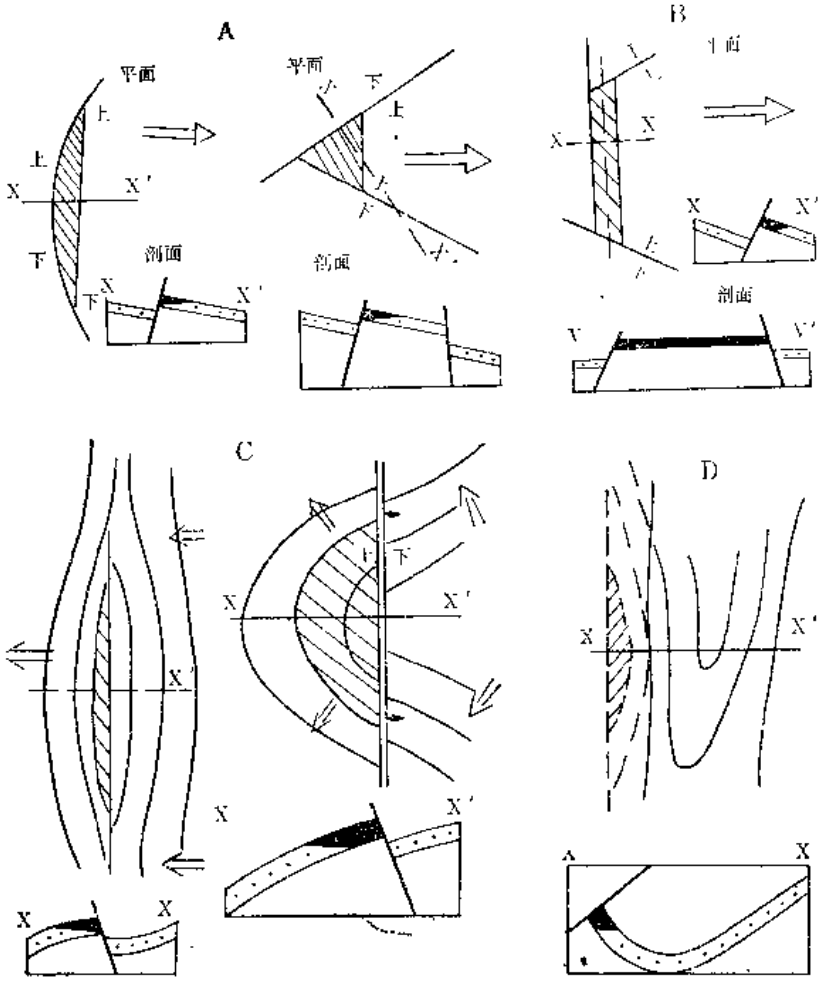


图 5—12　断层圈闭和油气藏基本类型的平面和剖面示意图
（据 Levorsen，1954，修改并补充）

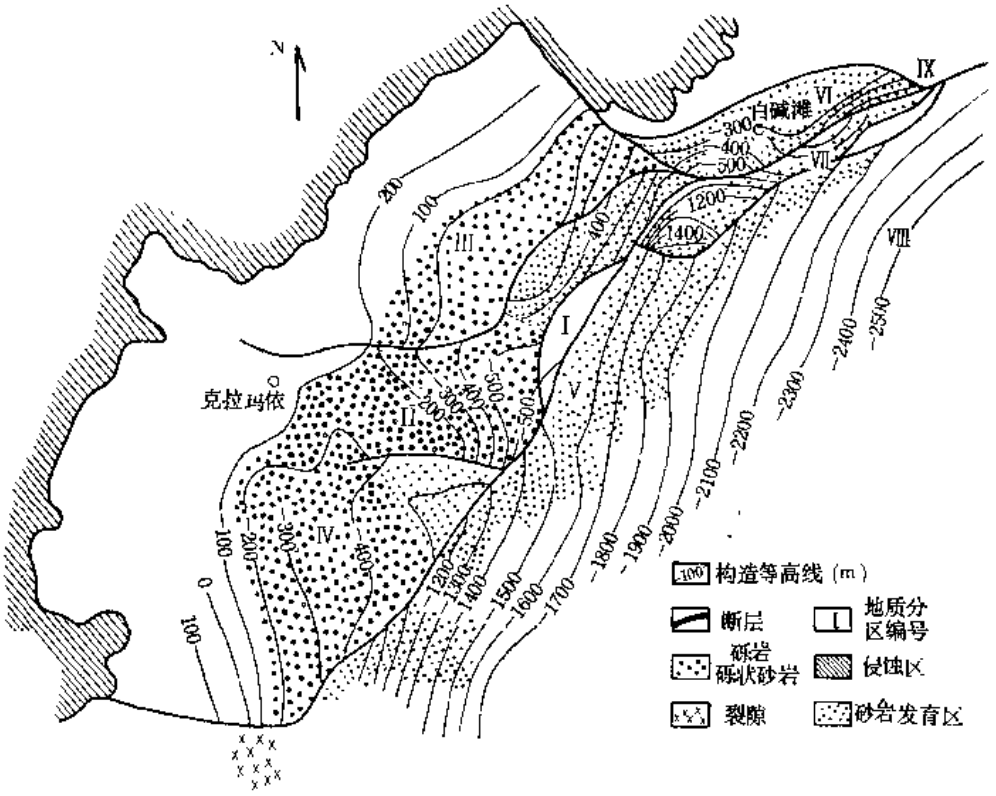
在同生断层发育的地区，储集层上方的粘土层，在同生断层活动时发生沿断面向下作塑性流动，这样可形成流动页岩遮挡。这也常是一种部分封闭（图5—11）。

3）不封闭

当储集层上倾方向与渗透性岩层相接时（图5—10，C），就不能起封闭作用。

此外，断层的性质对封闭性亦起一定的作用。一般压性断层封闭性好，张性断层封闭性差。但张性断层也不是永远敞开的，在重力作用下张开的断面可以重新闭合，或被粘滞性物质充填而堵塞。这就不难理解，为什么许多非压性断层同样可以形成断层圈闭和油气藏。压性断层在断裂活动期同样也能起良好的通道作用。

断层的成因是多种多样的。在力学机制上，可以是水平挤压形成的逆或逆掩断层，也



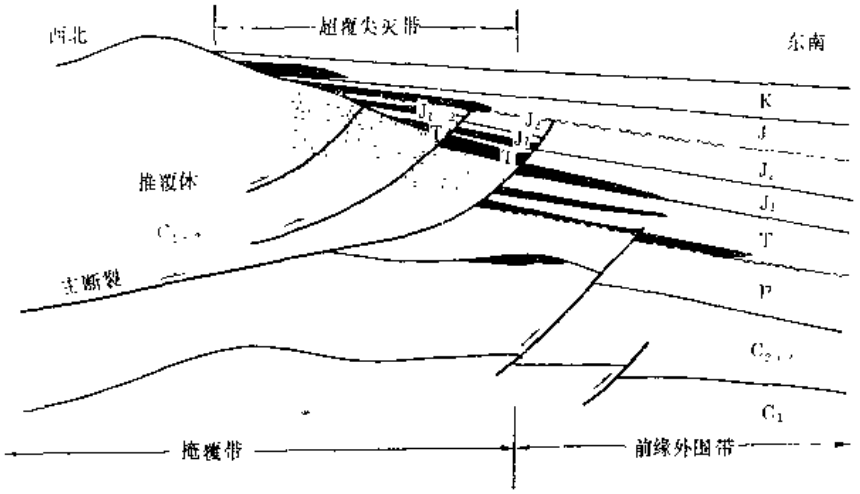


图 5－13　克拉玛依油田平面图和剖面图

（剖面图据 林隆栋，1984）

可以是拉张、塑性上拱、重力滑动所形成的张性正断层。在发生时期上，亦可以是在某一期构造带中突变形成，也可以是长期活动的所谓同生断层。

（二）断层油气藏的主要类型

根据断层圈闭的形成条件和形态特征，断层圈闭和油气藏可分为下列四种基本类型：（1）弯曲或交错断层与单斜结合形成的圈闭和油气藏；（2）三个或更多断层与单斜或弯曲岩层结合形成的断层或断块圈闭和油气藏；（3）单一断层与褶曲（或背斜一部分）结合形成的断层圈闭和油气藏；（4）逆断层与褶曲（背斜一部分）结合形成的逆断层圈闭和油气藏。上述断层圈闭和油气藏图示如图5—12。

在任一断层油气藏中，断层控制着储集层上倾方向的油气边界，甚至整个断块的全部含油气边界。

不同类型沉积盆地，甚至在同一沉积盆地的不同构造带，断层发育情况和特点各不相同。因此，不同油区的断层圈闭和油气藏，具有自己的特点。

我国新疆克拉玛依油田（图5—13）可作为断裂斜坡带上断层油气藏群体的典型实例之一。该油田除西北侧靠近盆地边缘地区外，在断裂带主要断裂发育区，都以断层油气藏为主，各断块油气藏都具有独立的压力系统、油气产量和油气边界，甚至产油层的层数都各不相同。近来的研究表明，北东向克—乌主断裂带具有明显的逆掩断层性质，断面倾角向下变缓呈犁式，在古生界之下逆掩断层可形成“帽檐”式逆掩断层圈闭和油气藏，开辟了寻找新油气藏类型的前景。

在西部褶皱较强烈的山前带，常出现逆或逆掩断层与背斜一翼结合形成的逆或逆掩断层油气藏。前面介绍过的老君庙油田北翼L层中的油气藏，也是这类油气藏的一例。

在塑性流动和底辟活动比较强烈的地区，常发育与同生断层下降盘逆牵引有关的背斜油气藏、反向正断层上升盘的“屋脊断块”油气藏，以及横切背斜轴的断块油气藏。前两种类型可以港东油田为例（图5—14），后者可以苏联阿普歇伦区的卡拉油田（图5—15）为例。

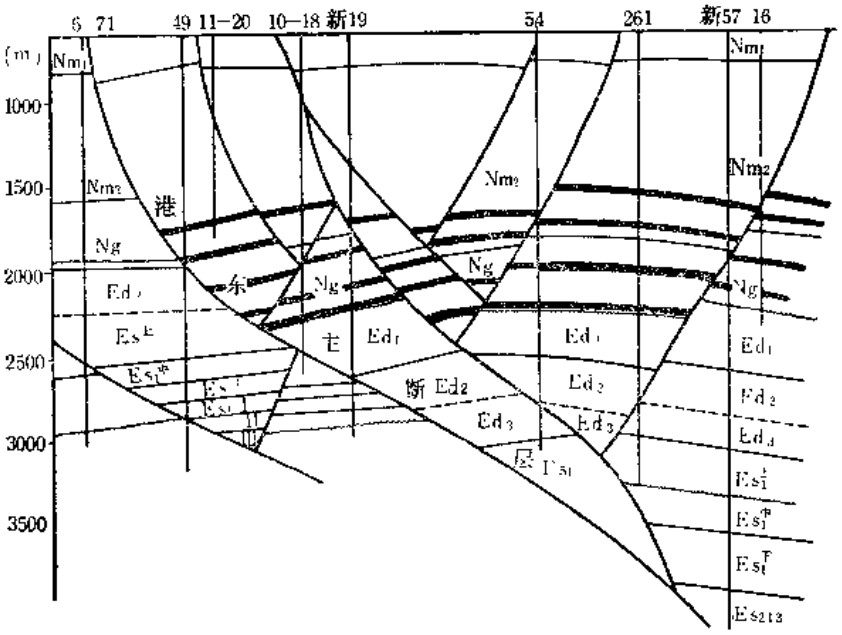


图 5—14 港东油田构造横剖面示意图
（据 王燮培等，1976）

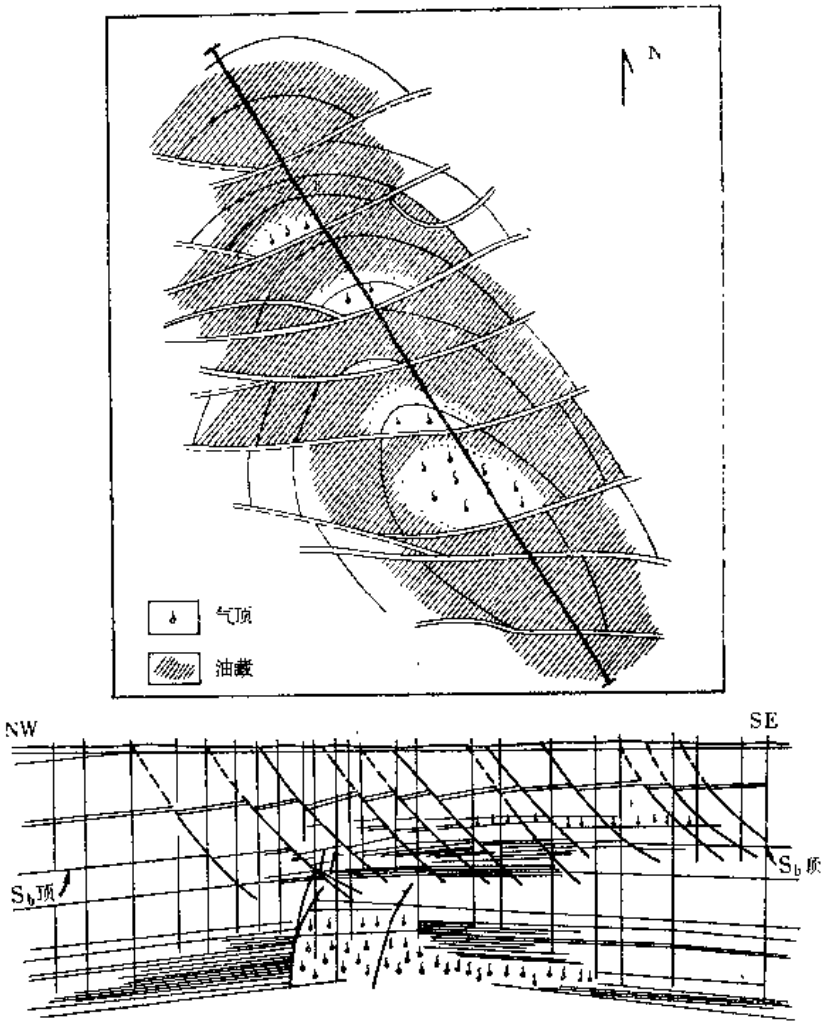


图 5—15　苏联阿普歇伦区卡拉油田构造和横剖面示意图

三、裂缝性背斜油气藏

这类油气藏与背斜油气藏的主要区别在于：储集层不是层状孔隙—渗透体，而是裂缝性的。所谓裂缝性储集层，是指储集层由非渗透性或渗透性很差的岩层组成，只有经裂缝改造，才具有良好渗透性。

裂缝的成因是多种多样的。但构造裂缝一般起主导作用，而且常直接与背斜联系在一起，并受背斜所控制。

我们把在背斜构造控制下，裂缝性储集层（体）被非渗透性岩层和水体联合封闭所形成的圈闭，称作裂缝性背斜圈闭。在其中形成油气聚集称为裂缝性背斜油气藏。与背斜没有联系的裂缝性储集层中形成的裂缝性圈闭和油气藏，应属于地层油气藏中的岩性圈闭和油气藏。

裂缝性背斜油气藏的储集层岩石类型可分为碳酸盐岩和其它沉积岩。

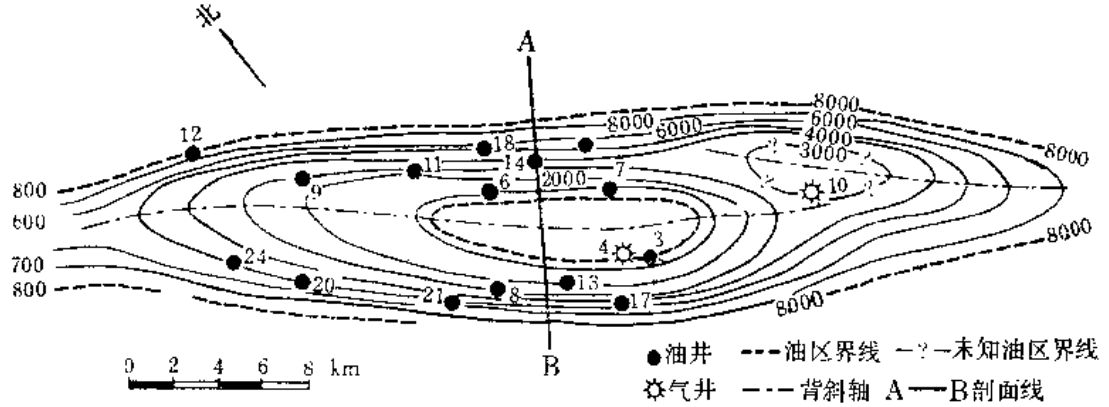
碳酸盐岩中的裂缝性背斜油气藏分布广泛，但以构造变动较强烈的山前带，或其它褶皱背斜带最为重要。最典型的是波斯湾盆地的扎格罗斯山前带。到1972年为止伊朗在该带

共发现47个油气田，其中近二十个是裂缝性背斜油气田，储量在十亿吨以上的特大油气田有六个（加奇萨兰　马伦、阿瓦兹—阿斯马里、阿加贾里—比比、哈基麦赫和帕扎南）。伊拉克的阿因扎列大油田亦系裂缝性背斜油气田，基尔库克特大油田虽属礁型油气田，但裂缝亦很发育。

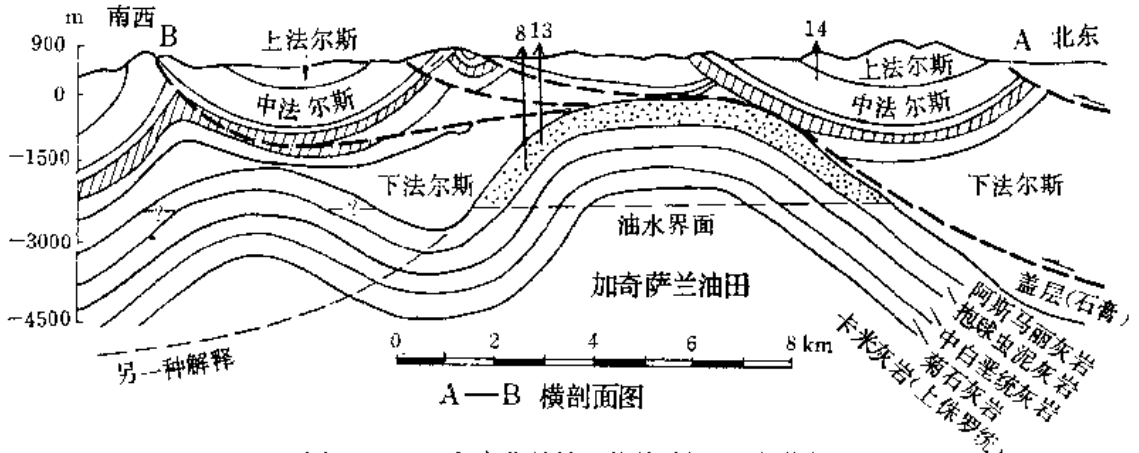
我国川东南气区中，嘉陵江组和阳新统的碳酸盐岩储集层中的气（油）藏，基本上都是裂缝性背斜气藏，或主要是裂缝性背斜气藏。

碳酸盐岩裂缝性背斜油气藏的基本特征可以归纳如下：（1）储集层的原始孔隙率高低不一，渗透率均极低，但裂缝发育带的渗透率极高；（2）裂缝发育不均一，裂缝发育分布情况与区域构造背景、褶皱强度、储集层的岩性、层序组合和层厚等因素有关；(3)产量高，但不均一，非裂缝发育带与裂缝发育带差别极大；（4）油气柱高度大，裂缝可使垂向不同层位的油气相连通，形成较高的油气柱。

下面以伊朗的加奇萨兰油田（图5—16）为例作简要说明。



阿斯马丽灰岩顶面构造图



A—B 横剖面图

图 5—16　加奇萨兰油田的构造图及剖面图

该油田位于扎格罗斯山前带的第二构造带上，褶皱强度中等到较强，有三套产油层：阿斯马里石灰岩（中—渐新统）、萨尔维克石灰岩（中白垩统）、卡米石灰岩（上侏罗统），裂缝把它们沟通，形成具有统一压力系统的巨厚块状储集体，油气柱高达2100m。阿斯马里石灰岩之上为巨厚的上法尔斯膏盐层所封闭。

主要产油层阿斯马里石灰岩的孔隙率不均一，但以低孔隙率为主。据某井统计，孔隙率大于9～13%的，仅占储集层厚的13.8%，孔隙率为5～9%的，占储集层厚的14.8%，

孔隙率低于5%的却占71.4%。岩样的渗透率一般小于10～20×$10^{-3}\mu m^2$，最高的仅40×$10^{-3}\mu m^2$，但产油带的渗透性极好，油田西北端24、35及45号井（在背斜轴部和倾角变化带）的最高日产量达万吨以上，整个高产区平均单井日产量达8000t以上。但在某些井（如6号井）全部占开阿斯马里灰岩的日产量也只有600t。

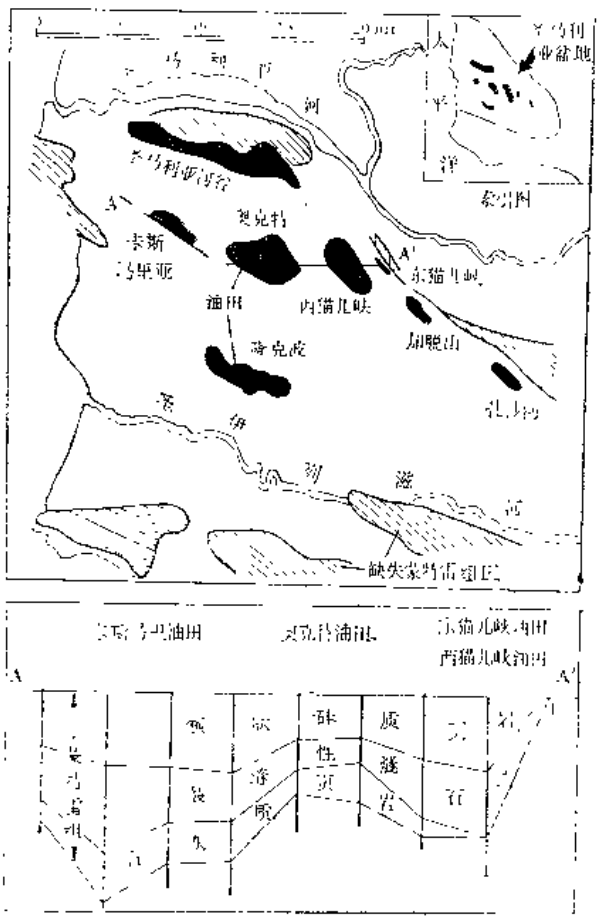


图 5—17 美国加利福尼亚圣马利亚谷地裂隙性蒙特雷组地层对比及油田分布图
（据 Hubbert, 1953）

其它沉积岩的裂缝性背斜油气藏，以美国加利福尼亚州圣马利亚谷地上中新统蒙特雷组中的裂缝性背斜油气藏最为著名和典型（图5—17）。

该区的蒙特雷组由三部分组成：上部为板状硅质页岩；中部为裂缝性燧石层；下部为石灰质页岩。厚度0～800m，平均约500m。主要储集层为中部裂缝性燧石层，60%的产量来自该层。该层的孔隙率仅6%，但裂缝发育，几乎遍及全层，造成极高的渗透率。因此，该层的石油聚集与孔隙性砂岩相接近，油气分布主要受背斜构造控制（如卡斯马里亚、奥克特、西猫儿峡、隆克波等），或者受燧石层上倾尖灭带所控制（如圣马利业河谷、东猫儿峡、加脱山、扎沙河等），而不是仅仅局限于背斜轴部或裂缝发育带。但与孔隙型储集层亦有显著区别，主要表现为日产量差别大，大者达千余桶，小者不到百桶。

四、刺穿油气藏

（一）刺穿圈闭的概念及形成机制

刺穿构造系指地层深处的岩体侵入上覆沉积岩而形成的构造。地下岩体刺穿沉积岩层时，使储集层发生变形，并直接与刺穿岩体结合而形成的圈闭，称为刺穿圈闭。至于那些由于受刺穿或塑性流动影响，使上方沉积岩层上拱变形或变位而形成的被断层复杂化的背斜构造和圈闭，则称为隐刺穿背斜构造和圈闭。

隐刺穿背斜圈闭和油气藏，在分类上仍属背斜圈闭和油气藏。考虑到这类背斜圈闭在成因上与刺穿圈闭有密切关系，归在这里一起介绍。

造成刺穿的可塑性岩体包括盐、膏、软泥和岩浆岩。相应地刺穿圈闭亦可按岩体分为盐、膏、软泥及岩浆岩刺穿圈闭。但以盐、膏盐和软泥最为常见。

关于盐、膏及泥刺穿构造的形成机理的研究和模拟实验做了不少工作。一般认为，由于

地静压力差的作用使可塑性膏盐和软泥由高压区向低压区流动，在流动过程中遇到薄弱地带（如同生断层活动带，或差异负荷较大的地区），就向上侵入或拱起使上覆沉积岩变形、变位或被刺穿，形成刺穿和隐刺穿圈闭。因此，盐、泥刺穿和隐刺穿圈闭常与同生断层相伴生。

关于盐、膏及软泥岩底辟构造和圈闭形成机制的研究，已做了不少工作。一般认为，形成盐、膏和软泥岩底辟必须具备以下基本条件：（1）一定的埋深所造成的温度和压力，达到或超过岩盐、膏和软泥岩软化点所需的温、压，使盐、膏和软泥岩呈可塑性状态，这是造成底辟的前提条件，可塑性盐、膏和软泥岩的厚度愈大，形成底辟构造的机率也就愈高；（2）差异负荷地带常是底辟发育的有利地带，因为可塑性岩层总是自高压（负荷）区向低压区方向运动的，在差异负荷地带，因压力突然减少，易诱发可塑岩体向上拱起形成底辟构造；（3）在三角洲退覆沉积体系中，发育粘土沉积的前三角泥，不断被密度较大的砂质沉积所覆盖，造成密度倒置，随着三角洲沉积体的前积作用，必然造成前积方向压力不均衡，导致具有高异常流体压力的可塑性软泥沿密度分界面向上方拱起和底辟。综上所述，在发育软泥沉积的前三角洲或发育蒸发岩的成盐凹陷和邻近的同生断裂—滚动背斜带，或构造应力集中而形成的挠曲带、断裂带和褶皱构造带常常都是底辟构造和圈闭发育的有利地带。

（二）与刺穿构造有关的油气藏

在各类刺穿油气藏中，以盐刺穿最为重要，下面着重论述与盐丘有关的油气藏。

盐体侵入沉积岩层可以形成直接与刺穿盐体有关的刺穿圈闭和油气藏。这类圈闭和油气藏包括（1）盐栓（盐核）遮挡的圈闭和油气藏；（2）盐帽沿遮挡的圈闭和油气藏；（3）盐帽内的透镜状圈闭和油气藏。

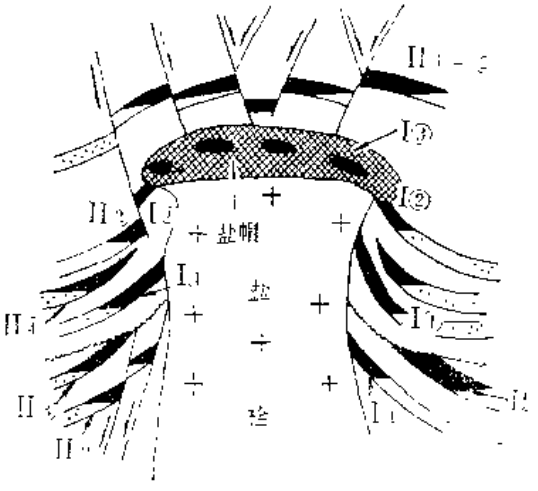


图 5—18 盐丘油田理想示意剖面图
（据 Levorsen，1954略有修改）

该类圈闭和油气藏，如图5—18中Ⅰ①-③所示。国外许多地区，如西北德意志盆地、罗马尼亚普洛耶什蒂—弗克沙尼盆地、苏联的恩巴区和美国墨西哥湾盆地都有这种类型油气藏，但国内尚未见报导。

盐、泥侵入刺穿沉积岩层的过程中，还可形成一系列与盐、泥岩体没有直接关系，但有密切联系的圈闭和油气藏。这类油气藏有：（1）盐背斜（隐刺穿）油气藏；（2）断层油气藏；（3）不整合油气藏；（4）岩性油气藏。该类油气藏如图5—18中Ⅱ①-④所示。

在盐、泥岩体上侵过程中，使上方沉积岩层形成的盐背斜和断层，具有独特的组合型式，即盐背斜经常被一系列地堑式或呈包心菜式的，或呈放射状断层所复杂化，而盐体周围则常见有呈环状排列的断层。

盐体附近的不整合和岩性圈闭，是在盐体断续上升过程中受侵蚀或被拉伸尖灭而造成的。

我国对与盐背斜有关的油气藏的研究，虽然开展较晚，但已取得初步成果。已知东营

凹陷的东营、辛镇、郝家、现河庄一线，以及胜利村、坨庄油田中的油气藏、都是与盐背斜有关的油气藏。

辛镇油田（图5—19）深部沙四段下部发育巨厚的膏盐层和软泥岩，最厚可达1000m以上，埋深大于2900m。在同生断层发育的地静压力差显著地带向上拱起，促进背斜两侧，特别是北侧的同生断层进一步活跃，同时向二翼拉伸作用可使顶部塌陷形成“包心菜式”地堑。

该油田的主要产油层为沙三段到沙一段，断裂上升盘的屋脊断块常是油气富集的主要场所。

东营凹陷中盐背斜油气藏的发现，为我国东部中、新生代含盐盆地寻找该类油气藏指明了方向。

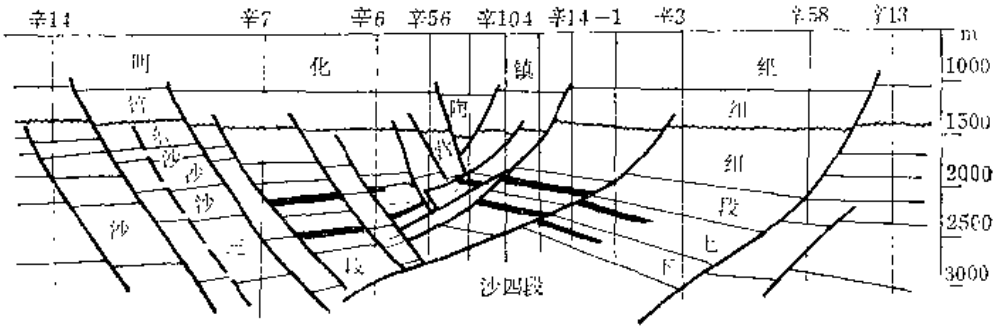


图 5—19　辛镇油田的构造剖面示意简图
（转引自 王燮培等，1976）

第三节　地层油气藏

凡是储集层因地层变化（地层被削蚀、超覆、砂或多孔储集层的楔入或尖灭，侧向渗透性变差或非渗透性等）而形成的圈闭，称地层圈闭。其中的油气聚集称地层油气藏。

地层圈闭可分为两个主要类型：岩性圈闭和不整合圈闭。礁型圈闭过去一般都归入岩性圈闭。但它常兼有岩性、不整合两类圈闭的特点，近来不少学者主张把它作为地层圈闭的一个独立的亚类，编者赞同这个意见。此外，沥青封闭圈闭亦具有相似的特点，但其重要性较差。

地层油气藏主要类型的特征，分述如下。

一、岩性油气藏

凡是储集层岩性变化所形成的圈闭，称岩性圈闭。聚集油气后，称岩性油气藏。

储集层的岩性变化可以是沉积作用过程中形成的，也可以是成岩（包括后生）作用过程中形成的。

沉积作用过程中形成的岩性圈闭，有时亦称沉积圈闭。这种圈闭一般是由具有良好孔隙—渗透性的碎屑岩或粒屑灰岩向上倾方向，或四周被非渗透性岩层所限而形成的，分别称为上倾尖灭型和透镜型岩性圈闭（图5—20）。

成岩和后生作用，可以使原生的沉积圈闭发生某种程度的改变；也可以使储集层一部

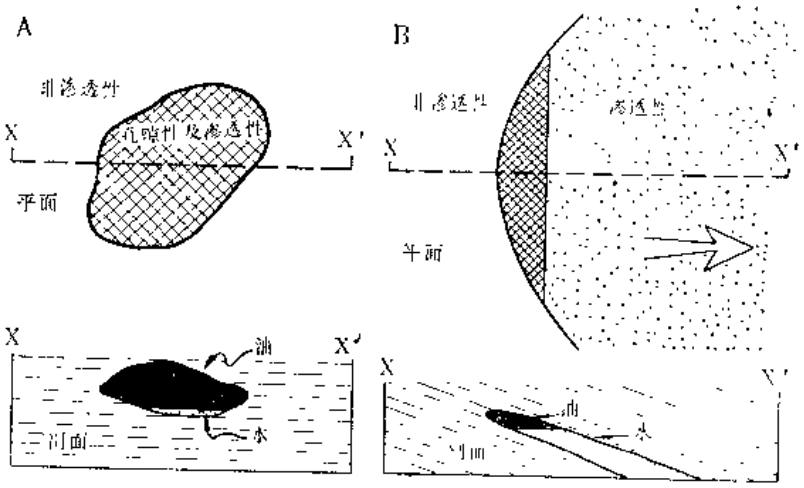


图 5—20 岩性圈闭和油气藏基本类型示意图
(据 Levorsen, 1951)

