

高等学校教材

石油地质学

潘钟祥 主编

地质出版社



24995



高等学校教材

石油地质学

潘钟祥 主编



200367030



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：787×1092¹/₁₆ 印张：18⁷/₈ 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

5261/03

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、第四两章由蔡桦芬同志编写；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，全部图件由绘图员吴世红清绘，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。在此一并表示感谢。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	85
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，而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 ($\times 4.19\text{J/kg}$)

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，倾许如雷声，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，行数里入地，状如饴糊，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：“鄯州（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：“在延安城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 m³，1840年又钻成井深1200 m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4×10⁵ m³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4×10⁹ m³。

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。至于产量，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308×10⁴ t。产量最高的1943年为32×10⁴ t，相当现在一天的产量。解放前夕的年产量只有12.1×10⁴ t。当时每年进口油约200×10⁴ t。从1907年日本人在延长钻第一口井起到1948年总钻井进尺为67025 m，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,并在西北地区积极开展勘探,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 $45 \times 10^5 \text{ km}^2$,约占国土总面积的44%以上;海域中的大陆架面积约为 $12 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。据国外估计,我国石油的远景储量可望拿到三百至一千万亿吨,我国专家的保守估计是三百至六百万亿吨。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 $47 \times 10^5 \text{ km}^2$,探明石油储量(包括已采出的)超过六百万亿吨。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，其中七十多个国家已有生产记录。所涉及到的面积，从大陆到浅海共约 $7 \times 10^7 \text{km}^2$ 。

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，地球上仍有一千五百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： 10^9t ）

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	美国	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 $19634 \times 10^8 \text{t}$,可采储量约为 $9000 \times 10^8 \text{t}$ 。以当年年产 $38 \times 10^8 \text{t}$ 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，另一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	0.23	—
	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	—	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—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）	86.40	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 石毓纯，1980补充）

石油的平均元素组成，不同学者的估算不甚一致。据亨特（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。

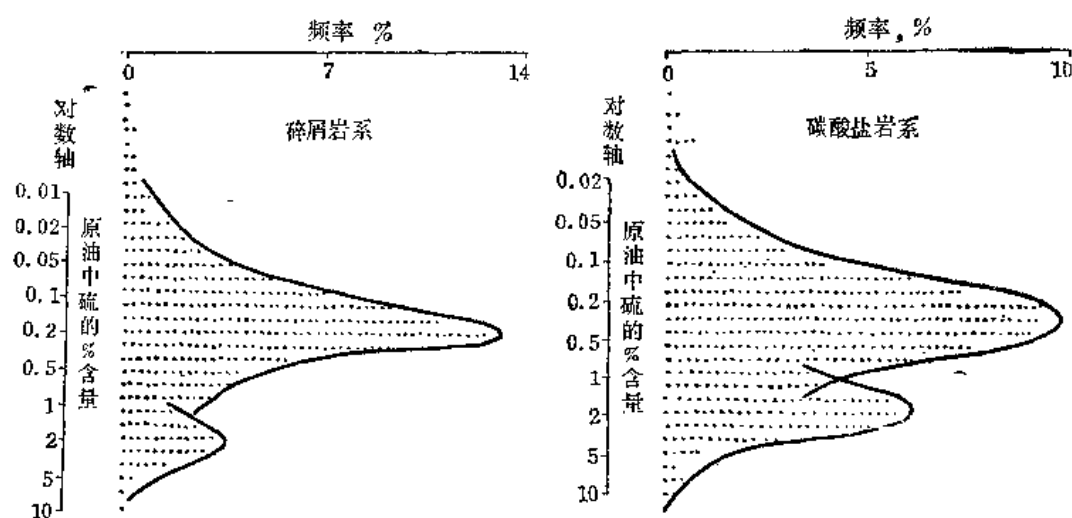


图 2—1 不同时代和来源的碳酸盐岩和碎屑岩原油中硫的分布

（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

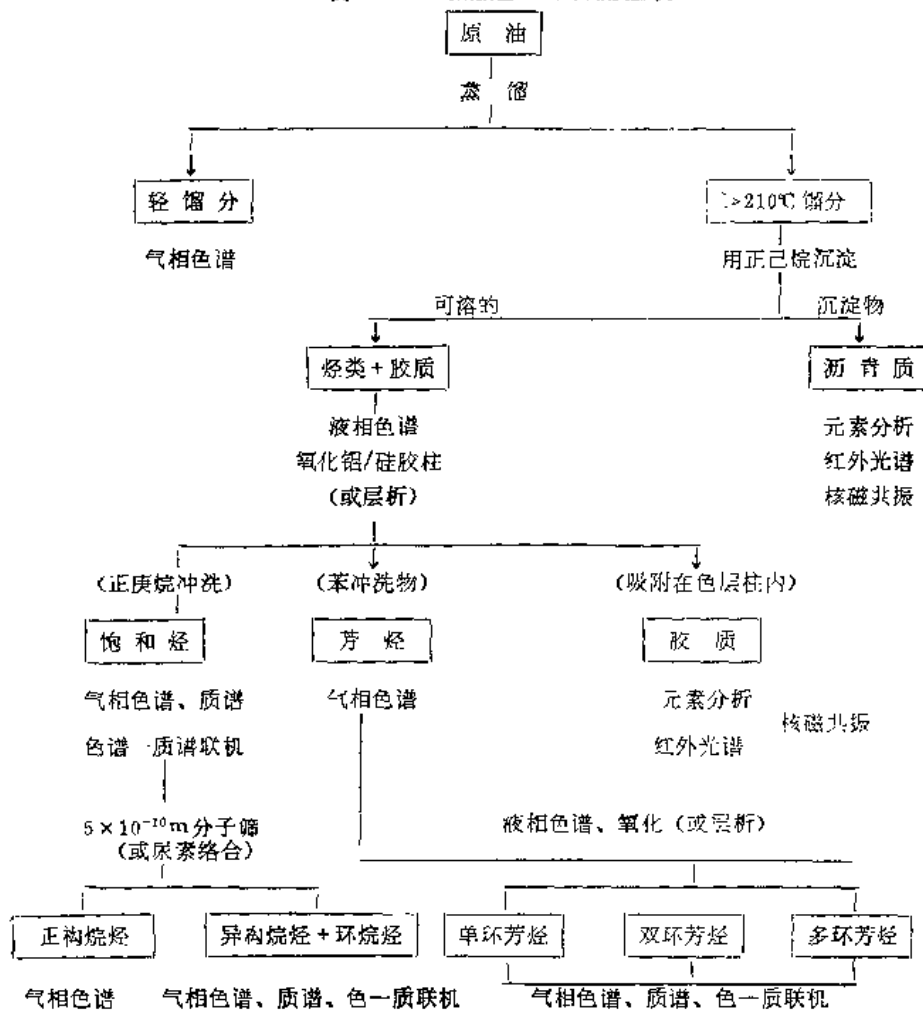
馏分	轻 馏 分		中 馏 分			重 馏 分	
	石油气	汽 油	煤 油	柴 油	重瓦斯油	润滑油	渣 油
温度 (°C)	<35	35~190	190~260	260~320	320~360	360~530 (500)	>530 (500)

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℃ (%)	400— 500℃ (%)	500— 600℃ (%)	600— 700℃ (%)	>700℃ (%)
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	第三系	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”与陆毓庆等, 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。

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本不相同的。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。

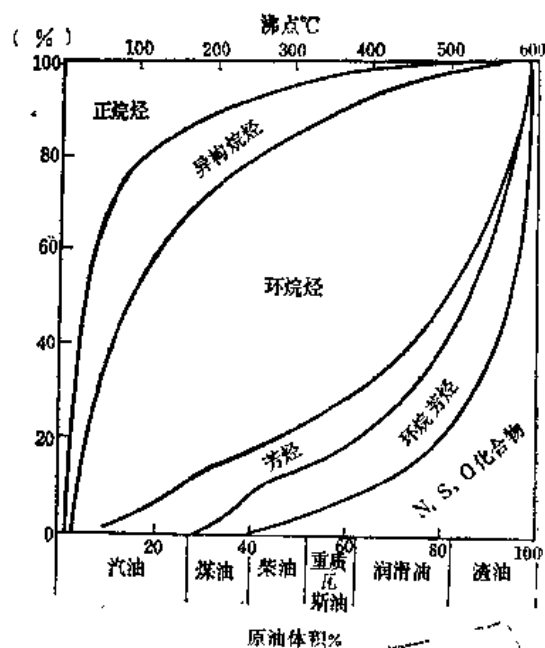


图 2—2 比重为35°API 的环烷型石油的馏分和化合物组成的关系图
(据 J.M. Hunt, 1979)

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 $\leq C_{35}$ 。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

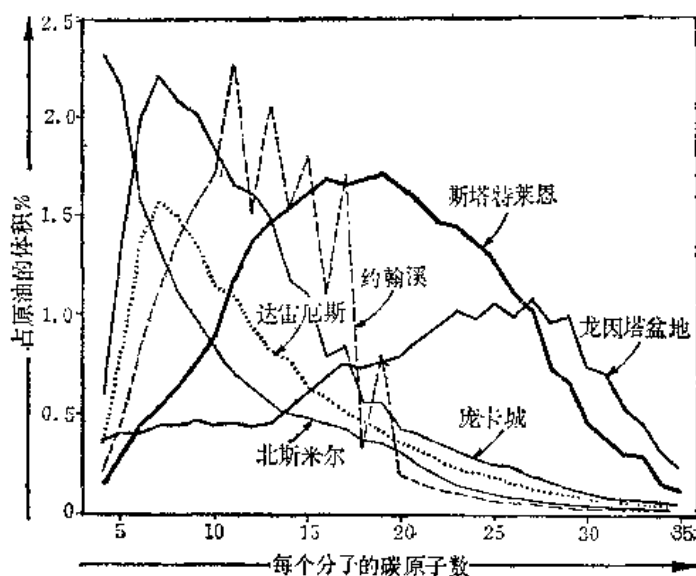


图 2—3 不同类型石油的正烷烃分布曲线图
(据 R.L.Martin等, 1963)

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 $\leq C_{10}$ 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。

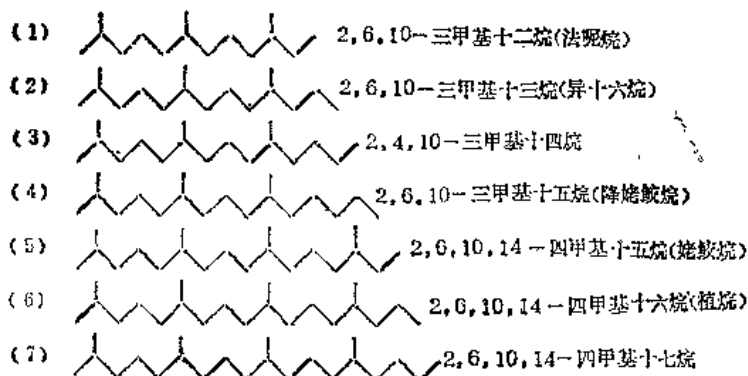


图 2—4 异戊二烯烷同系列立体化学结构图

(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）以及苯并蒽和蒽（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。低一中分子量者主要存在于轻一中馏分内；而高分子量者则富集于胶质、沥青质中。

1. 低一中分子量的含氮、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。

硫醇具有强烈臭味，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、吡啶和咪唑等。

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 原 子 比
	C	H	S + N + O	
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。

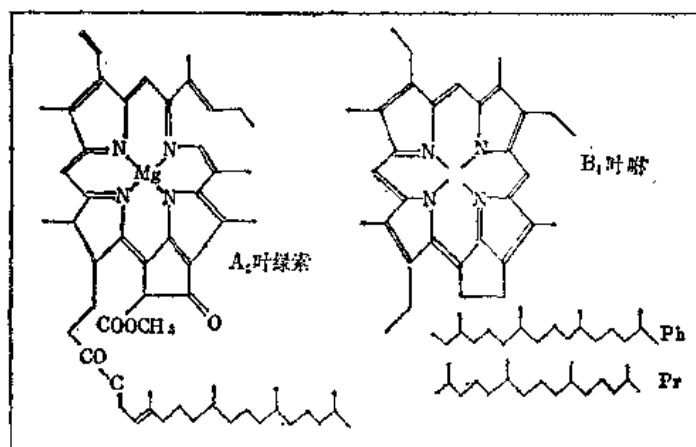


图 2—5 叶绿素 (A) 与原油中的卟啉 (B)、植烷 (Ph)、姥鲛烷 (Pr) 结构比较图
(据 G. D. Hobson 等, 1981)

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，又称卟啉族化合物。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。

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

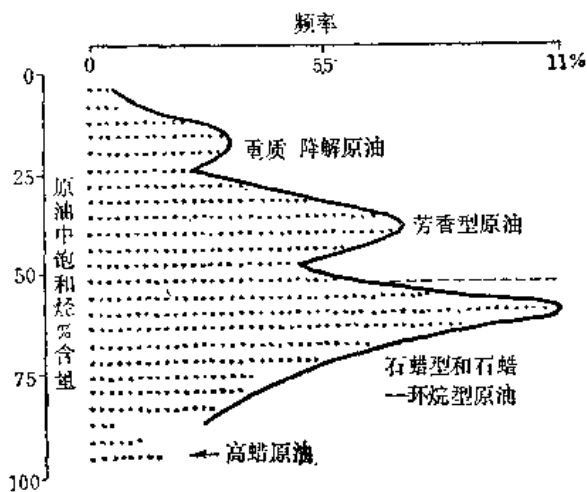


图 2—6 在636个正常的和重质降解石油样品中饱和烃的分布
(据 B. P. Tissot 等, 1978)

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 $<25\%$ 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。

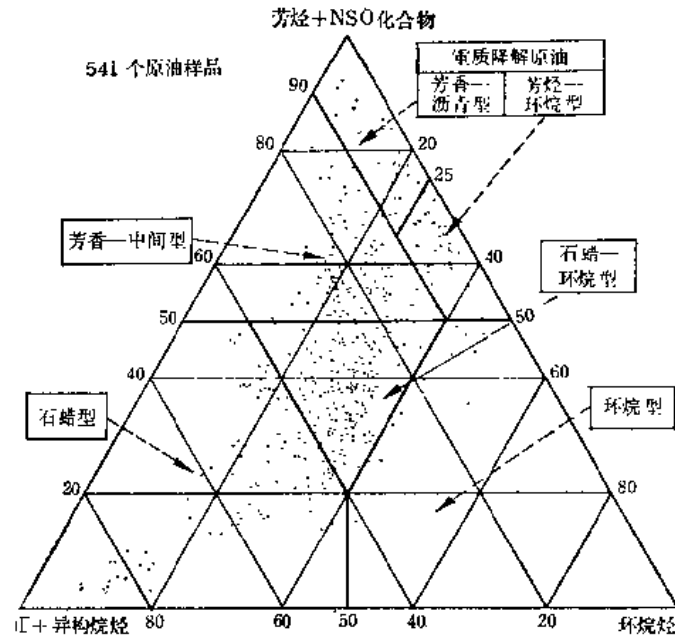


图 2—7 表示六种原油类型的三角图解

(据 B. P. Tissot 等, 1978)

表 2—6 石油的分类表

在 $>210^{\circ}\text{C}$ 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 $\leq 40\%$ 且 N $\leq 40\%$	石蜡—环烷型石油		217
	N $>P$ 且 N $\geq 40\%$	环烷型石油		21
S $\leq 50\%$ AA $\geq 50\%$	P $>10\%$	芳香—中间型石油	$>1\%$	126
	P $\leq 10\%$	芳香沥青型石油		41
		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。

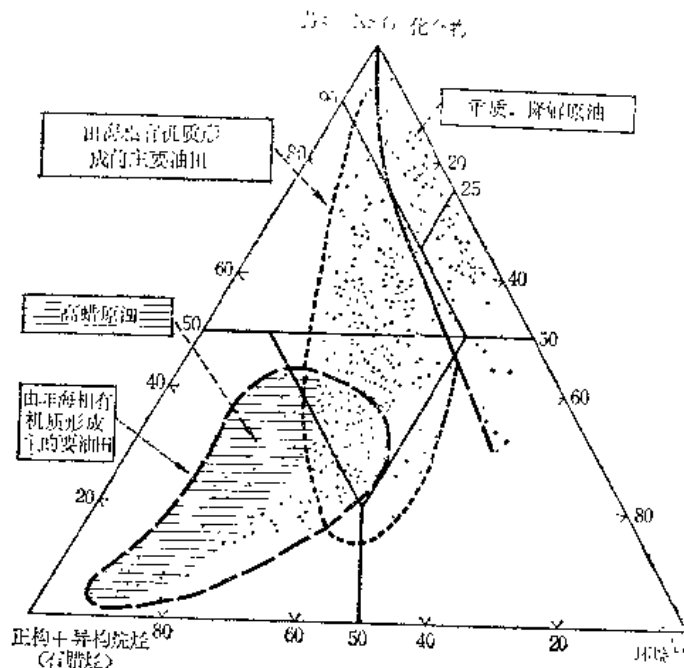


图 2—8 石油组分三角图，表明海、陆相石油产出部位
(据 B. P. Tissot等, 1978)

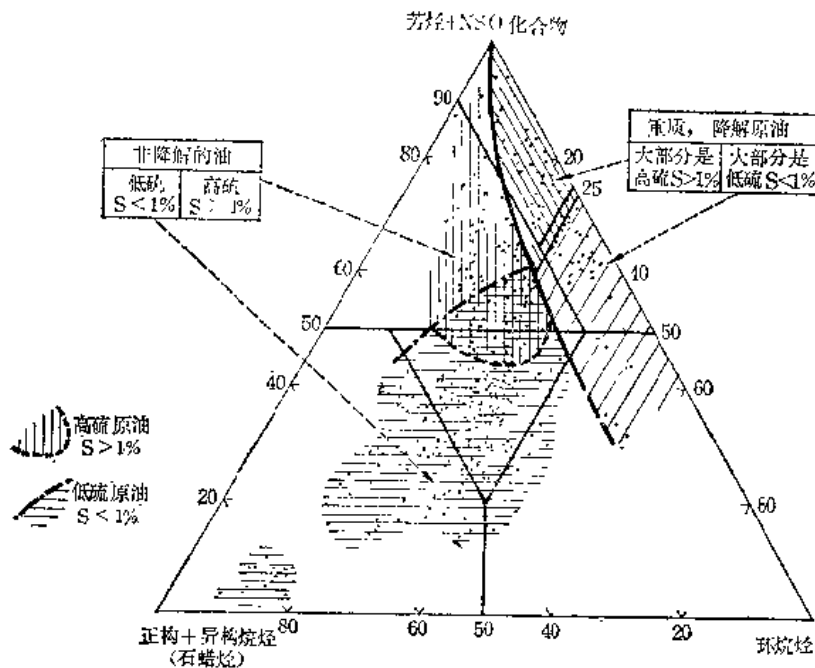


图 2—9 高硫、低硫石油在分类三角图解上的分布图
(据 B. P. Tissot等, 1978)

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）。

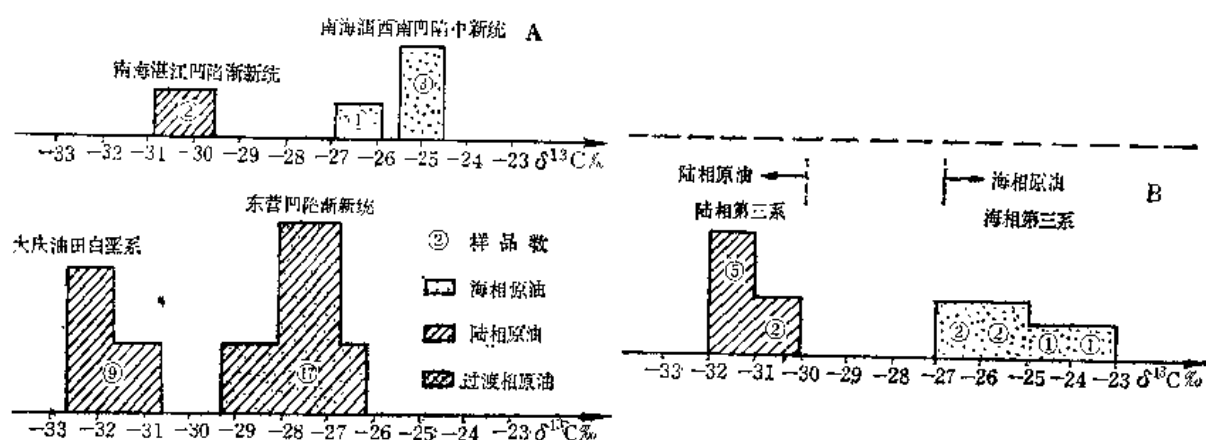


图 2—10 海、陆石油 $\delta^{13}C$ 值比较
(据 廖永胜, 1982)
A—我国若干油田资料; B—据西佛尔曼, 1964

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_{40}^{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）。

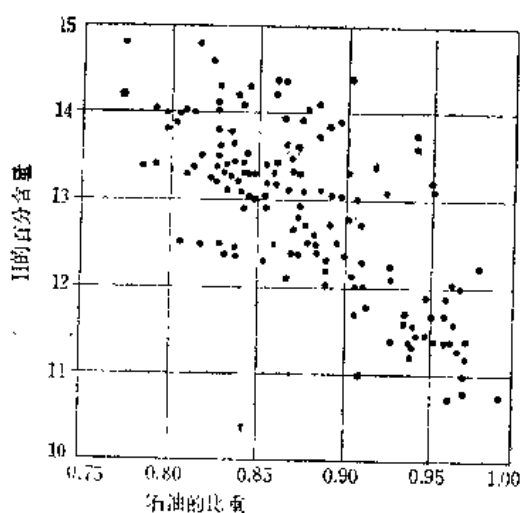


图 2—11 石油比重与含氢量的关系图

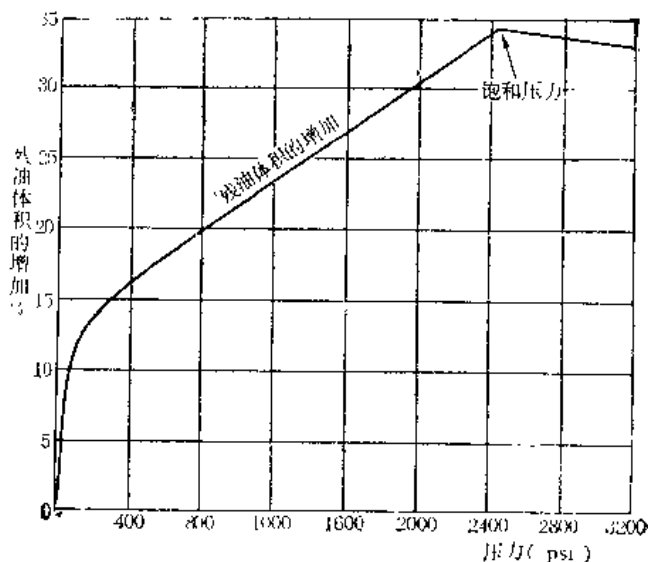


图 2—12 在有气顶气条件下，石油体积随压力增大而变化情况

（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 ($\text{Pa}\cdot\text{s}$)。其定义为

$\mu = \frac{K \cdot F \cdot \Delta P}{Q \cdot L}$ 即 K 为 1m^2 , F 为 1m^2 , ΔP 为 1Pa , Q 为 $1\text{m}^3/\text{s}$, L 为 1m 时, $\mu = 1\text{Pa}\cdot\text{s}$ 。一帕斯卡秒, 相当C.G.S制10P, $1\text{mPa}\cdot\text{s} = 1\text{cP}$ 。在 10^5Pa 和 20°C 时, 水的动力粘度为 $1\text{mPa}\cdot\text{s}$ 。不同温度下的动力粘度, 常用 η 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、($1\text{m}^2/\text{s} = 10^4\text{St}$)。不同温度下的运动粘度用 ν 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°C 时同体积蒸馏水流出时间的比。常用 E 表示之。根据实验室测定的 E 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 ($10^{-3}\text{Pa}\cdot\text{s}$)	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 $10,000 \sim 11,000 \times 4186.8 J$ 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 $0.1 \sim 2 \text{ m}^3(\text{气})/\text{m}^3(\text{水})$ ，最高的仅 $3 \sim 5 \text{ m}^3(\text{气})/\text{m}^3(\text{水})$ ，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 $5.265 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1975)，占当年产气量 ($3 \times 10^9 \text{ m}^3$) 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。

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 $0.1 \sim 20 \text{ m}^3(\text{气})/\text{t}(\text{煤})$ 之间。1975年世界煤层气的回收量达 $22.37 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，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 173 m^3 和约 60 m^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。

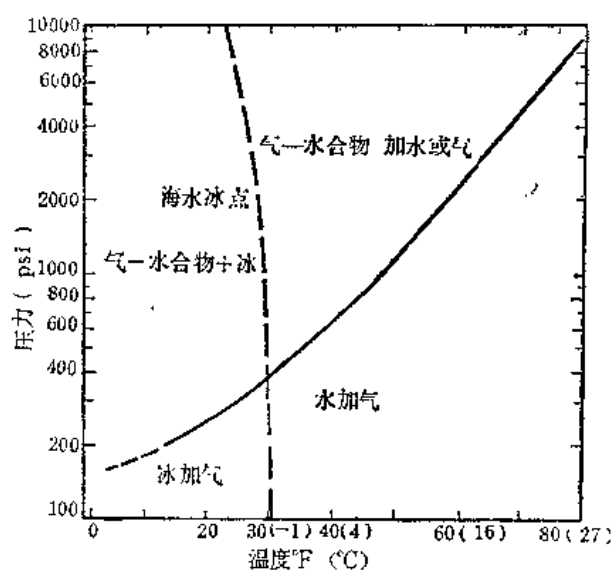


图 2—13 海水与甲烷形成气水合物的相同图

图中 1 psi = 6894.8 Pa
(据 Katz 等, 1959)

• 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 $15 \times 10^{12} \text{m}^3$ 。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 及微量到微量的惰性气体。

雅库琴尼 (В. П. Якучени, 1976) 极据世界上不同时代, 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

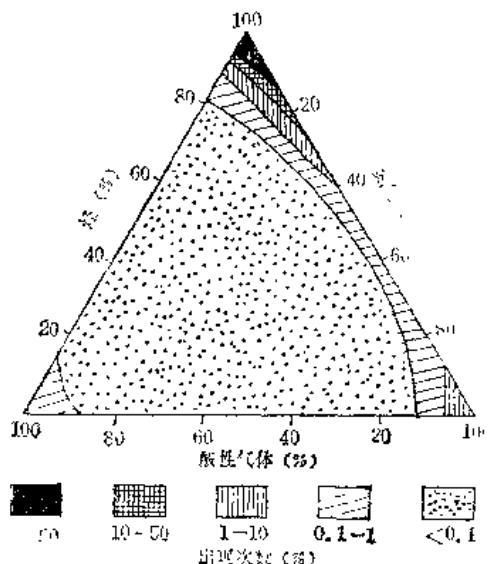


图 2—14 世界气藏成分图
(据 Якучени, 1976)

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	
	罗马什金油田	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	

(CO₂含量高达99.53%)，加拿大阿尔伯达潘塞河区泥盆系气藏(H₂S含量达88%)和河北省赵兰庄油气田中孔一段气藏(H₂S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、氮、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 ⁶ Pa	气体液化的压力 9.80665 × 10 ⁶ Pa		相对比重 (与空气比)	重 量 g/l 0℃ 101325Pa
				21℃	32℃		
甲 烷 CH ₄	-161.5	-82.4	51.77	—	—	0.551	0.7168
乙 烷 C ₂ H ₆	-88.6	+32.4	49.80	57.66	48.00	1.038	1.3564
丙 烷 C ₃ H ₈	-42.0	+96.8	43.40	9.14	11.60	1.523	2.0196
丁 烷 C ₄ H ₁₀	-0.5	+152.2	36.70	2.58	3.74	2.007	2.6726
异丁烷 C ₄ H ₁₀	-12.0	+135.1	37.80	3.60	4.80	2.007	2.6726
戊 烷 C ₅ H ₁₂	+36.1	+196.7	34.20	0.56	0.83	2.491	3.2264

(引 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10³m³气相当1m³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 × 9.80665 × 10⁶Pa，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 $43.4 \times 9.80665 \times 10^4 \text{ Pa}$ 。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。

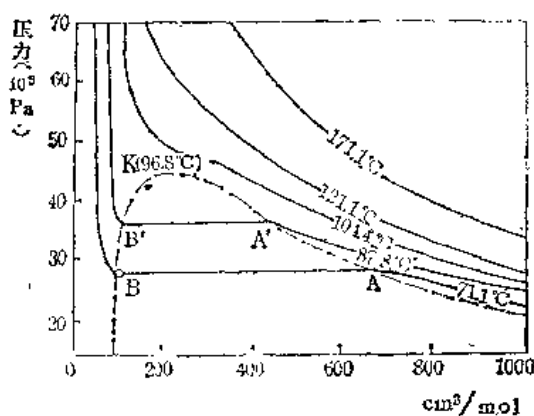


图 2—15 丙烷的PVT关系曲线图

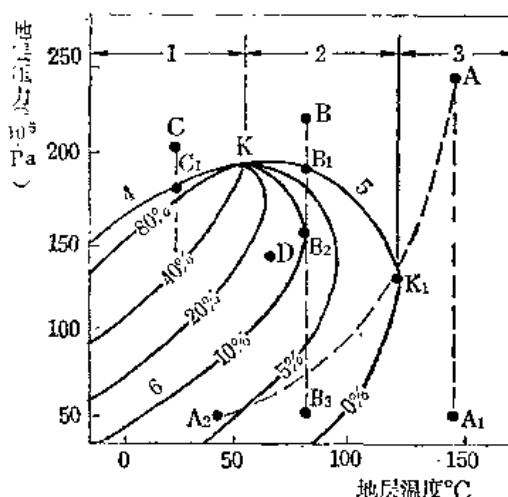


图 2—16 多组分两相烃类物系的相图

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。K₁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—K₁外侧的3区为纯气相 (纯气藏) 区; K—K₁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 $180 \times 101325 \text{ Pa}$ (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点温度之间, 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 $155 \times 101325 \text{ Pa}$ (图2—16中B₂) 后, 随压力增大, 液相反而减少, 气相反而增加, 到达B₁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B₁到B₂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, 并且随压力增加而增大。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/m ³ (净值)	4186.8J/kg (净值)	4186.8J/m ³ (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。

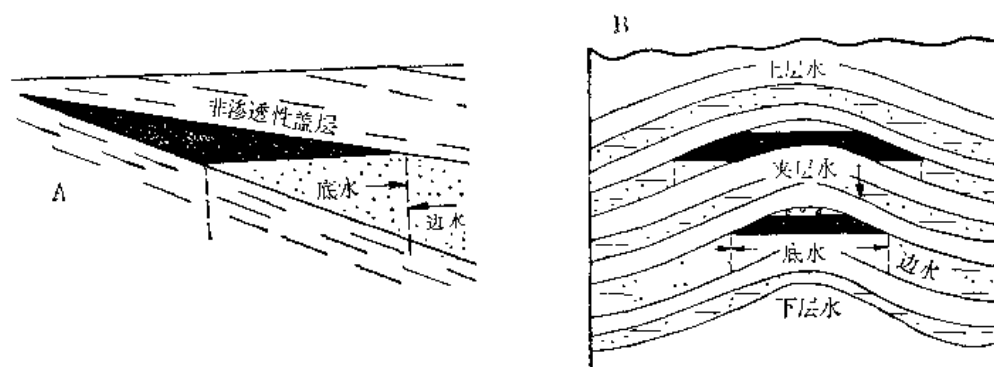


图 2—17 油田水与油气藏在分布上的相互关系

（据 Levorsen, 1954）

A—尖灭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—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(C₁₋₄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(CH₄/总烃)或干燥系数(CH₄/ΣC₂+烃)表示之。

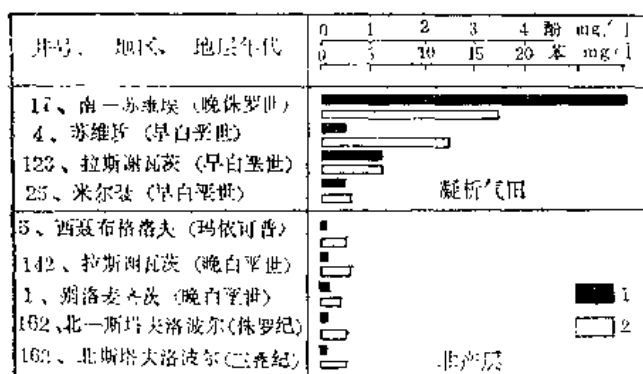


图 2-18 苏联某凝析气田的产层和非产层水中苯、酚含量分布对比图
1—苯, 2—酚

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⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻和Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺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(B. A. 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HCO₃⁻>SO₄²⁻>Cl⁻, Ca²⁺>Na⁺<Mg²⁺的相互关

系，且 $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ ，即 $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ （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 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ ， $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+}$ ，且 $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ （即 $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} < 1$ ）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 $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ 、 $\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$ 和 $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$ 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）。

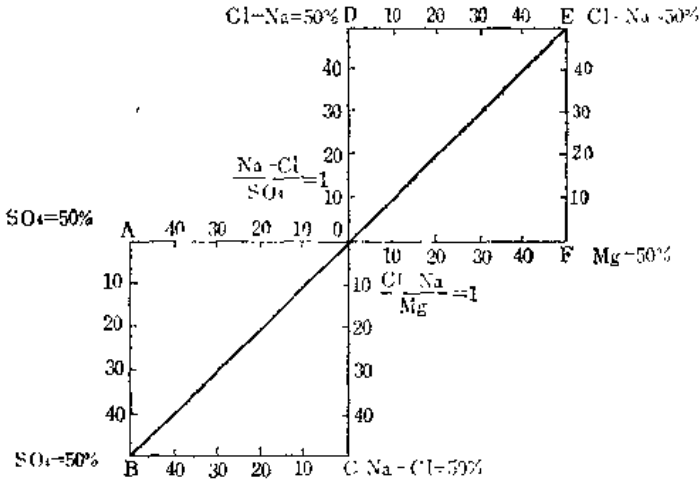


图 2—19 天然水成因分类
(据 В. А. Шулин, 1946)

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 Шулин, 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,微量一痕量稀有(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、 $\delta^{13}\text{C}$ 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。

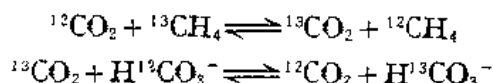
同位素按其稳定性可分为:稳定同位素和非稳定(放射性)同位素。

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:



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 $\delta^{13}\text{C}$ 值富集了7~9‰(HCO_3^- 的 $\delta^{13}\text{C}=0\text{‰}-\text{PDB}$, 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, $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 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	99.9844	标准平均大洋水，缩写代号 SMOW	D/H, δD
	2H	0.0156		
碳	^{12}C	98.892	南卡罗来纳州白垩系皮狄组美 洲拟箭石，缩写代号PDB	$^{13}C/^{12}C$, $\delta^{13}C$
	^{13}C	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 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 值及国际常用标准 (PDB) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,如表2—16所示。

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

标 准 名 称	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, 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 ($\delta^{13}\text{C}_A$), 换算成 B 标准的 δ 值 ($\delta^{13}\text{C}_B$) 时, 可用下列公式进行换算:

$$\delta^{13}\text{C}_B = \left[\frac{R_{Ar}}{R_{Br}} (\delta^{13}\text{C}_A + 1) - 1 \right] \times 1000\%$$

式中 $\delta^{13}\text{C}_B$ 为求取对 B 标准的 δ 值;

$\delta^{13}\text{C}_A$ 为测得对 A 标准的 δ 值;

R_{Ar} 、 R_{Br} 为 A 、 B 标准的 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 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 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 为 1084.4×10^{-5} , 测得纳16井 P^{3-1} A 层的天然气 (CH_4) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 4‰ (对福一井标准) 代入上式求对周口店标准 (B 标准) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高, 为 -27‰ 到 -22‰; 陆相原油的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏低, 为 -29‰ 到 -33‰。

原油的 $\delta^{13}\text{C}$ 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, $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 随馏分的极性和分子量增大而增加。把原油不同组分的 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 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 ^{13}C , 具有较低的 $\delta^{13}\text{C}_1$ 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 $\delta^{13}\text{C}_1$ 值 ($\geq -50\%$ 到 -20‰ ±)。利用 $\delta^{13}\text{C}_1 - R_o$ (镜质体反射率, %) 和 $\delta^{13}\text{C}_1 - \text{C}_1$ 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。

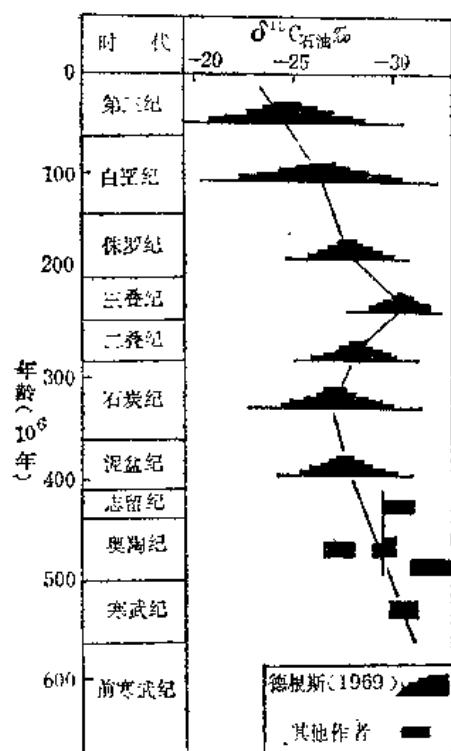


图 2—20 各地质时代石油的碳同位素分布
(据 Stahl, 1977)
($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 的标准为PDB, 以下同)

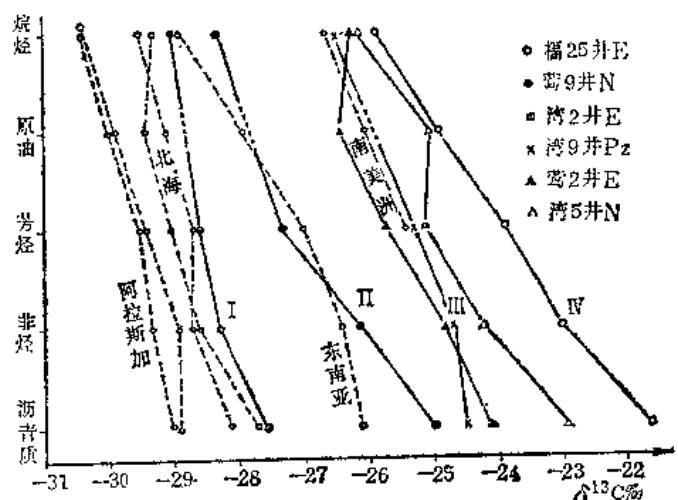


图 2—21 原油碳同位素类型曲线
(据 廖永胜, 1982; 其中虚线部分据Stahl, 1977;
实线部分: (I) 福山凹陷; (II) 莺歌海西部凹
陷; (III) 和 (IV) 涠西南凹陷)

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 \rightarrow 芳烃 \rightarrow 非烃, 即 $\delta\text{D}_{\text{SHC}} < \delta\text{D}_{\text{AHC}} < \delta\text{D}_{\text{NHC}}$ 。

原油的 δD 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 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 ($\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta\text{D}-\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta\text{D}-\delta^{13}\text{C}$ 关系图, 可以较有效地地区分东、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 $\delta^{13}\text{C}$ 之间却存在不很明显的正相关性。生物成因气的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低, δD 值亦较低, 热解成因气的 δD 和 $\delta^{13}\text{C}$ 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, $\delta^{13}\text{C}$ 在

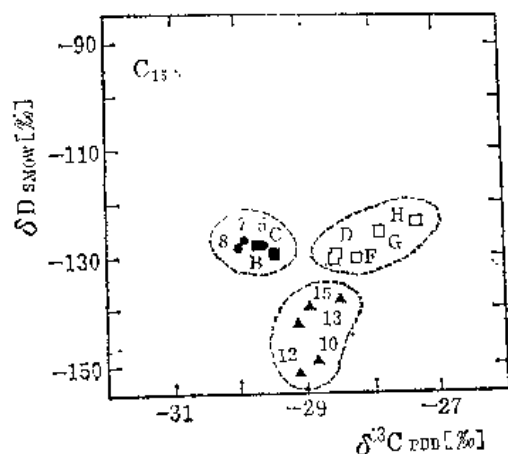


图 2—22 西德南部两个亚阿尔卑斯盆地原油的 δD — $\delta^{13}C$ 关系图

(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—三叠系油层; 4—第三系油层

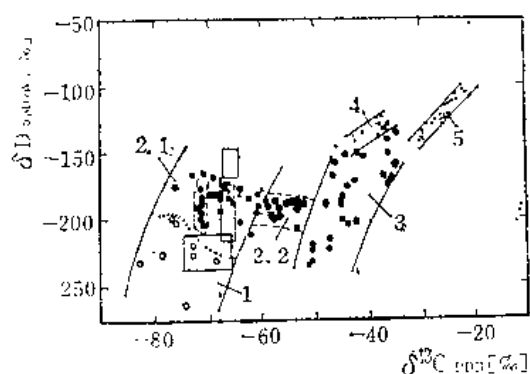


图 2—23 天然气中甲烷的 δD — $\delta^{13}C$ 关系图

(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 $356 \times 10^9 \text{t}$ 。其中，委内瑞拉奥林诺科沥青砂岩中的含量为 $144 \times 10^9 \text{t}$ ；加拿大阿撒巴斯卡沥青砂岩中的含量为 $856 \times 10^8 \text{t}$ ；苏联西西伯利亚奥林尼克沥青砂岩的含量为 $822 \times 10^8 \text{t}$ 。现在加拿大每年从沥青砂岩中可提取 $35 \times 10^5 \text{t}$ 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 $12 \times 10^6 \text{t}$ ，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并非油气本身，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而非连续涌现时，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	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4
正庚烷中溶解度（重量%）	78	43	5	0
CS ₂ 中溶解度（重量%）	99	78	52	0
定碳比	6	10	28	82
H/C原子比	1.63	1.52	1.36	0.6

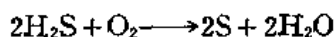
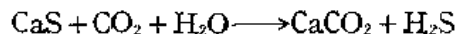
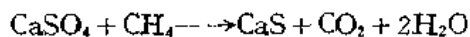
注：由No. 1至No. 4示风化程度之增加，No. 4离油苗渗出处最远

（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 H₂S 有关。当气体大量涌出时，可听到嗤嗤响声。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 H₂S 组分被氧化所致，或者是天然气与石膏相互作用的结果。



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 C₁—C₅ 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 2500km^2),固态沥青储量约 $3.5 \times 10^8\text{t}$ 。

(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 1m ,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。

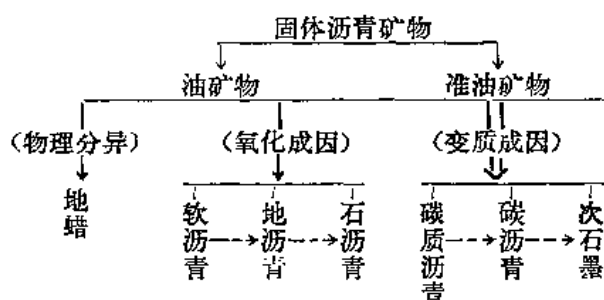


图 3—1 固体沥青矿物的成因分类

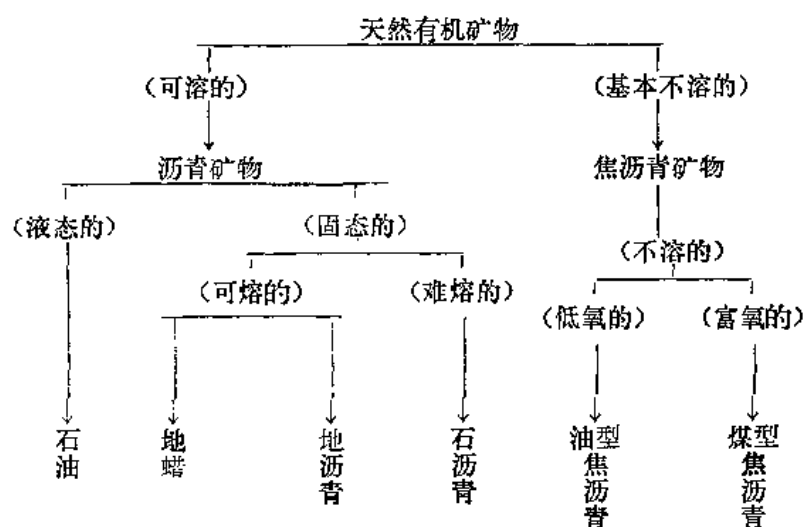


图 3—2 天然有机矿物的分类

(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 $47 \times 10^4 \text{m}^2$ ，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CS₂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、片岩裂隙中，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 $0.84\sim0.69$ ，湿气阶段 $0.69\sim0.62$ ，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，还可进行荧光观察。随着成岩的加深，荧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 $n \times 10^{19} \sim 0 \text{ m/g}$ ($n < 5$),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。

(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。

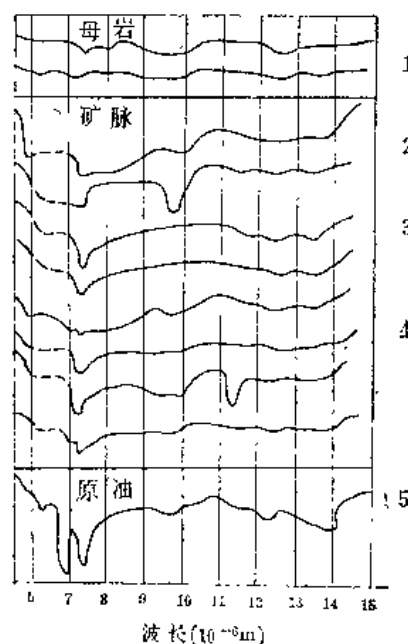


图 3—3 母岩、沥青矿脉和原油的红外光谱比较图

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

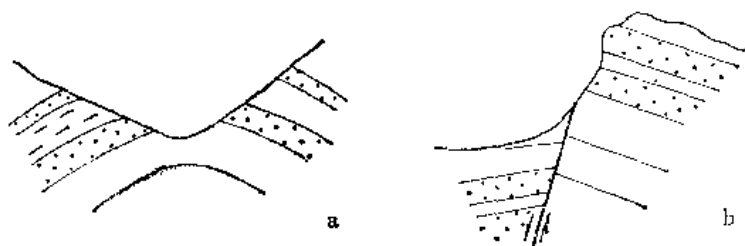


图 3—4 含油岩层出露地表的两种可能

a—因侵蚀而暴露；b—因错断而暴露

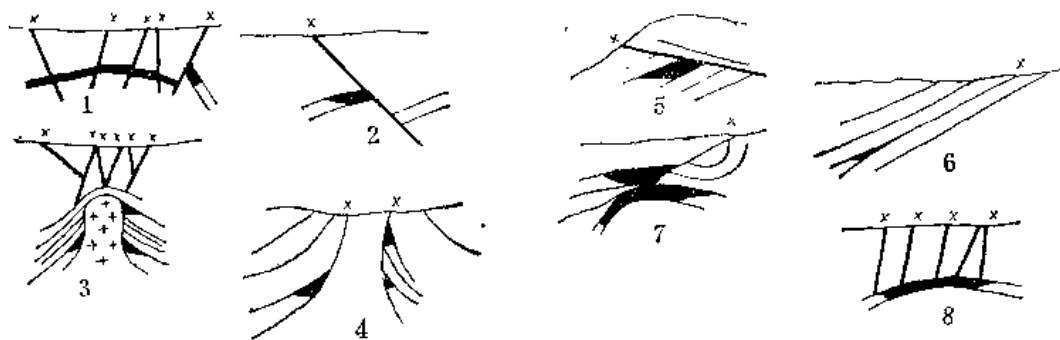


图 3—5 与地下油气藏有关的油气显示

(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）。

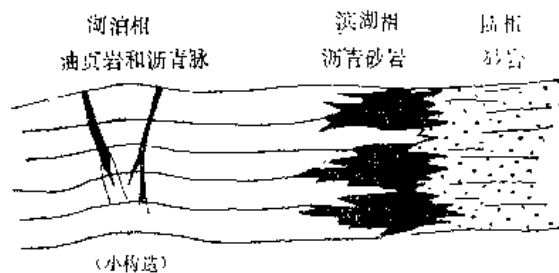


图 3—6 云塔盆地绿河组沥青脉和沥青砂岩

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。因而，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0.25 mm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0.0002 mm，裂缝宽度小于0.0001 mm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_r ）之比（以百分数表示）。可用下式表示：

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

显然，同一岩石的绝对孔隙度（ P_i ）大于其有效孔隙度（ P_e ），即 $P_i > P_e$ 。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）= $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ， μ （粘度）= $1 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ， L （长度）= 1 m ， F （截面积）= 1 m^2 ， ΔP （压力差）=

1 Pa时, $K = 1 \text{ m}^2$ 。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: $1\text{D} = 0.987 \mu\text{m}^2$, $1\text{md} = 987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$ 。

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 $49 \times 10^{-4} \sim 9870 \times 10^{-4} \mu\text{m}^2$ 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 $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$	评 价
I	>1000	极 好
II	$1000 \sim 100$	好
III	$100 \sim 10$	中 等
IV	$10 \sim 1$	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_o/K 、 K_g/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。

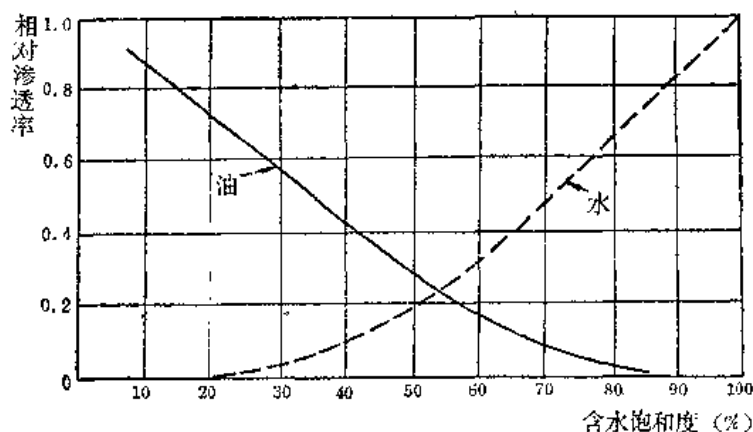


图 4—1 油、气饱和度与相对渗透率的关系曲线
(据 Levorsen)

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

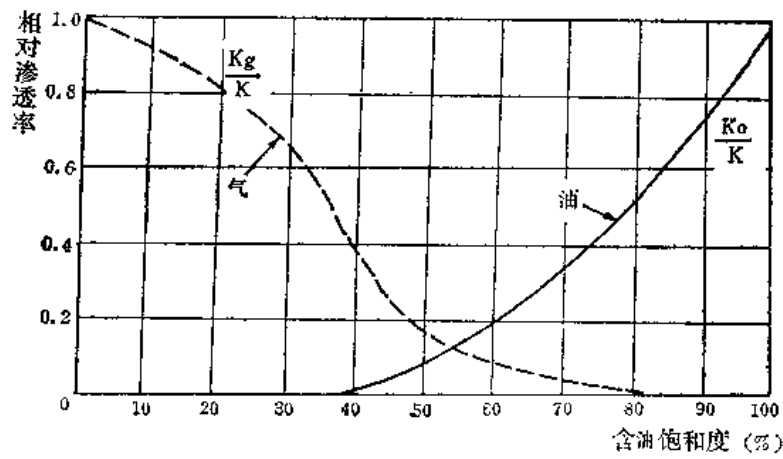


图 4—2 油、水饱和度与相对渗透率的关系曲线
(据 Levorsen)

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 $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$), 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:

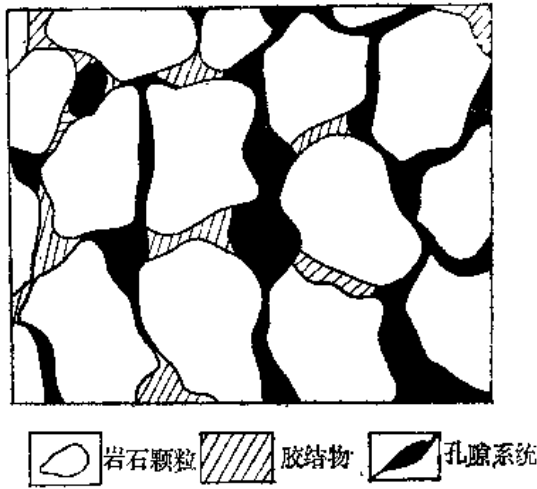


图 4—3 岩石孔隙系统示意图

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

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:

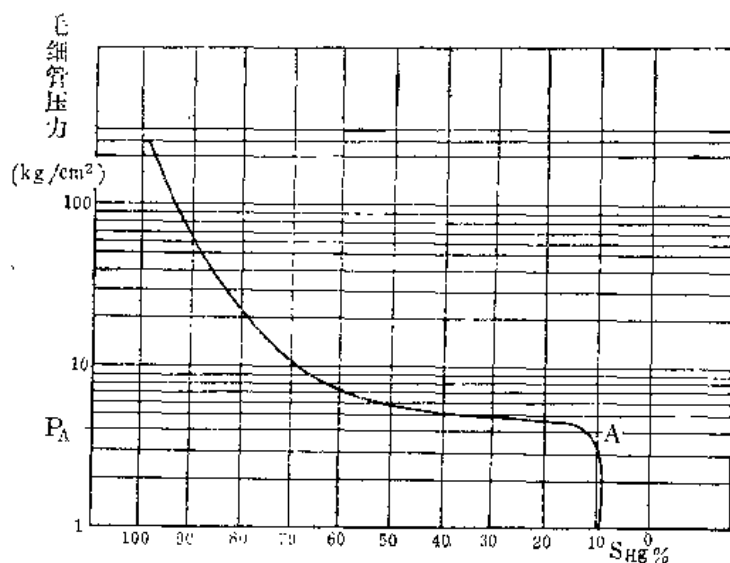


图 4-4 毛细管压力曲线图

(据 张文达)

图中 $1\text{kg/cm}^2 = 9.80665 \times 10^4\text{Pa}$

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 $0.04\mu\text{m}$ 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。

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

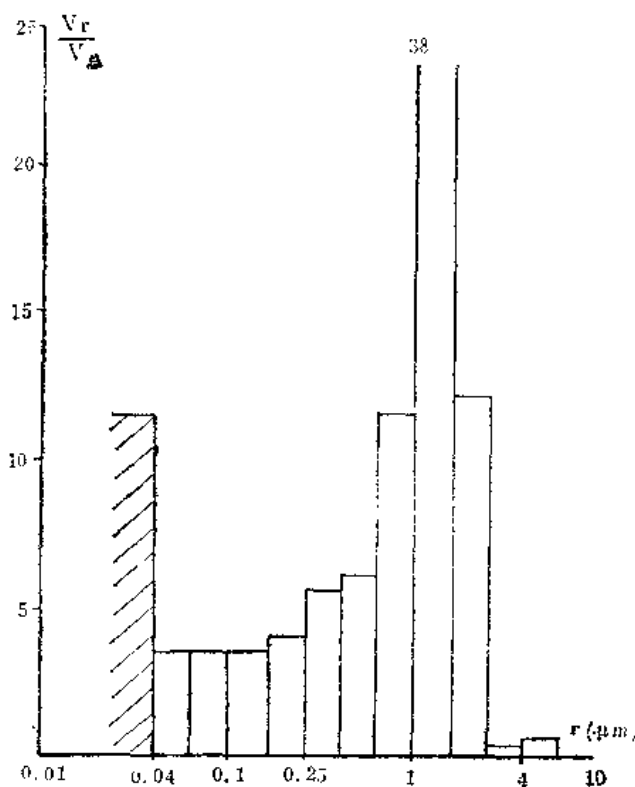


图 1-5 孔隙等效半径分布图

(据 张文达)

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 $2\mu\text{m}$ 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， $\times 125$

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_r) 可用公式表示如下：

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

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。

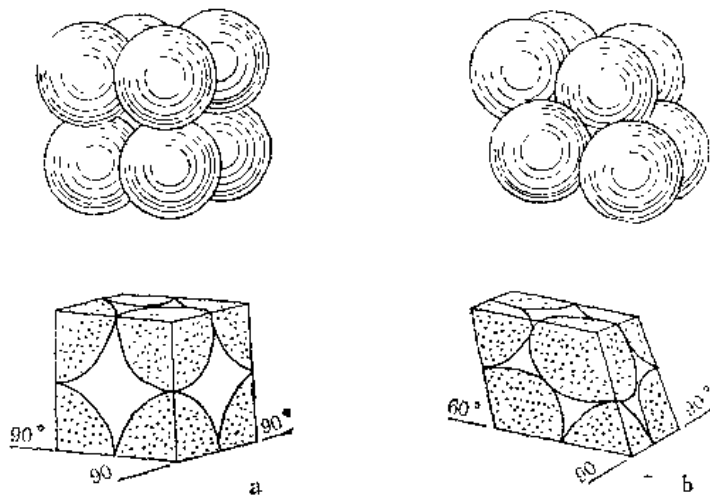


图 4—7 理想球体排列的端元型式

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，细小颗粒堵塞粒间孔隙，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而增加。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

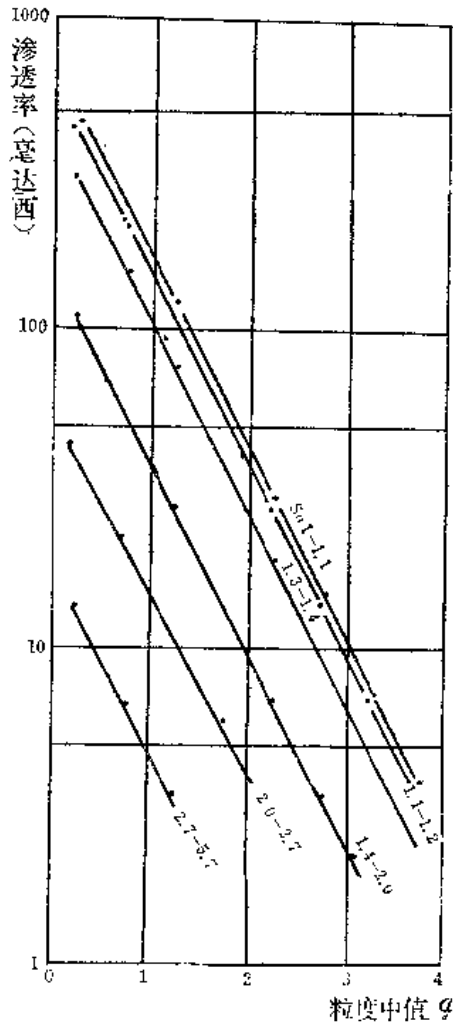


图 4—8 分选系数一定时，渗透率的对数值和粒度中值成线性关系
图中 1 毫达西 = $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$
(据 D. C. Beard & P. K. Weyl, 1973)

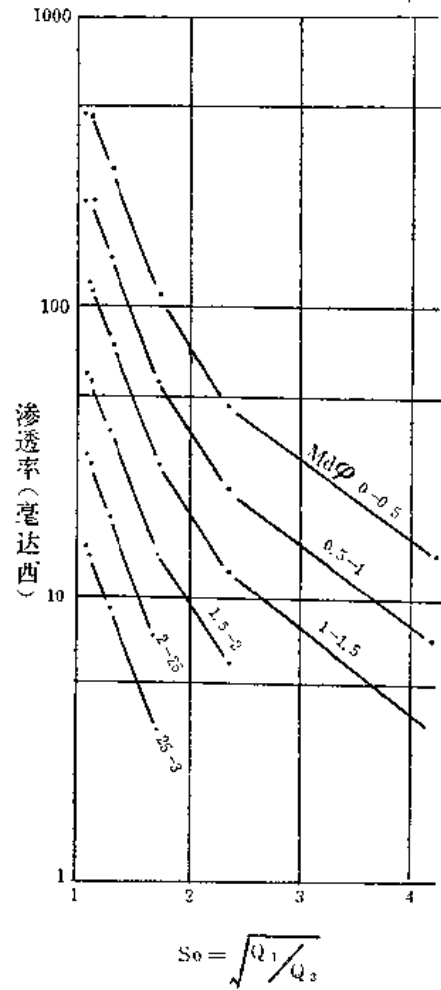


图 4—9 粒度中值一定时，分选系数和渗透率的关系
图中 1 毫达西 = $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$
(据 D. C. Beard & P. K. Weyl, 1973)

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

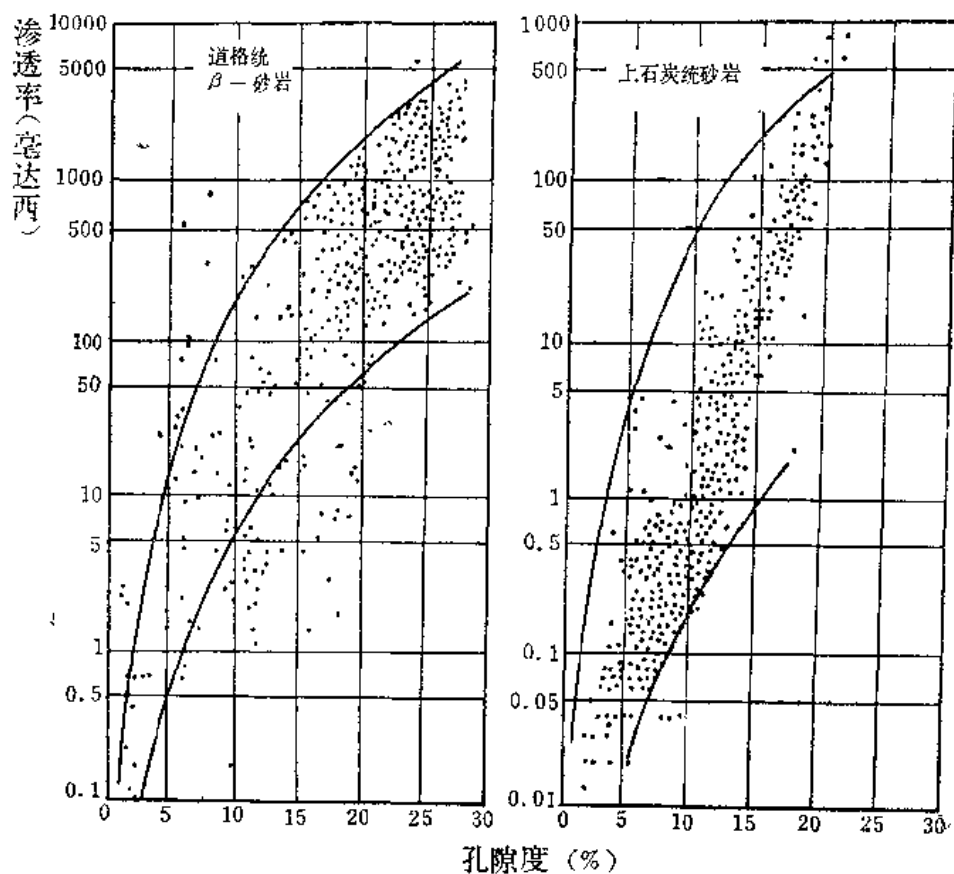


图 4—10 渗透率和孔隙度的关系图

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

(据 Füchtbauer, 1967)

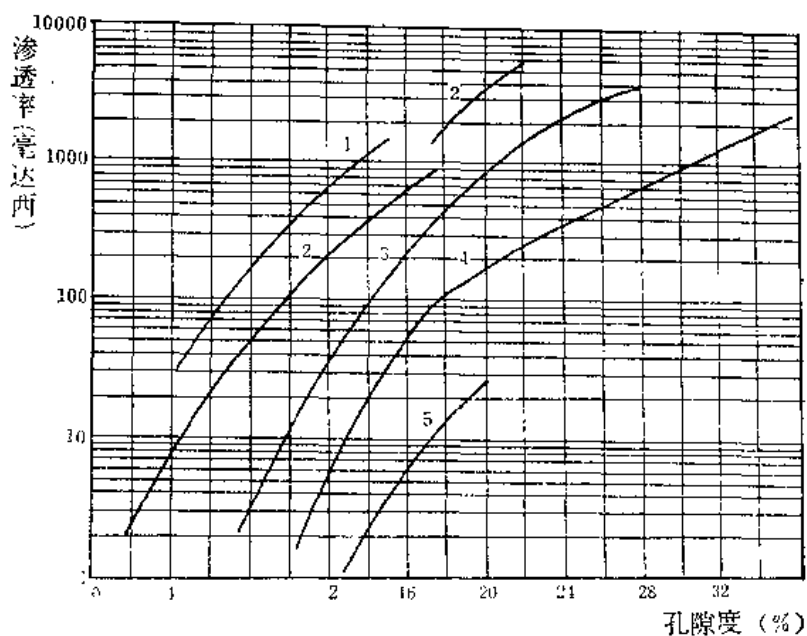


图 4—11 不同粒径的孔隙度与渗透率的关系图

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 = $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$

(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($1\text{md}=987\times 10^{-6}\mu\text{m}^2$)。

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堵塞孔隙,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