份变为非渗透性岩层，或使非渗透性岩层的一部分变为渗透性岩层，形成新的岩性圈闭。其中尤以溶蚀和次生白云岩化作用对碳酸盐岩发育区的岩性圈闭和油气藏的形成，起着明显的作用。

（一）透镜型岩性油气藏

透镜型岩性圈闭没有溢出点。圈闭的闭合面积、闭合度及容积，完全由透镜状储集体所确定。

透镜状储集体主要由碎屑岩（砂、砾岩）和粒屑碳酸盐岩组成。

世界各国已探明的碎屑岩透镜型油气藏，包括有河道砂岩体、三角洲平原分流河道砂岩体、三角洲前缘的河口坝砂岩体、岸外堡坝砂岩体、沿岸坝砂岩体，走向谷砂岩体和深水浊积砂岩体中所形成的岩性油气藏。但是必须指出，这类油气藏必须存在于透镜型岩性圈闭中。如果油气藏仅存在于这类砂岩中，而控制油气聚集的主要因素不是透镜型岩性圈闭，那就不属于这种类型油气藏。

1．与河道砂有关的透镜型岩性油气藏

河道砂包括边滩砂和心滩砂。由于河道常迁移和摆动，这两种砂体常形成复合体。河道砂的基本特征是砂体与河道底和侧向侵蚀面成突变接触，砂体向下凹，在平面上常呈带状或分枝带状。

密西西比州林柯伦县和帕克的小溪油田（图5—21）为典型的边滩砂岩体油气藏。砂岩厚度与蛇曲凹岸一侧伸展相一致，砂体的形态与边滩一致。该油田构造为一向北倾斜的鼻状构造，油田分布主要受边滩砂岩体所控制。

2．与三角洲砂岩体有关的透镜型岩性油气藏

三角洲砂岩体以三角洲平原的分流河道砂岩体和三角洲前缘河口坝砂岩体最为重要。美国俄克拉荷马州东部大塞米诺尔区的布奇砂岩中的油田为典型的分流河道砂岩体油气藏（图5—22）。从图可知，油藏的延伸方向与河道砂方向基本一致，而与构造没有明显联系。仅在东南角河道砂的延伸与局部构造高点相一致，这个局部常是油气富集的高产带。

3．与堡坝及河口坝有关的透镜型岩性油气藏

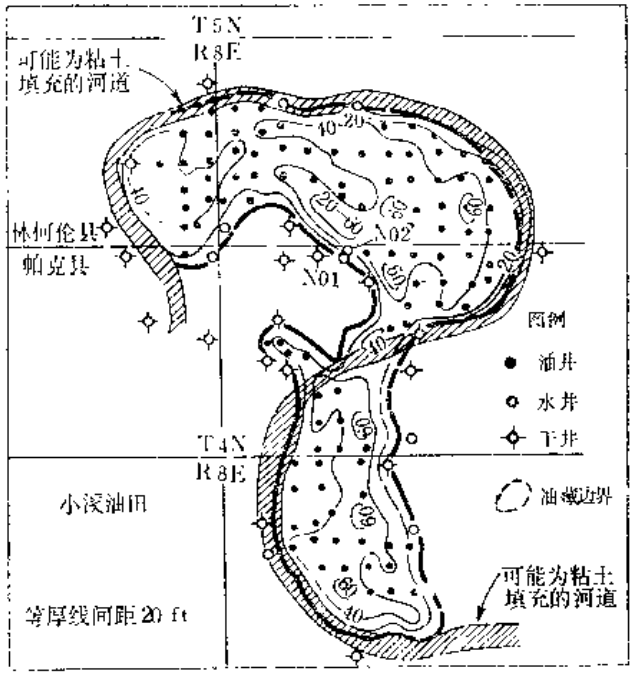


图 5—21　美国密西西比州小溪油田登克曼砂岩等厚图及油田分布图
图中1ft = 0.3048m
（据 艾森斯塔特，1960）

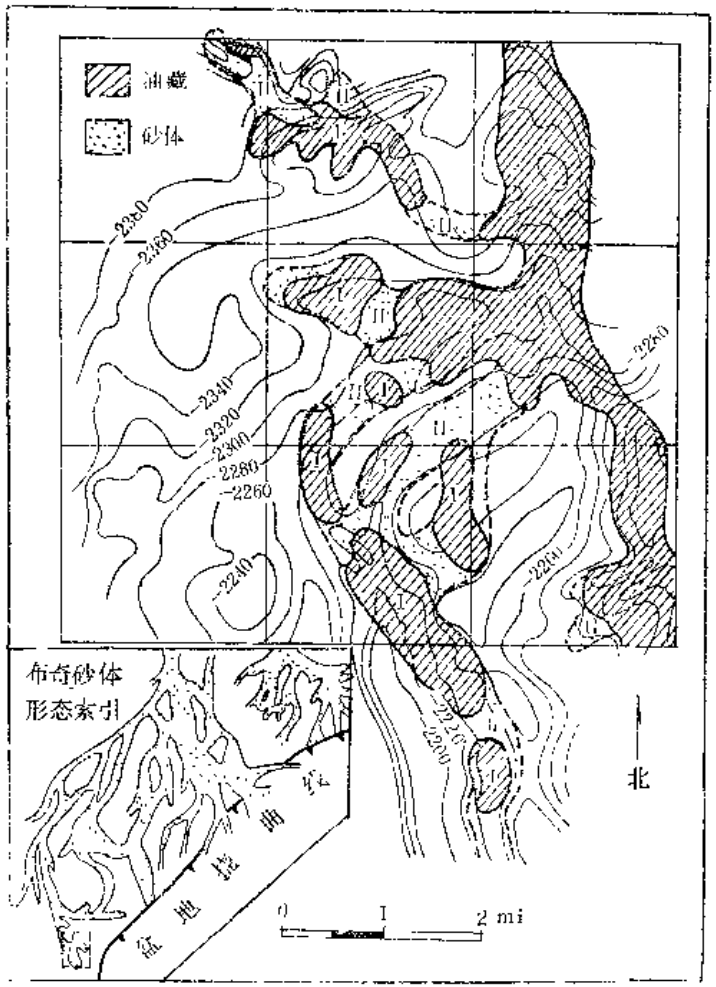


图 5—22　T8N，R7N区的布奇砂岩顶面构造图及油藏分布图
图中1mi = 1609m
（据 里斯，1972）

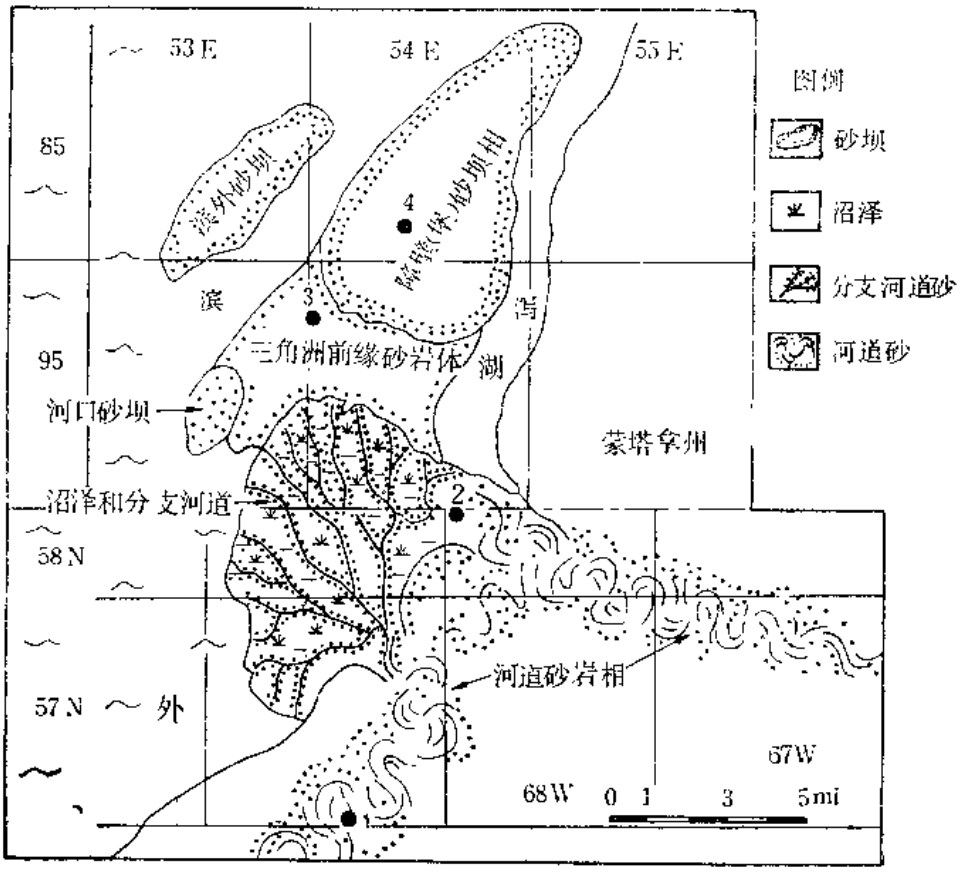


图 5—23 美国蒙塔拿州泡得河盆地钟溪油田及邻区早白垩世岩相古地理图

图中1mi = 1609m

(据 Mc Gregor and Biggs, 1968)

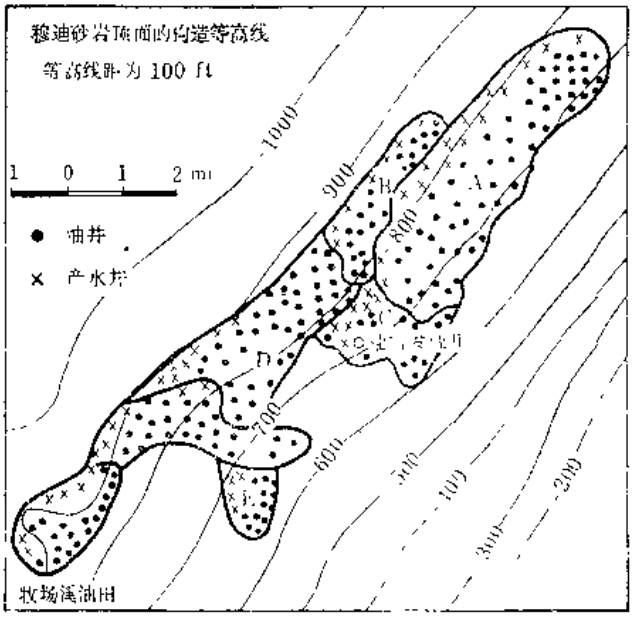


图 5—24 钟溪(包括牧场溪)油田构造图及砂岩体、油藏分布图

图中1mi = 1609m, 1ft = 0.3048m

(据 Mc Gregor和Biggs, 1968)

种溪油田穆迪砂岩中的油气藏，是由堡坝和河口坝砂岩体复合而形成的透镜型岩性油气藏的典型实例之一。

根据对油田及附近地区穆迪砂岩（主要产油层）的岩相古地理研究表明(图5—23)，穆迪砂岩为一东北—南西向的堡砂坝，厚约30m。堡坝与海岸之间有泻湖相隔。该砂坝西南为纽斯卡河的河口坝和三角洲前缘砂坝，它们是牧场溪油田的主要储集体。

图5—24是钟溪（包括牧场溪）油田构造图及砂岩体和油藏分布图。据图可知，该区为一均斜构造，油藏分布与构造没有明显关系，而完全受砂岩体分布范围控制，而且各个砂岩体都是一个独立的油气聚集单位，都有各自的油水边界。

4．与岸带附近砂岩体有关的透镜型岩性油气藏。

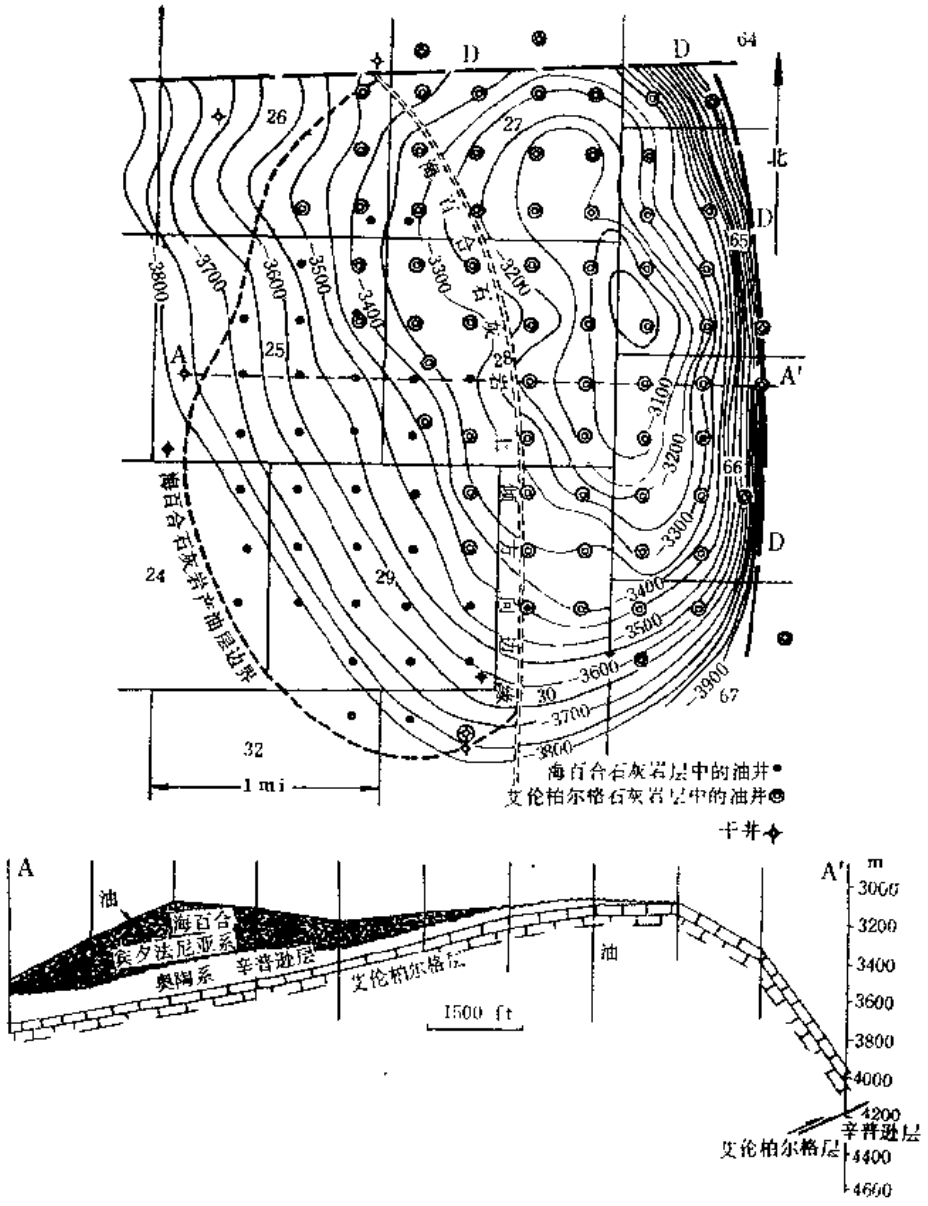


图 5—25 托德油田艾伦伯格灰岩顶面构造图及"海百合灰岩"油藏分布和油田剖面图

图中1mi = 1609m，1ft = 0.3048m

(据 Imbt，1950)

岸带附近是砂岩体较富集的地带，类型多、分布广。除前面已论述的三角洲砂岩体和堡砂坝中的透镜型岩性油气藏外，常见的还有沿岸砂坝砂岩体，定向谷砂岩体等。

沿岸砂坝砂岩体及其中油气藏在分布上大致与岸线呈平行展布。不同层位（时代）中的砂岩体和油气藏的趋向带，随岸线的变迁而改变其位置。美国堪萨斯州格林乌德县契洛基期的鞋带状岸外坝中的透镜型岩性油气藏（图4—15），就是典型实例之一。

透镜型岩性油气藏的储集体也可以由碳酸盐岩——鲕状、粒屑生物灰岩等组成。美国得克萨斯州克罗开特县托德穹窿西翼的高产“海百合灰岩”透镜型油藏（图5—25）就是典型的实例之一。

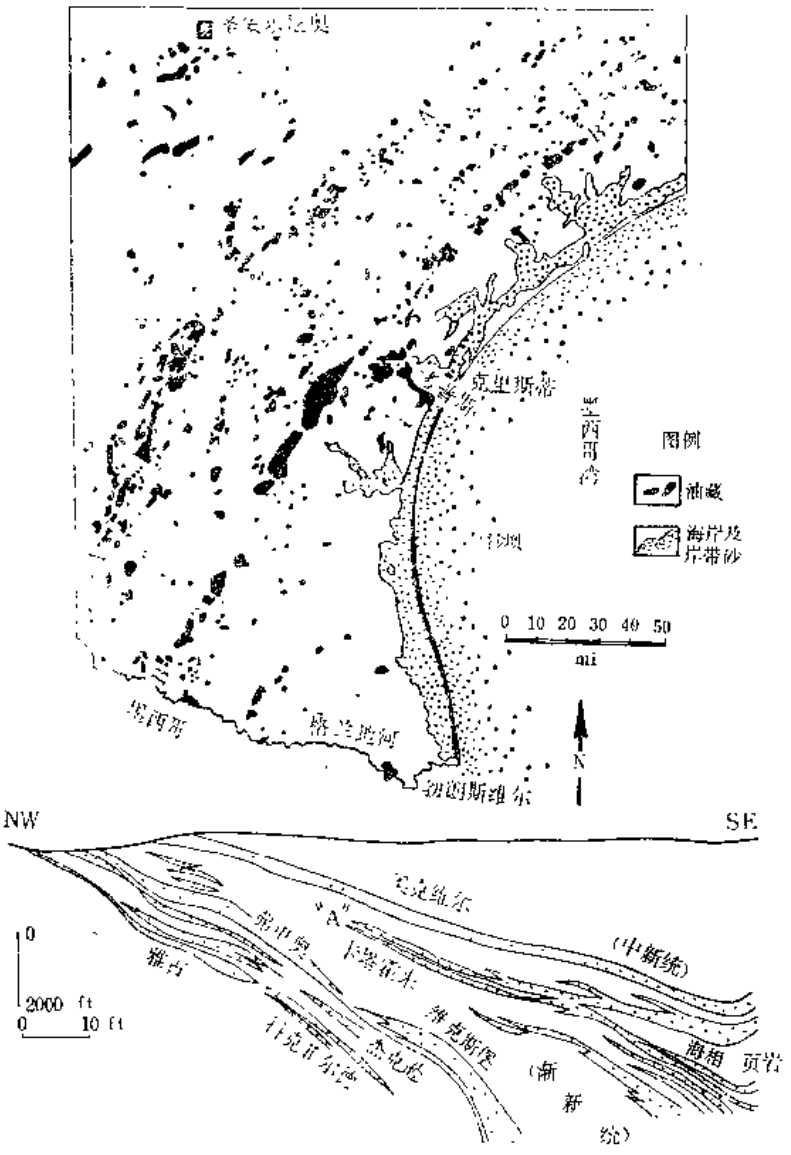


图 5—26 得克萨斯南部墨西哥湾沿岸雅古·杰克逊砂岩（始新统AA′）和弗里奥·维克斯堡砂（渐新统BB′）上倾尖灭储油圈闭和油气藏分布图及剖面图

图中1mi = 1609m

（据 Dussen and Owen，1939）

（二）上倾尖灭型岩性油气藏

上倾尖灭型油气藏的储集层是由碎屑岩或碳酸盐岩组成的。

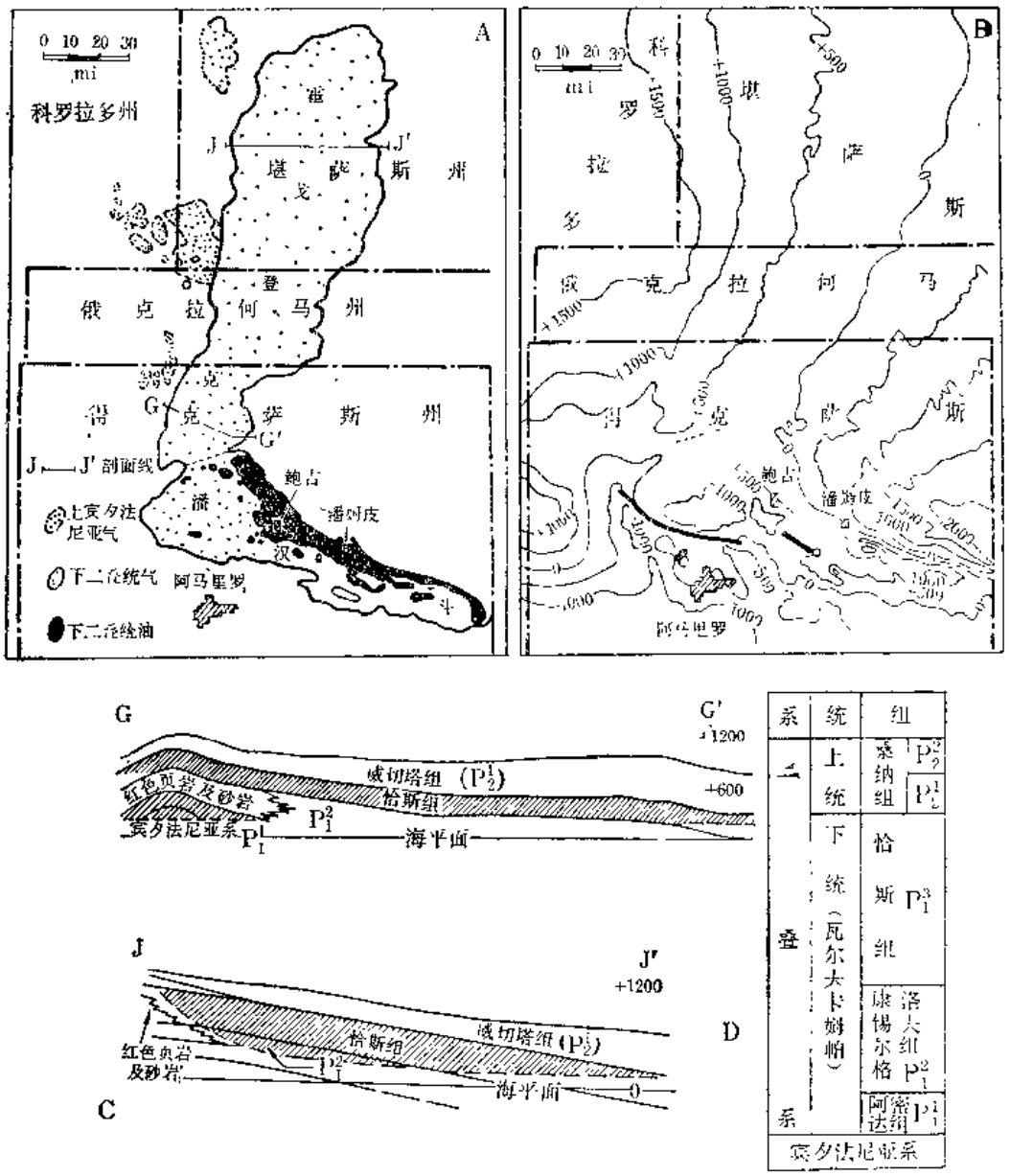


图5—27　霍戈登气田综合图

（据 Pippin，1970）

上右，霍戈登—潘汉斗气油田瓦尔夫卡姆帕顶面构造图；上左，霍戈登—潘汉斗气油田油气分布图；下右，霍戈登气田地层简表；下左，霍戈登气田剖面图

在古岸带附近广泛发育着碎屑岩向岸方向的上倾尖灭型岩性圈闭和油气藏。美国得克萨斯州南部墨西哥湾沿岸地区始新统雅古·杰克逊砂岩和渐新统弗里奥·维克斯堡砂岩中的油气藏，就是典型实例之一（图5—26）。这里许多油气藏的位置，都是由渗透性砂岩向上倾方向变为非渗透性岩层的尖灭线所限定的。由于岸线附近常形成与岩性尖灭线有关的呈带状分布的油气藏，故常把这类油气藏带称作海滨线油气藏带。

在碳酸盐岩中同样也存在上倾尖灭型岩性油气藏。美国霍戈登气田（图5—27）就是这类油气藏的典型实例之一。它占有堪萨斯州的九个县及俄克拉荷马州的一部分，向南直到得克萨斯州北部，南北延伸约240～260km，东西宽约50～80km，含气面积达 15500km²，是世界上最大的气田之一。

霍戈登气田为单斜构造。产层为下二叠统多孔鲕状石灰岩和白云岩，自东向西多孔碳酸盐岩逐渐减少，泥质含量增加，最后被红色砂泥岩所代替。多孔碳酸盐岩在西侧上倾方向被非渗透性红色砂泥岩封闭，形成上倾尖灭型岩性圈闭和气藏。在红色砂泥岩发育区不产气。

（三）与白云岩化和溶蚀作用有关的岩性油气藏

成岩和后生作用形成的岩性圈闭和油气藏，以碳酸盐岩中与白云岩化和溶蚀作用有关的油气藏最为重要。这类圈闭和油气藏的孔隙—渗透体都呈不规则的透镜型。

俄亥俄州及印第安纳州的利马—印第安纳油田的特伦顿灰岩（中奥陶统）中的圈闭和油气藏（图5—28）就是存在于区域白云岩化带的孔隙—渗透体中。

该油田横跨辛辛那提隆起和芬德莱隆起，长达257km，最宽处约64km。该带上分布一系列由溶蚀和白云岩化作用所造成的孔隙体。油气藏的上倾方向和周缘都是由白云岩化界限所确定的。具有良好孔隙—渗透性的白云岩集中于不整合面下的特伦顿灰岩上部6～9m范围内，局部可向下延伸到18～30m。白云岩中除白云岩化孔隙外，还有大量溶蚀孔洞。在整个油田范围内，所有油气藏几乎都是连续的，油气丰富程度主要取决于白云岩化和溶蚀作用造成的孔隙—渗透性储集体的大小及孔隙渗透性。

该油田的特伦顿灰岩之上为上奥陶统页岩所覆盖，封闭条件良好。

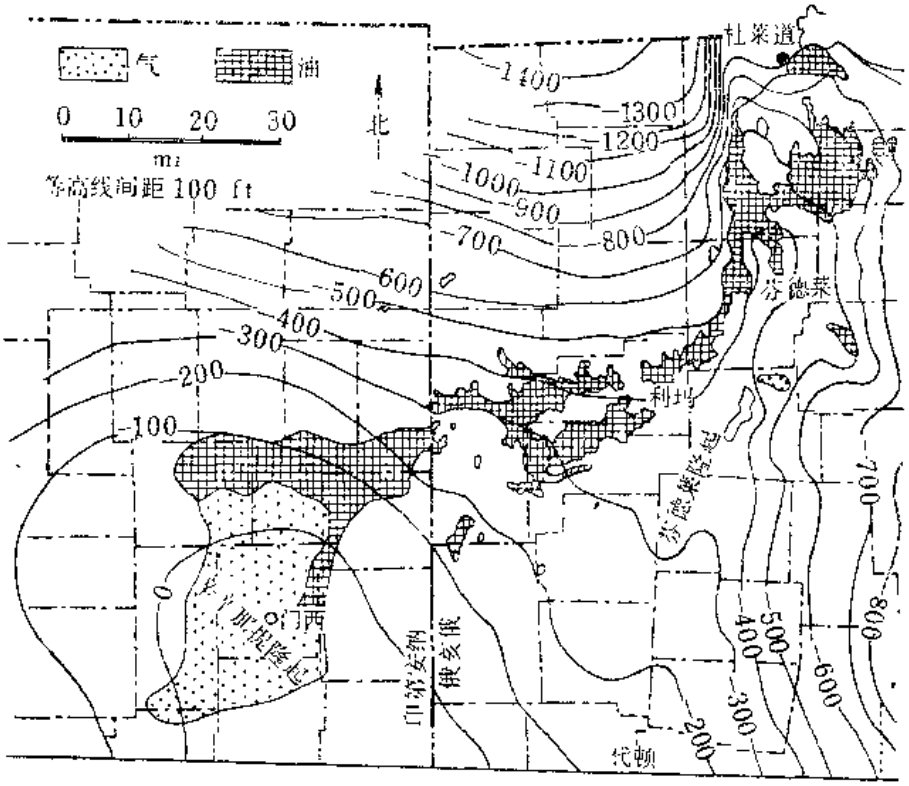


图 5—28 俄亥俄—印第安纳州利马—印第安纳油田构造及油气分布图

图中1mi = 1609m，1ft = 0.3048m

（据 J.E.Carman and Stout，1934）

白云岩化和溶蚀作用也可以仅限于局部。形成局部与白云岩化和溶蚀作用有关的岩性圈闭和油气藏。美国密西根州阿伦纳斯县深河油田便是一例。

二、不 整 合 油 气 藏

不整合圈闭，是指储集层上倾方向直接与不整合面相切被封闭所造成的圈闭，如图5—29，B、C、D所示。在这类圈闭中形成的油气藏，称不整合油气藏。在不整合圈闭中，不整合对圈闭形成起主导作用，但通常必须与其它构造因素（如褶曲、单斜等）或岩性因素结合在一起。不整合圈闭的闭合区，同样是由不整合遮挡和储集层顶面的构造等高线所构成的闭合区。

对于那些储集层在不整合面之上或之下，但没有与不整合面相切，由其它因素形成的圈闭和油气藏，均不属于不整合圈闭和油气藏。在有些油气藏中，虽有不整合，它对油气藏形成也起一定的，但不是决定性的作用，如礁型油气藏，也不属于不整合油气藏。

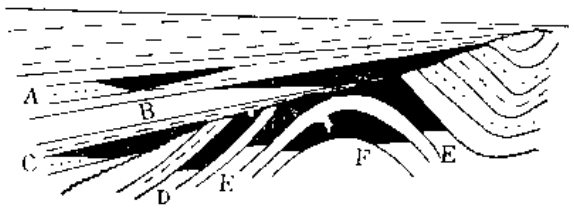


图 5—29 不整合圈闭和油气藏，及其与非不整合圈闭和油气藏之间区别的示意图

根据储集层与不整合面的关系，可以将不整合圈闭和油气藏分为两类，即不整合面上的不整合圈闭和油气藏与不整合面下的不整合圈闭和油气藏。

（一）不整合面上的不整合油气藏

不整合面上的不整合油气藏，就其实质而言，都是支撑砂岩层圈闭中的油气藏。在其中不整合总是从下面与储集层上倾方向相切，并对储集层上倾方向起支撑和封闭作用，储集层的下倾方向则为水体，或与非渗透岩层一起联合封闭，形成闭合区。G. 里登豪斯（1972）认为：支撑砂岩层的不整合面可以是湖崖或海岸崖、河谷的一侧、孤立的小丘和侵蚀的构造隆起；并建议分别称之为：湖崖或海岸崖圈闭、谷侧圈闭、丘翼圈闭和构造翼部圈闭（图5—30，A、B、C、D）。