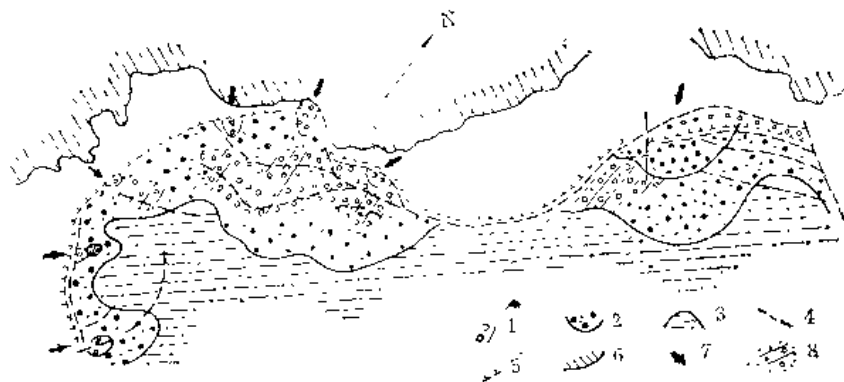


图 4—12 克拉玛依油区主要断裂与岩相和含油部位关系示意图

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）。

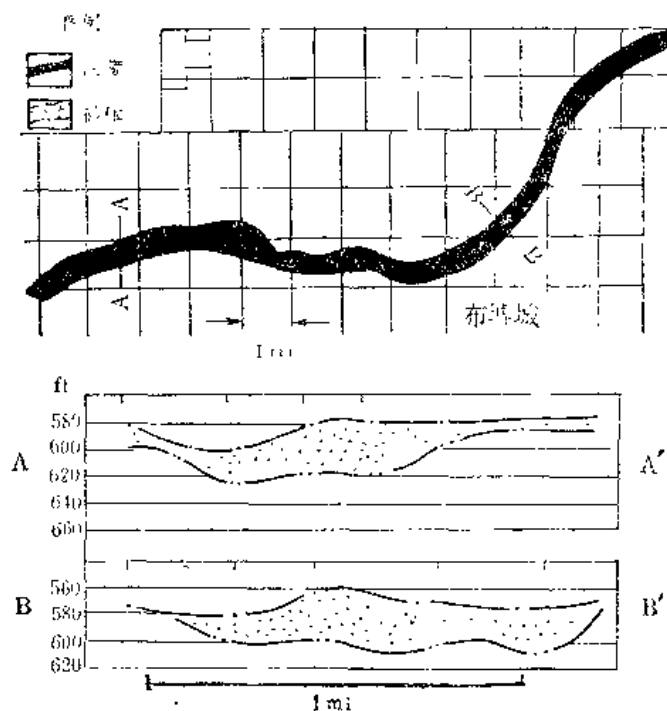


图 4—13 美国堪萨斯州布什城油田平面图和剖面图

（据 Charles, 1941）

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

通467号

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。

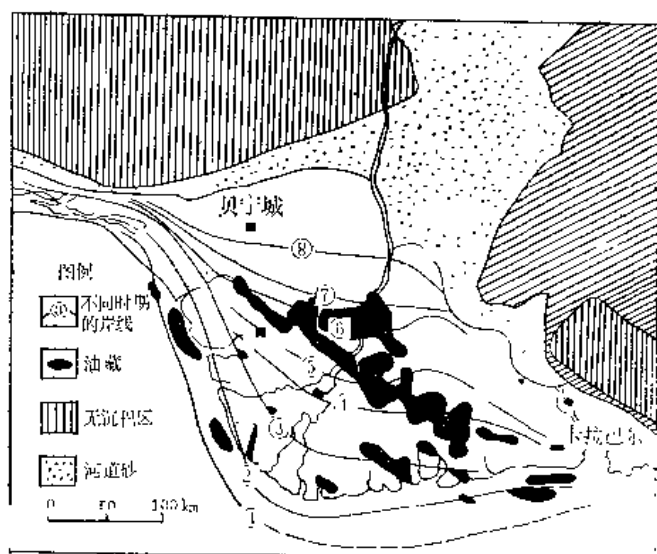


图 4—14 尼日利亚尼日尔河三角洲与油田分布图
黑色为油田，粗实线为不同时期的古海岸线

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

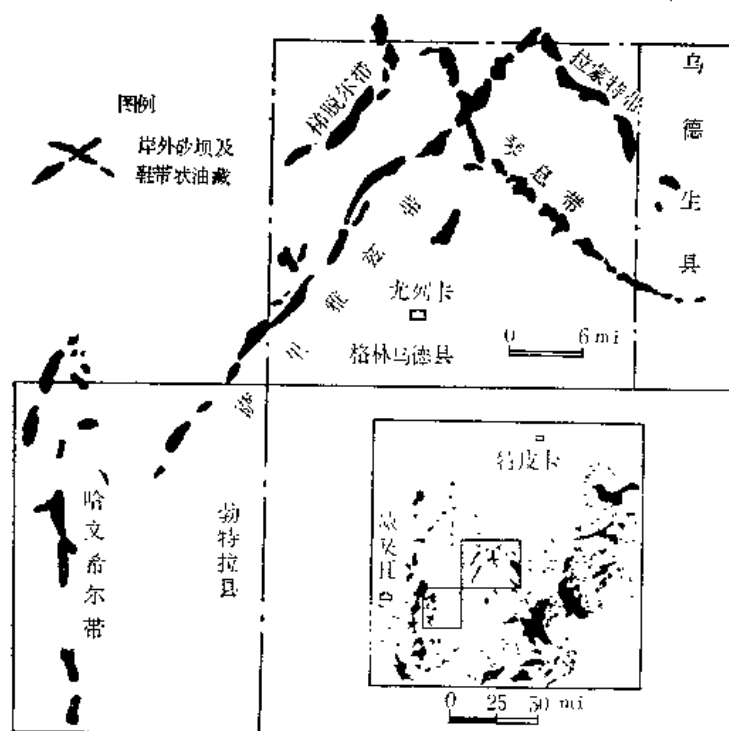


图 4—15 美国堪萨斯州格林乌德县契洛期鞋带状油田平面图

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。例如美国加利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 $5.6 \times 10^8 \text{t}$ ，砂岩大油田的平均可采储量是 $2.9 \times 10^8 \text{t}$ 。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拗陷发现了任丘潜山（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结构有关的孔隙，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沉淀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。

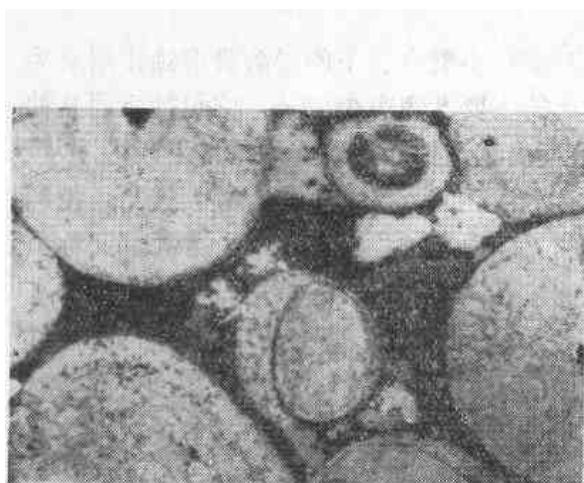


图 4—16 鲕灰岩粒间孔隙
松辽杜410井，正校， $\times 30$

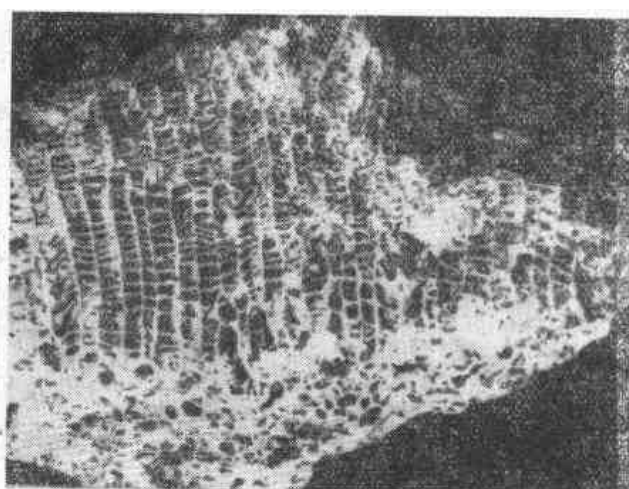


图 4—17 生物骨架孔隙
(据 R. C. Murray, 1964)

生物体腔孔隙 它是指生物死亡后生物壳体内部的软体腐烂分解，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洞、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,如砂糖状白云岩具备良好的晶间孔隙。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
(见: 四川石油勘探开发研究院)
川北露头; 正光, $\times 63$

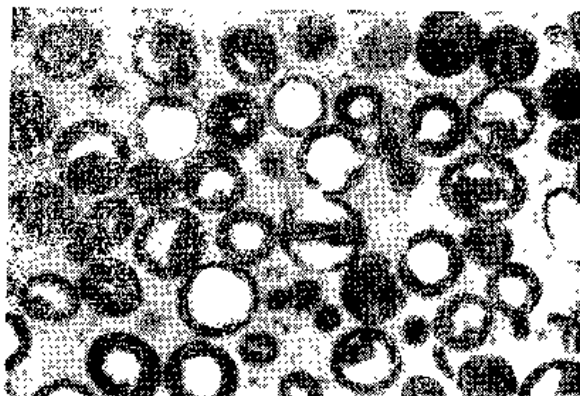


图 4—19 细晶鲕粒灰岩
(据 李育豪)
鲕内溶孔的形成具明显的选择性; 川南
T_{1c}产层; 单偏光, $\times 40$

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

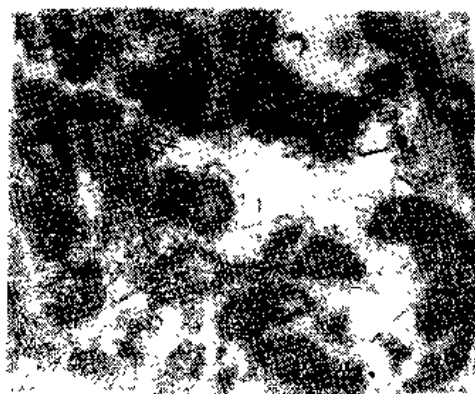


图 4—20 凝块灰云岩
(据 李育豪)
粒间溶孔内充填少量细晶淡水白云岩;
川东C₂产层; 单偏光, $\times 48$

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

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°C)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°C 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)。

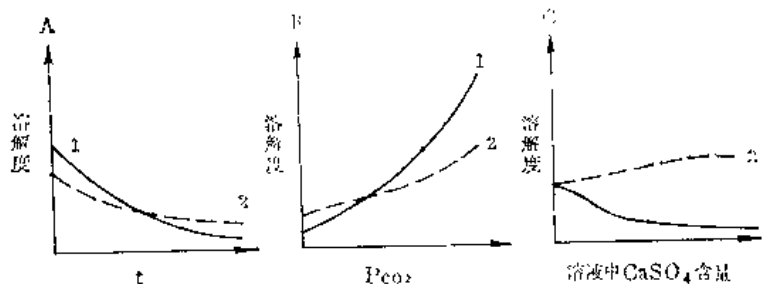


图 4—21 在不同因素影响下方解石和白云石溶解度的变化示意图

(据 Д.С.СОКОЛОВ)

A—温度影响(在 CO_2 压力为 $9.80665 \times 10^4 \text{Pa}$ 的条件下); B—碳酸含量的影响(温度为 25°C); C— CaSO_4 的影响(CO_2 压力 $\approx 0.0012 \times 9.80665 \times 10^4 \text{Pa}$, 温度为 25°C)
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。

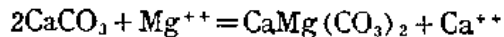
3. 成岩后生作用

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、硅化作用、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,又往往堵塞在各种孔隙空间,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:



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。礁前带堆积物以砾屑灰岩、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带堆积岩区内。

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坪环境，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)。

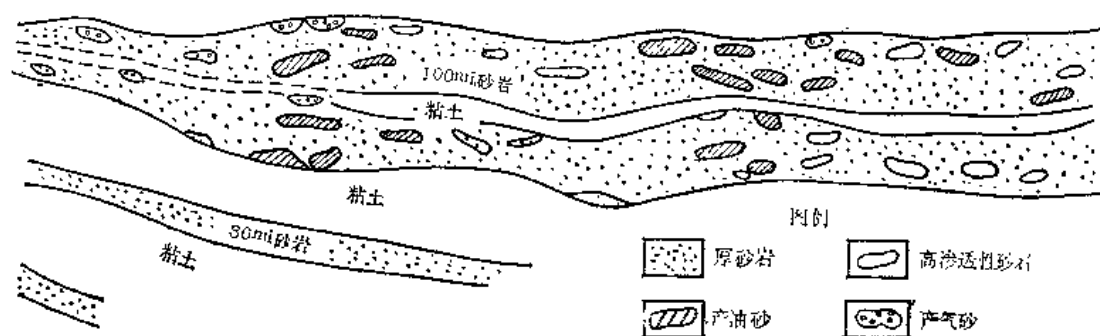


图 4—22 美国阿帕拉契亚地区百英尺砂岩剖面图
(据 H.O. 布罗德)

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 $5 \times 10^{-6} \text{cm}$ 时, 可作油层或气层的盖层; (2) 岩石孔径在 $5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-4} \text{cm}$ 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 $2 \times 10^{-4} \text{cm}$, 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 $120 \times 10^{13} 25 \text{ Pa}$, 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；地层隆起被侵蚀与超覆；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 $14 \times 10^5 \text{t}$ 油和 $283 \times 10^8 \text{m}^3$ 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
业 类	1. 背斜圈闭 2. 断层圈闭 3. 裂缝性背斜圈闭 4. 刺穿圈闭	1. 岩性圈闭 2. 不整合圈闭 3. 礁型圈闭 4. 沥青封闭圈闭	1. 构造鼻和阶地型水动力圈闭 2. 单斜型水动力圈闭 3. 单独(完全)水动力圈闭	1. 构造-地层复合圈闭 2. 流体-构造复合圈闭 3. 地层-流体复合圈闭 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）。

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在含油面积。

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。

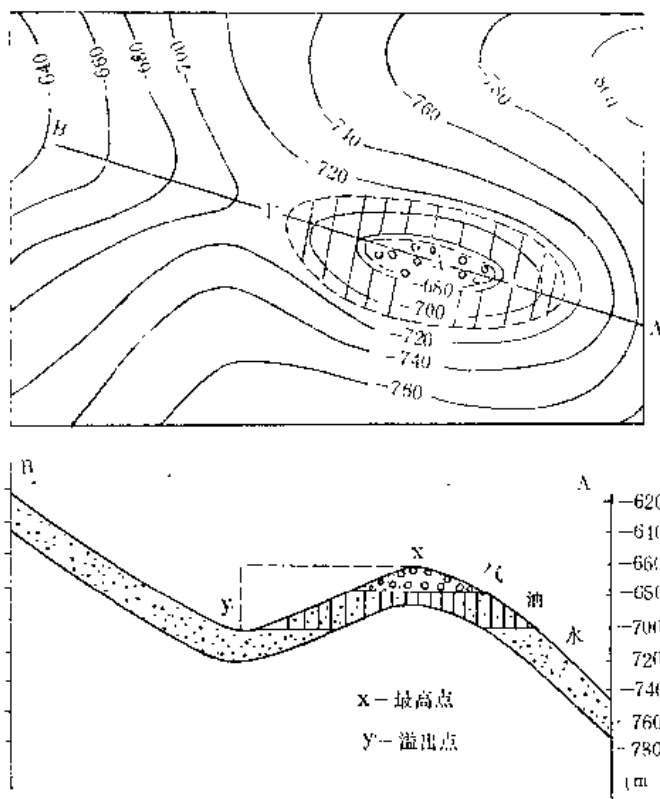


图 5—1 背斜圈闭的闭合面积、闭合度及油气藏中油气水分布图

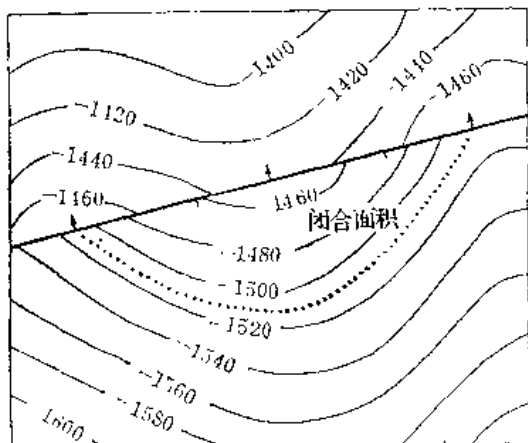


图 5—2 断层圈闭的闭合区

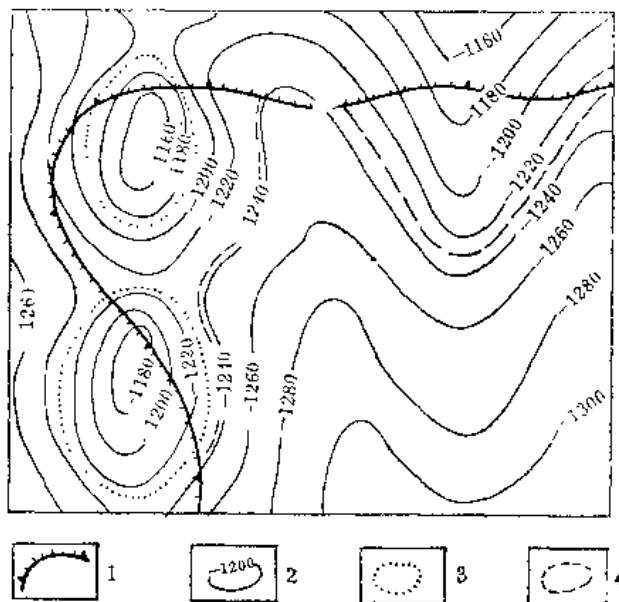


图 5—3 尖灭型岩性圈闭的闭合区

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

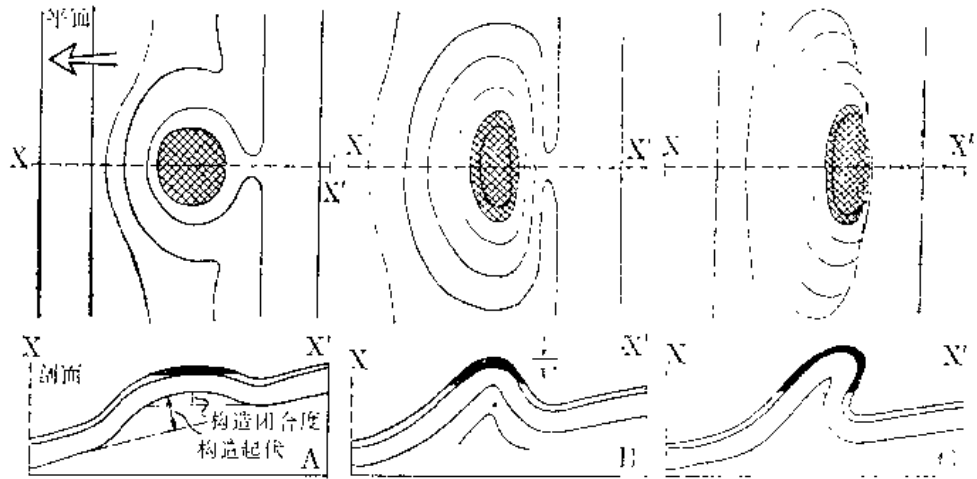


图 5—4 典型背斜圈闭和油气藏的理想构造图和剖面图

(据 Levorse, 1954)

斜格和黑色代表石油，大箭头指区域倾向方向

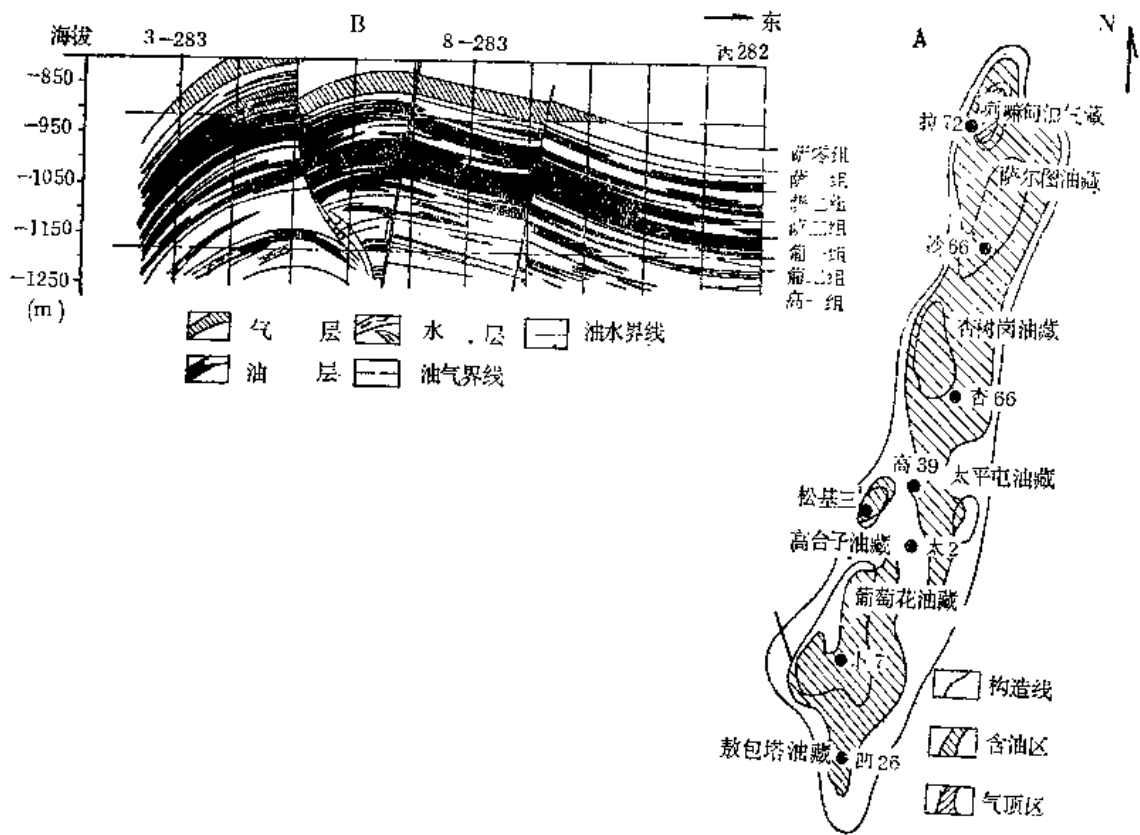


图 5—5 大庆油田构造和剖面示意图

(据 大庆油田科学研究设计院, 1977)

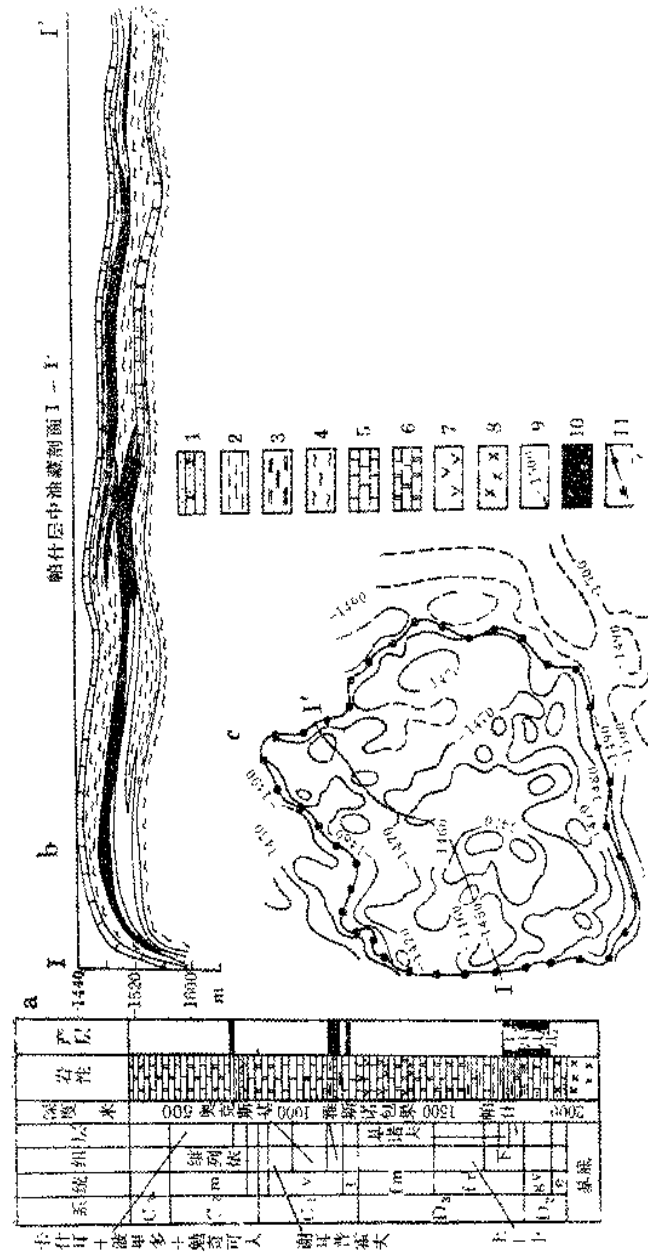


图 5-7 苏联罗马什金油田综合图

(据 ManninGep, 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; 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窿群，如苏联的罗马什金油田（图 5—7）。

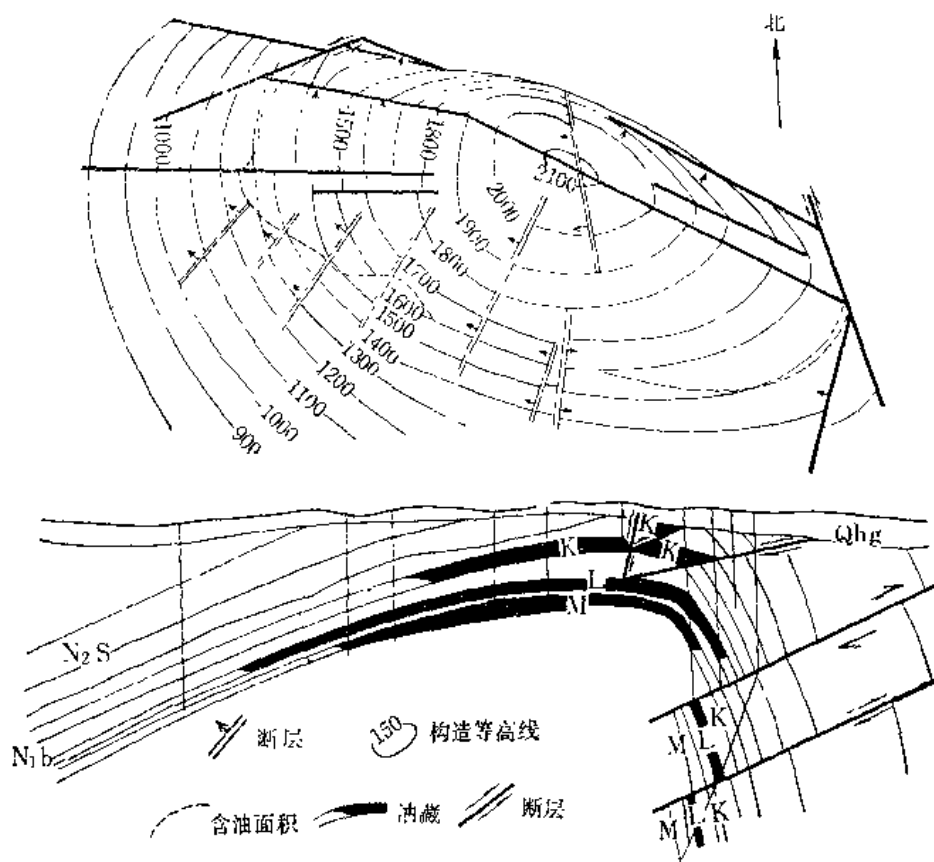


图 5—8 老君庙油田 L 层顶面构造图及油田剖面图

(据 玉门石油管理局研究院)

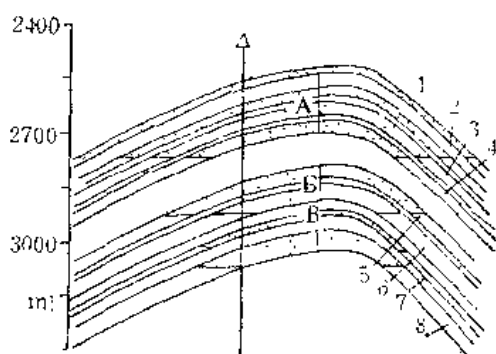


图 5—9 提塔斯气田生产层地质剖面图

(据 Ahmad, 1966)

A、B、C、D、E、F、G 为圈闭和油气藏，1—8 为气层

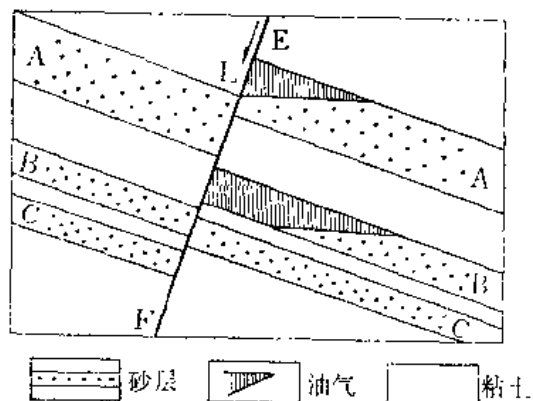


图 5—10 断层对油气聚集的封闭作用

(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Ⅰ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B气藏，7、8各自构成B、I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。

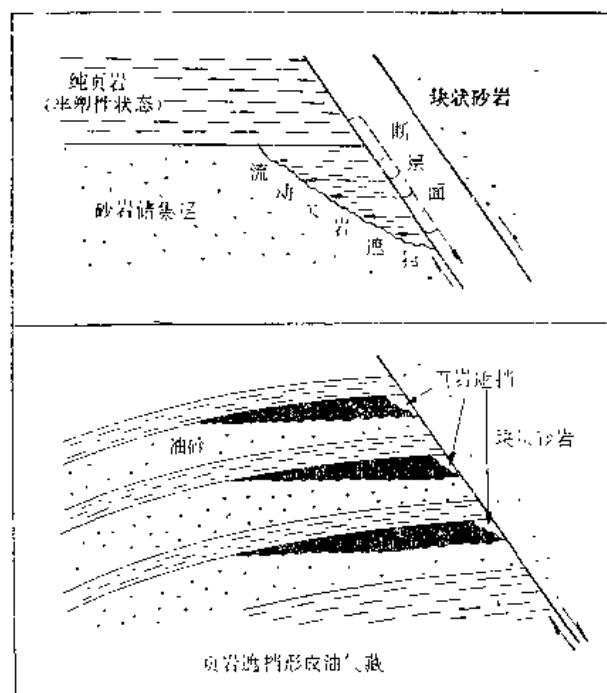


图 5-11 流动页岩封闭形成的圈闭和油气藏
(转引自 王双培, 1976)

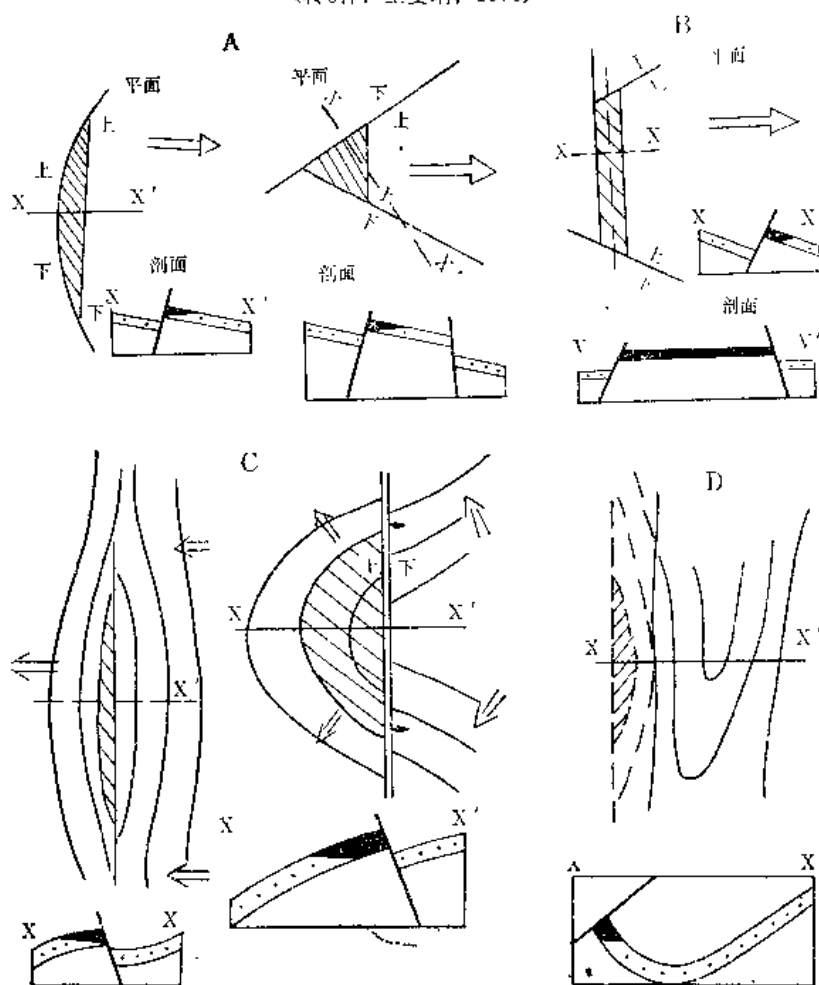


图 5-12 断层圈闭和油气藏基本类型的平面和剖面示意图
(据 Levarsen, 1954, 修改并补充)

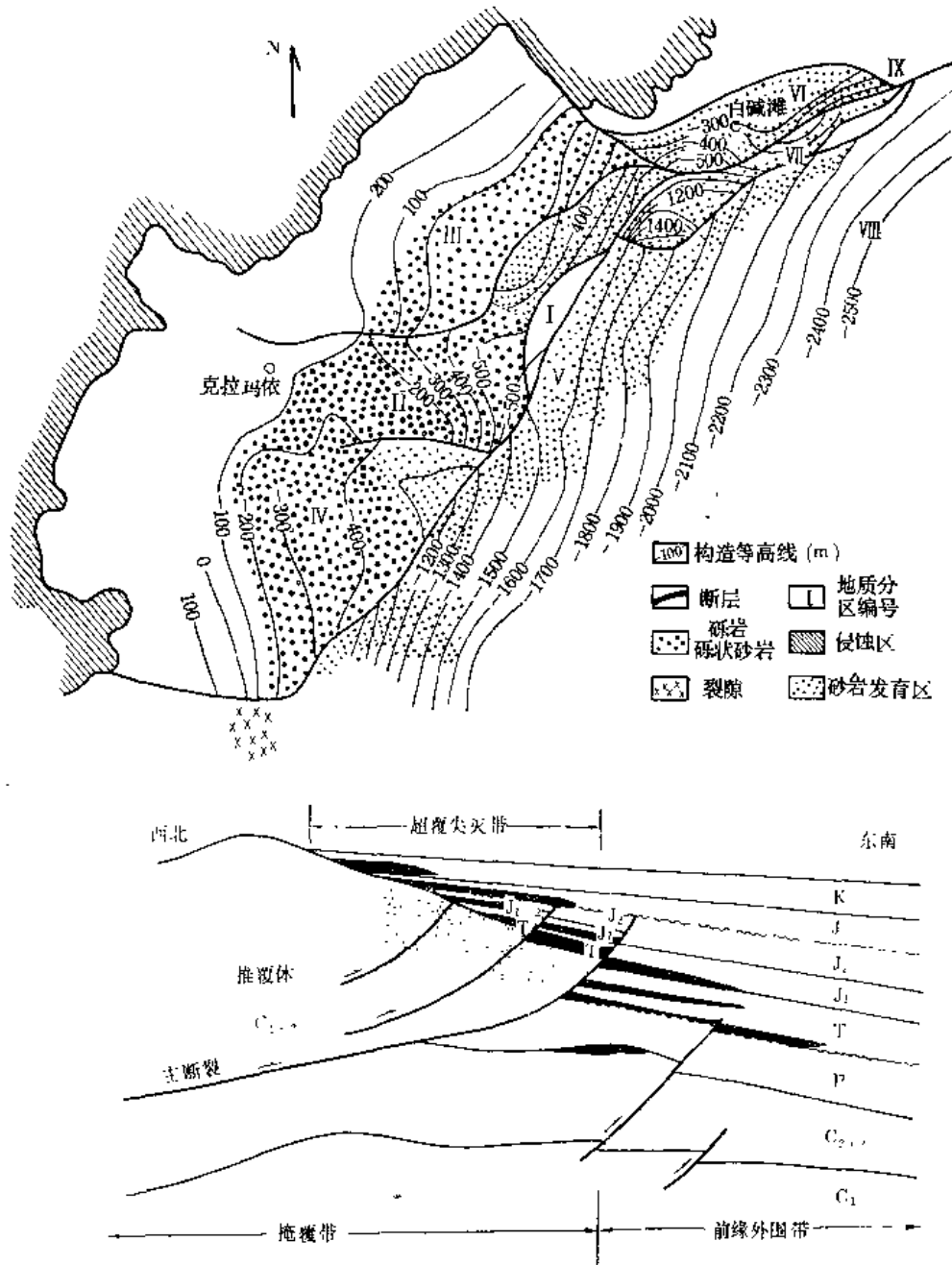
在同生断层发育的地区，储集层上方的粘土层，在同生断层活动时发生沿断面向下作塑性流动，这样可形成流动页岩遮挡。这也常是一种部分封闭（图5—11）。

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



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。

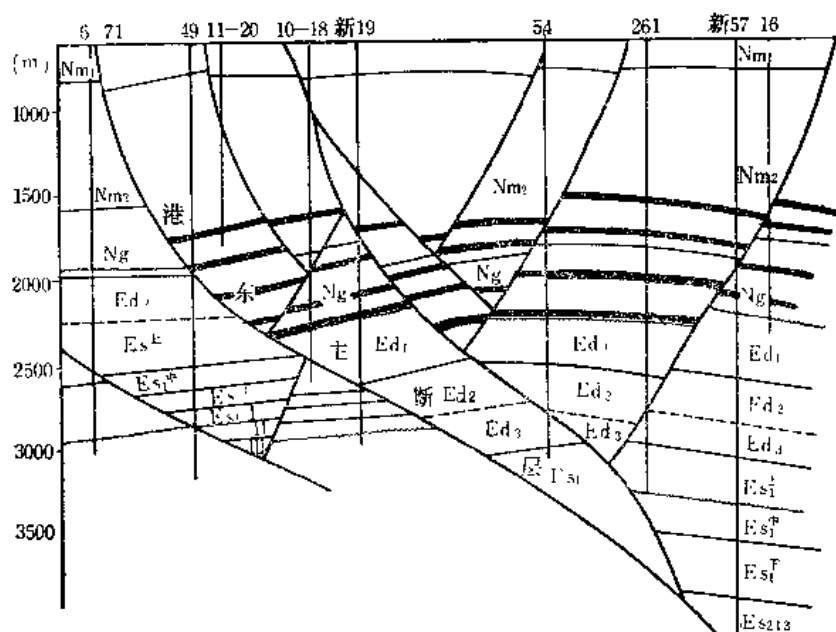


图 5—14 港东油田构造横剖面示意图

（据 王燮培等，1976）

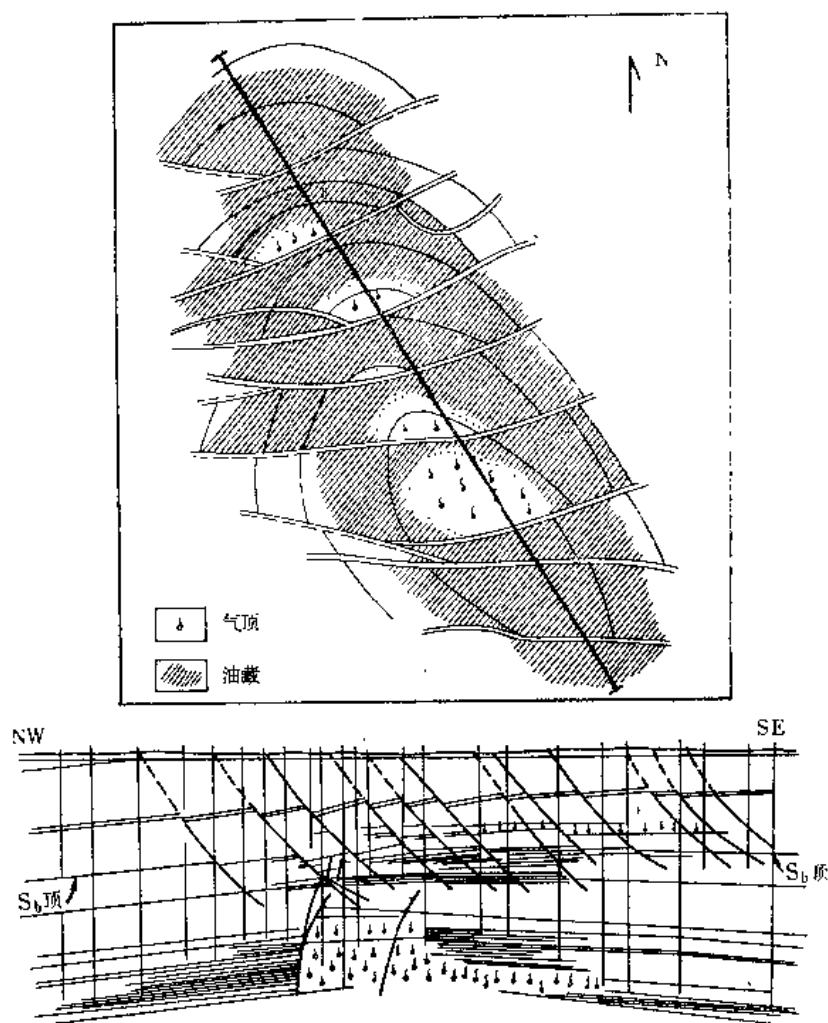


图 5—15 苏联阿普歇伦区卡拉油田构造和横剖面示意图

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。

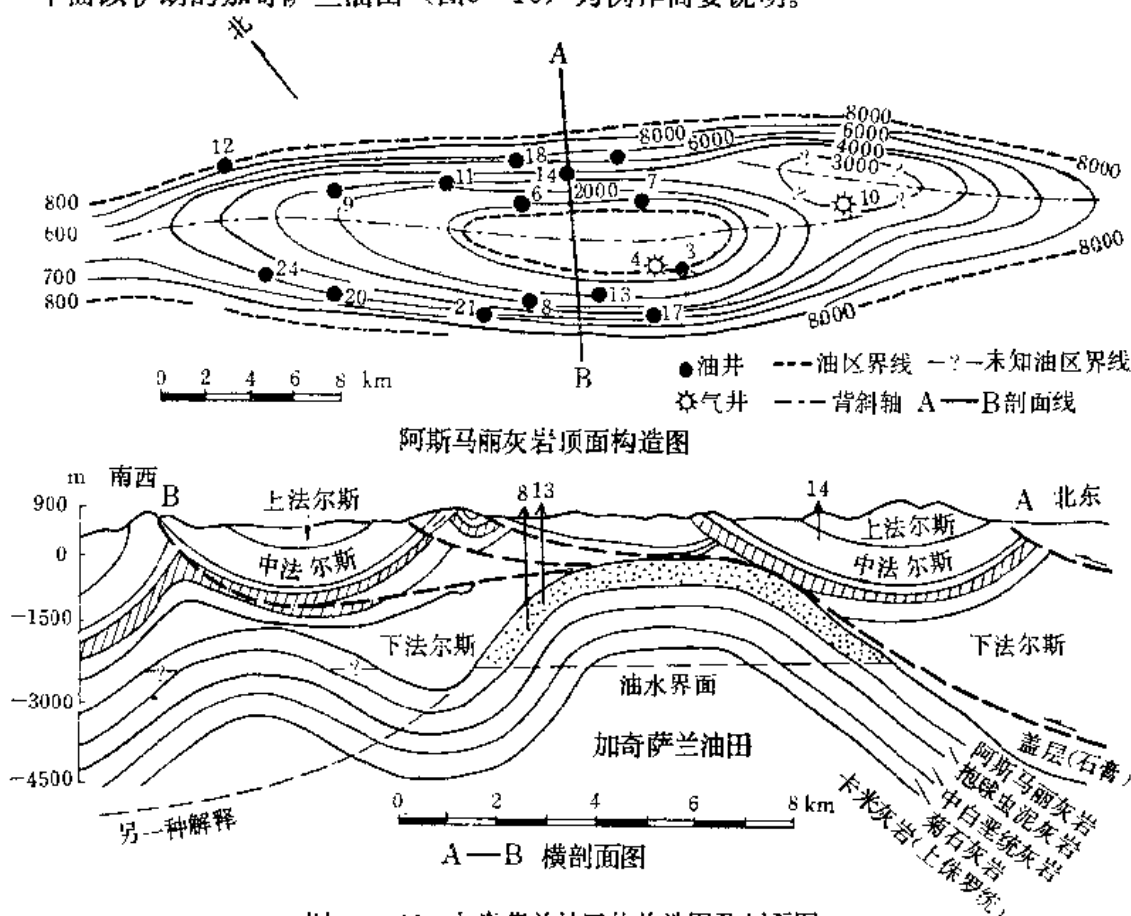


图 5—16 加奇萨兰油田的构造图及剖面图

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 $10 \sim 20 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，最高的仅 $40 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，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。

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（如卡斯马利亚、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（如圣马利亚河谷、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。

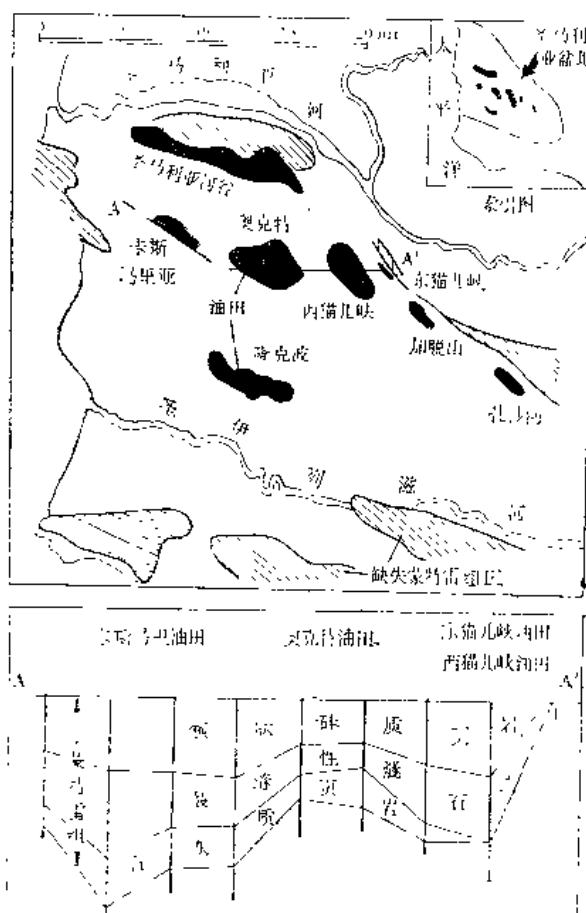


图 5—17 美国加利福尼亚圣马利亚谷地裂缝性蒙特雷组地层对比及油田分布图
(据 Hubbert, 1953)

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洲泥，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相邻近的同生断裂—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。

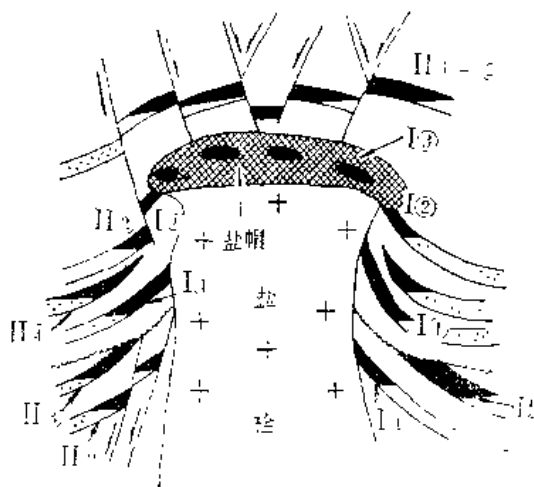


图 5-18 盐丘油田理想示意剖面图
(引 Levorsen, 1954略有修改)

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。

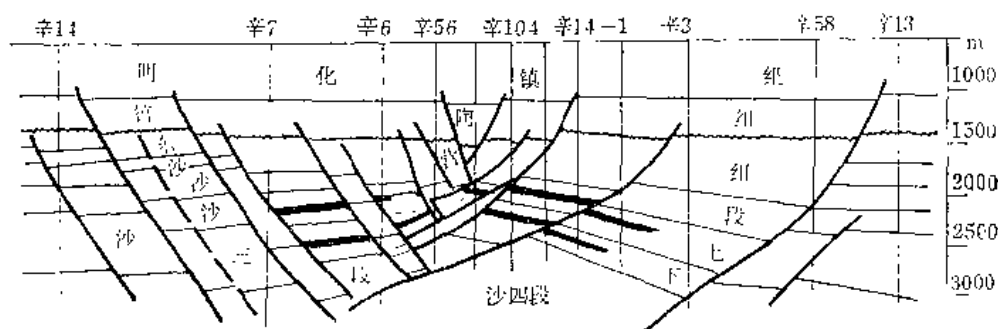


图 5—19 辛镇油田的构造剖面示意简图

（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

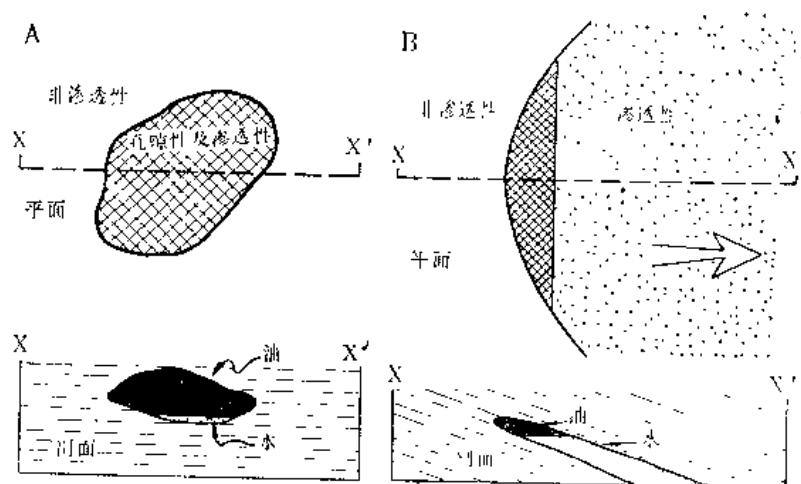


图 5—20 岩性圈闭和油气藏基本类型示意图
(据 Levorsen, 1951)

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口。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油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

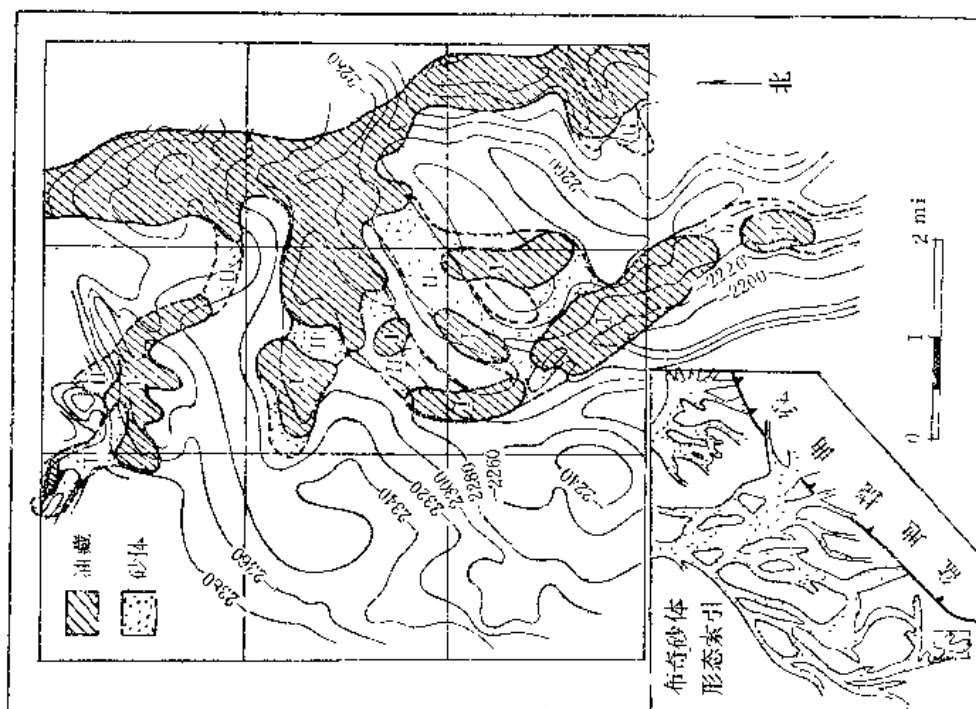


图 5—22 T8N, R7N 区的布奇砂岩顶面构造图及油藏分布图
图中 1mi = 1609m
(据 里斯, 1972)

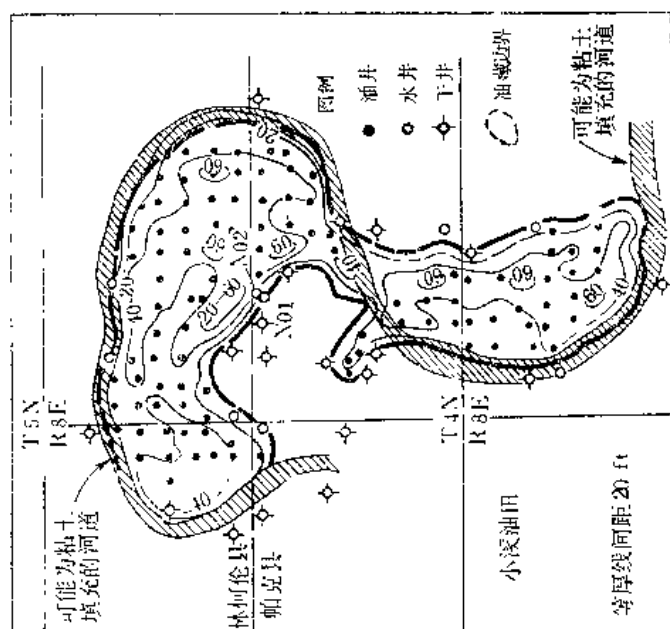


图 5—21 美国密西西比州小溪油田登克曼砂岩等厚图及油出分布图
图中 1ft = 0.3048m
(据 艾森斯塔特, 1960)

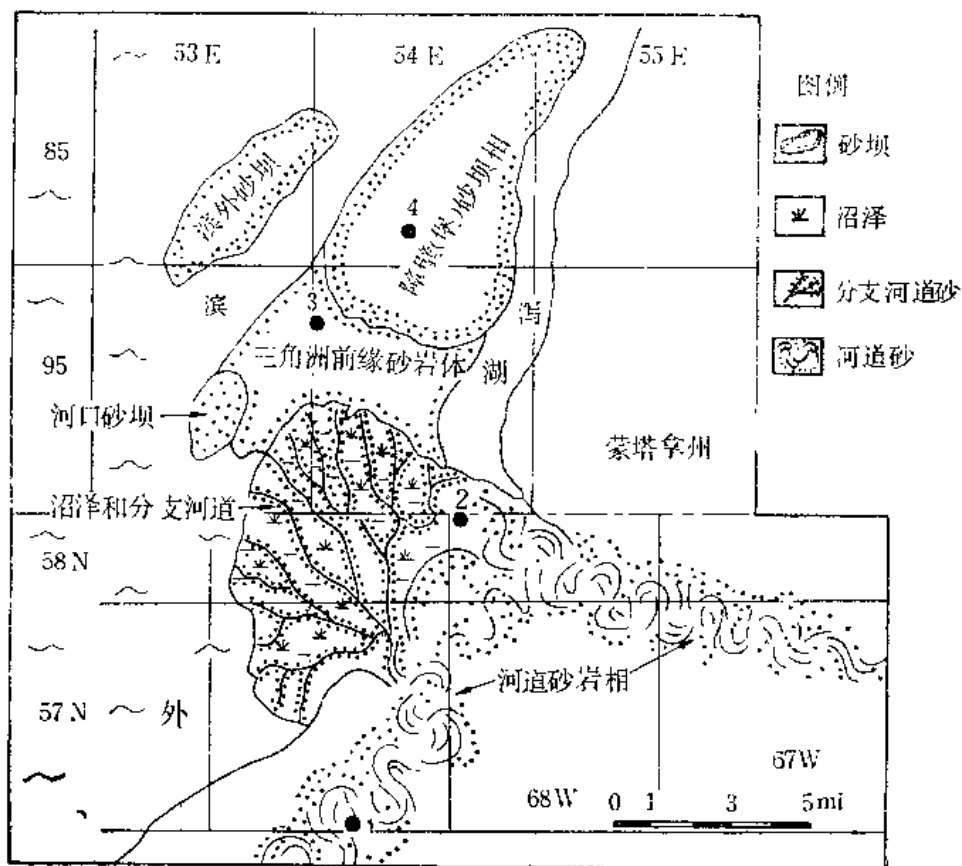


图 5—23 美国蒙塔拿州泡得河盆地钟溪油田及邻区早白垩世岩相古地理图

图中1mi = 1609m

(据 Mc Gregor and Biggs, 1968)

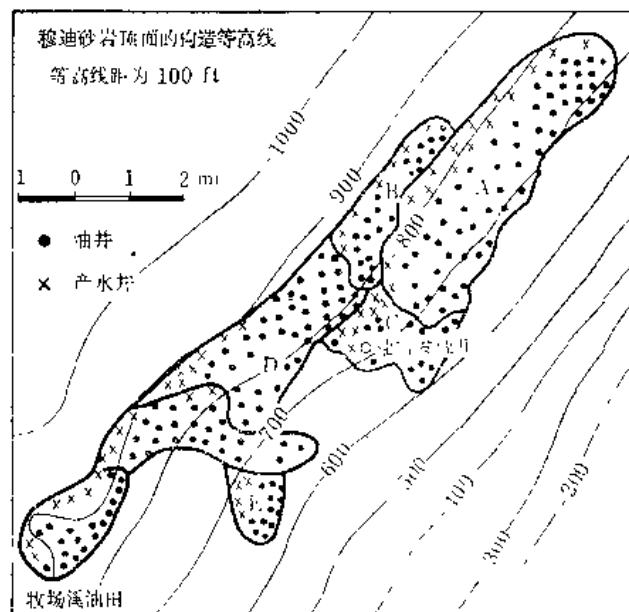


图 5—24 钟溪(包括牧场溪)油田构造图及砂岩体、油藏分布图

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。

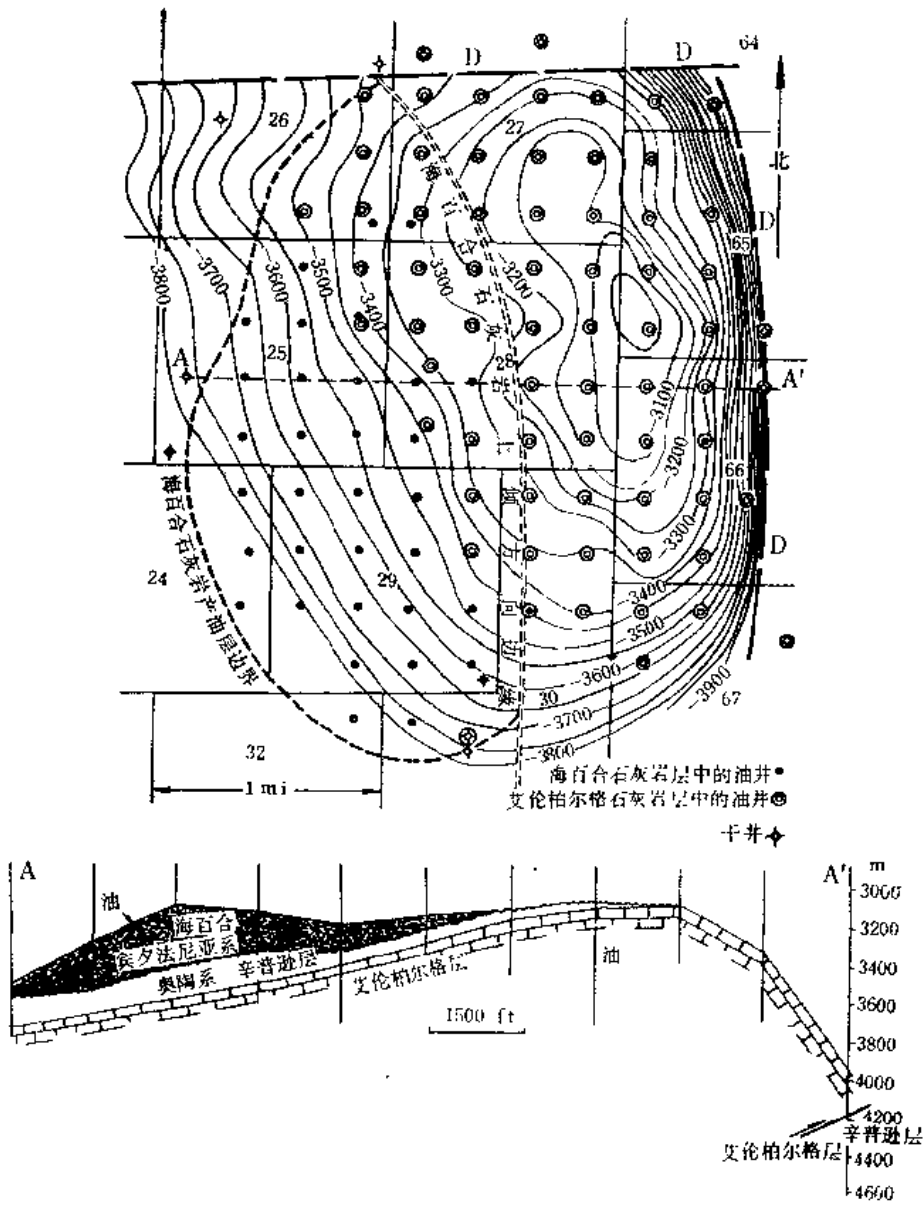


图 5—25 托德油田艾伦伯格灰岩顶面构造图及“海百合灰岩”油藏分布和油田剖面图

图中1mi = 1609m, 1ft = 0.3048m
(据 imbt, 1950)

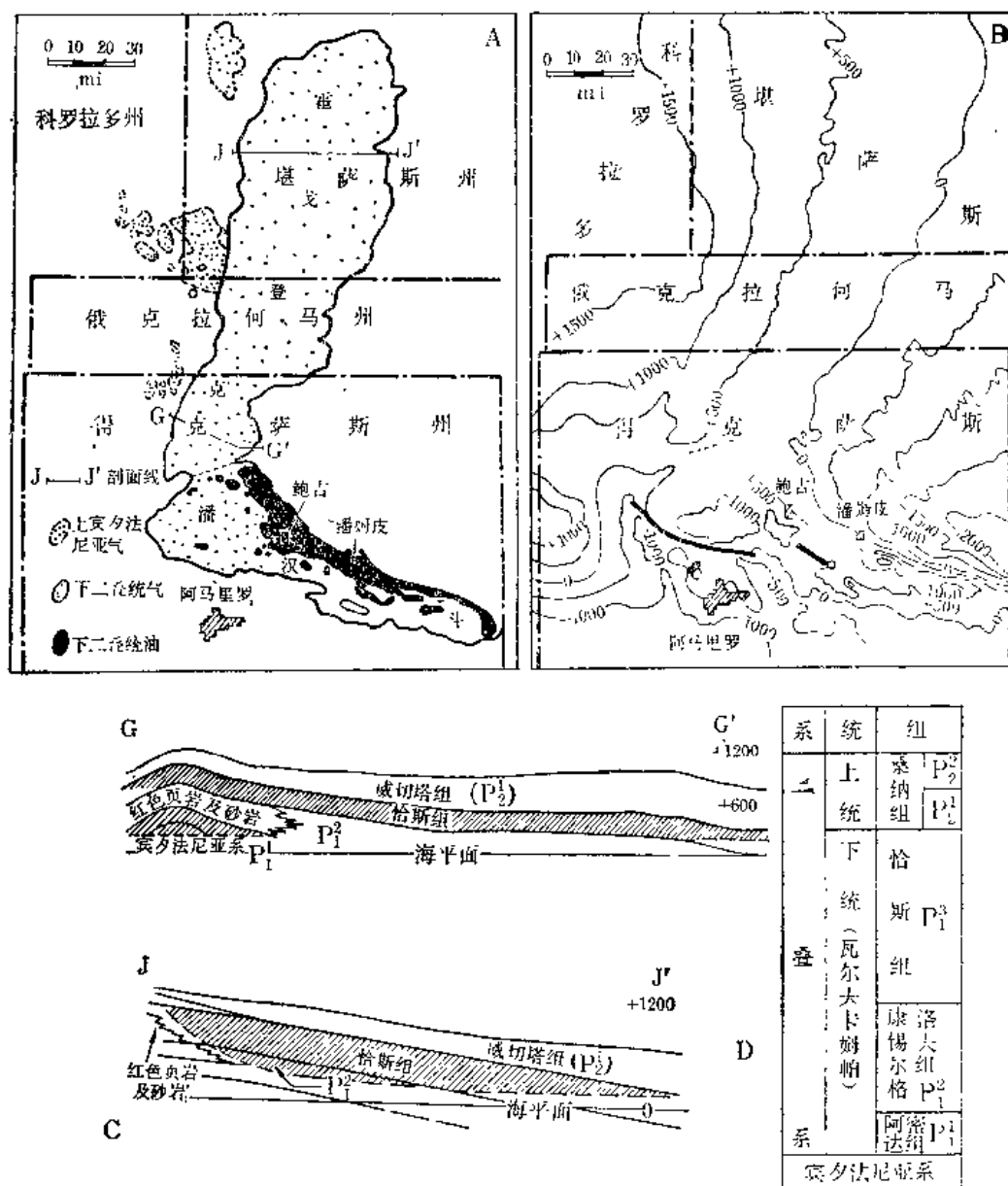


图5-27 霍戈登气田综合图

(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。

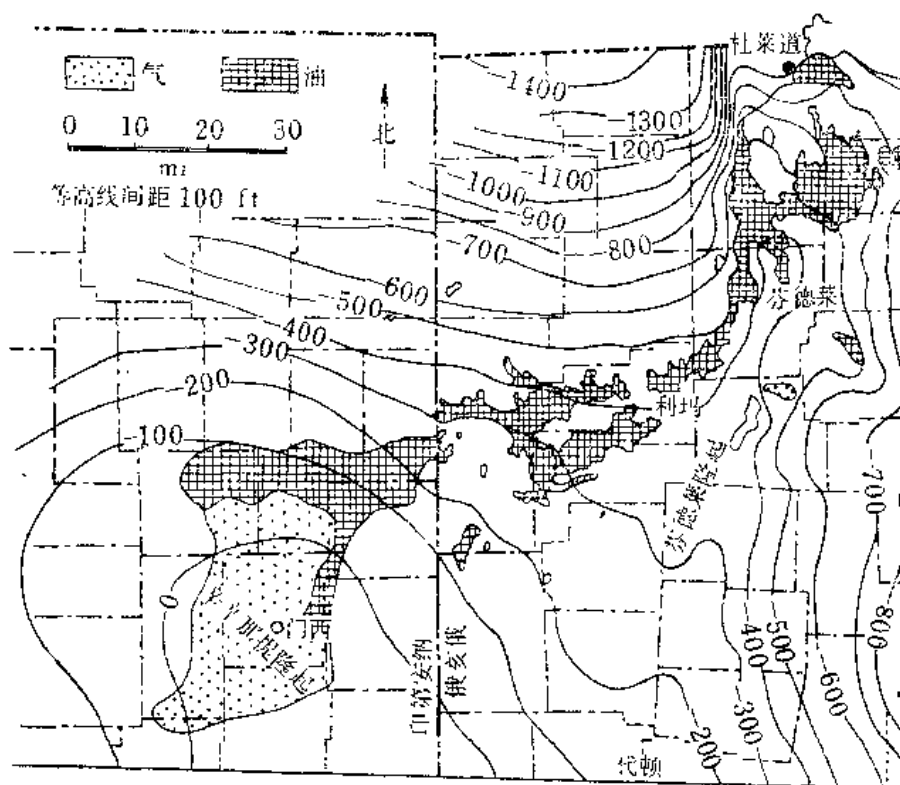


图 5—28 俄亥俄—印第安纳州利马—印第安纳油田构造及油气分布图

图中 1mi = 1609m, 1ft = 0.3048m

（据 J.E. Carman and Stott, 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。

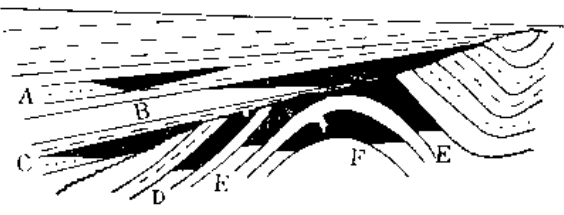


图 5—29 不整合圈闭和油气藏，及其与非不整合圈闭和油气藏之间区别的示意图

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。

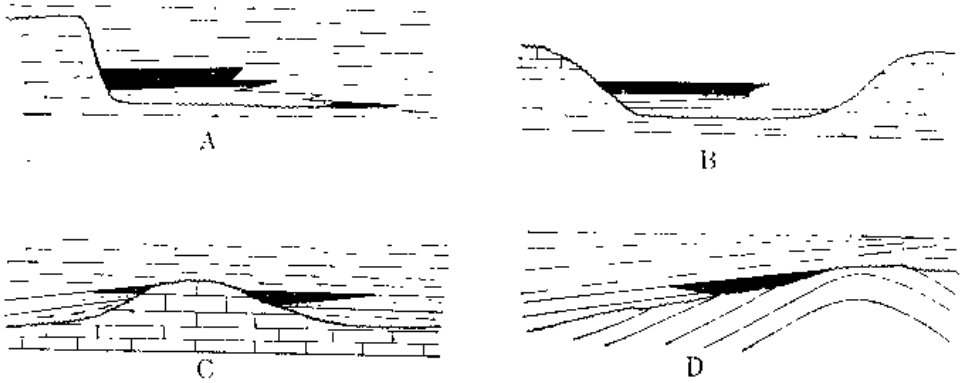


图 5—30 与支撑砂岩有关的不整合圈闭和油气藏类型
(据 里登豪斯, 1972)