在这一类油气藏中，委内瑞拉东部马图林盆地的夸仑夸尔油田是少有的不整合面上的大油田之一。

该油田（图5—31）的主要生产层为上新统陆相夸仑夸尔组，不整合于中新统和下第三系之上，自上而下可分八个砂岩层组，产油层平均厚63m，最大可达233m。

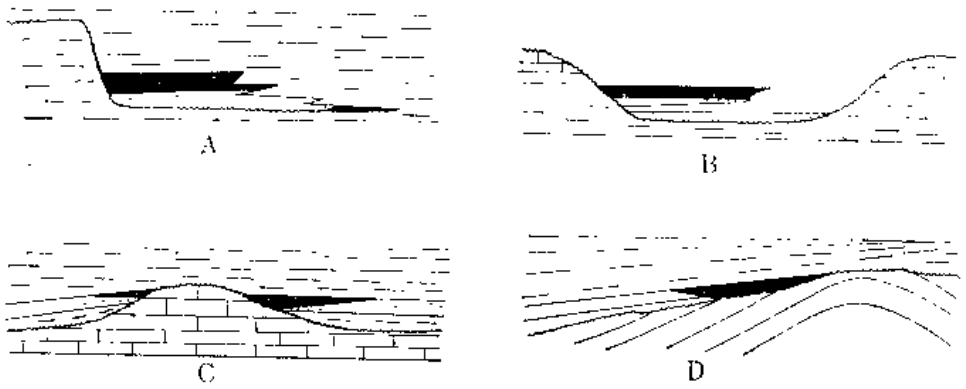


图 5—30 与支撑砂岩有关的不整合圈闭和油气藏类型
（据 里登豪斯，1972）

油田内以不整合面上的支撑砂岩所形成的不整合面上油气藏为主，此外，还有岩性尖灭、沥青封闭等多种类型的油气藏。有些砂岩层同时受多种因素所控制，具有复合油气藏的特点。

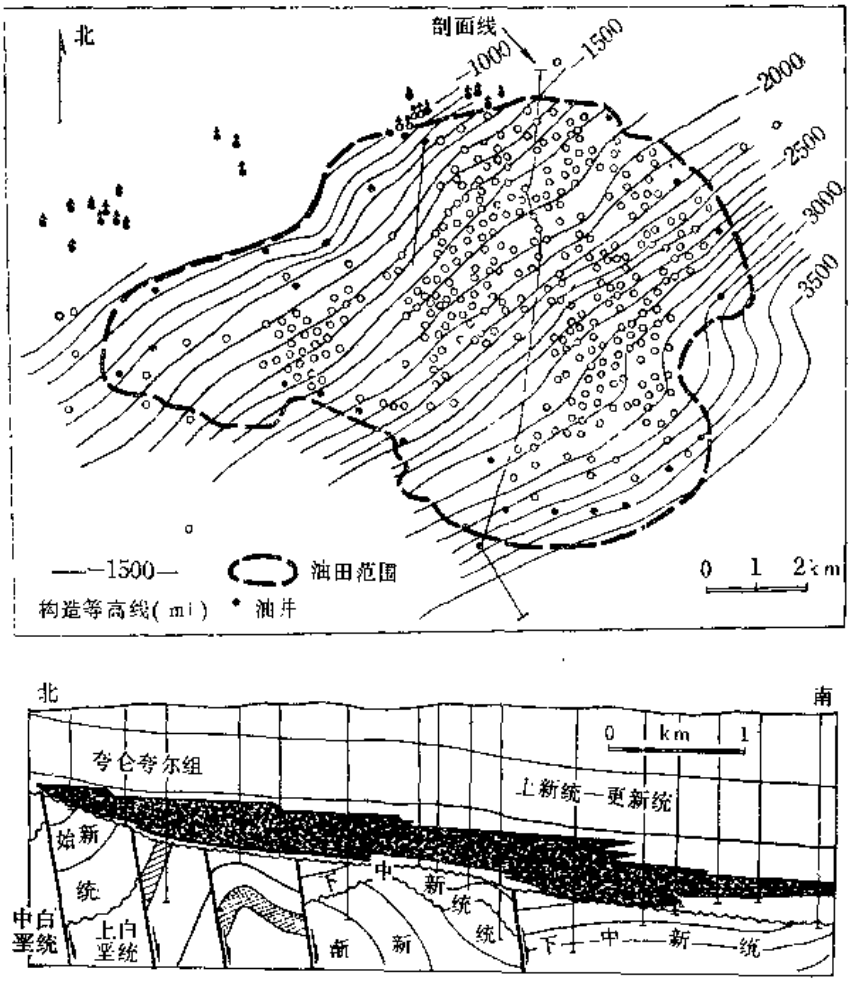


图 5—31 委内瑞拉东部马图林盆地夸仑夸尔油田构造图（上）及剖面图

（据 Borger等，1952）

产油的夸里夸尔组砂岩（带阴影部分）支撑在不整合面上；

图中1mi = 1609m

（二）不整合面下的不整合油气藏

它是不整合油气藏的主体。储集层可以由碎屑岩、碳酸盐岩等沉积岩层组成，也可以由变质的结晶基岩所组成。无论那一类储集层都受强度不等的褶皱、断裂以及侵蚀作用所改造，从而形成不同的内幕构造和古地貌特征。

里登豪斯（1972）根据不整合面的古地貌特征——成熟程度，将不整合下的不整合圈闭分为青年、壮年和老年期地层圈闭。

青年期不整合圈闭包括“谷翼”和“谷肩”圈闭（图5—32，$\text{I}_{A,B}$）。

壮年期不整合圈闭可以存在于古地貌突起（或潜山）的“脊部”、“斜坡”、“悬崖”（或陡坡），也可以存在于“低地”或“谷地”中。在它们之中所形成的圈闭和油气藏分别称之为“脊部”、“斜坡”、“悬崖”和“谷地”圈闭和油气藏（图5—32，Ⅱ）。

老年期地形起伏微弱，其中形成的圈闭和油气藏称之为“削平的”圈闭和油气藏。

一般来说，青年期地层圈闭和成年期的“斜坡”和“谷地”圈闭和油气藏具有较大的隐蔽性，较难发现；潜山，特别是大型的潜山圈闭和油气藏较易于发现和勘探，也是最重要的不整合油气藏。老年期的削平圈闭和油气藏可以是大型低平隆起的块状油气藏，也可

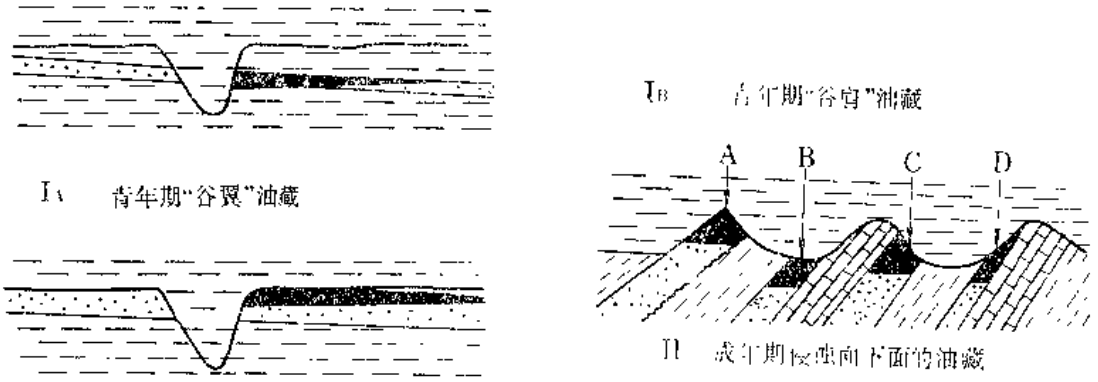


图 5—32　不整合面下青年期和壮年期的不整合圈闭和油气藏示意图
（据 里登豪斯，1972）

以是在区域性隆起背景上形成若干断续分布的油气藏，特别是碳酸盐岩发育区的削平油气藏。

潜山型的油气藏，按储集层的岩类可分为三大类：碎屑岩、碳酸盐岩和结晶基岩。

由碎屑岩组成的潜山型大油田以阿尔及利亚的哈西·迈萨乌德复背斜上的哈西·迈萨乌德大油田、埃尔加西—埃尔阿格莱布、埃尔劳得—巴久尔等油田(图5—33和图 5—34)、澳大利亚的哈利布特大油田、利比亚的萨里尔大油田等最为著名。

哈西·迈萨乌德油田的主要储集层为寒武—奥陶系砂岩，在油田范围内为一秃顶背斜，志留系及其上的古生代地层均缺失，巨厚的三叠系盐膏层直接不整合覆于其上，形成良好的封闭条件。生油层为志留系暗色页岩，分布在油田的围翼。

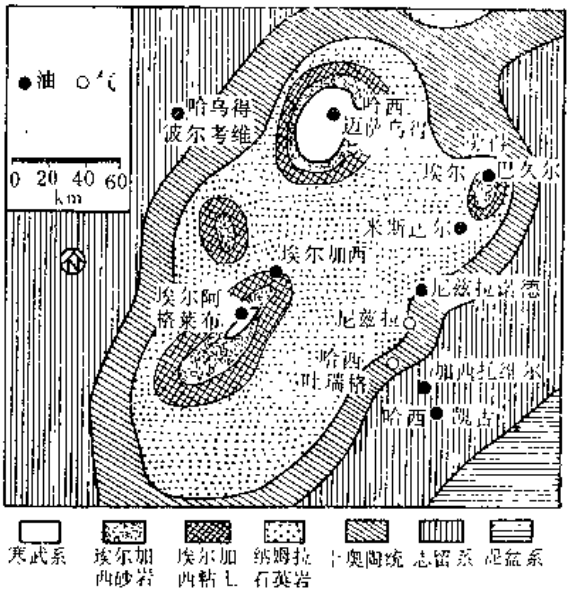


图 5—33　阿尔及利亚哈西·迈萨乌德复背斜古生界地下露头及油气田分布示意图
（据 Balducchi and Pommier，1970）

以碳酸盐岩或以碳酸盐岩为主的潜山油气藏，国内外都有许多典型实例。现以任邱油田为例（图5—35）。

任邱潜山油气田位于冀中的饶阳凹陷和坝县凹陷之间。潜山的核心是由震旦系雾迷山组硅质白云岩组成，围翼为震旦系铁岭组和寒武系府君山组碳酸盐岩组成。潜山被一系列北北东和北东东向断层所切，为一半背斜的断块山。该断块山自奥陶纪晚期上升受侵蚀，中石炭世到二叠纪接受沉积，中生代褶皱隆起直到早第三纪前一直受侵蚀，使得构成潜山断块

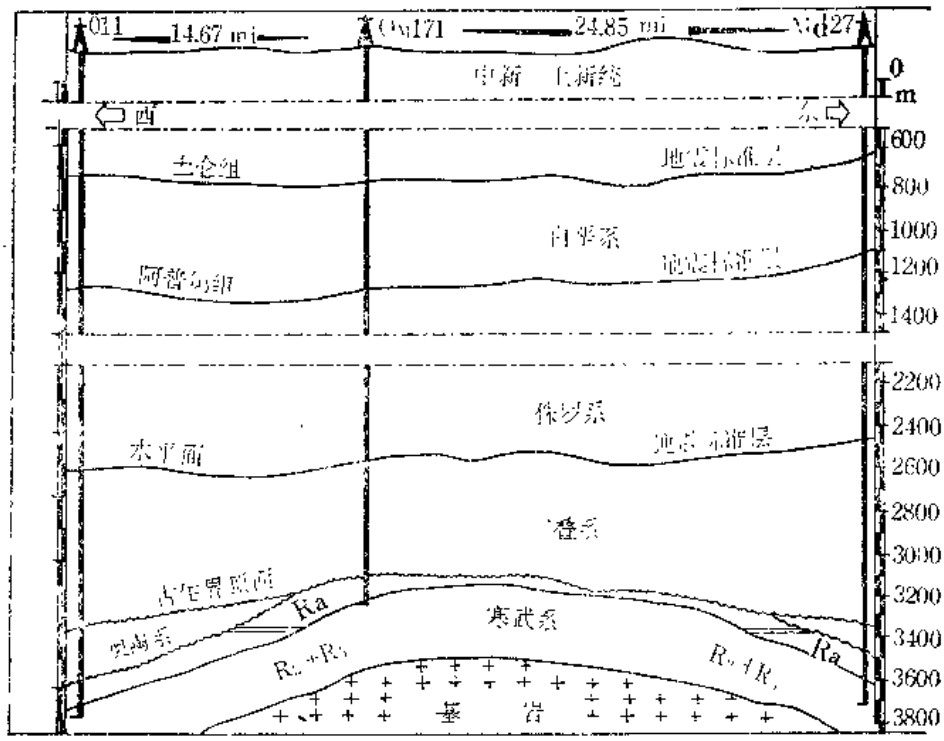


图 5—34 哈西·迈萨乌德油田东西向横剖面图

(据 Balducchi and Pommier,1970)

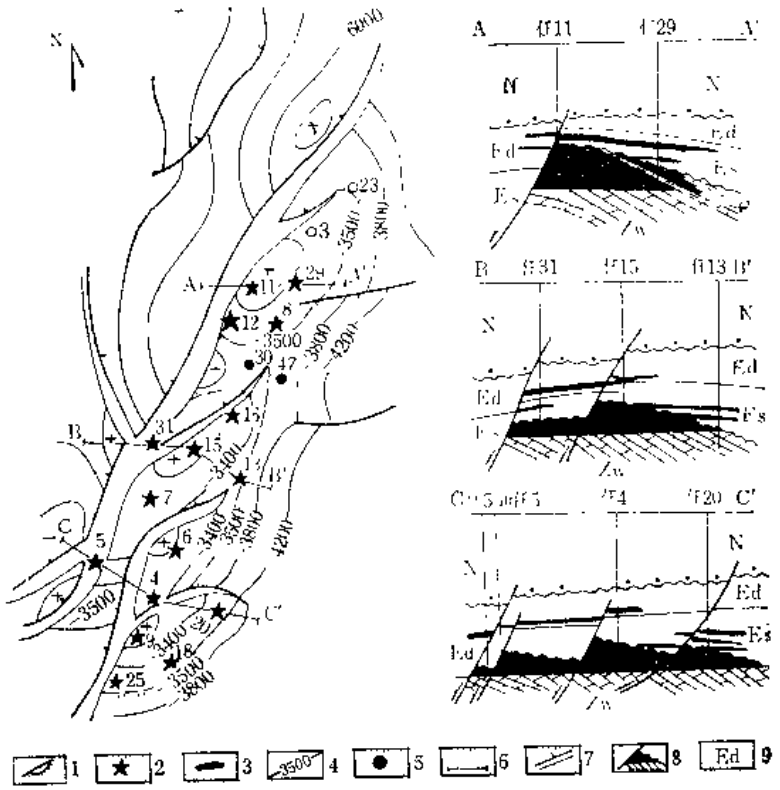


图 5—35 任邱油田潜山等高线及油田剖面图

(据 华北石油会战指挥部，1978)

1—含油范围；2—高产井；3—第三系油藏；4—潜山侵蚀面等高线；5—见水井；6—剖面线；7—断层；8—潜山油藏；9—东营组

的震旦—寒武系碳酸盐岩中发育极佳的孔、洞、缝，形成巨厚的块状储集体。自早第三系以来，该断块山被埋，其上和周围沉积了巨厚的早第三纪沉积。其中沙四段到沙二段发育富含有机质的良好生油岩，它不仅为潜山巨大储集体提供丰富的油源，而且又是良好的盖层，为形成巨大油田创造了良好的条件。

结晶基岩组成的潜山型油气藏，特称为基岩油气藏。近二十年来，对基岩油气藏的研究和勘探颇为重视。关于基岩油藏，兰德斯（K. K. Landes, 1959—1969）和潘钟祥教授（1982）的论文均做了十分系统的论述。

按照兰德斯（1960）的意见，所谓基岩油藏是指石油储集于沉积岩基底结晶岩系（变质岩和岩浆岩）中的油藏。基岩油藏与上覆沉积岩层中油藏的区别，在于生油层不会存在于储集岩之下。基岩油藏中的石油可以有三种来源：（1）上覆生油岩；（2）基岩旁侧较低部位的生油岩；（3）基岩旁侧较低部位的油气藏因倾斜或超载而向上倾方向溢出，进而运移到基岩中去。总之，基岩油藏中的石油来自不整合面之上沉积岩系生油层，而以不整合面或断层为油气运移的主要通道。

基岩储集层以裂缝性为主，部分为基岩周围的残积砂。构造运动和风化作用是产生裂缝的主要营力。裂缝储集层的发育与构造运动强度、风化作用时间的长短和基岩本身的特征有关。

基岩油藏的盖层可以是由沉积岩层底部的直接复于基岩之上的非渗透性岩层组成；也可以由沉积岩层稍高部位的非渗透性岩层组成。在后一种情况下，沉积岩底部的渗透性岩层与下覆基岩一起，组成统一的含油带。

由于不同地区、不同构造背景的基岩具有不同的时代，因此，基岩油藏的储集层就有不同的时代：前寒武系的、古生界的、甚至是中生界的。

前寒武系基岩油藏，国内外都有发现。美国堪萨斯州中央隆起上的一系列油田如克拉夫特·普鲁萨和利比亚奥季拉油田，都是这类油藏的著名实例。我国下辽河拗陷的兴隆台油田亦有前寒武系基岩油藏。

古生界基岩油藏以我国酒西盆地鸭儿峡油田和委内瑞拉的拉巴斯—马拉油田的基岩油

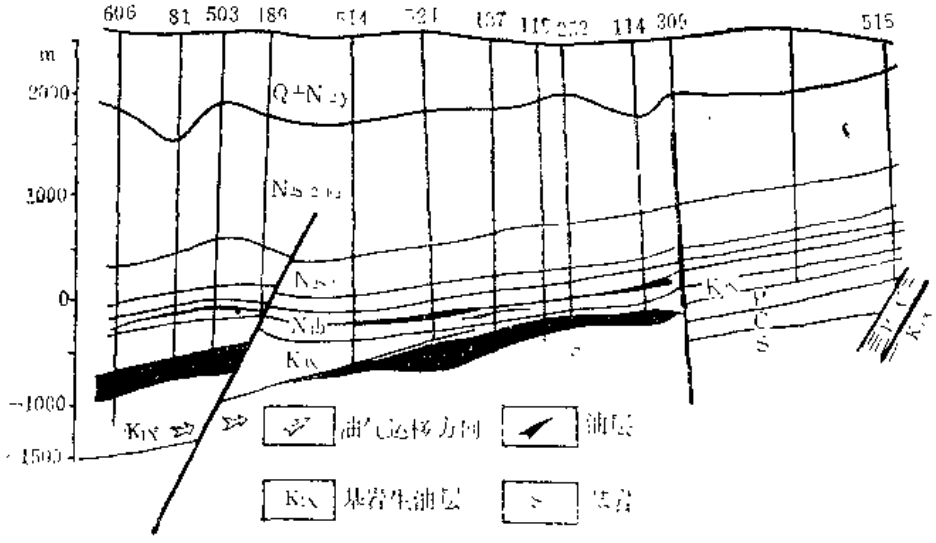


图 5—36　鸭儿峡油田基岩油藏及其形成示意剖面图

（据 谢恭俭，1981）

藏为代表。鸭儿峡油田的基岩油藏及其形成条件，如图5—36所示。

中生界基岩油藏在美国加利福尼亚州南部的几个山间盆地比较多。那里至少有五个油田中发现中生界基岩油藏。除圣马利亚油田基岩油藏的储集层为裂缝性轻变质砂岩外，其它均为裂缝性片岩。

基岩油藏储集层的发育情况，对油气分布有着重要的影响。残积砂一般仅分布在潜山的围翼或斜坡上，与残积砂有关的基岩油藏仅分布于潜山的坡上。在潜脊上因缺失残积砂而不产油气。对于裂缝性基岩油藏来说，油气分布主要取决于组成基岩的裂缝发育而定，潜脊基岩裂缝发育时，一般油气聚集于潜脊。当潜脊裂缝不发育时，也可能聚集于坡上或其它裂缝发育的地带。一般来说，基岩暴露的时间愈长，储集性也愈好。

三、礁 型 油 气 藏

（一）礁型圈闭形成机理及礁型油气藏的特征

礁型圈闭是指礁组合中具有良好孔隙—渗透性的储集岩体被周围非渗透性岩层和下覆水体联合封闭而形成的圈闭。礁型圈闭的形态与礁组合中储集体的形态有关。

礁组合的不同相带的储集性是各不相同的，其中以礁核带和礁前塌积砾岩带的储集性最为良好。

礁核部分是生物礁的主体。在适宜的条件下生长的速度快，造成的储集块体厚度大、储集性能好。礁核的储集性取决于原生的造礁生物的骨架孔隙、碎屑的粒间孔隙和大量的次生孔隙。礁体生长过程中多次露出水面，受到侵蚀、溶蚀以及后来构造运动的改造作用，极大地改善了礁储集体的储集性。

礁前塌积砾岩带水体能量高，生物骨架砂的粒间具良好孔隙—渗透性，加上次生的溶蚀和白云岩化作用较强烈，常形成极佳的礁型储集体。

世界上礁型油气藏以储量大、产量高著称。到目前的统计，日产量曾达万吨以上的十口高产井中，有四口来自礁型油气藏。

礁型圈闭的盖层是多种多样的。礁上方可以是膏盐层，如基尔库克油田主力油层（主要石灰岩）的盖层为下法尔斯组膏盐层，美国二叠纪盆地戈达路普统礁灰岩的盖层为奥恰组膏盐层，苏联前乌拉尔拗陷二叠纪阿丁斯克组礁灰岩的盖层为孔谷组膏盐层……等；也可以是致密的灰岩和泥灰岩（如利比亚英蒂萨“A”和“D”等）或泥质岩（如黄金巷带埃尔阿布拉礁之上为始一渐新统页岩）。

礁后常被泻湖相白云岩、蒸发岩所围绕，而礁前则被盆地相泥晶灰岩或泥灰岩、泥页岩所围绕。

（二）礁型油气藏的典型实例

1．雨虹尖柱礁型油气藏

雨虹区是加拿大阿尔伯达盆地中雨虹组（中泥盆统）礁分布较集中的地区，到1970年为止，已发现礁型油气藏72个。油气藏分布情况及主要油气藏的参数，如图5—37及表5—2所示。

礁生长的基础为下开格河段黑色含粘土质的沥青质泥晶灰岩和白云岩。上开格河段为黑—浅棕色碳酸盐岩，含珊瑚、叠层石和腕足类化石，局部珊瑚和叠层石富集造成具抗浪结构的环礁和尖柱礁，开始了礁的发育时期。礁的主要生长期是莫斯开格期。向东南方向，

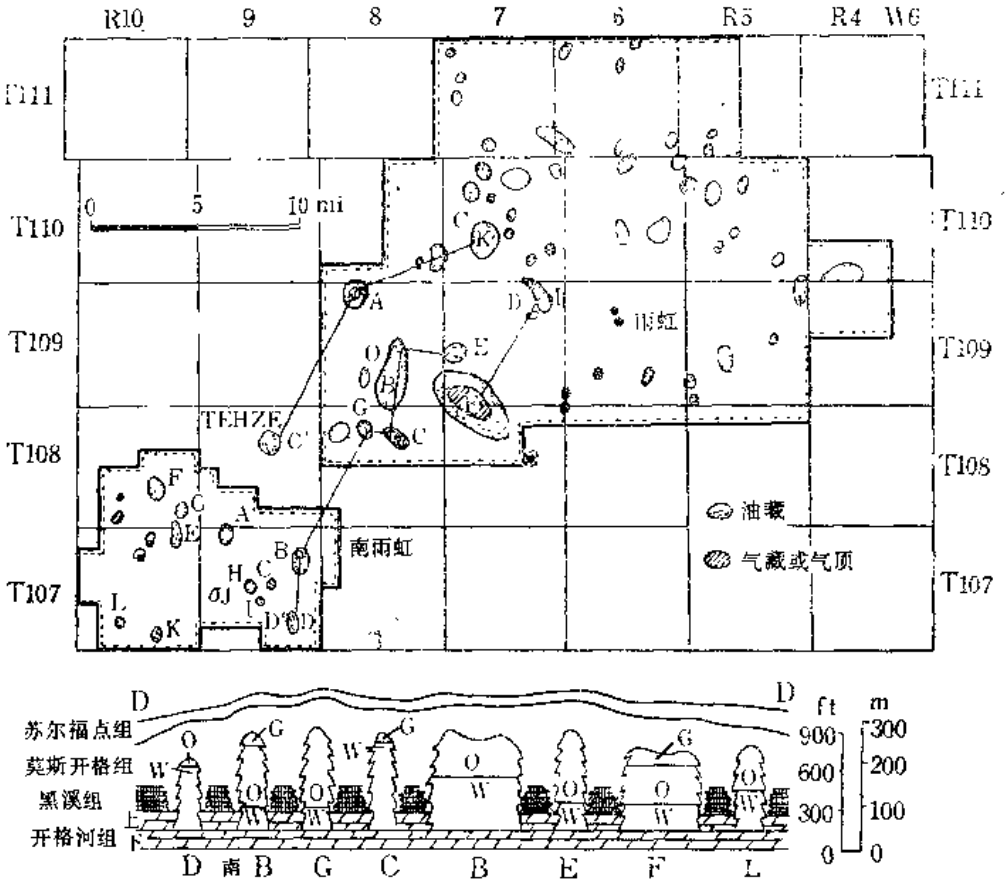


图 5—37 雨虹区“雨虹组”礁型油气藏分布图及D—D′线剖面示意图

(据 Barss等，1970)

图中1mi = 1609mi

表 5—2 雨虹区“雨虹组”油藏的储集特征及储量参数

参数 \ 油藏	D	南 B	G	C	B	E	F	L
礁厚度 (ft)	551	753	806	760	786	800	649	695
油柱高 (ft)	90	579	615	41	360	554	431	316
面 积 (英亩)	400	550			3540		4815	
平均渗透率(md)	64	104	565		306	405	223	308
平均孔隙率 (%)	3.2	6.2	10.6		7.2	13.2	4.6	4.5
储量 (百万桶)	3.5	43.2	16.0		274.0	36.0	218.0	445.0

注：表中1ft = 0.3048m，1md = $987 \times 10^{-6}\mu m^2$

1英亩 = $4047m^2$，1桶≈0.139 t

(据 Barss 等，1970)

莫斯开格期则以蒸发岩相为主（下部为黑溪含盐段；上部为硬石膏和白云岩），向西北则变为克劳顶岩沉积。在莫斯开格末期，礁的生长已基本结束。礁上方为硬石膏及白云岩组成的蒸发岩所覆。莫斯开格组之上为萨尔福—帕因特组碳酸盐岩沉积。

关于雨虹尖柱礁的生长，兰顿和钦氏（Langton and Chin,1968）根据动物化石和岩性的详细研究，分为四个发展时期（阶段）(图5—38)：（1）早期深滩；（2）滩转变为生

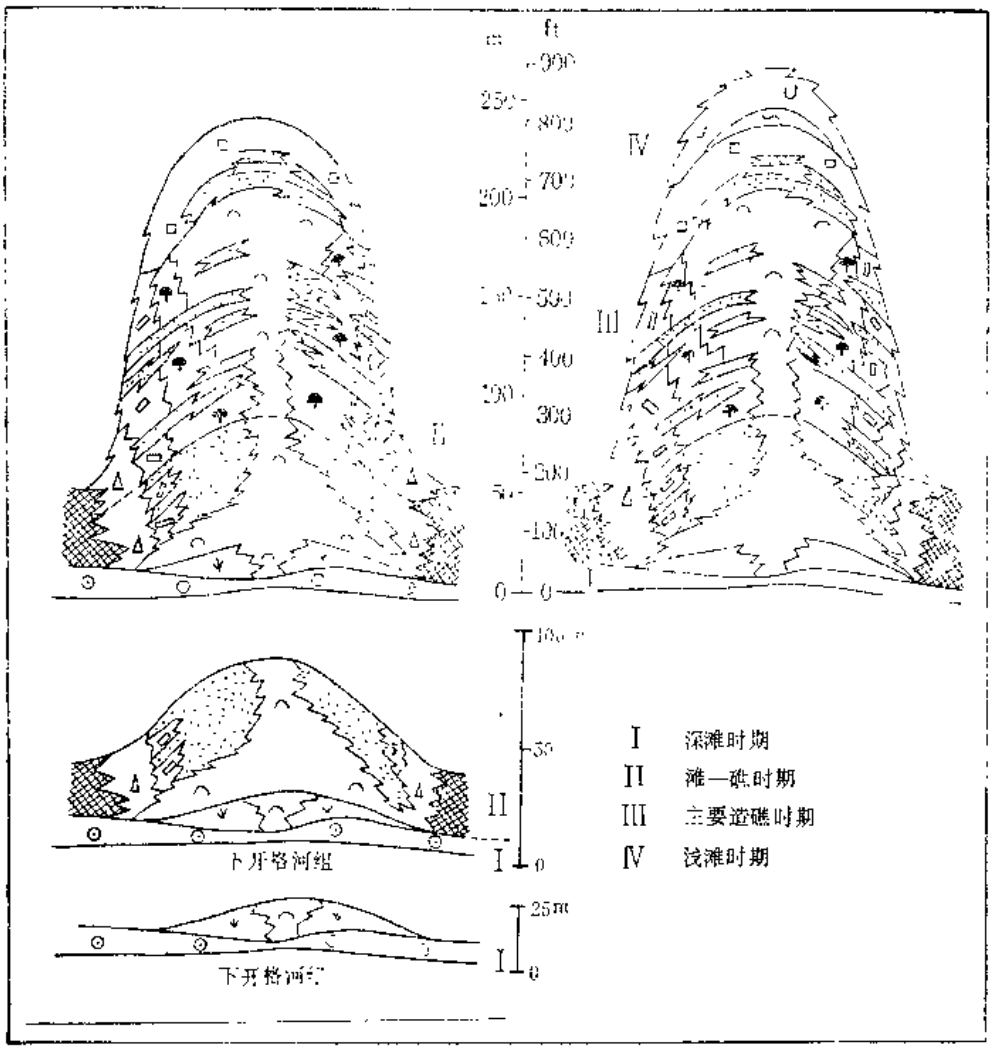


图 5—38 雨虹区“A”油藏尖柱礁发展阶段图
（据 Langton and Chin,1968）

物滩；（3）生物礁；（4）浅滩。

2．墨西哥黄金巷环礁带和扎波里卡礁型油气田（图5—39）

黄金巷环礁带和扎波里卡礁带是墨西哥七十年代以前的主要产油区。

黄金巷环礁带位于墨西哥城东北的坦皮科湾沿岸到墨西哥湾海上，包括：（1）老黄金巷带；（2）新黄金巷带；（3）海上黄金巷带。整个环礁带呈椭圆形，长轴为北西—南东向，长约 150km，短轴为北东—南西向，宽约 60～70km，陆上分支向西凸出呈弓背形，长约180km，油田宽度约2km左右。

到1968年，据不完全统计已在环礁带发现70多个油气田（陆上50多个，海上20多个），累计产油量已达1.7×10^8t，仅次于雷佛尔玛（墨西哥南部）和扎波里卡区。黄金巷以拥有三口万吨井（最高日产量）和最高石油初产量（约3.7×10^4t/d）而闻名于世。

黄金巷带的主要产油层为埃尔·阿布拉（中白垩统）的礁灰岩，最大厚度为1467m。阿布拉礁自早白垩世的阿普第阶开始生长，主要生长期为中白垩世。礁核的造礁生物以厚壳蛤类为主，并混有其它瓣鳃类及腹足类、珊瑚等化石，由灰质胶结而成，称塔尼纳尔（Taninul）相；礁前为礁麓砾岩相；礁后为泻湖相。

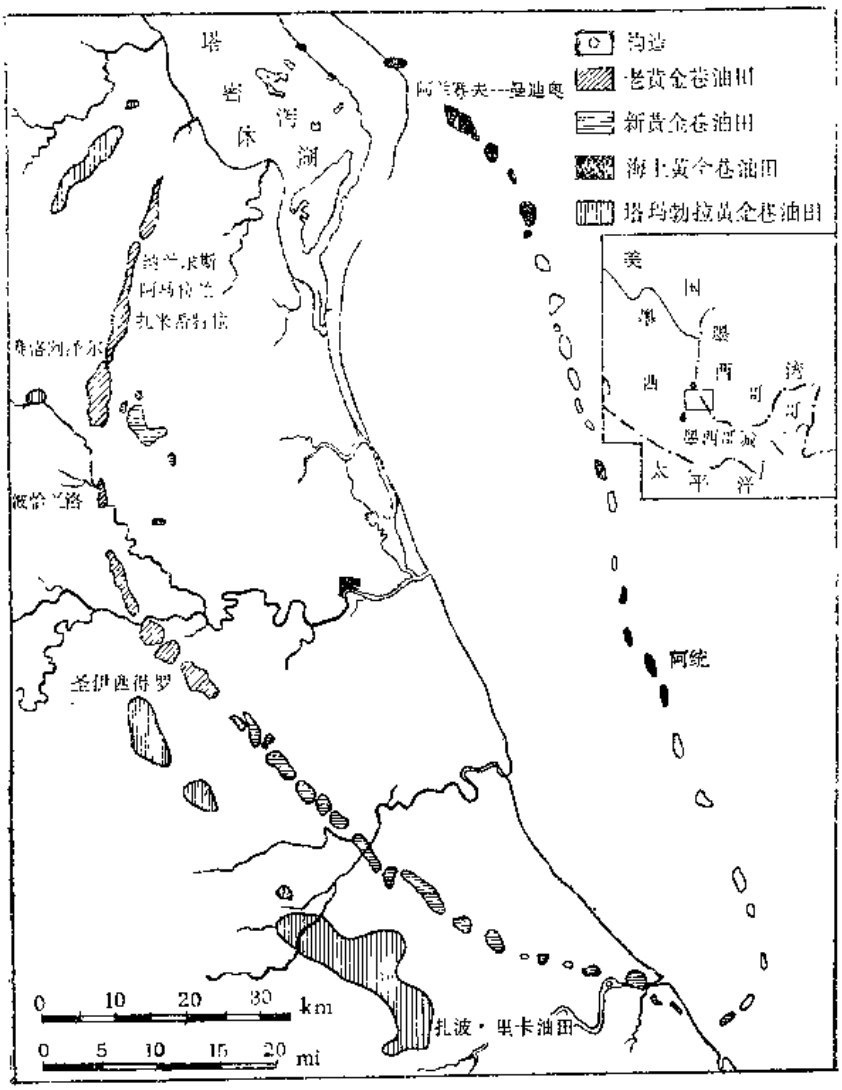


图 5—39 黄金巷带及扎波里卡油田分布图

(据 Viniegra and Castillo-Tejero,1970)

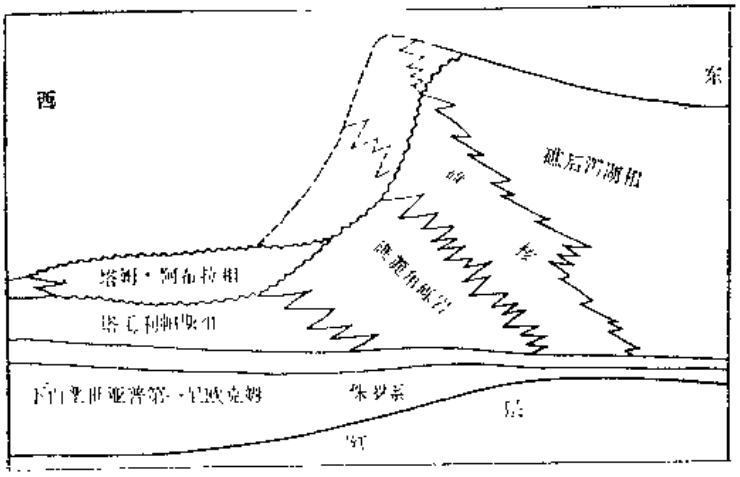


图 5—40 陆上黄金巷到扎波里卡岩相示意剖面图

(据 Viniegra and Castillo-Tejero,1970)

埃尔·阿布拉礁沉积后，环礁西侧明显抬升，普遍遭受不同程度的侵蚀作用，使礁灰岩顶部溶蚀洞穴发育，孔渗性良好。对环礁侵蚀的结果，在环礁带以西的礁麓地带形成塔姆·阿布拉组沉积。该带由孔隙—渗透性良好的礁麓砾岩和竹屑砂组成，白云岩化强烈，是由扎波里卡到莫雷利洛的主要产油层。图5—40为陆上黄金巷到扎波里卡岩相示意剖面图。

礁体之上及周围被巨厚下第三系页岩封闭形成礁型圈闭。油气来自侏罗—下第三系生油层，油源丰富，油柱高达500～600m以上。

第四节　水动力（或流体）油气藏

流体圈闭的概念，早期是由赫伯特（1940、1953）确立，兹后经科尔本姆（Hill Colburn，1961）、托斯（J. To'Th，1962—现在）等加以发展。虽然，流体圈闭的概念及其在勘探中的应用，已作了不少的研究，并在一些地区取得实际应用的经验，流体圈闭的重要性亦逐渐引起更多的注意。但是，流体圈闭至今仍不像构造、地层圈闭那样为人们所熟悉。鉴于上述情况，编者认为本书给予适当的介绍，很有必要。

一、流体圈闭的形成机制

油、气、水都是流体。在由分散状态到聚集成油气藏的过程中，必然要遵循流体力学的基本原理，即流体整个系统处于静止状态（即静水状态）时，分散状态的油气在其势达到最低值以前，一直自发地运动。在这种状态下，储集层的每一单位体积内的油气对其周围环境，都具有力学位能，并且这种势一般会因该单位的位置变动而变化。因此，这种单位将受到一种促使它从高势带移向低势带的不平衡力作用。只有当油气达到被高势带，或与非渗透性遮挡联合封闭的低势区时，就不能向外运移，并在其中聚集起来。储集层中被高势区或与非渗透性遮挡联合封闭的低势区，就是油气圈闭。

在静水条件下，储集层中任一点的势（ϕ'），可用下式表示：

$$\phi' = gZ \tag{1}$$

式中 g 为重力加速度，Z 为相当高程的水头。

在动水条件下，储集层中任一点流体的势（ϕ），可用下式表示：

$$\phi = gh = gZ + \frac{P}{\rho} \tag{2}$$

式中 h 为总压头；P 为测点压力减去海平面标准大气压；ρ 为流体密度。式中各参数的关系，如图5—41所示。

对于油势（ϕ_o）、水势（ϕ_w）来说，可分别用下列表示：

$$\phi_o = gh_o = gZ + \frac{P}{\rho_o} \tag{3}$$

$$\phi_w = gh_w = gZ + \frac{P}{\rho_w} \tag{4}$$

解（4）式代入（3）式，得

$$\phi_o = gZ + \frac{\rho_w}{\rho_o}(\phi_w - gZ)$$

$$=\frac{\phi_w}{\rho_o}\phi_w-\frac{\rho_w-\rho_o}{\rho_o}gZ \qquad (5)$$

（5）除以 g，则可得

$$h_o=\frac{\rho_w}{\rho_o}h_w-\frac{\rho_w-\rho_o}{\rho_o}Z \qquad (6)$$

设 $\frac{\rho_w}{\rho_o}h_w=u$，$\frac{\rho_w-\rho_o}{\rho_o}Z=V$，则

$$h_o=U-V \qquad (7)$$

在特定油藏内，$\frac{\rho_w}{\rho_o}$，$\frac{\rho_w-\rho_o}{\rho_o}$可以看作是常数，$h_o$仅与$h_w$和$Z$有关。在静水条件下，$h_w$为定值，$U$为一常数，$h_o$仅与$z$成反比，构造的闭合区即为低$h_o$或低位能闭合区，等$h_o$（或等势）线与等高线是平行的，油水界面呈水平状态。

这样，我们就不难理解，由储集层顶面构造等高线，或与其它遮挡封闭线构成的闭合区—构造或地层圈闭，实质上就是静水条件下的低h_o或油低势闭合区。

在流水作用下，油（气）水界线（即等势或等h_o面）将发生倾斜或弯曲。在这种情况下，h_w不再是一常数，等h_o线由$U-V$确定。当h_w顺岩层下倾方向递降时，$U-V$构成的h_o等值线，可能会形成闭合区，即闭合的低势区，或油气圈闭（图5—42）。在流水作用下，由倾斜或弯曲的高等势面与非渗透岩层联合封闭而形成的低势区，即为流体圈闭。

流水界面的倾斜度与水（压）头降落梯度、流体密度差有着密切关系（图5—43）。并可用下式表示：

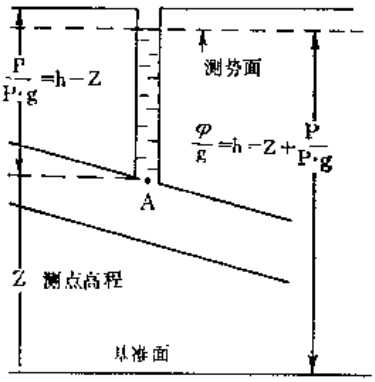


图 5—41 势、总压头、压头（$h-Z$）和压力的关系示意图

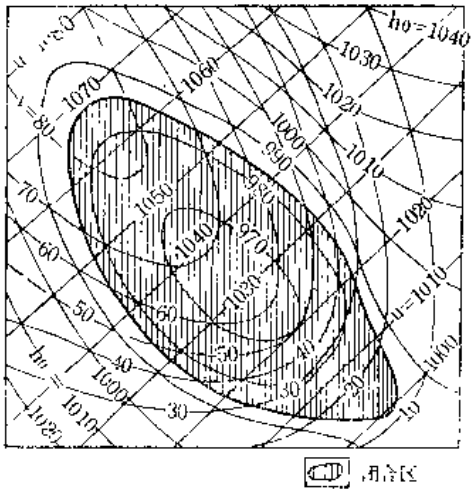


图 5—42 等h_o图
（据Hubbert,1953）
闭合的低 h_o 区即圈闭，单位为m

$$\tan\theta_{o/w}=\frac{dZ}{dl}=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}\cdot\frac{dh}{dl} \qquad (7)$$

$$dZ=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}dh,\ \text{或}\Delta Z=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}\Delta h \qquad (8)$$

式中：ΔZ为油水倾斜面两端的高程差；

$\frac{dZ}{dl}$为油水界面的坡度；

$\theta_{o/w}$ 为油水界面倾角；

Δh为水头差

$\frac{dh}{dl}$为水头梯度；

l 为油水倾斜面两端水平距离；

ρ_w、ρ_o为水和油的密度。

式中$\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}$为$\Delta Z$的放大系数，假设油的比重为0.8，水的比重为1，则 $\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}=5$。即因测势面水头降落引起的油水界面倾斜两端的高差，可达水头差的5倍。

对于气水界面的倾斜度，亦可用下式表示之：

$$\tan\theta_{g/w}=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_g}\cdot\frac{dh}{dl} \qquad (9)$$

由于$\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_g}$系数值接近1，气水界面的倾斜度与水头梯度，远小于油水界面的倾斜度。

由此可见，构造条件相同的储集层在流水作用下形成的油和气的圈闭位置是不相重合的。如果背斜构造翼部的倾角（γ）$>\theta_{o/w}$，则该背斜既是气的圈闭，又是油的圈闭，气在油上，气油界面呈水平，油水界面倾斜（图5—44，A）；当水头梯度增大，油水界面倾斜度显著增大，油、气圈闭位置错开，气仅一部分复于油上（油气界面仍呈水平），而另一部分则复于水上，油水界面和气水界面的倾斜度不一致（图5—44，B）；继续增加水头梯度时，油气圈闭的位置可以完全分开（图5—44，C）。

当水头降落使$\theta_{o/w}>\gamma$时，该背斜就不可能圈闭石油；若$\theta_{g/w}>\gamma$时，则连天然气也圈闭不住。

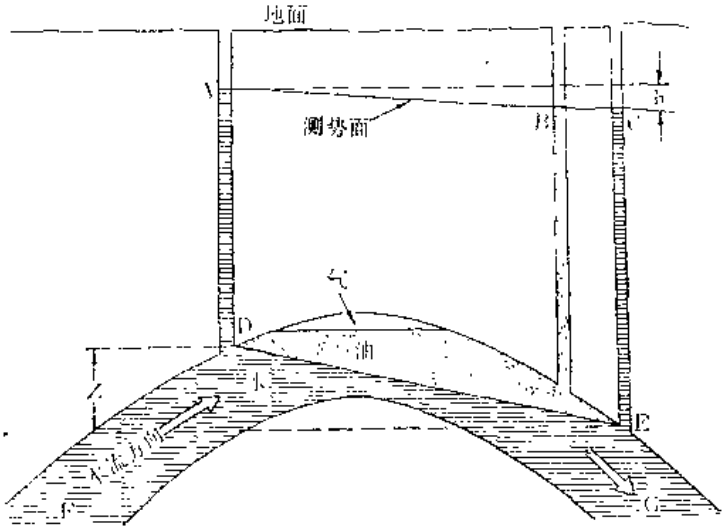


图 5—43 油水界面倾斜度与测势面坡度的关系示意图
（据 Levorsen,1954）

综上所述，建立在流体力学基础上的圈闭定义为："储集层中被高势面、非渗透性遮挡单独或联合封闭而形成的低势区"。这不仅适用于静水条件，也适用于动水条件下形成的圈闭。它更科学地从本质上表述了圈闭的形成机理。

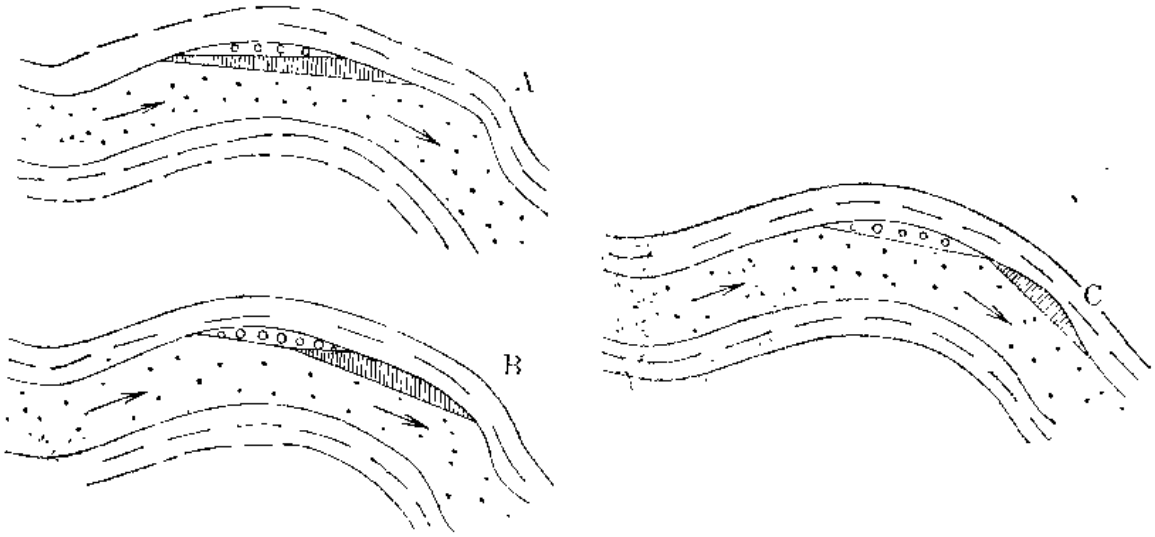


图 5—44　在动水作用下平缓背斜内油气分布情况示意图
（据 Hubbert,1953，略作修改）

二、水动力油气藏的基本类型

根据目前已有的勘探成果，与流体圈闭有关的油气藏可分为：（1）背斜型；（2）构造鼻或构造阶地型；（3）单斜型；（4）纯水动力型；（5）向斜型。

（一）背斜型流体油气藏

背斜油气藏中常可见到流水作用造成的油水界面不同程度的倾斜。当这种作用并未使油气超出背斜圈闭时，一般仍称为背斜油气藏。如果由于流水的作用，油水界面发生严重的倾斜，油气分布已超出背斜圈闭的范围，我们就称之为背斜型流体油气藏。这种油气藏的圈闭实质上是水动力与背斜的复合圈闭。美国怀俄明州的弗朗尼油藏（图5—45）就是一个典型实例。

弗朗尼油藏的储集层为特恩斯里砂岩，供水区位于背斜东北方向，供水充分，储集层流体压力自东北向西南降落，油水界面向西南倾斜，石油分布向西南翼明显偏移，其西南一侧的含油边界已远远超出背斜圈闭范围。

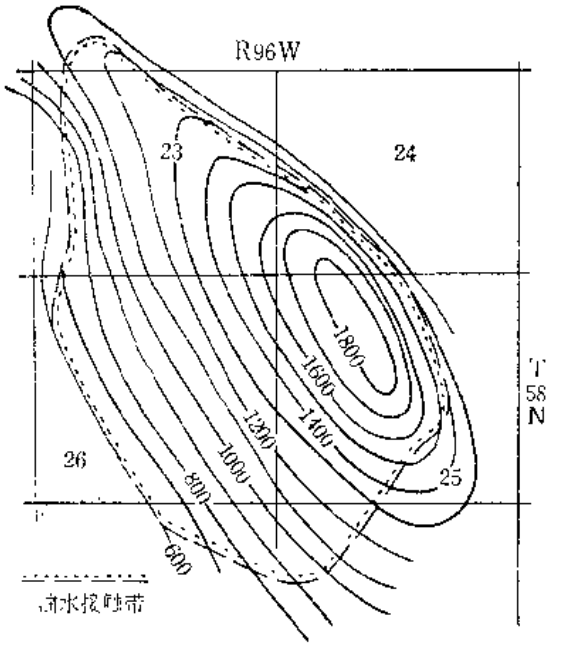


图 5—45　弗朗尼油藏构造图
表示油水界面向西南倾斜，已超出背斜圈闭范围
（据 Hubbert，1953）

（二）构造鼻或构造阶地型流体油气藏

这种构造本身不存在闭合区，在静水条件下不能形成圈闭。但在流水作用下，油、气等位面发生顺水流方向倾斜，而且当$\gamma_2>\theta_{o/w}>\gamma_1$时，就会在倾角变化处形成闭合的低位能区（图5—46），即构造鼻或构造阶地型流体圈闭。

得克萨斯州西部德拉瓦尔盆地的韦特油田（图5—47），可作为这类流体圈闭和油气藏

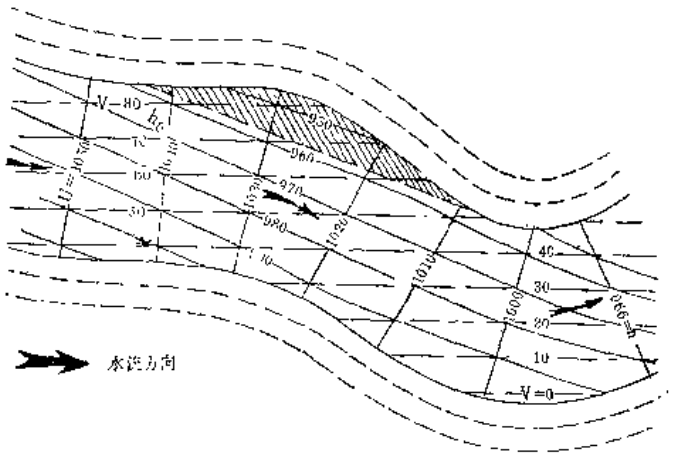


图 5—46 鼻状构造流体圈闭形成机理示意图
(据 Hubbert, 1953)

的实例。

该油田的储集层为德拉瓦尔山系，为一向东平缓倾斜的构造鼻，倾斜度为19m/km，在油田范围内为构造阶地，倾斜度减少到10m/km，向东又增加。经详细勘探，储集层上倾方向并无断层，向北和西南方向没有岩性尖灭或变为非渗透性岩层的迹象，主要是向东下倾方向的流水作用造成流体圈闭。油气被圈闭在其中。油气藏中油水界面的倾斜与水流方向一致。

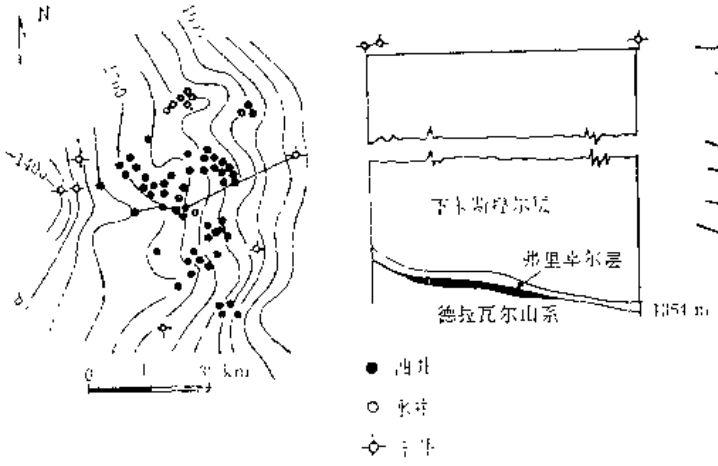


图 5—47 得克萨斯州韦特油田的构造图及横剖面图
(据 Adams, 1936)

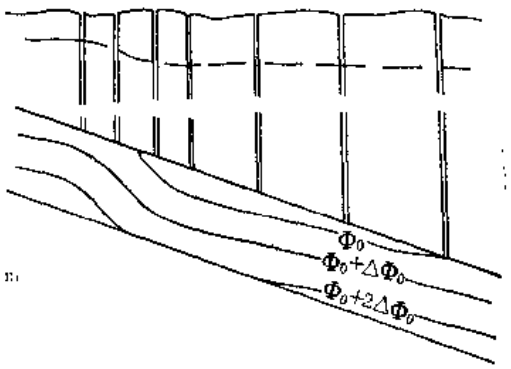


图 5—48 单斜层中渗透性变差，位能梯度增大，造成砂岩顶面和等位能面闭合，形成流体圈闭
(据 Hubbert, 1953)

(三) 单斜型流体油气藏

对于单斜储集层来说，沿倾斜方向的渗透性常有变化。水沿储集层向下倾方向流动时，通过渗透性不同的地段，流速会发生相应的变化，从而使等势面的倾斜度发生改变。在渗透性差的地段，流速加快，等势面的倾斜度变陡；而在渗透性较好的地段，流速慢，等势面倾斜度变缓。这样一来，在渗透性较差等势面变陡的地段，弯曲的等势面与储集层顶的盖层可以构成闭合的低势区，即流体圈闭（图5—48）。

莱复生（1964）曾引用流动水栅栏图解（图5—49），（小管原理），简单而形象地说明

水动力圈闭形成的机理。

A管中水以一定速度向下流动，气泡在浮力作用下以一定速度上升，不能在任何部位聚集起来；B管在局部收缩成小管，向下流动的水经小管时流速加大。当上升的气泡在该处无法克服反向加速流水所造成的阻力时，就聚集起来；C管虽同样存在小管部位，但流水与气泡运动方向一致，也不能在小管部分形成气聚集。

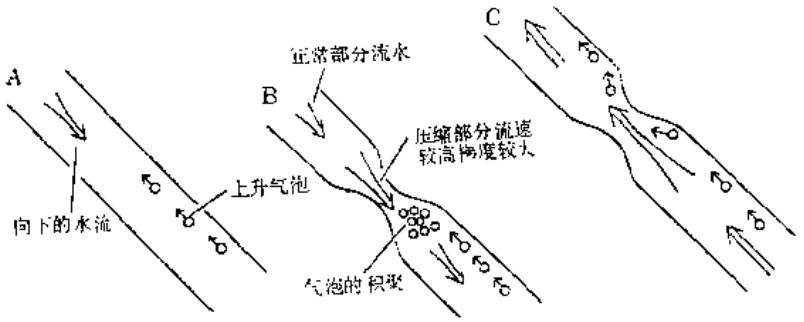


图 5—49 流动水栅栏作用图解

（据 Levorsen，1964，修改补充）

流动水栅栏（小管原理）图解说明，顺岩层下倾方向流速加大（能造成等位能面弯曲），是形成单斜型流体圈闭的主要原因或条件。

综上所述，形成流体圈闭的基本条件是顺岩层下倾方向的流水作用造成的等位能面倾斜和弯曲。但这个倾斜或弯曲的等位能面必须与相应的岩层倾斜或局部弯曲、阶地相结合，才能形成闭合的低位能区。

（四）水动力型油藏

在阿帕拉契亚区的百呎砂岩（图4—22）中，由于渗透性不均一，水在储集层的流速不均一，被较高流速包围的低速带中形成的圈闭，可能属于这种类型。

（五）向斜型水封气藏

向斜型水封气藏严格说来不能作为流体圈闭气藏的一种型式，暂放在这里介绍。

向斜型水封气藏以美国落基山区的圣胡安盆地气田、加拿大阿尔伯达深盆地的密尔克河气田等最为著名。它们都是面积区大，但孔—渗性较差的低压、低产气藏。现以圣胡安盆地气田（图5—50）为例，简介如下。

该气田位于盆地大向斜轴部，产气层几乎包括整个白垩系砂岩，气田面积达9300km^2，储量达0.5×10^{12}m^3。

气田的储集层为薄层含泥质砂岩，孔隙率约为10%，渗透率极低一般仅1×10^{-3}～$2\times10^{-3}\mu$m^2。自向斜轴部向上倾方向为产水层，砂岩层厚增加，孔隙、渗透性变好，孔隙率达20%，渗透率为$15\times10^{-3}\mu$m^2。相应在向斜轴产气层中水的矿化度较高，可达33000ppm，而上倾方向产水层的矿化度仅500～3000ppm。

产气区西南翼平缓，水饱和区的宽度为64km，水柱的高度近610m，气柱高度约为122m；西北缘地层急剧抬升，形成水柱高度约1220m，相应气柱高度近610m，呈明显的相关性。面且在气水过渡带之间没有明显的岩性和构造遮挡。希尔（Hill，1961）等认为：该气藏是向下倾方向流动的流水封闭而形成的向斜型气藏。但有些资料，认为北东翼为非渗透性岩性封闭。很可能是水头和岩性结合而形成的复合型圈闭。

根据上述不同构造背景下的水动力油气藏实例，可以得出：向储集层下倾方向水动力

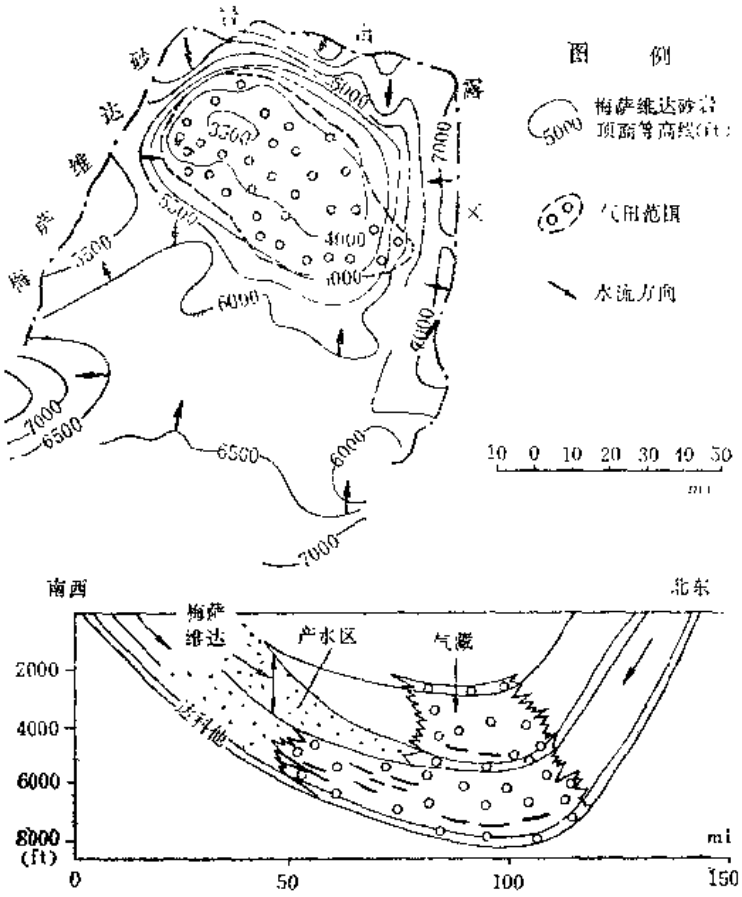


图 3—50 圣胡安盆地梅萨弗德向斜型水封气藏构造图和剖面图
(据 Hill等，1961；Masters，1979)

作用下，由倾斜或弯曲的等势面单独或与非渗透岩层联合封闭所形成的低势区，即为水动力圈闭。

流体圈闭与构造、地层圈闭相比，它没有确定的圈闭位置，圈闭的具体位置在很大程度上取决于水头梯度及其变化。但流体圈闭位置并不是完全无规律可循的，一般来说，背斜型流体圈闭偏向顺水流（压头降落）方向；在储集层倾角变化、岩性变化地带存在向储集层下倾方向流动的地下水时，容易形成流体圈闭。此外，在断层、不整合面等渗透性变化或屏蔽带，亦容易造成流体流速（即压头梯度）的变化，造成复合圈闭。在流水作用下，可使储集层中某些原先不存在圈闭的地方，出现新的圈闭，这是油气勘探中一个值得引起注意的问题。特别是那里的地下水较活跃，有一定水头梯度的地区。

第五节 复合油气藏

一、复合油气藏的基本概念

前面介绍各类油气藏时，曾不只一次提到：每类圈闭是由多种因素结合而成的。既然这样，为什么还要讨论复合圈闭呢？复合圈闭与其有什么区别？这是必须首先答复的问题。

一般来说，在多种因素结合成圈闭时，若其中某一因素起主导作用，圈闭就以这主导因素来命名。所谓对形成圈闭起主导作用的因素，是指对储集层上倾方向起封闭作用的因素。如断层圈闭，储集层的上倾方向是由断层所封闭的，而其他因素则是配合的，起次要作用的，其它类型可依此类推。

如果某一圈闭的储集层上倾方向，不是由单一因素，而是由两种或两种以上因素共同封闭而形成的圈闭，我们就称为复合圈闭。就是说，储集层上倾方向由两种或两种以上因素联合封闭而形成的圈闭，称为复合圈闭。在其中形成的油气藏称复合油气藏。

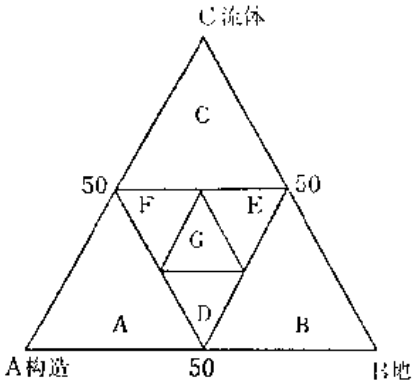


图 5—51 圈闭分类三角图解和复合圈闭的主要类型

复合圈闭和油气藏广泛地存在于各个含油气盆地。随着勘探工作地不断深入，将日益显示其重要性。

如果我们用三角图解来表示圈闭分类（图5—51），那么三角形的三个端元A、B、C分别称为构造、地层和流体圈闭；而D、E、F区则应分别为构造—地层复合圈闭、地层—流体复合圈闭，流体—构造复合圈闭，图中心G区为构造—地层—流体三元复合圈闭。各类名称前后次序可以调换。除不同大类之间存在复合圈闭外，每一类内部也存在由多种因素构成的复合圈闭，其中以背斜和断层构成的复合圈闭最为常见。

二、复合油气藏的基本类型

各类复合圈闭和油气藏都已发现不少的实例。现择要简述如下。

（一）构造—地层复合油气藏

美国路易斯安那州罗德沙油田、得克萨斯州的卡尔塞吉大气田都是这一类复合油气藏的典型实例。

罗德沙油田（图5—52）的主要产油层为下白垩统格利·罗斯组鲕状灰岩，其上倾方

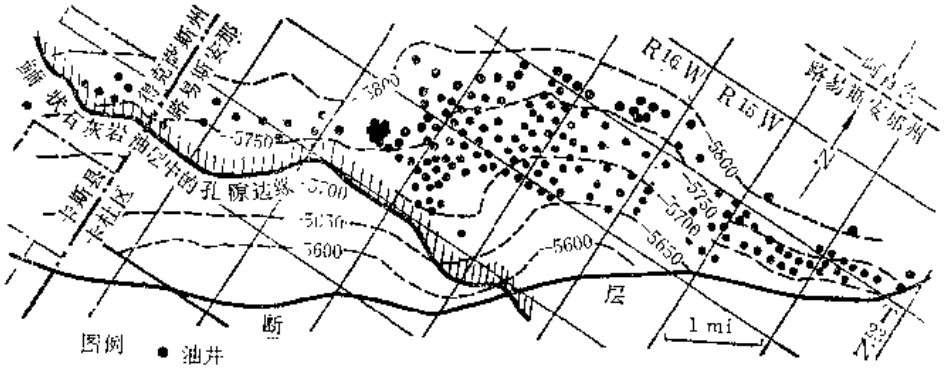


图 5—52 美国路易斯安那州罗德沙油田构造图

（转引自 Levorsen，1954）

图下方为储集层上倾方向

图中1mi = 1609m

向被断层和渗透性尖灭带联合封闭形成复合圈闭。

卡尔塞吉大气田（图5—53）的主要产气层为下白垩统佩蒂特鲕状石灰岩，储集层顶面为一大型鼻状背斜，仅在顶部有闭合面积不大的穹窿，而其它大部分面积所以能储集天然气，是由于储集层向东北上倾方向孔隙—渗透性岩层因尖灭而造成封闭。这是复合圈闭和油气藏的又一类型。