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。

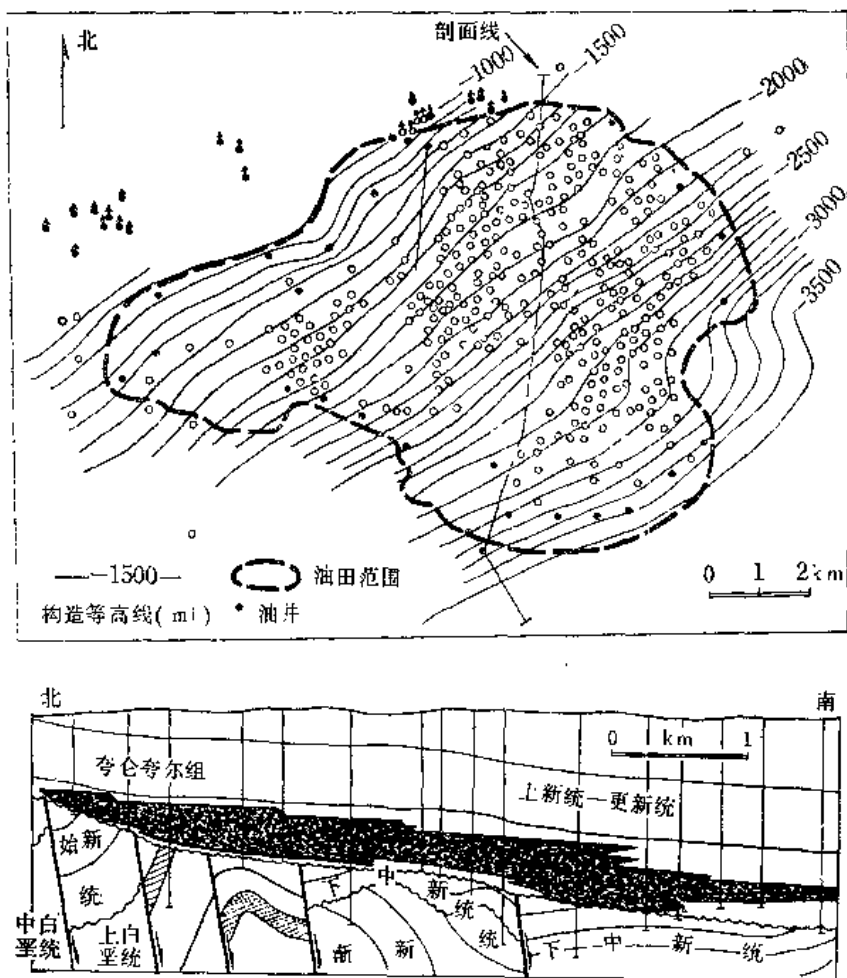


图 5—31 委内瑞拉东部马图林盆地夸仑夸尔油田构造图(上)及剖面图

(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, 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。

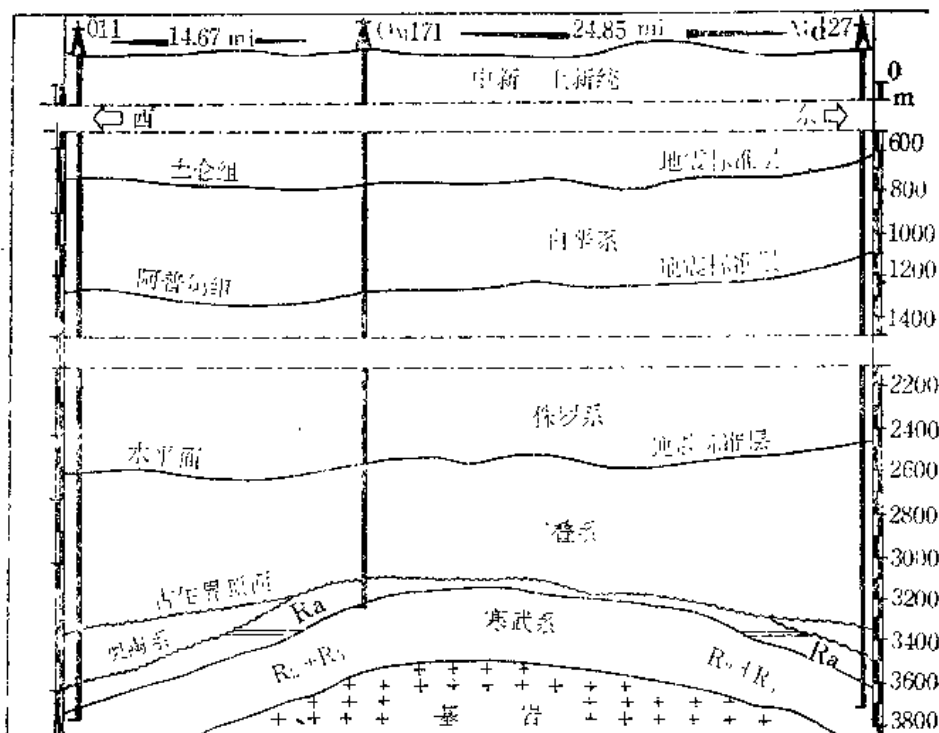


图 5-34 哈西·迈萨乌德油田东西向横剖面图
(据 Baldacchi and Pommer, 1970)

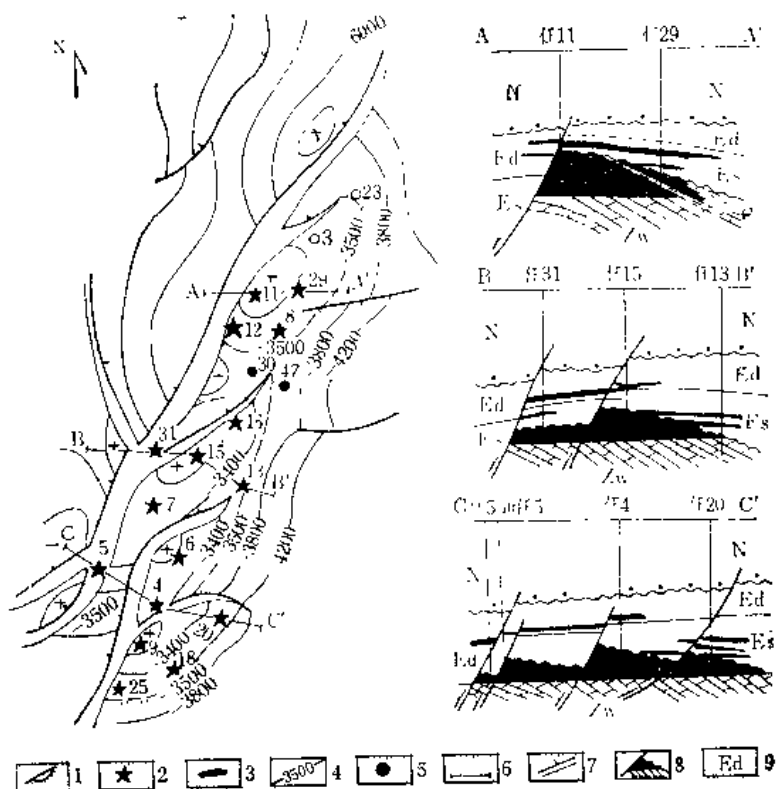


图 5-35 任邱油田潜山等高线及油田剖面图

(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

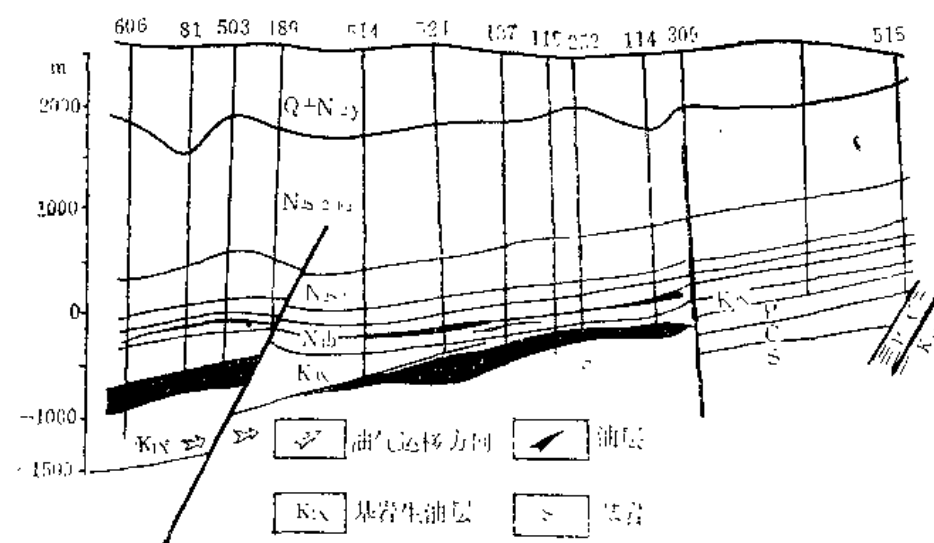


图 5-36 鸭儿峡油田基岩油藏及其形成示意剖面图

(据 谢恭俊, 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—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，

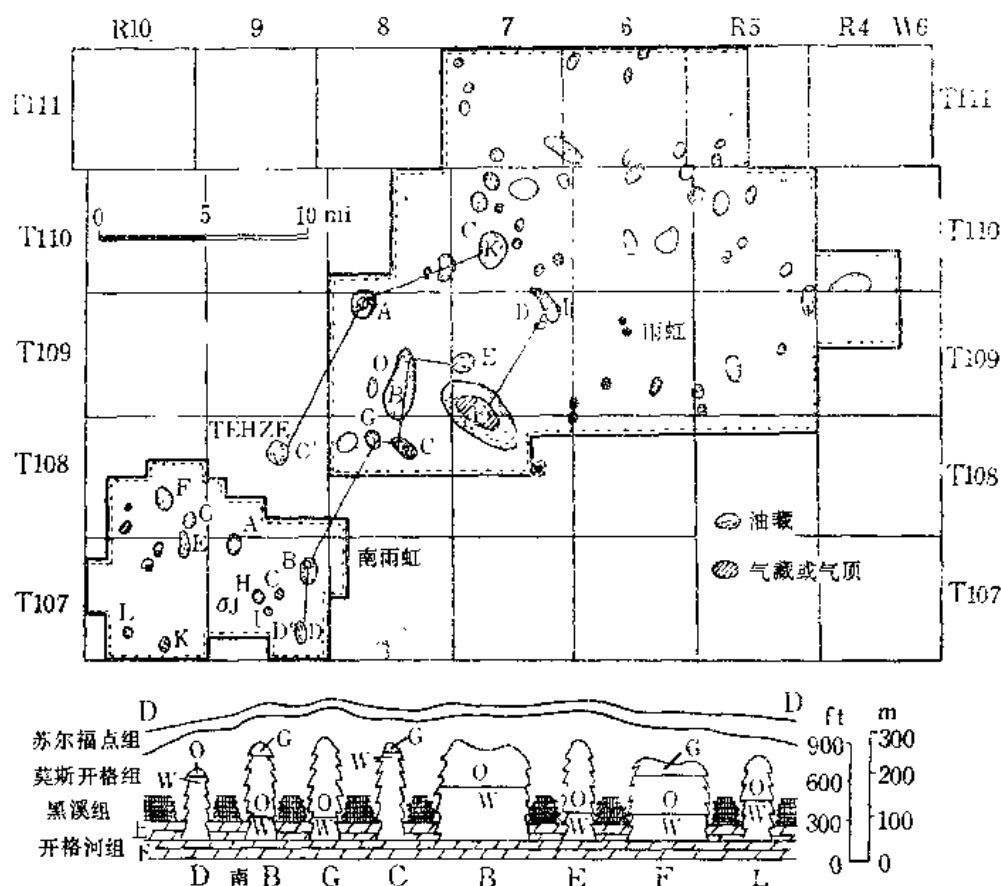


图 5—37 雨虹区“雨虹组”礁型油气藏分布图及 D—D' 线剖面示意图

(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
注柱高 (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 = $987 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$

1英亩 = 4047m², 1桶 ≈ 0.139 t

(据 Barss 等, 1970)

莫斯科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), 向西北则变为克劳页岩沉积。在莫斯科格末期, 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。莫斯科格组之上为萨尔福—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

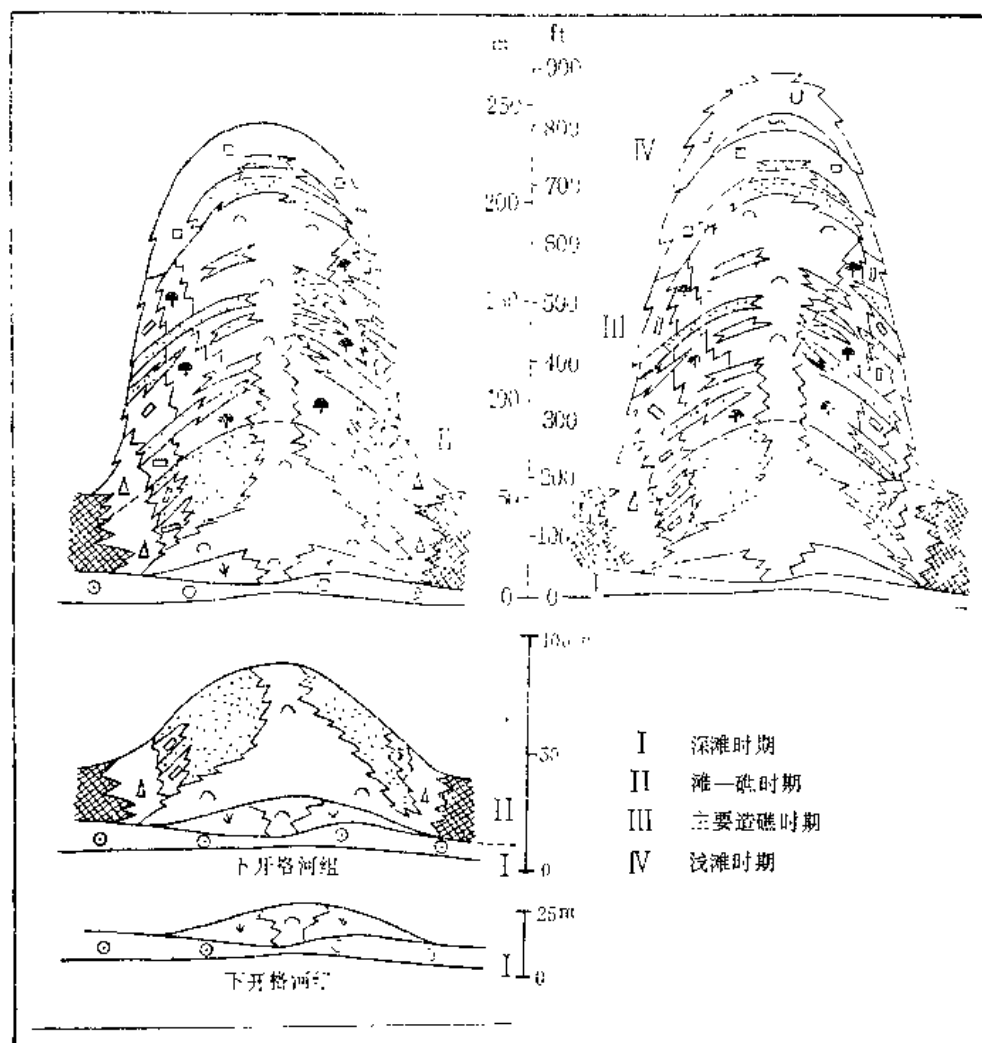


图 5—38 雨虹区“*A*”油藏尖柱礁发展阶段图
(据 Langton and Chin, 1968)

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 1.7×10^8 t，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 3.7×10^4 t/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。

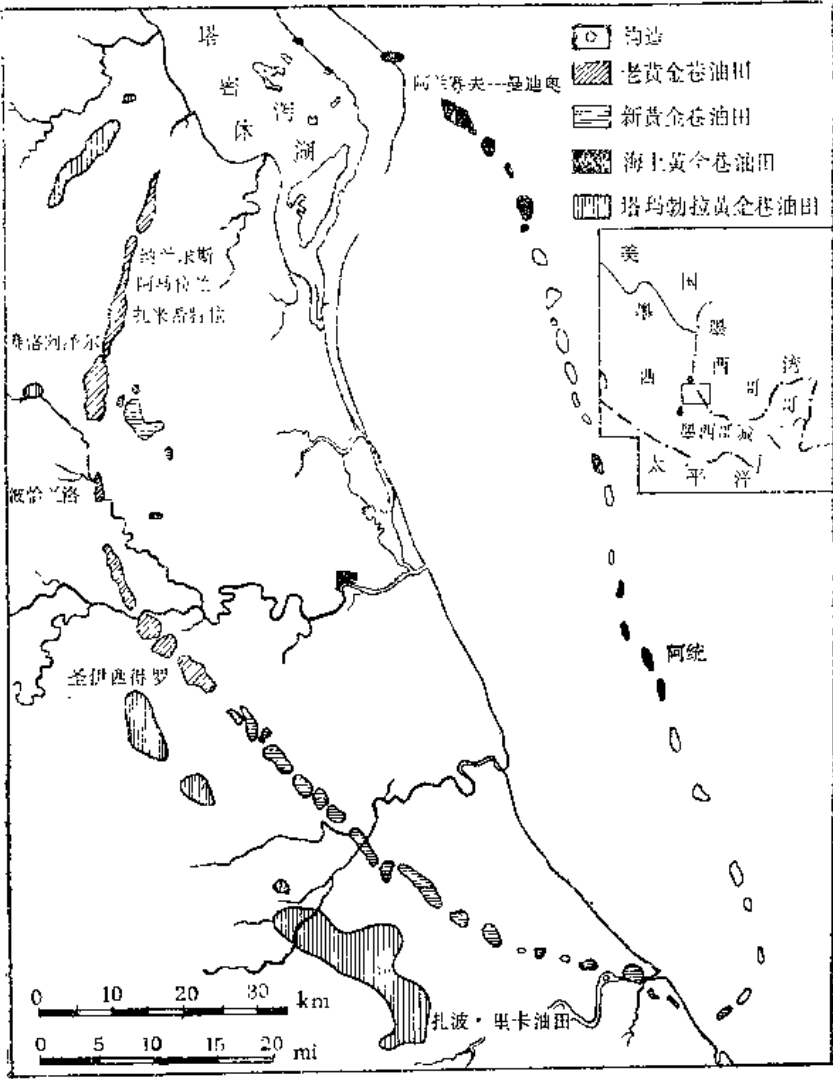


图 5—39 黄金巷带及扎波里卡油田分布图
(据 Viniegra and Castillo-Tejero, 1970)

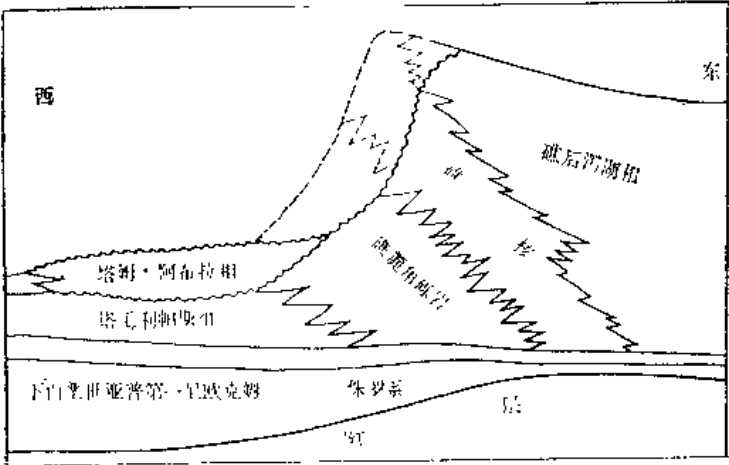


图 5—40 陆上黄金巷到扎波里卡岩相示意剖面图
(据 Viniegra and Castillo-Tejero, 1970)

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·阿布拉相沉积。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(Hili Colbum, 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:

$$\phi' = gZ \quad (1)$$

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:

$$\phi = gh = gZ + \frac{P}{\rho} \quad (2)$$

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:

$$\phi_o = gh_o = gZ + \frac{P}{\rho_o} \quad (3)$$

$$\phi_w = gh_w = gZ + \frac{P}{\rho_w} \quad (4)$$

解(4)式代入(3)式,得

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

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

(5) 除以 g , 则可得

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

$$\text{设 } \frac{\rho_w}{\rho_o} h_w = U, \quad \frac{\rho_w - \rho_o}{\rho_o} Z = V, \quad \text{则} \\ h_o = U - V \quad (7)$$

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:

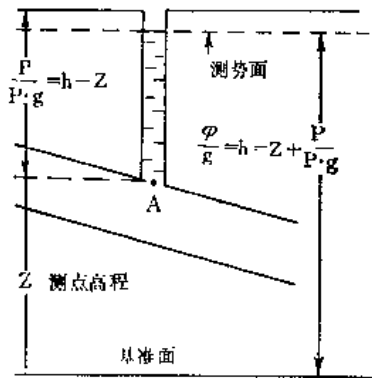


图 5—41 势、总压头、压头 ($h - Z$) 和压力的关系示意图

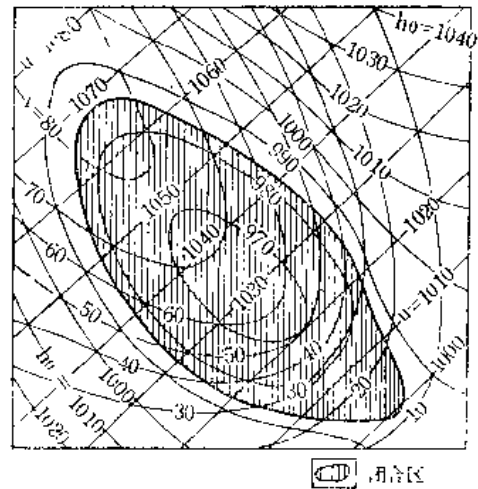


图 5—42 等 h_o 图
(据Hubbert, 1953)

闭合的低 h_o 区即圈闭, 单位为m

$$\phi = gz + \frac{p}{\rho}$$

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

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

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 ΔZ 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:

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

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。

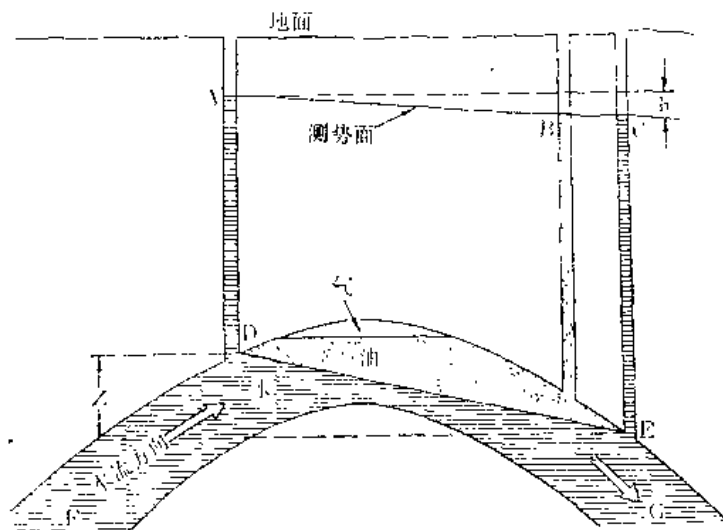


图 5—43 油水界面倾斜度与测势面坡度的关系示意图

(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。

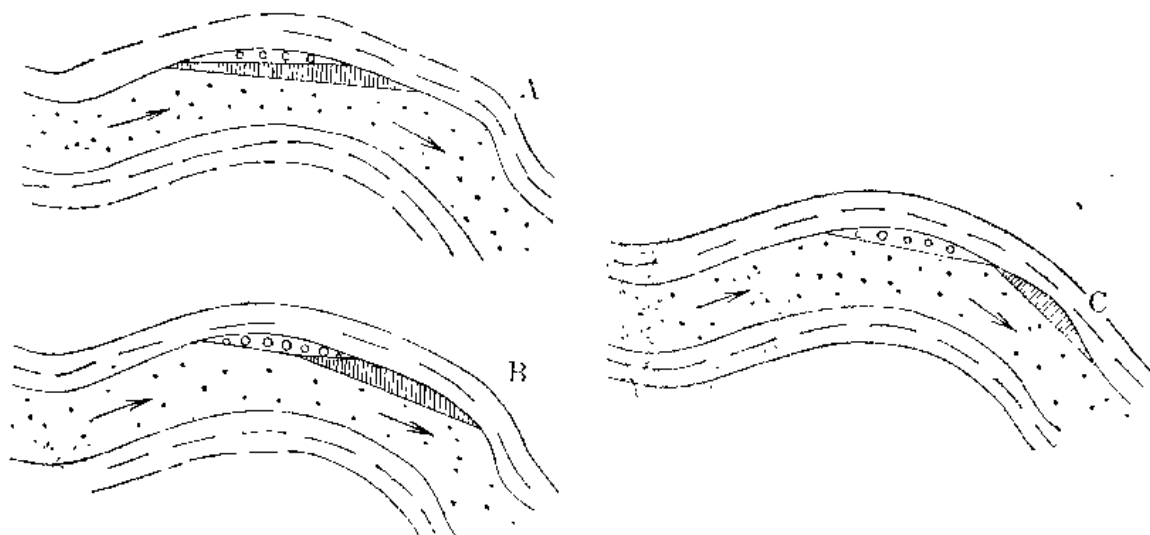


图 5—44 在动水作用下平缓背斜内油气分布情况示意图
(据 Hubbert, 1953, 略作修改)

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。

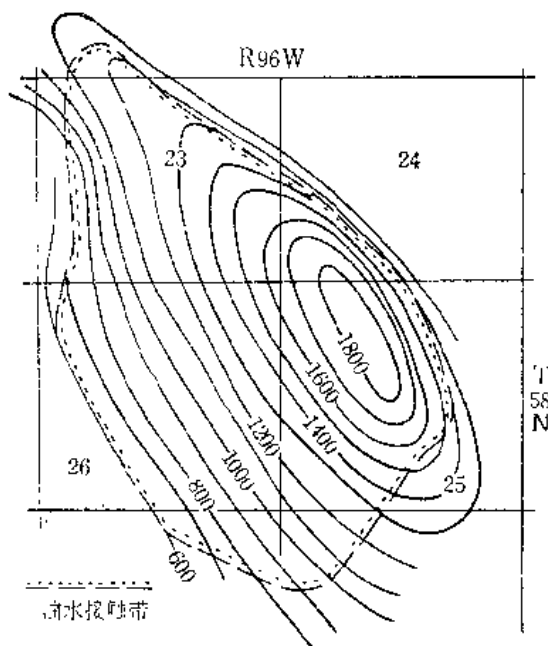


图 5—45 弗朗尼油藏构造图
表示油水界面向西南倾斜, 已超出背斜圈闭范围
(据 Hubbert, 1953)

(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

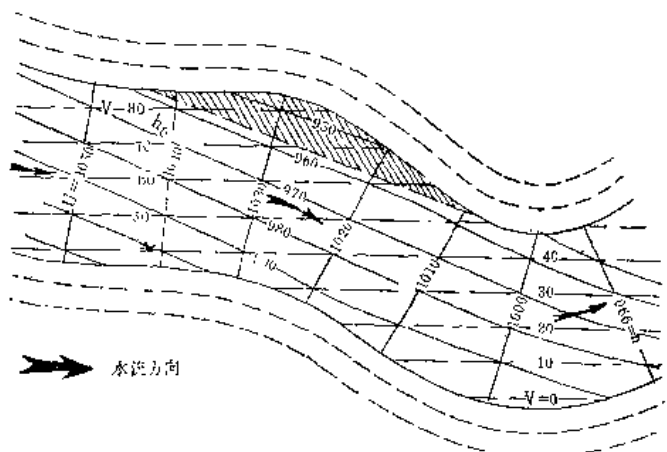


图 5—46 鼻状构造流体圈闭形成机理示意图
(据 Hubbert, 1953)

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。

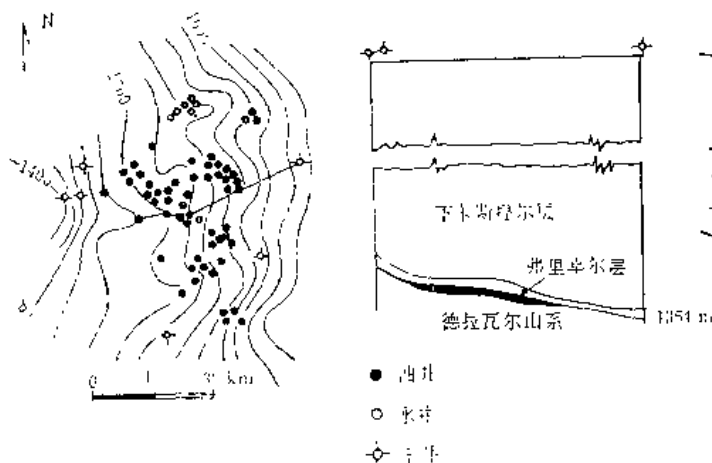


图 5—47 得克萨斯州韦特油田的构造图及横剖面图

(据 Adams, 1936)

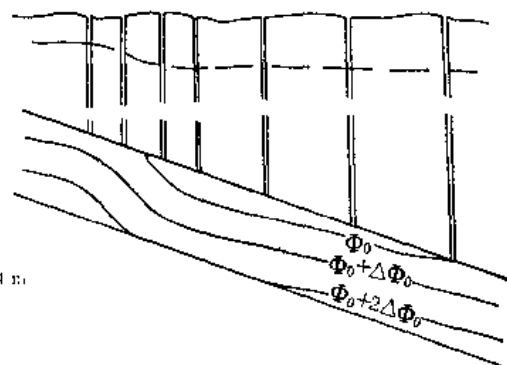


图 5—48 单斜层中渗透性变差，位能梯度增大，造成砂岩顶面和等位能面闭合，形成流体圈闭

(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。

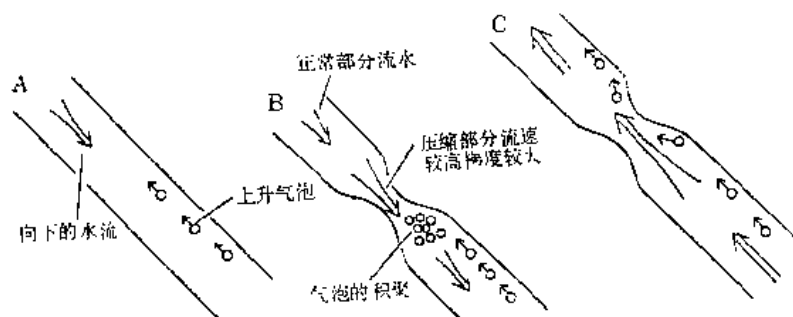


图 5—49 流动水栅栏作用图解
(据 Levorsen, 1964, 修改补充)

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9300km², 储量达 $0.5 \times 10^{12} \text{m}^3$ 。

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 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。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 $15 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。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。而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

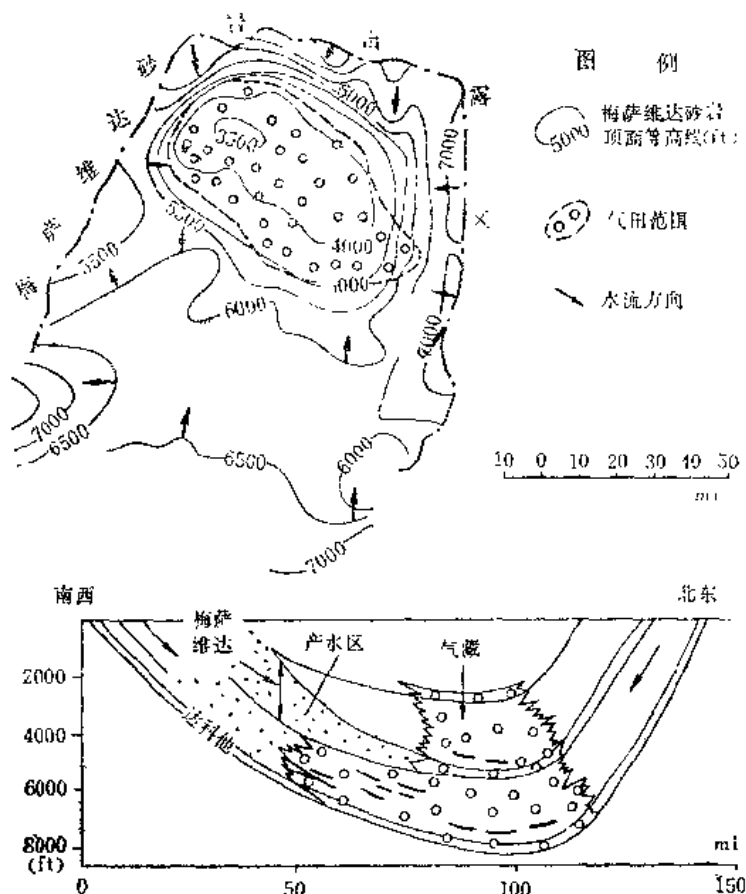


图 5—50 圣胡安盆地梅萨弗德向斜型水封气藏构造图和剖面图
(据 Hill等, 1961; Masters, 1979)

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? 复合圈闭与它有什么区别? 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。

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。

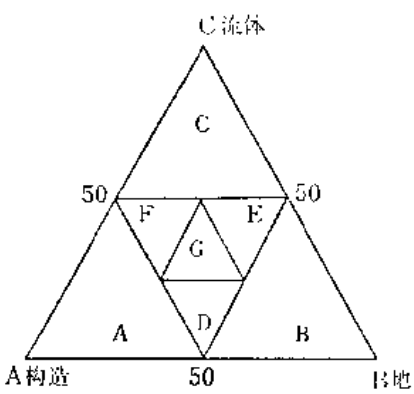


图 5—51 圈闭分类三角图解和复合圈闭的主要类型

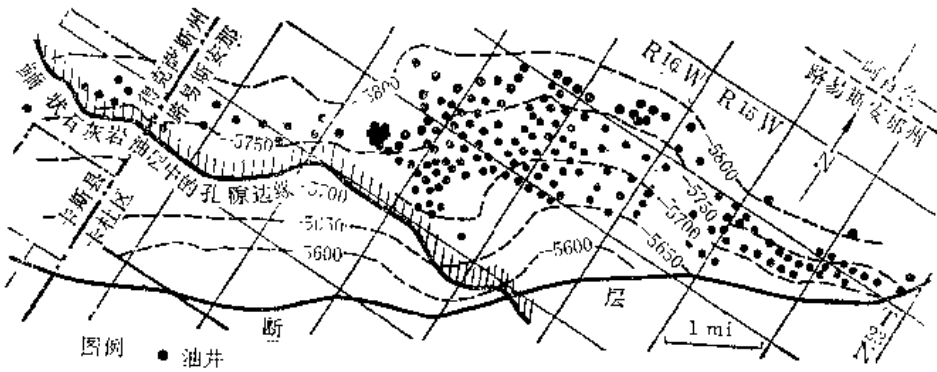
二、复合油气藏的基本类型

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



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钟状石灰岩, 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。

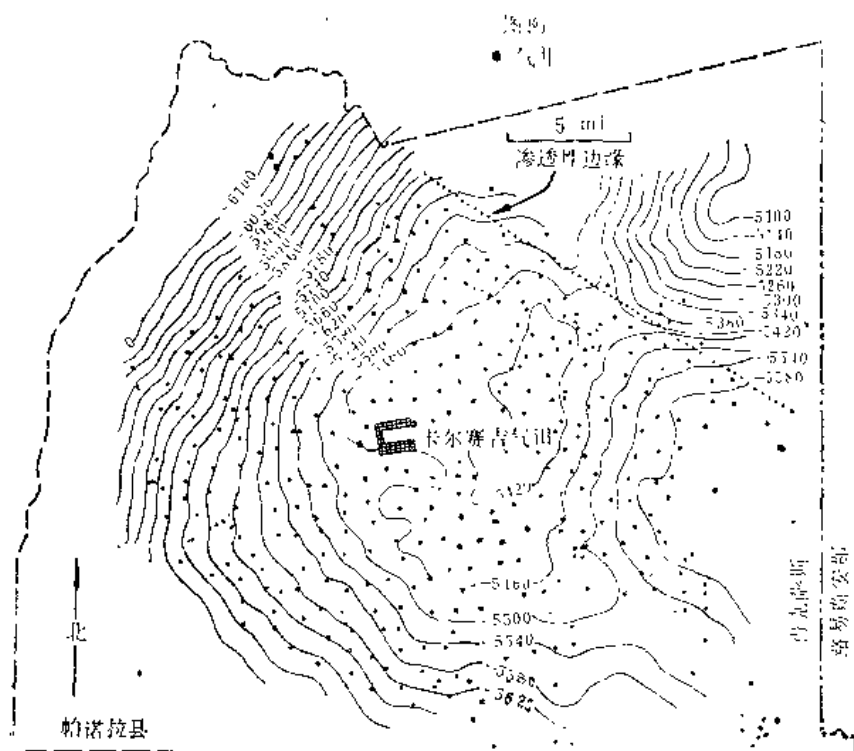


图 5—53 卡尔塞吉大气田佩蒂特组顶面构造图及天然气分布图

(转引自 Levorsen, 1951)

图中1mi = 1609m

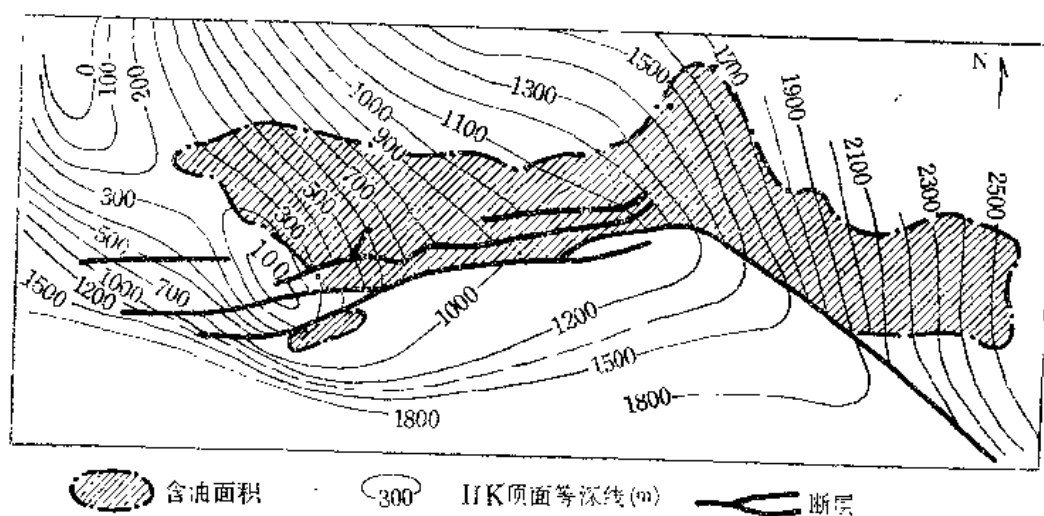


图 5—54 巴拉汉—萨本奇—罗姆内油田ПК组构造图及油藏分布图

(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

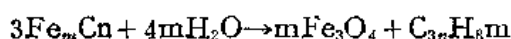
第一节 石油成因概述

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:



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，即卞啉和旋光性等。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、碳水化合物说、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 $12 \times 10^6 \text{t}$ 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谛受到歪曲。

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，史密斯（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，史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,如所谓地质,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. 除卞啉外,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 $\text{RCOOH} \rightarrow \text{RH} + \text{CO}_2$ ，或者加氢 $\text{RCOOH} + 3\text{H}_2 \rightarrow \text{RCH}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$ 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 $(n\text{C}_{16} + n\text{C}_{17})/2 \times n\text{C}_{18}$ 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	41	6	—	—	59
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 亦称糖类，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 $C_n(H_2O)_m$ ，呈单糖或单糖的聚合物而存在。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 $C_1 \sim C_9$ 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	32	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
挠足类	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) $10^4\text{t}/\text{km}^2$	
	里 海	南加州陆缘海
浮游植物	460	360
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	6.8

(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;另一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 $2\sim 15\text{mg/l}$ 。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 $10\sim 25\%$ ，个别情况下可少至 3.25% （多脑河）或多达 59.9% （乌拉丰河）。河流搬运的有机质主要是高分子量的腐植物质，常达 $70\sim 90\%$ 。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 $0.8\sim 2\%$ 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；在海洋则以温温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 $0.01\sim 10\%$ 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 200m ，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 $1/20\sim 1/30$ ），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， $<5\mu\text{m}$ 的粘土其有机质含量是为 $5\sim 50\mu\text{m}$ 粉砂的二倍，是为 $50\sim 250\mu\text{m}$ 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降,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 沉积物中的有机质

位 置	平 均 值 (重量%)	重 量 (10^{16} t)	位 置	平 均 值 (重量%)	重 量 (10^{16} 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 $12288 \times 10^4 \text{ km}^3$,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 $3.8 \times 10^{15} \text{ t}$,其中 $3.6 \times 10^{15} \text{ t}$ 为页岩所拥有。做为有机质集中形式出现的煤和石油各为 $6 \times 10^{12} \text{ t}$ 和 $0.2 \times 10^{12} \text{ t}$,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

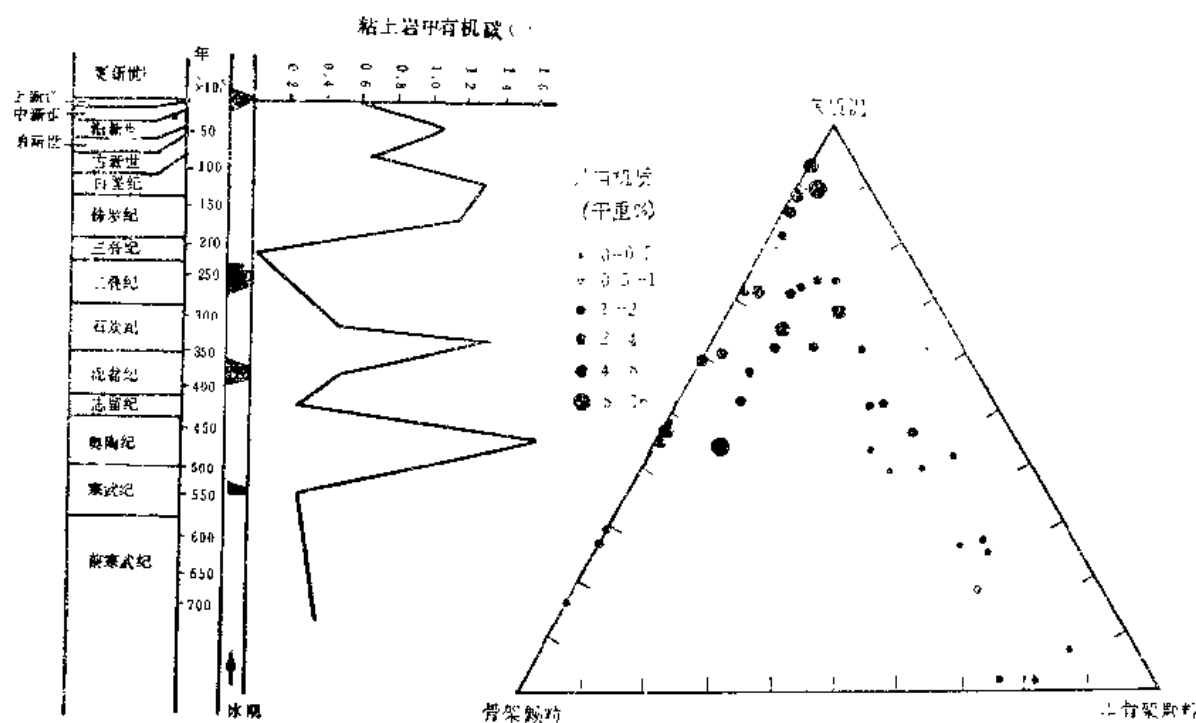


图 6—1 地史中有机碳的丰度分布
(据 Tissot, 1973)

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, 后来又不断加以限定。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 $3 \times 10^{15} \text{t}$ (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^①(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来自有机体中继承下来的。

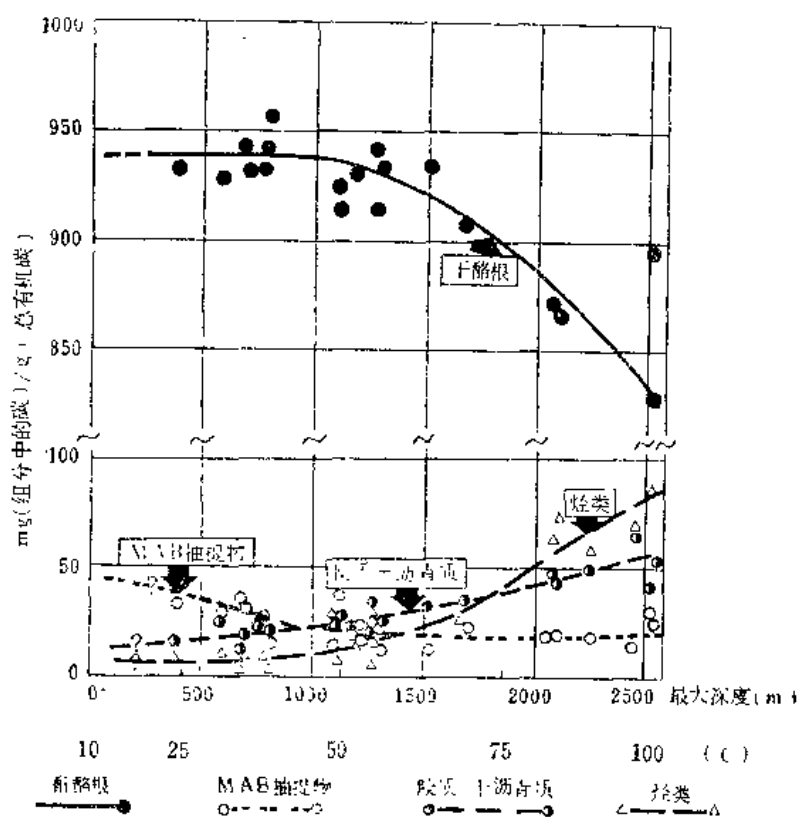


图 6—3 巴黎盆地托尔页岩有机质各组分含量随深度的变化

(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

① 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。前者的原始生物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：

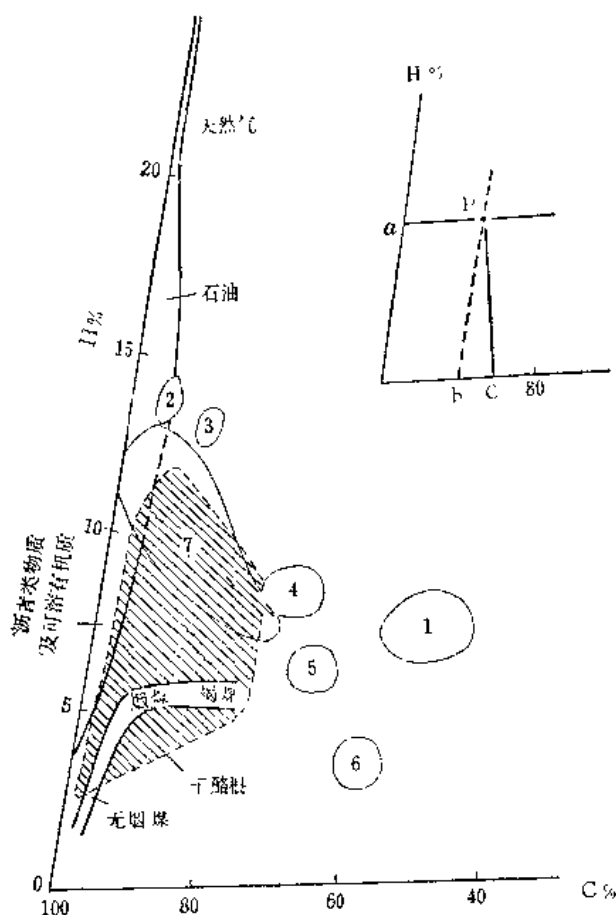


图 6—4 干酪根及天然有机物的组成

(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)

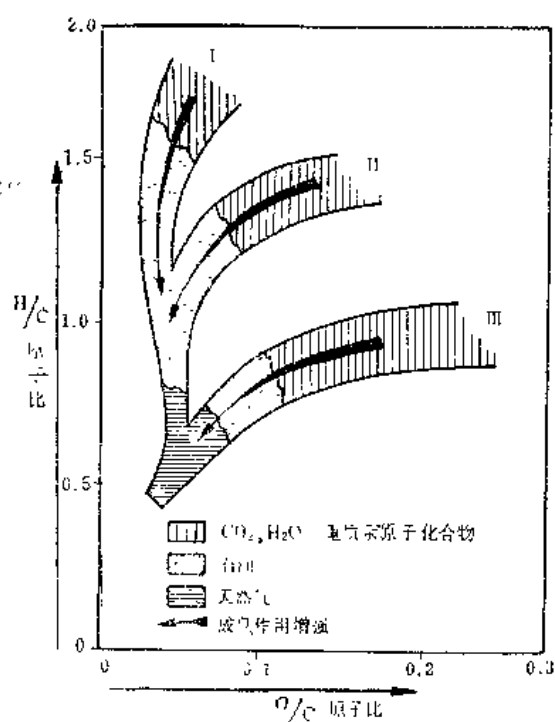


图 6—5 干酪根类型及其演化图

(据 Tissot, 1974)

(一) 化学分类

蒂索(1974)借助煤岩学中的范克雷维伦(Van Krevelen)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, 另一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($0.5\sim0.6$), 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	含芳香脂肪族	含脂肪芳香族	芳 香 族
脂肪族化合物含量(%)	≥ 90	$90\sim 50$	$50\sim 10$	≤ 10
芳香族化合物含量(%)	≤ 10	$10\sim 50$	$50\sim 90$	≥ 90
H/C原子比	>1.25	$1.25\sim 1$	$1.0\sim 0.85$	<0.85
O/C原子比	≤ 0.8	$0.8\sim 1$	$1.0\sim 1.5$	>1.5
热失重(600°C)(%)	≥ 85	$85\sim 70$	$70\sim 30$	≤ 30
生油潜力	高 (>0.8)	良 ($0.8\sim 0.5$)	差 ($0.5\sim 0.2$)	较差 (<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

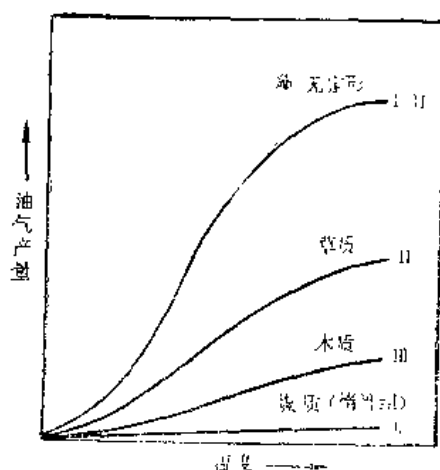


图 6—6 干酪根类型与其生油潜力
(据 Hunt, 1980)

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)。

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, 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—白色，无或微突起，相对富含氧。惰性组在反射光下呈白—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

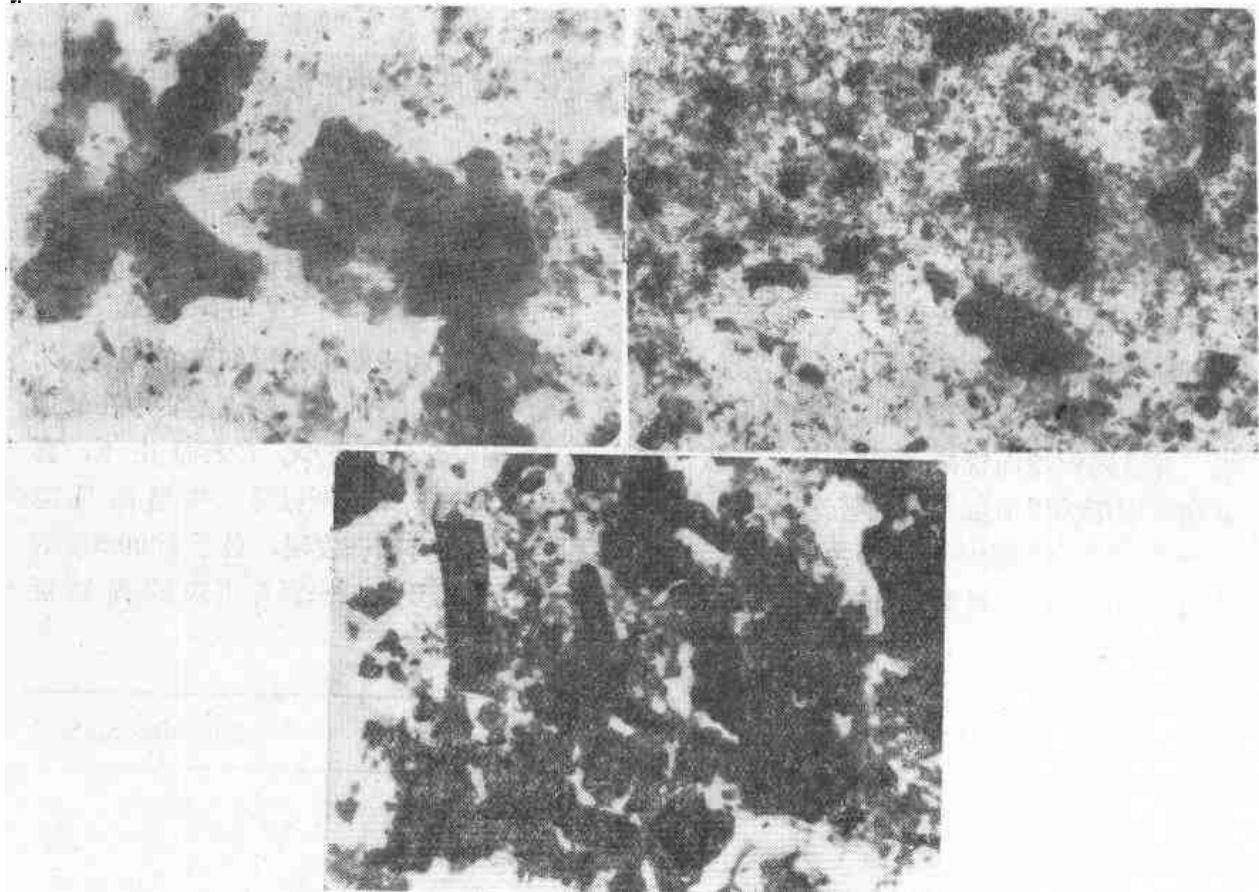


图 6—7 干酪根类型

(图片由 李文峰提供)

(上左)腐泥型,样品取自川西倒9井三叠系马鞍山组生物碎屑灰岩;(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 $0 \sim 500 \text{g/m}^3$ 。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	每克沉积物中的细菌数
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. Ребер）

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 ₂ H ₆	C ₃ H ₈ -C ₆ H ₁₄	nC ₇ H 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)对加州洛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(C₁₅₊)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°C 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 $1200\sim 1400\text{m}$ (即相当 60°C)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°C 处,在 2200m 和 90°C 达到最大值,尔后反而下降,至 3000m 和 115°C 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。

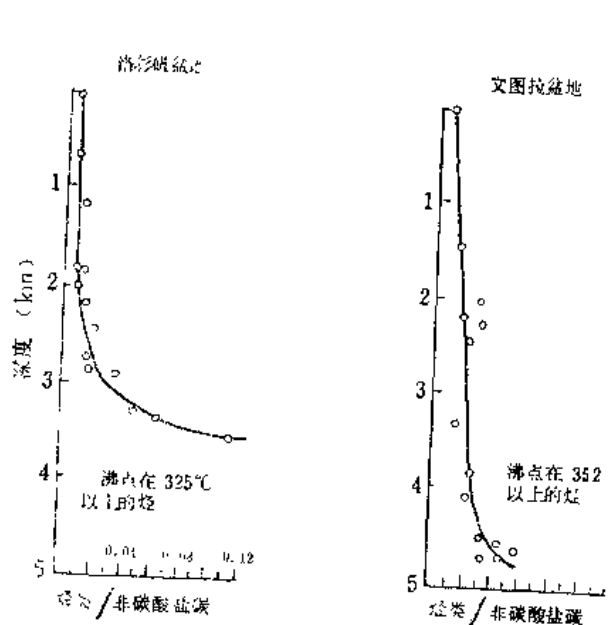


图 6—8 洛杉矶和文图拉盆地上第三系烃与碳比值的变化
(据 Philippi, 1966)

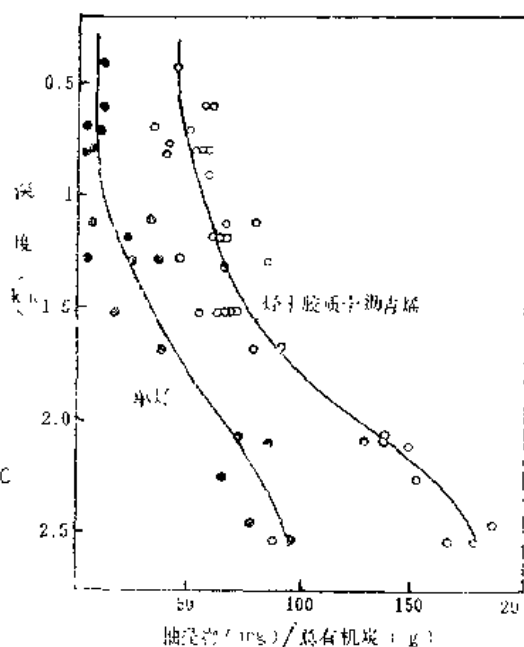


图 6—9 巴黎盆地下托尔页岩的烃类及整个氯仿抽提物含量随深度的变化
(转引自 Hunt, 1979)

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 $50^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{C}$ 范围之内。我国实例如:大庆为 50°C (1250m),冀中为 67°C (1500m),胜利为 93°C (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°C ,终止温度不高于 175°C ,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—

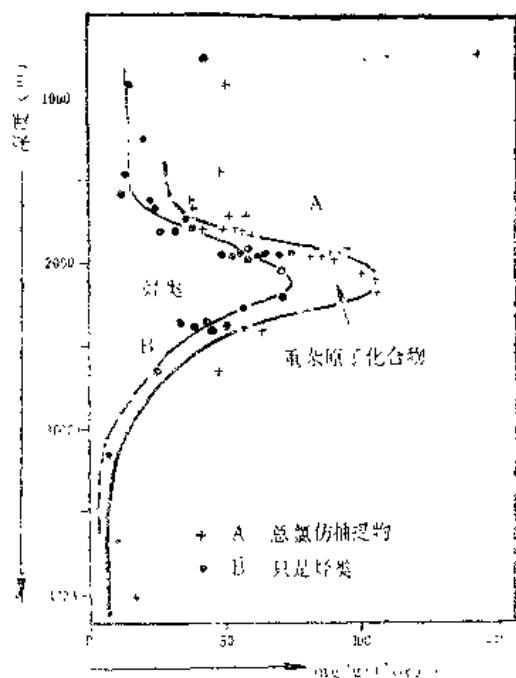


图 6—10 杜阿拉盆地白垩纪地层中烃类的生成与深度和温度关系
(据 P. Albrecht 等, 1976)

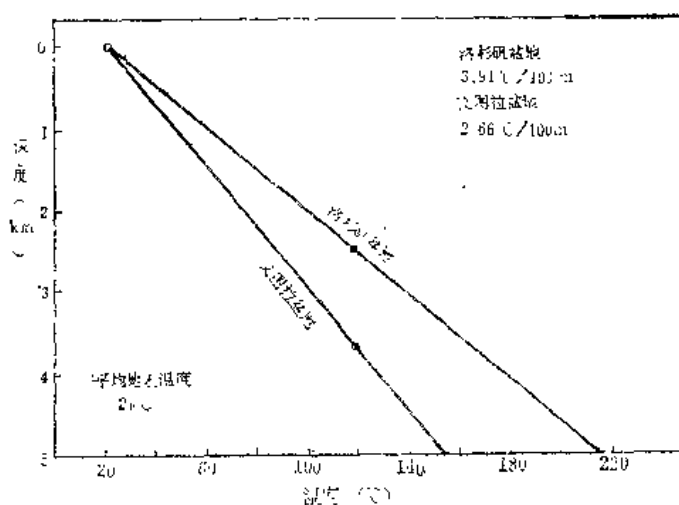


图 6—11 洛杉矶盆地和图拉盆地平均地温梯度
(据 Philippi, 1965)

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, 生油门限值与生油门限值固然不同; 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。

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。

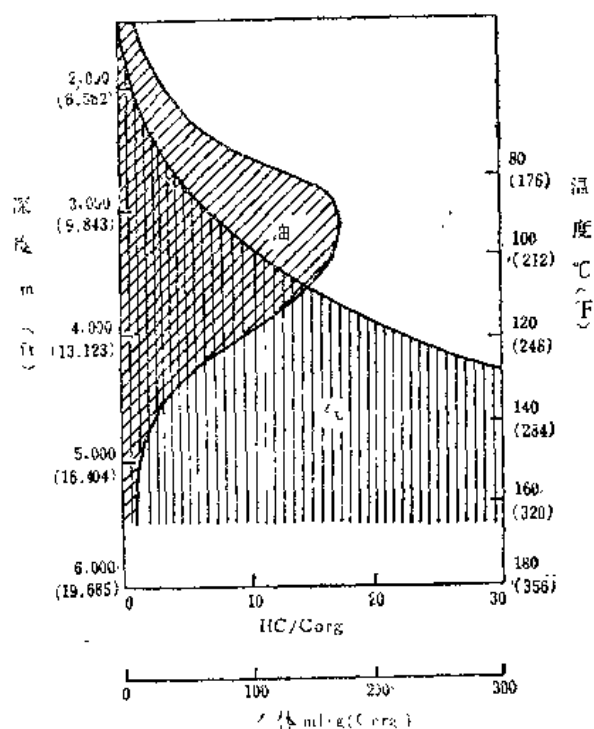


图 6—12 法国阿奎特因盆地细粒碳酸岩中 C_{15} 烃类生成与温度关系
(Le Tran, 1972)

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 $20 \times 4186.8 \text{ J/mol}$ （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 $15 \times 4186.8 \text{ J/mol}$ ；生成胶质 + 沥青质为 $14 \times 4186.8 \text{ J/mol}$ 。康南（J. Connan）计算干酪根开始显著生油时的活化能为 $13.8 \times 4186.8 \text{ J/mol}$ 。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°C 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°C 增一倍左右的水平。而煤质干

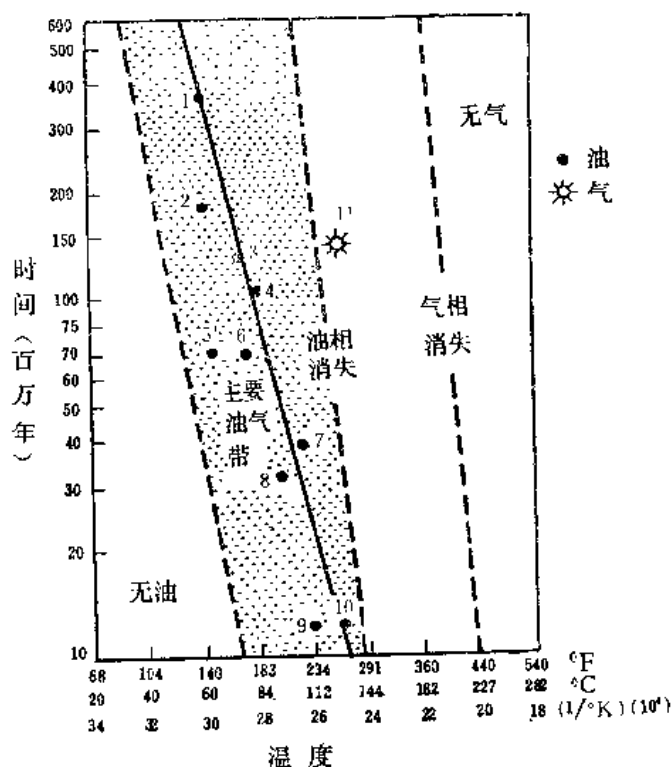


图 6—13 石油生成的时—温关系

（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

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°C 其反应速率可增加二倍，以致成为 150°C 以上时的主要反应。

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°C 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°C 历经 2500 万年所形成的石油量，在 100°C 时则需要 5000 万年，在 90°C 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°C ，巴黎盆地下侏罗系为 60°C ，西非下第三系为 70°C ，我国东营盆地下第三系为 93°C ，美国洛杉矶盆地上第三系为 115°C 。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，即使有油也已破坏。

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-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(关于最高占地温和古地温梯度,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,沉积即使是连续的,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°C ,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°C ;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°C ,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°C 。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

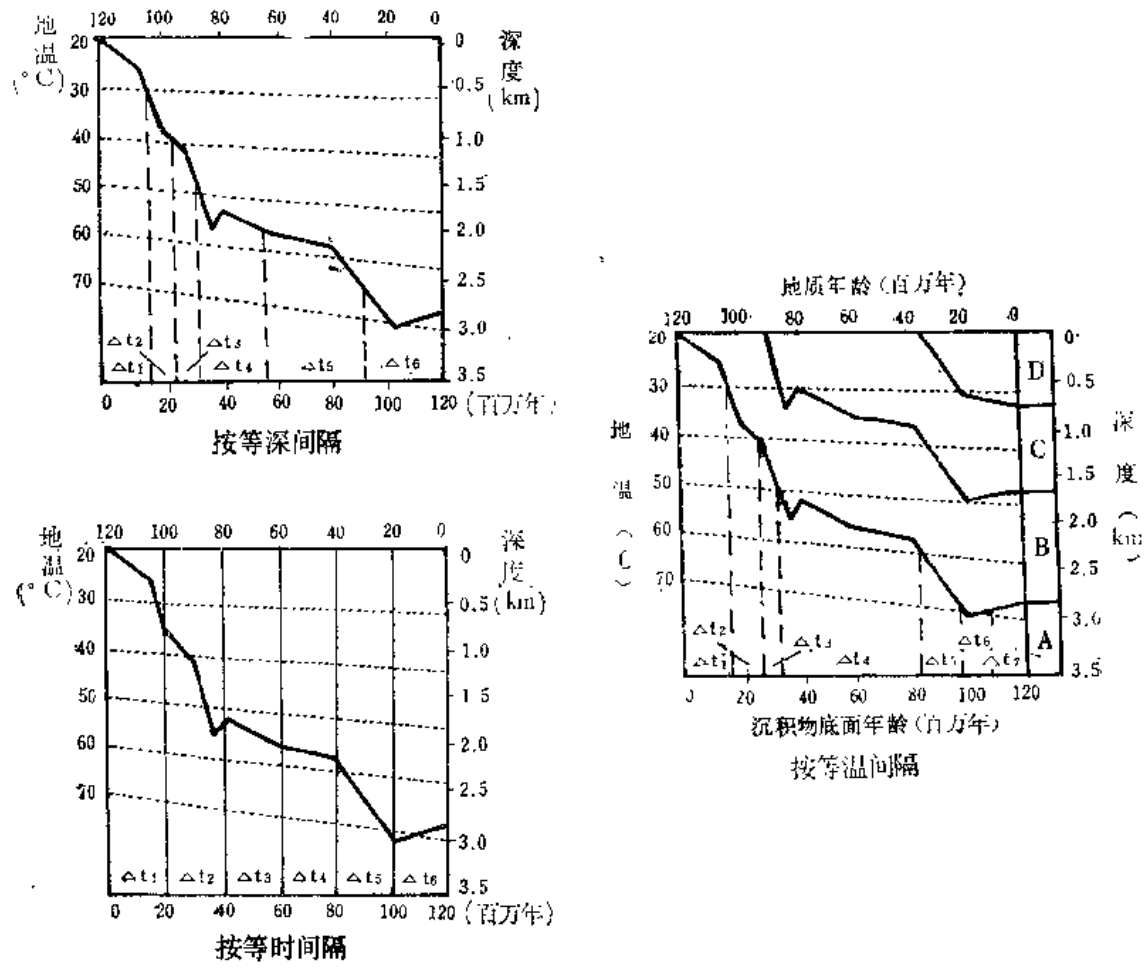


图 6—14 沉积埋藏与受热历史模式图

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。

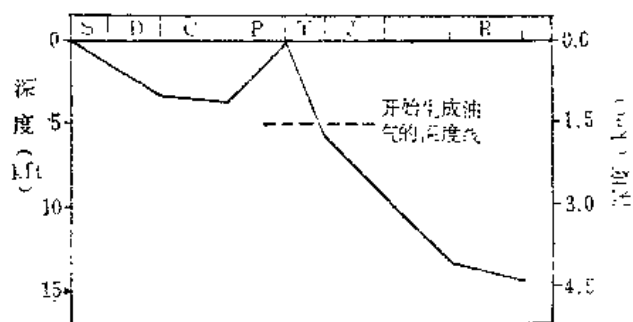


图 6—15 北非哈西麦萨乌德油田志留系生油层沉积埋藏史
(转引自 C. Barker, 1973)

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C₂-C₆低分子烃，以及C₁₃-C₃₄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，催化剂可使不饱和烃发生聚合，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),酵素是生物体中能够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 $10^{-3} \sim 10^{-4}\%$ 。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^{11} 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,另一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。

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。

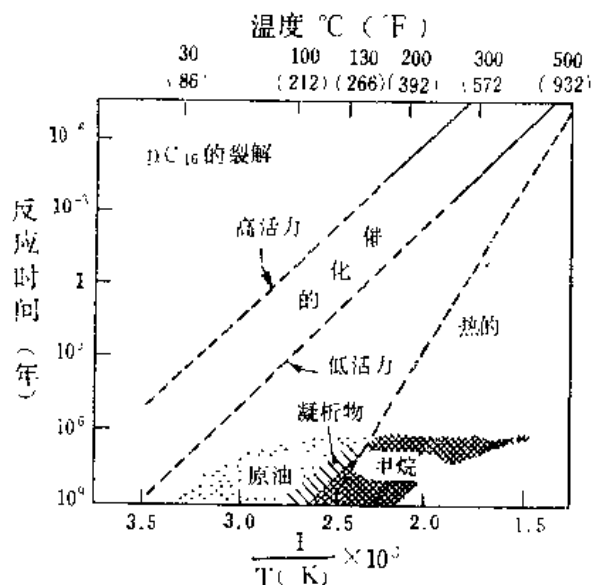


图 6—13 正十六烷热裂解和催化裂解所需要的时间
(据 Goldstein, 1980)

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。

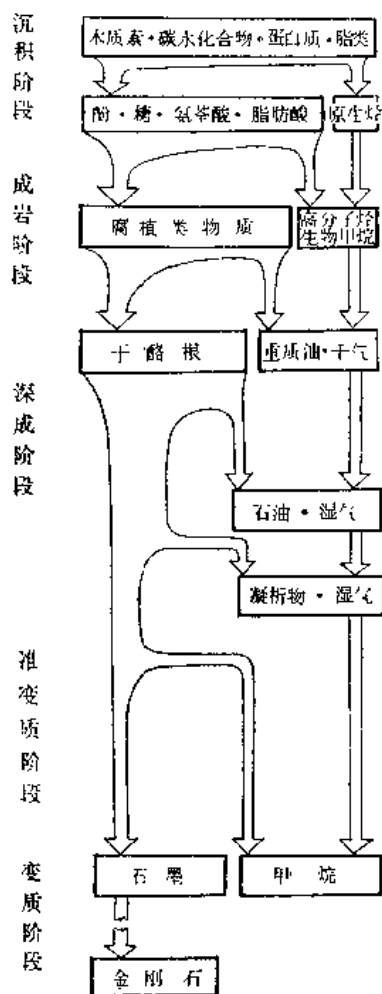


图 6—17 有机质的成岩演化

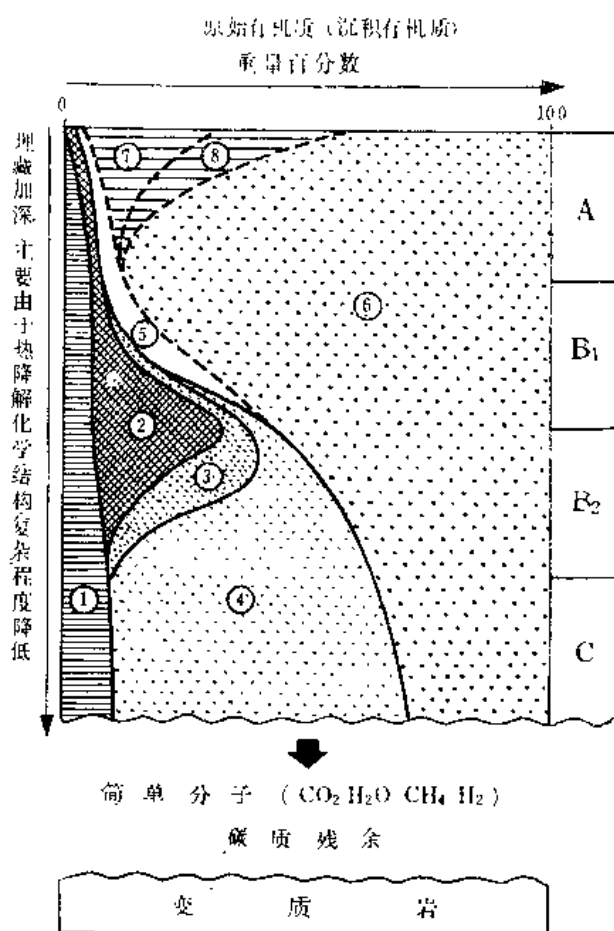


图 6—18 有机质各组成随深度的变化

(据 B. Durand, 1980)

1— $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$; 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	氧化后的残余物
0.9~1.2	0.031	6.0	1.5	14.0	18.5
5.4~6.6	0.032	17.9	2.6	12.1	57.5
15.6~15.9	0.032	19.2	8.5	11.3	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。

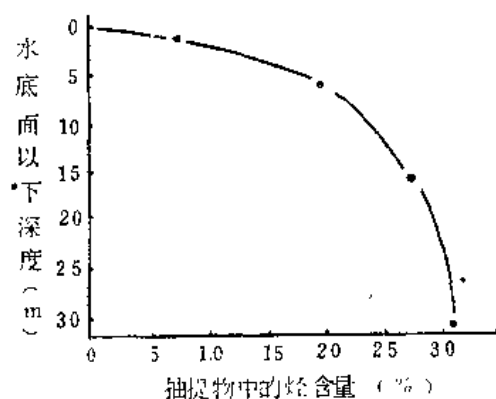


图 6—19 墨西哥湾天鹅岛近代沉积物中含烃量随深度的变化
(据 P.V. Smith, 1953)

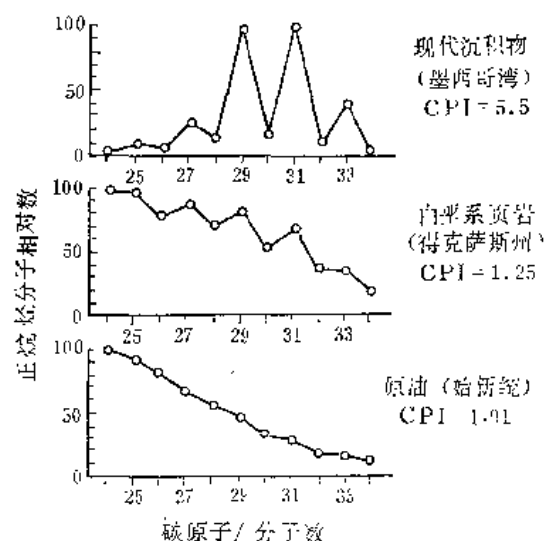


图 6—20 近代、古代沉积物和石油中正烷烃的奇碳优势变化

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

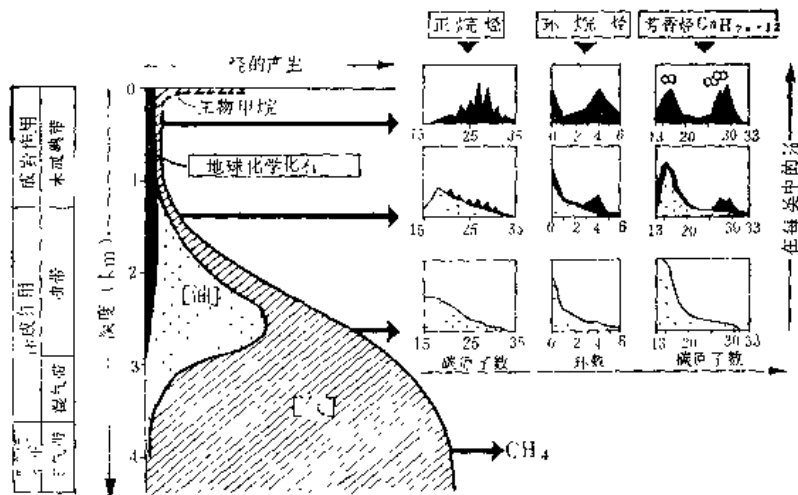


图 6—21 烃类结构随成熟度的变化
(据 Tissot, 1974)

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。

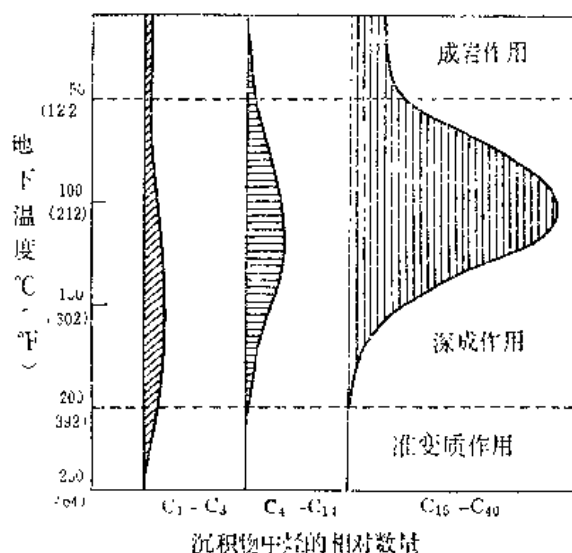


图 6—22 沉积物不同成岩阶段烃类的相对数量
(据 Hunt, 1979)

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 阶	固定碳 (%)	镜煤反射率 (%)	H/C 原子比	地 温 (°C)	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	— 55	— 1.5	>0.84	— 50	— 1000	浅黄 橙黄	生物甲烷	未成熟
深成阶段	重质油、干气	高挥发分的烟煤	55 — 75	0.5 — 1.2	0.84 — 0.69	50 — 150	1000 — 4000	橙 — 黄	热裂解	成熟
	中质油、湿气	中挥发分的烟煤	— 75 — 85	— 1.3 — 2.0	— 0.69 — 0.52	— 150 — 250	— 4000 — 6000	— 深褐 — 黑	— 热裂解 — 热裂解	
	轻质油、湿气	低挥发分的烟煤	— 85 — 95	— 2.0 — 3.0	— 0.52 — 0.42	— 250 — 350	— 6000 — 8000	— 深褐 — 黑	— 热裂解 — 热裂解	
准变质阶段	高温干气	半无烟煤 无烟煤	85 — 95	2.0 — 3.0	<0.42	250 — 350	6000 — 8000	黑 — 深褐	热裂解	过成熟

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

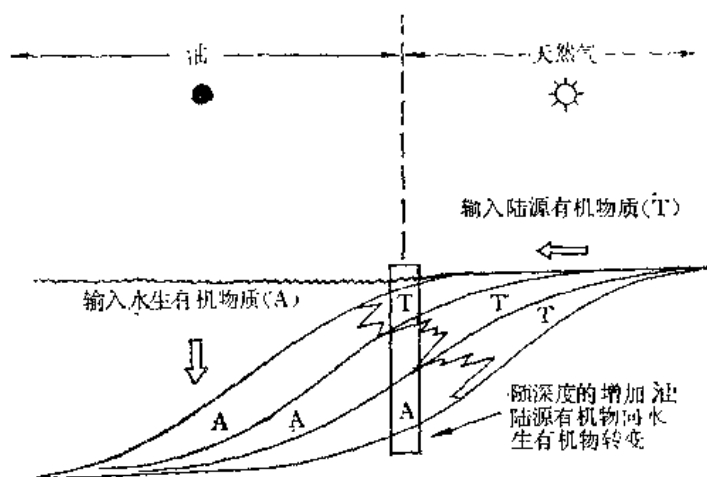


图 6—23 三角洲向海推进时陆源有机质和水生有机质的分布
(据 C.Barker, 1970)

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 $14 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ 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%; $40 \times 10^3 \sim 14 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ 者,尚丰,占 32%; 而 $1.5 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ 者和小于 $1.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ 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。

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

按重烃 含量 按生成因素	按原始 母质	腐泥型 (油型)	腐植型 (煤型)
生物成因		干气 < -55	气 < -45
热值化		湿气 -55 ~ -35	气 -45 ~ -25
热裂解		干气 > -35	气 > -25

图 6—24 可燃性天然气的类型
表中数字为可供参考的 $\delta^{13}\text{C}$ (‰) 值

* 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 $-\text{OH}$ 、 $-\text{COOH}-\text{OCH}_3$ 、 $=\text{C}=\text{O}$ 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

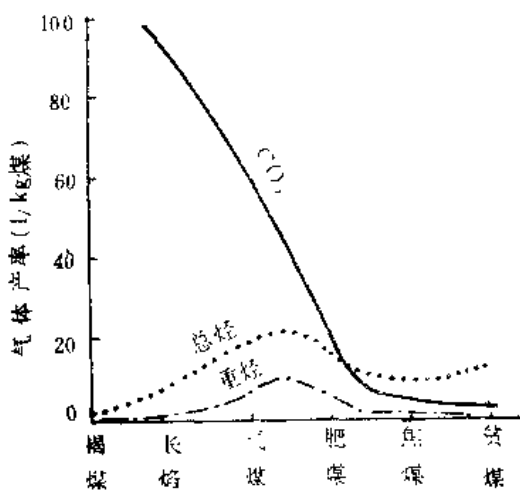


图 6—25 煤的模拟生气
(据 И.П.Жабров, 1974)

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用岩超前得多。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。

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

显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—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. И. 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 (m^3 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 B. И. 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_v ）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 ）可按式求得：

$$Q_t = Q_c \times R_t$$

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：

$$Q_{bi0} = Q_c (R_i - R_v)$$

（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，另一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预先抽放，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，因而可以形成集中而丰富的储量。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大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，

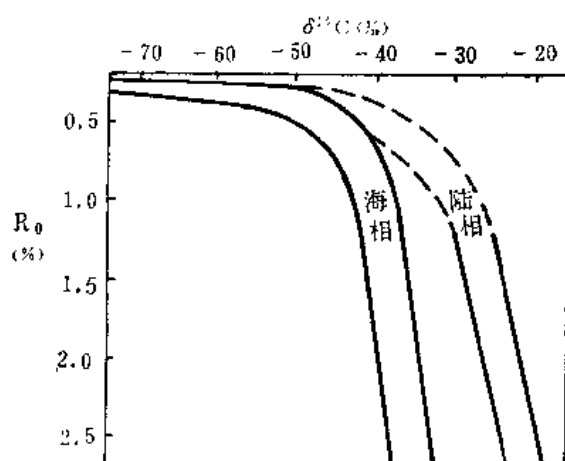


图 6—26 甲烷 $\delta^{13}\text{C}$ 值与母岩 R_0 (%)关系
(据 Stahl, 1976简化)

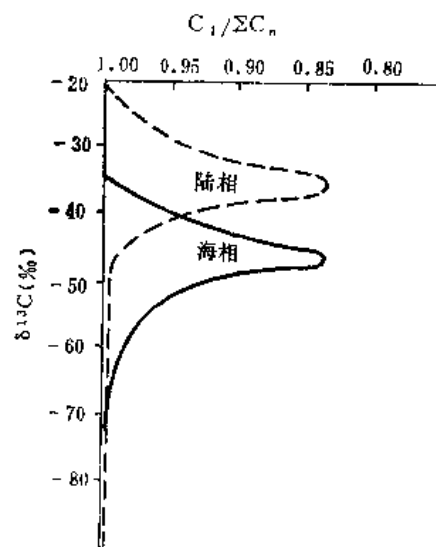


图 6—27 甲烷 $\delta^{13}\text{C}$ 值与气体 $C_1/\Sigma C_n$ 关系
(据 Stahl, 1976简化)

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 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 约为-58~-80‰，随着煤化的提高， C^{13} 越富集，并且与母质煤层的 $\delta^{13}\text{C}$ 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。

在使用 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $180000 \sim 450000 \times 10^{-12}\text{kg/m}^3$ ，高者可达 $3000000 \times 10^{-12}\text{kg/m}^3$ 。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 $100000 \sim 400000 \times 10^{-12}\text{kg/m}^3$ 。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 $1000 \times 10^{-12}\text{kg/m}^3$ 划界。

3. 气体成分

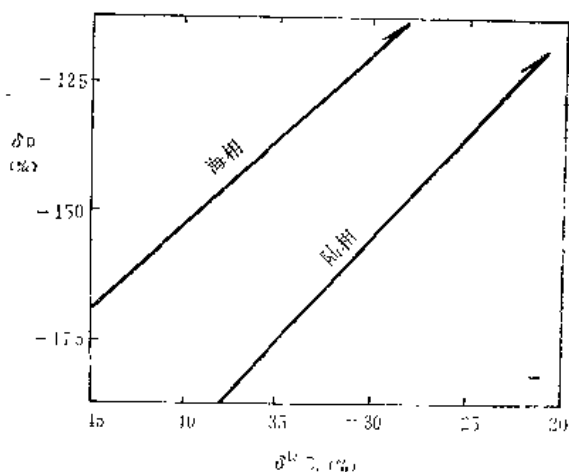


图 6—28 甲烷 $\delta^{13}\text{C}$ 值与甲烷 δD 值关系
(据 Schoell, 1980简化)

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”。

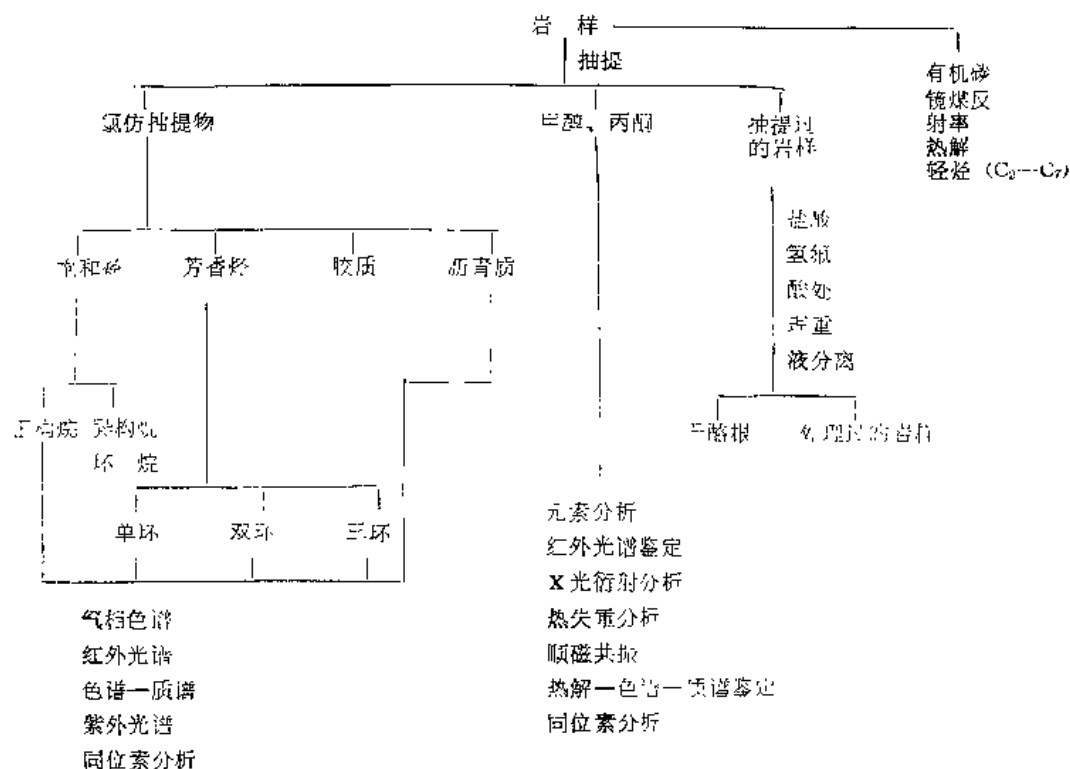
我们以为，尽管所谓“工业性聚集”会因时因地略有差异，但按亨特的定义去理解生油岩，是合理的。蒂索的定义实际上包括了成熟的和未成熟的生油岩。在进行生油岩研究时，所涉及的对象往往是，既有成熟的生油岩，也有未成熟的生油岩。尤其在研究初期，是很难确定其是否排出过烃类的，对于这样的生油岩可称之为可能生油岩。

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。

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

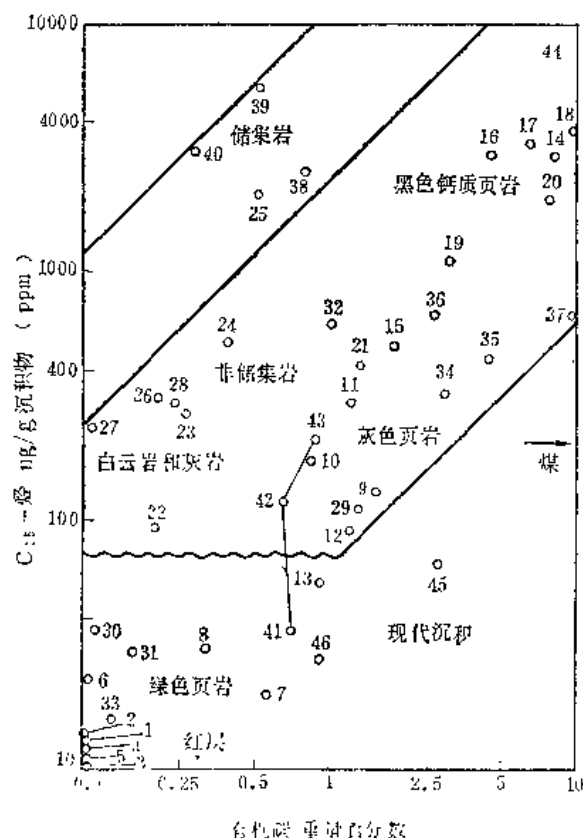


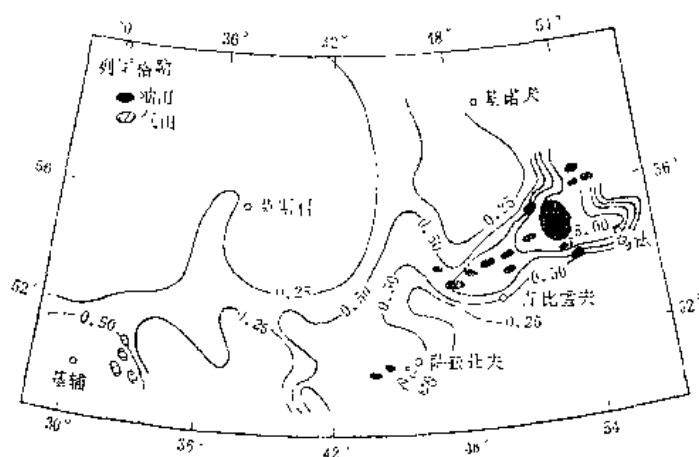
图 6—29 各种沉积物中有机碳和 C_{15}^{+} 烃的含量
(据 J. M. Hunt, 1979)

表 6—15 中国陆相泥质生油岩生油条件与有机碳含量的关系

生油 条件	特 征	岩 性	岩 相	地球化学相	有 机 碳 %
最 好		以黑色泥页岩为主	较深—深湖相	还原—强还原	>1
好—较好		灰—灰黑色泥岩、 页岩为主夹灰绿色砂 泥岩	浅湖—较深湖相	还 原	0.5~1
较好—较差		以灰—灰绿色泥岩 为主	沼泽—浅湖相	弱还原—还原	0.3~0.5

(无锡中心实验室, 1980)

管俄罗斯陆台遍布构造和高孔隙度、高渗透率砂岩夹层, 但油田却集中于有机碳含量为 0.5~5% 的古比雪夫和乌法附近; 而南部有机碳含量为 0.5% 左右的萨拉托夫和基辅地区, 发现了一些气田; 有机碳含量 < 0.25% 的其它地区, 则没有泥盆纪的油和气 (图 6—30)。所以, 罗诺夫认为在含油区细粒岩石的有机碳平均含量, 粘土为 1.37%, 碳酸盐为 0.5%。非含油区粘土平均为 0.4%, 碳酸盐岩平均为 0.16%。从图 6—30 可以看出, 罗诺夫似乎将海相泥盆系生油岩之有机碳下限值也定为 0.5%。



三、有机质的类型

有机质的类型不同,其性质也不同;含有机物类型不同之生油岩,具有不同的生油潜力。

生油岩的有机质类型,可从可溶有机质(沥青)和不溶有机质(干酪根)的结构和组成来区分。其中主要是根据干酪根的元素成分将其分为I、II、III乃至IV型。这是石油地球化学家经常用的方法。除此之外,孢粉学家还使用显微镜透射光研究有机残余物的方法,煤岩学家使用反射光研究岩石磨光面的方法,对沉积岩中的有机物进行分类。其间的互相关系已在前面的表6—7中列出。

实际上全部有机质可以分成两类:即腐泥型的和腐植型的。所谓腐泥型有机质,通常是指在贫氧较闭塞的条件下,富含脂肪的和富含脂类的有机物,像海相或湖相的孢子和浮游藻类沉积的分解和聚合产物,像脂肪、油、树脂和蜡,其H/C原子比为1.3~1.7。在成熟过程中,常形成藻煤和油页岩。而所谓腐植型有机质相当于泥炭层产物,主要是在有氧存在的沼泽中由陆地植物变成的。它们的主要成分是木质素、纤维素和芳香族的丹宁酸,其H/C原子比在0.9附近,不是重要的石油先体。

煤岩学家就与煤有关的有机质之微观成分,分成三个微观成分组,即壳质组(liptinite, exinite)、镜煤组(vitrinite)和惰性组(inertinite),各组又可细分。其中壳质组为腐泥型有机质,镜煤组和惰性组为腐植型有机质。石油地球化学家在透射光下观察干酪根,也使用了煤微观结构上的术语,将其分成藻质、絮质、草质、木质和煤质的干酪根,其中前三类即为腐泥型有机质,而后两类为腐植型有机质(参前图6—6)。

蒂索、杜朗(Tissot and Durand, 1974)等根据干酪根的元素分析,并按范克雷维伦(Van Krevelen) H/C与O/C图上的演化路线,将干酪根分成I、II、III等型(参前图6—5),它们的化学成分上的主要差异是,I型干酪根主要是含有正烷烃和异构烷烃,带有一些烷烃和芳香烃,有少量氧出现于酯键中;是生油潜量很高的干酪根。它们主要是由藻类堆积而成,形成于湖泊环境中,像美国犹他州云塔盆地始新统绿河页岩(油页岩)所含之干酪根就属于I型。II型干酪根主要是环烷烃和芳香烃,H/C原子比高,O/C原子比低,但与I型比较,芳香核和原子键较多。它们一般与海相沉积有关,生油潜量也很高,如巴黎盆地侏罗系下托森页岩和西加拿大的泥盆系和白垩系的科罗拉多群所含的干酪根均属II型。III型干酪根H/C原子比低,一般<1.0,而O/C原子比高(0.2或0.3),含有大量杂环芳烃、含氧官能团和一些石蜡,没有酯基。它们主要来自陆生植物。生油条件不利,埋藏较深时可成为天然气母源,像喀麦隆杜阿拉盆地白垩系洛克巴巴系所含的干酪根为III型。IV型干酪根O/C原子比特高而H/C原子比很低,来源于再沉积或高度氧化过的有机质,无生油能力。

石油主要产生于腐泥型有机质,而腐植型有机质主要产生天然气。由于世界上绝大多数的煤是腐植型的,因而,煤通常不是石油母岩,个别来自腐植煤层的石油,往往与煤的壳质组,像蜡和树脂有关。

I、II、III、IV型干酪根主要是根据元素分析确定的。干酪根的X光衍射、红外光谱和镜下观察,都可做为定型的辅助手段。

由埃斯皮塔里埃(J. Espitalié)等发展了一种研究生油岩特征的热解方法,即生油岩分析仪,可以直接从岩样测出其中所含的吸附烃(S_1)、干酪根热解烃(S_2)和二氧化碳

(S_3) 与水等含氧挥发物, 以及相应的温度 (图6—31)。

氢指数 (S_2 /有机碳, I_H) 和氧指数 (S_3 /有机碳, I_O) 与干酪根元素组成能进行对比, 因而也可利用两个指数确定生油岩中的有机质类型 (图6—32)。

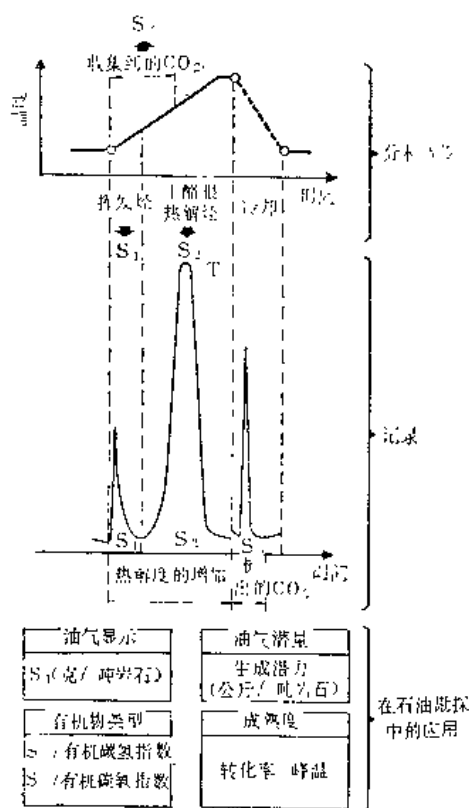


图 6—31 岩样热解分析的记录
和应用
(Espitalié等, 1974)

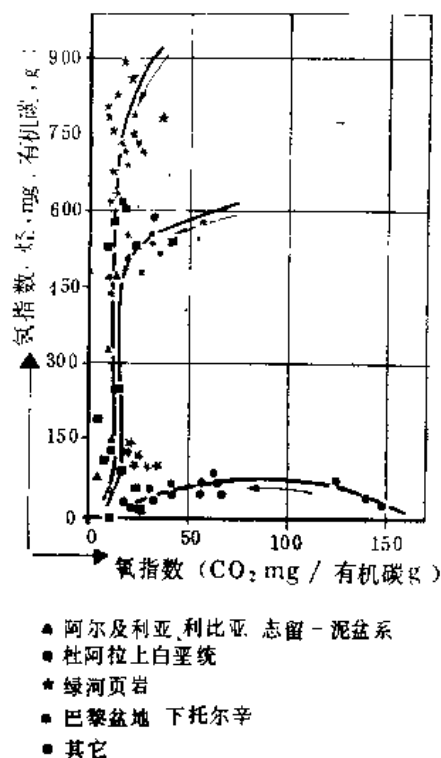


图 6—32 应用氢指数氧指数确定生油岩中
的有机物类型
(Espitalié等, 1977)

S_1 代表岩样中的吸附烃, 是在自然条件下由于干酪根热降解产生的, 如果没有污染的影响, 详细分析这些吸附烃的组成 (即 C_2 — C_7 轻烃的组成), 也可用来确定干酪根的类型。表6—16表明: 海相腐泥型干酪根和陆相腐植型干酪根可以利用苯/正己烷这一参数予以区分。

氯仿抽提物之烃类组成, 也反映生油岩有机物类型, 比较典型的参数是具有地球化学化石意义的正烷烃。

在正烷烃的气相色谱图上, 高分子量 (C_{25} — C_{33}) 奇碳优势正烷烃, 常反映及原始有机物是陆地的高等植物蜡, 常见于现代和古代三角洲沉积中和含有丰富陆源有机物的埋藏较浅的碎屑沉积中 (图6—33)。

中分子量 (主要是 nC_{15} 和 nC_{17}) 的奇碳优势正烷烃, 主要来自藻类或与之有关的酸。图6—34 的三幅图是不同地区、不同埋深的古代沉积的正烷烃分布曲线, 除始新统 页岩之正烷烃来自藻类和高等植物外, 其它两个样品的正烷烃只显中分子量奇碳优势, 表示它们来自藻类。

此外, 做为地球化学化石的甾烷和萜烷的性质和数量, 也可反映有机质类型, 如甾烷

表 6—16 利用苯/正己烷区分干酪根类型

海相干酪根		陆相干酪根	
深度 (ft)	苯/正己烷	深度 (ft)	苯/正己烷
925	0.01	8100	2.31
1990	0.01	9200	0.67
3010	0.01	10400	1.37
4660	0.01	11300	4.06
6410	0.05	12700	2.44
7660	0.02	13400	1.60
8650	0.12	14200	0.33
9490	0.06	15500	2.22
10190	0.32	16300	1.8 ^a
11540	0.31		

注：表中 1ft = 0.3048m

(K. F. M. Thompson, 1979)

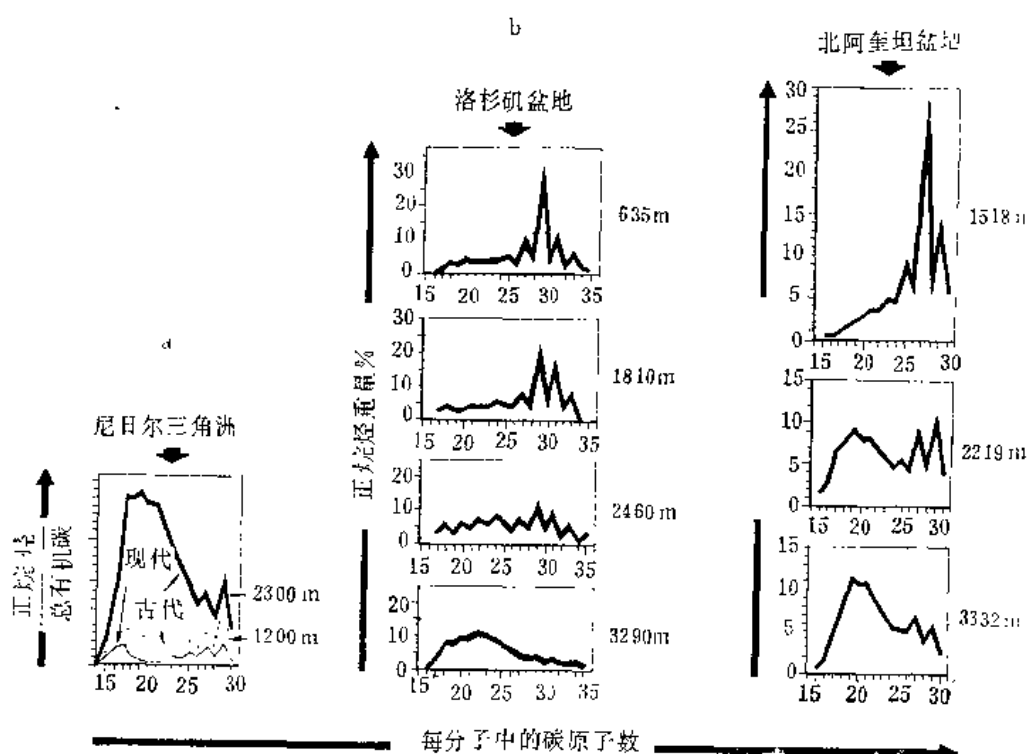


图 6—33 正烷烃随深度的分布

(据 Tissot等, 1972)

a、尼日尔三角洲的现代和古代沉积；b、洛杉矶盆地上中新统；c、北阿奎特恩盆地下白垩统

多见于高等植物，而甾烷则在植物和动物中都有。尤其是甾、萜烷立体异构体的分布，在有机质物源的判断上，更具有重要意义。

各种有机质的特征综合于表6—17。

需要指出的是，确定生油岩有机质类型，应该选择同是埋藏较浅的未成熟样品进行分析比较。切忌使用成熟度过高或成熟度相差较大的样品进行分析比较，这是因为成熟作用会模糊原始有机质的差异。

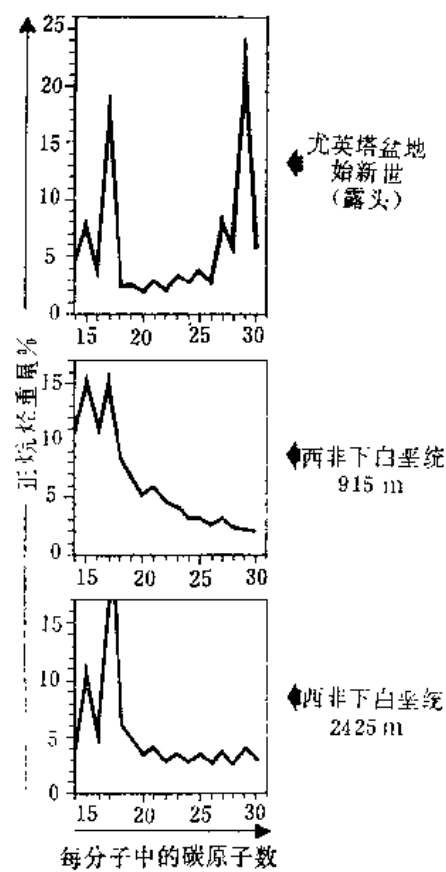


图 6—34 正烷烃分布曲线
(据 Tissot等, 1978)
 nC_{15} 和 nC_{17} 的优势来自藻类

表 6—17 各种干酪根的特征

	海相或湖相成因的	陆相成因的		
	I、II型	III型		
	絮质的	草质的	木质的	煤质的
元素组成百分数				
碳	83	82	83	89
氢	11	8	5	3.5
氧	6	10	12	7.5
氢/碳原子比	1.6	1.2	0.7	0.47
生物标记化合物				
nC_{15} — nC_{21}	奇碳优势	无		
nC_{27} — nC_{35}	无	奇碳优势		
姥鲛烷/植烷	低(<1)	高(>3)		
姥鲛烷/ nC_{17}	低	高		
三萜烷	低	高		
脂肪酸 C_{12} — C_{15}	高	低		
C_{24} — C_{36}	低	高		
烃产量 C_1	高	中等		
C_2 — C_{14}	高	低		
C_{15}^+	高	低		

(据 J. M. Hunt 1979)

四、有机质的成熟度

根据干酪根热降解机理，石油和天然气是有机质被温度作用达到一定的演化阶段时才产生的。可见，数量可观和性质良好的生油岩有机质，还需经过成熟作用才能形成石油和天然气。成熟作用的水平决定着生成物的性质和数量。在生油岩研究中测定生油岩有机质成熟度的技术，最普遍的是不溶有机质干酪根的光学鉴定，包括透射光、反射光和萤光；干酪根的物理—化学方法；和可溶有机质的化学方法。

(一) 使用光学方法测定生油岩有机质的成熟度

1. 孢粉和干酪根的颜色

在显微镜透射光下，孢子、花粉和其它微化石结构，随成熟作用的增强而显有不同颜色。最初是黄色，然后是桔黄色或褐黄色（成岩作用阶段），褐色（深成作用阶段），最后是黑色（准变质作用阶段）。另外，还可测量孢子、花粉的光吸收度来判断它们的成熟度。图6—35是三类壳质组的光吸收度的对比。可见，当成熟度达到纵坐标A点水平时，三类孢子花粉具有不同的光吸收度；而光吸收度为横坐标B点所指示之数值时，三类孢子花粉具有不同的成熟度。显然，这一技术只限于在孢子花粉类型相同的前提下使用。

斯塔普林 (Staplin, 1969) 直接根据干酪根的颜色变化，估测他们的成熟度，这一技术比较简单、快速。表6—18列出常用指示成熟度的流行的颜色标准。干酪根的颜色从浅黄逐渐变到桔黄、褐色和黑色。黄色指示未成熟，桔黄和褐色指示成熟，而黑色指示到了变质作用阶段。

图6—36是干酪根颜色技术的应用实例。加拿大不列颠哥伦比亚省和邻近的西北中泥盆统碳酸盐岩，只产干气，而石油和湿气则产自东部的西北阿尔伯达。干酪根的颜色变化反映因埋藏历史不同而引起的成熟度差异。

2. 镜煤反射率

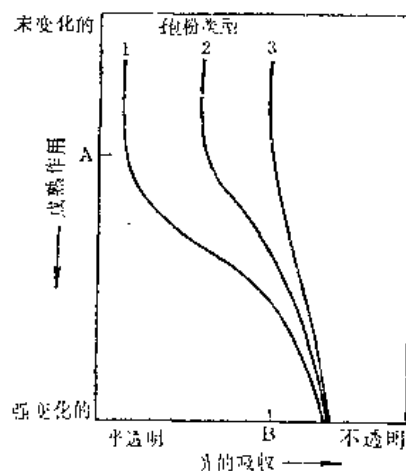


图 6—35 三类壳质组光吸收度范围的对比

1 型经常用来测量孢粉的成熟度
(据 Guntjahr, 1966)

表 6—18 有机质成熟作用相

大致的温度 ℃ (°F)	成熟指数	干酪根颜色	成熟度	期望产物
30 (86)	1 未转化	浅黄	未成熟	干气
50 (122)	2+ 轻度转化	黄		干气, 重油
100 (212)	2 中等转化	橙	成熟	油湿气
150 (301)	3 强度转化	褐		凝析物, 湿气
175 (347)	4 剧烈转化	褐黑		干气
>200 (>392)	5 已变质	黑	变质	干气乃至无气

(J. M. Hunt, 1979)

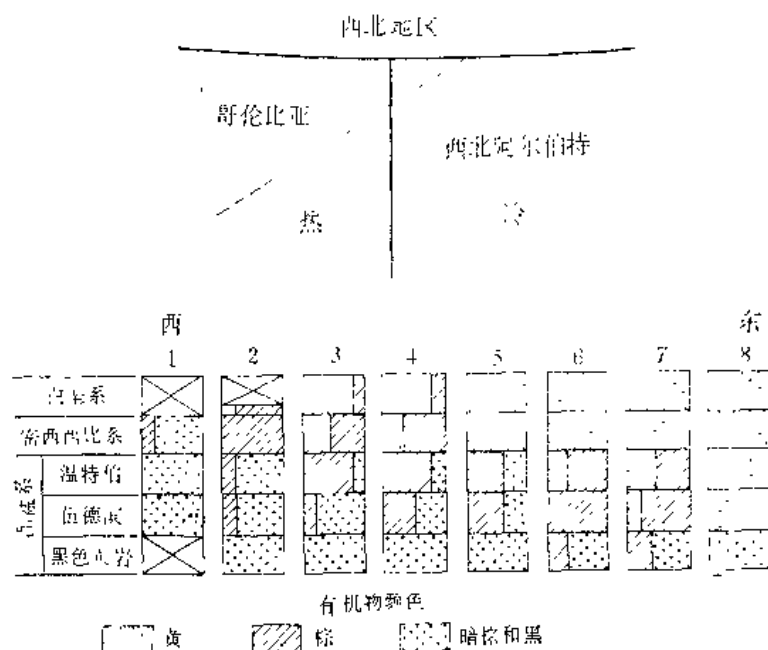


图 6—36 成熟度与干酪根颜色的关系 (以西加拿大盆地八口钻井为例)
(据 Staplin 1969)

镜煤反射率是目前确定煤化作用阶段的最佳参数之一。镜煤反射率测量已扩大应用于页岩和其它岩石中的分散有机质 (干酪根)。

镜煤反射率的测定, 是将样品磨光后在显微镜反射光下进行测量。

在煤岩组成中, 镜煤组比其它任何微观结构物质 (壳质组、惰性组) 要丰富。镜煤组包括有结构镜煤体 (telinite) 和无结构腐植体 (collinite)。这两种物质的反射率大致相同, 而且其成熟速度也相同。但与壳质组和惰性组的成熟度不同。

在磨光面上, 镜煤组反射率之所以随着成熟度而升高, 是由于镜煤组的分支结构的变化。镜煤组是由一些被链绞合的缩合芳环束所组成, 随着成熟度的加强, 芳环束就逐渐结合成更大的和更规则的缩合芳香页片, 缩合芳香页片加大, 定位排列增强, 就引起反射率的升高。并在缩合过程中, 析出氢形成甲烷。

反应速率随温度以指数形式增加的不可逆化学反应, 决定着分子结构的变化, 反射率就是随温度的线性增加, 而以指数形式升高。从图6—37可以看出这种关系。

测定反射率必须在镜煤组上进行, 因为前已提到, 其它任何微观结构物质, 像孢粉碎片, 其成熟度与镜煤不同。图6—38表示三种主要的煤的微观结构物质之反射率随成熟度增强而变化的趋势。当碳含量是为58%时, 反射率从壳质组 (C) 的0.55%, 到惰性组 (A) 的1.7%。B是镜煤组的反射率曲线, 又有最大和最小反射率之分, 尤其是高成熟度阶段, 两者的偏离更大, 这是由于镜煤组的非均质性所致。

平均反射率用符号 R_o 、 $\overline{R_o}$ 或 $R_{m, oil}$ 表示。如果分别测量最大和最小反射率, 则表示为 R_{max} 和 R_{min} 。表示在空气中所测之反射率。

使用镜煤反射率研究生油岩成熟度时, 与其它生油岩成熟度的参数对比, 并与已知油、气田对比, 可以区分油、气形成阶段 (图6—39、图6—40)。

据经验数据 $R_o < 0.5 \sim 0.7\%$ 为成岩作用阶段, 生油岩未成熟; $0.5 \sim 0.7\% < R_o <$

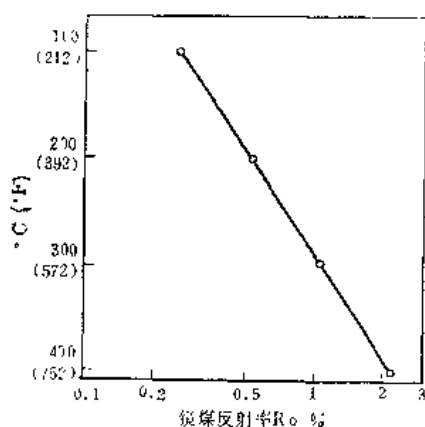


图 6—37 实验室加热褐煤时反射率随温度而以指数形式升高
(据 Ting, 1975)

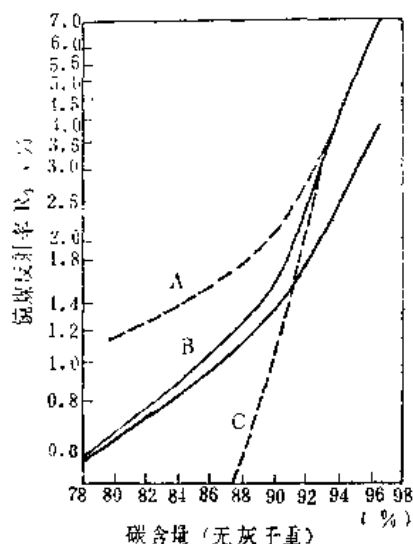


图 6—38 在油中 (R_o) 反射率的变化
A—为惰性组; B—为镜煤组; C—为壳质组
(据 Murchison, 1969)

1.3%为深成作用阶段, 成油主带即油窗; $1.3\% < R_o < 2\%$ 为深成作用阶段, 湿气和凝析油带; $R_o > 2\%$ 为准变质作用阶段, 干气带, 只有甲烷。

腐植体 镜煤反射率	干酪根类型		
	I	II	III
0	未成熟	未成熟	未成熟
0.5	未成熟	油	油
1.0	油	油	油
1.5	油	凝析油和湿气带	油
2.0	油	凝析油和湿气带	油
2.5	油	凝析油和湿气带	油

图 6—39 根据镜煤反射率确定的油气带的近似界限
(据 Tissot 等, 1978)

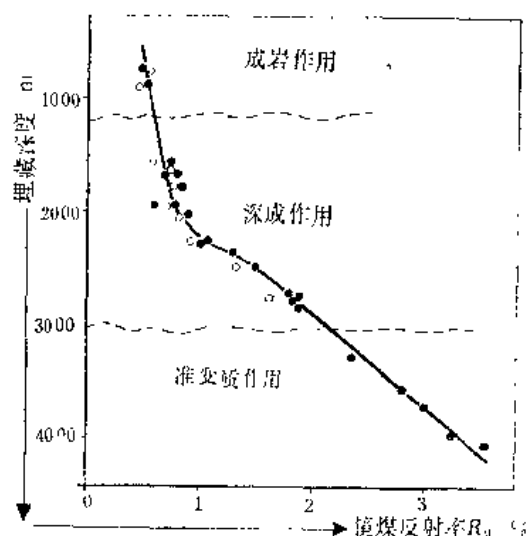


图 6—40 杜阿拉盆地上白垩统 III 型干酪根演化过程中镜煤反射率与深度的函数关系
(据 Tissot 等, 1978)

镜煤反射率是目前鉴定生油岩成熟度中应用最广的光学技术, 但在应用上也有许多难点和局限。

镜煤广布于煤中, 在 III 型生油岩干酪根中也很丰富, 然而, 在 II 型中则中等丰富, I 型中很少见。这使镜煤反射率的测定的可靠性受到限制。因此, 据反射率确定之油、气形成阶段只是近似的。另外, 即使是镜煤组, 也还有可能存在着原始的镜煤和经过再沉积的镜煤之分, 他们的反射率也有偏离, 这也是在实际应用中应该注意的。

测定生油岩有机质成熟度的光学方法, 除了上述之外, 尚可使用电镜研究干酪根, 以

及测定干酪根的荧光性等,不过这些方法只能定性地研究它们的演化程度。

(二) 使用干酪根的元素组成和红外光谱研究生油岩有机质的成熟度

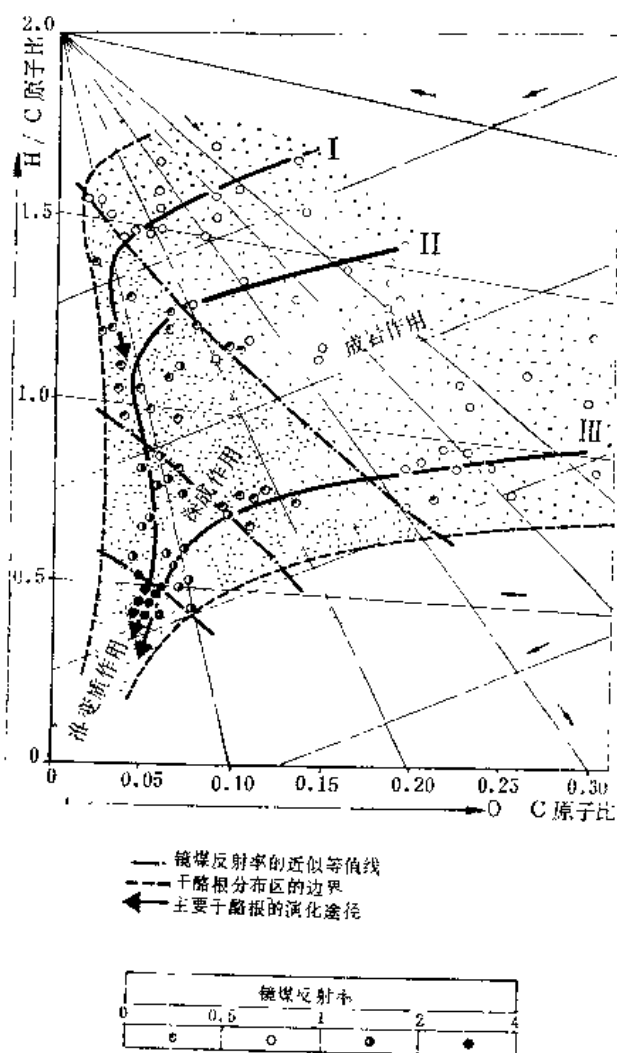


图 6—41 干酪根从成岩作用阶段到准变质作用阶段的演化图

(据 Tissot 等, 1978)

根据“干酪根热降解机理”,干酪根成熟的演化阶段分成岩作用阶段、深成作用阶段和准变质作用阶段。在干酪根的热成熟过程中,可以简单理解为先是释放氧,然后释放氢的两个主要阶段。以形成 CO_2 和 H_2O 的形式释放氧,以形成烃、 H_2O 和 H_2S 的形式释放氢。热成熟的早期以形成 CO_2 、 H_2O 为主,后期以形成烃为主。这两个主要阶段的开始和持续时间,都因干酪根类型不同而异(图6—41)。Ⅲ型干酪根释放氧的阶段开始得早,持续得长,而Ⅱ、Ⅰ型干酪根开始得晚,持续得短;相反,Ⅱ、Ⅰ型干酪根释放氢的阶段开始得早,持续得长。这就表现出三种类型的干酪根产烃的性质和潜力不同,它们成熟的成油门限值也不同。

干酪根的成熟演化阶段,也可借助于干酪根的元素组成,即 H/C 和 O/C 原子比,和红外光谱特征,予以确定。从图6—41、图6—42可以看出,在成岩作用阶段是, O/C 原子比明显降低和 H/C 原子比微弱降低;在红外光谱图上(图6—43),则主要表现为含氧官能团($\text{C}=\text{O}$)逐渐消失(1770 cm^{-1} 吸收峰从①到②、③减弱)。

在巴黎盆地,据干酪根元素组成和红外光谱特征,成岩作用阶段的末期,相当

最大埋深600~800m,生油岩干酪根未成熟,在生油岩中只生成很少的烃,但产生了大量的 CO_2 、 H_2O 和含 O、N、S 的重杂原子化合物。

在干酪根的深成作用阶段,对Ⅱ型干酪根 H/C 原子比从1.25降到大约0.5, O/C 原子比降到0.05,红外光谱的特征是,脂键逐渐减少(图6—43, 2960 cm^{-1} , 1460 cm^{-1} , 1380 cm^{-1} 吸收峰减弱),芳核—CH从 930 cm^{-1} 移到 700 cm^{-1} 。在巴黎盆地,深成作用阶段的埋深相当2070和2510m,而在撒哈拉大约是3000m。

三种类型干酪根各产烃带开始的元素组成,如表6—19。

对Ⅱ型干酪根,当 H/C 原子比 ≤ 0.5 时,到达干酪根的准变质作用阶段,这时,脂键和 $\text{C}=\text{O}$ 键完全消失,只留有芳核 $\text{C}=\text{C}$ 键。

(三) 使用热解方法测定成熟度

图6—31已经说明从直接热解岩石所得之 S_1 、 S_2 和 S_3 的意义。图6—44 则进一步说明:

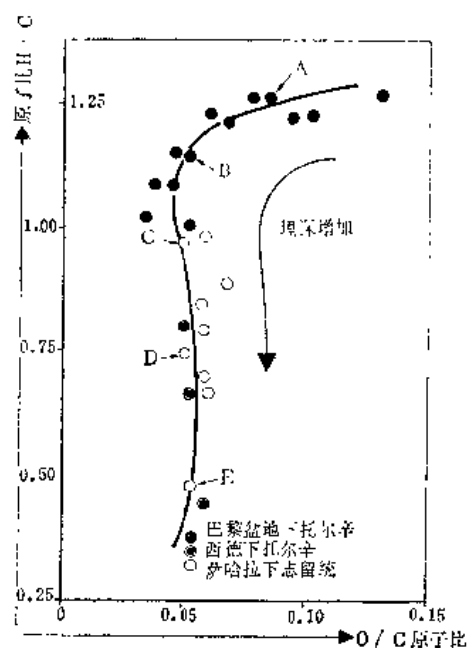


图 6—42 II 型干酪根在埋藏过程中元素组成的演化
A 为成岩阶段末期，B—D 为深成阶段；E 为准变质阶段
(据 Tissot 等, 1979)

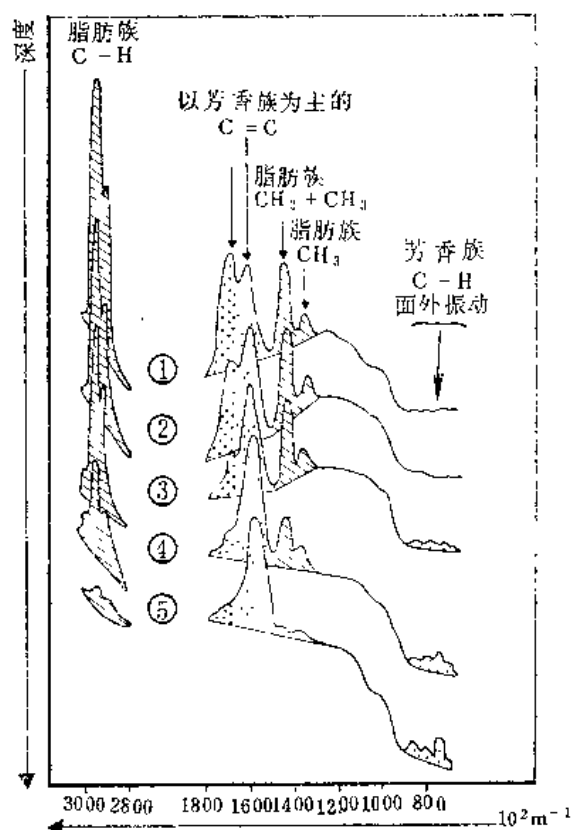


图 6—43 II 型干酪根 (巴黎盆地托尔辛, 撒哈拉志留系) 演化的红外光谱
(据 Tissot, 1978)

表 6—19 三种类型干酪根各产烃带开始时的元素组成

各产烃带	平均原子比					
	H/C			O/C		
石油	1.45	1.25	0.8	0.05	0.08	0.18
湿气	0.7	0.7	0.6	0.05	0.05	0.08
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

$S_1/(S_1 + S_2)$ 和热解峰温 t ($^{\circ}\text{C}$) 这两种参数在确定生油岩未成熟带，成油带和成气带的用途。

使用热解方法确定之上述界限；同样会因干酪根类型不同而异，但是，配合以氢指数 (I_H) 和氧指数，以及其它方法所给出的参数，这一问题不难解决。

(四) 使用 C_2 — C_7 轻烃组成判断生油岩有机质的成熟度

C_2 — C_7 是干酪根热降解产物，而不是生物合成的，因为在生物体内和现代沉积物中，很少见到这类轻烃。经研究 C_2 — C_7 的组成与温度有一定的函数关系，这有助于确定生油岩

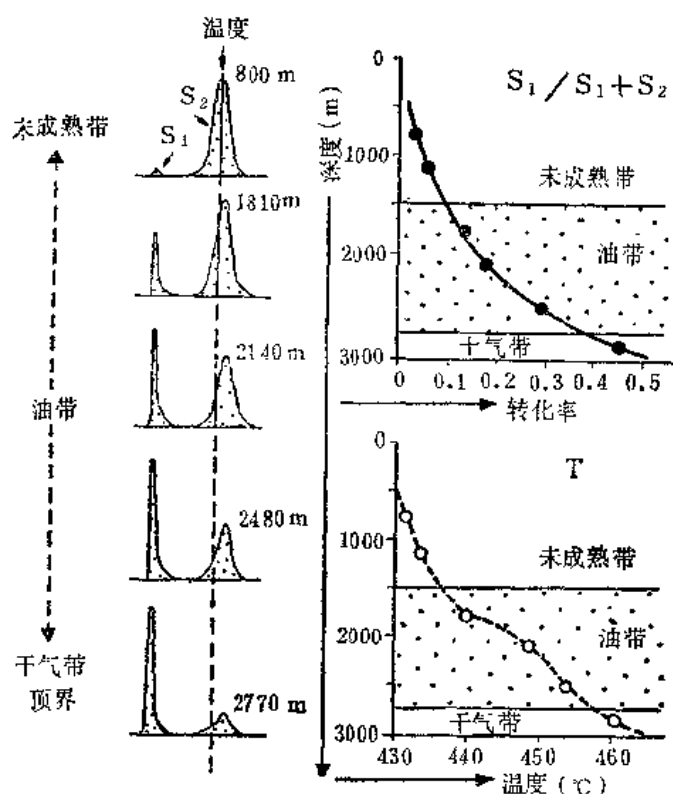


图 6—44 使用热解方法鉴定母岩的成熟度转化率和峰温可用来确定热演化
(据 Tissot, 1978)

有机质的成熟阶段。汤普森 (K.F.M. Thompson, 1979) 从不同成熟阶段中共分离出大约 29 种 C_2-C_7 范围内的化合物，其与温度的关系如表 6—20。

表 6—20 轻烃类型与温度的关系

地 层 地 区 温 度	上新统 墨西哥湾 41℃	上新统 墨西哥湾 66℃	中新统 加利福尼亚 103℃	下白垩统 路易斯安那 195℃
轻烃类型:				
环烷烃	2.95	46.05	39.95	14.47
烷 烃	28.73	36.82	44.33	66.80
芳香烃	68.32	17.14	15.72	18.74
芳烃阶段		环烷烃阶段	烷烃阶段	裂化阶段
未成熟带		成 油 带		成 气 带

由表可见，埋深相当温度 41℃ 时， C_2-C_7 轻烃以芳烃为主，相当于生油岩之未成熟阶段；埋深相当温度 66℃ 时以环烷烃为主，103℃ 时以烷烃为主，环烷烃和烷烃为主的阶段即相当于生油岩之成油阶段；而埋深相当温度 195℃ 时，烷烃占 66% 以上，此时烃类多裂化成气态烃，即相当于生油岩的成气（包括湿气和干气）阶段。

如果在 C_2-C_7 轻烃中选择适当的烷烃与环烷烃的比值，如 $(\text{正庚烷} \times 100) / (\text{沸点 } 80.7$

~100.9的15个化合物)%做为参数与温度作图则有线性关系,如图6—45所示。

其它象2—甲基己烷+3—甲基己烷/二甲基戊烷这一反映轻烃内部组成的参数,也与温度有线性关系。可见 C_2-C_7 轻烃的内部组成可用来确定生油岩有机质的成熟度。

(五) 根据 C_{15}^+ 烃类的特征鉴定成熟度

C_{15}^+ 烃类性质随着埋深的增加,也呈规律性的变化,因而也能确定生油岩演化阶段。

例如:

1. 正烷烃的CPI值

布雷和伊万斯 (Bray and Evens, 1965) 根据现代沉积、古代沉积和原油中高分子量范围内的奇数碳原子正烷烃与偶数碳原子正烷烃的分布,有着明显的不同 (如图6—20, 现代沉积物中奇碳正烷烃远大于相邻的偶碳正烷烃; 古代沉积中奇碳正烷烃略大于偶碳正烷烃; 而原油中两者几乎相等), 而使用“碳优势指数 (CPI)”, 来表示奇碳与偶碳正烷烃的相对含量, 其计算公式是:

$$CPI = \frac{1}{2} \left[\frac{C_{25} + C_{27} + \dots + C_{31}}{C_{24} + C_{26} + \dots + C_{30}} + \frac{C_{25} + C_{27} + \dots + C_{33}}{C_{26} + C_{28} + \dots + C_{34}} \right]$$

现代沉积物、古代沉积物 (页岩和碳酸盐岩) 和原油的CPI值分布如图6—46。

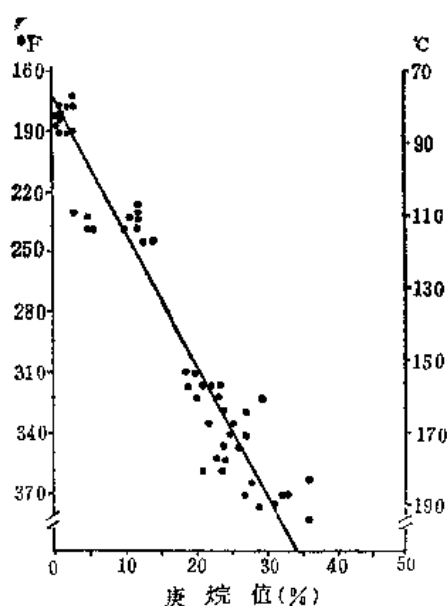


图 6—45 墨西哥湾五口非生产井的庚烷值与最大温度的关系
(据 Thompson, 1979)

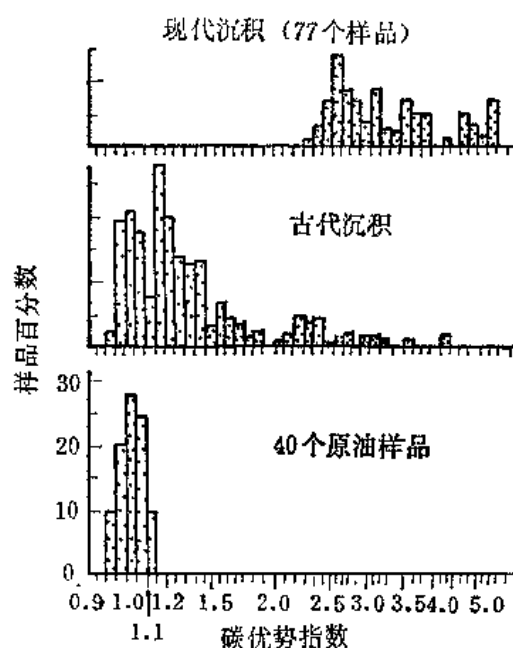


图 6—46 沉积物和原油的碳优势指数的分布
(据 Bray and Evans, 1965)