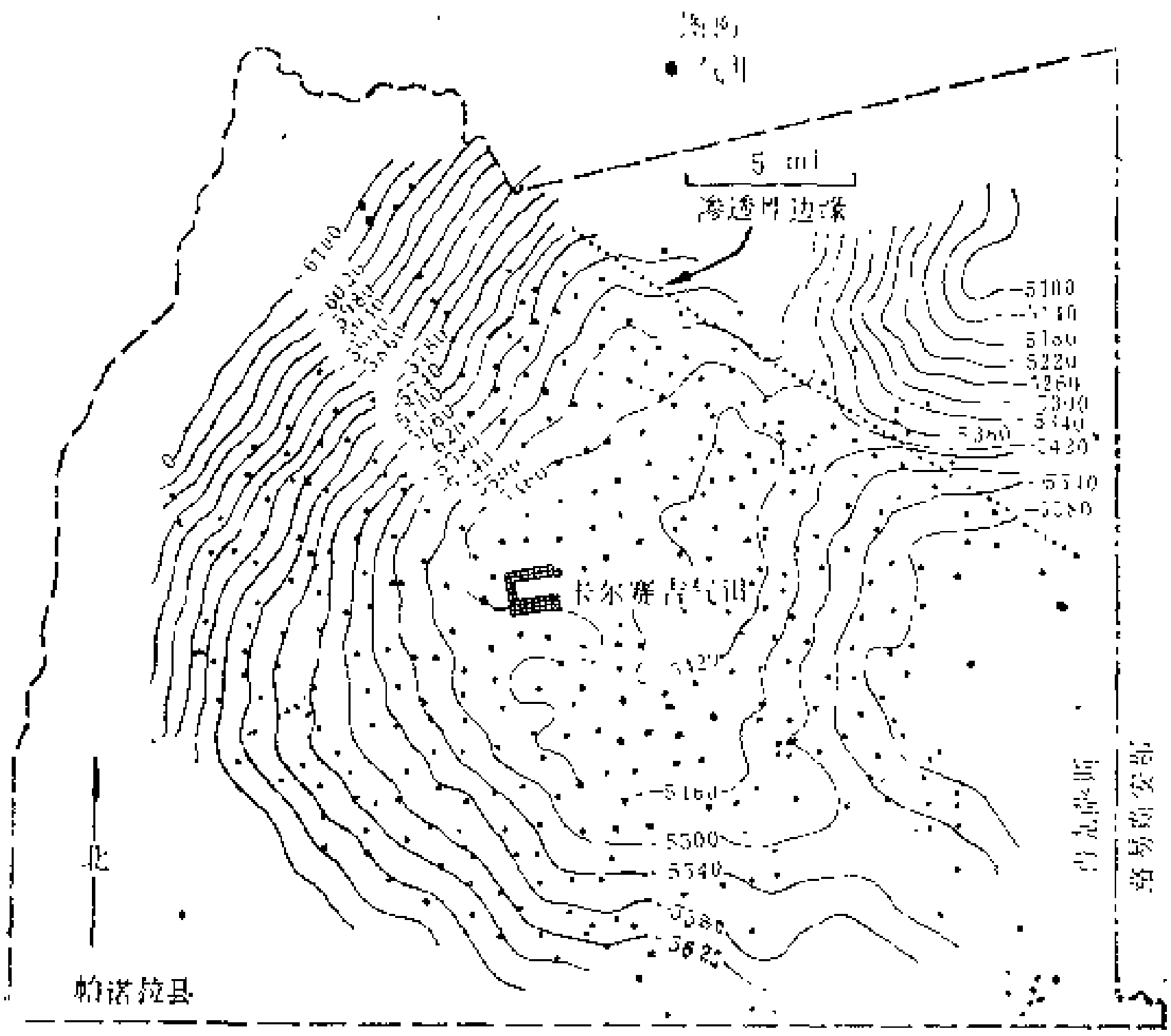


图 5—53　卡尔塞吉大气田佩蒂特组顶面构造图及天然气分布图

（转引自 Levorsen，1954）

图中1mi＝1609m

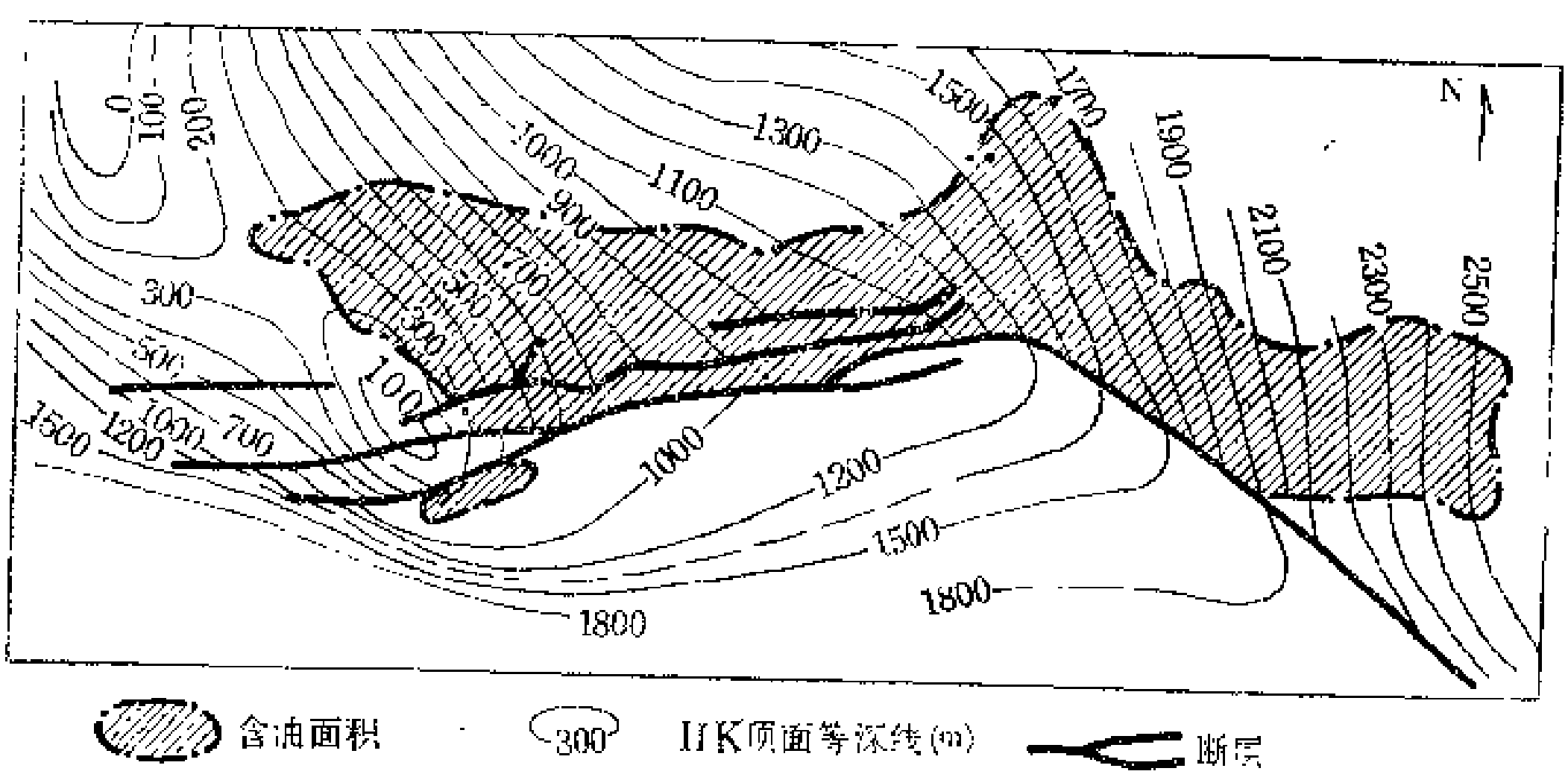


图 5—54　巴拉汉—萨本奇—罗姆内油田ПК组构造图及油藏分布图

（转引自 Габриэлянц，1973）

（二）流体—构造—地层复合油气藏

苏联阿普歇伦西部背斜带的巴拉汉—萨本奇—罗姆内油田的IIK组悬挂油藏是久负盛名的典型油藏，实际上应是流体—断层—岩性三元复合油气藏（图3—54）。

从上图（图5—54）可知，油气不是分布在背斜的高部位，而是分布在与岩层构造等高线近直交的一侧受断层限制的翼部。油藏上倾方向从200m等深线处开始，其下倾方向的油水边线深达2500m以下，高度达2300m以上，为一典型的悬挂油藏。油仅分布在背斜一翼，除流水作用外，还与断层限制及在断裂带附近储集性变好等因素有关。

最后，要强调指出，把复合圈闭和油气藏作为独立的一大类，是因为这类油气藏广泛存在，它的特点有别于单一因素形成的圈闭和油气藏。认真研究复合油气藏的特点、形成条件及分布规律，对加速油气勘探有着更加重要的意义。

第六节　圈闭和油气藏小结

本章首先简要介绍了圈闭概念及分类的研究历史，并把圈闭定义为：储集层中被非渗透岩层单独或和其它遮挡因素联合封闭而形成的能聚集并保存油气的场所。在论述流体圈闭时，根据赫伯特提出的圈闭形成的流体力学机理，进一步把圈闭定义为：储集层中被高势而非渗透性遮挡（或屏蔽）单独或联合封闭而形成的低势区。这个概念不仅适用于静水条件，也适用于动水条件，所以能更科学、更准确地从本质上反映圈闭的形成机理。

本章采用的圈闭分类系统，是在研究前人各种分类方案和思想的基础上，以莱复生建议的（1964、1966）为基础，将圈闭分为：构造、地层、水动力和复合四大类，并提出系统分类的简表。

本章对圈闭的可测性标志作了较系统的论述，除第一节中简单介绍圈闭的度量方法外，在论述各类圈闭和油气藏的形成机理和特点时，分别进行了介绍。对圈闭可测性标志，归纳起来，包括下列四种情况：（1）透镜型岩性圈闭——圈闭的位置由非渗透性遮挡的边界确定；（2）除透镜型岩性圈闭外，在静水条件下各种圈闭的位置在平面上可以通过溢出点的储集层顶面构造等高线，或与储集层上倾方向的遮挡线联合所构成的闭合区来确定。由于静水条件下，等势面与等高面相平行，所以这个闭合区也是被高势区和非渗透性遮挡联合封闭的低势区；（3）在动水条件下，储集层中等势面发生顺水流向下倾方向倾斜或弯曲，这种倾斜或弯曲的等势面与储集层顶面的或上倾方向遮挡联合封闭形成的低势区就是油气圈闭，这种圈闭的位置可以通过编制油、气势等值线图，图中封闭的低势区，即油、气圈闭；（4）完全由水动力封闭的，则完全由油、气位能等值线图确定的闭合的低势区。

本章的中心是通过各类油气藏圈闭形成机理的分析，深化并具体掌握圈闭的概念以及在不同条件下各种因素可能结合的方式，牢牢地掌握这点，对一个石油地质工作者是极为重要的。因为，在自然界形成圈闭的各种因素的可能结合方式，是千变万化的，它既可以由单一地质因素形成构造、地层、流体圈闭，也可以形成多因素复合圈闭。只有善于根据地质的钻井的、地球物理勘探和实验室所获得的各种资料，精细分析可能存在的一切圈闭和油气藏类型，才能在指导油气勘探时避免盲目性和片面性，才能及时发现和评选出有利油气聚集的圈闭，并发现油气藏。

研究圈闭和油气藏的目的在于指导油气勘探。随着油气勘探进展，浅处容易发现的构造圈闭，特别是大型背斜圈闭和油气藏，总是被优先勘探过了。所以在勘探程度较高的地区，再找构造圈闭和较易发现的大型地层油气藏就越困难了。石油地质工作者应不失时机地研究深部和其它可能存在的非构造圈闭，特别是隐秘圈闭和油气藏的形成条件、分布特点，转变勘探方向，卓有成效地指导油气勘探工作。

油气藏是单一圈闭的油气聚集，是油气聚集的基本单位。但油气藏极少以单个存在，常是多层或不同类型油气藏以不同方式叠合在一起，在平面上常成群、成带分布。

第六章　石油的成因与生油岩

第一节　石油成因概述

石油成因是石油地质学中一个带有根本性的问题，因为只有石油生成之后才有运移、聚集、演化和破坏等一系列石油地质现象。阐明石油的成因不仅有理论上的意义，而且对于指导石油勘探也有着现实的应用价值。比如，在确定勘探区域和选择主要勘探目的层时，实际上都是在一定的成因假说指导下进行的。

可是，这样一个重要问题竟然争论了一个多世纪。其所以如此难于解决，主要是由于：首先，石油在地下是可以运移的，产出石油的地点一般并非生成石油的地点，迥异于各种原地矿藏；其次，石油是成分很复杂的有机混合物且对外界条件的变化很敏感，石油中的不同组分可能有不同的生成经历；第三，人们对石油同原始母质之间的过渡形式缺乏明确的认识；第四，解决石油成因问题要涉及到极其广泛的地质学科、化学学科乃至其它学科的知识。

回顾众说纷纭的石油成因争论，主要体现为有机起源与无机起源两大派别的对垒。十八世纪中叶，罗蒙诺索夫曾提出蒸馏说，认为石油是煤在地下经受高温蒸馏的产物。这是石油成因最早的科学论断之一，也是最早的有机起源学说。

十九世纪中叶，随着采油事业的兴起，石油成因广泛引起了学者们的兴趣。各种无机起源学说也随之应运而生。其中影响最大的是Д·И·门捷列夫(Д.И.Менделеев)的碳化物说。门捷列夫认为把石油起源同煤相联系的提法与实际所观察到的油田剖面有矛盾，而当时已知有许多实验可以通过无机合成途径得到烃类。于是他摒弃了有机学说，进而提出：石油是地下深处的重金属碳化物与下渗的水相互作用所生成：

$$3Fe_mCn + 4mH_2O \rightarrow mFe_3O_4 + C_{3n}H_{8}m$$

反应所生成的石油蒸汽在冲向地壳的过程中冷凝在地层孔隙里；在有不渗透层上覆时就可集中成油气藏。从化学观点看，这种假说并无可指责；但它的致命弱点是，地下有无重金属碳化物以及地面的水能否穿越软流圈渗到地下深处，均成问题。索柯洛夫(В·Д·Соколов)在十九世纪晚期所提出的宇宙说是无机起源学派的另一典型代表。其理论基础是，在一些天体中发现有碳氢化物，如在水星、土星、天王星、海王星等的气圈中，以及在慧星的头部。索柯洛夫认为碳氢化物是宇宙所固有的，早在地球尚处于熔融阶段时即已存在于气圈之中了；后来随着地球之冷却，而被吸附并凝结在地壳的上部；当这些碳氢化物沿裂隙溢向地表的过程中便可形成油气藏。诚然，在地球发育的早期可能存在有碳氢化物，但它们远不是平均分子量大得多且构成复杂得多的石油。在那个时候还出现过把石油起源同火山相联系的火山说，它的可信程度就更低了。总之，十九世纪后半叶无机学派相当盛行。

然而，与此同时有机学派也继续提出了一些新的方案。比如，就形成石油的原始物质说，研究者根据自己的观察和实验分别提出过以低等动物为主的动物说；以藻类为主的植

物说；甚至还有人主张石油与煤同源于高等植物，只是沉积环境不同而已。不过，最有生命力的还是动植物混成说。

进入本世纪以来，有机学派的优势再次日趋明显，这主要是由于在石油中找到了生物起源的直接证据，即卟啉和旋光性等。有机学派内部的混成说经过波东尼（G.Potonie, 1906）的发展，实际上已构成近代生油概念的雏型。波东尼认为动植物都是成油原始材料，它们同矿物质点一起形成腐泥岩，后者再经天然蒸馏即可产生石油。在混成说基本确立后，人们转而注意有利生油的生物化学组分。于是又先后出现过脂肪说、碳水化物说、蛋白质说等。古勃金(И.М.Губкин, 1932)认为：各种生化组分均可参与生油，它们来自海洋动植物残体，也可来自从陆地携入的生物分解产物；含有这些分散有机质的淤泥就是将来生成石油的母岩；母岩在早期主要由于细菌的作用而产生分散态石油，晚期由于负荷加大将油水一起挤入多孔地层，继而油水按比重分开。古勃金将混成说推向新的高度，形成了较完整的生油岩理论。本世纪四十、五十年代还有人提出原生说，他们认为石油起源于生物体中固有的烃类。据估计，海洋植物每年可产生12×10^6t烃，如果有0.01%被保存下来，那么一亿年即可满足世界石油储量。但是生物体中的原生烃含量太微，更难富集，因此不宜做为生油的主要原料。通常认为包括脂肪和原生烃在内的脂类物质是最有意义的原始生化组分。

应该提到，唯海相生油论在相当长的一段时间内是很得势的；在国外尤其如此，只是南庭格尔曾于1939年探讨过陆相生油的可能。四十年代，我国学者潘钟祥、黄汲清等力排众议，以丰富的中国油田实例雄辩地论证了陆相生油的现实性，从而使唯海相生油论发生了动摇。迄今，已经很少有人再反对陆相生油了。可是，当前有一种比较普遍的错误倾向：把陆相环境与腐植有机质堆积、海相环境与腐泥有机质堆积看成是必然的因果关系。这势必使陆相生油的真蒂受到歪曲。

生油岩理论形成后，进一步的争论逐渐转为石油是在成岩早期抑或晚期生成。本世纪五十年代前后各种早期生油主张相当活跃。例如，斯密斯（P.V.Smith, 1954）引进先进分析技术，首次在现代沉积物中发现了烃类，包括液烃；进而得出石油在沉积的早期即已形成的结论。这对于三十、四十年代特拉斯克（P.D.Trask, 1932、1942）所进行的一项关于现代沉积物中不存在烃类的著名研究，显然是一次飞跃性的突破。为此，斯密斯还曾获得诺贝尔奖金。然而，早期生成的烃同晚期生成的烃相比，无论在质量上或数量上均有较大的差别。据最近一、二十年来，菲利比（G.T.Philipp, 1965）、蒂索（B.P.Tissot, 1971）及阿尔伯莱切特（P.Albrecht, 1976）等对生油剖面的详细研究表明，只有当母岩埋藏到一定的温度和深度时有机质才显著地产生成熟的石油烃。因此，晚期生油的主张当前博得了更多人的拥护。应该说，有机质在埋藏中逐渐产生的石油乃是一个统一的过程，在承认晚期起主要作用的同时，也不排除早期转化所做的准备。

沉积物中的有机物质在成岩过程中逐渐转变成为可溶于有机溶剂中的沥青与不溶于有机溶剂中的干酪根两大部份。一些人主要是苏联学者倾向于把沥青视为生成石油的直接源泉，这种观点在六十年代前后尤为流行。而七十年代前后主要以西欧学者为代表的另些人则把干酪根做为生油母质，把沥青视为干酪根热解过程的中间产物和伴随产物。但是，我们不主张采用“干酪根生油说”的提法，因为石油中大约有十分之一的成分并非自干酪根生成。

不得不提到，在有机学派不断演进和壮大的过程中，无机学派在五十年代又发起一次集中的反攻。然而这一争辩并未能动摇有机说已经取得的地位，反而使人们对石油生成的认识越加深入和全面。

以上仅只是对石油成因研究的轮廓性回顾。在各个时期中除主流派外，在这个那个问题上持有不同观点都不乏其人。无论如何，随着技术的进步和知识的积累，有机起源说不仅拥有了充分的论据，而且形成了相当完整的体系，从而被绝大多数人所接受。但是，这决不意味着它已经是完美无缺了。一些重要的薄弱环节，诸如石油从母岩中析出的机制，碳酸盐中的生油过程等等，都还有待进一步去探索。探索是激发假说的火花，而假说则是走向真理的阶梯。

第二节　石油成因的现代概念

一、有机起源的证据

首先说明，我们所要讨论的石油成因主要是针对能够形成工业聚集的石油，即不是指存在于自然界仅有矿物意义的碳氢化合物，也不是指石油中某些个别的物质成分。

石油有机起源说之所以能够确立，除了它能对整个生油过程给予合理解释外，还由于它拥有雄辩的地质和地球化学论据，例如：

1．世界99%以上的石油都产自沉积岩，个别产自古老基岩的石油也是来自邻近沉积岩系中富含有机质的母岩。另一方面，在大片火成岩、变质岩出露的地区，如所谓地盾，则没有工业石油。

2．石油在地壳中的出现，与地史上生物的发育和兴衰亦步亦趋。工业石油大体进入显生宙才开始出现，并且随着生物的繁衍而有日益增多之趋势。据估计，自寒武纪以来的六亿年中，古生代占去60%，拥有已知石油的15%；而渐新世至全新世只占这段时间的5%，却有已知石油的30%。与此同时，石油的储量时代分布与地层中有机质以及煤和油页岩等有机矿产的时代分布都有一定的一致性。

3．在油田剖面中，含油层位总与富含有机质的层位有依存关系，而不像无机的内生矿床那样与火成岩有关。

4．除卟啉外，近来还在石油中找到了许多与异戊间二烯类、萜类（即环状异戊间二烯类）和甾醇类有关的化合物。这些化合物的化学结构仅为生物物质所特有，地球化学家称之为生物标记化合物或者指纹化合物。

5．石油的元素组成包括痕量元素组成，都与有机物质或有机矿产相近似，而与任何无机物质相差甚远。另外，石油的碳同位素组成也是同生物物质（尤其是脂类）的碳同位素组成相近，而与无机的碳酸盐岩碳同位素相差甚远。

6．天然石油普遍具有旋光性。众所周知，非晶体的旋光性与物质分子中的碳原子不对称结构有关，通常只有从生物界才能获得这种物质。

7．大量实验表明，各种生物物质通过热降解均可得到或多或少的烃类产物。同时近代分析技术也可从现代和古代沉积有机质中检测出石油中所含的烃类。

凡此等等。总之，无论对石油性状和分布的考察或者是对生油过程的模拟试验，都为

有机起源说提供了足以令人信服的论据。

二、生油的原始物质

有机说的核心就是认为石油起源于生物物质。从地球现有的生命形式看，它们的主要生物化学组成是脂类、碳水化合物、蛋白质，以及木质素等。虽然在地史中生物是不断演进的，但是有些人认为组成现代有机体分子的各个基本组成在成分和结构上同过去差别很小。

脂类 狭义的理解主要是指动植物的油脂，广义的理解则泛指所有不溶于水但溶于脂溶剂（如乙醚、氯仿、苯等）的脂状物质，既包括油脂也包括固醇类、萜类、烃类和色素等。有人采用类脂（lipoid）一词做为广义的脂类同义语，而把脂类（lipid）视为前者的一部分。

最普通的脂类就是油脂。油脂是动植物的重要组成。动物油脂常呈固态和半固态，称为脂肪；植物油脂常呈液态，称为油。油脂易水解成脂肪酸和醇，所以地质体中并不存在它们的原型，也正如不存在蛋白质等生物聚合物一样。

脂类一则抗腐能力强，二则化学成分和结构都最接近于石油；因而历来被多数人当做最重要的成油母质。由表6—1可见，脂类只要去掉少量的氧即可转化成石油，而碳水化合物和木质素则要去掉大量的氧，蛋白质除要去掉大量氧还需去掉大量的氮。如果这四类生物聚合物的数量相等的话，那么脂类将可产生更多的烃。早在十八世纪就有人从脂类加工出烃，类似的实验一直持续到现今。从化学反应式看，脂肪酸只要通过去羧基 $RCOOH \rightarrow RH + CO_2$，或者加氢 $RCOOH + 3H_2 \rightarrow RCH_3 + 2H_2O$ 即可得到烃类。顺便提及，生物体和现代沉积物中的脂肪酸具有偶碳优势 $(nC_{16} + nC_{17})/2 \times nC_{18}$ 通常大于 10；而古代沉积物中该比值为1～2。奇碳酸的增长可能与细菌选择性地除掉。偶碳酸有关，更可能是由于去

表 6—1 天然有机质与石油的平均元素组成

	C	H	S	N	O
	%				
碳水化合物	44	6	—	—	50
木质素	63	5	0.1	0.3	31.6
蛋白质	53	7	1	17	22
脂类	76	12	—	—	12
石油	85	13	1	0.5	0.5

（据 J. M. Hunt, 1979）

羧基而生成偶碳烷烃所致。据信，饱和脂肪酸可能主要是正烷烃的母体，不饱和脂肪酸除可生成正烷烃外还可生成环烷烃乃至苯。脂类中的萜和异戊间二烯化物、固醇、色素等，则可能是环烷烃、芳香烃和异烷烃的母体。原生烃以高分子烷烃为主，它们在生物体中一般只占十万分之几至几十（重量）。原生烃可以不发生重大改造而被石油所继承。蜡质在脂类中所占比例变化很大，例如在植物脂类中占1～80%，在动物脂类中占1～10%（在昆虫脂类中可达75%）。石油中的蜡质几乎全部来自陆生植物。

碳水化合物 亦称醣类，是植物的主要组成，包括有葡萄糖、淀粉、纤维素等。动物中也有（如无脊椎动物的几丁质），但数量较少。碳水化合物的通式可写成$Cn(H_2O)m$，呈单醣或单醣的聚合体而存在。做为成油母质，碳水化合物以其数量之丰富而引人注意。有些实验还证明，碳水化合物被氢还原后可以得到烃类。但是另一方面，碳水化合物大多容易被喜氧菌所消耗或者被分解成水溶物质，因而难于保存下来，这就严重贬低了它的价值。纤维素较为稳定是煤的重要母质之一。

蛋白质 是生物体为最重要的成份，是组成细胞的基础物质，可占动物干重50%以上。蛋白质是不同氨基酸的聚合物。氨基酸是一种羧酸，但其一个氢原子已被NH_2所取代。由此可见，蛋白质只要经过去羧基和去氨基后便可形成烃类。实验室中曾从丙氨酸等十一种氨基酸中获得到C_1～C_5七种烷烃异构体；但无新戊烷，这与石油中也罕有新戊烷相呼应。另外，从苯丙氨酸中还可获得乙苯。蛋白质是生物体中氮的主要载体，氮约占蛋白质重量的16%。所以石油中的含氮化合物可能与之有关。蛋白质容易受喜氧细菌的破坏，不利保存。

木质素 仅存在高等植物中，具有比纤维素还强的抗腐能力，还有丰富的芳环结构。它们都是成煤的重要母质，也可生成天然气。有的研究者认为石油中的某些芳烃和沥青烯或许与之有成因联系。

各种生物所含的生物化学组分是不同的，因而其成矿意义也有差异。由表6—2可见，植物主含碳水化合物而动物主含蛋白质。脂类在生物体中的含量变化较大，一般在动物、低等植物以及高等植物的某些组织中有较丰富的含量。高等植物富于木质素和纤维素，主要对成煤有重要意义。

表 6—2 生物体中各主要生化组分一般含量（重量%）

	蛋白质	碳水化合物	脂类	木质素
云杉木	1	66	4	29
橡树叶	6	52	5	37
针松叶	8	47	28	17
石松孢子	8	42	50	0
硅藻	29	63	8	0
浮游植物	23	66	11	0
软足类	65	25	10	0
高等无脊椎动物	70	20	10	0
浮游动物	60	22	18	0
牡蛎	55	33	12	0

（据 Hunt, 1979）

生物体中各生化组分的相对含量不仅因门类不同而有差异，甚至也会因生活环境和生理状态不同而变化。

为了能够更全面地评价不同生物做为成油母质的地位，还应知道下述事实：（1）动物是附属于植物的寄生体系，植物是动物食物链的基础。因此植物年产有机碳量远大于动物，植物在地史中的发育也领先于动物；（2）水生生物生存空间较陆生生物广泛得多，所以前者所生成的有机碳总量也相应要大，以植物为例，现今陆地上的年产量不及海陆总

产量的1/7，地史中陆地植物开始出现于志留纪，比水生植物晚的多；（3）低等生物繁殖迅速，产量巨大。水生生物中浮游植物（如藻类）的生产量占有垄断优势（表6—3）。如果再加上浮游动物（如有孔虫、放射虫、挠足类等）则可占达95%以上。有的资料将细菌计入原始生油物质，而它的产量可与浮游植物相匹配。地史中越是低等生物出现得就越早。综观上述不难设想，地史期中相应出现的各种水生低等生物，尤其浮游生物做为原始生油物质是应受到重视的。

表 6—3 海洋盆地中有机体产量

有机体	年产量（干重）$10^4t/km^2$	
	里海	南加州陆缘海
浮游植物	460	560
浮游动物	34	44
底栖生物	11	19
鱼类	2	1.3
损失到沉积物之中（占总量的0.6%）	3.2	3.8

（转引自 Hunt, 1979）

三、沉积有机质的形成

生物物质是产生石油的原始材料。生物物质与石油在化学组成上显而易见的差别表明，它必然要经历极其深刻的转化。而这个转化就是从生物有机质进入到沉积有机质时开始的。所谓沉积有机质也叫地质有机质，它是随无机质点一起沉积并保存下来的生物残留物质。其中既包括生物的遗体，也包括生物生命过程中的排泄物和分泌物。

生物死后其遗体将受到化学分解和细菌分解，大部成为气态或水溶成分而逸散；还有些要受到生物的吞食。所以，真正能进入沉积物中去的仅只是一小部分。包多夫斯基（1969）对有孔虫的调查表明，失去内部软体的有机质样品数目随水深而迅速增长，其比例为：0～200m间段占2%，200～500m间段占13%，500～1000m间段占20～26%，1000m以下则大多是空壳了。按照多布良斯基的估算，有机质原始产量中平均只有0.8%可以保存在沉积物中；在陆棚区约为1.04%，陆坡区约为0.37%，而深海区仅为0.06%。水体中每年繁殖的生物总量是很大的，据保守估计，仅浮游植物即可上千亿吨。所以，尽管得以保存下来的比例很低，然而考虑到巨大的基数和持久的地质时间，那么绝对数量仍然是十分可观的。

进入到沉积物中的有机质，一部分是生物物质中的稳定成分，它们清晰地甚至完全地保存了原有的生物化学结构，这些如孢粉、几丁质、树脂、蜡质以及生物标志化合物。它们将做为地球化学化石被沉积有机质所继承。更主要的部分则是新生成的复杂分子，它们在生物体中找不到对应物。

从生物物质的发源地说，沉积有机质一方面来源于水盆地本身的所谓原地有机质，这是普遍存在的部分，也是最基础的部分；另方面来自被河流和径流从周围陆地携来的异地有机质。河流每年泄入盆地的有机碳可达1～5亿吨。一些大河，如亚马逊河、密西西比

河、多脑河等，所携带的有机碳浓度约为 2～15mg/l。当然，被河流携带的固体物质主要还是矿物，而有机质大多只占10～25%，个别情况下可少至3.25%(多脑河)或多达59.9%（乌拉圭河)。河流搬运的有机质主要是高分子量的腐植物质，常达 70～90%。河流为沉积有机质提供了补充来源，同时也为盆地提供了营养成分。因此，凡是有河流注入的湖、海三角洲地带，水生生物特别繁盛，越发有助于形成富含有机质的沉积。

沉积有机质中还常有一种为量不多但很特殊的成分——再沉积的有机质。它们来自经受侵蚀的古老沉积层中的化石有机质，一般都是异地来源的。

冰川虽然也可搬运有机和无机碎屑，但只有局部的和局限的意义。风也是搬运营力，许多孢子花粉要借风传播，人们曾在远离海岸的大西洋上空大气质点中见有植物的有形成分。不过，目前尚缺乏可信的定量评价。

四、沉积有机质的分布和丰度

有机质是沉积物中的常见成分，它的含量变化很大，可以由几乎是均质堆积的有机矿层到几乎不含有机质的红层。然而，90%以上的沉积有机质是呈分散状态存在于沉积物中，它的含量一般都在10%以内，在暗色泥质岩中以0.8～2%为多。

沉积物中有机质含量的多少与许多因素有关。其一是生物物质的产量。地表的光合有机产量是不均衡的，在大陆以热带最重要；在海洋则以温湿带和较高纬度带为重要，不过主要局限于浅海区，后者有良好的透光和营养条件，集中了海洋生物的绝大部分。现代的海洋和大陆每年各可提供几百亿吨有机碳，如折算成活的有机质其量更大。不过，生物死后决不是毫无损失地就地沉落，它们要经过严峻筛选，最后只有0.01～10%可能加入到沉积物中去。其二是原始有机质的保存条件，主要指沉落和埋藏过程中的氧化还原条件。在通氧情况下，有机质将受到较充分的化学和微生物降解，从而遭到破坏。如所周知，在大陆地表生物遗体将主要转变为CO_2和H_2O等简单分子，只剩下骨骼、孢粉、树脂和蜡质等抗腐成分。水下情况较为复杂，一般说在浅水及在深水上层，由于光合作用和大气的入侵，常为氧化环境。光线的透入深度与水体混浊度有关，在开阔海约为 200 m，沿岸海约为50m，泻湖仅为数米。而大气入侵深度又与波浪作用有关，浪高波长则扰动所及的有效浪底就深。理论上波高为波长1/7（由于风阻，实际为1/20～1/30)，有效浪底深度为波长1/2。因此，氧化还原界面的具体位置视情况可在水体的某个深度上，也可在沉积物顶面以下某个深度上。值得一提的是，有机分解过程中要消耗氧，所以只要有机质补给速度超过分解速度，就可以促使沉积物出现还原条件。其三是堆积速度。这里包含两重意思，一方面是有机、无机质点的绝对沉积速度。堆积埋没的越快，则有机质摆脱菌解越早，从而保留下来的就越多。另一方面是有机质点同无机质点二者的相对沉积速度。其四是沉积物的粒度。特拉斯克（1932）首先对此进行了系统研究。据他的报告，<5μm的粘土其有机质含量是为5～50μm粉砂的二倍，是为 50～250μm细砂的四倍。又据高尔斯卡娅（1950）对近代沉积物的研究得知，砂的有机质含量为0.77%，粉砂为1.2%，粘土为1.8%。类似的调查还有许多，其中也包括我国对青海湖和南黄海等地的调查。所有这些调查尽管地点不同．数据有所出入；但一致说明粒度越细所含有机质越多。为什么？一则，从沉积分异角度看，呈胶体或悬浮态的有机质点同粘土质点有着很大的一致性，因而可以同步地沉落下来。二则，粘土的比表面积大，因而有较强的吸附有机质能力。三则，形成泥质沉积的环

境往往有较好的保存条件。最近，迪金斯（1984）提出，粘土矿物的沉降不服从斯托克定律，但它们可以通过掺入浮游动物的粪便，或者与浮游植物分泌的粘液结合成集合体而沉落，致使泥质沉积常有较高的有机质含量。

不同沉积环境或者不同岩性岩相条件下沉积物中有机质含量之所以不同，就是上述各因素相互结合的反映。表 6—4 为亨特（1972）发表的一项综合统计。由表可见大洋沉积物有机质含量普遍贫乏；大陆及其边缘则是有机质赋存的主要场所，尤以泥质沉积最为丰富；后者的有机质含量远多于碳酸盐和砂沉积。另据格萨诺威克（Gersanovic）的报导，全新世沉积的有机质85%分布在大陆坡上。这是值得注意的情况。

表 6—4　沉积物中的有机炭

位　置	平均值（重量%）	重　量（10^{15} t）	位　置	平均值（重量%）	重　量（10^{15} t）
大陆，陆棚，陆坡			大洋		
粘土和页岩…	0.99	0.82	粘土和页岩…	0.22	0.07
碳酸盐岩…	0.33	0.08	碳酸盐岩……	0.28	0.10
砂……	0.28	0.09	硅质沉积……	0.26	0.04

（据 Hunt，1972）

有机质特别是沉积有机质，其丰度大多是用有机碳含量来表示的，因为碳元素在有机质乃至有机矿产中最多也最稳定。通常采用有机碳含量乘以系数1.6 和 1.22，分别代表现代和古代沉积中的有机质含量。由于有机质的类型不同和演化阶段不同，所以这个系数是很难定准的。实际上，也很少有做这种计算的必要。有机质在埋藏中逐渐有一部分将转化为气态物质、可溶物质或流动物质，进而脱离母岩，因此从岩石中所测得的有机碳含量其实只是现有的残留有机碳含量。不过，被移出的通常只是极少的一部分。

沉积岩中有机质的分布同样也是不均衡的，并且同样也表现出与岩性岩相有密切关系。亨特（1963）据世界各地一千多块岩样分析得出：泥质岩有机质平均含量为2.1%，碳酸盐岩为0.29%，砂岩为 0.05%。另据威克斯（L. G. Weeks，1958）估算，沉积岩总体约为 $12288\times10^4km^3$，其中页岩占50%，碳酸盐岩占16%，砂岩占34%。据此，迪金斯算得沉积岩中有机质总量为 $3.8\times10^{15}t$，其中 $3.6\times10^{15}t$ 为页岩所拥有。做为有机质集中形式出现的煤和石油各为 $6\times10^{12}t$ 和 $0.2\times10^{12}t$，分别仅占沉积岩有机质总量的1/630和1/19000。由这些数字我们可以看出，沉积有机质的总量是很大的；其中近约 95% 集中在页岩之中；它们绝大部分是呈分散状态存在的。