由于原油的CPI值在0.9~1.15之间, 因此认为只要沉积岩的CPI值接近这个范围就是生油岩; 而且CPI值愈接近于1的附近就愈成熟。CPI值曾被认为是鉴定生油岩的一把钥匙。

2. 饱和烃的环数

随着埋深的增加, C_{15}^+ 饱和烃中的环烷烃, 从以三环、四环为主, 变成以单环、双环为主。

3. 异戊(间)二烯型化合物

随埋深的增加,干酪根热降解形成的新生烃类,使直接或稍经变化而来自生物分子受到稀释,象植烷、姥鲛烷、甾烷和藿烷等,与其相邻正烷烃比较,其含量都随埋深增加而减少。因此姥鲛烷/正十七烷, C_{31} 藿烷/正三十一烷等参数的变化,都反映生油岩的成熟度。

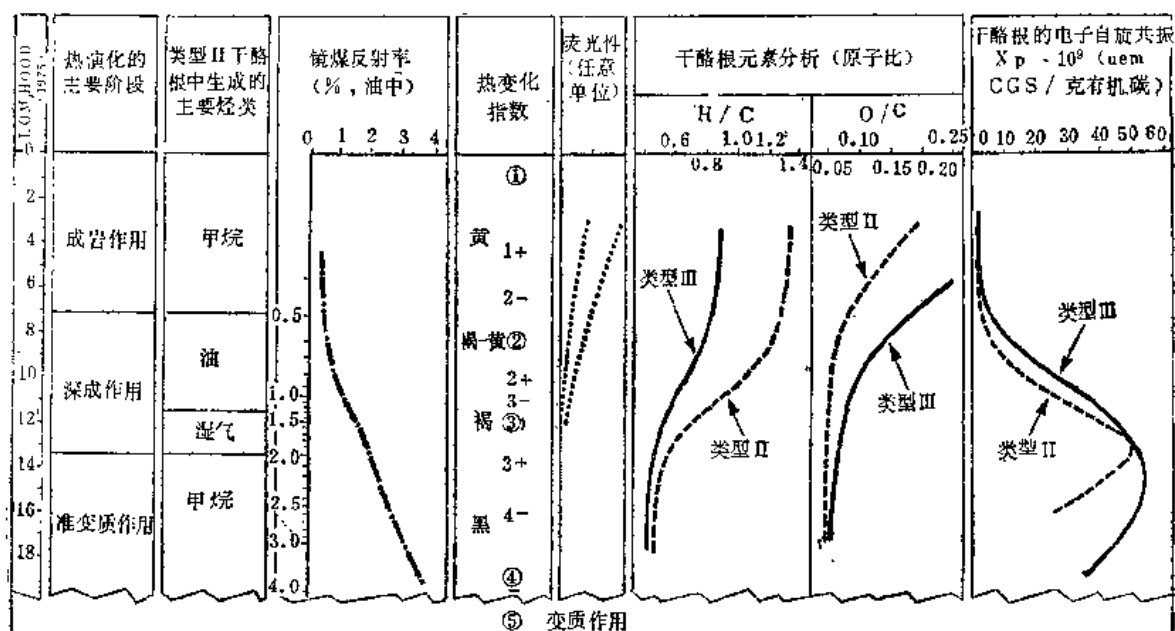


图 6—47 据干酪根分析所得各成熟标志的对应情况

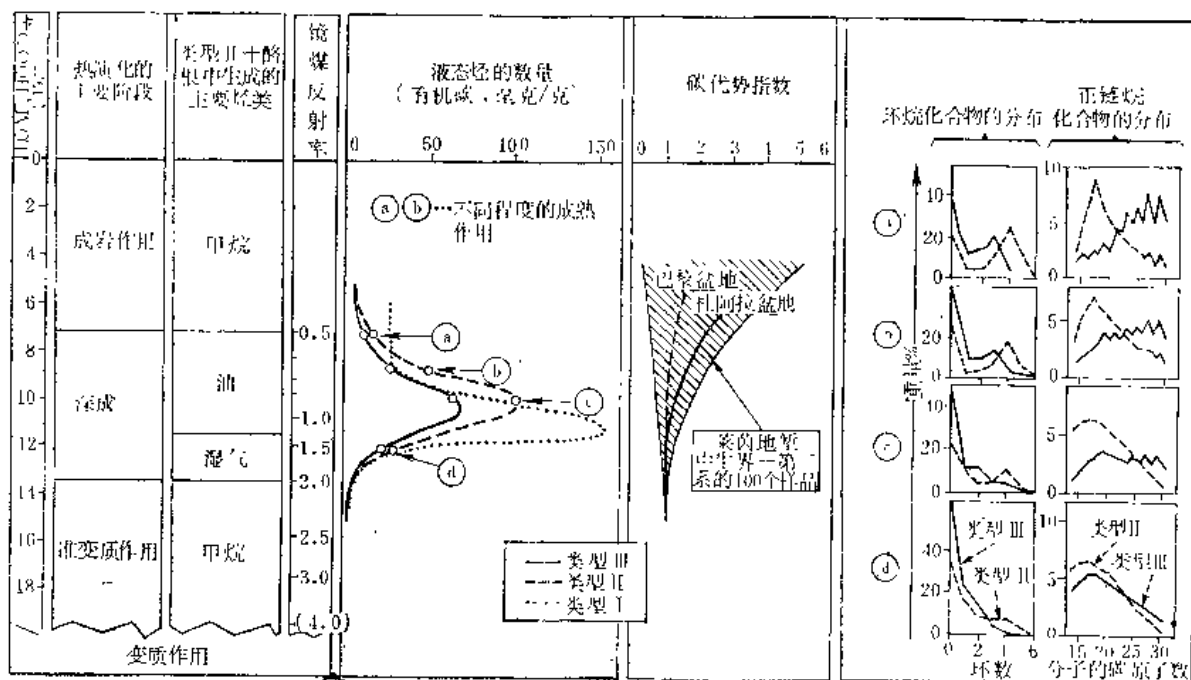


图 6—48 据沥青的组成和丰度所得各成熟标志的对应情况

(据 B. Durand)

同时, 甾烷和藿烷的立体异构化, 也能比较有效地反映成熟度, 例如 $\frac{17\beta\text{H}21\beta\text{H}\text{藿烷}}{\text{总藿烷}}\%$

随成熟度埋深的增加, 从 50% 降到 0。 $\frac{22\text{S}-\text{C}_{31}\text{藿烷}}{(22\text{S}+\text{R})\text{C}_{31}\text{藿烷}}\%$ 随埋深增加, 反而从 20% 升到

60%。 Tm/TS 是易变藿烷与稳定藿烷之比, 即 $\frac{17\alpha\text{H}-22,29,30-\text{三降藿烷}}{18\alpha\text{H}-22,29,30-\text{三降藿烷}}$, 随埋深

增加, 该比值减小。 $\frac{5\alpha-20\text{S}-\text{C}_{29}\text{甾烷}}{5\alpha-(20\text{S}+\text{R})-\text{C}_{29}\text{甾烷}}$ 随埋深加大而升高。

上述各种确定生油岩有机质成熟度方法综合使用最有效, 而且成熟度和有机质类型是互有影响的。因此, 在实际工作中应分清类型, 逐层按不同埋深取样, 并将分析成果与恢复后的最大埋深作图, 这样才能取得有效的结论。图6—47和图6—48是各种成熟标志综合应用时的对应情况。

第四节 石油的地球化学对比

一、对比的意义

石油的地球化学对比, 从广义上说应包括油—油对比、油—岩对比、气—气对比和油—气—岩对比, 其中油—岩对比是核心问题 (图6—49)。

开展这项研究不仅具有理论意义, 而且对于寻找新的含油面积、扩展原有含油范围, 对于确定勘探和开发方案, 都有着重要的实用价值。所以, 石油地球化学对比, 已经成为石油地球化学在勘探上应用的一个重要方面。

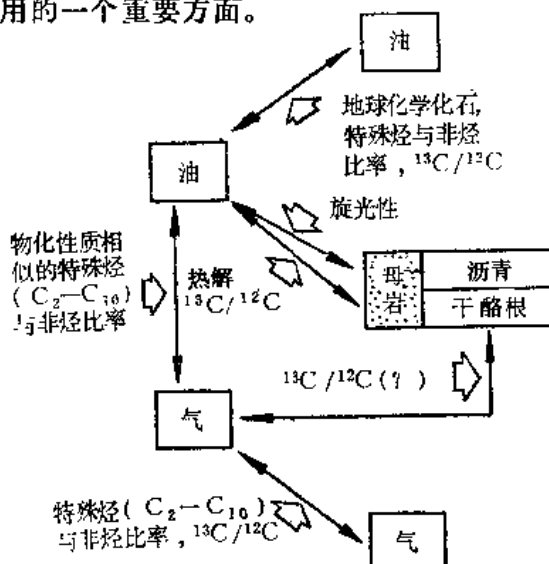


图 6—49 石油、天然气和生油岩对比时要研究的内容
(据 Tissot 等, 1978)

二、常用的对比参数

(一) 微量元素

石油中有许多微量元素是在运移中加入进来的, 甚至是由于容器的污染, 因而没有什

么地质意义。但是，钒镍则不同，它们是做为卟啉的络合物随卟啉一起从母岩进入石油的。石油中卟啉则是生物色素（尤其是叶绿素）在还原条件下经金属置换、去羧基和加氢等复杂反应而生成的。石油中的钒镍含量有随石油的比重一起增长的趋势（参图6—50）。钒的含量通常多于镍的含量，但陆相油却常是镍多于钒。

石油中钒镍的绝对含量可能随风化、运移等作用而变化，但二者的比率常无明显的变化。我们对照图6—50与图6—51看，这是很明显的。 V/Ni 似乎随地质年龄增长而减少，在图6—51中也可看出，这个比值在最年轻的石油中最高，最老的石油最低；这是因为钒卟啉的热稳定性比镍卟啉为差。伊拉克北部油田主产层为第三系，但整个中生界也有产量。油来自白垩系还是第三系，历有争论。后据钒镍研究得知： V/Ni 各层近似（1.4~2.1），表示同源； V 、 Ni 含量各层差别大（ V ：1.6~109ppm， Ni ：0.7~26ppm）有由下向上递减趋势，表示发生过白垩系至第三系向上运移。值得指出的是，这里较老地层的 V/Ni 值反较年轻地层为高。这或许是地区性规律。

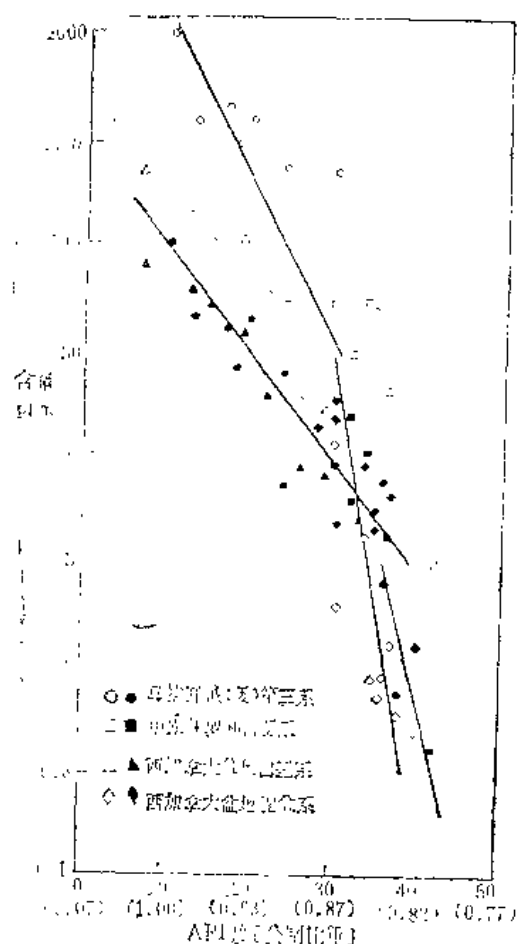


图 6—50 钒镍重量含量与石油比重
重的关系
(据 Hunt, 1979)

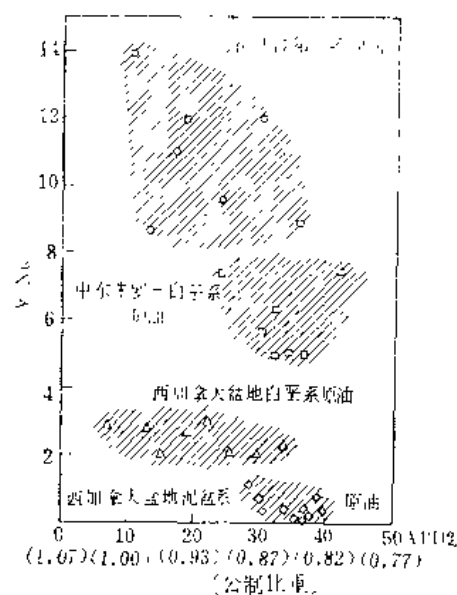


图 6—51 钒镍比率与石油比重的关系
油样同图 2
(据 Hunt, 1979)

(二) 生物标记化合物

卟啉本身也可用于原油对比。大多数石油都含有各种由叶绿素分子衍生的卟啉。具有较高分子量的生物标记化合物如卟啉类、甾类、三萜类、异戊间二烯类，由于相对地不

受轻组分流失和风化作用的影响, 所以它们的分布特征不仅可用于油—油对比, 也可用于油—苗对比和油—岩对比。

马拉开波湖第三系的原油含有丰富的甾卞啉, 而第三系本身的页岩则缺少这种卞啉, 可是下伏的白垩系拉鲁纳组灰岩和泥灰岩却含有丰富的甾卞啉, 甚至含量高于石油。据此, 认为这里丰富的第三系原油主要来源于白垩系。不过, 原油中的卞啉在运移过程中有逐被吸附的可能, 在用于油—岩对比时不得不予以注意。

异戊二烯型烷烃在原油和生油岩中均有较普遍的分布, 它们的化学性质非常相似, 所以用之做为对比标志, 曾一度被誉为“指纹”化合物。威尔特曾较成功地对比过德国西北部的某些原油。他采用15~21个碳原子的异戊二烯型烷烃的分布特征做为对比标志: 以 C_{19} (姥鲛烷) 为100, 将这七种分子的相对含量绘如图6—52所示。由图可见, 左、中两油样相异; 右、中两油样相同。据此, 再结合地质资料就可以推断母岩了。异戊二烯型烷烃中最丰富的是姥鲛烷和植烷, 它们在原油中的含量可达0.5~0.7%。由于异戊二烯烷烃与相近碳数的正烷烃性质近似, 所以有时也采用姥鲛烷/正十七烷、植烷/正十八烷、姥鲛烷+植烷/正十七烷+正十八烷做为对比标志。

甾烷是植物中广布的一种成分, 属于五环三萜类, 原油中有一系列甾烷的衍生物。比姆(J. G. Pym)等发现不同地区原油中的八种甾烷分布特征有明显的差别(图6—53)。其中H、D、G甾烷最有鉴定意义, 它们的分子式分别为 $C_{27}H_{48}$ 、 $C_{29}H_{50}$ 和 $C_{30}H_{52}$ 。

威尔特特别强调具有二十七到三十个碳原子的四环、五环环烷烃(例如分子离子为372、380、398、400、412和414的化合物); 认为它们有特殊的分子结构和独特的分布方式, 用之于对比常有最可靠的判断价值。图6—54是在西德弗斯特油田的应用实例。该油田中侏罗统产油在中侏罗和下侏罗统共有三个页岩为可能生油岩。经对比认为石油主要来自中侏罗统的页岩。

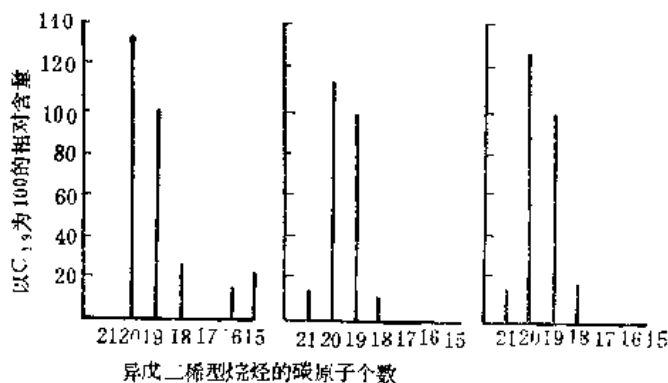


图 6—52 异戊二烯型烷型分布状况示意图

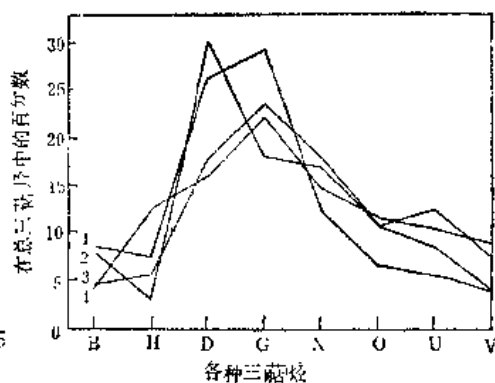


图 6—53 原油中八种甾烷系列的三萜类烃的分布

(据 Hunt, 1979)

四种油样分别来自: 1—尼日利亚; 2—科威特;
3—阿拉斯加; 4—北海

甾类和三萜类这样的多环环烷烃, 虽然不象正烷烃或异戊二烯型烷烃那样较易受温度影响, 但在老地层中也可由于环的芳化而越来越少, 以致难于分离和鉴定。阿尔及利亚爱利兹盆地储于奥陶系、下泥盆统、上泥盆统和下石炭统的石油, 起初据色谱、质谱等均未显示

出差异；但用质谱详细研究芳烃和环烷—芳烃却可据之划分为三类（图6—55）。这是因为尽管检测不出饱和的四环甾烷烃，但它的衍生物——1个芳环和3个环烷环的芳化分子都是较为稳定的，可用之于古老石油的对比。

总而言之，随着质谱的广泛应用，地球化学家正试探着向各种各类的高分子生物标志化合物中去发掘较可靠的对比标志。

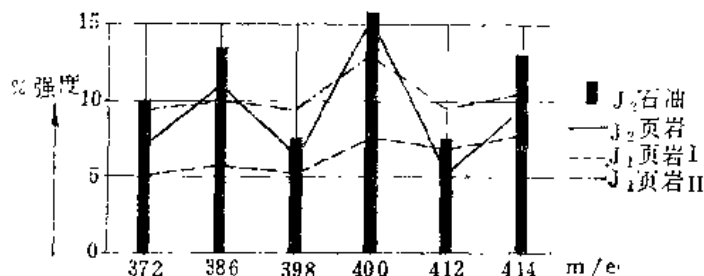


图 6—54 西德弗斯特油田石油与生油岩的 C_{27} 三环化合物的对比
(据 Welte)

自左至右分别代表胆甾烷、麦角甾烷、埃第安烷、谷甾烷、藿烷和可能的羊毛甾烷

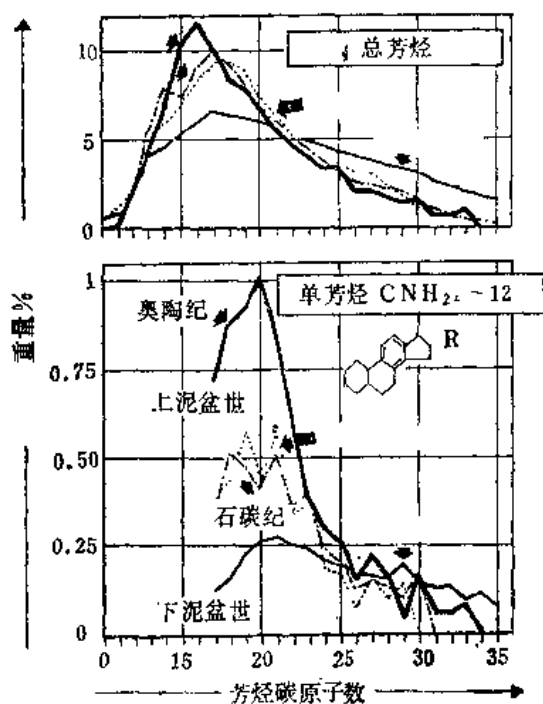


图 6—55 阿尔及利亚艾利兹盆地的四种石油按芳烃及单芳烃可归于三类
(据 Tissot等, 1979)

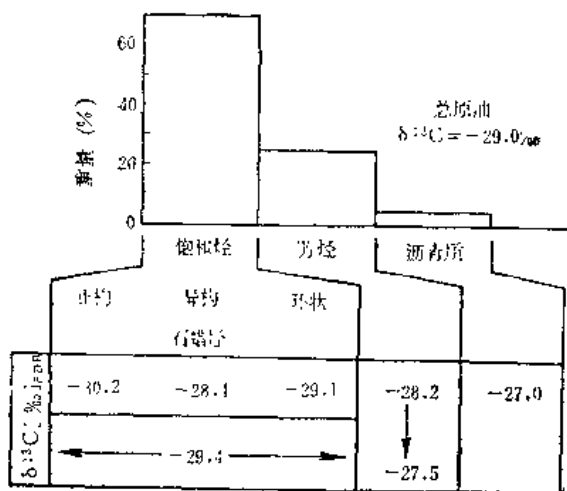


图 6—56 原油的分子类型和碳同位素组成

(三) 稳定同位素

较广泛使用于石油对比上的是碳同位素。 ^{12}C 和 ^{13}C 质量不同但化学性质几乎完全相同。因此，以 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 做为油—岩对比标志是较为理想的，当然也可做油—油对比标志。不过，应该知道，在石油生成和演化过程中，同位素多多少少总是有一定分异的。

按PDB标准，石油的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 -18% 至 -34% 之间，平均约 -29% 。石油本身各组分的

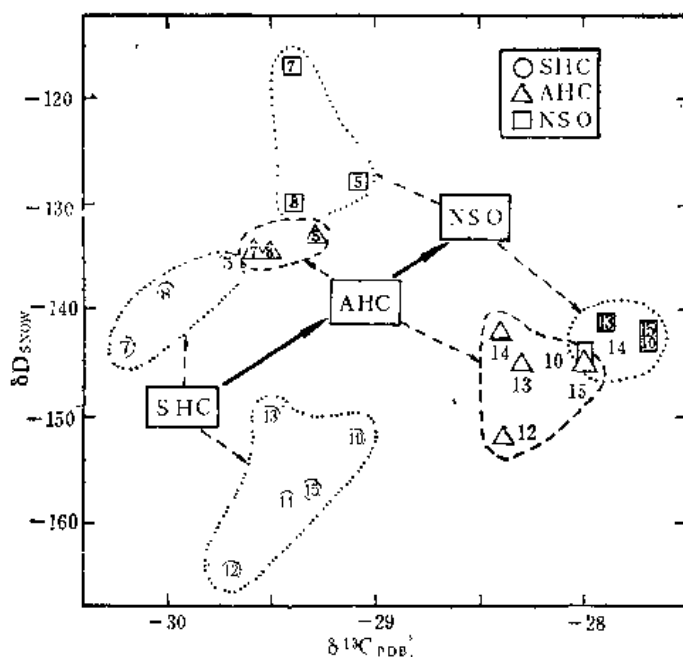


图 6—57 用于油—油对比的同位素分析

图中数字代表油样，左上方三油样同源，右下方五油样同源

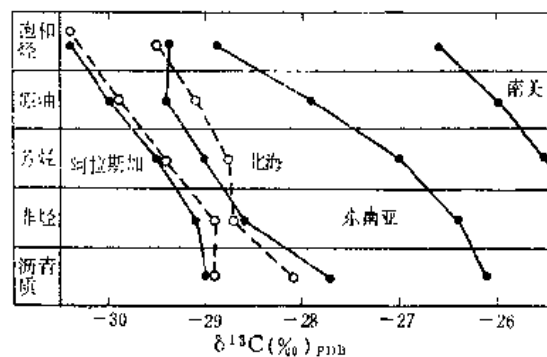


图 6—58 用同位素类型曲线对比原油与生油岩

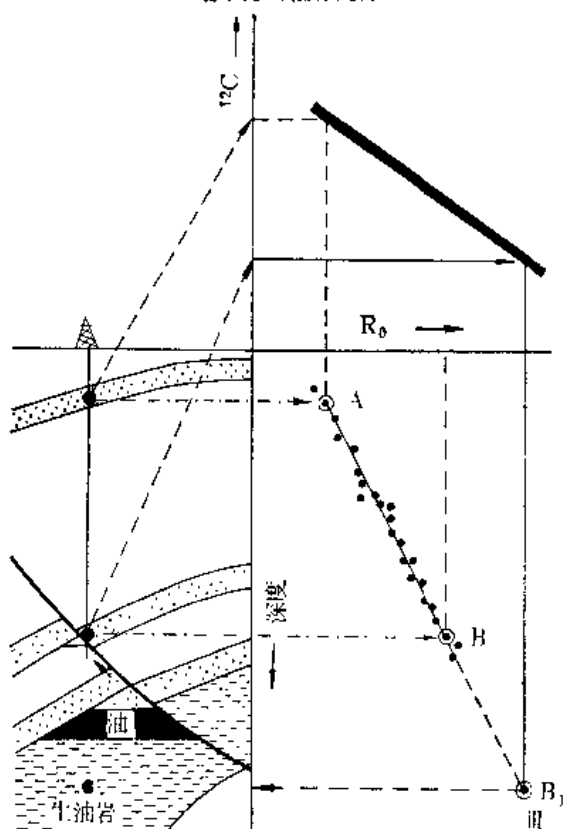


图 6—59 用甲烷的碳同位素鉴定生油岩的成熟度

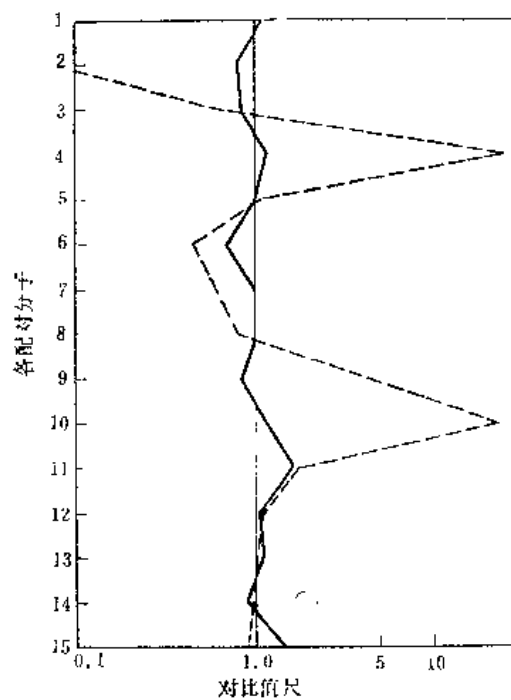


图 6—60 依据C₂—C₁₀烃分子浓度比的石油对比图

(据 Erdman)

实线示有成因关系的二个油样，虚线示无成因关系的二个油样

$\delta^{13}\text{C}$ 值也是不同的。烷烃同位素最轻，环烷烃的 ^{13}C 含量接近于全油，芳烃重于全油。多环芳烃重于单环芳烃，再往下至非烃，至沥青质， ^{13}C 含量常是递增的。但这绝不是一成不变的，特别是当原油受到生物降解时，会使饱和烃 $\delta^{13}\text{C}$ 升高，非烃、沥青质 $\delta^{13}\text{C}$ 稍低，从而严重打乱常规分布结构。

同位素组成的通常变化范围约为千分之十。尽管小，但现代质谱可测出0.05%的误差。

据测量结果的统计，石油的碳同位素比值以及干酪根的碳同位素比值都是随地质年龄的增加而减小。这反映母质的变化还是反映成熟过程中的分异，一时尚难说清楚。同时代原油的 $\delta^{13}\text{C}$ 差别应主要看成是母质不同的反映。不同时代的原油本身虽有差别，但是比起原始条件来说，影响还是小的。

利用碳同位素进行原油对比时，最好是按不同馏分或组分进行。图6—57是无次生变化的原油的碳、氢同位素成分。由于饱和烃、芳烃和NSO化合物的碳、氢同位素具有连续性的差异，所以，这些原油是分别属于两个碳、氢同位素不同的母岩。

有时利用全油的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值进行油—油对比也是相当成功的，但务求样品条件一致。

使用同位素类型曲线，进行油—岩对比（图6—58）有时也可获得良好的结果。

碳同位素用于气体对比的效果更好。生物甲烷 $\delta^{13}\text{C}$ 为-55‰至-95‰，腐泥型干酪根形成的甲烷为-40‰至-58‰，腐植型为-25‰至-40‰。

此外，借助于镜煤反射率，也可使用同位素进行气—岩对比，同时还可用于鉴定母岩之成熟度。如图6—59，探井所取岩样之有机物的成熟度，可用深度—镜煤反射率的关系，予以鉴定。如果用同位素与成熟度关系曲线确定之 R_o 值与图上A点一致，则说明甲烷来自相应的母岩。如果两者不一致则同位素就可指示该气体的母岩位于深部。

（四）配对分子

石油中 C_7 — C_{10} 的轻质烃的绝对浓度很容易受到运移和聚集过程中的外界因素影响，例如溶解、吸附、扩散、生物作用等；甚至也会受到采样条件不同的影响。所以，直接对比化合物的绝对浓度只有有限的价值。为了避免这些非成因因素的干扰，厄德曼将化学结构和沸点近似的两种烃分子浓度做成比率来与另一种原油的相应比率进行比较。在绘制成图时并非直接画出两种油的各配对分子的比值曲线（其实也未为不可），而是首先求出各相应配对分子浓度比率的对比值（ R ），然后再绘制两种油的各 R 值曲线（图6—60）：

$$R = \frac{C_{Aa}/C_{Ab}}{C_{Ba}/C_{Bb}}$$

式中 C_{Aa} 和 C_{Ab} 是A油样中两种配对分子浓度， C_{Ba} 和 C_{Bb} 是B油样中同样配对分子浓度。 $R=1$ 时，表示二者完全一致。图中的实线是具有相同母岩的挪威北海油样A与油样B的 R 值曲线；虚线是毫无相干的北海油样A与美国犹他洲油样C的 R 值曲线。厄德曼所取的十五种配对分子，列此供参考：（1）乙烷/丙烷，（2）异丁烷/正丁烷，（3）异戊烷/正戊烷，（4）环戊烷/2,3-二甲基丁烷，（5）2-二甲基戊烷/3-甲基戊烷，（6）正己烷/（甲基环戊烷+2,2-二甲基戊烷），（7）2-甲基己烷/2,3-二甲基戊烷，（8）3-甲基乙烷/（1,1-二甲基环戊烷+1,3-顺二甲基环戊烷），（9）1,3-反二甲基环戊烷/1,2-反二甲基环戊烷，（10）正庚烷/（1,1,3-三甲基环戊烷+甲基环己烷），（11）2,3-二甲基己烷/2-甲基庚烷，（12）（4-甲基庚烷+3,4-二甲基己烷）/3-甲基庚烷，（13）2,4-二甲基庚烷/3,5-二

甲基庚烷, (14) (3, 4-二甲基庚烷 + 4-甲基辛烷, 二甲基辛烷) / (15) (1-甲基-3-乙基苯 + 1-甲基-4-乙基苯 / 1-甲基-2-乙基苯。此法的优点是: 1. 适用于不同采样条件的样品; 2. C_1-C_{10} 的石油成分数据较易取得; 3. 数据计算机处理, 解释简单。但本法依赖于轻组成, 所以不适于油一苗之间的对比。

(五) 正烷烃分布有时也可做为一种内在特征用于对比。特别适用于失去轻组分的油样。但也由于正烷烃受温度影响较大, 在运移中又可能有色层效应, 故在使用上也受到一定的限制。

(六) 正烷烃奇偶优势 (CPI 、 OEP) 也可用于对比。如, 以 OEP 值为纵坐标, 碳数为横坐标, 绘制曲线, 如果两油样的曲线近似, 即可认为有成因联系。

三、对比参数的选取

石油的对比是基于这样的设想: 性质相同的两油应该源于同一母岩, 以及母岩排出的石油应该与母岩中残留的石油相同。但是, 实际情况未必如此。因为石油可能受到重力分异, 生物降解以及吸附、溶解、混合、扩散等外界因素的影响。尤其在母岩抽提物与油藏原油之间, 差异更为突出。例如, 由于吸附作用, 母岩含有较多的 N 、 S 、 O 化物, 多环烷烃和芳香烃, 而含有较少的烷烃; 由于埋藏史的不同, 母岩与由其生成的石油可以具有不同的成熟程度。鉴于此, 在进行对比时, 应尽量选取那些受非成因因素干扰最小的参数做为标志; 至少也要考虑到这些因素的影响, 以做到心中有数。另外, 还要避免和减少由于取样条件不同所造成的人为差异。常规抽提母岩将损失 $C_{12}-C_{15}$ 以前的轻烃, 所以在处理油藏油样时要蒸发至 $45^\circ C$ 恒重, 以便去掉同样范围的挥发烃。野外取样要选取新鲜露头。风化露头的烃含量已受到严重损失。

石油的粗特性一般不宜于用做对比, 它们容易受到非成因因素的改变。这些包括比重、含硫量、含氮量、饱和烃量、芳烃量、沥青烯量、 N 、 O 、 S 化合物、钒镍量、轻馏分含量等。表6—21所列是同一油藏不同深度的两个油样的特性值。前五项因重力分异而有很大差别; 但从后几项看来却十分近似, 只有它们做为对比参数才是比较恰当的。

另一方面, V/Ni 、生物标志化合物、炭同位素则受到重视, 因为它们既为母岩和石油所共有, 又有相对的稳定性。

对于两个比重小的油样可以对比轻质馏份的烃组成; 而对于二个重油样包括风化油苗则可对比正烷烃分布或 V/Ni 等。对比参数选取得恰当与否, 取决于根据具体情况的灵活掌握, 取决于对石油形成和演化机制的理解深度。

表 6—21 美国俄克拉荷马石炭系威勒马砂岩中的一个油藏的取样

	油 样 1	油 样 2		油 样 1	油 样 2
深 度 (ft)	4350	5850	V/Ni	1.7	2.1
比 重	0.84	0.91	$C_{17} + \text{正烷} (\%)$	5.6	5.1
$<200^\circ \text{馏分} (\%)$	12	11	$Cl: NO, 12$	42	43
沥青烯 ($\%$)	1.3	8	$NO, 13$	44	46
$S (\%)$	0.95	1.4	$NO, 14$	48	49
$V-Ni (\mu\mu m)$	41	250	$NO, 15$	50	50

注: 表中 $1ft = 0.3048m$

在数量上，一般都是选取一个以上的参数，以便互相补充和验证，盲目求全求新决无可取之处。

四、对比结果的解释

用现代仪器检测出两个油样的差异是非常简单的事，但细致的解释则要困难得多。

对测算所得的数据应选择直方图、三角图或相关曲线图等适当的形式表现出来。不要轻易舍去不合主观愿望的数据，它们或许包含着有用信息，应如实反映。

两个油样绝对相同是不存在的，微弱的差别不影响可比性。显著的差别一般为母质不同的反映；但也要考虑到对某特定参数而言是否次生因素超过了母质的影响，例如，相同来源的油可能因生物降解而使对比曲线变态。

所采用的对比标志如果出现矛盾，应通过原理分析去辨别真假，对失灵的标志要找出原因。新启用的标志应受到已知样品的检验和较成熟标志的检验。

特别要强调的是，地球化学对比决不能脱离地质资料而孤立地进行。举凡母岩的厚度、岩性和埋藏历史；石油运移的途径和介质；油藏的保存和破坏，乃至盆地的地质结构等等，都是对比解释中不可忽略的依据。比如有些处于中间类型的油样，结合地质产状可以判断它是经过混合的。

第五节 近代的无机生油学说

一、概 述

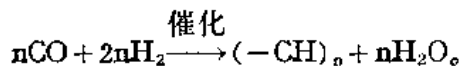
前曾述及，本世纪来有机说渐居统治地位。不过，在五十年代以苏联学者库德里亚夫采夫（Н. А. Кудрявцев）为代表的无机学派，对有机说从方法到推理、从原理到应用，发动了一场全面而凌厉的反击。这一论战虽然并不会置有机说于死地，但却促使人们的思想活跃起来，从而把石油成因研究引向更深入的水平。迄今为止，也仍不时出现无机学说的追随者。真理只有在争辩中才能发展。

做为一种思潮，近代的无机学派敢于向传统的学术思想进行挑战，这是十分可贵的。然而做为一种学说体系，近代无机学派还很不成熟。但他们提出了许多耐人寻味的新资料，值得深思。

二、无机成因的论据

近代无机学派一方面对有机说提出了尖锐的责难，另一方面极力为自己寻求论据。这些，主要归纳如下：

（1）早在上世纪所进行的一系列化学试验表明，通过无机途径（如金属碳化物与水作用）可以形成一定的烃类。近代石油化学工业上通过费—托反应生产烃类，其反应式为：



（2）火山喷出的气体和熔岩流中含有烃类。里耀岩、浮石、火山灰中亦可抽提出微

量的分散沥青。在变质岩、岩浆岩以及穿入前寒武系结晶岩的伟晶岩中也可见到各态含油显示。在结晶基岩中有可供开采的工业油流甚至上百万立方米的气喷，这更被做为无机生油最直接、最有力的证据。

(3) 许多天体上存在有烃类。例如慧星头部的气体中含有甲烷；木星、天王星、海王星等的气圈中也含有甲烷，甚至还可能有高分子烃。然而这些星球是没有生命的。在陨石中曾找到卞啉、植烷和姥鲛烷，有的陨石烃还见有旋光性。

(4) 石油中的旋光性可以由非旋光物质合成。石油中的卞啉也可无机合成。况且，这些成分还可以是在石油运移中从外界攫取来的。

(5) 生命起源于烃类。已知由甲烷和氨可以合成氨基酸，后者经热缩合又可成为蛋白质——生命的基础物质。也就是说，远在生物出现之前，石油就已存在了。

(6) 石油的分布常受断达上地幔的深断裂所控制。深断裂正是烃类向上运移最好的途径。

(7) 有机说难以解释为量巨大的石油聚集。例如，加瓦尔油田的石油储量有 $107 \times 10^8 \text{t}$ ，加拿大西部沥青砂岩中的重质石油储量竟达这一千亿吨，如果折算成液体还得加倍。可是，沉积岩中的有机质含量很低，烃含量更低，无法满足偌大的需要量。

(8) 有机生油研究中使用溶剂抽提出来的烃类是干酪根的破坏产物，在抽提前本不存在。

(9) 其它认为有机方案中的生油门限温度，石油析出机制，石油聚集发生时间等方面，也都有不合逻辑之处。

三、按无机学说的石油生成

无机学说内部又有不同主张。但可归为二大体系：其一认为烃类形成于地球内部；另一认为烃类早在地球处于宇宙阶段时即已存在了。所共同的是，都认为沉积岩中的石油来源于地下深处。以下列举一些代表人物的看法。

(1) 库德里亚夫采夫认为，烃是由碳和氢构成的，碳和氢不仅存在于太阳和星球之中，而且也存在于地球的岩浆之中。在高温下碳和氢有可能形成 CH 、 CH_2 、 CH_3 等，尔后温度降低，这些化合物又在高压下发生聚合作用和加氢作用，从而形成各种烃类。由于各种烃的数量比例不同，以及由于与岩石的相互作用，于是造成不同性质的石油。他并不否认沉积岩中的油藏比结晶岩中要多，这是因为沉积岩的渗透条件较好，有利于深处石油在其中运移和聚集。结晶岩只能使油气呈很少的包裹体存在。

(2) 克罗波特金 (П. Н. Кропоткин) 认为地下深处形成的原始天然气混合物 (其中包含有烃、 CO 、 CO_2 、 NH_3 、 H_2S 等) 在其以脉冲式向地表喷射过程中可能发生重烃的凝聚，从而形成带有大气顶的油藏。后者在长期保存中，气体缓慢逸散，而剩下的油藏则氧化变质，吸收了 N 、 S 、 O 成分。凝析气藏最接近于深处原始天然气混合物的成分。至于烃的根本来源，五十年代时他认为在地球发育的早期就已存在了。按天体物理学家施米特 (О. Ю. Шмидт) 的理论，地球是由冷的宇宙尘和气体所组成。这种原始气体中包含有 He 、 H_2 ，也包含有烃。七十年代时，克罗波特金修正了自己的看法。一方面再次明确宣称，地球深部是最大的烃源。另方面他暗示在地壳深处和上地幔存在着自由氢和主呈固相的碳，同时还有一氧化碳和水等，在温度压力适合的深度上就可以有烃的形成和保存。

(3) 波尔菲里耶夫 (В. Б. Порфирьев) 在六十年代时根据赫埃里的宇宙起源说认为烃类象铁、硅酸盐、水、二氧化碳、氢等一样, 都是元古宇宙中的实体, 这些存在于原始星云中的物质发生凝聚而构成太阳系各行星。在凝聚过程中, 烃好象胶似地起了一种粘结作用, 后来在重力影响下轻的液体如烃和水被挤向地表, 重的液体如熔铁等则沉向核心。在太阳系行星中, 元古的烃类可能同水一样多, 不过命运不同; 在水星表面因炽热而分解, 弥散于太空; 在地球表面在有水存在时, 烃类将由于氧化以及由于紫外线照射而散失, 不过尚有些残余保留在储集岩中; 在金星表面, 水分解的氧不足以使烃全部氧化, 因而仍保留有大量的烃, 甚至可能存在着烃的海洋和含烃气圈。七十年代大概由于有了人造卫星探测等方面的新资料, 迫使他放弃了宇宙成因的主张, 转而倾向于深部成因。正如前述的克罗波特金一样, 按波尔菲里耶夫新的看法, 在上地幔的高温高压下, 在含有氧化铁和挥发分 (CO_2 和 H_2O) 的超镁铁质岩中可以形成相当于石油的有机混合物。后者同气体、岩浆水在高压下沿深断裂向地表上升。随着温度压力的变化, 流体混合物分离成各自的独立相。他引证了切卡留克 (1971) 一系列的实验: 在 $1227 \sim 1427^\circ\text{C}$ 温度和 $4 \times 10^9 \sim 6 \times 10^9$ Pa 的压力下, 由 CaCO_3 、 MgSO_4 、 H_2O 、 SiO_2 和 FeO 之类的天然矿物混合物获得到甲烷至正庚烷的烃类混合物。

(4) 赤崛四郎 (1969) 认为, 石油可由水作用于金属碳化物而形成, 但更可能是在星云凝聚成原始地球时由 $-\text{CH}_2$ 叠合而成。当时的地球是富含氢的, 它使得大部分的碳变成烃, 大部分的氮变成氨。木星的大气正是主要由甲烷和氨所组成。

(5) 高切尔 (1972) 认为原始大气中的 CO_2 和 H_2 , 首先反应生成 CO 和 H_2O ; CO 和 H_2O 再按费一托反应生成甲烷和其它烃。据推测, 三十亿年前当地表温度由 400°C 降至 150°C 的期间 (约十亿年) 必然产生过大量的石油烃。石油蒸气在高空冷凝时形成石油雨。

(6) 近几十年还出现一些二元论的拥护者。其中有的人 (如扎哈洛夫、杜阿耶夫、麦哈杰夫等) 主张烃类是深部成因的天然气 (CH_4 、 H_2) 与有机质相互作用所生成; 有的人 (如罗宾逊) 认为除有生物成因的烃外, 在古老的石油中至少有一部分是非生物起源的。这一部分在二十亿年前可因放射线作用于甲烷、费一托反应或甲基叠合而成。

四、对于无机学说的简要评述

无机学说往往把石油的生成同天体或地下深处的化学过程相联系, 然而这些正是人们认识薄弱的环节。因此, 难于进行更深入地探讨。无机学说还往往单纯从化学反应式出发考虑石油生成, 这就难免脱离地质条件的允许。无机学说把简单的碳氢化合物与复杂的石油等同起来也是有欠妥当的。无机学派津津乐道生命起源于烃, 似乎再说石油起源于生物就要犯哲学上的错误。其实, 在地球发展的一定阶段由烃生成生命物质, 在另一发展阶段又由生物生成烃, 这是并行不悖的, 是物质螺旋式演化的结果。无机学说所引证的一些具体事例, 有些是事实, 有些可用有机说加以解释, 有些则有失确切。这里毋需一一赘述了。

无机学派普遍认为石油直到今天仍在不断积蓄之中, 它的蕴藏量几乎是取之不竭的。在含油远景评价和预测方面, 无机学派同有机学派一样地重视储层和圈闭条件, 但是前者不承认有什么生油岩, 所以毋需考虑富含有机质沉积的存在和分布。另一方面他们却重视深大断裂的作用, 认为它是沟通深处与表层的通道, 石油正是在深处发源的。

实践是检验真理的唯一标准，就目前的认识看，我们认为能正确反映客观规律并能有效指导生产实际的，与其说无机学说，毋宁说是有机学说。有机学说虽然尚未达到尽善尽美的地步，但对石油的生成和分布，无论在地质或化学上都能做出较为合理的解释。百余年来在有机学说的影响下，人们发现了成千上万的油田。有机学说基于对盆地沉积特征和地质结构的研究，可以对石油的生成和聚集条件做出远景评价，进而为勘探布署指出方向。我国大庆油田地处平原，既无地面油气显示，也无通达基底的深大断裂，这样的地区若按无机观点岂不要推迟发现么？

应该指出，并不排除在自然界也有非生物起源的烃类，特别是气态。但是无论如何具有工业价值的石油其主体应是有机成因的。

第七章 石油的运移

第一节 运移作用概述

运移作用是指石油（及天然气）在地下因自然因素所引起的位置转移。按照时间顺序，把石油从细粒的生油岩中向外排出过程叫初次运移，这种排出通常是指向相邻的粗粒储集岩的，但有时也可能是其它导运通道，如不整合或断层。石油脱离母岩后在储集岩内部的传导过程叫二次运移。此外，石油形成聚集之后，如果再次发生运移，有时称之为三次运移。按照运移的方向又可分为旁侧运移和垂向运移，或者顺层运移和穿层运移。

石油在地下是否存在运移是有过争论的。比如，四十年代时，卡里茨基就积极主张石油原地生成说，也就是发现石油的地方就是生成石油的地方。他认为砂岩中的石油是其所含的藻类所生成。他甚至认为，正是因为砂岩中生成了石油而具有润滑作用，所以才导致背斜的形成。可是，大量事实表明，石油确实可以发生运移。现举数例如下：

（1）地表渗出的油气苗显然要经过运移才得以出现的。

（2）采油时从很小的井孔可以流出大量的油气。墨西哥黄金巷油田的最高产油井初产量可达每日37140t，在美国和加拿大有超巨型气井日喷气数千万立方米，最高纪录到 $77 \times 10^6 \text{m}^3$ 。这必然是油气通过运移从四面八方汇流向井底的。

（3）有限的油田面积内可以拥有巨大的油气储量。例如，科威特的布尔汗油田石油储量为 $107 \times 10^8 \text{t}$ ，苏联乌廉戈依气田天然气储量为 $4.5 \times 10^{12} \text{m}^3$ 。这也必然是油气通过运移从广大范围内聚集起来的。

（4）在采出的石油中可以找到老于储层时代的孢粉。例如，柴达木冷湖四号油田的中新统中的石油含有渐新统中的孢粉。这是石油从深处向上运移时携入的。

（5）油藏中油气水按比重而分开的现象，只有通过层内的运移才能实现。

（6）生油母质是分散在生油岩中的，母质所生出的石油只有经过运移才能进入并浓集在原始有机质贫乏的砂岩之中。

（7）在纵向和横向上，石油在成分和数量方面所表现出来的许多规律性变化，正是运移的结果和轨迹。例如，石油中的卞啉、蜡质等，可沿运移的前进方向递见减少。宏观上油气水的差异聚集分布也是在运移的背景下发生的。（图7—1）表明，由于发生了初次

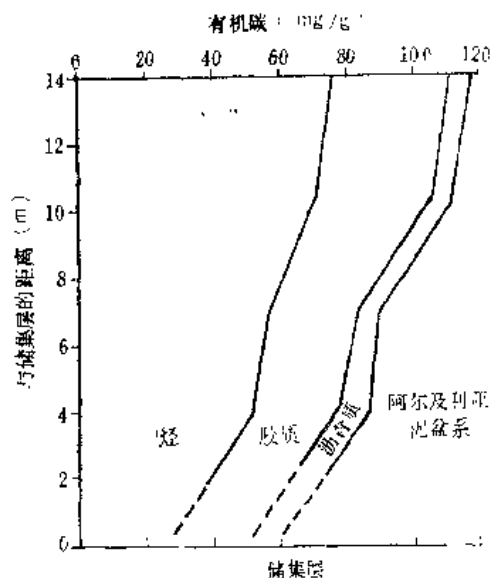


图 7—1 阿尔及利亚邻近储层的泥盆纪页岩其抽提物组成的含量变化
(据 Tissot 等, 1971)

运移, 所以离储层越近, 生油层中的烃含量越少。

综上所述, 运移是不容否定的。可是, 由于初次运移在解释上仍有许多困难, 所以不断有人想从砂岩生油的主张去寻求出路, 但又不否认砂岩本身中的运移。韦贝尔(Вебер)根据自己对现代沉积的研究指出, 只要条件适合, 砂岩和粉砂岩也可含有丰富的有机物质, 因此, 生油岩石与储油岩石可以复合在一起。安德列耶夫(Андреев, 1968)认为, 从沉积物的沥青含量和成分看, 砂质沉积较泥质沉积更可能是生油的。马丁(Martin, 1969)研究了湾岸地区渐新统弗里欧组后认为, 该组中的石油母岩就是有时成为油层的砂岩。帕拉卡斯(Palacas, 1972)等对佛罗里达州柯塔瓦切湾159个沉积物样品分析后(表7—1)认为, 砂层平均含沥青20ppm, 泥层含沥青170ppm, 虽然前者为量不多, 但只要一小部分转化成石油就可为油藏提供足够的油源。按他们的推算, 泥岩占沉积岩总体积的一半, 泥岩平均含烃200ppm, 其总量是为储层石油的60倍; 这样, 只要泥岩排出3.3ppm的烃到储层去, 即满足世界石油储量。推而论之, 如果砂岩中的油是自生的, 以砂岩占非储层体积一半计, 那末砂岩只要含有6.6ppm的烃即满足世界石油储量。所以, 他们认为砂岩不仅是潜在的储集岩, 在适当条件下也是重要的母岩; 从砂层 C_{19-32} 正烷烃奇偶碳分子分布之平滑看, 比泥岩更接近于石油, 可能就是石油中高分子烃的来源。他们并不排除泥岩也可以生油。有些野外观察似乎也支持砂岩可以生油。得克萨斯州米特列斯油田以灰色砂岩产油, 砂岩上下均为硬石膏和红色页岩。美国还有一些夹于厚层石膏中的砂岩油藏, 想必石油生自砂岩本身。

表7—1

	泥	砂
有机碳	3.6%	0.15%
沥青	170ppm	20ppm
烃/沥青	50%	22%
<i>CPI</i>	8	1.9
沥青/有机碳	0.5%	1.3%
母质	陆生植物	海生生物

由以上看来, 砂岩生油有一定现实性。但是砂岩中浓度很低的烃难以形成富集, 因而在构成油藏中一般不会占有重要份额。泥岩所含有有机质的丰度和总量都是最多的, 泥岩是众所公认的最重要的生油岩类型。因此, 初次运移是不能回避的问题。

第二节 初 次 运 移

初次运移问题是有机成因说不可分割的组成部分, 任何有机成因方案如果不能同时解决好初次运移问题, 终将是功亏一篑。初次运移却又正是有机成因研究中的薄弱环节, 以致常常成为无机学派攻击的把柄。近年来, 随着晚期生油主张的确立, 如何建立与之适应的初次运移理论越发受到人们的关注, 因而在这方面的讨论是相当活跃的。问题主要涉及初次运移的因素, 初次运移中油气的相态, 以及初次运移发生的时间等。

一、引起初次运移的因素

1. 压实作用

引起流体从母岩向储集岩运移的主要原因就是压实作用。压实是上覆沉积负荷不断增加所造成的。砂质沉积由于质点坚硬，在压实过程中主要表现为颗粒的再排列，所以压缩性小，并且体积的压缩很快就趋于稳定。这可从孔隙率的变化上得到反映（图7—2）。贮存在砂岩孔隙中的流体一般只承担负荷压力的较少一部分，通常接近于静水压力。泥质沉积具有可塑性，在压实过程中除颗粒再排列外，还伴有颗粒本身的变形，所以压缩性大，并且压实持续时间久。贮存在泥岩孔隙中的流体在压缩时要承担负荷压力中较大一部分，即除静水压力外还分担部分静岩压力，所以流体压力通常大于静水压力。这样，在瞬间压力差的作用下，将迫使流体从泥岩沿压力梯度降落方向流入相邻的砂岩，以取得压力均衡。

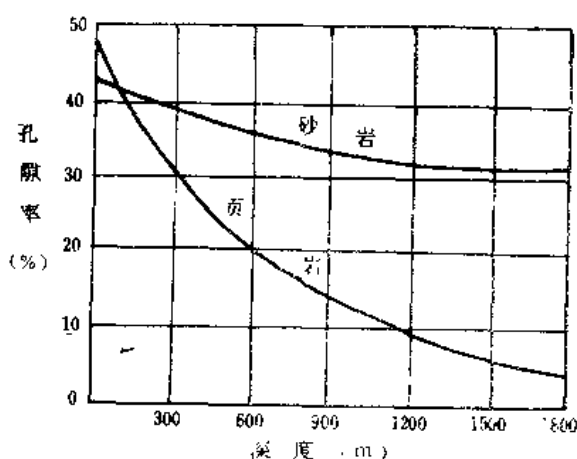


图 7—2 砂岩和页岩孔隙率随深度的变化
(据 Athy, 1930)

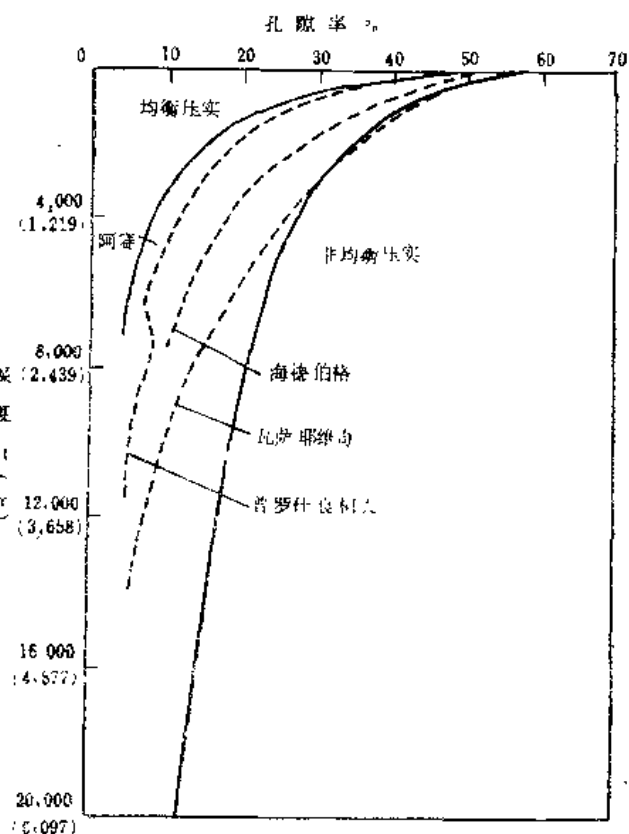


图 7—3 俄克拉荷马 (Athy, 1930)、委内瑞拉 (Hedberg, 1936)、湾岸地区 (Dickinson, 1953) 等处页岩孔隙度—深度关系图

阿塞的曲线据古生代页岩绘制，可代表均衡压实，史更生的曲线据第三系泥岩绘制，可代表非均衡压实

泥岩的排水效率随深度的增加而降低。在均衡压实的情况下，一般在1000m以内为主要排水阶段，至1500m速率明显减缓，再至2000m渐趋于稳定。按照晚期成油说，石油大量生成的门限温度至少要50~60℃，这在通常温梯下约相当1500m。显然，主要生油时期越了主要排水时期。因此，靠均衡压实只能排除少许早期生成的烃和未成熟的石油产物

质。

查普曼 (Chapman, 1972) 首先指出, 石油大量生成与流体大量排出在时间上的矛盾可以通过泥岩的非均衡压实作用得到调节。如所周知, 均衡压实作用一方面需要负荷压力, 另一方面还需要相应的流体排出; 这样才能使流体压力与静水压力取得平衡。但是对于较厚的泥岩而言 (查普曼认为应大于 60m), 由于传导能力的限制, 以致在负荷压力下内部的流体不能及时排出, 于是产生了异常高压。这时, 泥岩保持了偏高的孔隙率, 呈现为欠压实状态, 或非均衡压实状态。异常高压可以维持相当长的地质时间, 直到释放至静水压力水平。

非均衡压实对初次运移的影响, 在于使流体的排出受到不同程度的延缓, 这取决于水力传导能力的好坏和超压的增长速率。如果流体的排出正好被推迟到主要生油时期, 则将对初次运移起积极作用。就图 7—3 看, 当均衡压实时 (最下的曲线), 于 1500m 深处只有 6% 的孔隙率, 而非均衡压实时 (最上的曲线), 则仍保有 25% 的孔隙率。这意味着后者仍有相当数量的可做为运移载体的水。迟缓排出的附加效果是使更多的水较长时间处于高温高压下, 这将有利于油在水中的溶解。如果水力传导能力极低, 致使流体的排出迟缓得近于停滞状态时, 则对初次运移只能起消极的阻碍作用。在地质进程中, 异常高压迟早要通过各种途径的漏失而释放掉。所以就目前所知, 异常高压现象主要出现在第三纪沉积盆地, 尽管古生代盆地中也有所发现。

因压实作用面排出的流体, 其方向既有向上的也有向下的, 同时还有向旁侧盆地边缘的。其分配取决于压力布局。真柄钦次和查普曼在这方面都有专门论述, 需要深入了解时可查阅他们的著作。

2. 热力作用

随着深度的增加, 泥岩将遇到逐渐升高的温度。泥岩中的流体受热膨胀, 体积增大, 而矿物颗粒受热膨胀, 则产生更大的孔隙空间。不过, 它们的膨胀系数是不同的。据布瑞德莱 (Bradley) 的资料, 在增温时水和盐水的体积增长分别为颗粒孔隙容积增长的 40 倍和 80 倍; 油和气更高, 分别为 200 倍和 800 倍。据保守些的数字, 石英的热膨胀为水的 1/15 (据 Skinner, 1966), 此可做为粘土热膨胀 (不易测得) 的近似值。即使这样, 如果水对岩石颗粒的体积比大于 1:15, 相当于孔隙率为 6%, 那么水的膨胀就可超过颗粒的膨胀。

纯水在地面的比容为 1, 当其埋藏到 5000m 深处时, 按温梯为 25℃/km 计, 则比容将增至 1.05 (图 7—4), 也就是说体积要增长 5%。实际上, 由于地下水常是含盐的, 并伴有油气, 况且地温梯度也常大于列举数值, 所以体积的增长远不止此数。这部分由热膨胀而多出的孔隙流体在水力传导条件好时必将及时向外排出; 在水力传导条件不好时, 则将转化为异常高压, 推迟排出。

伴随温度的升高, 泥岩中的有机质将降解出液态和气态产物。这一过程本身就是引起流体体积或压力增加的因素, 从而产生排出的潜势。按照蒙培尔 (Mompert, 1978) 的估计, 有机质转化出的液态物质占达原始有机质体积的 25% 气态烃的体积远远大于此数。这些产物尤其气体具有很大的热膨胀系数, 在温度进一步增加时将继续发生体积或压力的增长。斯纳尔斯基 (А. Н. Снарский, 1970) 认为这种压力一旦超过岩石机械阻抗便可形成微裂缝。这时, 流体将循之逸出, 直到压力减小到使微裂缝重新闭合。通过微裂缝这样反复张合, 烃类就不断从其生出的地方析出。蒂索曾用实验证实了微裂缝发生的可能性。这种机制

对碳酸岩生油岩可能更有意义。

温度的升高从许多方面促进初次运移。除前面提到的外,温度有助于解吸烃类被吸附,有助于降低流体粘度,有助于降低油水界面张力,在主要生油深度范围内还有助于气烃的溶解,以及有助于烃在水中的溶解。

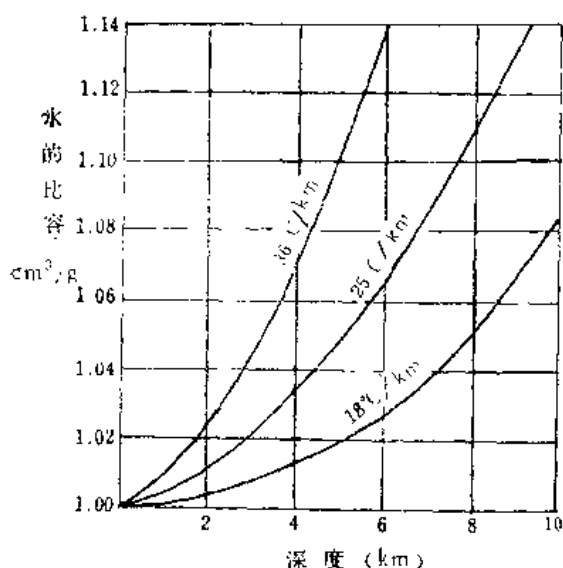


图 7—4 在三种地温梯度下,正常
压力带水的比容-深度关系图
(据 真柄钦次, 1974)

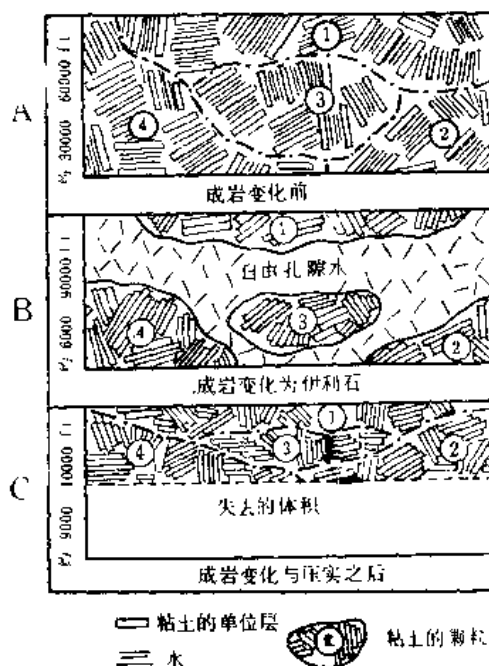


图 7—5 蒙脱石成岩脱水变化示意图
(据 M.C. Powers, 1967)
图中 1ft = 0.3048m

3. 粘土脱水作用

为了解决泥岩早期排水与石油晚期生成的矛盾,粘土的脱水作用曾一度受到很高的评价。

随着埋藏的加深,泥岩不仅发生机械的压实,并且其粘土矿物还要发生成岩变化。关于粘土的成岩作用,粘土矿物学家尚有许多争论。但粘土的脱水似乎是公认的事实。

泥岩中常见的粘土矿物主要为蒙脱石、伊利石和高岭石。海相条件下,大多以蒙脱石和伊利石占优势。泥岩中的粘土矿物颗粒由若干粘土单层的层组(结晶)所组成,我们可借用鲍尔斯(M. C. Powers)的粘土成岩变化示意图(图7—5)看到这种情况。对于非膨润性粘土,如伊利石和高岭石,吸附水可以存在于各层组或颗粒之间,对于膨润性粘土的蒙脱石,吸附水不仅存在于层组或颗粒之间,而且还可存在于单层之间,单层的数目比颗粒和层组的数目大得多,所以蒙脱石所吸附的水量也大得多,其中主要是层间水。据沃纳(Warner, 1964)计算,蒙脱石、伊利石和高岭石的比面分别为800、90和15m²/g,而蒙脱石的内表面积远大于外表面积,它们的比面分别为700和100m²/g。这就决定了蒙脱石向伊利石的转化为一脱水过程。

对于粘土成岩脱水阶段的划分存在一些原则性分歧,好在都承认在埋藏晚期还有机会形成脱水高潮。这正是探讨初次运移中所关心的。

据佩里和豪尔(Perry and Hower, 1972)对湾岸地区浅层粘土研究,从未见到单纯的蒙脱石相,蒙脱石总是和伊利石成不同比例的混合层,通常占70%以上。他们将脱水分

做四段（图7—6）：第Ⅰ阶段属早期脱水，由于压实使粘土脱出大部分孔隙水以及多于二层的层间水；第二阶段由于温度增加，蒙脱石发生无序崩解（所生成的伊利石以无序方式散布于互层中），伴有一次脱水高潮；第Ⅲ阶段为有序崩解，又有一次脱水高潮；第Ⅳ阶段为剩余蒙脱石的有序崩解，直至全部成为伊利石，但是其速度是极其缓慢的，实际上已接近于停滞。晚期二次高速脱水出现在2000m左右，可延至5000m或更深，依地温梯度而定。

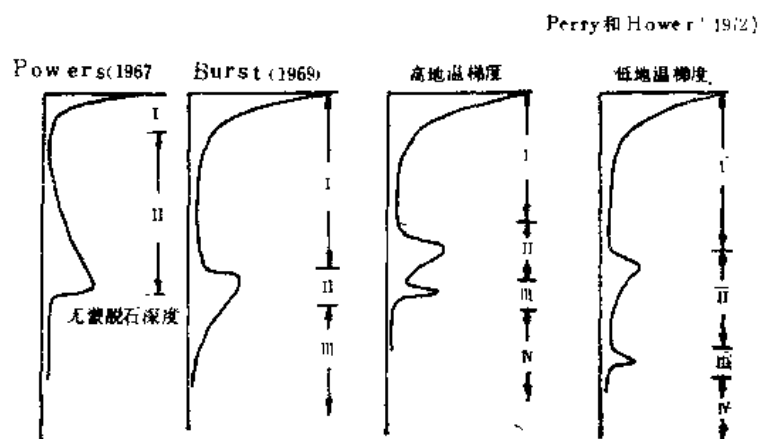


图 7—6 粘土成岩脱水的阶段划分

（据 Perry and Hower, 1972）

假若浅处蒙脱石含量占混合层的75%，经晚期脱水后仍有20%残留，那么整个成岩转化中将有55%的蒙脱石释放出层间水。如果某沉积物含有80%的粘土级（ $<5\mu\text{m}$ ）矿物，其中75%为混合层，又知蒙脱石含有二层层间水时水的重量约占其20%（据蛭石的研究），它们将在晚期全部脱出；这样，沉积物脱出的层间水总量应为： $1 \times 80\% \times 75\% \times 55\% \times 20\%$ ，即为沉积物原重量（除去孔隙水）的6.6%。以岩石的密度为 $2.5\text{g}/\text{cm}^3$ 计，释放出的层间水量为： $6.6\% \times 2.5$ ，即为沉积物原始体积的15.5%。