沉积岩有机质分布的另一特点是，在不同地质时代中也是不均衡的（图 6—1）。总的趋势是年代越老，含量越少。不过就世界范围看，在三叠纪和志留纪有二个低峰，这可能与气候变冷或大规模海退有关。值得注意的是该两时代的地层也正是含油最少的。据罗诺夫（1958）的调查，含油盆地的沉积岩有机碳含量三倍于非含油盆地。可见，含油情况与岩石有机碳含量之间是有着密切关系的。

补充指出，碳酸盐岩的有机碳含量随其不溶残渣含量的增加而增加。不溶残渣常为泥质组成。由图6—2也可看出有机质常与细粒成分相共生，代表有机质含量高的大圆点集中

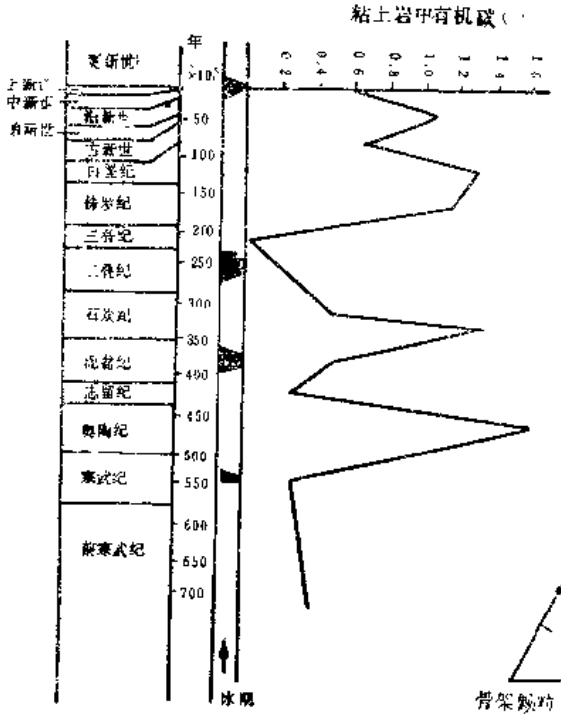


图 6—1 地史中有机碳的丰度分布
（据 Tissot, 1973）

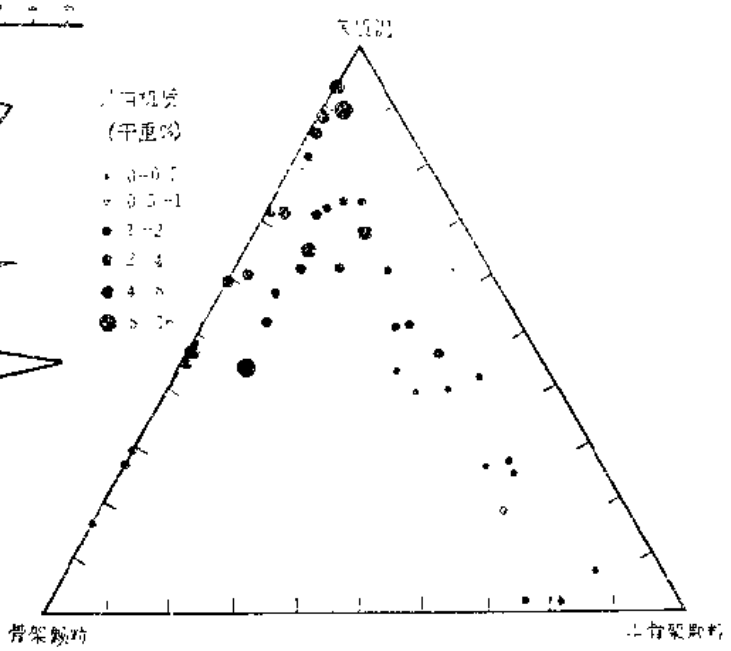


图 6—2 碳酸盐岩石中有机质含量与其组成的关系
（据 Hunt, 1979）

在灰质泥区。

五、沉积有机质中的干酪根

干酪根（Kerogen）一词是生油研究中时常用到的一个术语，本源于古希腊文，意为生出来的蜡质。最初只是用来指油页岩中的有机质，后来泛指所有沉积岩中的有机质，再后又不断加以限定。因此，在阅读过去文献时，对它的含义要视具体情况来定。当前对于干酪根较为通行的理解是，沉积岩中不溶于碱、非氧化型酸和非极性有机溶剂的分散有机质（亨特，1979）。未固结沉积物的有机质中以腐植酸（可溶于碱）为主的腐植类物质是岩石干酪根的前身，尽管也有人引入干酪根这一称谓代表其中某些部分或全部，但是在质或量上同岩石干酪根并非完全对等。

与干酪根相对应，岩石中可溶于有机溶剂的部分叫沥青（Bitumin）。后者包括烃类以及含N、S、O的非烃有机化合物（胶质和沥青质等）。由于所用的溶剂和抽提条件不同，因此所得到的沥青数量是有一定变化的。不过，通常对烃类的数量并无甚影响。抽提时的温度条件常在80℃以下。由于沥青是可以运移出去的，所以实际上有机质中沥青含量很少超过20%。

干酪根在沉积有机质中的含量可占70～90%，甚至更高（参表6—5）。表 6—5 是亨特和吉姆逊所做的一项统计，其中的烃类是单独计算的。

沉积岩中干酪根的总量是巨大的。以平均含量为 0.3% 计，总共约有 3×10^{15}t（有的数字为10^{16}t）。

同有机质一样，干酪根的含量也是可以通过其有机碳的含量来估算的。年轻沉积物的干酪根其有机碳含量约为60～70%，而古沉积物的干酪根其有机碳含量则相应增长，甚至

表 6—5　沉积有机质中各组分的平均含量（ppm）

	烃　　类	沥　　青	干 酪 根
现代沉积物	65	781	17500
泥　　岩	500	600	20100
碳 酸 岩	340	400	2100

（引自 Hunt, 1979）

可超过90%。需要换算时可分别乘以系数1.5～1.6和1.2～1.3。

岩石中的干酪根是生成石油的基本源泉。从对巴黎盆地的典型研究看（图 6—3），随着埋深的加大和温度的提高，有机质中的干酪根含量不断下降，而烃类和胶质、沥青烯*（氯仿抽提物）的含量则相应上升。另外，MAB 抽提物（即甲醇—丙酮—苯混合溶剂抽提物）的含量也是逐渐减少的。MAB抽提物是极性很强的富含 N、S、O 的重质化合物，元素组成最接近于干酪根，可以代表干酪根降解生烃过程的中间产物。这样看来，所谓有机质生油在很大程度上就是干酪根向沥青和烃类的转化过程。当然，也有一小部分抽提物是直接从有机体中继承下来的。

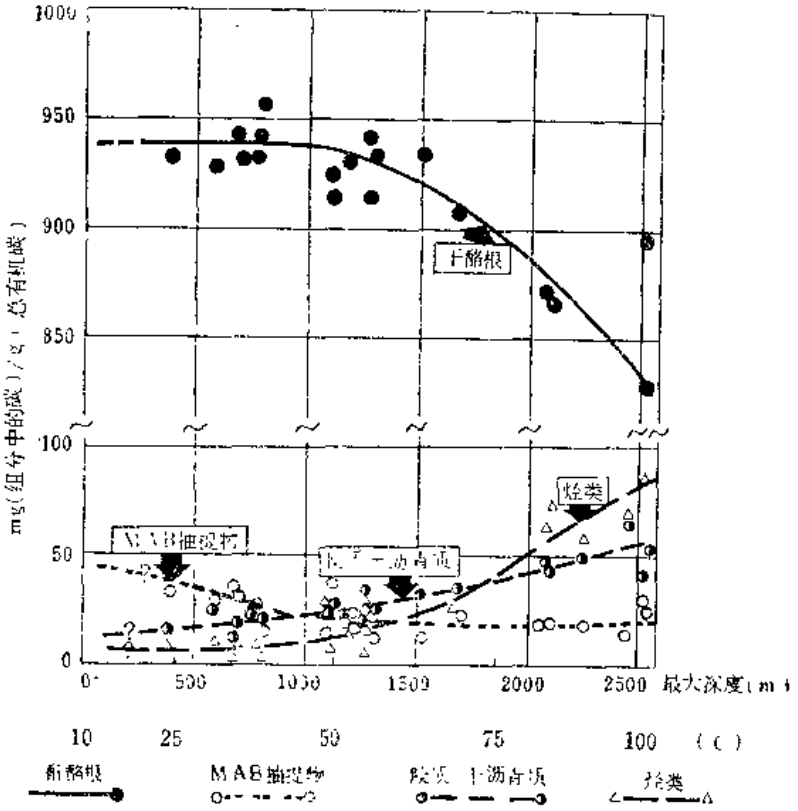


图 6—3　巴黎盆地托尔贡岩有机质各组分含量随深度的变化

（据 Tissot, 1971）

从岩石中提纯出来的干酪根是黑色或褐色粉末，它不是一种单一的组分，而是复杂的高分子聚合物。既然如此，不难想像它的化学成分和结构是会因原始物质类型和演化程度

* 沥青烯是沥青质的基本组成，在我国二者常混用。

而变化的。

干酪根的元素组成中以C为主，H和O亦有重要地位，其它尚有N、S等。从图6—4可见，它的元素组成跨有很大范围，这正是干酪根原始物质复杂宽泛的反映。干酪根的化学结构也与原始物质类型密切相关，不同有机颗粒将有不同化学结构；此外还要受演化程度的影响。笼统地说，干酪根常是以环状结构为核心带有各种烷基取代基和其他官能团的大分子，后者又彼此被次聚甲基或杂原子桥键所交联成三维结构。

干酪根是有机质的主体。所以干酪根的类型基本上代表了有机质的类型。关于有机质类型，早在本世纪初波东尼就已分出腐泥型与腐植型两大类别。前者的原始生物质是富含脂类的水生浮游生物，成矿方向是藻煤和油页岩；后者的原始生物质是富含木质素、纤维素的陆地高等植物，成矿方向是腐植煤。这虽然只是个粗略的定性划分，却能很好地揭示出有机质的本质差异。至于干酪根的类型，目前流行的一是按化学方法，另一是按光学方法予以划分。现简介如下：

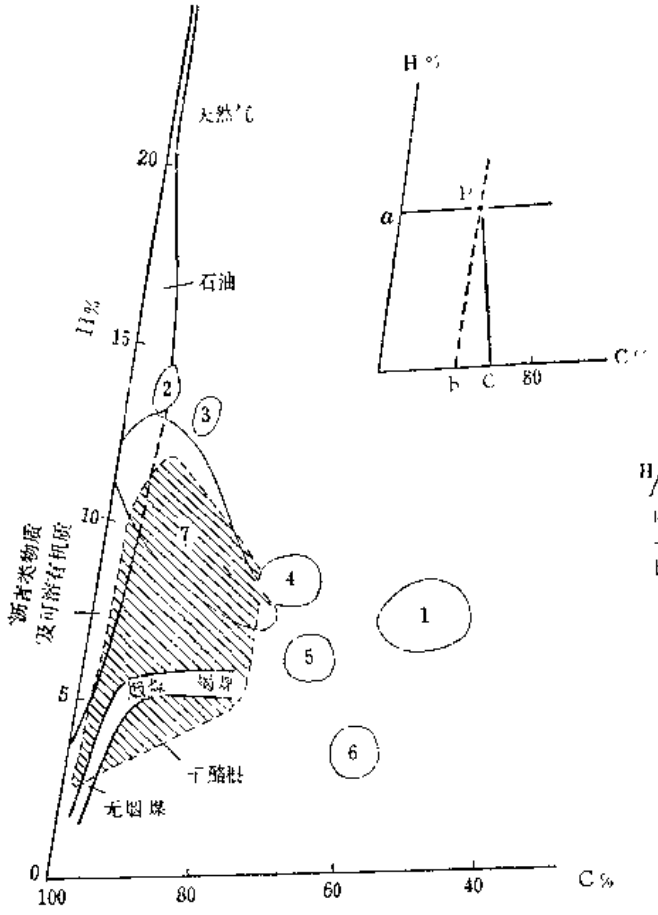


图 6—4 干酪根及天然有机物的组成

（据 R.D.McIver，1967）

1—碳水化合物；2—蜡质；3—脂肪；4—蛋白质；5—木质素；6—腐植酸；7—三萜烯类；右上小图示元素含量读法：样品P的H含量为a，C含量为c，O含量为（100—b）

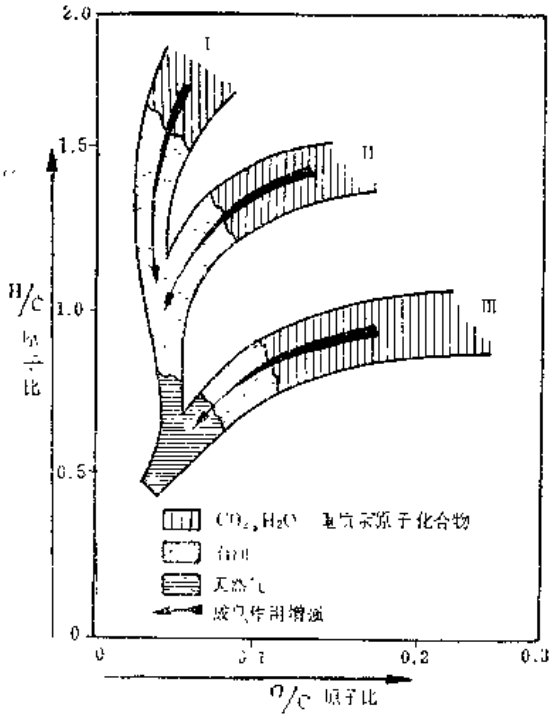


图 6—5 干酪根类型及其演化图

（据 Tissot，1974）

（一）化学分类

蒂索（1974）借助煤岩学中的范克雷维仑（Van Krevalen）图解，将干酪根按H/C和

O/C原子比分做三个类型（图6—5）其中Ⅰ型H/C原子比高，O/C原子比低，以链状结构较多为特征。生油潜力大。Ⅲ型H/C原子比低，O/C原子比高，以芳香结构多为特征。生油潜力小，但可生成天然气。Ⅱ型生油能力视其接近Ⅰ或Ⅲ型而异。由图可见，随着演化的加深，三种干酪根的组成向富碳方向敛合，而H、O含量不断降低。所以，在演化很深时划分是不明确的。这一分类的特点是，一方面可以反映出干酪根的富H程度和生油潜力，另方面还包含有演化的概念。不足之处是Ⅱ型实际上占有很宽范围，难以反映出内在的差异。最近蒂索又分出Ⅳ型干酪根，其特点是O/C原子比特高（>0.25），H/C原子比很低(0.5～0.6)，来源于深度氧化或再沉积的有机质，不具生油能力。

中国科学院贵阳地化所按干酪根的化合物组成分出脂肪族、含芳香脂肪族、含脂肪芳香族和芳香族四种类型。它们的特性见表6—6。原来为脂肪族的干酪根，在演化过程中由于释放出大量成油物质而本身芳香化程度增高了，最后将转变成芳香族干酪根。因此，只有在演化程度相近似时，区分其化学类型才有意义。

表 6—6　干酪根类型及其性质

性质 \ 类型	脂肪族	含芳香脂肪类	含脂肪的芳香族	芳香族
脂肪族化合物含量(%)	≥90	90～50	50～10	≤10
芳香族化合物含量(%)	≤10	10～50	50～90	≥90
H/C原子比	>1.25	1.25～1	1.0～0.85	<0.85
O/C原子比	<0.8	0.8～1	1.0～1.5	>1.5
热失重(600℃)(%)	≥85	85～70	70～30	≤30
生油潜力	好（>0.8）	良（0.8～0.5）	差（0.5～0.2）	极差（<0.2）

化学分类方法不能辨别混合物中的单个组分，也不能区分有机质是原地、异地或再沉积的。此外，出于技术和经济考虑，也难于大面积应用。因此，往往需要结合光学分类法。

（二）光学分类

参照孢粉学研究方法，可将经过酸解和浮选分离出来的干酪根置于显微镜透射光下划分出无定形絮质、藻质、草质、木质和煤质五种组分。絮质是没有清晰几何边缘的常呈无定形的片、团或粉末，主要来源于浮游生物之类的水生低等生物。藻质组分就其成分和来源同于无定形组分，唯可识别出藻类的构造。草质组分包括有孢子、花粉、角质层、叶表皮层以及其它可认出植物细胞构造的分子，来源于陆地植物。木质组分是长形具木质结构的纤维质，也是来源于陆地植物。煤质组分是经过再沉积的碳质和经过自然碳化的植物质。上述各组分的H/C原子比依絮质—草质—木质—煤质顺序降低，因而生油潜力也相应减弱(图6—6)。

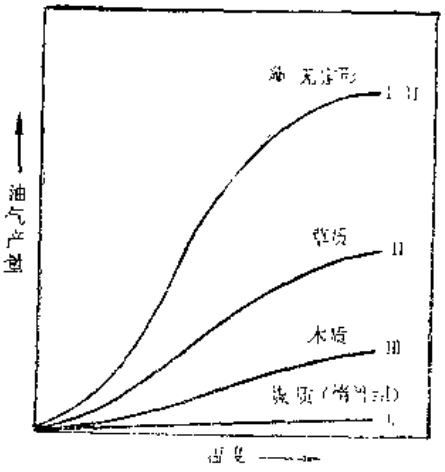


图 6—6　干酪根类型与其生油潜力
(据 Hunt，1980)

干酪根在显微镜下用25～50倍油浸镜头通过反射光可划分出三个主要煤岩学组分组，即壳质组、镜质组和惰性组（尚可细分）。壳质组在反射光下呈暗灰色，低突起，相对富氢。镜质组

在反射光下呈灰一白色，无或微突起，相对富含氧。惰性组在反射光下呈白一亮黄白色，较高突起，相对富含碳。此三组的反射率依次升高，而生油潜力则依次降低。

以上各种分类的大致对应关系如表6—7所示。

表 6—7　干酪根各种划分的对照及其地质含意

划分与含意 \ 类型	腐泥成分			腐植成分	
按煤岩学（反射光）	壳质组			镜质组	惰性组
按孢粉学（透射光）	藻质	絮质	草质	木质	煤质
按H/C和O/C原子比	Ⅰ、Ⅱ		Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ
按化合物	脂肪族		含芳香脂肪族	含脂肪芳香族	芳香族
物质来源	海洋、湖泊		陆地	陆地	陆地、再沉积
成矿意义	主为石油、油页岩、腐泥煤		油、气	主为气、腐植煤	无油，痕量气

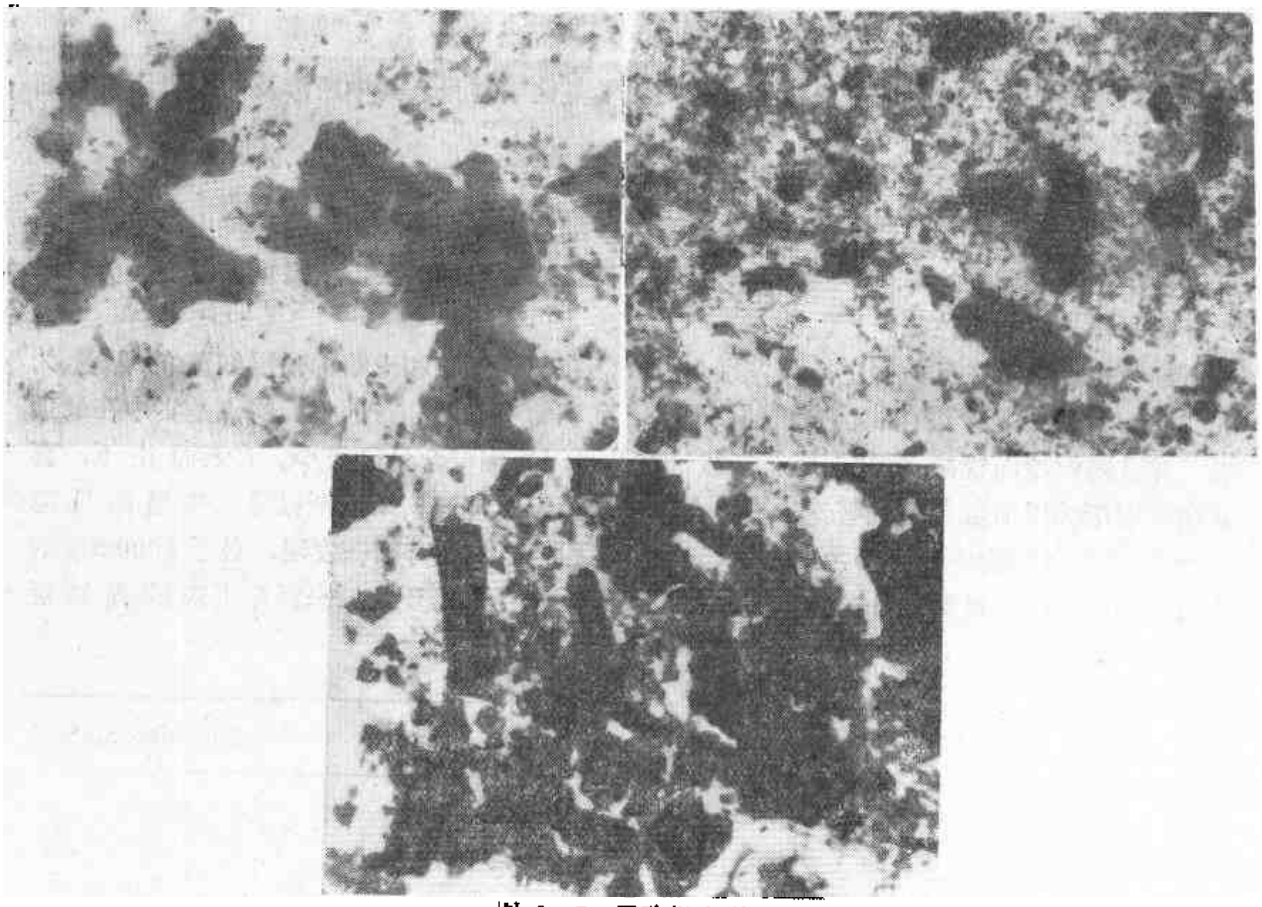


图 6—7　干酪根类型

（图片由 李文峰提供）

（上左）腐泥型，样品取自川西倒9井三叠系马鞍塘组生物碎屑灰岩；（上右）过渡型，样品取自川西92井三叠系须家河组灰黑色页岩；（下）腐植型，样品取自川西龙7井三叠系须家河组灰黑色页岩，均×400

顺便提及，通过干酪根的镜下观察还可得到有机质演化程度的信息。随着演化的加深，透明度逐渐变差，反射率逐渐增高，颜色逐渐加深（黄—橙—褐—黑）。

必须知道，岩石中的干酪根通常是各类有机颗粒按不同比例掺混在一起的。因此，可以按也应该按腐泥成分与腐植成分所占百分含量做出干酪根类型的划分，比如可分为腐泥型、过渡型（又可细分为准腐泥型和准腐植型）和腐植型。不过，目前尚无公认的含量分配尺度。

世界上大多数的油和气都是产自富含腐泥成分的有机质，而富含腐植成分的有机质基本上只能生成气。绝大多数的煤都是腐植型的，所以煤不是石油的正常来源。偶尔亦可见到石油与腐植煤共生，这通常与煤的壳质组分如角质体和树脂体有关。例如在澳大利亚吉普斯兰盆地所见。

干酪根的组成不仅决定了生油潜力的大小，而且也关系到所生成烃的性质。一般说，陆源有机质丰富时主要生成石蜡基石油，而海洋湖泊的原地有机质丰富时主要生成环烷基石油。碳酸盐岩多含无定形干酪根，后者有利于生成环烷烃。大陆和近岸碎屑沉积体系中的石油常具有高蜡特征，这与丰富的陆源有机质有关。由于无定形干酪根的生油潜力高，所以碳酸盐岩可以在有机碳含量比泥质岩低得多的情况下生成相对高得多的烃类。这一情况提醒我们：在评价生油能力时除注意有机质的数量外，更应注意有机质的质量。

六、促使有机质演化成油的因素

有机质演化和生成石油主要是一个生物化学与化学过程。其中所涉及的主要因素有细菌、温度、时间和催化剂等。

1．细菌

细菌在自然界有很广泛的生存适应性。有些细菌生存在有游离氧的环境中，另些细菌可以生存在无游离氧的环境中。细菌的生存和消亡、抑制和活跃，受温度、湿度、养料以及介质的化学环境所控制。

细菌也可生活在沉积物中。据左别尔调查，在现代沉积和土壤的顶层细菌的含量为0～500g/m³。一亿个细菌相当有机质一毫克。沉积物中细菌分布的很大特点是集中在最顶层，并且随深度而锐减（表6—8）。一般，在几米深处细菌含量已极少。自表面往下，喜氧细菌逐渐为厌氧细菌所代替。后者分布的深度极限不清，据斯密斯报导，在墨西哥湾140m深处的沉积物中每克仍含细菌约100个。沉积岩石中也有细菌发现，曾于1000m深的油田水中见有活的硫酸盐还原菌。不过，它们是后来侵入的还是原来保存下来的尚属疑

表 6—8　沉积物中细菌的分布

沉积物表面以下厘米数	每克沉积物中的细菌数	沉积物表面以下厘米数	每克沉积物中的油滴数
0～0.5	63000000	7.6～8.1	7200
0.5～1.0	1900000	15.2～15.7	1600
1.5～2.0	900000	21.4～24.9	600
4.6～5.1	40000		

（据 B. B. Вебер）

问。

细菌通过酵素可使原始生物质中的许多组分被氧化和消化。当游离氧耗尽后，在有机质附近造成局部还原环境，这时厌氧菌可接续发生作用。在通氧条件下主要游离产物为水、二氧化碳，以及硫酸盐、铵和磷酸盐离子；在厌氧条件下主要游离产物为甲烷、二氧化碳、硫化氢、水，以及铵和磷酸盐离子。以气态和溶解态移走氮、硫、氧和磷等杂原子的有机质，其碳、氢相对富集，从而在整体上更接近于石油样的物质。实验和野外资料表明，有机质经细菌作用后还可直接产生沥青物质。此外，细菌本身也是良好的生油原始材料，有的细菌还可在自身细胞中合成少许固态高分子烃类。

由于生存条件的限制，细菌作用主要出现在有机质改造的早期。

2．温度

地球不断由内部向地表散发着热量，从而在地壳形成一个温度向外递降的天然热场。因此，有机质随着埋藏的加深必然要遇到逐渐升高的温度。深度每增加100m所增加的温度（℃）数值叫地温梯度。地壳现代平均地温梯度为3℃/100m，变化范围可由0.5～25℃/100m。含油盆地常见的地温梯度以2～5℃/100m居多。

温度在有机质成油转化中的作用早就被人们所注意，曾对多种天然有机质（如脂肪酸，氨基酸等）进行加热实验，并得到了烃类产物。对沉积有机质也做过类似的实验，这使得拟想的母质更接近于自然的真实。例如，伊什瓦塔里（R. Ishiwatari）对海洋沉积物中的不溶有机质以及亨特对始新世绿河页岩中不溶有机质的加热实验，都获得了烃类产物（表6—9、表6—10）。由表还可看出，随着温度的增高，产物的数量相应增加，产物中的低分子成分也逐渐增多。

表 6—9　加热绿河页岩不溶有机质所产生的低分子烷烃

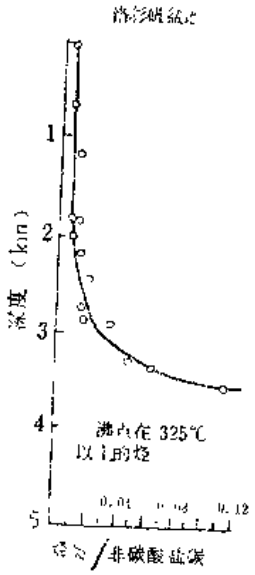
温　　度 (℃)	低 分 子 烷 烃 (ppm)			
	CH_4	C_2H_5	C_3H_8-C_6H_{14}	nC_7H_{16}
400	112	370	650	87
300	6	7	20	1.7
190	0.02	0.01	0.4	0.01

表 6—10　现代海洋沉积物不溶有机质加热产物

加　　热		产物（占不溶有机质的%）		
温　度　(℃)	时间（时）	挥发性产物	液态产物	固体残余物
150	5.0	6.1	1.5	92.4
200	5.1	14.4	3.2	82.4
250	5.3	18.3	3.8	77.9
310	5.2	28.9	6.0	65.1
350	5.0	28.1	6.6	65.3
410	5.0	40.8	2.7	56.5

野外剖面研究进一步证实了温度的重要意义。菲利比（1956）对加州济杉矶和文图拉盆地晚第三系剖面研究具有典型意义（图6—8）。由图可见，烃（C_{15+}）的含量是随深度

和温度而增加的。值得注意的是，在低温时烃的增长是缓慢的，而到达一定温度即115℃时则出现明显增长。该温度在两个盆地中所对应的深度分别为2440m和3660m。由此可知，本质因素是温度而不是深度。菲利比所用的岩样是沿钻井剖面垂向采取的，可是不同层位的有机质类型未必相同，并且受热持续时间也不一致，因此在定量上受到一些影响。蒂索对巴黎盆地侏罗系托尔页岩的研究是沿同一层位在不同深度上横向取样的，可以较单一的反映温度作用。由图6—9可见烃类和整个氯仿抽提物（烃＋胶质＋沥青质）的数量都表现为随深度（也是随温度）而增长。这里显著增长出现在1200～1400m（即相当60℃）深处。第三个典型是阿尔布莱胥特（P. Albrecht, 1976）等对喀麦隆杜阿拉盆地白垩系洛克巴巴组的剖面研究。由于钻井较深，故可以观察到较为完整的温度效应过程（图6—10）。这里烃类显著增长出现在1370m深和65℃处，在2200m和90℃达到最大值，尔后反而下降，至3000m和115℃基本终止了生油过程。其所以下降，乃是较高温度下裂解形成低分子所致。一般说，断开短链（C_1、C_2、C_3）要比断开长链困难得多，只有高温才能提供其所需的能量。生油终止表明干酪根对于生油来说已经枯竭了。不过对于生气还是有潜力的。



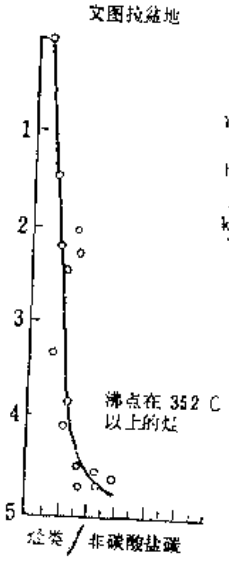


图 6—8　洛杉矶和文图拉盆地上第三系烃与碳比值的变化
（据 Philippi, 1966）

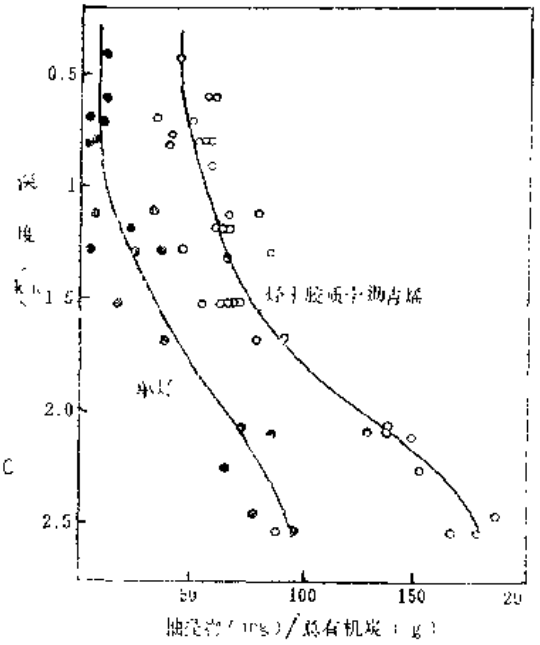


图 6—9　巴黎盆地下托尔页岩的烃类及整个氯仿抽提物含量随深度的变化
（转引自 Hunt, 1979）

生油数量开始显著增长时的温度叫门限温度。与之对应的深度叫门限深度。温度与深度的关系取决于地温梯度（图6—11）。相同的门限温度在地温梯度大的地区出现得较浅，在地温梯度小的地区出现得较深。实际资料表明，生油门限温度通常都在50°～120℃范围之内。我国实例如：大庆为50℃（1250m），冀中为67℃（1500m），胜利为93℃（2200m）。门限温度之高低主要与有机质受热持续时间或地质时代有关，此外还与有机质类型和催化作用有关。门限温度意味着有机质开始进入生油主要阶段，开始走向成熟。