总之，在埋藏的晚期由于粘土矿物的成岩转化，将有占被压实沉积物体积10~15%（据J. F. Burst）的水从层间释放到孔隙空间成为自由水。它们在负荷压力下势必要向外排出。

粘土晚期脱水的临界温度各地有所差异，这大概是由于粘土的成岩除温度外尚有其它因素，如压力、时间、离子交换、孔隙水成分等介入的缘故。亨特认为 $80\sim 120^\circ\text{C}$ 可适合于大多数地区。伯斯特的概括为 $90\sim 110^\circ\text{C}$ 。这样看来，脱水与成烃高峰时期是能呼应的。晚期脱水对初次运移的重要性也正在于在关键时刻提供了运载工具——孔隙水。当然，水的排出仍主要靠压实。

层间水的排出还有如下好处：（1）这种再生的孔隙水矿化度低，具有较高溶解烃能力（Карцев, 1971）；（2）层间水脱出后颗粒体积减小，改善了孔渗性能，便于流体排出（Cordell, 1972）；（3）蒙脱石转化为伊利石减少了对有机质的吸附能力（Grim, 1953）。

鲍尔和伯斯特分别提出层间水的密度为 1.4 和 $1.5\text{g}/\text{cm}^3$ ，比孔隙中的自由水大，因而脱出后必将发生体积膨胀。如果确是如此，就有可能助长异常高压，并直接促进运移。但

是, 由于有关层间水的高密度值大多是计算得来而非直接实测, 所以其可靠性受到马廷等人的怀疑; 而认为可靠的密度值却小于 1g/cm^3 。最近亨特 (1979) 也表示, 以往文献中所提粘土脱水引起异常高压的说法都是错误的。

综上所述, 粘土脱水有可能为初次运移提供有利因素, 但未必是主要的, 更不是唯一的。地跨美加两国的威利斯頓含油盆地几乎不含有蒙脱石 (Dow, 1974), 日本上第三系生油岩也没有足以形成补充水源的蒙脱石—伊利石转化 (田口雄一, 1975)。对于粘土矿物很少的碳酸质生油岩也遇到类似情况。这样, 就使得粘土脱水的意义更加局限了。

更致命性的争议是, 有人认为伊利石与蒙脱石比例随深度的变化是沉积环境的不同而不是成岩变化的结果。厄尔德曼 (Erdman, 1977) 最近声称他对北海第三系粘土的研究可以证明这种看法。粘土矿物学家将就此做出如何结论, 只有拭目以待了。很可能两种情况都是存在的。

4. 其它

早在三、四十年代就有些人 (如McCoy) 企图通过实验证明毛细交替作用的存在。毛细交替是指砂岩中的水通过毛管作用替换出泥岩中的石油。可是正如索柯洛夫指出的, 实验所用的饱含石油的泥岩在自然界很难出现, 因为油珠既难通过毛管喉道, 更难达到饱和程度。再者, 交替现象可能不只是由于毛管作用, 比如由于粘土对水比对油的吸附力强, 也可将油驱出。

胶结和沉淀可使孔隙度减小, 从而迫使石油排出。但是泥岩渗透率很低, 难以得到外界溶液的补充, 所以意义也是有限的。

扩散作用只要有浓度差就能发生。扩散作用对气体尚有一定意义, 但对石油而言则是完全可以忽略不计的。

构造运动所产生的动压力肯定会影响到沉积物的原有压力结构, 进而影响到运移, 但这方面的研究太少了, 更难予以定量。

渗析作用不仅有争议, 即使有也是微弱的。

概括说引起石油初次运移的因素可能很多, 但以压实作用最为重要, 而当埋藏到较大的深度时, 湿度可能成为另一重要因素。至于其它, 一般只有局限或局部意义。

二、石油初次运移的相态

石油在初次运移过程中呈现什么相态, 一直是含混不清的, 各家众说纷纭意见不一。看来, 最终的趋势将是由互相争论走向互相补充, 当前的主要争论是水溶说与连续油相说。

1. 油相

在压实的晚期, 泥岩孔隙中所剩下的自由水已经不多了, 而且大部分呈现为结构水。所谓结构水是指粘土矿物表面的水分子其氢端与矿物相结合, 构成规则排列的水 (图7-7)。结构水在矿物表面1nm以内, 其粘度显著增加, 显示近乎固体的性状。在上述情况下, 孔隙中很少有能流动的水可资利用。而此时的石油则有可能达到使其流动的临界饱和度, 于是在压力作用下可呈连续油相排出母岩。生油期间所生成的 CO_2 溶解到油里还可以降低油的粘度, 增强其流动性 (Monpen, 1978)。油的临界饱和度在砂岩中是20%左右, 在泥岩中据迪凯 (Dickey, 1975) 估计, 可能降到10%以内, 这是因为泥岩可以部分地亲油。

现已知道, 在富含有机质的泥岩中, 油和有机质可以占据很大部分的孔隙空间, 并且蒙盖着大部分的矿物表面, 沿层面尤其如此。因而, 使泥岩具有很大亲油性。美国云塔盆地

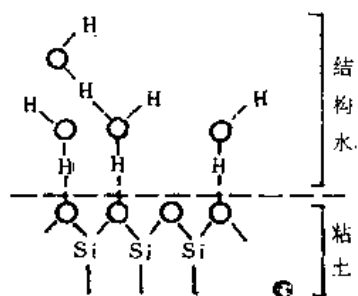


图 7—7 结构水的水分子分布

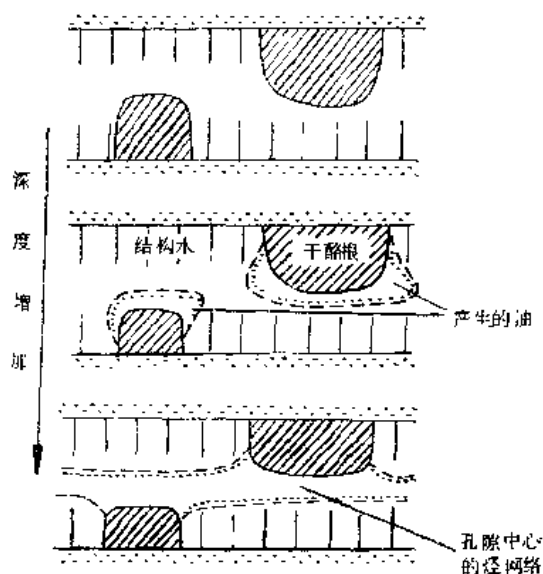


图 7—8 孔隙中心烃网络的形成

(据 Barker, 1979)

Altamount—Bluebell油田的湖相页岩就是典型例子, 在该页岩中水反而可能是不连续相 (Meissner, 1958)。据经验估计, 孔隙完全油湿时所需要的最低有机质含量为 30% (Byramjce, 1967)。在这样的条件下, 油可以像水从水湿岩石排出那样从页岩中挤出。

或者, 像巴克 (1979) 提出的那样, 石油在结构水最弱的孔隙中心形成烃的网络 (图 7—8), 然后再在流体热胀和油气生成所造成的压力下挤出孔隙。看来, 这种机制并不需要使油达到临界饱和度。

但是, 事情并不这样简单。我们还得考虑不利方面。其一、母岩中的石油要成为连续油相必须经过由分散到集中的过程。当油珠通过细小的毛细孔道时将遇到很大的阻力, 如图 7—10 所示, 在油珠开始挤入孔隙喉道时, 向下的毛细压力大于向上的毛细压力, 其差值为 $2\sigma\cos\theta (1/r_t - 1/r_p)$ 。只有得到克服这一差值的外力才能使油珠通过喉道。这种外力可以是浮力, 也可以是各种原因造成的水压力。然而, 无论如何喉道越窄阻力必然也越大, 因而逾越也就更加困难。其二、成油深度上的泥质岩石其孔隙直径大多小于 5μm (图

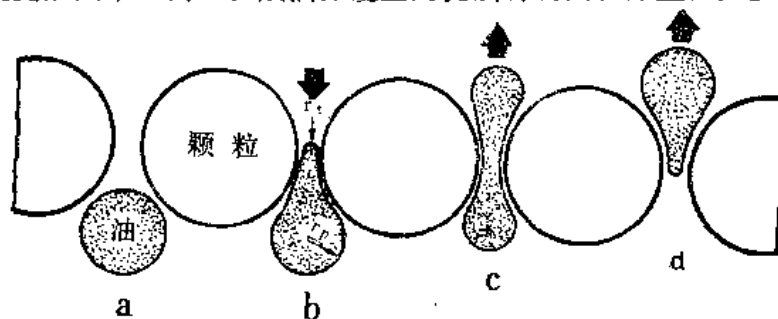


图 7—9 油珠在亲水颗粒间运移示意图

r_t 为喉道半径, r_p 为孔隙半径

(据 Berg, 1975)

7—10), 而油珠的直径据韦尔特(Welte)估计应在 $1\sim 100\mu\text{m}$ 之间, 即 $1\sim 10^4\text{nm}$ 之间。所以微小的孔隙很难允许油珠通过。其三、油相的出现还有个解脱吸附的问题。菲利比(1974)

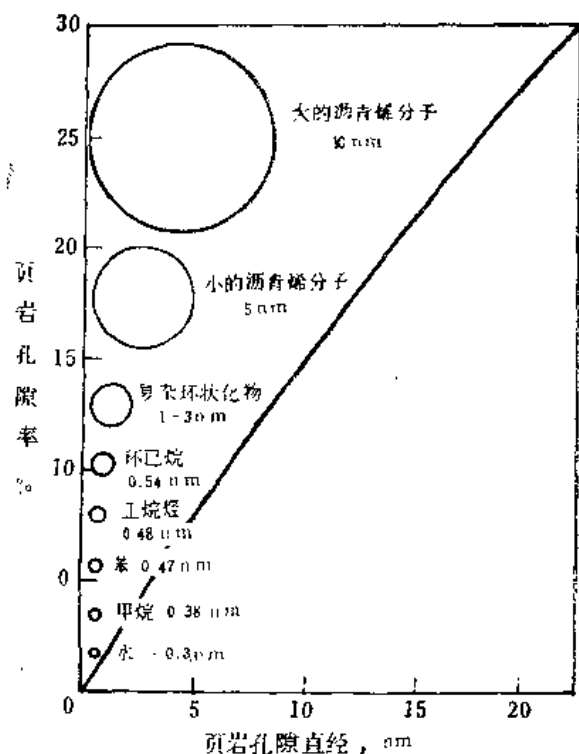


图 7—10 页岩孔隙率与孔隙直径的关系

(据 Wette, 1972修改)

$1\text{nm} = 10^{-9}\text{m} = 10^{-6}\mu\text{m} = 10\text{\AA}$ 石油中的烃分子一般 $<2\text{nm}$

指出, 只有在成油晚期形成的石油达到了一定数量之后, 比如绝对含量700ppm, 才能解脱有机质的吸附成为单独的油相。蒙培尔提出, 大规模的油相运移只有当有机质产生了850ppm的可抽提物时才能开始。最后, 石油在孔隙中要达到20~30%的临界饱和度, 则必须母岩体积的7.5%为有机质并转化为石油 (McAuliffe, 1970), 这实际上是难于达到的。

所以, 呈油相运移虽然可能是重要的相态之一, 但也并不是可以无条件进行的。根据真柄钦次的分析, 中等压实程度最适于油相运移; 而压实的初期, 油的相对渗透率低, 不利于油相运移; 压实的晚期泥岩绝对渗透率低, 也不利于油相运移。

值得注意的是, 有越来越多的人相信石油可以通过微裂缝而以油相运移。前曾述及, 泥岩可因流体热膨胀所产生的压力而形成微裂缝, 它比孔

隙通道要宽大得多。这样, 就把油相运移延伸到更大的深度。

再一值得注意的动向是: 有些人提出母岩中的残余有机物可以做为石油运移的介质。这些有机质在水湿页岩中形成憎水的连续网络, 而由有机质生出的石油就可以沿着这个有机网络运移出去, 与水的任何运动不发生关系。这有时被形象地称做烛芯假说。其实, 这一思想早在五十年代末就被希尔提出了。七十年代受到希考克、菲利普等人的支持。最近, 更受到麦考利夫(McAuliffe, 1978)的积极鼓吹。麦氏曾用扫描电镜观察去掉矿物质的有机质, 发现它们呈现为三维空间的连通网络, 而这样的网络可以存在于含有机质仅1~6%的页岩之中。网络在顺层方向的发育一般是相当完整的, 而在第三度空间上只有少数内部连接。含有机质0.5~1%的页岩已处于生油岩低限; 对于它们, 与其说是不能生油, 毋宁说是不足以形成三维连通网络。麦氏估算, 油在有机质中的饱和度达到2.5~10%时, 就能解脱吸附而发生流动。导致油流动的压力差可来自压实作用、油气生成作用以及流体热膨胀作用等。不过, 拥护溶解运移的普赖斯 (Price, 1976) 认为多数页岩中的有机质不足以形成干酪根的网络。

总的说来, 微裂缝和有机网络可以在一定程度上缓和油相运移时所遇到的阻碍, 从而为石油呈油相运移增添了新的希望。

2. 乳浊液

采油时的油田水常呈乳浊液，所以人们早就联想到把乳浊液也列为初次运移的相态。卡特米尔 (Cartmill, 1976) 指出：如果石油呈油相运移很难解释为什么在石油从母岩到储层的通路上没有残余油的污染痕迹。他推测，在高温下随着油水表面张力的接近，可能会出现各种油水混合的分散相。并且这时相间表面张力之低足以使流体通过细小的毛管。前曾提到，主要生油阶段泥质岩的孔隙大多小于5nm，而天然乳浊液中的油珠直径，据吉尔金松 (Jirgenson, 1962) 等人的资料为1~50nm。所以，如果孔隙太小乳浊液通过就越麻烦。在自然条件下，什么因素可以造成乳浊液也并不是很清楚的。这样看来，呈乳浊液运移的现实性是很值得怀疑的。

3. 胶体溶液

化学上把分散粒子直径 $<10^{-7}$ m的叫真溶液，把 $>10^{-7}$ m的叫乳浊液，而把介于其间的叫胶体溶液。胶体溶液的分散粒子不是单分子，而是分子聚合物，有别于真溶液。

石油在水中呈胶粒（亦译做胶束）状态运移最早是由贝克 (Baker, 1959) 提出的，随后又有一些人介入这一研究。七十年代受到科德尔的积极支持，并试图引伸到晚期的初次运移。

贝克认为皂胶粒对烃有增溶溶解作用。皂是有机酸盐。当皂分子达到一定浓度后就可在水中形成胶体聚合物，这就是胶粒。单个皂分子一端为较长的烃链或其他烃构型，另一端为官能团构成的表面活性极基。由于前者憎水，后者亲水，所以在水中以其极性端朝外面呈定向排列（图7—11）。由于胶粒内部是视油的，因而可以将中、低分子烃吸附并裹挟在胶粒之内随水一起运移。这样胶粒就提高了烃的视溶度，而胶粒化合物就被视做烃的增溶剂。据贝克的实验，皂浓度为0.05%时可在常温下运移5~10ppm的烃。依此类推，浓度为5%时则可运移500~1000ppm的烃。乌斯宾斯基 (Успенский) 也曾指出，水中只要有少量的皂，就可增溶溶解10~100倍的烃。实验表明，增溶的烃量与溶液中皂胶粒的浓度成正比。据信，生油岩中的一些极性化合物，如环烷酸、脂肪酸、脂醇和胺等，都可形成胶粒。卡尔采夫在地层水中分析出的皂浓度最高可达5g/l，相当5000ppm。

温度和压力对胶粒的形成和增溶溶解作用的影响研究得还不够。概括说，温度超过某一临界值时可使胶体溶液变为真溶液，如欲维持原状则需提高胶粒浓度。不过，某些种类的胶粒在低温范围内可以出现温度升高临界浓度反而有所下降的现象。另外，温度升高可能会降低胶粒对烃的吸附，从而降低增溶效果。压力增大可提高增溶溶解能力，但又不利于胶粒本身的形成。科德尔认为温度和压力无论如何也不会对皂胶粒运移造成严重影响。泥岩中常有的还原条件和碱性pH值，较低钙镁含量的重碳酸钠型水，以及适当的水的盐度，都有利皂胶粒的形成。

载有烃类的胶体溶液进入储层或进入圈闭，由于环境的变化可能引起胶粒的破裂，进而使烃解脱出来。导致胶粒破坏的因素被提到的有：皂的稀释，与高盐度和高含钙水的接触，pH的下降等。至于胶粒本身，则如吉尔金松等指出的，只要能将烃链解脱出来就可

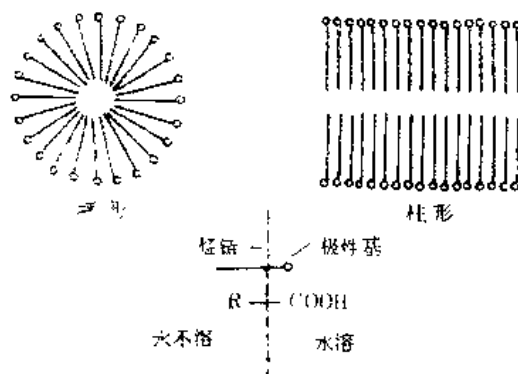


图 7—11 胶粒的结构
(据 Baker, 1959)

成为石油中高、中分子烃的来源，胶粒也可成为石油非烃组成的先体。

皂胶粒运移的机制从理论上似乎无需怀疑，但其在地下出现的现实性却受到许多人的指责。其中主要的有，首先，在200m深处泥岩孔隙直径为5~10nm，而球形胶粒的直径约为6.4nm，柱形胶粒的直径约为500nm。前者虽与泥岩孔径相近，但由于半渗透膜的作用也会阻止其通过。实验表明，渗透率小于 $987 \times 10^{-9} \mu\text{m}^2$ 的粉砂质泥岩，可以阻止皂溶液的穿过。看来在深处确实存在一定困难（柯德尔将此寄希望于微裂缝和蒙脱水引起的孔隙增大）。其次，形成胶粒所需要的皂量依温度而不同，约为600~6000ppm（Kennedy, 1963; Zhuze, 1971）以环烷酸钠为例，在25℃时须500ppm（Price, 1978），在90℃时须8300ppm以上。而地层水一般只含2~30ppm的有机增溶剂。另据特拉菲穆克（Трафимук, 1977）报导，苏联大部分地层水的有机酸含量平均为0.01g/l，而形成胶粒则需几g/l。

如是，能满足胶粒临界浓度的情况是少见的。麦考利夫（1979）认为，若生油岩含有1%的有机质，孔隙率为25%，含烃660ppm，那么必须要有18%的有机质全是胶粒才行；这在自然界是不可能的。其它，运载水和增溶的烃量似乎也都太少了。总括看来，呈胶粒运移即使有，恐怕也只有局限的意义。

1. 真溶液

在标准状况下（STP）甲烷的溶解度大约是25ppm。随着压力的增大，甲烷的溶解度迅速增加，如图7-13所示。甲烷在2500m深处的溶解度大约比在地表高100倍，6000m深处大约高300倍。日本开发的水溶性气田实际上就是蕴藏在承压水中的甲烷。乙烷在标准状况下的溶解度本来高于甲烷30%左右；在 $35 \times 10^5 \text{Pa}$ 下二者大致相等；在高压下乙烷溶解度反较甲烷低的多。就整个天然气在水中的溶解情况而言，曲线将分布在图中实线的偏左方向，具体取决于所含重烃的比例。呈溶解

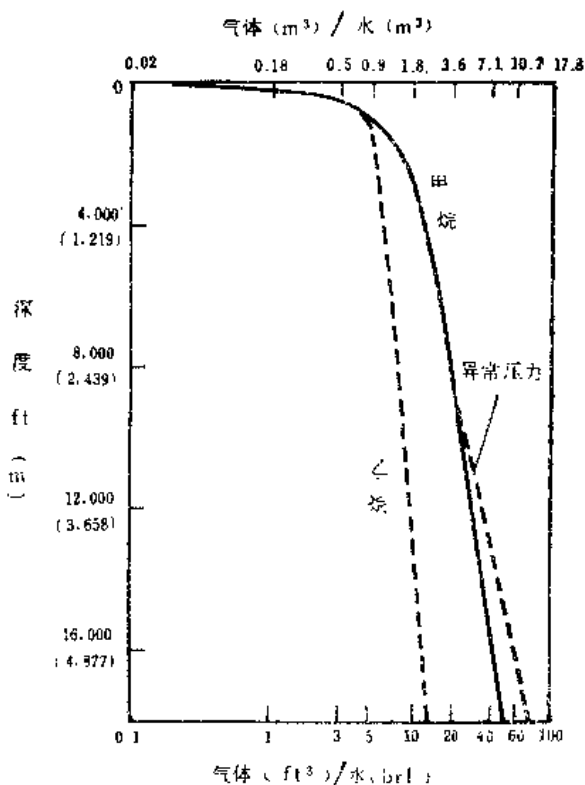


图 7—12 甲烷和乙烷在蒸馏水中的溶解度与深度关系

图中1ft = 0.3048m。
设温梯为2.7℃/100m

状态运移对天然气说是重要的方式之一，这是大家公认的。

至于石油能否以水溶状态运移，以往一直评价很低（尤其当早期生油说占优势的时候），因为油水基本上是不混溶的。近来的研究表明，不仅石油中的轻组分有不同程度的溶解性，在高温下重组分也有一定的可溶性。所以，人们又重新评价石油的溶解运移。

表7-2列举了主要石油烃在标准状况时的溶解度。概括说，不同族烃的溶解度是烷烃<环烷烃<芳香烃，同族烃中分子越小越易溶。烃类混合物的溶解度比单个烃的溶解度总和约低50%；这表明在溶液中烃类有彼此取代的趋势。

外界因素中以温度对液烃的溶解影响最大，而压力则几乎无影响。如果水中饱含以气

表 7-2 烃在水中的溶解度

名 称	溶 解 度 (g/10 ⁶ g)	名 称	溶 解 度 (g/10 ⁶ g)
甲 烷	24.4	正辛烷	0.66
乙 烷	60.4	2, 2, 4-三甲基戊烷	2.4
丙 烷	92.4	环戊烷	150
正丁烷	61.4	环己烷	55.0
异丁烷	18.9	甲基环戊烷	42.6
正戊烷	38.6	甲基环己烷	14.0
异戊烷	17.8	苯	1780
正己烷	9.6	甲苯	538
2-甲基戊烷	13.8	邻二甲苯	175
2, 2-甲基丁烷	18.4	乙苯	159
正庚烷	2.93	异丙苯	53
2, 4-二甲基戊烷	3.62		

(转引自 Hobson, 1975)

体, 将不同程度地降低对液烃的溶解性。据普赖斯 (1976) 的研究, 烃的水溶性随温度之上升起初是平缓增长, 而达到100℃时则急骤增长。据他推测, 这是由于分子聚合体在高温下被解体而成为真正分子溶液所致。另外, 也可能与水的集束结构有关, 后者在低温下很普遍, 在高温下将被破坏而解脱, 从而更多地溶解一些烃。图7-13是几种石油在温度增加时的溶解度曲线。其中1、5是全油, 2、3、4、6是拔顶原油, 相当于比重大于0.9的重油。由图可见, 当温度从25℃升高至180℃时, 石油的溶解度将增大20~80倍, 即达46.1~446ppm。在此增温范围内, 拔顶原油的溶解度增加25~90倍, 即达44.1~290ppm。可见, 温度, 特别是高温的影响是至为明显的。西蒙年柯 (Симошенко, 1974) 也观察到

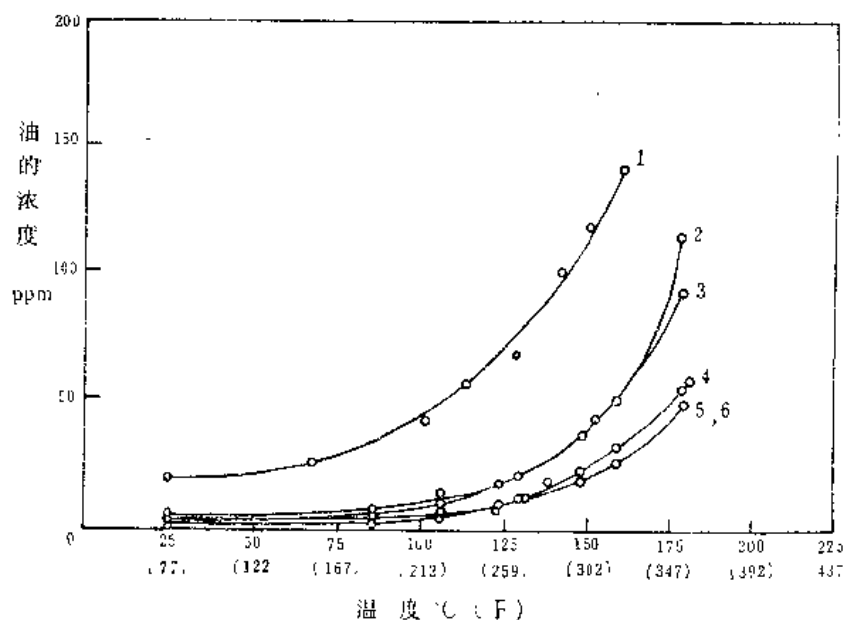


图 7-13 二种全石油 (1、5) 和四种拔顶石油 (6、3、2、4) 在水中溶解度随温度的变化

(据 Price, 1976)

拔顶温度为200℃

了类似的结果,即在80~150℃时石油组分的溶解度有一个明显的增长。不过,他认为这是由于水在超过100℃时失去极性而成为低极性溶剂,以致使水溶解了较多非极性化合物(如烃)的结果。

有机物质中的酸、酮、脂等,与其相应的烃类相比较,在水中有很好的可溶性,它们可以在储层和圈闭中发生向石油的转化。以三土知芳为代表的一些日本学者把此看做是石油初次运移的基本机制。这样可以绕过晚期排烃的种种困难。但这还仅只是个设想,更缺乏定量上的论证。迄今还没有发现含有丰富此类化合物的不成熟油藏。这些极性有机质不仅在生油岩中很少,而且由于可溶于水,故可能未及成烃或未及进入高温带就被驱逐出储层了。然而无论如何,至少对石油中的非烃运移或许是有价值的。

石油呈真溶液运移还必须解决如何脱溶的问题。据认为,被溶解到水溶液中的烃运移到储层后,可因温度、压力的降低和含盐度的增加等环境因素的变化而从溶液中解脱出来。

石油呈真溶液运移也有些困难之处。由上图可见,在100℃时石油在水中的溶解度不足50ppm,1350℃时不足100ppm,温度再高将超出石油生成的温度极限。由于地下水含盐、含气,以及多种烃的共溶,实际数值大概还要低些。柯德尔(1973)根据对湾岸地区西部石油储量与初次运移时泥岩中可流动的流体体积估计,提出烃的浓度必须远远大于100ppm才行。后来迪基(1975)认为由于压实晚期泥岩残留的孔隙水甚少,所以水流中的烃含量至少要10000ppm才行。这也就是说,一方面石油的溶解度偏低,另一方面做为溶媒的水量又太少,因而靠真溶液不足以携出大量的石油。再者,呈真溶液运移主要适合于石油的轻组分,可是石油中还含有大量中、高分子烃($>C_{10}$ 的烃占70~80%)。从化合物组合上看,当温度升高时N、S、O化合物和芳香烃的溶解度增长最快,这样运移出来的石油中它们的含量本应最多;但是世界上的石油却是以烷烃和环烷烃为主,而芳烃和N、S、O化合物则很少。

由上述可见,石油呈真溶液运移是可以肯定的一种方式。特别令人感兴趣的是,就温度方面说主要生成石油的时期也正是石油溶解度显著增高之刻。但是,在数量上呈溶解运移可能要受一定的局限。

5. 气体溶液

在特定的温度和压力条件下,液烃可以溶于气体之中。凝析气田的存在就是明证。意大利的Malossa凝析气田产层深6100m,压力 1050×10^5 Pa,温度153℃。据推测在这样条件下,直到 C_{13} 的液烃都可溶解在气体之中。

索柯洛夫(1963)等人的实验也表明,在大约二、三千米深处的温压下,有相当数量的液烃尤其烷烃和环烷烃可溶于 CO_2 、 CH_4 以及其它气体之中。在压力很大时,液烃混合物的逆蒸发临界温度要比其单个组分低得多。微裂缝是气相运移最好的通道。也许还是必不可少的条件。气体溶液的形成不仅需要一定的温度压力,而且还需要数十倍于液相的气体。因此,这只能出现于深处。

呈气体溶液运移难于解释的问题:如高分子烃和非烃是不易溶在气体之中的;气泡通过含水孔隙时要遇到毛细压力的障碍;油藏中并非总体有巨量气体的,除非是漏掉了。

6. 单分子扩散

扩散是分子本身自由运动的结果。它普遍出现于一切物质中。扩散分子不仅可以通过

气体；而且也可以通过液体乃至固体，不过速率慢得多了。扩散是浓度差引起的。扩散作用强度既与介质有关，又与扩散分子的活性有关。气烃中以分子量最小的甲烷扩散能力最强。随分子量加大，扩散能力减小。气体的扩散强度与渗透强度相比简直是微不足道的。至于液烃的扩散就无实际意义了。所以除了探讨气藏破坏或气体分散晕外，其它场合下很少涉及分子扩散。

综观前述，石油初次运移的相态不是一个孤立的问题，必须结合成油阶段、压实程度、水的丰度、增溶因素，以及温度压力等物理化学条件的变化通盘考虑。做为简要的概括，图7—14所示情况可供参考。

就当前的讨论形势看，似乎拥护连续油相运移者占据主流。然而，任何想把某一机制视为唯一和万能的，都将违背自然界的现实。不同机制依时间和条件的变化将是有机而谐调地发挥着作用，尽管有些细节还研究得不够。另外，石油是成分十分复杂的有机混合物，它的每一组成成分未必都要遵循统一的运移模式从母岩析出。

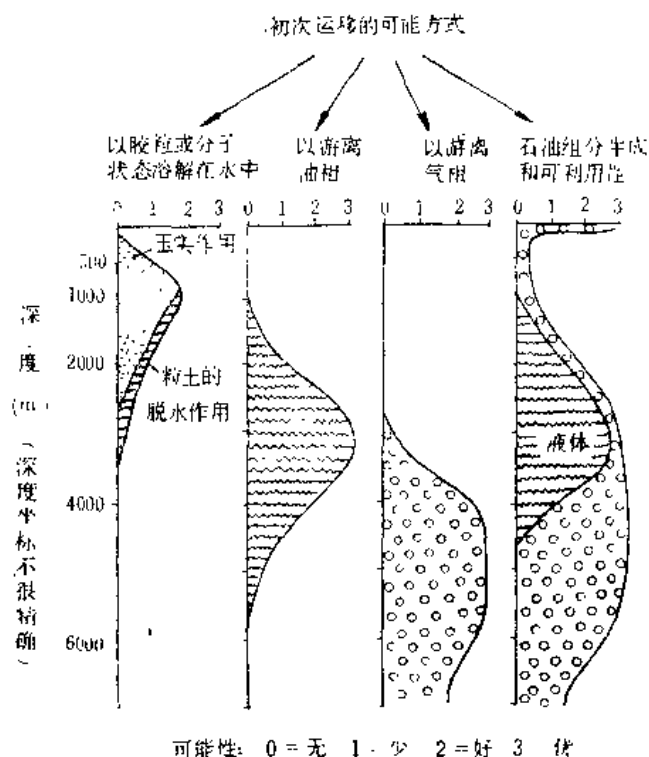


图 7—14 初次运移可能方式的综合图解
(据 Tissot and Welte, 1978)

三、与初次运移有关的若干问题

1. 初次运移出来的烃的数量和质量

据亨特等人的估算，储层中的烃量占不到母岩中烃量的百分之一。这就是说，如果考虑损失到其它地方的烃，那么经初次运移出来的烃量最多只占烃类生成总量的百分之几，不超过百分之十。可见，运移效率是十分低的。

石油从母岩析出前后，在质量上也有所变化。由于母岩中物质运移的相对速度不同，

将引起类似于混合物色层效应的分异现象。烷烃被有机质和矿物表面吸附的程度比芳烃弱,更比N、S、O化合物弱,因此将优先析出,故石油的化合物组成一般是饱和烃含量>芳香烃>N、S、O化合物。从图7-15可见,母岩抽提物中以含大量N、S、O化合物为特征,而石油则以含大量饱和烃和芳烃为特征。

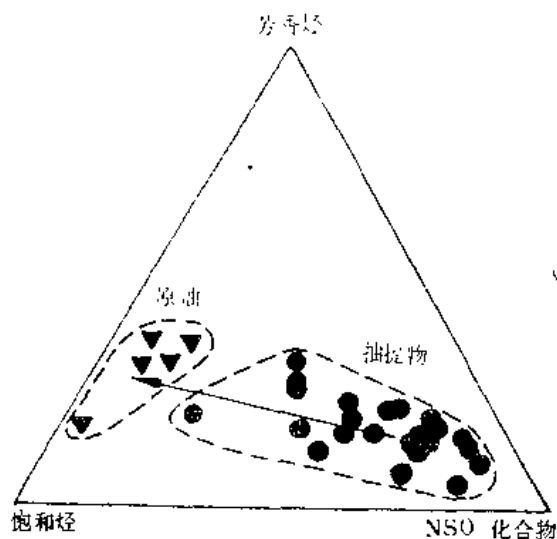


图 7-15 法国帕朗蒂盆地侏罗系原油与母岩抽提物的化合物组成
(引自 Barker, 1979)

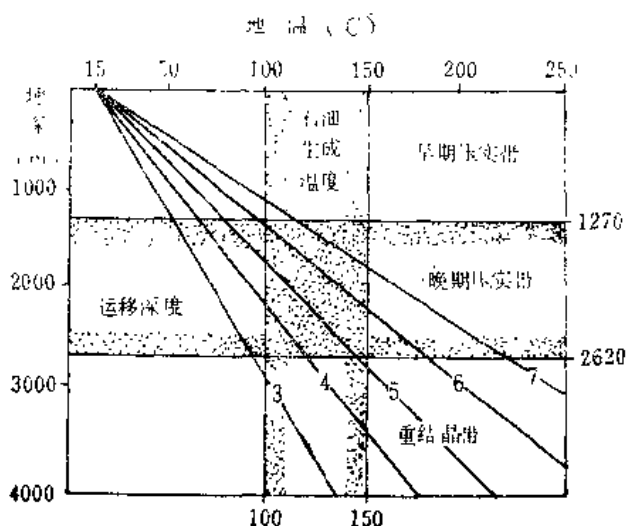


图 7-16 日本秋田 (Akita) 地区地温梯度对运移的影响
(据 青柳宏一等, 1980)

2. 压实的阶段性与流体排出

随着埋藏和压实,泥岩的密度变大,孔隙率(或含水量)减小。海德伯格(1930)首先按孔隙率将泥岩压实划分为:机械重排阶段——孔隙率90~75%;脱水阶段——75~35%;机械变形阶段——35~10%;重结晶阶段——<10%。随后陆续有许多人进行了类似的研究,并给予不同的划分和命名。他们或三分或四分,或用人工样品或用天然样品;然而孔隙率—深度关系曲线的基本趋势是相似的,即由浅至深表征为高速—缓慢—稳定变化。不久前井波和夫和星野一男(1977)按泥质沉积物物理状态将成岩过程划分为:粘性压实阶段孔隙率80~30%;塑性压实阶段30~10%;弹性压实阶段<10%。青柳宏一和浅川忠主张将上述三阶段易名为早期压实阶段、晚期压实阶段和重结晶阶段。早期压实阶段颗粒很少直接接触,沉积物呈粘性流动,主要成岩因素是压实下的颗粒重排,孔隙率80~30%,有大量水被逐出。晚期压实阶段颗粒接触加强,沉积物呈塑性固体特征,主要成岩因素为压实、硬化和矿物转化,孔隙率30~10%,有较少的孔隙水和层间水被逐出。重结晶阶段颗粒互相交代,自生矿物形成,孔隙受到充填,从而构成坚固格架,主要成岩因素是胶结和矿物转化,压实影响微弱,孔隙率<10%,所含水不易逐出,几乎长期被封存。

青柳和浅川认为,在早期压实阶段石油尚未成熟,而重结晶阶段石油难以排出,所以最重要的初次运移发生在晚期压实阶段。根据秋田(Akita)油田孔隙率—深度关系图推测,这个阶段约相当于1300~2600m。日本的中新世沉积石油生成温度约在100~150°C。据此,可绘如图7-16。由图可知,如果温梯为7°C/100m,则初次运移期间的地温为119~223°C,已超出油藏所要求的温度范围,所以形成大油藏的可能性低,但可形成气藏。如

果古温梯为 $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 则初次运移期间的温度为 $54\sim 93^{\circ}\text{C}$, 低于生油所需, 只能有生物甲烷气藏。如果古温梯为 $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 则初次运移的温度为 $80\sim 145^{\circ}\text{C}$, 这种情况下形成大油藏的可能性是很大的。

3. 砂岩的厚度和含量与初次运移

据美国7241个砂岩储层的统计, 可采储量与砂岩厚度的平方成正比 (Curtis等, 1960)。这表明砂岩与页岩的接触面积 (不是砂岩体积) 是控制储量的一个重要因素。接触面积越大, 页岩向砂岩的排流效率也越大。但就整个剖面而言, 并不能认为砂岩越多越厚越好, 也不能认为页岩越多越厚越好。剖面中生储层应有适当配合, 以保证有充足的油源供给和良好的排流能力。美国7241个储油砂岩的平均单层厚度约为 12m 。生油岩的理想厚度, 真柄钦次认为平均约为 30m 。泥岩单层厚度过大, 其中间部分的流体不易排出, 未必是良好征兆。真柄钦次根据一些统计资料的概括得出: 有利含油剖面中砂岩的含量百分数大致在 $20\sim 60\%$, 中值为 $30\sim 40\%$ 。

4. $C_{\text{烃}}/C_{\text{有机质}}$ 出现逆转的意义

如所周知 $C_{\text{烃}}/C_{\text{有机质}}$ 是代表有机质成烃转化程度的指标之一。这一比值应该随埋藏加深而增大。但是, 如果烃在某个深度间段内发生过初次运移, 那么, 该比值不是减少就是相对不变。图7—18是科德尔据菲利比资料改绘的。如图7—18所示, 洛杉矶盆地的初次运移开始于 $1188.72\sim 1828.8\text{m}$ 之间, 因为在此间段内比值出现了下降。发生过初次运移的间段

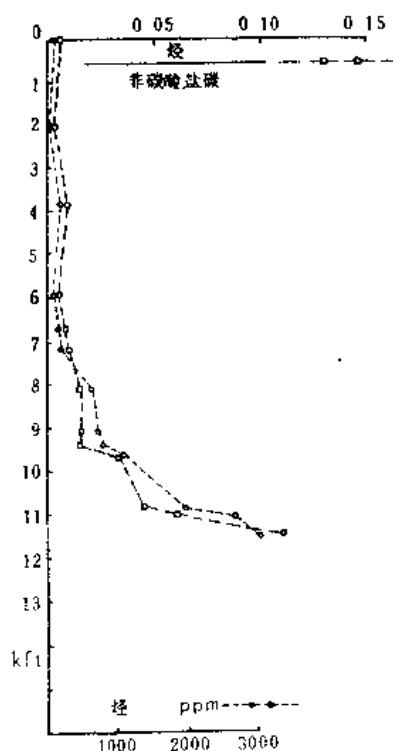


图 7—17 洛杉矶盆地烃含量和烃有机质的深度变化
图中 $1\text{kft} = 304.8\text{m}$
(据 Codell, 1972)
烃的沸点 $> 325^{\circ}\text{C}$

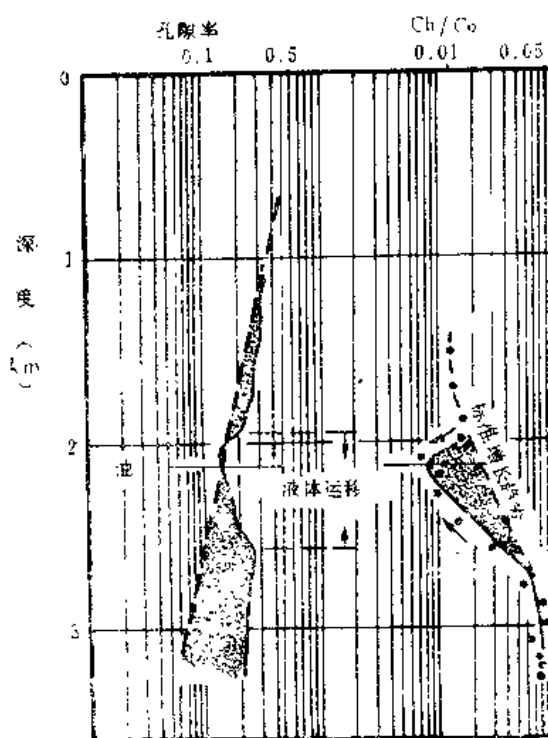


图 7—18 尼日利亚、尼日尔三角洲某钻井剖面中孔隙率和 Ch/Co 随深度的变化与初次运移的关系
(据 科迪, 1972)

继续埋藏到一定深度后,初次运移停止。洛杉矶盆地初次运移变得没有意义的深度为2895.6m。在此深度之下,烃的绝对和相对浓度都增长得很快。这表明烃在继续生成,但由于渗透率和自由水量的严重降低而被保留了下来。由此可见,利用这个比值可以判断初次运移开始和结束的深度。过去我们习惯于把这指标高当做可能生油岩的标志。可是,如果考虑到初次运移作用,那么,就不能这样看待了。而做这种考虑显然是十分必要的。 $C_{\text{烃}}/C_{\text{有机质}}$ 随深度加大而出现逆转时,表示发生了初次运移。如果地层流体压力梯度也同时显示出相应的异常,那就更证明了上述推断。图7—18为尼日利亚一口井的实例。

5. 有效排油厚度问题

由于厚层泥岩的中间部分是欠压实的,其所封存的烃未及排出,所以产生了生油岩有效厚度问题。有些研究者认为巨厚的生油岩只有顶底各二、三十米才是有效的。这是有一定道理的。然而,异常高压是迟早要释放掉的,被封在泥岩中部的流体是否一直保持最高压状态而未经任何释放,也就是说其中流体是否一直就原封未动而没有任何排出呢?这一问题已经提到讨论日程了。

第三节 二次运移

如果说初次运移与石油生成密切相关,那么二次运移则与石油的聚集(即油藏的形成)密切相关。因此,了解石油二次运移和聚集对于指导找油有直接意义。

二次运移是初次运移的接续。但二次运移的传导层主要是颗粒较粗的砂岩。这里孔隙的直径相对较大,又常有降水的不断补给,因而运移条件比初次运移要相对简单些。

一、二次运移的阻力

石油在二次运移中最主要最普遍的阻力就是毛管压力。毛管压力是水润湿系统中(储集层孔隙大多为水润湿系统)毛管油气界面上所产生的指向石油方向的压力(图7—19),其公式为:

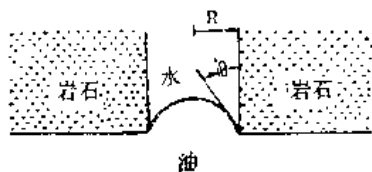


图 7—19 二次运移中的阻力
(据 Purcell, 1949)

$$P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{r_c}$$

式中 σ 为油水界面能力(10^3N/m); θ 为可湿性,用界面与管壁间夹角表之(度); r_c 为孔喉半径(cm); P_c 为毛管压力(10^3N/m^2)。

由公式可见,三个变量的任何变化都会改变毛管压力,改变对二次运移的阻力。

排替压力(P_d)是指要使一种非润湿性流体(如水润湿系统中的油、气)挤入润湿流体所饱和的毛管中所需要的最小毛管压力。简单说就是石油排出毛管中水所需要的力。只有排替压力大于毛管压力时油才能挤入水所占据的孔道。在毛细管中,排替压力与毛管压力相等。排替压力的大小决定了盖层及其遮挡因素对油气的封闭能力。

岩石的孔隙形态和结构是十分复杂的,并非直筒状的。当石油从大孔隙进入小孔隙,或者穿越孔隙喉道时,将在油体两端形成毛管压差(ΔP_c),公式如下:

$$\Delta P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{r_c} - \frac{2\sigma \cos \theta}{r_p} = 2\sigma \cos \theta \left(\frac{1}{r_c} - \frac{1}{r_p} \right)$$

式中 r_c 为小孔隙或孔喉半径, r_p 为大孔隙半径。孔径越小, 石油挤入所需的排替压力也越大; 而界面张力越小和界面弯曲程度越小, 则排替压力也越小。油水界面张力一般为 $5 \sim 35 \times 10^{-3} \text{N/m}$, 气水界面张力范围较窄, 一般为 $20 \sim 30 \times 10^{-3} \text{N/m}$ 。 θ 角介于 $0 \sim 90^\circ$, $> 90^\circ$ 转为油湿。

二、二次运移的驱动力

1. 浮力

浮力是二次运移中的主要驱动力。物理学上对浮力的定义为物体所排开液体的重量。石油地质学中所谓的浮力习惯上是指油气重量与同体积水重量之差。

油气水的密度范围分别是 $0.71 \sim 1$, 0.00073 (甲烷) ~ 0.5 (高压混合气) 和 $1 \sim 1.2 \text{g/cm}^3$ 。即然油气水之间存在着比重差异, 因而在重力场中油气总有在水中升浮的趋势。浮力的大小与流体的密度差有关, 同时还与油(气)柱的高度有关。所以, 油水间的浮力实际上就是同高度油柱压力与水柱压力之差(图 7—20)。油水间的浮力梯度通常在 230g/cm^3 左右, 气水浮力梯度约为其 $2 \sim 5$ 倍, 所以气体有更大的浮力。

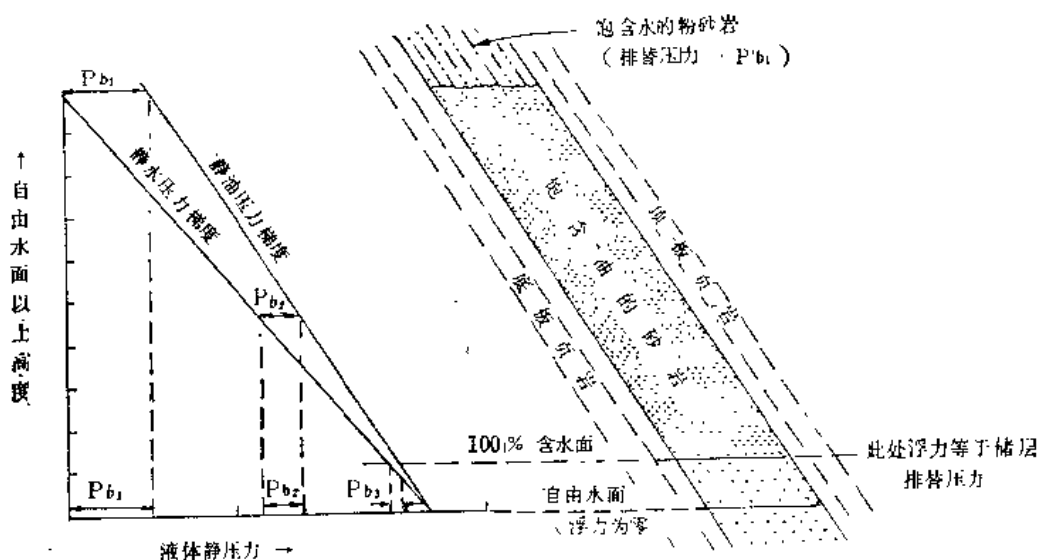


图 7—20 静水条件下石油的浮力

(据 Smith, 1960)

浮力的大小可表达为:

$$F = Z (\rho_w - \rho_o) g$$

式中 F 为单位面积上的浮力, Z 为连续油相的高度, ρ_w 、 ρ_o 分别为水和油的密度, g 为重力加速度。

假如储层中连续的油层厚度为 1cm , 水的比重为 1.03 , 石油的比重为 0.83 , 则单位面积上的浮力 $F = 1 \times 0.2 \text{g/cm}^2 = 0.0002 \times 10^5 \text{Pa}$ 。如果油层厚 1m , 则浮力为 $0.02 \times 10^5 \text{Pa}$ 。因此, 油层要有一定的连续厚度才能克服毛管压力而浮起。这在实验上也曾得到了证明。

当地层倾斜时, 浮力将分解成垂直层面和平行层面的两个分力, 后者将推动石油沿地层上倾方向运移。

据计算如果连续油相的厚度为1m, 长度为500m, 地层倾角为30°, 则上浮力约 $5.6 \times 10^5 \text{Pa}$; 若地层倾角为1°, 则上浮力约 $0.17 \times 10^5 \text{Pa}$ 。如果地层畅通; 那么, 估计地层只要有1~2 m/km的倾斜, 石油即可上浮。实际上世界有些大油田的地层倾角很平缓, 只有几度, 甚至不足1°。不过, 地层过于平缓的话, 浮力有可能被摩擦力所抵消。

伯格 (Berg, 1975) 提出下式用以确定石油上浮的临界油柱高度 (Z_o):

$$Z_o = 2\sigma \left(\frac{1}{r_c} - \frac{1}{r_p} \right) / (\rho_w - \rho_o) g$$

油柱的实际高度 (或油层厚度) 超过 Z_o 时, 石油可以上浮; 否则不能上浮。据计算, 在通常条件下细粒砂岩中油柱高需要3m, 中—粗砂岩中需要0.3m。伯格的公式也被用来计算毛管压力封闭时所允许的油藏高度。

由储层底部进入的石油, 有些因受毛管压力所阻, 停留在底界面上。当油积累到一定厚度足以克服毛管压力时则上升到储层顶面, 这个积累过程当然需要浮力以外的外力。如果储层发生倾斜, 则石油积累到临界长度时便可靠着沿上倾方向的浮力分力克服阻力前进。自然条件下整个过程是交织进行的。

从页岩运移出来的油粒有些可能渺小到足以在砂岩孔隙中自由流动。只有当凝聚变大时才受到更大的阻力。卡特麦尔和迪基 (1970) 的实验表明: 含油20~40ppm, 粒径为0.5~1.5 μm 的石油, 可以自由地穿过52.311 μm^2 的砂岩。曾对西伯利亚含油气区的非产层砂岩进行过调查, 发现在构造顶部含烃0.08%, 翼部含烃为其一半。据认为这些石油是不连续相, 以致未能有效地运移和集中。

2. 水动力

二次运移是在充水的渗透层中进行的。储层砂岩中的水包括沉积时的残留水, 由泥岩挤入的水, 以及由地表渗入的降水。

当含水层的供水区与泄水区之间存在高差时, 水将沿位能下降方向发生移动, 于是便产生了水动力。

以前曾谈到, 水在多孔介质中的渗流遵循达西定律, 即

$$\frac{Q}{F \cdot t} = K \frac{P_2 - P_1}{L \cdot \mu}$$

式中 $Q/F \cdot t$ 的含意是单位时间内通过单位面积的流量, 称做水流速, 用 V 表之; $(P_2 - P_1)/L$ 代表沿水流方向单位距离内的压力降落, 称做水压梯度, 可用 dP/dL 表之。这样上式可写成:

$$V = \frac{K}{\mu} \cdot \frac{dP}{dL}$$

由公式可知, 水流速是该层渗透率和水压梯度的函数。自然界地层水的流速变化很大, 由近于停滞直到每年上百米。

呈溶解相的油气在水动力作用下可随水一起运移。呈游离相的油气在水动力作用下可被推动前进。推动油气前进的水动力值等于连片油气两端的水压差。假设连续油柱的长度为 L , 其截面积为单位面积; 则推动石油顺流前进的水动力 P 可表如下式:

$$P = L \frac{dP}{dL} \text{ 或 } l \frac{dp}{dl}$$

由公式可知, 水压梯度越大, 则水动力作用越大; 油柱长度越大, 水动力作用也越大。

浮力的作用无需水的流动, 可是水的流动却要对浮力作用发生影响。与静水压力下的浮力 (P_{bs}) 相比, 下倾流动时对浮力起消弱作用 (P_{bv}), 上倾流动时对浮力起加强作用 (P_{bv})。其数量关系如图7—21所示。在石油的流动方向上, 当水上倾流动时与浮力方向一致, 石油向上倾流动; 当水下倾流动时与浮力方向相反, 石油或上倾流动 (浮力 > 水动力, 即 $F_1 > l \frac{d\phi}{dl}$) 或下倾流动 (浮力 < 水动力, 即 $F_1 < l \frac{d\phi}{dl}$)。

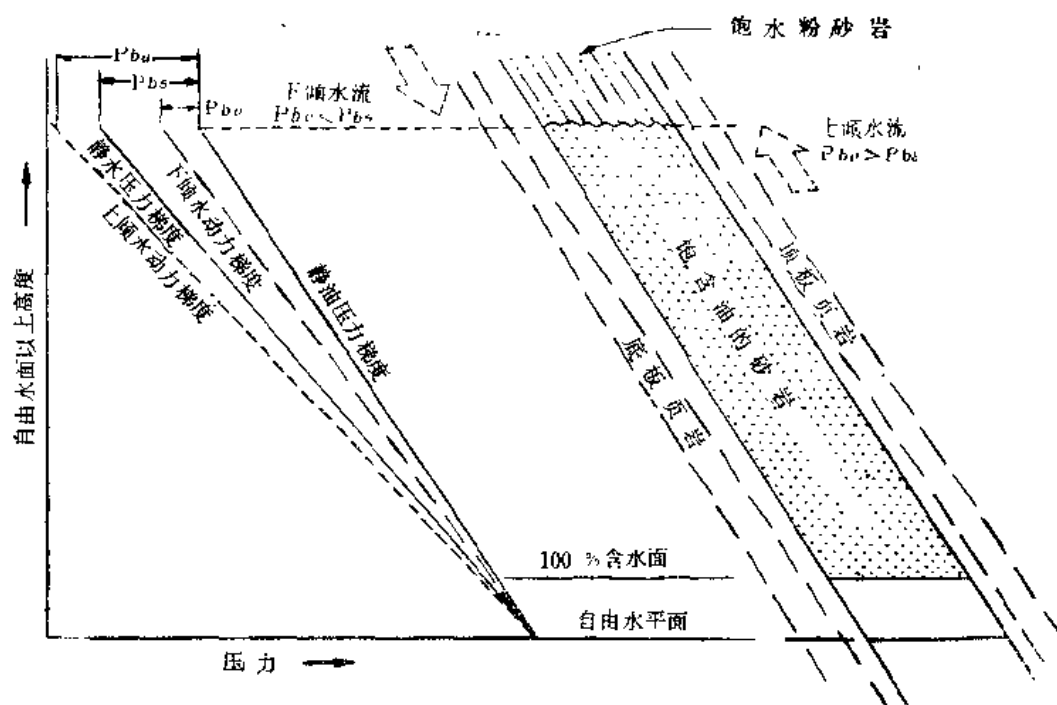


图 7—21 水动力对浮力的影响
(转引自 Schowalter, 1979)

如果油气呈游离相运移, 还要考虑毛细阻力。这时将出现如下的定量关系:

$$F_1 > P_a \pm \frac{d\phi}{dl} \cdot l \text{ 或者 } F_1 \leq P_a \pm \frac{d\phi}{dl} \cdot l$$

上式中的 (+)、(-) 号分别代表水做下倾流动或上倾流动, ϕ 代表毛细阻力。

在石油的运移方向方面, 当上浮力大于毛细阻力和水动力的代数 sum 时, 油气就向上倾运移; 当上浮力小于毛细阻力和水动力的代数 sum 时, 油气就向下倾流动; 当构成等式时, 油气就可以聚集起来。

三、与二次运移有关的若干问题

1. 二次运移中的相态

游离相是二次运移中的主要相态, 前面所讨论的浮力和阻力正是针对游离相提出的。游离相包括可以穿越砂岩孔隙的极细小的分散油粒, 据认为它们由于所带负静电荷的互斥作用而不易集聚。

由于浮力的作用, 石油在储层中的运移很可能是贴近顶板进行的。这也许是在砂岩中

很少钻遇较高残余油饱和度的原因所在。

呈分子溶液运移被一些人(如卡特麦尔, 1976; 麦克奥利弗, 1979)认为是低效的。与游离相相比较至少是次要的。溶解度低和以芳烃溶解度相对最高的诸矛盾, 在二次运移中依然存在。由于有降水的补给, 所以水量问题有所缓和。但仍显不足。以美国湾岸地区而论, 在4572m深处为162℃, 1524m深处为63℃。据麦考利夫计算, 由160℃降至150℃释放出石油约20ppm, 此次浓度欲使石油达到可以流动的30%临界饱和度, 需要15000倍于孔隙体积的水。由60℃降至50℃释放石油1.5ppm, 需要200000倍于孔隙体积的水。如上述计算和立论都是可信的, 那么单靠溶解态运移显然是不行的。气的情况要好些。4572m和162℃可溶甲烷4850ppm, 至4267m和151℃可溶4200ppm, 相减得释放量650ppm, 约折合每升水含0.65g甲烷, 或折合孔隙中含气0.33%。此时欲达30%临界饱和度需要91倍于孔隙体积的水。类似的计算, 由1524m和63℃降至1219m和55℃需要300倍于孔隙体积的水。

石油呈胶粒态二次运移的评价更低。胶粒纵使可以从母岩进入储层, 但由于布朗运动将使它们处于充分的分散状态, 难于分异。储层矿物表面对胶粒极性分子的吸附有可能使胶粒破坏从而释放出石油。但是要使释放出的石油达到20~30%的饱和度, 那么极性分子也应有相当的含量, 而这在自然界是不大可能的。

2. 二次运移的通道

二次运移的通道主要是连续的渗透层、断层和不整合面。渗透性储层是最广泛最基本的二次运移通道, 油气聚集也正是发生在其中。在渗透性砂岩中以孔隙型通道为主, 在致密碳酸盐中以裂缝型通道为主。断层可以成为良好的运移通道, 在穿层和垂向运移中具有独特的作用。所谓三次运移总是与断层相伴随的, 但是断层有时不仅不是通道反而成为运移的屏障。这取决于断层面的封堵情况、断层两侧的岩性配搭, 以及断层是否通达地表等。断层遮挡油藏是油藏类型中很重要的一类, 我国渤海湾和苏北等地的油藏大多与断层遮挡有关。不整合面是旁侧运移的重要通道。与之有关的油藏其储层时代可以同母岩的时代有跨时代的层位间隔, 并且常常造成新生古储的关系。玉门老君庙的石油沿不整合面进入到了第三系和基岩。克拉玛依的油藏形成与沿不整合面的运移有着广泛的联系。通过不整合面进行的二次运移, 常可达到很远的距离这在陆相环境下尤显得突出。北非哈西麦萨伍德的石油至少运移了四十多公里。有的研究者认为通过不整合面发生一、二百公里的运移也是可能的。最后, 砂泥岩的层面也是较为通畅的通道。

3. 二次运移中的水平距离

这在各个盆地很不一致, 由不出生油有利范围之内, 到超出生油岩分布范围以外数十公里乃至上百公里。这取决于运移通道的畅通程度、母岩供给的富足程度、以及盆地的大小及其构造的格局和展布等。我国陆相含油盆地中的油田分布大多靠近生油凹陷, 运移距离较近, 一般常在30km之内。这是因为这些盆地普遍构造分割性强, 岩性非均质显著以及水动力条件停滞。较远距离的运移常和不整合面有关, 如克拉玛依油田的石油来自其东南的玛纳斯湖凹陷, 最大距离约为80km。美国中勘萨斯的古潜山带中的石油, 来自东南方的生油凹陷, 最大运移距离约160km。与此对应, 透镜体中的石油大多未经显著距离的二次运移。例如马岭油田的一些分散孤立的砂岩油藏, 由于渗透性差, 地层平缓, 实际上只完成了初次运移。

4. 二次运移的指向

石油是可以流动的物质, 在以浮力和水动力为主的驱动下, 其动移方向的总趋势是阻力最小途径由高位能区流向低位能区, 直到遇到遮挡而形成聚集, 或者散失于地表并形成油苗。在沉积盆地中, 生油地区一般位凹陷最深处, 而与之相邻的斜坡和隆起是为二次运移的主要指向。尤其那些地理上首当其冲历史上长期继承发育的隆起地带更为有利。生产实际表明, 一些丰富的油气田大多位于相关生油凹陷油气运移的主要指向上。我国的大庆油田就是正好位于主要的古龙生油凹陷油气运移的主要方向上; 据统计大约有87%的生油量被大庆长垣所圈闭。构造运动常可使地层发生褶皱断裂, 改变其原有产状, 这必将引起油气分布上的再调整。因此, 在掌握盆地构造现有格局和历史发展的基础上可以对油气生成和二次运移做出基本估计, 进而可以预测油气的区域分布。

5. 石油在二次运移中的变化

通过二次运移轨迹的追踪, 可以在油藏与油源之间建立联系。已知, 二次运移中石油的高分子量成分以及极性成分易被矿物表面所吸附, 且轻质的和无极性成分则可自由通过。这样, 就产生了天然的色层分异效果。当以吸附为主的二次运移过程中, 石油成分变化的总趋势是: 胶质、沥青烯、卟啉及钒镍等重金属减少, 轻组分相对增多; 在烃类内部烷烃相对增多, 芳烃相对减少; 烷烃中低分子烃相对增多, 高分子烃相对减少。反映到物理性质上, 表征为比重变轻, 颜色变淡, 粘度变稀。以酒泉盆地为例, 自青西凹陷向鸭儿峡—老君庙—石油沟方向, 可见原油正烷烃主峰值和镍卟啉逐渐降低, C_{22} 以内与 C_{23} 以外正烷烃比值逐渐增加, 以及比重、粘度、含蜡量、和凝固点逐渐减少变低 (表7-3)。

表 7-3 老君庙背斜带第三系L层原油特性数据表

地区 井号 项目	鸭 儿 峡					老 君 庙				石 油 沟		
	189	158	60	610	684	4120	H-181	K-243	J-251	249	195	111
正烷烃主峰碳		C_{21}			C_{21}		C_{21}	C_{21}		C_{19}	C_{19}	C_{16}
C_{22+}/C_{23+}		1.63			1.93		2.08	2.26		2.97	2.68	8.12
镍卟啉 (ppm)	30.0	17.64		26.10		19.20	13.56	8.52		7.02	6.60	7.35
比 重 (D_4^{20})		0.8657	0.8692	0.8692	0.8672	0.8613	0.8622	0.8659	0.8614	0.8607	0.849	0.8562
粘 度 ($10^{-3}Pa \cdot s$)		23.5	26.6	27.3	25.7	21.5	21.0	28.3	22.8	22.5	19.2	20
含蜡质 (%)		13.71	14.38	12.87	16.48	11.69	15.32	13.98	13.71	14.73	13.01	10.27
凝固点 ($^{\circ}C$)		13.5	4	-0.3	-3.8	7	2.3	5.3	-1.3	5.3	0.3	12.5

(兰州地质所, 1981)

二次运移中依具体介质环境的变化, 还可发生脱气、晶出等其它效应。特别值得注意的是氧化作用, 后者可使石油的胶状物质增加, 轻组分相对减少; 环烷烃增加, 烷烃和芳香烃相对减少; 比重和粘度也随之加大。其效果大多与吸附作用相反。不过二次运移中的氧化作用通常要被吸附作用所抵消。只是当石油接近地表或者当大气借断层或地层水而与石油沟通时, 氧化作用可以占据优势。

石油的成分变化也常反映于垂直方向的运移过程中。中东地区的第三系石油, 根据某些成分的规律变化认为是由下伏的白垩系石油运移上来的。我国渤海湾地区的上第三系石油据物理、化学指标的判断, 认为是由老第三系的石油运移上来的。这里的变化带有氧化

型特征 (表7—4)。

表 7—4 大港油田原油性质数据表

地 层		项 目	石 油 性 质				
			比 重 (D_4^{20})	粘 度 ($10^{-3}\text{Pa}\cdot\text{s}$)	含 蜡 量 (%)	凝 固 点 ($^{\circ}\text{C}$)	胶 质 沥 青 质 (%)
上 第 三 系	明化镇组	明二	0.9322	112.6	6.1	-12.3	17.6
		明三	0.9181	62.7	8.0	-1.3	15.6
		明四	0.8991	29.8	9.0	2.8	12.6
	馆陶组	馆一	0.8878	18.3	9.2	16	9.2
		馆二	0.8777	62.0	11.9	21	12.3
		馆三	0.8695	25.6	11.7	21.8	3.8
		馆四	0.8564	11.7	14.8	30.5	7.2
	下 第 三 系	东 营 组		0.8111	4.99	16.37	25
沙河街组		沙一—二	0.8583	7.59	18.26	21	9.66
		沙三	0.8200	2.87	12.49	23	5.46

第八章 油气藏的形成

第一节 油气聚集

油气在储集层中从高势区向低势区运移的过程中，遇到圈闭时就不能继续运移而在其中聚集起来，形成油气藏。油气在圈闭中积聚形成油气藏的过程，称为油气聚集。

油气聚集是二次运移的继续，也是油气藏形成过程中特别重要的阶段。没有油气聚集，就没有油气藏。

油气聚集包括单一圈闭和系列圈闭的油气聚集。单一圈闭的油气聚集最简单，也是研究油气聚集的基础。因此，首先从研究单一圈闭的油气聚集开始。

一、单一圈闭的油气聚集

（一）单斜圈闭的油气聚集

单一圈闭中最简单、最常见的是背斜圈闭。其基本特点是：储集层顶面呈拱形，由顶向四周下倾；其上方为非渗透性岩层所封闭，下方高位能区被水体所封闭；闭合区由通过溢出点的构造等高线所圈定。

在静水条件下，储集层中运移的油气遇到背斜圈闭时，先在最高部位聚集起来；后来的依次由较高部位向较低部位聚集，直到充满整个圈闭为止（图8—1，I—II）。这时，该圈闭的聚油作用已完成；若再有油经过时，无法继续在其中聚集，只能通过溢出点溢向上倾方向，但对天然气则不同。由于天然气比油轻，它可以继续进入圈闭，而将其中的石油排出。这一过程一直进行到将原先被石油占据的圈闭容积完全被天然气占据为止（图8—1，III）。至此，单一背斜圈闭的油气聚集已最后完成。在条件不发生变化时，油气在圈闭中建立起相对稳定的平衡状态。

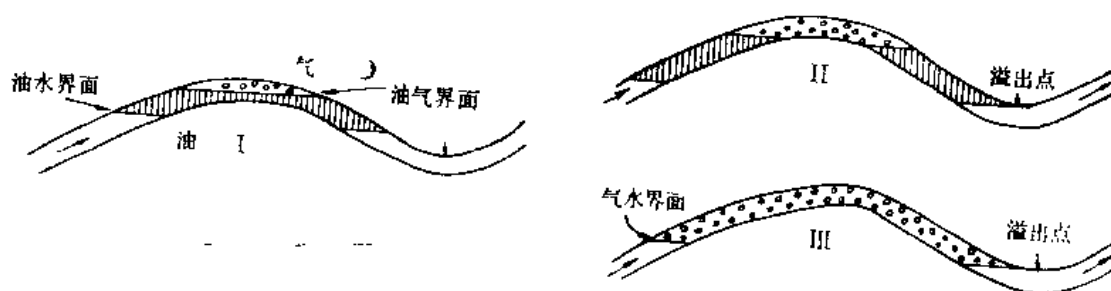


图 8—1 单一背斜圈闭中的油气聚集
(据 Gussow, 1951)