概括说，生油主要阶段的起始温度不低于50℃，终止温度不高于175℃。这也就是说，地壳中的生油过程仅只出现于有限的温度或深度范围。除前面提到的杜阿拉盆地（图6—

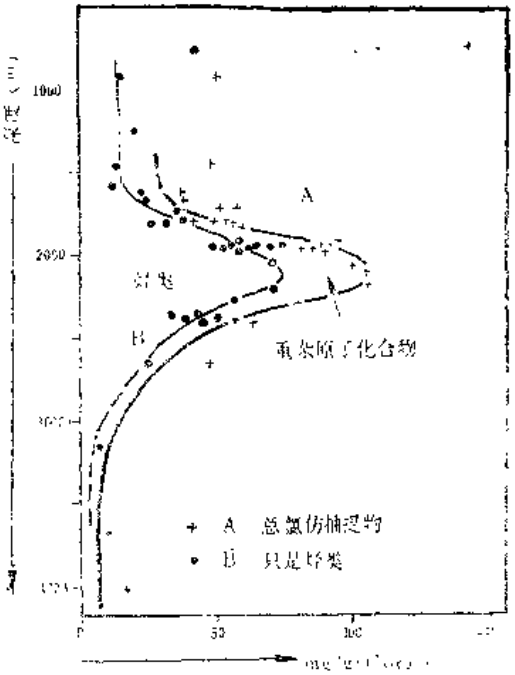


图 6—10 杜阿拉盆地白垩纪地层中烃类的生成与深度和温度关系
(据 P.Albrecht等，1976)

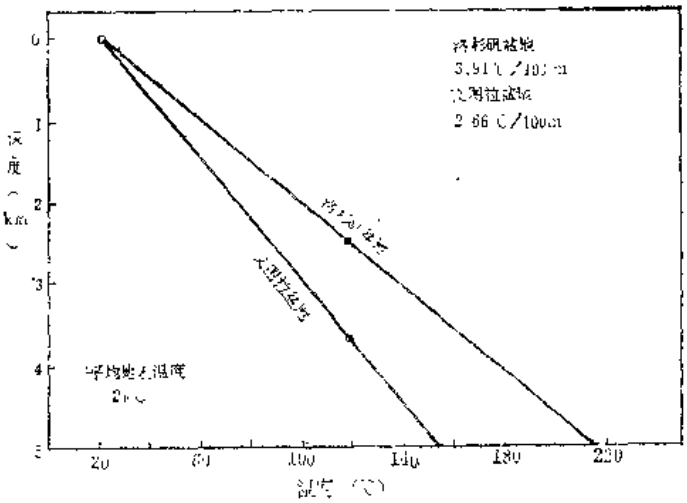


图 6—11 洛杉矶盆地和文图拉盆地平均地温梯度
(据 Philippi，1965)

9)外，图6—12所示阿奎特因盆地的情况也很有代表性，那里生油门限约为72℃，生油高峰约为90℃，生油结束约为150℃。

综观上述，温度在导致有机质发生热降解并生成石油范畴的烃类过程中起有决定性的作用，这是毋庸置疑的。

最后指出，生油门限值与生气门限值固然不同；其实石油本身各组分的门限值也未尽相同。例如在巴黎盆地，饱和烃的门限深度为1300m，而芳香烃的门限深度为2000m。可见所谓生油门限值只能是约略的，何况在一条圆滑的曲线上确定出某一特征值难免带有人为因素。

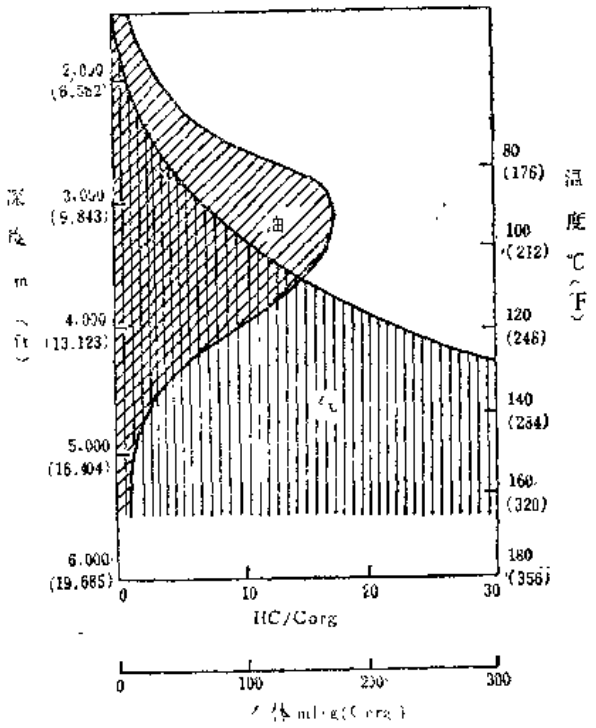


图 6—12 法国阿奎特因盆地细粒碳酸岩中C_{15}^{+}烃类生成与温度关系
(Le Tran，1972)

3．时间

时间本身不能单独起作用。可是，在沉积有机质的热降解中，时间却是不可忽略的因素。与温度相比，时间居于次要地位；因为，根据化学动力学原理，母质产生石油的数量与时间呈线性关系，而与温度呈指数关系。据估计，温度每增加10℃，反应速率可增加1～2倍。增加一倍，就意味着在相当于120℃的深处所发生的反应速率，比在20℃的地表附近所发生的反应速率要快1000倍。

按照阿仑尼厄斯方程（详参石油地球化学教科书），反应速率除与温度有关外，还与活化能有关。活化能是母质断开化学键以形成新分子所必需吸收的能量。根据蒂索的计算，干酪根生烃反应的活化能为 20×4186.8J/mol（这里都是视活化能，因为并非单一化合物）；生成烃＋胶质＋沥青质为15×4186.8J/mol；生成胶质＋沥青质为14×4186.8J/mol。康南（J. Connan）计算干酪根开始显著生油时的活化能为13.8×4186.8J/mol。由于母质类型不同，故其所涉及的生油气反应的活化能也不同。如果其它条件都一样，那么，低活化能反应的起始温度低，但随温度增高反应速率增长得慢；高活性能反应的起始温度高，但随温度增高反应速率增长得快。例如，无定形干酪根通过低活化能反应可能在20℃就开始生油，随着温度增高其反应速率的增长大致徘徊在每10℃增一倍左右的水平。而煤质干酪根生成甲烷的高活化能反应，在低温下可能观察不出，在高温下每增10℃其反应速率可增加二倍，以致成为150℃以上时的主要反应。

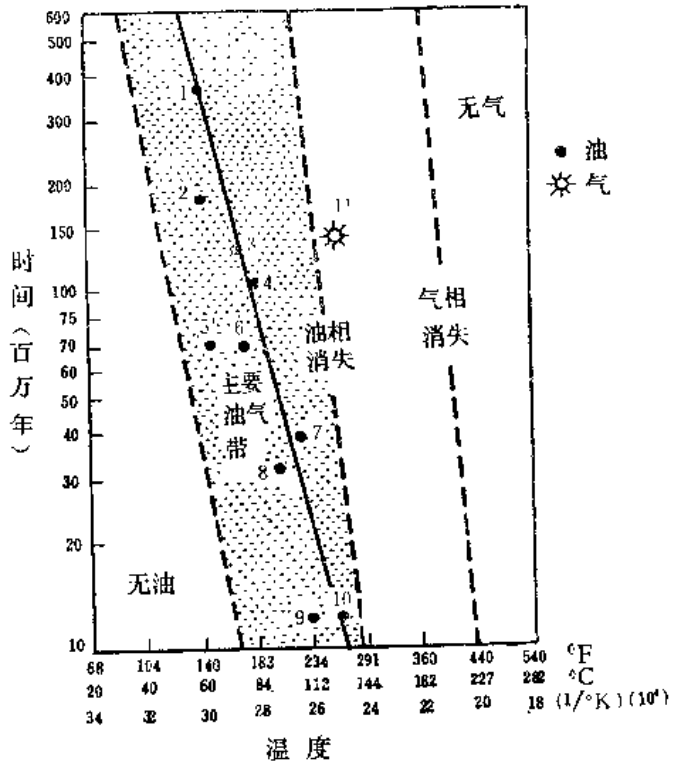


图 6—13　石油生成的时—温关系

（据 Connan，1974，引自 Hunt，1979）

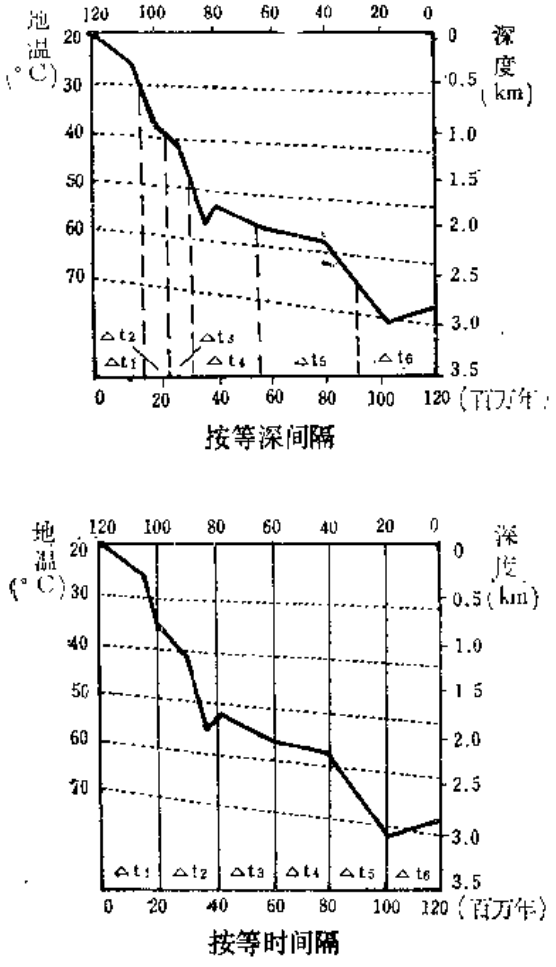
1—巴西亚马逊盆地；2—法国巴黎盆地；3—法国阿奎特因盆地；4—西非阿尤恩地区；5—喀麦隆杜阿拉盆地；6—新西兰塔拉纳基盆地；7—法国卡马格盆地；8—新西兰塔拉纳基盆地；9—美国洛杉矶盆地；10—美国文图拉盆地；11—法国阿奎特因盆地

温度与时间是可以互补的。为了便于说明这种关系，我们仍不妨假定干酪根生烃反应平均每增10℃其反应速率可增加一倍。实际上高温时不止一倍。这样说来，在110℃历经2500万年所形成的石油量，在100℃时则需要5000万年，在90℃时则需要一亿年。生油剖面实际资料也可证实温度与时间的互相弥补关系。例如，西加拿大上泥盆系生油门限为50℃，巴黎盆地下侏罗系为60℃，西非下第三系为70℃，我国东营盆地下第三系为93℃，美国洛杉矶盆地上第三系为115℃。这也就是说，生油层的年代越久远，受热时间越漫长，则门限温度越低。康南依据世界若干盆地的实际资料绘制出了时间、温度关系图（图6—13），所得到的关系式为 $\log t$（百万年）$=3014\times\frac{1}{T(K)}-6.498$。由这个图也明显可见，沉积有机质的时代越新，生油门限温度越高；时代越老，温度越低。图中的温—时线的斜率是活化能所决定的。图中的虚线是后来依据镜煤反射率提供的信息添加进去的；虚线给出了油气生成过程开始与结束的界限。在沉积物年轻而地温梯度较小的盆地（图中的左下方）中，地温达不到门限值，无工业石油生成。在沉积物古老而地温梯度较大的盆地（图中的右上方），地温已超越生油极限，既使有油也已破坏。

从康南的时—温关系线可以很方便地获得有关有机质成熟程度的概念，并可根据地温

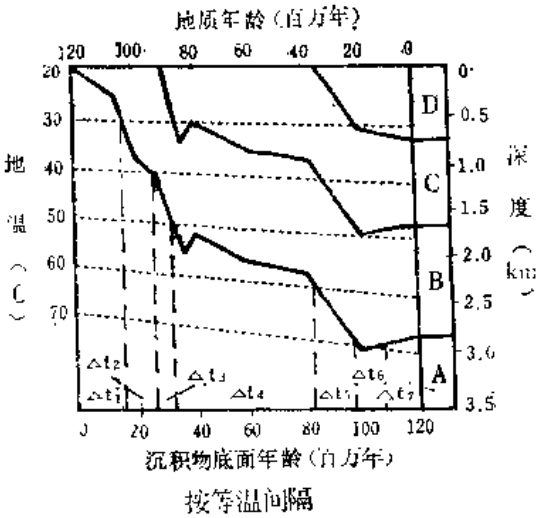
梯度估算出生油门限深度。因此，具有一定实用价值。但是也应指出，康南的时一温关系线严格说只适用于连续沉积且为匀速沉积的盆地。对于连续沉积剖面而言，某一层位的现地温即为其所经历的最高地温；可是对于含有上升和剥蚀的剖面而言，某一层位的现地温未必是其所经历的最高地温，这是显而易见的（关于最高古地温和古地温梯度，研究者们正在试图通过矿物变化、镜煤反射率变化等寻求解答）。再者，沉积既使是连续的，由于不同时期沉积速度的变化也会造成受热情况的复杂化。比如，二叠系某层在甲剖面中历时二亿多年埋没至地温30℃，进入晚第三纪后，堆积加快，在随后的二千五百年中迅速被埋没至地温100℃；与此对照，该层在乙剖面中表现为在最初的二千五百万年中就已埋没至地温70℃，进入晚二叠世后，堆积变缓，在随后的二亿多年中被慢慢埋至地温100℃。由此例看来，尽管是同一层位，甚至处于相同的现地温，但在不同地点的受热经历却是不同的。无疑，后者的有机质将优先成熟。为了较细致较准确地得知某一地层的受热历史通常需要绘制出该层在每一剖面点上的沉积埋藏史图，并按划分的温度间隔，或时间间隔和深度间隔（参图6—14）累计算出该层自沉积以来的总成熟效应值。这样，有了若干点上的资料便可进一步了解该层在剖面和平面上的受热与成熟情况。当前广为使用的时温指数（*TTI*）就是计算成熟效应值的方法之一。这将留待在实习课中学习。

沉积有机质在埋藏过程中如果一度出现强烈上升，接着又恢复沉降，则有可能会造成



按等深间隔

按等时间隔



按等温间隔

图 6—14　沉积埋藏与受热历史模式图

再次生油和迟延生油现象。世界特大油田之一的北非哈西麦萨乌德油田其生油母岩属志留系，该层自沉积起至石炭纪末，被埋深到900m，未达生油门限；尔后上升剥蚀，直到三叠纪初再次下沉，并于晚三叠纪进入生油门限深度——1500m（图6—15）。此例中的母岩竟历经了二亿年之久才开始生油。由此可见，对时间因素的估计，是不能脱离沉积埋藏历史分析的。

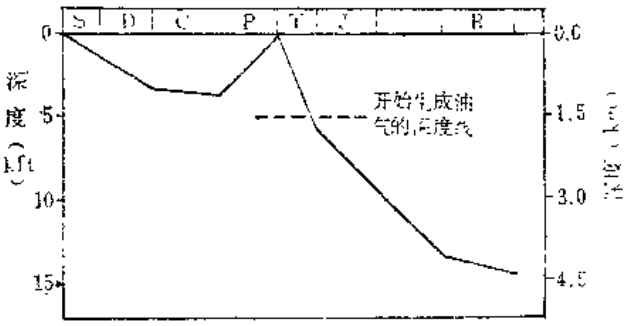


图 6—15 北非哈西麦萨乌德油田志留系生油层沉积埋藏史
（转引自 C.Barker，1979）

4．催化剂

石油炼制中常使用催化剂，所以催化的概念很容易被引伸到生油过程中去。催化剂在化学反应中只起触媒的作用，其本身并不发生成分上的变化。自然条件下，最主要最有现实意义的催化剂是粘土。已知蒙脱石型的粘土催化活力最强。从根本上说，催化剂的作用主要是一种复杂的自由表面能现象，被催化剂所吸附的各种原子在催化剂原子的激发下变得活跃起来，从而有利于结合成新化合物。在有机质生油过程中催化剂可以改变其原有结构，断开其C-C和C-H键，进而分裂出较轻的烃。

在实验室中曾进行过许多旨在查明催化效果的有机质加热实验。比如，以200℃加热二十二烷酸，在有粘土参与下可得到C_2-C_6低分子烃，以及C_{15}-C_{34}较高分子烷烃，在没有粘土参与下则未检测出烃类。以275℃加热该酸，在有粘土参与时所得到的各种低分量烃的产量是为没有粘土参与时的3～6倍。用油酸与催化剂按不同比例进行加热实验，结果产烃率和烃组成均有差异（表6—9）。实验还表明，催化剂可使不饱合烃发生聚合，可使石蜡芳构化。根据有的实验资料外延，在100℃下裂解正十六烷用高活力催化剂只需几个月，用低活力催化剂需1000年，而单纯的热解所需时间已超过了地球的年龄（图6—16）。总之，在有机质生油转化过程中，催化剂的参与可以加快成烃的反应速率，降低反应所需的活化能，以及改造烃的性质。

表 6—9 在250℃下油酸的热催化产物

催化剂油酸	烃类产率（%）	各类烃所占的百分比		
		烷—环烷烃	单核芳烃	双核芳烃
3:1	36	18	53	29
2:1	29	28	54	18

研究者提出，热催化裂解至少在125℃以前可能是主要的生油机制；温度再高，则热裂能机制的重要性逐渐增长。热催化裂解生成大部分的低温石油，而高温的凝析物和气体可能主要靠热裂解产生。无论热催化反应或热裂解反应，温度总是重要的。热催化反应的速率是由温度、反应物浓度，以及催化剂的浓度和活力所决定的。

水的存在可以严重降低催化活力。生油沉积一般都含水，但是并不足以使催化作用终止。纯碳酸岩通常认为没有催化活力。可以生油的碳酸岩常含有相当的粘土质点，但终不

如页岩有较大的催化效果。也正因此，碳酸岩中干酪根的活化能高于页岩中的同类干酪根。

最后提一下有机催化剂——酵素（酶），酵素是生物体中能实现新陈代谢的物质，其成分和结构近似于蛋白质，为量甚微。酵素中含有某些活性组分，可起催化作用。沉积物中的酵素是与有机质同时聚集的。酵素的作用特点是催化活力极强，而且不受食物、温度、湿度等限制。在有机质分解的早期发酵过程有重要意义。至于在地下深处到底应如何评价尚有待进一步研究。

5．其它

放射性也曾被考虑做有机质生油转化的因素。沉积岩中多少都含有一些铀、钍、钾等放射性元素，它们赋存于重矿物或含钾含铀化合物中。黑色富含有机质的页岩常有较强的放射性。实验表明，用α-射线轰击某些有机质可得到甲烷、二氧化碳和氢，轰击水可得到氧和氢。氧与有机质作用最后生成二氧化碳，氢可使有机质氢化或与二氧化碳化合生成甲烷。甲烷在α-射线作用下可叠合成乙烷，继续作用可生成更重的气烃乃至液烃。问题在于沉积岩的放射性元素含量太低，包括其蜕变产物在内通常只占10^{-3}～10^{-4}%。有人计算，每立方公里岩石中含铀0.001%，含有机质1%；那么，一百万年仅可得18×10^{4}t石油。这对形成工业油藏未免是微乎其微了。还应考虑到，一方面放射性强度随时间推移而不断衰减，另方面所形成的烃类产物如不被运移出去则将继续被分解成氢和碳质残余。瑞典前寒武系和美国泥盆系高放射性的黑色页岩附近并未发现大量游离石油。这样看来，放射性不能视为重要因素。应补充提及，徐永昌认为泥质生油沉积中放射性元素所造成的局部地温增高将有利于有机质的热转化。

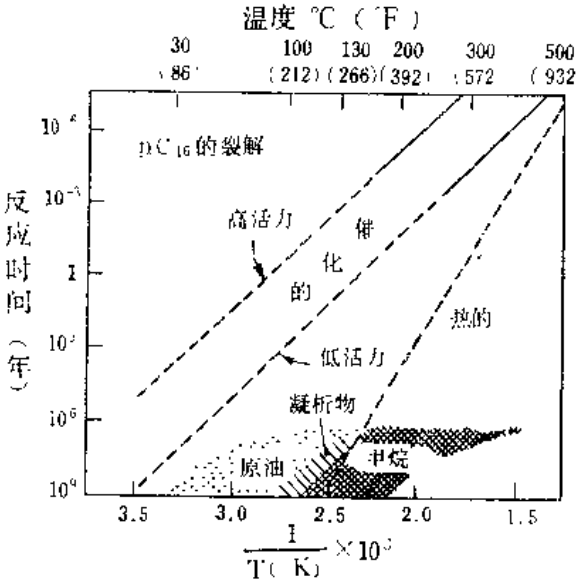


图 6—16 正十六烷热裂解和催化裂解所需要的时间
（据 Goldstein，1980）

随着埋藏加深，有机质不仅受到升高的温度，还要受到增大的压力。对于压力的作用尚缺乏明确的认识。普遍的倾向似乎是认为压力在有机质生油转化中并无明显和直接的作用。不过压力可以影响反应系统中的物质相态。

七、有机质成岩演化与油气生成的阶段性

做为沉积物一部分的有机质同矿物质一样，在埋藏过程中要发生与介质环境相适应的变化（图6—17）。而且要敏感得多。石油和天然气正是有机质成岩演化总过程中附带的自然产物。有机质演化进程不同，所得到的烃类产物也不同，这就有可能按石油地质观点将有机质的成岩和油气生成划分出阶段来。目前各家的划分方案很多，所给予的分段称谓也不尽一致，但是其内涵却堪称大同小异。为方便起见，本书暂将有机质的成岩划分为成岩阶段、深成阶段、和准变质阶段（变质阶段已超越石油地质研究范围）。同时，又以能否生成石油为基准将有机质演化划分为未熟阶段、成熟阶段和过熟阶段，它们可与成岩划分一一对应。

成岩作用（diagenesis）阶段 即未熟阶段。有机质经过沉积作用后，开始进入埋藏状态。这时，除一部分可能被钻穴动物吃掉外，将要受到细菌作用和水解作用，从而使原来的脂肪、蛋白质、碳水化合物、木质素以及核酸等生物化学聚合物转化成为分子量较低的脂肪酸，氨基酸、糖、酚等生物化学单体物。同时产生的还有 CO_2、CH_4、NH_3、H_2S和H_2O等简单分子。生化单体物有些不再反应了，或成为沥青；而大部分则将重新聚合成一组新的产物，即习惯称之为腐植酸、富啡酸和腐植素之类的腐植质物质。后者现在认为不只来源于木质素，也可来源于其它成分。这种复杂的高分子地质聚合物大多不再被细菌用做食物，并且由于与周围矿物相络合，故可较稳定地保存下来。只是在催化作用下才发生一定反应。它们就是干酪根的前身。

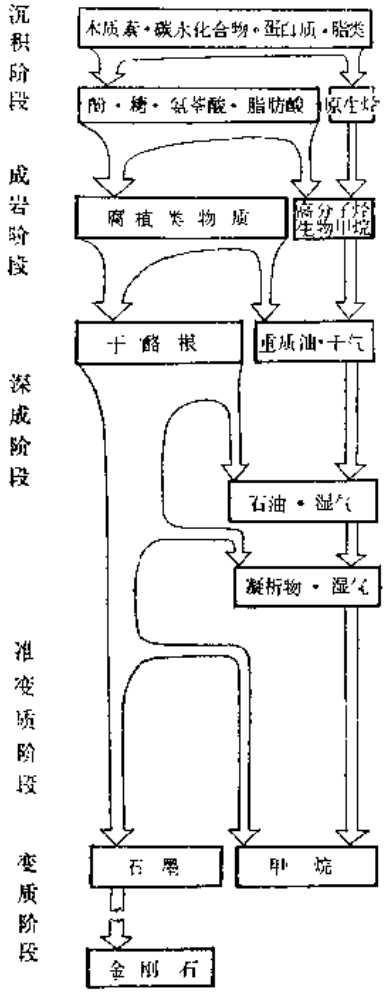


图 6—17 有机质的成岩演化

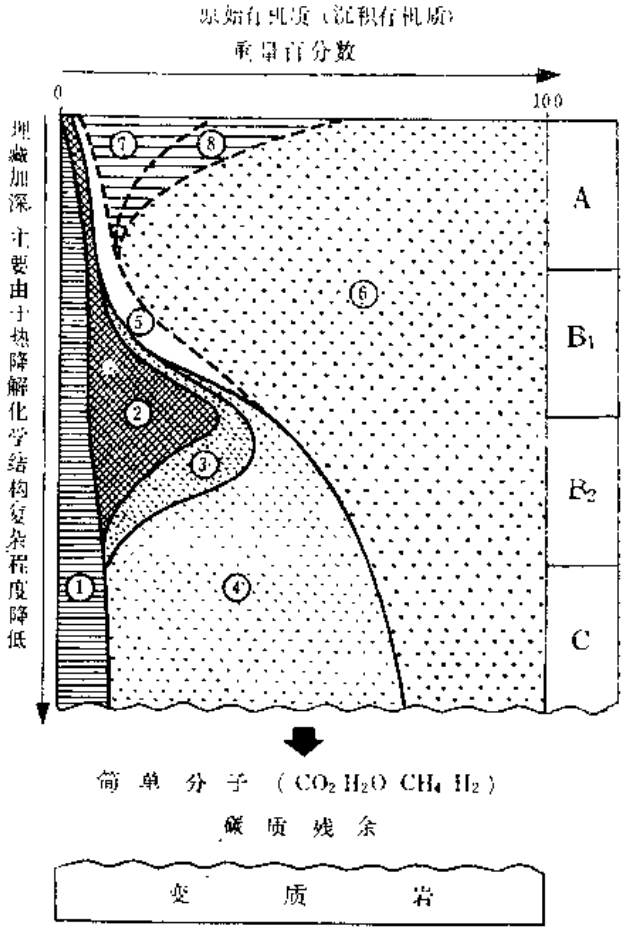


图 6—18 有机质各组成随深度的变化

（据 B.Durand，1980）

1—CO_2+H_2O；2—油；3—湿气；4—甲烷；5—胶质+沥青质；6—不溶于有机溶剂的有机质；7—可溶于碱的有机质；8—可溶于酸的有机质；虚线表示这些组成可能叠置

细菌在成岩阶段对有机质的改造起重要作用。但细菌作用实际上在不大的深度就终止了，继而无机转化过程变得相对重要。由于埋藏不深，故不足以使大分子发生有意义的热降解。在成岩改造中有机质逐渐失去在酸碱中的可溶性，从而具有了典型岩石有机质的特性（图6—18）。成岩阶段的主要烃类产物是生物甲烷，也许充其量还有某些重质石

油。

斯密斯对墨西哥湾近代沉积物的一项著名研究中表明，早在成岩阶段早期即可观察到烃类含量随深度的增长（表6—10、图6—19）。经碳同位素测定，这些烃的年龄为距今11800～14600±1400年，表明是同生的。由表还可以看出，烃类是靠沥青还原而产生的。另外一些（如在里海海湾、帕雷湾、旧金山湾等）研究也得到了类似的结果。

表 6—10　墨西哥湾天鹅岛近代沉积样品分析结果

深　度 (m)	可抽提有机质的含量(%)	抽提物的色层分析（%）			
		饱和烃	芳香烃	含NSO的组分	氧化与上述成分
0.9～1.2	0.031	6.0	1.5	14.0	78.5
5.4～6.6	0.032	17.9	2.6	12.1	67.5
15.6～15.9	0.032	19.2	8.3	14.3	58.2
30.6～30.9	0.031	25.2	5.7	10.6	58.5

成岩阶段尤其成岩早期所生成的烃不同于岩石中的石油烃。其主要差异有，早期生成的烃多是从生物体中继承下来的高分子烃，缺乏C_{3-14}低分子烃，更无C_{1-3}烃；而低分子烃在石油中常占50%；早期生成的正烷烃其奇数碳原子具有明显的优势，而石油正烷烃的这种优势接近消失（图6—20）；早期生成的烃缺乏低分子芳香烃，而石油则有相当的苯、甲苯、二甲苯等；在数量方面，岩石所含的烃要比沉积物所含的烃多2～10倍，前者常在几百 ppm以上，后者常在几百 ppm以下。这样看来，石油主要应该是晚期形成的。

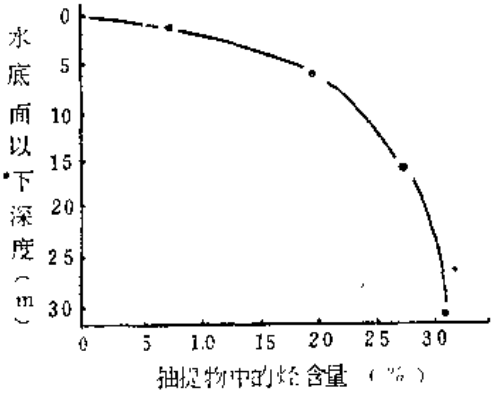


图 6—19　墨西哥湾天鹅岛近代沉积物中含烃量随深度的变化
（据 P.V.Smith，1953）

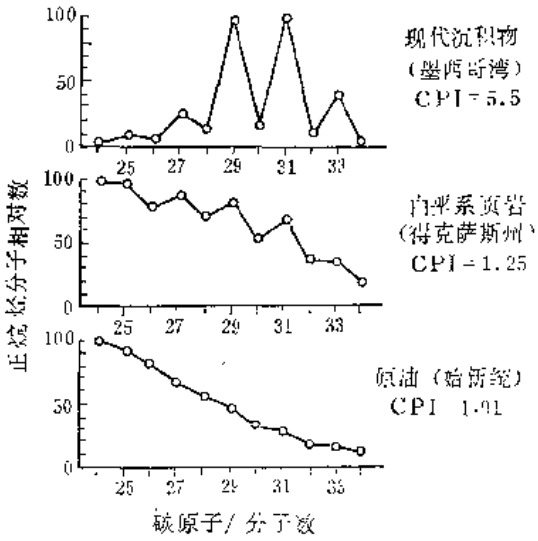


图 6—20　近代、古代沉积物和石油中正烷烃的奇碳优势变化

深成作用（catagenesis）阶段　亦即成熟阶段。随着地温逐步升高，有机质将发生热裂解。有机质是呈分散状态存在于岩石中的，因而这种裂解通常是伴有粘土催化作用的。在深成阶段的后期随着温度进一步升高，热催化优势逐渐转变为热裂解优势。

原来做为地质聚合物的干酪根从进入深成阶段起又开始向较低分子的地质单体物转化。在增高的温度下干酪根依次断开杂原子键和碳—碳键，生成CO_2、CH_4、N_2、NH_3和H_2S等挥发物，以及分子量较低的可溶有机质，其中也包括烃类，由于这些产物的释放，不仅使干酪根数量减少，也引起H/C和O/C原子比降低，聚缩程度增强，反射率升高，颜色变深。

深成阶段是石油生成的主要时期。同时还有大量湿气。据估计，石油中大约80～95%的烃是在此阶段生成的。深成阶段所生成的石油在性质上更加成熟。其主要表征（图6—21）如：正烷烃的碳原子数和分子量递减，生物烃所带来的奇碳优势逐渐被新生烃所冲淡直至消失；环烷烃和芳香烃的碳原子数和环数减少，曲线由双峰变为单峰。另外，由于烷

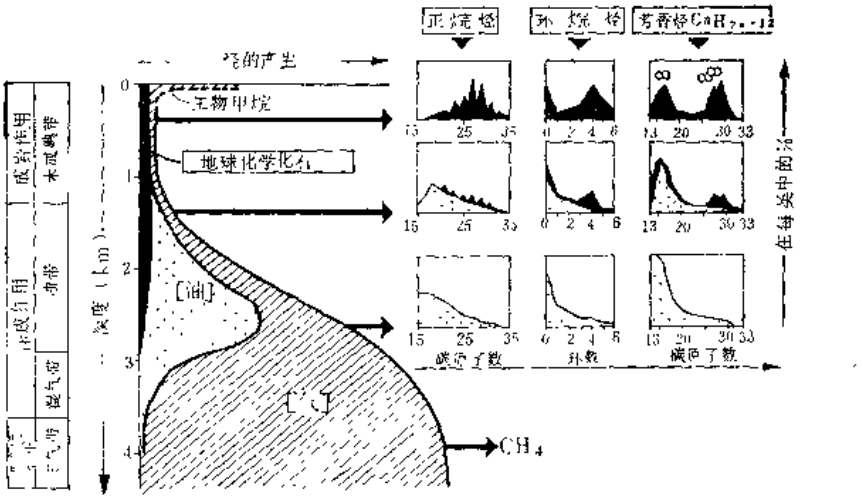


图 6—21 烃类结构随成熟度的变化
（据 Tissot, 1974）

烃及低分子量烃逐渐增多，胶质—沥青质逐渐减少乃至消失，因而引起石油比重降低，颜色变浅。深成作用的晚期液烃急剧减少，而低分子烷烃，主要是甲烷及其同系物则显著增加。它们在地下呈气体溶液，采至地面则大部凝为轻质石油。也有人称之为高熟阶段。

准变质作用（metagenesis）阶段 即过熟阶段。准变质或予变质作用是深成作用向变质作用的过渡。在较高温度下有机质的热裂解反应迅速进行。由于氢的消耗，干酪根H/C原子比已降得很低，生油潜力逐渐枯竭。据估计，干酪根H/C原子比降低到0.45，无液烃生成；降低至0.3，则已接近甲烷生成的最低限。后成阶段中即使是已经生成的液烃和重烃气体也将裂解成热力学上最稳定的甲烷。有机质释出甲烷后其本身进一步聚缩，最终将成为石墨。

以上各个阶段是连续过渡的，而相应的反应和产物是可以叠置交错的，况且尚有有机质类型上的不同；因此，实际上不可能用统一的指标去做出截然的划分。所以表6—11所做的概括仅供参考。