（二）非背斜圈闭的油气聚集

非背斜圈闭除储集层的顶、底板为非渗透性岩层封闭外，在储集层上倾方向还存在不同类型的非渗透性遮挡。其闭合区是由储集层上倾方向的非渗透性遮挡线和储集层顶面的

构造等高线联合构成的。除透镜型岩性圈闭外，其它各类圈闭同样都存在溢出点。因此，油气在其中的聚集程序与背斜圈闭没有什么区别。

(三) 圈闭封闭烃（油气）柱的最大高度和油气藏高度

圈闭封闭烃柱的最大高度，与盖层封闭能力及闭合度有关。圈闭封闭烃柱的最大高度（即临界烃柱高度），可用伯格公式表示之：

$$Z_{co} = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_r} - \frac{1}{r_p}\right)}{(\rho_w - \rho_o)g} \pm \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \frac{dh}{dx} x_o \quad (1)$$

式中 Z_{co} 为临界油（烃）柱高度； γ 为油（烃）水界面张力； r_r 为喉道孔隙半径，这里是指盖层孔隙的半径； r_p 大孔隙半径，这里是指储层的孔隙半径； ρ_w 、 ρ_o 分别为水、油的密度； $\frac{dh}{dx} x_o$ 为水头差。

当盖层封闭能力强，封闭的烃柱临界高度大于或等于闭合度时，闭合度即为圈闭封闭烃柱的最大高度；当盖层封闭能力差，能封闭的临界烃柱高度小于闭合度时，该高度即为圈闭封闭的烃柱最大高度。

但是，该公式仅适用于砂质岩，不适用于粘土岩，而且计算喉道孔隙半径（ r_r ）的公式过于理想化，需要作一些调整。目前比较普遍采用的，而且效果较好的方法是，用压汞法测得的毛细管压力曲线，直接确定储集层和盖层的排替压力，并把汞—空气系统的排替压力，换算成烃—水系统的排替压力。

由于烃水系统的盖层和储集层的排替压力差存在下列关系：

$$2\gamma\left(\frac{1}{r_r} - \frac{1}{r_p}\right) = P_{d(h)} - P_{d(R)} \quad (2)$$

(8—1) 式可以改写成：

$$Z_{co} = \frac{P_{d(h)} - P_{d(R)}}{(\rho_w - \rho_o)g} \pm \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \frac{dh}{dx} x_o \quad (3)$$

又因烃水系统和汞—空气系统的排替压力存在下列关系：

$$P_{d(hw)} = \frac{\gamma_{nw} \cdot \cos\theta_{nw}}{\gamma_{ma} \cdot \cos\theta_{ma}} P_{d(ma)} \quad (4)$$

式中 $P_{d(hw)}$ 、 γ_{nw} 、 θ_{nw} 分别代表烃—水系统的排替压力、界面张力和接触角； $P_{d(ma)}$ 、 γ_{ma} 、 θ_{ma} 分别代表汞—空气系统的排替压力、界面张力和接触角。

根据实验统计数据， $\gamma_{ma} = 480 \times 10^{-3} \text{N/m}$ ， $\gamma_{hw} = 21 \times 10^{-3} \text{N/m}$ （平均值）， $\cos\theta_{nw} = 1$ ， $\cos\theta_{ma} = 0.776$ 。代入（4）式可得：

$$P_{d(hw)} = 0.056 P_{d(ma)} \quad (5)$$

在实验室分别测得汞—空气系统的盖层排替压力 [$P_{d(hw)}$] 和储集层的排替压力 [$P_{d(R)}$] 后，可根据（5）式换算成 $P_{d(hw)}$ 。再代入（3）式，即可求得静水条件和动水条件下的临界烃柱高度。

圈闭中可能的最大油气藏高度与封闭的最大烃柱高度是有一定区别的。两者之间的差值为油水过渡带。

所谓油水过渡带，在理论上是指纯含油带（除束缚水占据的空间外，其余孔隙空间全

部为油所占据)的底到100%含水带的顶面之间的垂直距离。这两个界面在实际工作中不易确定。在油田开发中一般把产无水纯油带的底面到产纯水带顶面的垂直距离称为油水过渡带,即同时产出油水的井段。其数值一般小于理论上的油水过渡带厚度。这是因为油水两种互不相溶的流体充满孔隙时,随饱和度的降低,相对渗透率明显减少;当达到一定限度时,实际上已不具渗透性。油水过渡带的厚度取决于储集层和流体的物理性质。典型油水过渡带的汞毛细管压力曲线、流体的相对渗透率和油藏中油水分布及产出的关系,如图8—2所示。

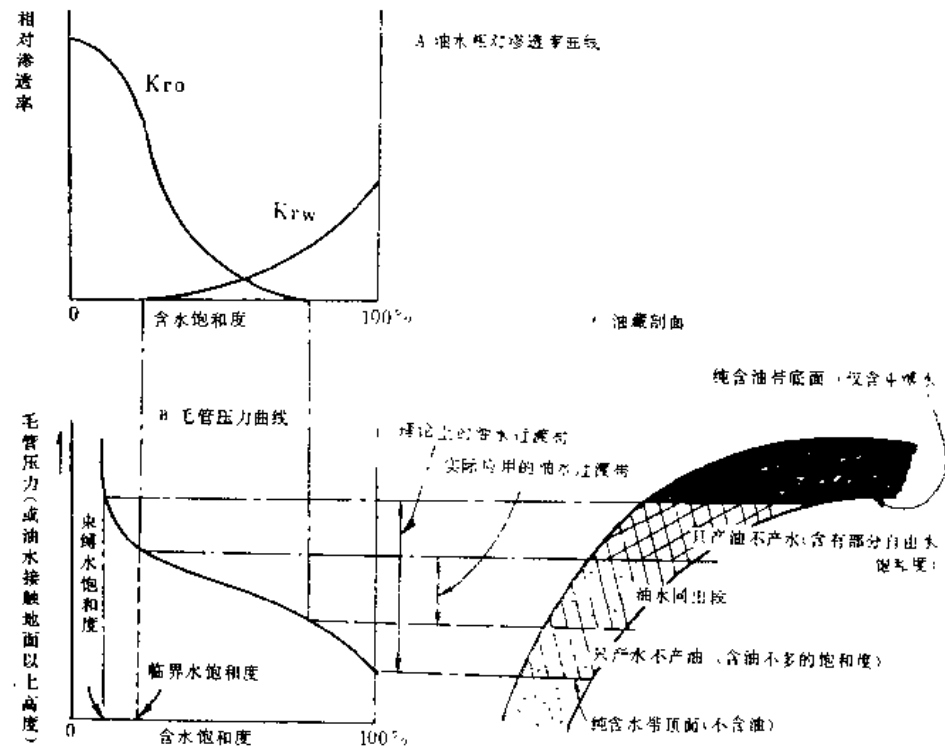


图 8—2 典型油水过渡带的汞毛细管压力、流体相对渗透率及油藏中油水分布, 产出关系图
(据 Schowalter, 1979)

不同类型圈闭在不同封闭条件下, 最大油气藏高度和封闭的最大烃柱高度之间的关系如图8—3所示。

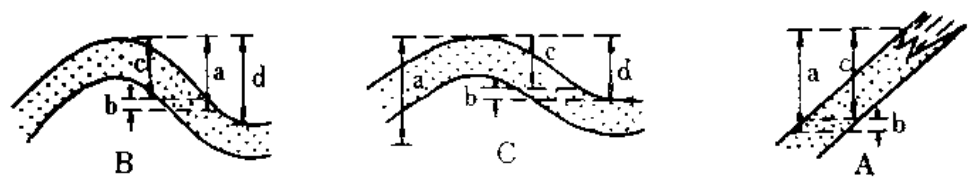


图 8—3 不同类型圈闭在不同封闭条件下的最大封存烃柱高度和最大油气藏高度的关系图
(据 西北大学《石油地质学》1978)
A—地层型圈闭和油气藏; B、C—背斜型圈闭和油气藏; a—盖层封闭烃柱的最大高度; b—油水过渡带的厚度; c—最大的油气藏高度; d—闭合度

二、系列圈闭中的油气聚集 (差异聚集)

任一油气盆地中, 圈闭常成带、成群分布, 即存在系列圈闭。不同系列, 甚至同一系

列的不同圈闭，由于与生油区相对的位置、圈闭形成条件和历史的差异性，各个圈闭聚油的机会也是不同的。

下面着重分析与油源区相垂直或斜交的系列圈闭的油气聚集（即差异聚集）的基本特点。

对于发育于区域均斜背景上（即与油源区垂直或斜交的）系列圈闭油气聚集的基本原理，最早是由加拿大石油地质学家格索（W.C. Gussow, 1951—1954）所阐明，并称之为油气差异聚集原理。

格索首先分析了静水压力条件下单一圈闭中的油气聚集（如前所述）。继之，将前述原理应用于系列圈闭（图8—4）。

在图8—4，A中，当圈闭I被油气充满时，继续进入的天然气可以通过排油在圈闭中聚集直到整个圈闭被气充满为止，而排出的油则通过溢出口，向上倾方向的圈闭II中聚集。若油气源充足，上述过程相续在圈闭III和IV中发生（如图8—4，B、C所示）；如油气源不足时，上倾方向（即距油源区较远）的圈闭则不产油气，只产水，称之为空圈闭。在系列背斜圈闭中自上倾方向的空圈闭，向下倾方向变为纯油藏→油气藏→纯气藏的油气分布特征，是由油气差异聚集造成的。

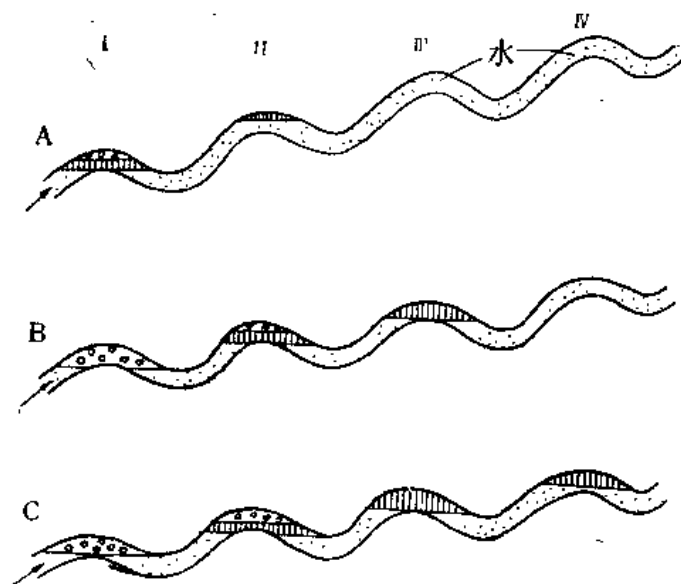


图 8—4 在相连的系列背斜圈闭中的油气聚集
(据 Gussow, 1951, 略加补充)

格索认为：油气差异聚集原理在世界各主要产油区均有典型实例，其中以加拿大阿尔伯达盆地的瑞姆彼—圣·阿尔伯达线状礁带最为典型。

图8—5为该礁带的南北向纵剖面。该礁型油气藏带的油源区位于西南下倾方向的盆地深拗陷区。油气进入该带后，沿礁带自南向北上倾方向作区域性运移，礁带具有良好的孔隙—渗透性、各礁块体之间具有良好的通道，构成彼此沟通的系列圈闭。

在该系列圈闭中，所有原生的天然气藏都分布于威查特湖（意译为迷人湖）以南下倾方向的圈闭中，南韦斯特罗斯，灵培—荷姆格伦以及库金湖等礁块都被湿气所充满，没有油；韦斯特罗斯到群丘湖等礁块为油气所充满且有巨大的气顶；威查特湖和格伦公园礁块则

被石油所充满（直到溢出点为止），没有气顶。但在其北的勒杜克—乌德宾礁块内重新出现气顶。这是因为从格伦公园礁块圈闭向上倾方向溢出石油进入勒杜克礁圈闭时，埋藏深度减少了914.4m，油藏压力降低导致石油中溶解的天然气游离出来，并把石油挤出，使上

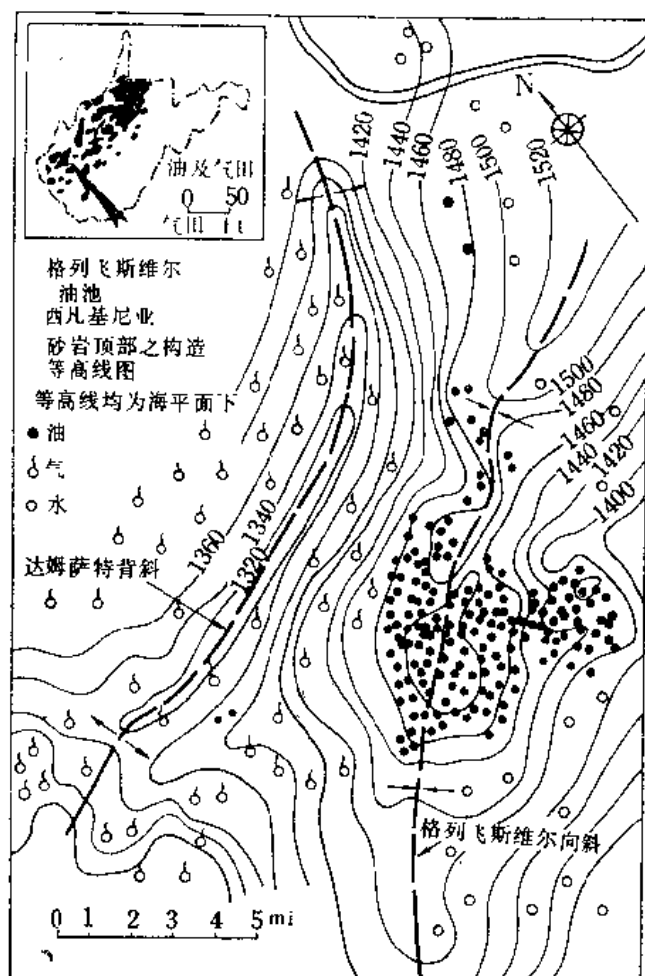


图 8—6 弗吉尼亚州西部林肯县的格列飞斯维尔向斜油藏的构造图及油气分布图
(据 戴维斯和斯蒂文逊, 1929, 重绘)
图中1mi=1609m, 1ft=0.3048m

倾方向的艾奇逊、圣·阿尔伯达等圈闭中形成纯油藏。但在该带更靠北的莫灵维尔等礁圈闭，由于油气供给不及，都是只有盐水的空构造。

上述实例及其它类似的实例，都表明油气差异聚集得以发生，必须具备下列基本条件：1. 在区域倾斜的下倾方向存在丰富的油源区；2. 具有良好的油气通道，使油气在较大的范围内作区域性运移；3. 在区域倾斜背景上存在相互连通的系列圈闭，而且溢出点向上倾方向递升；4. 储集层中充满地下水，而且处于相对静止状态。

在系列圈闭中，一旦上倾方向最高的圈闭被油气充满后，该系列圈闭的油气聚集基本上业已完成。如果这时油源区仍继续生成油气，而又不能向上倾方向溢出的话，天然气将排挤油和水，并使之向储集层下倾方向回流。在这种情况下，天然气将占据最高背斜的顶部，甚至充满整个背斜圈闭，而油则占据向斜部分，形成向斜油藏。格索认为，美国弗吉尼亚州西部林肯县的格列菲斯维尔 (Griffiths-ville) 向斜油藏 (图8—6) 就是这样

形成的。该油藏上倾方向的达姆萨特背斜和上倾方向的岩性圈闭中完全被天然气所充满，而向斜的较高部分则聚集石油，水则分布于向斜更低部位。

对于系列圈闭，还有一点要提及，这种系列背斜圈闭可以是轴向基本一致的背斜带上的若干相邻的，也可以是若干轴向不一致相邻的背斜圈闭所组成的。这些背斜圈闭是由递升的溢出点联系在一起，而与圈闭的高度和距离并无确定的关系。

油气差异聚集原理，归纳起来，可简述如下：在油源区形成的油气，进入饱含水的储集层后，沿一定的线路（由溢出点所控制）向储集层上倾方向运移，位于运移路线上的系列圈闭将被油气所充满，那些不在运移路线上的圈闭就不能聚集油了。油气差异聚集的结果，造成天然气分布于靠近油源区一侧的圈闭中，向上倾方向依次为油气藏、纯油藏和空圈闭。

这一原理的主要意义在于：指明油运移的方向和路线，为我们选择勘探对象时提供一

方面的依据,减少盲目性。

在自然界中,油层埋藏深度、温度、压力是不一致的。若储集层下倾方向埋深大、压力高,达到或超过泡点压力时,油层中只有溶解气。而不存在游离气顶,就无法形成纯气藏分布区,或纯气藏出现于上倾方向适当部位的圈闭中。此外,盖层分布不连续,有天窗、断层发育、水动力作用、地壳运动的影响都可使油气分布变得更为复杂。因此,在许多油气区内油气的实际分布情况,与油气差异聚集原理所阐明的分布特点,并不完全一致,甚至有很大的差别。在许多油气盆地中,油气分布于油源区内或相邻近的背斜带中,运移距离短,差异聚集作用并不显著。

第二节 油气藏形成的基本条件

油气藏,特别是大油气藏形成的基本条件应包括:充足的油气源,良好的储集层和有利的生储盖组合,大容积的有效圈闭。

一、充足的油气源

一个盆地或含油气区的油气源丰富程度(生成并提供形成油气藏的总油气量),取决于下列四个基本条件:(1)有机质的丰度(生油岩单位体积的有机质含量和生油岩体积的乘积);(2)有机质类型;(3)有机质成熟度;(4)排烃效率或排烃系数。

在上述四个基本要素中除生油岩体积外,其它各项参数在生油岩评价中都已作过详细讨论。这里仅对能提供上述有利条件形成巨大生油岩体的地质环境作进一步论述。

能满足上述四个基本条件的盆地沉积区,应具有广阔的有利于有机质大量繁殖和保存的封闭或半封闭的沉积盆地;较高的沉积速率和较长的持续沉积时间,有利于有机质在较短的时间内成熟,并排出油气。盆地内具备这些条件的沉积区,称为生油坳(凹)陷。

由于盆地具有多种类型和演化模式,因而,不同盆地的生油坳陷内生油岩系发育情况有明显的差异性。生油坳陷可能仅存在于某一演化阶段,形成单一的生油岩系;也可能存在于若干演化阶段,形成多旋回、多层生油岩系。当存在多生油岩系时,其中主力生油岩系只有一个。这是因为盆地演化进程具有不可逆性和不重复性,只有多种有利因素叠合的生油岩系才能为主力生油岩系。

生油坳陷在盆地内的展布,归纳起来大致有以下三种基本型式:(1)位于盆地中央地带,如松辽、西西伯利亚、洛杉矶、锡尔特等盆地;(2)偏于盆地一侧,如波斯湾、伏尔加—乌拉尔、阿尔伯达、山九昆等盆地;(3)多生油凹陷,即统一的含油气盆地中存在若干个生油凹陷,如渤海湾盆地。

生油坳陷在盆地内的位置,在盆地发展和演化过程中可以保持基本一致,亦可能发生某种程度甚至是较大范围的转移。生油坳陷的面积大多与盆地的规模有密切关系。一般大中型盆地的生油坳陷面积较大。

生油坳陷内形成的生油岩体积,是不同层位成熟的生油岩体积的总和。这样就不难解释:世界上已知的大油气田比较集中分布在沉积速率高、沉降历史较长的大中型盆地中。

据克莱米(H. D. Klemme, 1977)的统计,世界上共有334个大油气田(最终可采储量

达 $68 \times 10^6 \text{t}$ 以上的大油田222个, 最终可采储量为 10^{11}m^3 的大气田112个), 分布于60多个油气盆地中。其中有16个盆地含有5个以上的大油气田, 这16个盆地的大油气田总数为249个, 占有大油气田总数的71.5%; 储量则可达90%以上。其中部分油气盆地的面积、体积沉积速率和大油气田数的分布, 如表8—1所示。

表 8—1 主要含油气盆地的面积和体积沉积速率统计表

盆地名称	面积 $k (\text{km})^2$	体积沉积速率 $k (\text{km})^3/10^6 \text{a}$	大油气田数
波斯湾	2400.0	30.0	68
西西伯利亚	2300	30.0	45
墨西哥湾	1100	715.4	20
伏尔加—乌拉尔	690	6.8	10
北海	620	9.275	20
西内部	602	1.0	6
二叠纪	320	2.2	11
马拉开波	85.1	1.2	8
南里海	50.0	1.8	10
中里海	35.7	1.7	8
山九尼	40	2.9	7

但是, 不能因此就认为中型的或小型盆地就不可能形成丰富的油源。有些盆地虽然面积较小、沉积历史也不长, 但沉积岩系和生油层的厚度却很大, 这在一定程度上弥补了面积小的缺陷。加上其它有利条件的配合, 中小型盆地亦可为形成巨大的油气聚集提供丰富的油源。例如, 洛杉矶盆地其面积仅 $39,000 \text{km}^2$, 但在晚中新世到更新世的短短二千多万年内沉积的沉积岩系厚达 6000m 以上, 其中生油岩系 $2000—3000 \text{m}$, 油源丰富; 再加上有多种有利条件的配合, 在其中形成了4个大油田和50多个中小型油气田, 单位面积的产油率居世界首位(图8—7, 1)。

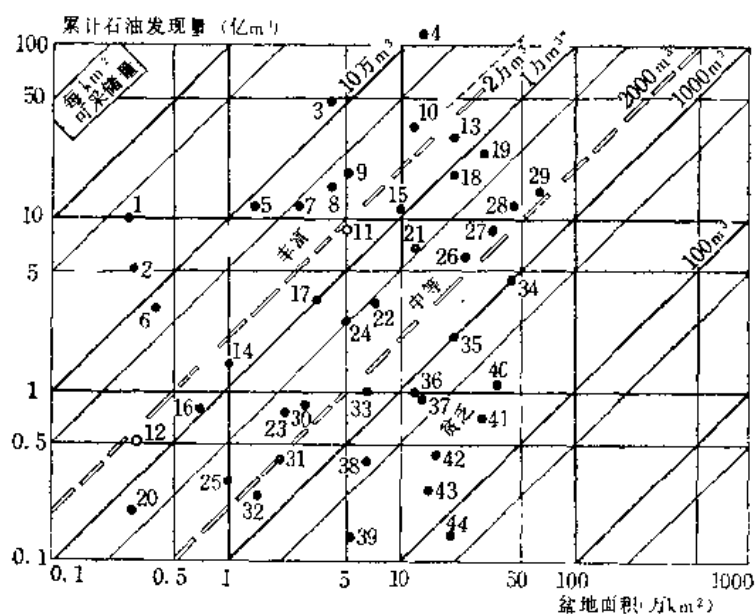


图 8—7 含油气盆地丰度图
(据 佩罗唐, 1972)

此外, 罗马尼亚的普洛耶什蒂和美国的文图拉(图 8—7, 8—2 和 8—6), 以及我国的酒泉西部及泌阳等盆地的面积, 都是小于 5000km^2 的小型盆地, 但也产出较丰富的油气。

与油源岩及油源区相比, 气源岩及气源区的形成地质环境具有更大的广泛性。除前述环境外, 广大的滨海含煤岩系发育区和煤盆地都可能是良好的气源区。但要使含煤岩系中生成的天然气聚集成巨大的气藏, 还必须有良好的储、盖等条件的配合。对天然气来说, 有足够的埋深及良好的封闭条件尤为重要。

但是, 并非所有沉积拗陷区都是生油(气)拗陷。有些拗(凹)陷的沉积岩系厚度虽然很大, 但沉积物供给的速率等于或超过沉降速率, 使盆地内的拗陷区一直处于补偿或过补偿状态, 水体很浅, 甚至有时沉积物直接暴露在大气之中。这样, 不能形成有利的生油环境。这种拗(凹)陷一般不能生油或生油潜量极低, 通常称为非生油拗(凹)陷。

二、良好的储集层和有利的生储盖组合

储集层的岩石和孔隙类型是多种多样的。但只有孔渗性良好, 且厚度较大的储集层, 才能容纳大量油气, 在其中形成巨大的油气藏。油气勘探的实践还证明: 生、储、盖层的密切配合, 也是形成大油气藏不可缺少的基本条件。

(一) 生储盖的组合的基本概念和分类

所谓生储盖组合, 系指三者组合的型式。其实质是以怎样的关系组合在一起才能使生油层中生成的油气有效地驱向储集层, 而储集层中储存的油气不致向上逸散。

根据上述概念可知, 在研究生、储、盖组合关系时, 需着重解决两个实质性问题:

(1) 生油层中生成的油气向储集层输导的通道及输导能力; (2) 盖层的质量和厚度。

沟通生油层和储集层的通道(或输导层)有三种基本型式: 孔隙—裂缝系、不整合面和断层。前者为生油层和储集层直接接触带的主通道; 后两者不仅可以把时间上不连续的, 甚至空间上也不相邻的生油层和储集层组合在一起, 构成生储盖组合。输导层输导油气的能力与生油层和储集层的接触方式及本身特征有关。一般来说, 生油层和储集层垂向直接接触比侧向相邻的输导能力大; 接触面积愈大输导能力愈强; 通道孔隙直径粗大, 两端压差大、形状简单、输导能力强。

盖层的质量和厚度是保证储集层具有良好封闭性的基本条件。盖层的质量主要取决于孔隙直径大小和裂缝发育程度(或可塑性)。盖层封闭性能的好坏, 可以用盖层和储层之间的排替压力差来确定。

与输导油气的能力相比, 盖层是从属的因素。在成油条件相似的情况下, 输导能力强的组合中, 生油层能高效率地驱出其中生成的油气, 成为有效的源泉; 反之, 如果缺乏排烃能力, 即使已生成大量烃类, 也只能被“闷死”在生油层中, 不能成为有效油源。因此, 在进行生储盖组合分类时, 必须首先考虑生油层与储集层的接触关系以及通道的型式和特征。

根据上述观点, 这里首先根据生、储层接触关系将生储盖组合分为两大类, 即连续的组合和不连续的(间断的)组合。然后再根据接触方式及通道型式, 将各类组合加以进一步划分。具体划分方案及模式图, 如图 8—8 所示。

1. 连续的生储盖组合

这类组合的基本特点是: 三者同存在于连续沉积的地层单位中。生、储层或者垂向交

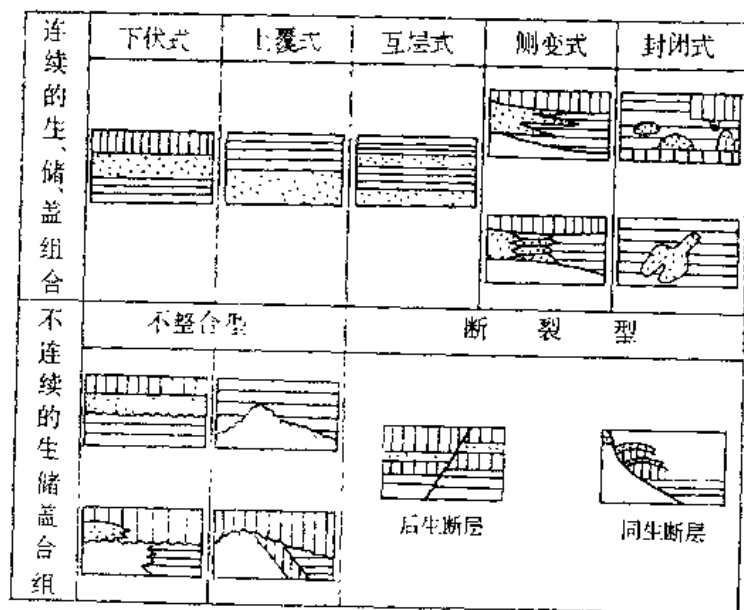
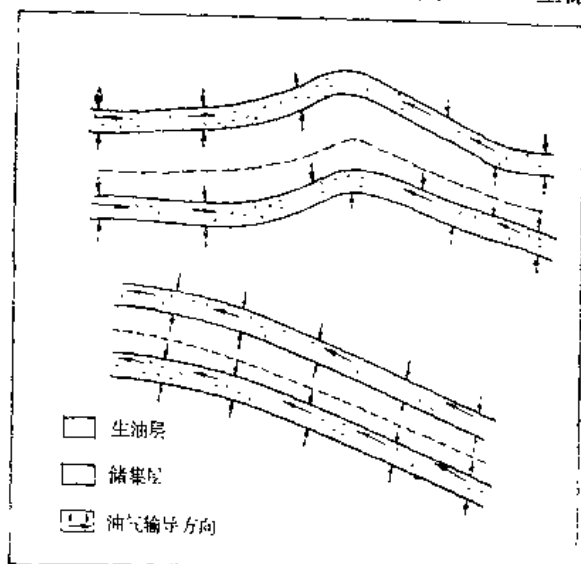
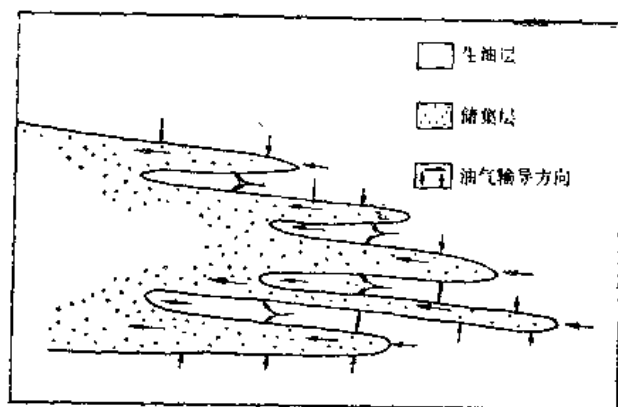


图 8—8 生储盖组合分类及模式图

图 8—9 互层式组合油气输导示意图
(据 Cordell, 1977)图 8—10 指状交叉式组合油气输导示意图
(据 Cordell, 1977)

替,或者侧向互变,但均属不同方式的直接接触;接触方式可以是面接触(上覆和下伏型)、带接触(侧变型)和体接触(封闭型);无论哪一种接触方式,输导油气的通道都是以孔隙—裂缝系为主。由于该类组合中生、储层直接相接触,且界面的排替压力差极大,到达生油层界面上的油气可以无阻地流向储层。本类组合的几种油气输导方式如图8—9,图8—10和图8—11所示。

分析上述各图可以看出,不同型式组合中生、储层的接触方式和接触面积都有一定的差异,因而输导能力也各不相同。一般互层型(上覆—下伏复合型式)最佳,侧变型、上覆—下伏型次之;封闭型虽然接触面积广、输导能力较强,但明显地受到透镜状储集体大小的限制。

在一个含油气盆地中,连续的生储盖组合的不同型式,在时间和空间上的分布都有一

定的规律性。

在盆地发育过程中，每一构造旋迴的开始下降阶段，一般以粗碎屑岩为主，只有储集层而缺乏生油层。到相对稳定下降阶段，开始形成生油层，它与下伏的储集层可以形成上覆型组合；继之，由于旋迴性下降运动可以形成互层型组合；在稳定下降阶段的高峰期，即盆地的最大水浸期，盆地中心以泥质生油岩广布为特征，储集层不发育，只能形成封闭型组合，仅在有机质砂进入时，才能形成互层型组合。在节奏上升阶段，为海退沉积，早期以互层型为主，稍晚可以形成下伏型组合。在上升侵蚀阶段不能形成完整的组合型式。

由上可知，在盆地的某一构造旋回发展过程中，相对稳定沉降阶段的最大水浸期前后是形成良好的连续生储盖组合的主要时期。其组合型式如果发育得完全的话，可以由上覆型→互层型→封闭型→互层型→下伏型。实际上各油田（区）具体组合型式的变化要复杂得多，不一定这样完整。

连续的组合在空间上的分布亦有明显的递变规律。在拗陷中心的油源区一般仅能形成封闭型组合。向岸方向随着砂质岩的增加，可依次递变为互层型，侧变型。在岸带附近也可以形成新的封闭型。这种情况在发育碳酸盐岩的沉积盆地中亦有类似的特点。在拗陷中心油源区可以形成自生自储的封闭型组合，在陆棚台地边缘的礁和滩相储集层发育带，可以形成互层型、侧变型或封闭型组合。

2. 不连续的（或间断性的）组合

这类组合的基本特征是生油层和储集层在时间上是不连续的；在空间上可以相邻，也可以不相邻；两者之间是由不整合面或断层面所沟通的。根据通道的特点，可以分为不整合型和断裂型。

不整合型 这种组合中的生油层和储集层是由不整合面所沟通的。它可以分别存在于不整合面的两侧，或同时存在于一侧。由于不整合面具有较强的输导能力，对油气聚集起着重要作用，特别当生油层和储集层分别紧靠不整合两侧时，可以形成良好的输导层。世界上和我国的不少不整合型的大油气田的组合，都属于这种型式，如利比亚的萨里尔油田，阿尔及利亚的哈西、迈萨乌德油田等。

断裂型 在断裂型组合中，生油层总是位于储集层下方，但两者可以位于断层的一侧，或两侧，以断层作通道。

这种组合在断层构造较发育的断陷盆地和三角洲发育区分布较为普遍。世界上许多中小型油气田及部分大油气田的组合，就是这种型式。我国济阳拗陷的孤岛油田上第三系油层与下第三系生油层的组合，就属于这一型式（图8—12）

但是，实际上许多大油田中油气运移的通道，有着多种复合型式，构成若干复合的组

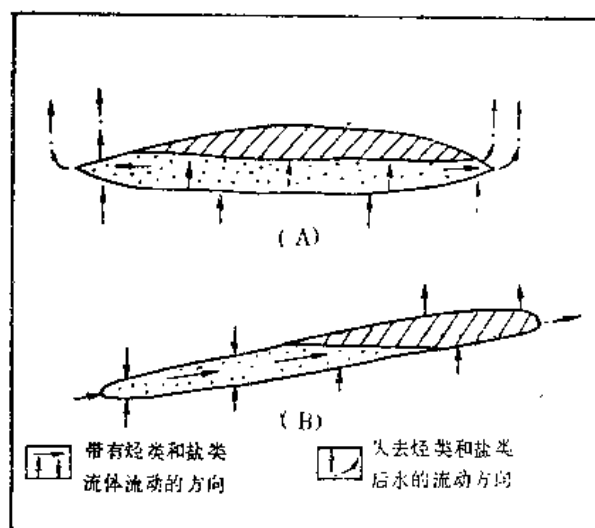


图 8—11 封闭型组合油气输导示意图
(据 Cordell, 1977)

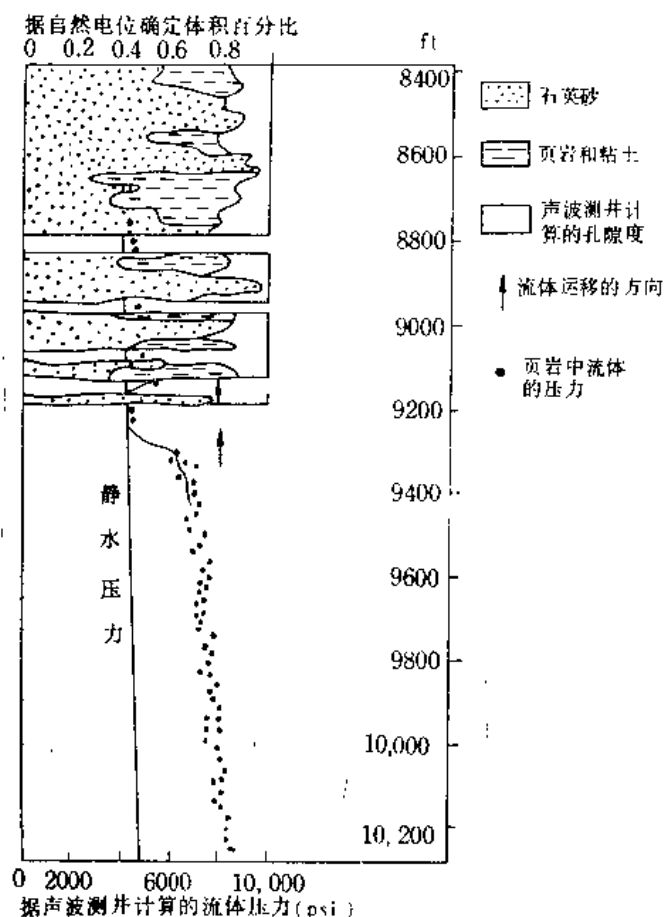


图 8—13 墨西哥湾沿岸某井流体压力分布图

(据 真柄敏次, 1978)

图中1ft = 0.3048m 1psi = 6894.8Pa

区间。

对世界上不同地区砂岩中油藏分布与砂岩百分率之间的关系统计结果表明, 砂岩百分率为20~60%区间, 是油气分布的有利地带。

对生储盖组合的定性评价可综合如表8—2所示。

表 8—2 生、储、盖组合定性评价简表

组合特点 \ 评价	最 好	较 好	较 差
组合型式	互层式 指状交叉式 不整合型 复合型式	上覆式 下伏式 侧变式 断裂式 储集体较大的透镜型	储集体较小的透镜型和距离较远的侧变式
生油层总厚及单层生油层的连续厚度	总厚度大, 单层连续厚度在30~50m左右	总厚度较大, 单层连续厚度在50~200m左右	生油层总厚度小, 或总厚度虽大但为连续巨厚的生油层
砂岩百分率20~60%地带与油源区的关系	分布在油源区内, 或紧靠油源区	分布在油源区附近, 或不太远的地带	分布在油源区以外较远地带

三、大容积的有效圈闭

有效圈闭是形成油气藏的基本条件。要形成巨大的油气藏，必须有大容积的有效圈闭。

圈闭容积的大小，主要取决于闭合面积、闭合高、储集层的有效厚度和有效孔隙率等参数。一个大容积的圈闭，通常具有较大的闭合面积，较厚的储集层，较高的孔隙率，但闭合度的变化范围可能较大。

据对 17 个储量在 $13.9 \times 10^8 \text{t}$ （或 $13.9 \times 10^8 \text{t}$ 当量的天然气）的特大油气田的不完全统计，含油气面积最小的为 340km^2 ，最大的（霍戈登—潘汉斗油气田）达一万多平方公里，中值约 2000km^2 ；油层的有效厚度最小为 50m ，最厚的达 2100m （裂缝性灰岩裂缝带的垂直厚度），一般在 $100 \sim 400 \text{m}$ ；油层的有效孔隙率大多在 20% 以上，少数裂缝性储集层岩样的有效孔隙率可能较低，但裂缝带的实际孔隙率和渗透率均相当大。

但是，对大容积圈闭的勘探结果表明，并非所有这类圈闭都能有效地聚集油气，本章第一节中提到的本斯穹窿就是一例。

对聚油条件不同的圈闭进行对比分析表明，一个有效圈闭应具有：距油源区近；形成时间早；闭合度高和保存条件好。

（一）距油源区近

所谓距油源区近，是指圈闭不仅在空间位置上距油源区近，更重要的是与生油层之间有良好的输出层（即通道），圈闭位于油气运移的路线上。只有在上述意义上距油源区近的圈闭，才具有优先聚集油气的能力。

在油气运移路线上的圈闭，距油源区近的最先聚集，充满后才向储集层上倾方向较远、较高的圈闭中继续聚集油气。在油源较充分的条件下油气运移的路线和距离可以不断向远处延伸。但是，任一个含油气盆地，即使油源最充足的，也不可能把所有圈闭都充满油气。在一般情况下，空圈闭总是在油气运移路线之外的。其中有些距油源区较远，有些距油源区在空间位置上并不远，但不在油气运移路线上或缺乏良好的通道，因此不能有效地聚集油气。

（二）形成时间早

圈闭是油气聚集的场所或容器，先有圈闭存在，才能聚集油气。因此，圈闭形成的时间必须早于油气运移和聚集的，或两者同步才能有效地聚集油气。凡是最后一次区域性油气运移、聚集以前或同步形成的圈闭，都可能成为有效的聚集油气的圈闭。这并不是说所有形成早的圈闭都能聚集油气，只有那些形成时间早，又在油气运移路线上的圈闭，才能聚集油气。

在形成时间早的圈闭中，以与生油层系沉积同时开始形成的构造圈闭，包括同沉积背斜和同沉积断层圈闭，具有最佳的聚集条件和机会。这类构造圈闭不仅形成时间早，且常同时具有距油源区近，生储盖组合良好，位于运移路线上等条件，最有利于油气聚集。这就是为什么在油气勘探中很注意研究同沉积构造的根本原因。

（三）圈闭的闭合度高

当油水界面在流水作用下发生倾斜时，如果两端的高程差（ ΔZ ）大于闭合度（ h_c ），或油水界面的倾角大于圈闭中储集层顶面的倾角，则该圈闭就不可能聚集石油，即不再是

有效圈闭。

同样, 如果圈闭的闭合度 (h_c) 小于油水过渡带的厚度, 则该圈闭即使有油聚集, 也不能产出纯油, 因而也就不能算做有效圈闭。

综上所述, 圈闭的闭合度必须大于油水倾斜面两端的高程差 (动水条件), 或油水过渡带的厚度, 这是有效圈闭的基本条件之一。

(四) 保存条件好

任一圈闭的储集层上方都有封闭性良好的盖层。没有盖层或其封闭性遭到不同程度的破坏, 都会影响圈闭的有效性。这一点对于天然气来说, 尤为重要。因为, 天然气分子直径小、活动强, 没有良好的保存条件是很难形成大气藏的。

综上所述, 能形成巨大油气藏的有效圈闭必须具备: “大 (大容积)、近 (距油源近, 在运移路线上)、早 (形成时间早)、高 (闭合度高) 及保 (保存条件好)” 这五个基本条件。

第三节 油气藏形成的时间

确定油气藏形成的时间, 对勘探目标的选择和评价, 提高油气勘探的成功率, 加快油气勘探, 都有十分重要的意义。

遗憾的是, 目前尚未找到一种直接和可靠的方法。不过, 只要我们根据该区油生成、运移和聚集的地质—地球化学条件进行综合研究, 也还能够得出一些较为可信的信息。确定油气藏形成时间的常用方法如下。

一、根据生油层的主生油期

确定气藏形成的最早时间

在石油成因、运移等章中业已指出, 生油层达到主生油期时才能大量生成石油, 然后排出。油气藏形成的时间只能晚于主成油期, 而不可能更早。因此, 我们就可以根据对生油层中有机质演化的地质、地球化学资料, 确定主生油期, 并把这个时间作为油气藏形成的最早时间 (即不可能早于该时间)。

不同油气区的地质, 地温梯度和地热历史有着巨大的差别。富含有机质的沉积物埋藏到达主生油期的时间相差甚远。短的只要 10~30Ma (如

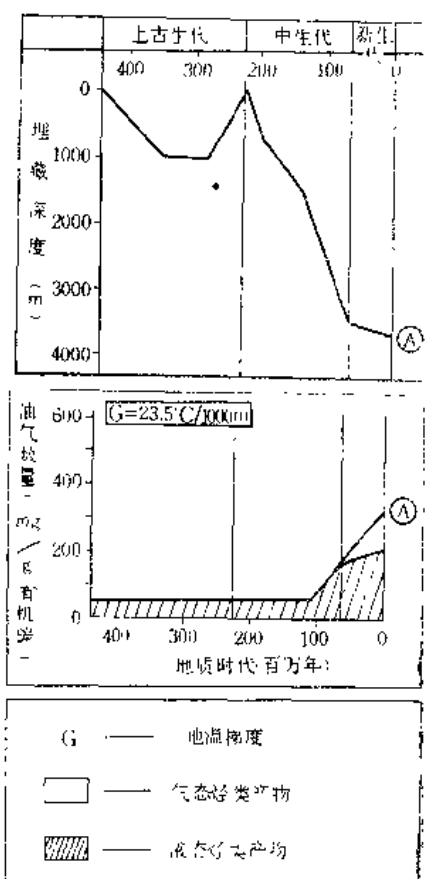


图 8—14 哈西·迈萨乌德区下志留统生油层底埋藏历史及所形成的烃类随地质时代而变化
(据 Tissot, 1975)

美国洛杉矶盆地的上第三系,我国东部盆地的下第三系),长的可能要50Ma到10Ma,甚至300~400Ma。如阿尔及利亚的哈西·迈隆乌德区下志留统生油层,直到石炭纪埋深仅1000m,还未达到主生油期;二叠纪上升遭侵蚀,三叠纪重新开始强烈沉降,直到白垩纪末才埋深达3700m。用数字模拟计算烃类形成数量与地质时代的关系(图8—14),说明该生油层的主生油期从晚白垩世才开始,第三纪达到高峰。因此,该油气藏形成的时间最早不可能早于晚白垩世。自早志留世到晚白垩世,共经历了三亿多年。

二、根据区域倾斜发生的时期确定油气藏形成的最早时间

油气向储集层上倾方向运移的临界油柱高度(Z_o):

$$Z_o = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_i} - \frac{1}{r_p}\right)}{g(\rho_w - \rho_o)}$$

$$Z_o = l \cdot \sin \alpha$$

式中 α 为储集层倾角。 Z_o 是油柱长度(l)和 $\sin \alpha$ 的乘积,只有 $\alpha \neq 0$ 时才能使向上倾方向的油柱达到一定高度值,才能使其浮力足以克服毛细管阻力,进而才能发生向上倾方向的运移。因此,油气藏形成只能发生在区域倾斜达到一定程度,油气能作区域性油气侧向运移以后,而不可能在其前。

早在1955年,格索研究阿尔伯达盆地上泥盆统中油气藏形成时间时,已采用过这种方法。他根据上泥盆统储集层到早石炭世末仍为水平层,二叠纪末仅发生微弱的西倾,侏罗纪末仅有 $4 \sim 13'$ 的倾角,直到始新世才达到 $52' \sim 1^\circ 28'$ 的变化特点,认为,直到侏罗纪末还不足以形成二次运移所必须的倾斜度,只有始新世时才有可能作侧向二次运移。因此,该区上泥盆统中油气藏形成的时间不可能早于始新世。

对于该区油气藏形成的时间,蒂索(1975)根据生油层的主生油期的研究结果,也得出了基本一致的结论。

三、根据圈闭形成的时期确定油气藏形成的最早时间

圈闭是形成油气藏的前提,故其形成一定要早于或等于油气藏形成的时间。因此,可以根据圈闭形成的时间作为油气藏形成的可能最早时间。

圈闭可以是在储集层之上盖层沉积后不久形成(如透镜状岩性圈闭);也可以是在储集层被埋藏相当长的地质时期后经构造运动改造而成。它可以是某一地质时期某一幕构造运动形成的,也可以是在漫长的地质时期内经多次改造而形成的。

图8—15为莱复生拟定的确定圈闭形成相对的时间顺序的示意剖面图。图中a—e为地层时代符号,1—7为圈闭号。1是a上覆泥岩盖层沉积后形成的尖灭型岩性圈闭;2是b—c之间造成不整合的构造变动所形成的断层圈闭;3是c沉积后形成的不整合面下的不整合圈闭;4是其上盖层沉积后形成的透镜型岩性圈闭;5—7是背斜圈闭,都是在e沉积后经褶皱而形成的。

在上述圈闭中所形成的油气藏,其形成的时间不会早于相应的圈闭。

对于经长期发育,逐步扩大其容积的圈闭,可根据圈闭容积应大于或等于油气藏容积的原则,对比不同发展阶段圈闭容积和现存油气藏容积之间的关系,就可以确定油气藏形

成的最早的可能时间。

当油气藏被断层切割时，还可以利用断层与油气藏的相互关系，通过确定断层形成的时间，作为油气藏形成时间的最早或最晚时间的界限。

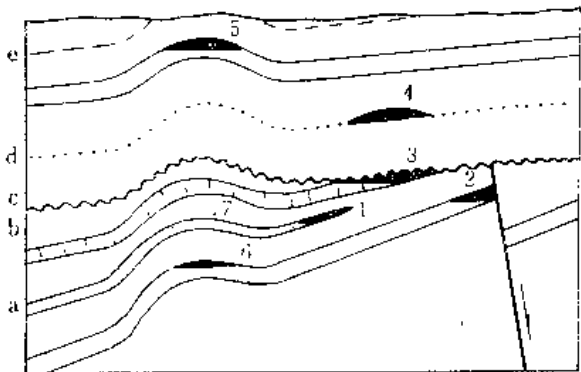


图 8—15 确定圈闭形成相对时间的示意剖面图
(据 Levorsen, 1954)

四、根据饱和压力确定油气藏形成的时间

饱和压力又叫起泡点压力。当石油被天然气所饱和时，石油的比重最小、浮力大，粘度最小、流动性最强，因而运移和聚集作用也最为活跃。这种情况下形成的油藏，其地层压力（油贮压力）应是饱和压力。油藏的饱和压力与油藏形成时的埋深有关，因此达到此埋深的地质时期，就是油气藏形成的时期。

根据饱和压力推算油气藏形成时的埋深，可按下列式求得：

$$H = \frac{10P}{\rho_w}$$

式中 H 为油藏形成时的埋深 (m)； P 为饱和压力 (10^5Pa)， $10P$ 为饱和压力的水柱高 (m)； ρ_w 为比重，设为 1。

若油藏的饱和压力为 $300 \times 10^5 \text{Pa}$ ，埋深为 3000m，那么，这就是说油藏形成时的埋深为 3000m 时的地质时期，这就是油藏形成的时间。

根据饱和压力所确定的油气藏形成时间，似乎比上述方法更直接和准确些。但是，这种方法是建立在一系列假设条件基础上的。首先，要求油藏在饱和压力下形成；其次，在油藏形成后的漫长地质年代里，油气的成分和温度保持不变，否则将会改变其饱和压力，使计算产生误差；再次，还要求油气藏形成后其上覆地层不遭受侵蚀。上述条件对一般油藏来说，是不易完全具备的。因此，它也是一种概略的方法。

五、根据圈闭容量确定天然气藏形成的时间

假设气藏形成时天然气充满圈闭容积，而在其后的整个地质时期内圈闭容积和温度保持不变，并维持在较低的压力下，同时气藏中的天然气也没有渗漏和散失；那么，气藏中气体的体积与压力之间的关系，应符合波义尔定律，即

$$P_0 V_0 = P_1 V_1$$

式中 P_0 、 V_0 分别为气藏形成时的地层压力和气体体积； P_1 、 V_1 分别为现时气藏的地层压力和气体体积。根据假设，则 V_0 可以圈闭的容积表示之。

又因 $H = 10P_0$ 或 $P_0 = \frac{1}{10}H$

则

$$H = \frac{10P_1V_1}{V_0}$$

式中 P_1 、 V_1 、 V_0 都是可以测定或计算求得的参数， H 可根据这些参数算出。确定出气藏形成时的埋深（ H ）后，就可按与上述相同的步骤确定气藏形成的地质时期。

但是，这种方法同样是建立在一系列难以完全满足的假设基础上，因而计算结果与实际情况存在一定程度，有时甚至较大程度的误差。不过，在综合分析时仍不失其参考价值。

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

普罗佐鲁维奇（Г. Э. Прозолувич, 1966）等在研究西西伯利亚侏罗系—白垩系砂岩的成岩作用和次生变化时，发现在油藏部分再生石英（次生加大）最少，靠近油水接触带明显增多。他们认为石油的聚集可使再生石英作用停止。如果这个假设成立的话，那么油藏中再生石英的数量所代表的埋藏深度，应是油藏形成的深度。他们根据侏罗系和白垩系砂岩再生石英这种数量与埋藏深度之间相关性的分析，认为油藏（上侏罗统）中再生石英的含量大致相当埋深1000~1100m处。根据上述资料，作者得出上侏罗统的B—I，B—II、III油层中的石油，大致在早白垩世的赛诺曼阶开始聚集的。

在西欧的德国和北海盆地油藏均作过不少类似的研究，并取得一定的效果。但是，这种方法同样有它自身的局限。因为，砂岩中再生石英数量受到多种因素影响，它与深度变化有时缺乏明显的相关性。这一点在应用时要特别给予注意。

此外，有人试图利用甲烷的碳同位素，氦、氖等稀有气体的含量和同位素成分，以及石油烃类组成与年代或深度的关系，来确定油气藏形成时间。这些方法实际上主要是用来确定烃类或稀有气体生成的年代问题，在解决油气源对比时尚有一定参考价值；可是如果用来确定油气藏形成的时间，则相去较远。这里就不一一介绍了。

第四节 油气藏破坏和油气再分布

一、概 述

圈闭中聚集的油气，其四周被非渗透性岩层、水体单独或联合封闭，与介质的物理环境处于相对稳定的平衡状态。在缺氧、较低温度和压力条件下，油气具有化学上的稳定性。但是，上述的平衡和稳定都是相对的，有条件的。一旦条件发生变化，油气藏就将遭到破坏，或进行油气再分布。因此，所谓油气藏破坏和油气再分布，实质上就是在各种地质、物理、化学因素作用下，油气圈闭（主要是指封闭条件）或油气本身的物理化学稳定性遭到部分或全部破坏，致使油气在新条件下发生再运移和再聚集的过程。在这个过程中，油气部分或全部逸出圈闭并散失在大气中；或者因各种降解作用使石油发生氧化变质，从而部分或全部丧失其工业价值，统称为油气藏破坏。如果逸出的油气在一个或若干个新的圈闭内聚集成新的油气藏，则称为油气再分布。再分布的结果可以使原有较大的油气藏分散成若干较小的油气藏，降低其工业价值；但也可以由若干个油气藏中的油气，在再分布过

程中富集成一个较大的，甚至是巨大的油气藏，从而大大提高其工业价值。

造成油气藏破坏和油气再分布的因素是很多的。在很多情况下，圈闭的破坏和石油（气）本身物理化学稳定性的变化，又是相互联系的。但是，考虑到行文方便，下面将分别予以论述。

二、引起圈闭破坏和油气再分布的地质作用

（一）引起圈闭破坏的地质作用

破坏圈闭的地质作用有：侵蚀、断裂、刺穿、以及岩浆侵入所导致的热变质等。

侵蚀作用的结果，可以使圈闭上方的盖层被侵蚀，以致油层直接出露地表；或盖层残留厚度过小，以致不足以封闭油气。这些情况下，油气可以不断向地表逸散，使油气藏遭到严重的乃至彻底的破坏。但有些情况下油层上倾方向被侵蚀出露的面积较小。石油被氧化后可以形成沥青塞，使得下倾方向未逸出的油气得到保护，形成所谓沥青封闭型圈闭。

断裂和刺穿作用的结果，都可使油气圈闭造成一定程度的破坏，进而引起油气沿刺穿岩体及断裂系统向地表逸散。

此外，当构造运动使圈闭容积减少时，油气可以向上倾方向发生再运移。

无论那种情况造成的圈闭破坏，只要使油气藏中的油气溢出地表时，就可在地表形成规模不等、类型不一的油气显示。

但是，必须指出，各种直达地表的通道不可能一直敞开。在重力作用下，或在氧化沥青和地下水沉淀的堵塞作用下，这些通道可以在不同程度上被堵塞。一般说埋藏较深的油气藏其通向地表的通道可能在较短的时期内被封闭；而埋藏较浅的油气藏其通道不易被封闭，油气逸散损失较严重，甚至会遭到彻底的破坏。

此外，盖层的质量和厚度，含油岩系的组成及油气藏的压力都对通道的开启程度和持续的时间具有一定程度的影响。

（二）引起油气再分布的地质作用

促使油气再分布的地质作用很多，但以断裂最主要。

1. 断裂时油气再分布的作用

断裂对油气再分布的作用，表现在多方面。当断距小于储集层厚度时，油气再分布仅在储集层内作小的调整。

当断裂作用使油层的一部分与上方储集层连通时，可使原有油藏圈闭的容积变小，并使新溢出点以下的油气沿断层向上方储集层中运移，在新的圈闭内聚集成新的油气藏（图8—16和图8—17）。其结果，是使原先单一油气藏，分解成若干个油气藏，以致油气藏的规模和价值都相应地变小。

当油田中存在多油层，且最上部存在良好储集层，其上又有厚度大质量好的盖层时，断裂作用可以使多油层中的油气，向上方储集层中富集，形成巨大储量的主力油层。波斯湾盆地扎格罗斯山前带的许多巨大油气田都有这种特点。那里的油田大多存在三个主要含油层位，即第三系的主灰岩（伊拉克）或阿斯玛灰岩（伊朗）、白垩系灰岩和上侏罗统灰岩。而在第三系主灰岩（阿斯玛灰岩）之上因有巨厚的法尔斯组膏盐层封闭，所以成为富集油气的主力油层。

2. 其它地质因素对油气再分布的作用

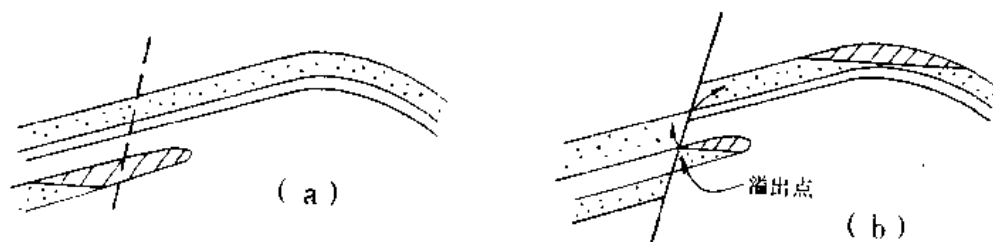


图 8—16 背斜翼部岩性油气藏中油气因断裂作用造成的再分布作用
(据 Hobson, 1956)

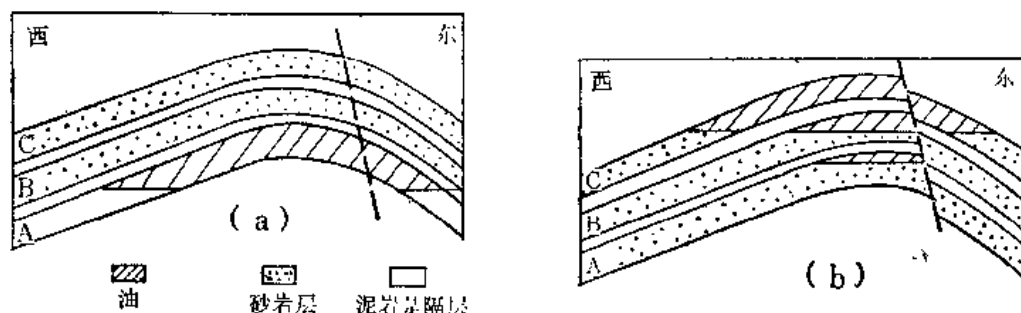


图 8—17 断层对具多储集层的单一油层的背斜油气藏中油气再分布的作用
(据 Hobson, 1956)

储集层不均衡掀起作用, 可以使原有圈闭的高点位移, 容积减少。如果油气充满或接近充满圈闭时, 容积的减少将使油气溢出, 向上倾方向运移。溢出的油气在适宜的条件下可在运移路线上的圈闭中聚集成新的油气藏。

储集层因构造运动上升变浅时, 油层的压力相应地下降, 于是油内的溶解气将游离析出, 形成气顶。这时气占有原先石油占据的空间, 而将石油挤出圈闭, 溢向储集层上倾方向。如果储集层上倾方向有适当的圈闭, 就可聚集起来形成新的油藏。

水动力作用不仅造成油水界面倾斜, 而且明显改变圈闭的大小和位置, 甚至使原有圈闭消失。因此, 在水动力作用下, 可以使原有油气藏中的油气发生再分布和再聚集。

三、油气藏中石油的变化

油气藏中石油的变化, 按其条件和产物可分为氧化变质和热演化变质两类。

(一) 石油的氧化变质作用

所谓氧化变质作用, 系指原油在低温低压下氧化成为稠油和沥青类矿物的变化过程。原油的氧化变质作用常与油气藏遭受不同程度的破坏致使氧进入油气藏, 或与原油通过一定渠道上升到氧化带乃至地表联系在一起。

在氧化变质作用过程中, 原油的轻组分由于蒸发、氧化和微生物降解作用而大量损耗, 而重组分则不断增加。结果, 原油变质成为稠油和沥青类矿物, 大大减低了其工业价值。

石油的氧化变质作用依其强度大致可分为: (1) 油贮内的降解作用; (2) 地表充气条件下的变质作用。考虑到后者在油气显示一章已有所述及, 下面着重讨论油贮内原油的降解作用。

油气藏中原油的降解作用是在油层水与地表的大气降水有一定连通性的条件下发生的。这种油层水一般含有少量(1~8ppm)溶解氧气及多种微生物(细菌)。

微生物降解作用对油所起的破坏较为明显。据估计世界上原油总储量的10%左右被细菌所消耗;另有10%原油的质量因微生物的降解作用变差。但是,在某些情况下,微生物降解作用对地下油气起着有益的作用。例如,当油层的一部分上升侵蚀而裸露地表时,氧化和微生物的降解作用可以造成沥青封闭,使其下的石油得以保存;又如,在油水界面上存在沥青“垫被”也是微生物降解和氧化作用的产物,但在“垫被”形成后,在某种程度上亦对其上的油气起一定的保护作用。

在油田中已发现的微生物有30属100个种以上的细菌、真菌、霉菌和酵母菌,不同菌种都能破坏一种或几种烃类,特别是碳数较低的烃类。虽然微生物破坏烃类的机理并没有完全搞清楚,但大量的实验和地质观察均已证实,微生物的降解作用是确凿无疑的。

乔布森(A. Jobson, 1972)等用混合细菌处理加拿大萨斯喀彻温州的原油样品,在30℃条件下经21天培养后,发现微生物对原油的降解作用相当明显(图8—18)。原油的比重从0.827(40°API)增到1.046(5°API);烷烃—环烷烃约有30%被破坏,芳烃少量被破坏。

拜莱(N. J. L. Bailey, 1973)等所作的大量实验表明,低碳数($<C_{20}$)的烃类先于高碳数的烃类被微生物所消耗;烷烃先于环烷烃和芳烃;正烷烃先于异构烷烃;单环的环烷烃和芳烃先于多环和复合的环烷烃、芳烃。微生物消耗最多的是低碳数的正烷烃,而对高碳数的异戊=烯型烷烃、复合环的甾烷和三萜烷烃、含N、S、O的重杂原子化合物则不起作用。因此,生物降解作用显著的原油在组成上具有烷烃,特别是正烷烃含量低,而多环和复合的环烷烃、芳烃、N、S、O的重杂原子化合物、沥青质等富集的特点。

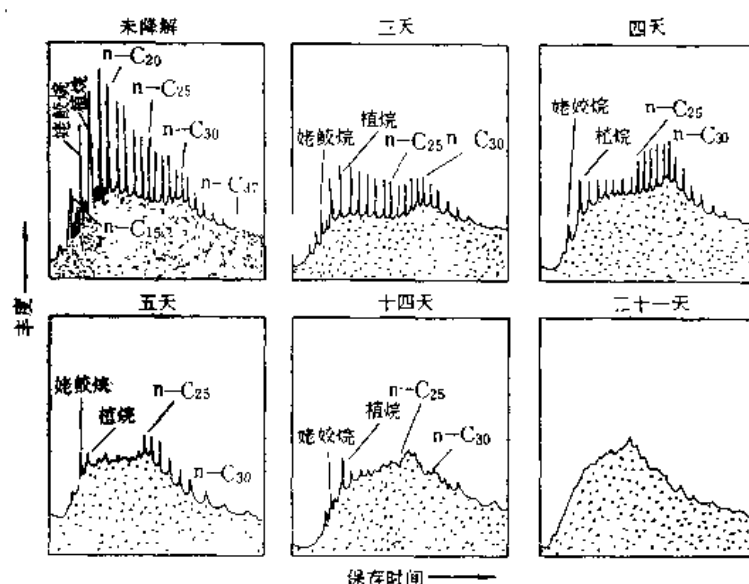


图 8—18 萨斯喀彻温州的原油样品在30℃时用混合微生物群培养21天的过程中,表示不同阶段微生物降解作用的气相色谱图
(据 Jobson等, 1972)

萨斯喀彻温州威利斯顿盆地东北部密西西比系密森峪谷段中原油的变化,可以作为微生物降解作用的实例之一。油田东南为盐水区,微生物降解作用不明显,石油的比重为

36°API, 饱和烃占47%; 而油田的西北为淡水区, 微生物作用显著, 比重增加到15°API, 饱和烃含量降到19%, 含N、S、O化合物增加到37%, 沥青质含量增加了一倍。

未降解和降解原油的气相色谱图(图8—19)有着明显的区别。对比上述图谱, 可以看出: 经微生物降解作用的原油(图8—19, 上)中正烷烃含量显著减少, 而异戊间二烯型烷烃则没有明显减少。植烷/正十八烷、姥鲛烷/正十七烷的比值则显著增大。

此外, 微生物降解作用的结果, 导致旋光性明显的增强。这是低分子的正烷烃(旋光性弱或无)的丧失, 而高分子、复合环的环烷、芳烃及含N、S、O化合物富集的必然结果。

细菌降解作用使 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素类型曲线形状发生明显改变。图8—20为威利斯顿盆地微生物降解原油的 $\delta^{13}\text{C}$ 类型曲线图。它与未降解原油的 $\delta^{13}\text{C}$ 类型曲线相比, 饱和烃的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显升高, 非烃和沥青质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则因降解新分子的加入而略有下降, 芳烃变化不大, 原油总体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值略有提高。

氧化作用、水洗作用是使原油降解的另一类作用。

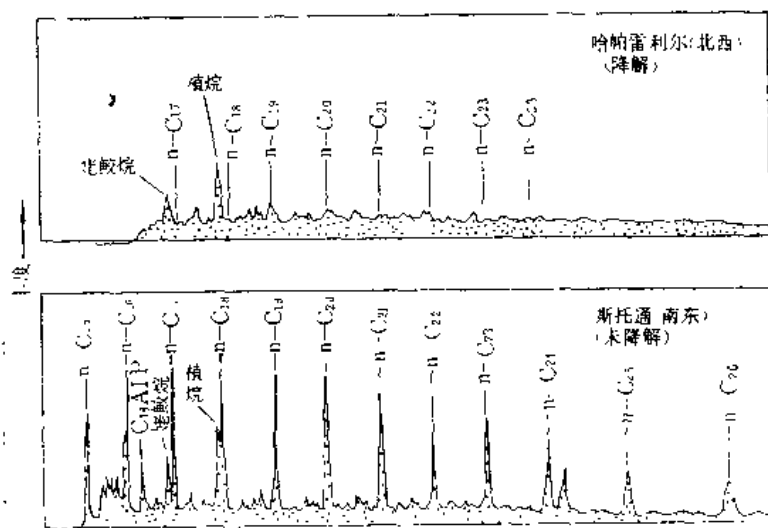


图 8—19 威利斯顿盆地密西西比系密森峡谷段原油饱和烃的气相色谱图
下图为未降解的 Stoughton原油, 上图为High Prairie原油
(据 Bailey等, 1973)