据亨特估算，C_{1-3}气烃的70%，C_{4-14}液烃的9%，和非烃的40%生成于成岩阶段；气烃的82%，液烃的91%，非烃的60%生成于深成阶段；气烃的1%和痕量的液烃与非烃生成于准变质阶段（图6—22）。总之，石油烃的绝大部分是在有机质成熟阶段所产生，尤其以60～150℃最为有利。所谓晚期生油说和干酪根生油说正是出于这一基本事实。

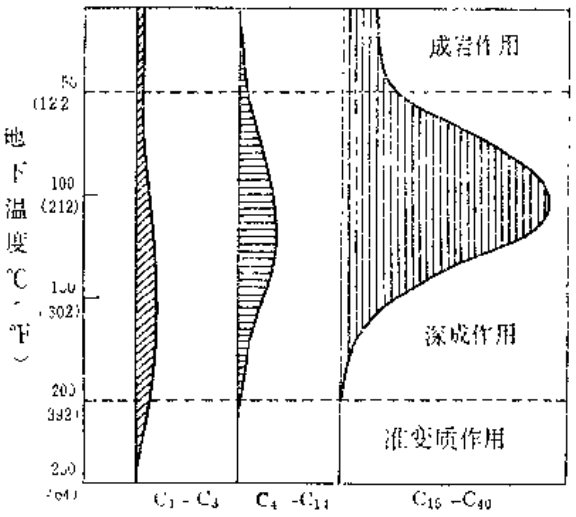


图 6—22 沉积物不同成岩阶段烃类的相对数量
（据 Hunt, 1979）
图中的准变质作用亨特原称之为变质作用

表 6—11 有机质成熟演化的阶段性

成岩演化阶段	烃类产物	煤 种	固定碳（%）	镜煤反射率（%）	H/C 原子比	地 温（℃）	深 度（m）	孢粉颜色	主要反应	成熟程度
成岩阶段	生物甲烷	泥炭褐煤			>0.84			浅黄橙红	生物化学	未成熟
深成阶段	重质油、干气	高挥发分的烟煤	55	0.5	0.84	0	1000	橙黄	热催化	成熟
	中质油、湿气	中挥发分的烟煤	75	1.3	0.69	150	4000			
	轻质油、湿气	低挥发分的烟煤	75	1.3	0.69	150	4000	深褐	热裂解	
			85	2.0	0.52	200	6000			
准变质阶段	高温早烷	半无烟煤	85	2.0	<0.52	200	6000	黑	热分解	过成熟
		无烟煤								

八、石油生成的地质环境

前面分节讨论了石油生成的基本原理。现在在此基础上进一步研究什么样的地质背景可以为石油生成提供最佳环境。

（一）要有足够数量和一定质量的原始有机物质

具有足够数量和适当质量的有机质是生成石油的物质基础。为此，首先需要在水中有大量水生生物的繁殖，以做为供给之源泉。并且还要有稳定的还原环境以使有机质得以保存。一般说，浅海盆地和具有一定深度的内陆湖泊都是较为理想的。

海域可分为滨海、浅海和深海。滨海海水进退频繁，处于高能环境，不利生物的繁殖和保存。深海远离海岸，养分缺乏，生物不如浅海繁盛，并且由于沉积速度缓慢，有机质搬运和沉落途程长，易受氧化和破坏。所以有机含量贫乏，在深海平原常不足0.1%。近来有人发现，某些陆坡部分也有有机质相当丰富的沉积，这是值得注意的新情况。浅海，

尤其是三角洲、泻湖、海湾以及其它带有封闭性质的拗陷，为最有利环境。这里，阳光充足，营养丰富，生物繁盛；邻近河流入海口，有陆源有机质补充；水体较为宁静，底氧不足。

水生有机质富氢，宜于生油；陆源有机质贫氢，不利生油，但可生气。后者自志留纪以来逐渐成为有机质中的重要成员，以致在世界沉积盆地中它的数量超过了前者。近岸沉积物常含有较多的陆源有机质，三角洲附近尤甚；而远离海岸则水生有机质逐增（图6—23）。有机质的这种分布直接关系到油气的分布。例如奥林诺口河的中新世三角洲，气田

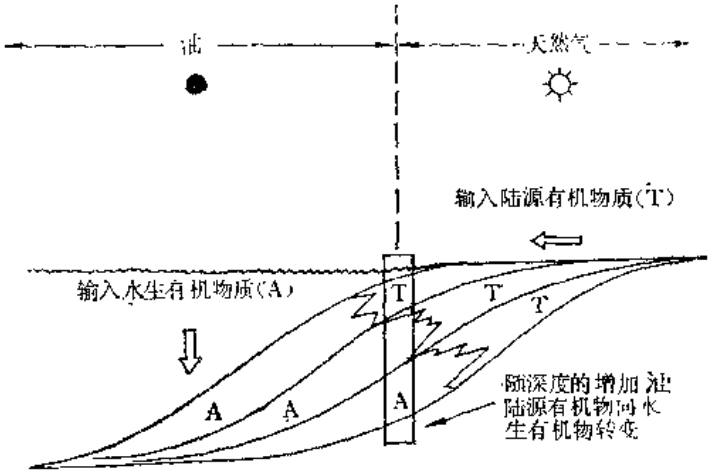


图 6—23 三角洲向海推进时陆源有机质和水生有机质的分布
(据 C.Barker, 1970)

近岸分布，而油田则距古岸线较远。澳洲吉普斯兰盆地始新世三角洲的油气分布也类似。

（二）要有古地理中的浅海封闭环境或一定深度的湖泊环境

封闭和半封闭的浅海环境如泻湖、海湾等，有利于生物的发育和原始有机质的堆积与保存，这在本节前部已有述及。世界上许多含油气盆都与浅海相沉积有关。这里需要强调指出的是具有一定水深的内陆湖泊尤其内陆大型湖泊具有与浅海相似的情况。就某种意义说，内陆湖泊有着更加良好的天然封闭条件和更加丰富的物质供给。可是，陆相条件下能否生油在国外却曾受到长期的不应有的怀疑。我国是陆相生油研究的故乡。我国已知的油田绝大多数都是陆相条件下形成的。这是因为印支运动和海西运动分别在我国南北方引起海水空前规模的大撤退，从而在中新生代形成许多大的湖泊，而它们正是生油的有利场所。陆相生油与海相生油只有特色上的差异，而无本质上的不同。

（三）要有长期稳定下沉的地壳运动背景

为了形成发达的生油岩系，需要地壳在相当长的一段时期内稳定下沉，并应得到相应的沉积补偿。长期稳定下沉还有利于使生油岩达到成熟所需要的温度。一般说，油气生成的数量与沉积物的厚度或体积是成比例的。重要含油盆地大多有数千米乃至上万米的沉积。为了使生、储层频繁交互和广泛接触还需要在总的下沉背景中伴有适当的升降以便形成有利的生储蓄组合，所以这是母岩有效性的重要条件。剖面中所夹的页岩过厚，不利于石油排出，所夹砂岩太厚又不利于生油岩的发育，因此，砂、页岩应有适当的单厚和比例。

（四）要有较快的沉积堆积速度

快速堆积有利于将有机质埋藏到还原环境，脱离微生物的分解和氧化。快速堆积可在单位时间形成相对较大的厚度。对于年轻的中新生代沉积，快速堆积还意味着可以及早得到较高的地温。据统计，沉积速度大于 $14\times10^3km^3/Ma$ 的盆地，油气最丰富，其中的大油气田储量占全部大油气田储量的 65%；$40\times10^3\sim14\times10^3km^3/Ma$ 者，尚丰，占 32%；而 $1.5\times10^3\sim4\times10^3km^3/Ma$ 者和小于 $1.5\times10^3km^3/Ma$ 者，则分别仅占 2%和 1%。

（五）要有适当的受热或埋藏历史

所谓老而热的盆地和新而冷的盆地都是不利于生油的。世界上很少有晚于上新世和老于寒武纪的原生工业石油；尽管最原始的生物可追溯到35亿年前。生油层的埋藏深度至少应在门限值以下。进入过成熟期的生油层不再具生油能力，但并不排除它在过去曾有过贡献。

九、关于煤型气

前曾述及，就成矿意义而言，腐植型有机质主要形成煤和天然气，很少生油；而腐泥型有机质主要形成油和天然气，偶可成煤。这样看来，有机起源的天然气按其原始母质的性质，原则上可统归为腐植型和腐泥型两大类。前者即通常所说的煤成气，亦有人主张叫做煤型气以与油型气相对应。本书暂从后者。油型气是指腐泥型有机质在成油转化中所产生的天然气，常伴随石油而产生，这里毋需另做叙述。

按重烃含量 / 按原始母质 / 按生成因素	腐泥型（油型）	腐植型（煤型）
生物成因	干气 <-55	<-45
热催化	湿气 -55～-35	-45～-25
热裂解	干气 >-35	>-25

图 6—24　可燃性天然气的类型

表中数字为可供参考的$\delta^{13}C$（‰）值

腐植型有机质与腐泥型有机质在沉积和成岩早期主要因生物作用所产生的可燃性气体，在许多情况下很难像热成因气体那样加以区分，所以多主张笼统称之为生物气（图 6—24）。生物气多蕴藏在年轻地层中，埋藏较浅，但有时亦可具有很大工业价值。例如，我国柴达木盆地第四系中的生物气，单井日产竟可达百多万方。

煤型气的总量是十分巨大的，即使在工业性天然气储量中亦占有举足轻重的地位。据估计，现有煤型气的储量占天然气总储量的大约三分之一。世界上有许多储量在千亿方以上的大型气田都是腐植性气田*。因此，对煤型气体的研究和开发已成为世所瞩目的问题。

（一）煤型气的生成

煤型气主要形成于煤系。所谓煤系就是以含有煤层和煤线为特征的沉积岩系，也叫含煤地层。煤系含有大量腐植有机质，后者当其高度浓集时便成为（腐植）煤；当其分散存在时便成为碳质页岩。固然，煤系中的煤层是煤成气的重要源泉；然而煤系中的分散有机

* 有些大气田的天然气有时也被划归生物成因气。

质也是不容忽视的。我国含煤地层的有机炭含量一般为1.5～3%，甚至更高。苏联中亚和西西伯利亚含煤地层的有机炭含量要比当地有机炭在地层中的平均含量高1.5～4倍。

腐植有机质的基本结构是带有许多侧链和官能团的缩合稠环芳烃体系。稠环因有坚固的键，故有较大的稳定性。而侧链和官能团（如—OH、—COOH—OCH_3、=C=O等）与稠环之间的结合力较弱，热稳定性小，故在不断的埋藏和升温过程中将逐渐发生脱落。被脱落的成分，除炭有一部分加入到稠环之中成为缩合程度更高的缩聚体外，大部分则分解成为CO_2、H_2O、N_2、CH_4及其同系物等分子简单的挥发物质。这一转化过程也就是形成腐植煤和天然气（及少量液烃）的最基本化学原理。

腐植型有机质在成煤转化的各个阶段中都有天然气产生。这与腐泥型有机质的生气过

表 6—12　成煤作用的阶段划分

成煤作用		
泥炭化作用	煤化作用	
	成岩作用	变质作用
植物质→泥炭→软褐煤→	硬褐煤→各阶烟煤→无烟煤	→石墨

程是十分类似的。成煤过程可划分为泥炭化作用与煤化作用两大阶段（参表6—12）。前者是指高等植物主要在生物化学作用下转变成泥炭的过程。后者指泥炭化之后物理化学作用逐渐强化的情况下递次转变为软褐煤、硬褐煤、长焰煤、气煤、肥煤、焦煤、瘦煤、贫煤乃至无烟煤的过程。泥炭化阶段所生成的气体由于缺乏盖层的保护而丧失殆尽，难以形成聚集；成岩作用所生成的气体仍以生物成因气体为主。所以，典型的煤型气实际上是在煤的变质作用阶段发生的。做为有机质的煤、对温压的反应远较矿物质敏感，因而其变质起点要比围岩超前得多。这也就是说，当围岩仍为正常沉积岩时而煤却可受到不同程度的变质。引起煤变质的最主要因素是温度，而压力的效应主要在于改变煤的物理结构。因此，煤的变质作用与埋藏深度有明显关系，局部也受火成作用影响。此外，时间亦在一定范围内可起补偿作用。

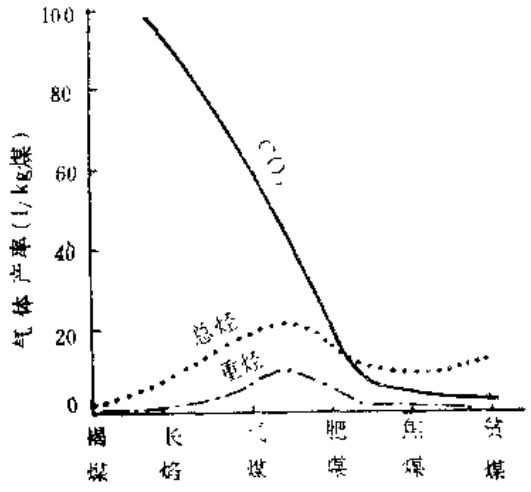


图 6—25　煤的模拟生气
（据 И.П.Жабрев, 1974）

不同煤阶所生成的天然气其成分和数量皆有所不同。目前普遍划归为三个主要生气期（尽管具体分界点时有出入）。煤化早期（大致在褐煤至长焰煤阶）生气量最多，以CO_2为主，甲烷居次，重烃无。煤化中期（大致由气煤至肥煤阶）生气量锐减，CO_2和甲烷自身产量逐渐降至最低。重烃自身产量最高。煤化晚期（大致在焦煤阶以后）生气量略有回升，甲烷成分占绝对优势，CO_2居次，重烃极少。这种情况如图6—25所示。

煤型气的成分构成和气体产率不仅与煤阶有关，而且还与煤的煤岩组成有关。腐植煤

微镜下可以观察到三组主要煤岩成分，即镜质组、惰性组和壳质组。镜质组是最主要的成员，它是植物茎、叶等木质纤维组织通过分解和凝胶化作用而成。细胞结构模糊或全无。惰性组是木质纤维被焚烧或经脱水氧化后而成，具丝炭状细胞结构。壳质组亦称角质组或稳定组，是成煤植物化学稳定性最强的组分，包括树脂、孢子、花粉、角质层、木栓层等，常具清晰的特殊形态。上述三种煤岩组分中，挥发物（包含水）含量以在壳质组中最多，其次为镜质组，再次为惰性组。壳质组同时也是形成烃类气体的重要母质，它在成煤所有阶段中均有烃类伴生。镜质组仅从气煤一肥煤阶段才开始生烃。而惰性组则从半无烟煤阶段才产生烃类，且仅为甲烷。澳洲东南端吉普斯兰盆地的含煤地层，其煤岩组成中壳质组多达12～30%，产油又产气；而中部库珀盆地的含煤地层壳质组仅占4%，主要产气，据认为这些气发源于镜质组。

成煤先体物质（植物纤维或泥炭）在成煤过程中每生成单位重量的某煤阶煤时所累计产生的气体体积数称做总煤气发生率（R_t）。B. П. 柯兹洛夫所得的数据较为完整，如表6—13，以供参考。应该指出，由于实验样品和计算方法的不同，研究者所得的数字不尽一致。做为可燃性天然气，甲烷是最关键的成分，所以在测算煤成气产率时特别要注意甲烷的含量。

表 6—13 煤 气 发 生 率（m³气/t煤）

	褐 煤	长焰煤	气 煤	肥 煤	焦 煤	瘦 煤	贫 煤	无烟煤
总煤气发生率	68	168	212	230	270	287	330	422
视煤气发生率	0	100	144	162	202	219	262	354
阶煤气发生率	68	100	44	18	40	17	43	92

（据 В. П. Козлов 补充）

由泥炭形成褐煤时所产生的气体主要属生物成因气体而非典型煤成气，所以又建立了视煤气发生率（R_a）的概念。后者是以褐煤为起点，每生成单位重量某煤阶煤时所产生的气体体积数，上表给出了示意性近似值。

成煤过程中每升高一个煤阶时的气体发生率叫阶煤发生率（R_i）。由上表所列的阶煤气发生率可以看出，成煤作用的早期和晚期是甲烷生成的两个高潮阶段；而成煤作用中期甲烷生成的绝对数量最低。然而值得注意的是，此时却可以产生相对较多的重烃气体乃至石油。也正因此，戴金星将煤成烃类气体的发生，分做前干气期、油气兼生期和后干气期。

由煤系所生成的煤成气总量（Q_t）可按下式求得：

$$Q_t = Q_c \times R_a$$

式中Q_c为煤的总量（储量）。详细计算时还应将煤线和分散含煤物质折算成当量煤计入。不过，由分散含煤物质所生成的天然气能否解脱介质的吸附而向储层提供游离气体，这是很值得研究的。

煤层在煤化作用以前所曾生成的生物成因气体数量，则可按下式求得：

$$Q_{bio} = Q_t\ (R_t - R_a)$$

（二）煤型气的工业类型

煤型气按其工业类型可分为煤层气和储层气。

1．煤层气

煤层既是煤型气的主要源泉，同时其本身又可包容大量气体。其中，至少80～90％属于吸附气，仅有一小部分为游离气。煤层气是煤矿矿井瓦斯的基本来源。煤层中保留瓦斯量的多少，一方面与生成的气量有关，另方面也与保存条件有关。例如，大同煤田成煤早，炭化高，但由于顶底板是透气性强的砂砾岩和砂页岩，故瓦斯大多逸散于大气；抚顺煤田成煤晚，炭化低，但顶板是很厚的致密油页岩，透气差，故所生成的瓦斯大量被保存下来，成为高瓦斯煤田。

矿井瓦斯的主要成分是甲烷，易引起爆炸，是为煤矿生产中主要危害之一。对于高瓦斯煤矿采用通风手段是不能适应的，通常是在开采之前进行予先抽放，以减少煤层瓦斯含量。世界每年的瓦斯抽放量约为卅多亿立方米。我国的抽放量约三亿立方米，其中抚顺占一亿立方米。目前被抽出的瓦斯大多放空，利用率不高，我国尤其如此。

煤层气的资源量是巨大的。据估计全世界约有一千伍佰万亿立方米。我国的煤层气按煤储量（小于1000m 深度）六千亿吨计，约为三万六千亿立方米。美国为二至二十四万亿立方米，苏联为一百伍十至一百六十万亿立方米。但煤层气的经济效益较低，当前只是做为煤矿开采中的副产品，经集输后可供民用或制取炭黑和甲醛等。即使如此，也仍不失为具有一定工业价值的非常规资源。

2．储层气

储层气也就是狭义的煤型气。从生气母岩运移出的煤成气，大部分逸散到围岩、地下水和大气中去，仅只有一小部分得以在储层圈闭中聚为气藏。然而，也正是这一部分才是能够成为独立矿藏的和最有工业价值的。储层煤型气以游离态赋存于岩石空隙和裂缝之中，因而可以形成集中面丰富的储量。大气田多属储层煤型气。七十年代末在西西伯利亚和西欧所发现的储层煤型气共约二十二万亿立方米，接近当时世界探明气储量的1/3。据统计，储量大于一万亿立方米的十四个超大型气田中有八个是储层煤型气。其中包括乌连戈依、尤比列依、格罗宁根、北根和扎波里昂等五个头号大气田。我国储层煤型气约占探明气储量的1/10，远低于世界平均水平，所以，是很富于潜力的。

储层煤型气又可分为二种产出形式。其一产于含煤地层内部，其另一产于含煤地层外部。前者如澳洲中部的库珀盆地，那里二叠纪吉德吉洛帕群煤系既含生气层又含储气层。该群厚约600m，埋深约2500m，其上做为区域性盖层的三叠系纳帕麦里组通常不含油气。后者如西欧的赤底盆地，那里晚石炭世的维斯特利煤系厚约2500m，埋深约4000～5000m，含有生气层。不整合于其上的早二叠世的赤底统由喷出岩、碎屑岩和蒸发岩组成，具有良好储气砂岩。再上为晚二叠世的蔡希斯坦统，由蒸发岩和碳酸盐岩组成，是良好区域盖层。在我国的实例，相应各为中坝的须二气藏和文留的沙四气藏。

（三）鉴别煤型气的地化标志

区分含气剖面中的气体是煤型还是油型，除了必需的地质分析外，有时还得借助于地化标志。遗憾的是，目前这方面资料尚有待进一步积累和整理。

1．稳定同位素组成

是识别煤型气的重要手段，目前以碳同位素应用最广，也最有效。甲烷的母质不同，

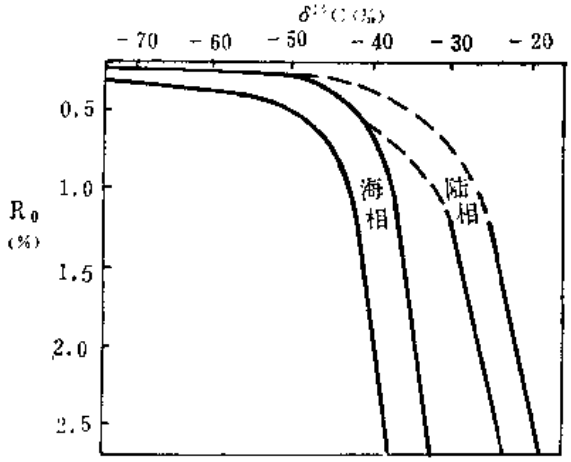


图 6—26 甲烷$\delta^{13}C$值与母岩R_0(%)关系
(据 Stahl, 1976简化)

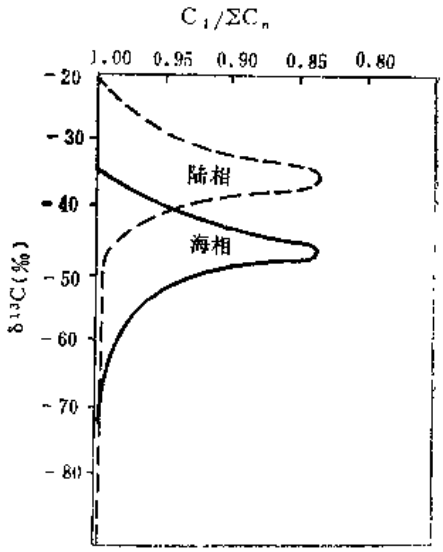


图 6—27 甲烷$\delta^{13}C$值与气体$C_1/\Sigma Cn$ 关系
(据 Stahl, 1976简化)

其炭同位素组成也不同。在相同成熟度时，煤型气较油型气富集^{13}C，其$\delta^{13}C$值常较油型气约轻13～14‰。顺便指出，腐植母质的生物成因气体其$\delta^{13}C$约为－58～－80‰，随着煤化的提高，C^{13}越富集，并且与母质煤层的$\delta^{13}C$值越接近。

氢同位素也有一定价值。由于淡水贫氘而海水富氘，所以源于陆相环境的腐植母质在成煤中所生成的甲烷其δD值较低（－200～－280‰），而源于海相环境的腐泥母质在成油中所生成的甲烷其δD值较高（－150～220‰）。另外，对于早期生物成因气体而言，腐植母质者约为－130～150‰，腐泥母质者约为－150～220‰。应该注意的是，海陆环境与母质类型之间并无确定不移的依存关系。

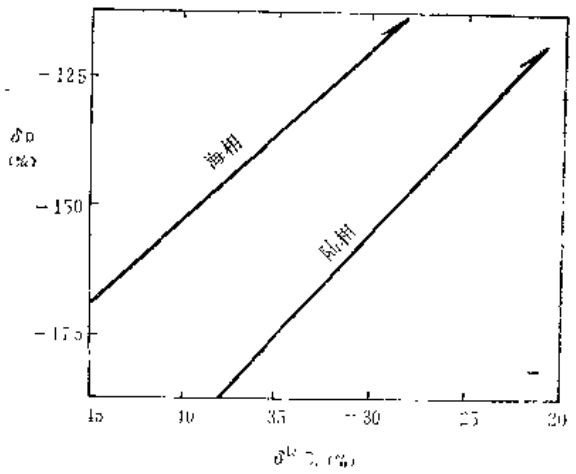


图 6—28 甲烷$\delta^{13}C$值与甲烷δD值关系
(据 Schoell, 1980 简化)

在使用$\delta^{13}C$指标时，一般还要同时取得标志母岩成熟程度(镜煤反射率)的资料(图6—26)，或者标志天然气干湿程度（C_1/C_{2+}）的资料（图6—27），再或标志甲烷氢同位素组成（δD值）的资料（图6—28）。

2．汞蒸气

煤型气普遍有较高的汞含量。这是由于腐植母质对于汞具有很强的吸附能力，煤化过程中当温度大于100℃时，汞将气化而入到煤成气中。西欧煤型气含汞量常为180000～$450000\times10^{-12}kg/m^3$，高者可达$3000000\times10^{-12}kg/m^3$。格兰宁根煤成气田每年可回收汞15～20 t，苏联煤型气含汞量常为100000～$400000\times10^{-12}kg/m^3$。我国就中原与华北油田看，油型气含汞常为几百纳克每立方米，而煤型气则常为几万至几十万纳克每立方米，较前者至少高出二个量级。看来，可以以$1000\times10^{-12}kg/m^3$划界。

3．气体成分

煤型气普遍含有N_2，一般为7～16%；也常含有CO_2，一般为5%左右。它们都是煤化中同甲烷一起产生的。与此同时，煤型气常是贫于H_2S的。

第三节　生　油　岩

一、概　　述

何谓生油岩？这是本节首先应该回答的问题。

亨特（J. M. Hunt, 1979）将生油岩限定为“曾经产生并排出足以形成工业性油、气聚集之烃类的细粒沉积”。

蒂索（B. P. Tissot, 1978）则将“可能产生或已经产生石油的岩石叫做生油岩”。

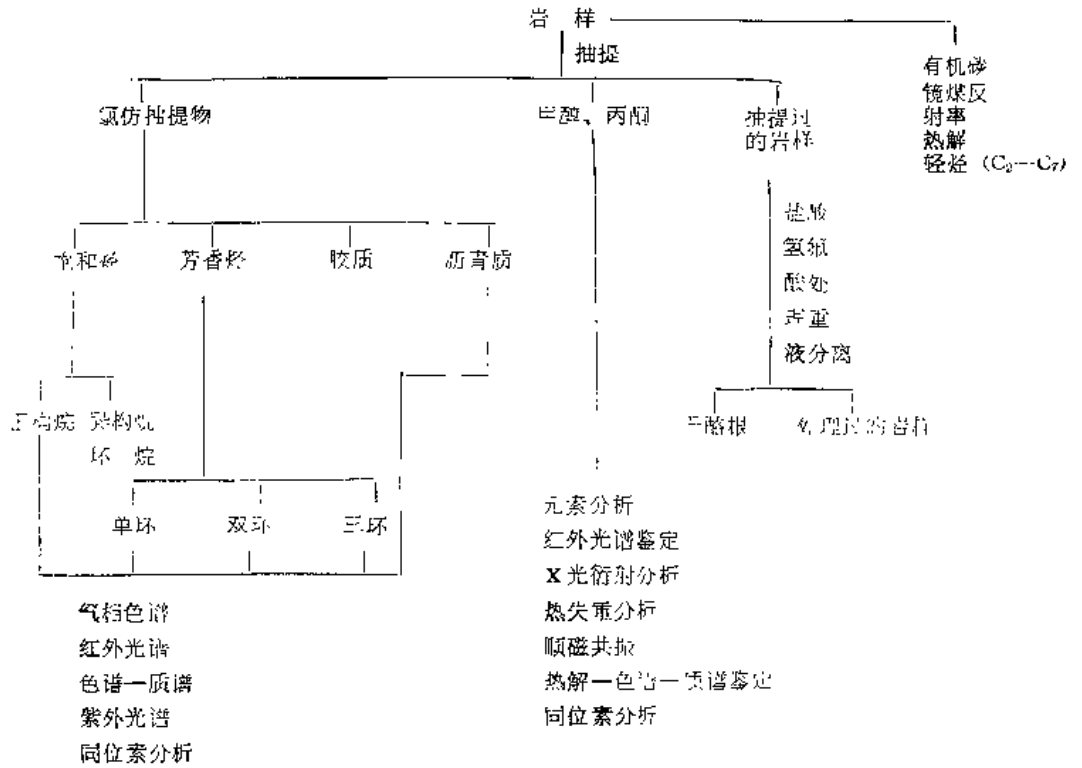
我们以为，尽管所谓“工业性聚集”会因时因地略有差异，但按亨特的定义去理解生油岩，是合理的。蒂索的定义实际上包括了成熟的和未成熟的生油岩。在进行生油岩研究时，所涉及的对象往往是，既有成熟的生油岩，也有未成熟的生油岩。尤其在研究初期，是很难确定其是否排出过烃类的，对于这样的生油岩可称之为可能生油岩。

在相同的地质背景下和一定的地史阶段中，所形成的生油岩与非生油岩的岩性组合，叫做生油岩系；其中若具有储油岩，则生油岩系就是含油岩系，形成之油藏，称为原生油藏。也有的含油岩系并非生油岩系，其中的油藏则称之为次生油藏。

石油伴生气的生气岩，也可理解为包括在生油岩之内的一种情况，因为它们之间有着内在的成因联系。至于“煤型气”的源岩，则是另一种特殊的情况。

生油岩主要是低能带粘土和碳酸盐淤泥沉积，现代分析技术表明，很难单纯就其岩性

表 6—14　生油岩分析鉴定流程



以准确鉴定。一般要通过有机物丰度、有机物类型和有机物成熟作用等三个方面的研究，才能做出定性定量评价。

生油岩研究中的一般分析、鉴定流程如表6—14。

二、有机质的数量

在含油盆地中，生油岩中可以转化为石油的有机质数量，变化在百分之几到百分之十五之间。在已经形成的石油中，真正形成工业性聚集的，其变化范围也是如此。因而，研究生油岩中的有机质数量，对评价它们的优劣，是重要的一个方面。

除了利用直接的观察，对生油岩的有机质数量进行粗略地定性估计之外，一般利用测定有机碳，氯仿抽提物和烃的含量，来定量估算其中的有机质数量。

在沉积岩中，碳以碳酸盐碳（或氧化碳）和以非碳酸盐碳(或还原碳、有机碳)两种形式存在。有机碳在沉积岩中约占18%，而氧化碳约占82%。有机碳与生物活动有关，在组成生物体的碳、氢、氧、氮、硫的五种主要元素成分中，碳的含量最高，最稳定。因此，有机碳的含量能够代表有机质的数量。

测出之生油岩的有机碳含量，显然是残余有机碳。然而，如前所述，有机物生油和生油岩排油，都是个低效率过程。因而，即使是残余有机碳的含量，仍然能够近似地代表生油岩中有机质的数量。

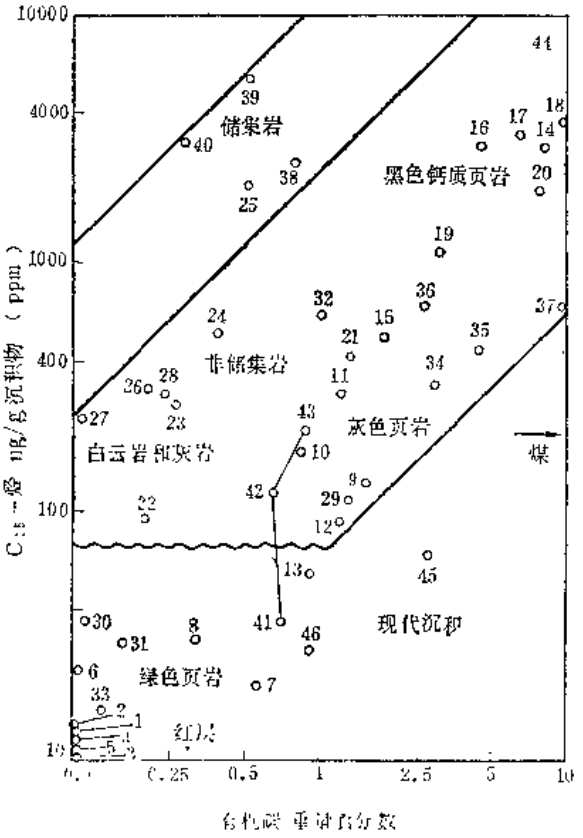


图 6—29 各种沉积物中有机碳和C_{15}^{+}烃的含量
(据 J. M. Hunt, 1979)

影响有机碳含量的因素很多，但主要的是沉积环境。例如，根据格胥曼（H. M. Gechman, 1962）分析346块灰岩样品，其有机碳平均含量为0.24%，而1066块页岩样品，其有机碳平均含量为1.14%，两类样品中的烃含量分别为0.0098%和0.0096%即接近100ppm。

图6—29表示各种岩性的生油岩的有机碳含量与烃含量的关系；而且也表示出变质岩，煤、储集岩和现代沉积的有机碳含量与碳含量的关系，以资对比。由图中可见多数生油的C_{15}^{+}烃含量大于70ppm，而有机碳含量变化范围很宽。

作为生油岩，其有机碳含量的下限值，是颇为重要的，地矿部石油地质中心实验室（1980）曾就中国陆相泥质生油岩生油条件与有机碳含量的关系（如表6—15），将生油岩有机碳含量的下限值定为0.5%。

凡是讨论生油岩有机碳含量下限者，多数引述罗诺夫的研究成果。罗诺夫（Ронов, 1958)分析了俄罗斯陆台，西从基辅东到乌法的几百块上泥盆统页岩样品。结果证明，尽