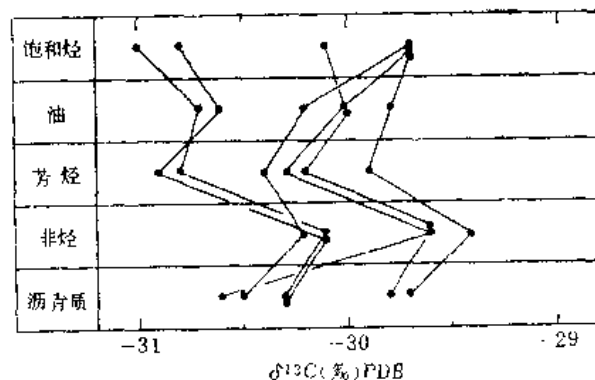
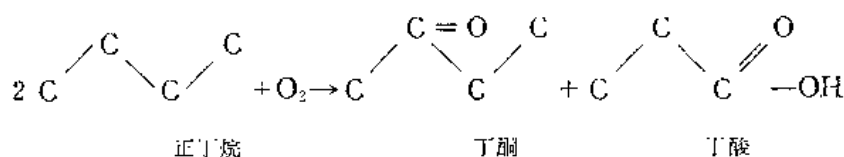
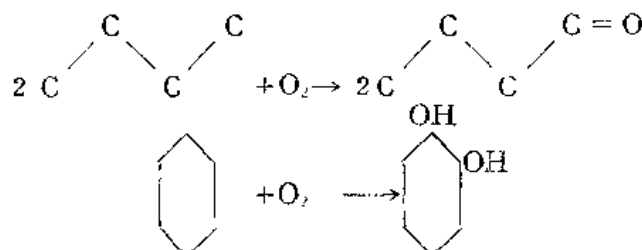


图 8—20 威利斯顿盆地生化降解原油分子类型— $\delta^{13}\text{C}$ 曲线
(据 Bailey等, 1973)

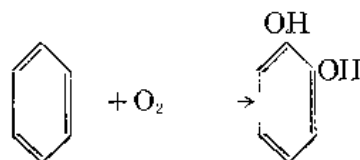
原油氧化作用的结果，可以使烃类氧化为醇、酮和酸。例如，正丁烷被氧化可以形成丁酮和丁酸。其反应式如下：



烷烃和环烷烃氧化，亦可形成醇类



芳烃氯化可形成酚类



氧化作用的结果, 使石油轻烃减少、重组分增加, 原油变质为稠油。

水洗作用的实质是溶于水中的氧气、氧化物和微生物与原油中的烃类作用。它们的变化具有同一的方向。因此，这里就不再重复论述。在不少文献和著作中，把委内瑞拉的拉贡尼拉斯（Laguni-Ilas）油田（图8—21）作为经水洗作用仍有开采价值的油田实例。

该油田的原油储量为 $1.2 \times 10^8 \text{m}^3$ 。在油层露头到上部油水接触面的淡水覆盖带宽5~10km是沥青封闭,其下为比重 $10 \sim 14^\circ \text{API}$ 的重质原油,向下倾方向是比重为 $14 \sim 22^\circ \text{API}$ 较轻质原油,深部为比重 $> 22^\circ \text{API}$ 的轻质原油。

(二) 原油热演化变质作用

所谓热演化变质作用，系指油气藏中的石油在热力作用下向降低自由能而具有更高化学稳定性方向变化的过程。在这一过程中原油的一部分逐渐聚合成固体沥青类矿物而析出，形成所谓储层沥青。而另一较大部分则向低碳数烷烃方向演化，使得原油变轻、品质变佳；在演化的更高阶段则向轻质凝析油，最后向甲烷方向发展。热演化变质早期不仅没有明显的破坏作用，而且还有利于石油品质的改善，提高其工业价值，但演化达到一定程度后，特别是进入甲烷化阶段后，则在相当程度上降低了经济价值。

油气藏中石油的热演化与自然界的一切物质一样,都具有方向性,而这种方向性首先是由该物质的能量变化的方向性所决定的。任何物质的物理化学变化,都是在一定条件下朝自由能不断降低的方向发展,变化的产物应具有更高的稳定性。

油气藏中原油的热演化变质作用，是在缺氧的封闭系统中进行的，因而系统中的化学反应保持物质平衡状态。

上述基本原则决定了热演化变质作用的方向和产物。

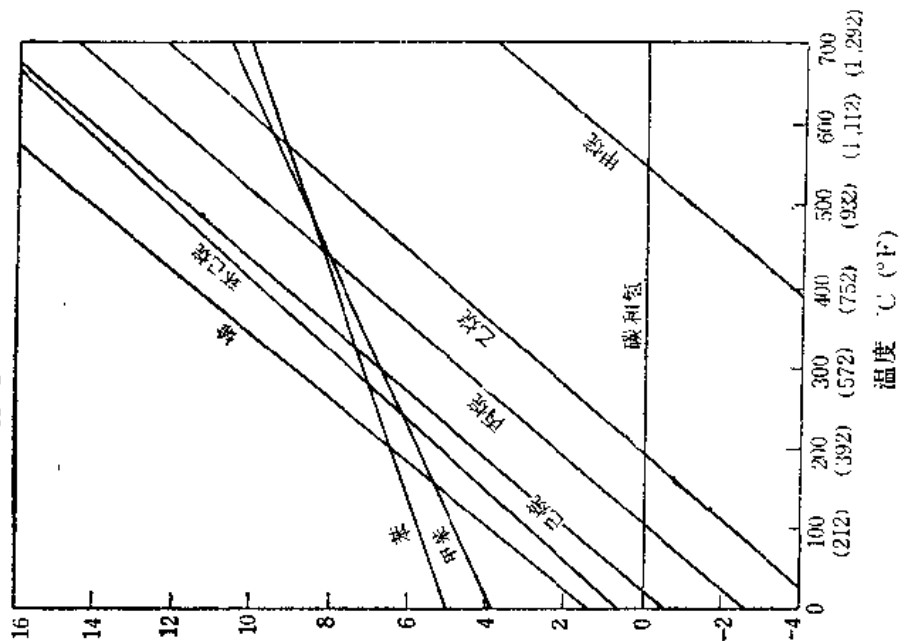


图 8-22 在常压下, 随温度增加烃类的热稳定性
(据 Hunt 等, 1975)

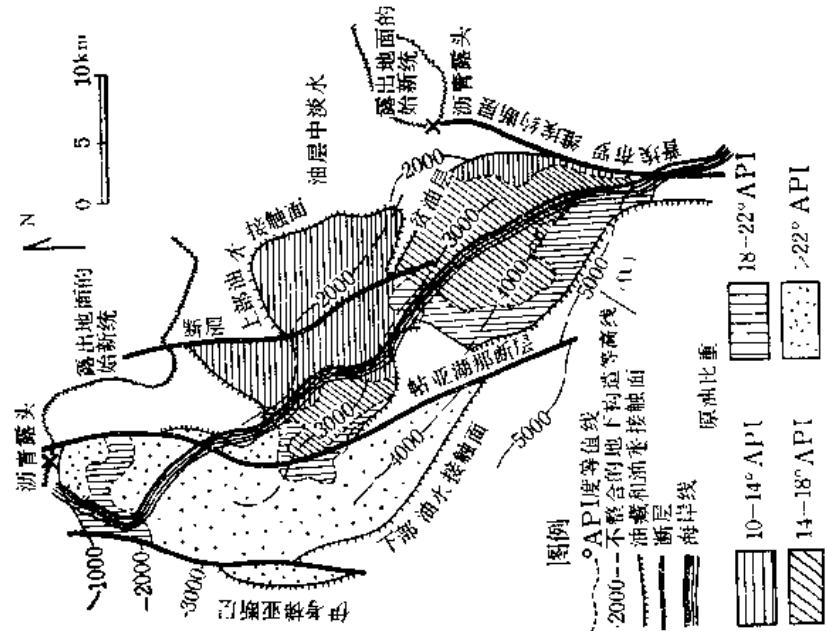


图 8-21 委内瑞拉拉斯斯油田的原油比重变化及油水接触面分布图
(据 Dickey 和 Hunt, 1972)

对于烃类来说, 不同碳原子数, 或同一碳原子数而结构不同的烃类, 具有不同的自由能。在常压下, C_1-C_8 的烷烃、环烷烃、芳香烃和烯烃的自由能和温度的关系, 如图 8—22 所示。

从图可知:

1. 烷烃的自由能随碳数增加而增大, 甲烷的自由能最低, 稳定性最高;

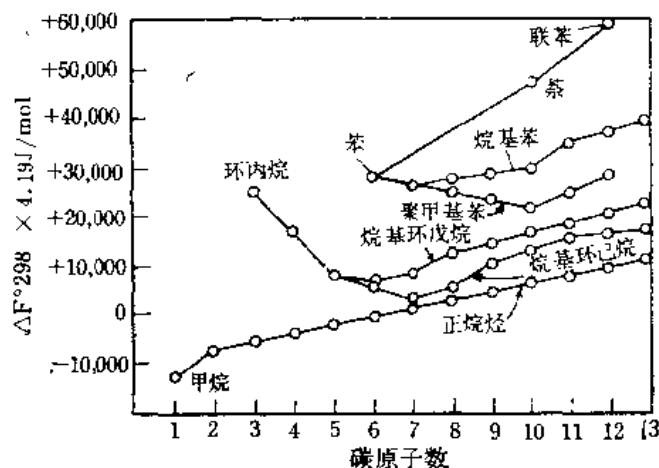


图 8—23 25℃时烃类的热稳定性

(据 Andrey 等, 转引自 Hunt, 1979)

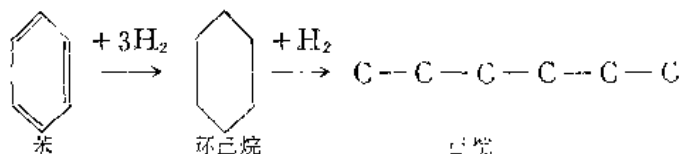
2. 碳数相同 (C_6) 的烃类, 自由能由大到小的次序: 烯烃 > 环烷烃 > 烷烃, 或者说热稳定性的次序: 烷烃 > 环烷烃 > 烯烃;

3. 芳香烃与环烷烃、烷烃的自由能大小次序, 比较复杂, 在低—中温条件下 (小于 $250 \sim 300^\circ\text{C}$), 芳烃 > 环烷烃 > 烷烃; 而在高温条件下 (大于 $250 \sim 300^\circ\text{C}$), 环烷烃 > 烷烃 > 芳烃。考虑到油气藏中热演化变质作用都是在低—中温条件下进行的, 因此就油气藏中烃类而言, 在碳数相同条件下, 烷烃最稳定, 环烷次之, 芳烃稳定性差。

不同碳数、不同结构的烃类热稳定性情况, 在图 8—23 中表现得更为清晰。

根据上述资料, 烃类热演化变质作用的变化方向, 应该是由芳烃向环烷, 再向烷烃直至甲烷方向进行。

但是, 上述演化方向都是加氢反应。以苯为例:



而在油气藏并不存在游离氢源, 氢都是与烃或烃类衍生物结合在一起的。要使前述反应得以实现, 除了芳烃的环烷化反应, 环烷的烷烃化以及高碳数链烷裂解为低碳数链烷的反应 (这些都是加氢反应) 外, 必然还同时存在环烷的芳构化反应和芳烃聚合反应 (这些都是放氢反应)。两者在该系统中保持平衡。因此, 该系统中的化学反应不是简单的、单一方向的反应。而是复杂的多向的反应, 但反应的总趋势是向降低自由能方向进行。

芳烃聚合反应的产物—多环稠合的含 NSO 化合物, 在液态烃中的溶解度急剧降低, 最后必将或早或迟地变为固体析出, 成为储层沥青而离开这个系统。而烷烃化和甲烷化的结

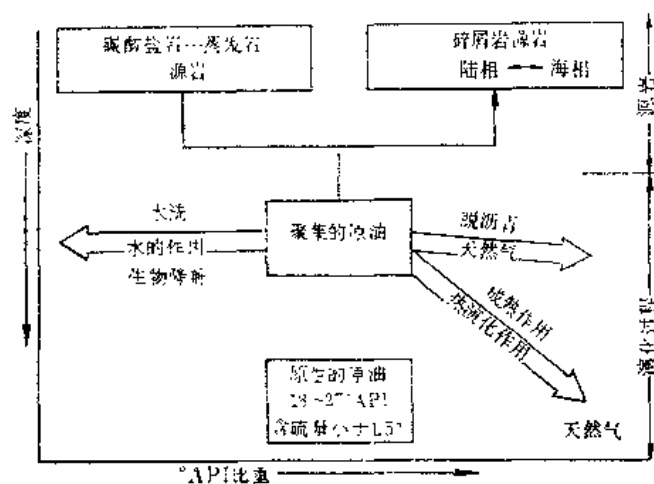


图 8—24 油藏中石油化学成分变化模式图

(据 Barker, 1979)

果将使液态原油变轻，成为轻质凝析油直至甲烷气。

根据上述分析，油藏中石油的变化可以归纳为如（图8—24）模式。

第九章 含 油 气 盆 地

第一节 含油气盆地概述

一、含油气盆地的概念

石油地质学主要是研究沉积盆地的地质学，因为石油主要赋存于沉积盆地之中，没有盆地也就没有可能去寻找石油。因此，对盆地的研究是评价油气远景的基础。

沉积盆地可以认为是：在地球表面具有相当厚沉积物的一个构造单元。盆地中的沉积物可以来自一个方向或几个方向，但沉积物厚度应比周围地区大得多，因此有时可以在盆地周围找到岸线形迹，与沉积作用同时具有下沉作用。

构造盆地是指受到后期构造作用改造而形成的盆地。其中沉积物厚度与周围比较起来没有明显差别，实际上也就是封闭的区域向斜。

地貌盆地是指陆地表面或洋底上的地形凹地，这种凹地可以有较厚沉积物，也可以只有少量沉积物。

无论是沉积盆地、构造盆地或地貌盆地，只要有过油气生成，并运移富集成为工业性油气田时，则这类盆地称为“含油气盆地”。

二、决定盆地中油气丰度的基本因素

一般说来，盆地中油气丰度直接由四个主要条件来决定，这就是：

(1) 在沉积层系中必须富含生油的有机物质 (material)，在氧化作用、稀释作用和簸选作用受到限制的条件下，可以形成有利的生油沉积。

(2) 考虑到有机物转化为油气，必须有适当的热作用，以达到热成熟 (maturity)，所以要注意盆地热流值与埋藏时间和深度的关系。

(3) 要使油气富集起来，就要有有利的运导层或其他运移通道，因此油气运移是富集的重要因素，倾斜的砂层或张性断层常为此提供良好的运移条件。

(4) 为了使油气聚集得以保持 (maintenance) 则多孔储集层必须为不渗透的盖层所遮盖，并要有适宜的圈闭条件。

上述四个油气富集因素的有利配合，使生油层、运移通道和储集层互相接触，在适宜的热流和应力条件下可以形成油气富集。

三、盆地演化的主要特征

沉积盆地在演化过程中主要受以下因素的相互影响：

(1) 构造环境常常控制盆地大小和几何形态，同时也控制构成盆地底板和侧翼的基岩特性。而基岩性质和轮廓又影响区域地层倾斜和局部构造特征，从而控制盆地中流体的

运移和聚集。

(2) 下沉速率和沉积速率的相互作用在一定程度上控制了盆地中沉积特点, 有时下沉速率很大而沉积速率很小, 这时就形成“饥饿盆地(或非补偿盆地)”。有时下沉速率和沉积速率相等, 这时由于沉积物大量堆积可以促使盆地进一步下沉, 许多三角洲盆地应属于这一类。

(3) 圈闭样式的变化同样受构造环境所控制, 在张性环境中盆地内主要出现掀斜断块和铲形正断层, 形成滚动背斜及挤入构造等, 如渤海湾盆地。而在压性环境中盆地内主要出现褶皱和冲断层等复杂构造, 如酒泉盆地等(图9—1)。

除了上述相互影响的四个地质因素, 尚有两个重要的物理因素, 就是热流场和应力场。同一盆地在演化的不同时期内是经历了不同的热流作用和应力作用。因此张性盆地常可转化为压性盆地; 反之, 压性盆地可转化为张性盆地。这时构造样式和沉积作用也随之变化。

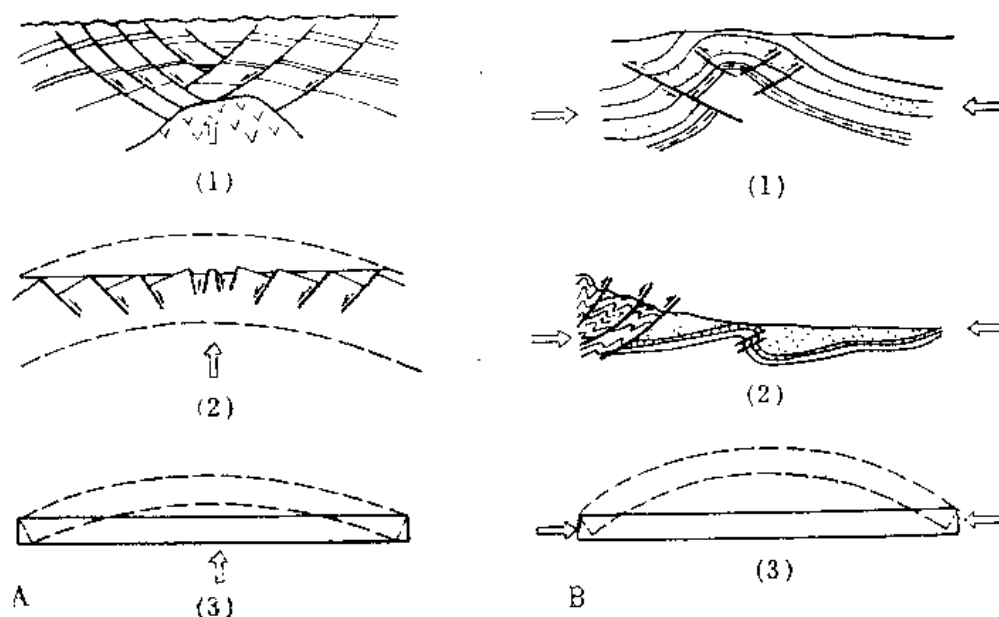


图 9—1 构造环境与圈闭样式示意图

A—中国东部张性盆地中的圈闭样式;
B—中国西部压性盆地中的圈闭样式

第二节 含油气盆地的分类

一、概述

为了对各种地质条件进行概括和比较, 以便对各种盆地进行评价和勘探, 许多学者提出了盆地分类。

含油气盆地的形成和发展是受大地构造条件所控制, 所以含油气盆地的分类也都以不同的大地构造理论为基础。为了解释地球上巨型山系和盆地面貌, 目前主要有三种主要假说:

固定论 是根据软流圈的热流动所引起的垂直运动来解释盆地的形成, 大洋的形成就

是海洋化的结果，如苏联别洛乌索夫所代表的学派是传统的固定论者。

膨胀论 认为地球一直处于膨胀之中，大洋的形成不是由于海洋化的结果而是由于沿着洋中脊的增生作用和扩展作用。

活动论 是以岩石圈在软流圈上的水平运动来解释盆地的形成，现在流行的板块构造理论认为一些重要的含油气盆地与板块边界的活动有关（图9—2）。

近二十年来地质科学的进展，在理论上发展了板块构造学说，在应用上发展了反射地震勘探，二者对石油工业发展都起了重要作用。目前更多的学者采用板块构造理论作为研究含油气盆地的工作假设；采用反射地震勘探作为研究盆地深部地质的工具。下面将各种含油气盆地分类作一简述，以供参考。

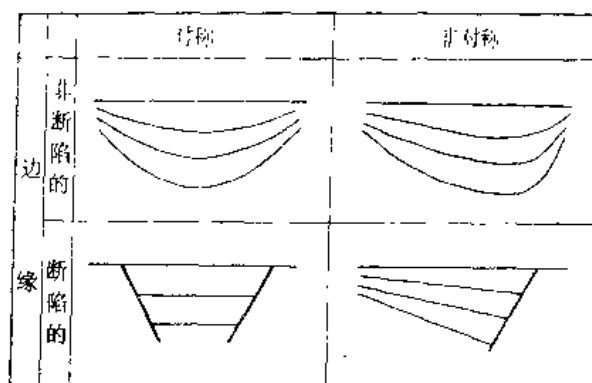


图 9—2 与板块边界活动带有关的各种不同类型的盆地

（据 W.R.Dickinson, 1976）

二、盆地的几何形态分类

由于沉积盆地之间差别很大，每个沉积盆地都各有特色，甚至可以说一个盆地就是一种类型。查普曼（Chapman, 1976）认为在教学中只作一个简单的分类就行，对于初学者来说这种分类还是很实用的（图9—3）。

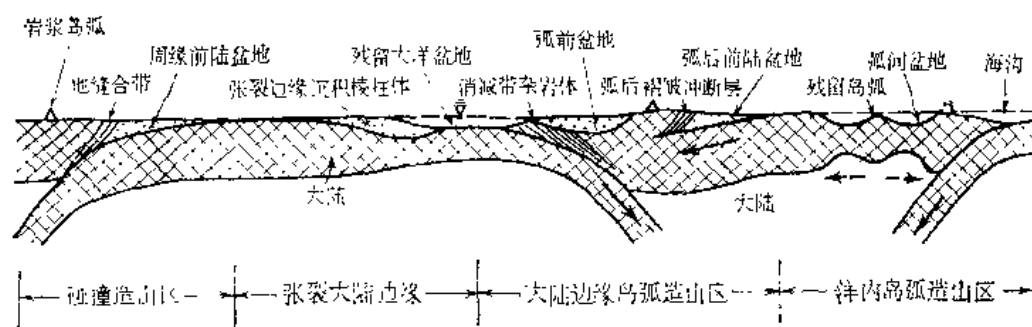


图 9—3 盆地的简单分类

（据 Chapman, 1976）

沉积盆地在几何形态上可以先分为对称的和不对称的，然后这两种类型可以根据盆地边缘性质再划分为：断陷的和拗陷的。

三、以固定论为基础的盆地分类

布罗德（Брод, 1965）的分类是以槽台学说为基础，同时考虑到盆地的地貌形态，将含油气盆地分成三大类，即：地台平原盆地、山前盆地和山间盆地，然后再根据盆地的基底时代作进一步划分，其分类如下：

（一）地台平原盆地

（1）具前寒武纪基底的盆地：如密歇根盆地、伏尔加—乌拉尔盆地；

(2) 具古生代和不同时代基底的盆地：如西西伯利亚盆地、墨西哥湾盆地。

(二) 山前盆地

(1) 与古生代褶皱带山前凹陷有关的盆地：如阿帕拉契亚盆地、提曼—伯绍拉盆地。

(2) 与后古生代褶皱带山前凹陷有关的盆地：如喀尔巴阡山前盆地、波斯湾盆地。

(三) 山间盆地

(1) 前寒武纪地台活化的山间盆地：如红海盆地、华北盆地。

(2) 古生代褶皱带的山间盆地：如松辽盆地、准噶尔盆地。

(3) 后古生代褶皱带的山间盆地：如特兰西瓦尼亚盆地、台湾西部盆地。

在这一分类中对盆地基底构造与盆地沉积盖层之间的关系考虑较少，而主要强调了地貌特征。

四、以活动论为基础的盆地分类

迪肯森 (Dickinson, 1976) 以板块构造观点对盆地演化和分类进行论述，首先将盆地分为两大类：裂谷环境，是以离散板块运动和张性构造为主，由于地壳变薄发生了下沉作用；造山环境，是以聚敛板块运动和压性构造为主，由于板块俯冲而引起地壳下沉，也可能由于沉积负荷加大而促进下沉。然后，又将每一大类作进一步划分如下：

(一) 裂谷型盆地

这组盆地的构造演化以拉伸的板块运动和地壳的张裂作用为主，包括下述八类：

(1) 底克拉通盆地 (infracratonic basin)：位于大陆内部的裂谷盆地，盆地基底已变薄；

(2) 边缘拗拉谷 (marginal aulacogen)：位于大陆边缘凹入部分，向大陆内部延伸的天折裂谷；

(3) 原始大洋裂谷 (protoceanic rift)：在两个大陆地块之间，开始出现狭长的洋壳，但沉积作用仍受两侧大陆的影响 (图9—4)；

(4) 冒地斜沉积棱柱体 (miogeoclinal prism)：位于大陆和大洋过渡带的陆阶、陆坡和陆隆上的沉积复合体，并将张裂的大陆边缘埋盖起来 (图9—5)；

(5) 陆堤 (continental embankment)：位于张裂大陆边缘的外沿，形成逐渐向海洋方向推进的沉积物；

(6) 新生大洋盆地 (nascent ocean basin)：在大洋中脊与大陆地块之间，由于新岩石圈增长和下沉而形成的盆地；

(7) 扭张性盆地 (transtensional basin)：沿着转换断层系，发生的拉开盆地或楔状断陷盆地；

(8) 弧间盆地 (interarc basin)：由于岩浆弧裂开，弧后扩张所形成的小洋盆。

(二) 造山型盆地

(1) 海沟 (oceanic trench)：由于板块俯冲所形成的深海槽 (图9—6)；

(2) 斜坡盆地 (slope basin)：发育在海沟与斜坡折点之间的构造凹地 (图9—6)；

(3) 弧前盆地 (forearc basin)：形成在岛弧与海沟间隙内 (图9—6)；

(4) 周缘前陆盆地 (peripheral foreland basin)：与碰撞造山带相邻，发生在克拉通周缘的盆地 (图9—7)；

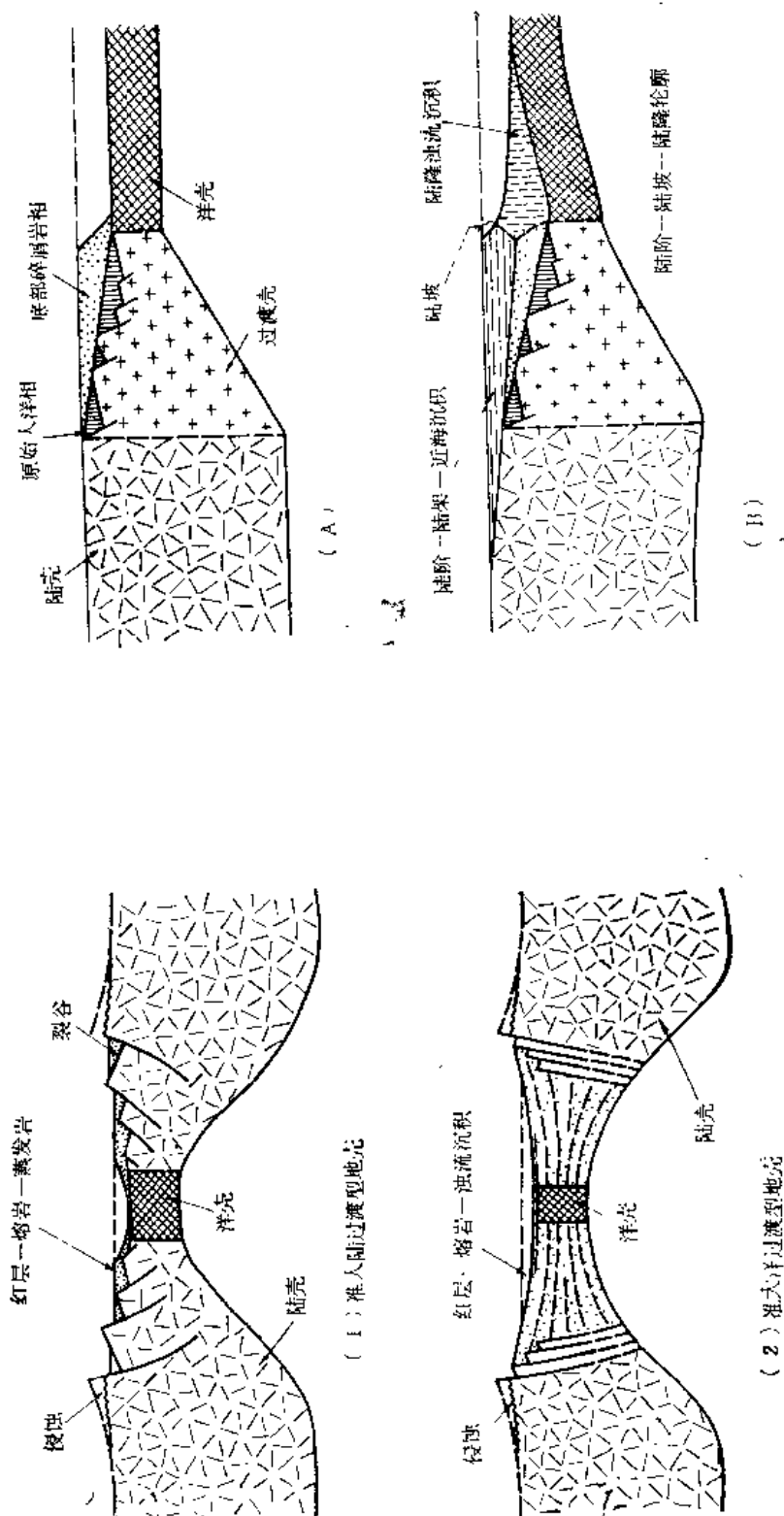


图 9-4 原始大洋裂谷示意图解
(据 W. R. Dickinson, 1976)

图 9-5 冒地斜棱柱体演化图解

(据 W. R. Dickinson, 1976)
从早期过渡型地壳快速下沉时底部为碎屑岩相 (A), 进一步发育到以挠曲下沉为主的三角洲碎屑沉积及藻礁碳酸盐沉积 (B)

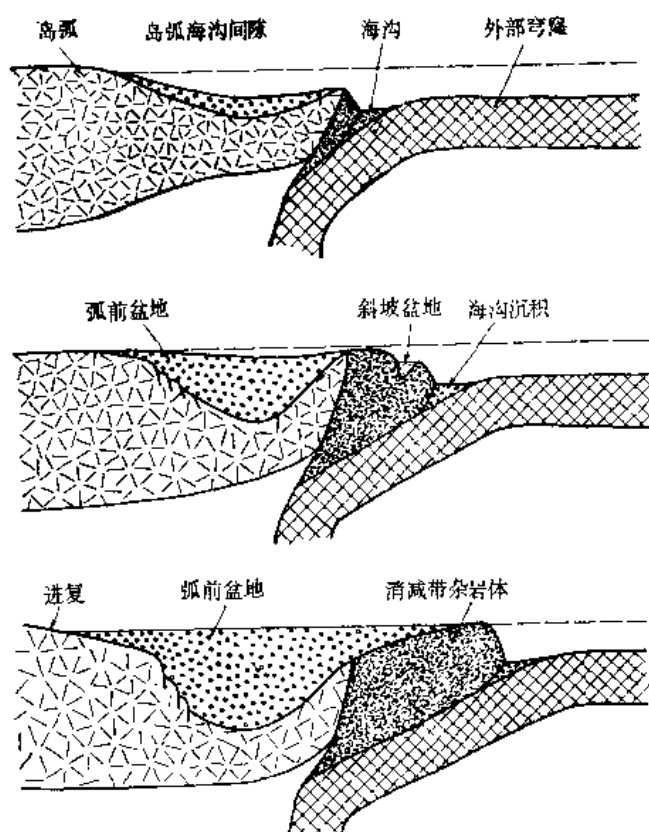


图 9—6 海沟、斜坡盆地和弧前盆地发育示意图
(据 W.R.Dickinson, 1976)
自上而下表示时间从早到晚

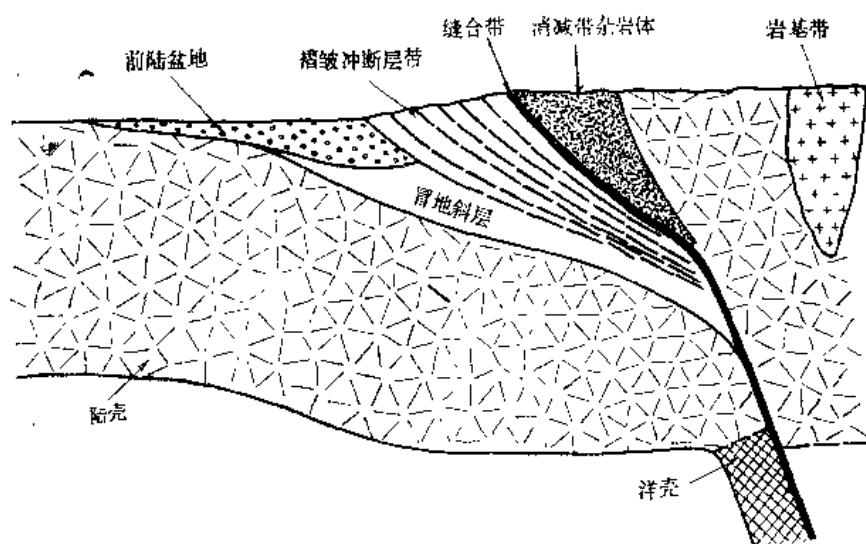


图 9—7 与碰撞造山带毗邻的周缘前陆盆地简图
(据 W. R. Dickinson, 1976)

(5) 弧后前陆盆地 (retroarc foreland basin): 与岛弧造山带相邻, 发育在大陆边缘岩浆弧的后面 (图9—8);

(6) 破裂前陆盆地 (broken foreland basin): 位于造山带的前陆盆地, 由于基底变形和块断所引起的构造凹地;

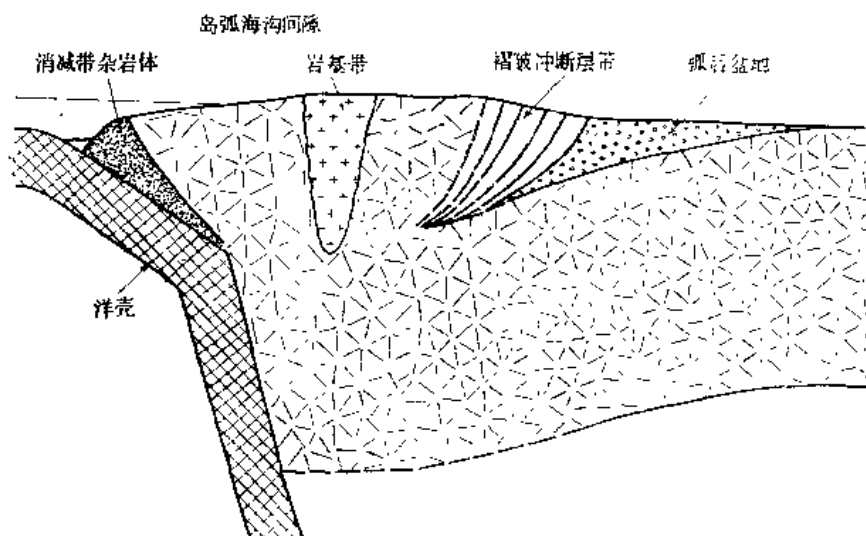


图 9—8 弧后前陆盆地横剖面简图

(据 W. R. Dickinson, 1978)

(7) 扭压性盆地 (transpressional basin): 沿着转换断层系, 可以出现扭动褶皱; (wrench fold) 和向下拗曲的盆地;

(8) 残余大洋盆地 (remnant ocean basin): 沿着岛弧—海沟系的边界, 由于老岩石圈的消减而产生的收缩盆地。

五、以地球动力学为基础的盆地分类

以地球动力学为基础来进行盆地分类, 是近年来一种新的趋势 (Bally, 1975; 朱夏, 1983; 刘和甫, 1982, 1983)。盆地作为岩石圈上巨大的沉陷区域, 以岩石圈地球动力学的研究为前提, 将对盆地形成的认识得到进一步的提高。

总之, 在盆地内沉积及构造样式的演化是受地球动力学环境所控制, 由于地球旋转速度的变化以及重力与热流的相互作用, 使含油气盆地在不同地质历史时期遭受各种应力作用, 但主要有两种力起着主导作用, 即地球旋转惯性力和重力。因此, 我们从地球旋转惯性力所产生的水平应力场 (图9—9) 和重力场来考虑, 首先将含油气盆地划分为四大类, 即: 张裂环境、压缩环境、剪切环境和重力环境。然后再根据盆地所在的地壳结构和大地构造位置作进一步划分。最后讨论由于含油气盆地在空间和时间上的变化所产生的横向复合盆地和垂向复合盆地。

现将含油气盆地的分类列表于后 (见表9—1)。

(一) 张裂环境盆地

随着超级大陆的解体, 中、新生代油气盆地的形成往往与大陆岩石圈破裂有关, 也就是地壳破裂化作用所产生, 这种碎裂往往与岩石圈的张应力有关, 根据其地壳性质和所处大地构造位置可以分为四个类型:

(1) 大陆裂谷盆地: 形成于大陆扩张初期, 盆地位于大陆型地壳之上, 开始为裂陷作用, 然后为区域性拗陷, 如北海盆地和渤海湾盆地;

(2) 陆间裂谷盆地: 产生于海底扩张早期, 出现有狭长的过渡型地壳, 如红海盆

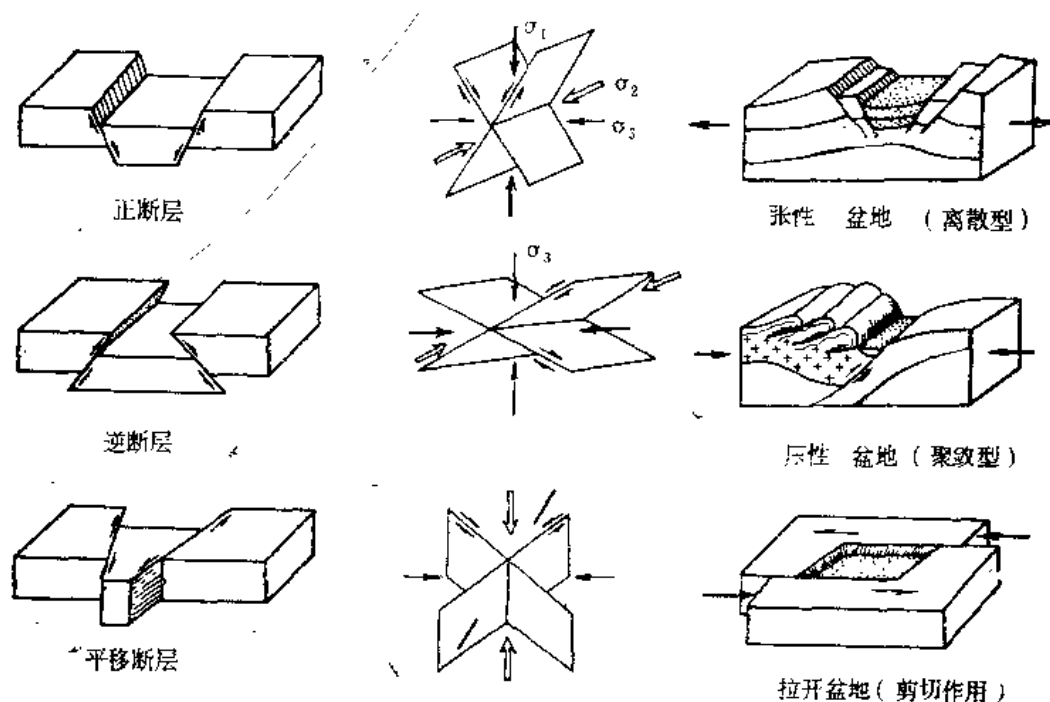


图 9—9 断层动力学模式和盆地形成 (主应力轴 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)
(据 刘和甫, 1983)

表 9—1 以地球动力学为基础的含油气盆地分类

张裂环境	1. 大陆裂谷盆地 2. 陆间裂谷盆地 3. 大陆边缘盆地 4. 边缘海盆地	如北海盆地 如红海盆地 如尼日尔盆地 如日本海盆地
挤压环境	5. 山前盆地 6. 山间盆地 7. 弧前盆地 8. 弧后盆地	如酒泉盆地 如准噶尔盆地 如库克湾盆地 如台湾西部盆地
剪切环境	9. 张扭性盆地 10. 压扭性盆地	如死海盆地 如圣华金盆地
重力环境	11. 克拉通内部盆地 12. 克拉通边缘盆地	如密歇根盆地 如北里海盆地

地;

(3) 大陆边缘盆地: 产生于海底扩张后期, 在被动大陆边缘上沉积向海方向推进的进积型沉积, 包括一些大型三角洲盆地, 如大西洋沿岸的一些盆地;

(4) 边缘海盆地: 主要是由于弧后扩张或弧间扩张所产生的一些小洋盆, 如日本海盆地及南海盆地。

另外当裂谷扩展作用遭到中断, 没有形成新的海洋, 这类盆地可以称为拗拉谷 (aulacogen), 我们把这类盆地暂归于大陆裂谷盆地之中。

(二) 挤压环境盆地

与造山带有关的盆地常常是油气富集地带，因为褶皱—冲断层带中圈闭明显，油苗丰富，常常成为石油工业发展的摇篮，按其所处大地构造位置进一步划分于下：

(1) 山前盆地：位于碰撞造山带的前缘，其下伏为大陆地壳，盆地结构为不对称，由褶皱—冲断层带向克拉通方向变为平缓，如酒泉盆地；

(2) 山间盆地：位于不同时代或同一时代的造山带之间，如准葛尔盆地；

(3) 弧前盆地：位于岛弧与海沟之间，如库克湾盆地；

(4) 弧后前陆盆地：位于岛弧后面靠大陆一侧，如台湾西部盆地。

(三) 剪切环境盆地

沿着直立的平移断层作剪切运动时，主要表现为水平分量而不具垂直分量，但当断层弯曲或断面偏离直立时，可以有张性或压性应力参与，这时可以产生隆起或凹陷。实际上大多数含油气盆地形成时既有水平运动分量，又有垂直运动分量。水平运动有利于构造圈闭的形成，垂直运动有利于沉积物聚集，因此剪切环境，常形成一些小而肥的盆地，如加利福尼亚州南部的洛杉矶盆地和文图拉盆地等。按盆地形成时的力学性质又可进一步划分为两类：

(1) 张扭性盆地：这类盆地的边界断层主要为张性平移断层，或平移断层与正断层同时出现，在两条平移断层之间形成拉开盆地或楔状断陷（图9—10），死海盆地是一个典型例子；

(2) 压扭性盆地：沿着平移断裂可以出现雁列褶皱，或由于岩块相对扭动而形成大的向斜盆地，如加利福尼亚州圣华金盆地（图9—11）。

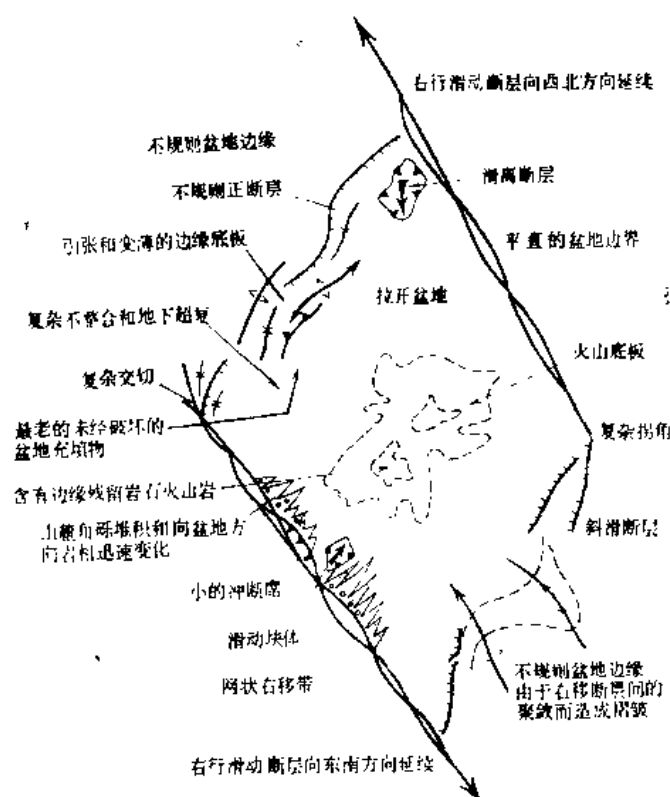


图 9—10 理想的张扭性拉开盆地简图

（据 J. C. Crowell, 1974）

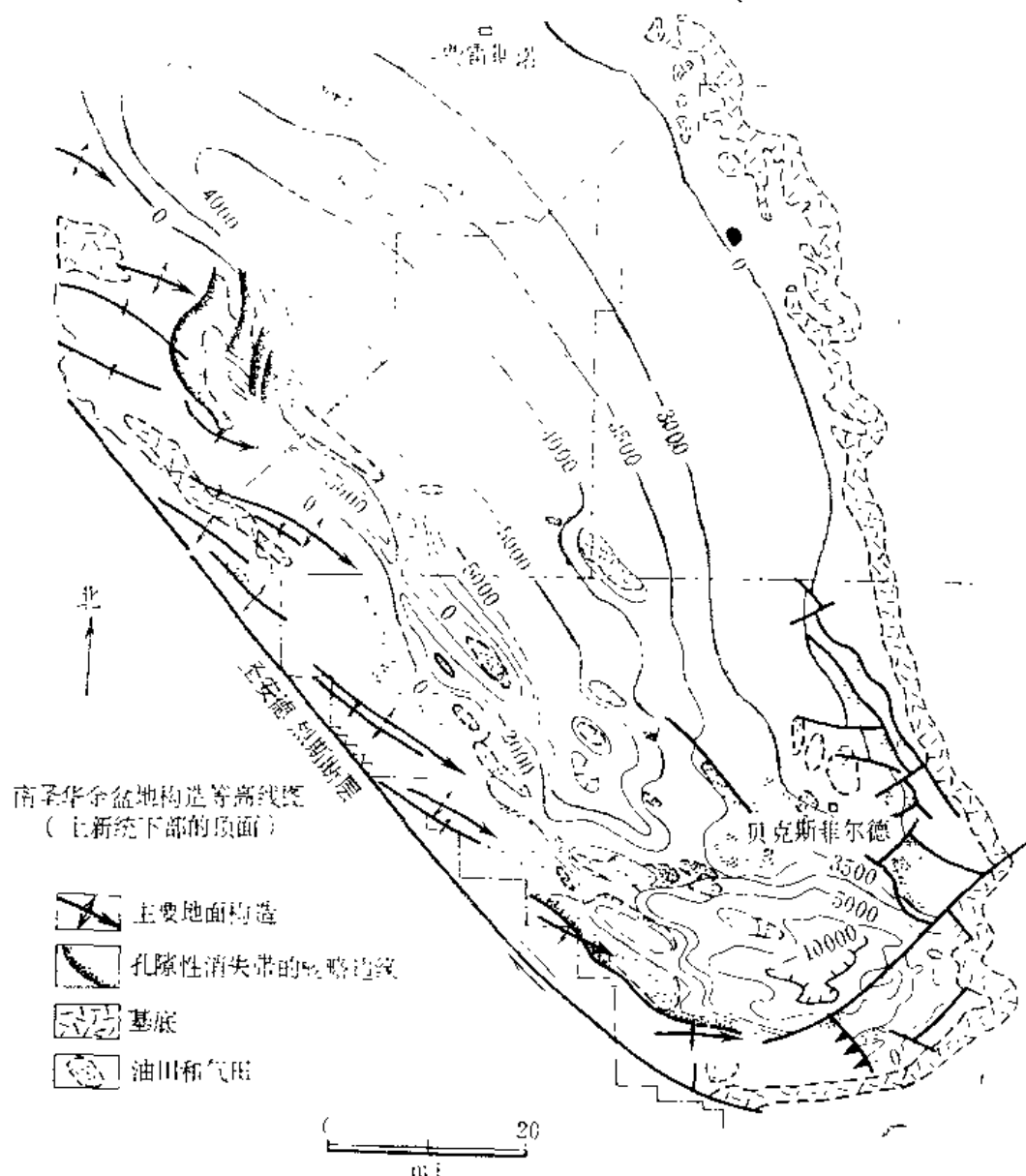


图 9—11 屋扭性盆地基本特征简图
(据 R. E. Wilcox 等 1973)

(四) 重力环境盆地

克拉通盆地从表面上看来虽然很简单，但其下伏构造可能很复杂，用板块构造来解释这类盆地的特点，几乎没有取得成功。但用固定论的概念似乎可以成功地解释这种现象，因为这类盆地的持续下沉可达几亿年之久。在克拉通上花岗一片麻岩穹窿的发生可以认为是由于区域变质和花岗岩化过程中比重变小，因浮力而上升，作为隐生宙构造变形一种特点。那末，在克拉通上盆地的缓慢下沉，可以认为是由于岩石圈变冷，比重增大，因重力作用而逐渐下沉，作为显生宙构造变形的一种方式。对克拉通盆地按其大地构造位置可以进一步划分为两类：

(1) 克拉通内部盆地：位于克拉通内部，常呈碟状大面积稳定下沉，构造变动微弱，

通467号
 倾角平缓，如密歇根盆地及威利斯顿盆地；

(2) 克拉通边缘盆地：位于克拉通边缘，向海域方向逐渐下倾，如北里海盆地。

上述12类盆地是按地球动力学进行分类的基本原型，但由于有些含油气盆地在长期地质历史中遭受复杂的变动和大地构造位置的变化，许多盆地是经常迭加变形，可以由两个或两个以上成因的盆地叠加在一起，这就形成复合盆地。根据盆地的叠加情况可以进一步分为横向复合盆地和垂向复合盆地。

横向复合盆地：盆地在横向上可以包括两种或两种以上不同类型的盆地。如波斯湾盆地，实际上就包括两种不同类型的盆地，波斯湾东侧为扎格罗斯山前盆地，属于挤压环境下产生的山前盆地，而波斯湾西侧则为克拉通边缘盆地，两者在构造样式、沉积特征及产油层位上都有很大区别，但日前已成为一个统一的含油气盆地。

垂向复合盆地：盆地在垂向上也可以叠加两种或两种以上的盆地。这类盆地在勘探初期不易被人认识，随着钻井和地震资料揭示，有些盆地常常有两层或两层以上的结构，如有些盆地下部为挤压环境下形成的盆地，而上部则为张裂环境下产生的盆地，反之亦然。

尽管盆地结构复杂，类型繁多，但我们应当按盆地的主要特征来确定其基本原型。

第三节 含油气盆地中的油气聚集

一、盆地类型与油气聚集

在含油气盆地中，圈闭不是一种孤立现象，而往往属于一个构造带或地层岩相带。在不同大地构造环境的盆地中往往形成不同的构造样式或圈闭类型，目前许多石油地质学家往往利用构造样式这一概念来外推或预测盆地中的隐伏圈闭类型以提高勘探效率。

在张裂环境盆地中油气聚集主要与掀斜断块，铲形正断层与滚动构造，以及披盖构造等有关，如北海盆地是张裂环境中形成的一个裂谷盆地，具有典型的三层构造即下层为断块构造，中层为滚动构造，而上层为披盖构造。我国渤海湾盆地也有类似结构，但在下层中尚有冲断层和褶皱构造出现。

一般在裂谷早期，在狭长的沉积槽中仅发现有少量天然气。但当地进一步扩展成为裂陷盆地时，可以具有丰富的生油岩，同时由于高地温，所以石油成熟快，有时在比较浅的层位也可以出现天然气带，如红海南部。

当裂谷作用进一步扩展，可以出现稳定的大陆边缘盆地，盆地的发育是通过沉积物向大陆边缘外侧推进沉积作用所形成，如一些新生代的三角洲盆地。这里可以出现由于盐或泥浮力上升而形成的挤入构造以及滚动构造，成为有利的油气圈闭。

挤压环境下形成的盆地，有一些是从稳定大陆边缘演化而来，也就是由开始的张裂环境转化到大陆碰撞或俯冲的挤压环境。伊朗西南的扎格罗斯山前盆地可以作为这种实例。在洋壳环境下所形成的挤压盆地是根据岛弧环境来划分，如前所述即划分为弧前盆地和弧后盆地，但两者都广泛发育冲断层—褶皱构造圈闭样式。

弧前盆地的沉积物一般是不成熟的，沉积物可以叠置到几千米厚。来自隆起和火山弧的岩石形成大量浊流沉积，由于构造复杂，储集岩相变化大，热流比较低等因素，勘探比较困难，如阿拉斯加湾和库克湾盆地。库克湾盆地可以作为弧前盆地含油性的典型例子，

在第三系中产大量石油和天然气，但烃可能起源于中生代岩层。

弧后盆地是发育在火山弧之后，其特征可以是各式各样，按盆地所在位置可以进一步分为陆壳上的和洋壳上的，按其成因可以分为原生弧后盆地和次生扩张形成的弧后盆地。盆地内的沉积可以来自大陆，也可以来自火山弧，热流值通常较高，特别与火山弧相邻的盆地部分，向大陆方向热流值降低。如缅甸盆地和苏门答腊盆地是弧后盆地中主要产油的实例。

与剪切环境有关的盆地形成，主要是由于沿断层发生弯曲，可以导致地壳差异升降。这类盆地中的沉积物可以迅速变化，从近岸，或陆相沉积，直到深海浊流沉积都可以出现。由于局部的同沉积构造运动，可以使沉积物厚度变化迅速，地温梯度也十分不同。石油产自粗碎屑到浊流沉积，圈闭类型也可以有背斜圈闭，断层圈闭和地层一岩性圈闭。在加利福尼亚州中部和南部一些小而肥的含油盆地如洛杉矶盆地、圣华金盆地和文图拉盆地等都与走向滑动断层有关。

与重力作用有关的一些盆地主要发育在稳定地块上，盆地常呈圆形，长期使沉积作用和下沉作用保持同步，主要反映在浅水沉积物上，或反映在等厚线轮廓上。沉积物的性质主要与海洋的相互关系来决定，一般情况下有相当富集的有机物，地热梯度属于正常，圈闭常与基底隆起有关，或者属于地层一岩性圈闭。显然，这类盆地的形成与板块构造演化没有任何直接联系。但也有人认为这类盆地可能叠置在前寒武系裂谷之上。如密歇根盆地和威利斯顿盆地。

综上所述，含油气盆地是油气生成、运移和聚集的基本地质单元。根据含油气盆地所处的不同大地构造位置或环境，可以用来预测油气圈闭类型及沉积体系特征，从而推断其含油气远景和确定勘探方法。

二、油气聚集带

（一）油气聚集带（或趋向带）的基本概念

油气聚集带这一名词在苏联石油地质文献中广泛地应用，而欧美则常用油气藏（田）趋向带，两者含义相近，但不完全一致。

所谓油气聚集带，系指与大构造单位（背斜带或与其相当级别的构造单位）联系在一起的油气田带（群）。在油气聚集带内的各油气田，具有相似的地质构造特征和油气藏形成条件。油气聚集带侧重于从构造角度阐述油气田成带、成群分布的特征。

油气藏趋向带，一般是指某一含油气层位中油气藏分布趋向一致或基本一致的油气藏带（群），如滨岸线油气藏（趋向）带、礁型油气藏带（群）、鞋带状油气藏带、河道砂油气藏带……等；也偶尔把背斜油气藏带及不同时代（层位）油气藏叠合分布的地带、亦称作趋向带。因此，油气藏趋向带可以看作是油气聚集带的同义词，侧重于表示地层型油气聚集带。

鉴于上述：油气聚集带的广义概念，则应既包括受构造因素控制的油气田带（群），也应包括受地层因素控制的油气藏（田）趋向带。

“油气聚集带”是指油气聚集的地带，并非指油气产生地带。油气聚集带内的油气，是由相邻近的生油区内汇集起来的，油气聚集带的周围可能都是它的汇油面积，也可能汇油面积仅仅存在于油气聚集带的一侧，或某一方向。该带所以能聚集丰富的油气，还与它具

有良好的油气聚集条件有密切关系。

考虑到地壳中油气田不是孤立存在,而是成带、成群分布的,而这些成带成群分布的油气田,往往具有相似的地质构造和油气藏形成条件。因此,采用“油气聚集带”(或“油气藏趋向带”)这个术语,代表这种成带、成群分布的油气田这一级别的油气聚集单位,是比较合适的。有了这一概念,在进行油气田勘探时,有助于从总体上把握油气聚集带的分布特点,对油气聚集带进行总体勘探,在较短的时间内查明该区域油气藏形成的地质、地球化学条件确定最佳的油气富集条件和地段,加快大油气田发现和勘探的速度。

(二) 油气聚集带的分类

由于控制油气聚集带的地质因素比较复杂,不同学者可以从不同角度提出多种分类方案,繁简也不甚一致。但是,根据油气聚集带形成过程中起决定性的地质因素,大致可将

表 9-2 油气聚集带主要类型简表

大类	主要类型	具体型式	实 例
构造类	(一) 背斜型油气聚集带	1. 中、强褶皱背斜带 2. 长垣、平缓背斜带 3. 穹隆背斜群	1. 扎格罗斯山前背斜, 酒泉盆地山前带 2. 大庆长垣、加瓦尔长垣、杜依玛兹长垣、下普尔斯克长垣等 3. 罗马什金、苏尔古特隆起南部背斜群、扶余背斜群等
	(二) 断裂型油气聚集带	1. 断块或断阶带 2. 同生断层和逆牵引背斜带 3. 逆掩断裂带	1. 克拉玛依断裂带西北侧的油田带 2. 维尔克堡断裂带 3. 落基山东侧逆掩断裂带
	(三) 盐(泥)丘型油气聚集带	1. 盐丘和盐背斜带 2. 泥火山和泥底群背斜带	1. 滨墨西哥湾、吉恩州夫姆陷、罗马尼亚等均有极发育的盐丘和背斜油气田带 2. 阿普敦伦西部背斜带、特立尼达岛南的泥火山背斜带等
地层类	(一) 潜山型油气聚集带	1. 与碳酸盐岩潜山有关的油气聚集带 2. 与碎屑岩潜山有关的油气聚集带 3. 与结晶基岩潜山有关的油气聚集带	1. 任丘、铁尔斯顿等潜山油气藏(田)带 2. 哈西—迈萨乌德、厄尔加西—厄尔阿格莱布等潜山油气田(藏)带 3. 克拉夫特—普鲁萨基岩潜山油田带
	(二) 与碎屑岩有关的岩性油气藏趋向带	1. 河道砂油气藏趋向带 2. 滨岸砂坝油气藏趋向带	1. 布奇、喀特班克等河道砂油气藏带 2. 绿林县哭罗基组砂带状油气藏带
	(三) 与碳酸盐岩有关的岩性油气藏趋向带	1. 上倾尖灭型油气藏趋向带 2. 溶蚀白云岩化型油气藏趋向带	1. 霍戈登气田带 2. 春吞油气田带
	(四) 礁型油气藏趋向带	1. 环礁型 2. 马蹄礁型 3. 线状礁(堤礁)型 4. 点礁型	1. 黄金巷油气田带 2. 二叠纪盆地的马蹄礁油气田(藏)带 3. 瑞姆彼—圣·阿尔伯达、乌拉尔西坡堤礁 4. 雨虹区尖柱礁群、印尼拉瓦提盆地的杯洛—卡西姆礁群

油气聚集带分为两大类，七种主要类型。各类型还可进一步划分若干具体型式。现列表（表9—2）如下：

（三）油气聚集带的主要类型

考虑到在典型油气藏中，对若干类型油气聚集带（趋向带）作过介绍，这里仅对若干主要油气聚集带的基本特征，作简要的补充介绍。

1. 背斜型油气聚集带

所谓背斜型油气聚集带，系指该油气田带（群）在构造上为一背斜带（群），其中油气藏形成很大程度上受背斜构造所控制。这一类型油气聚集带，根据背斜构造的特征，进一步可分为：强烈—中等褶皱的背斜带、长垣和平缓背斜带以及穹窿背斜群。

强烈—中等褶皱的背斜油气聚集带 这种油气聚集带主要分布在地壳中不同时代褶皱带的山前带、山间盆地和地台边缘拗陷区等活动性较大的地带。该类背斜带的褶皱较强，背斜闭合度大，背斜带延伸长度大。以波斯湾扎格罗斯山前带为例，它由一系列强烈到中等褶皱的背斜带组成，每个背斜带可长达数百公里；该带向波斯湾一侧，为生油深拗陷、储层厚度亦大，具有良好的生储盖组合。因此，这种背斜带常拥有巨大的油气储量。如伊

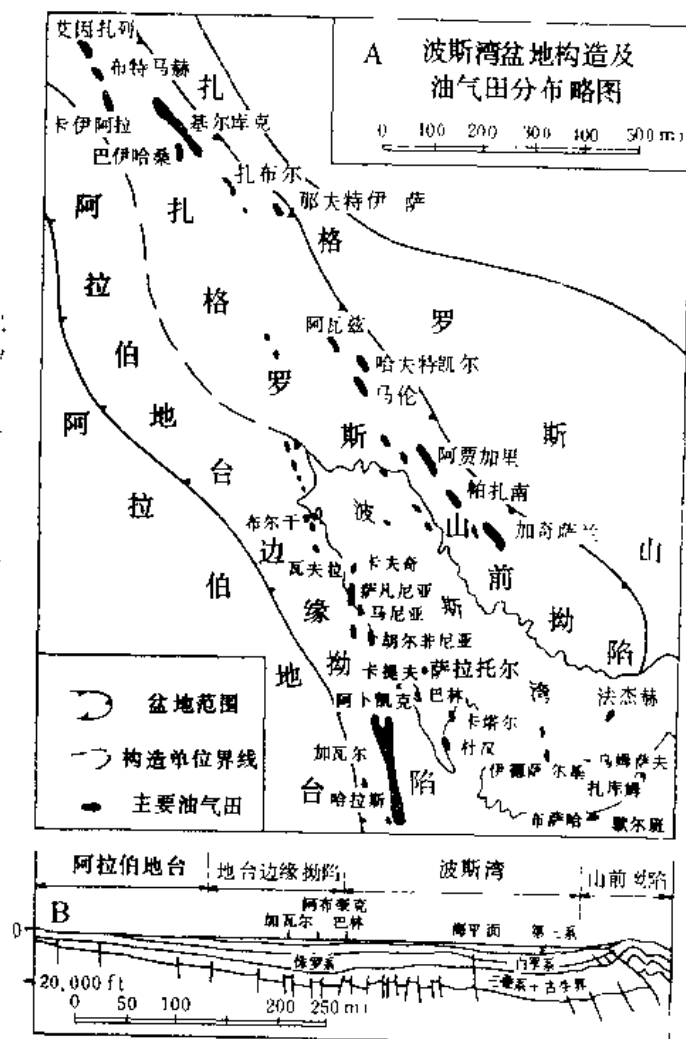


图 9—12 波斯湾盆地构造及油气田分布略图

图中 1mi = 1609m, 图中“拗”字应为“陷”。

朗可采储量达十亿吨以上的阿贾加里、加奇萨兰、马伦等特大油气田和几十个大油气田，伊拉克的基尔库克、巴伊哈桑、阿因扎列、布特马赫、卡伊阿拉、札布尔等特大和大油气田，都位于这种背斜带（图9—12）中。

长垣、平缓背斜型油气聚集带 “长垣”这一构造术语，是苏联石油地质学家在研究乌拉尔—伏尔加含油气盆地过程中提出来的。所谓长垣，系指巨大而狭长的不对称背斜构造带。根据乌拉尔—伏尔加盆地的资料，长可达40~360km，宽约5~20km；闭合度为40~200m；缓翼倾角平均为 $30' \sim 1^\circ$ ，不超过 6° ，陡翼倾角为 $3 \sim 20^\circ$ ，最大可达 60° ，陡翼大多向着邻近的坳陷。褶皱平缓，呈带状分布的一系列背斜组成的背斜带，称为平缓背斜带。平缓背斜两翼倾角常小于 1° ，有时可达 $2 \sim 5^\circ$ 。

乌拉尔—伏尔加含油气盆地内，分布一系列长垣油气聚集带（图9—13），其中有许多特大和大油气田，如杜依玛兹、阿尔兰等巨大油气田。这些长垣油气聚集带分布的地区，常常是主要含油岩系（泥盆—石炭系）的地层厚度、岩相剧变带和储集层厚度最大的地带。该带的一侧为盆地的生油区，生油岩发育，油源丰富，长垣就成为最有利于油气聚集的地带。

此外，我国的大庆长垣、沙特阿拉伯的加瓦尔长垣和苏联西西伯利亚的下普尔、尤比列依等长垣，都是拥有巨大的油气储量的长垣油气聚集带的典型代表。

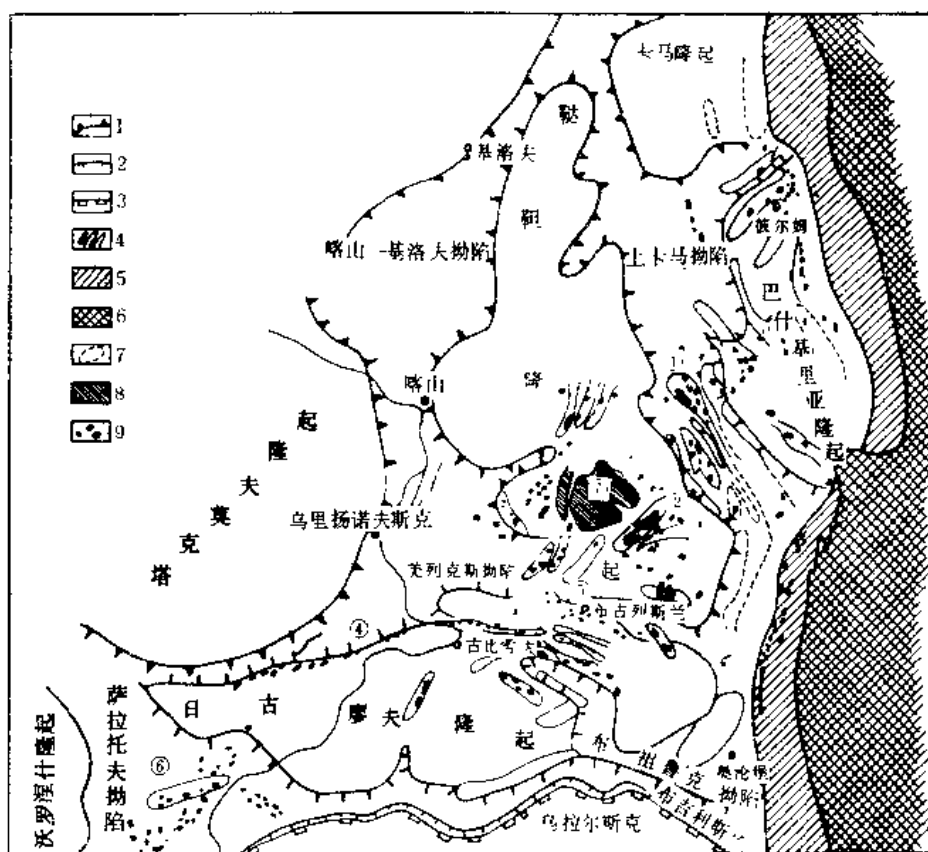


图 9—13 苏联乌拉尔—伏尔加盆地构造及油气田分布示意图

（据 Максимов等，1964）

1—隆起边界；2—滨里海盆地台阶；3—盆地分布界限；4—构造带；5—马拉尔山前拗陷；6—乌拉尔褶皱带；7—长垣；8—泥盆系大油田；9—油气田；①—阿尔兰背斜带；②—杜依玛兹长垣；③—新耶尔霍夫长垣；④—日古列廖夫长垣；⑤—布古列斯兰长垣；⑥—耶尔善—盖尔盖长垣；⑦—罗马什金背斜群；图中“拗”字应改为“坳”

穹窿背斜型油气田群 穹窿背斜群是构造运动不强烈的含油气盆地中较重要的油气聚集带类型之一。该类穹窿背斜大多是在大型基底隆起的背景上形成的, 局部背斜没有一定的方向性。如苏联罗马什金特大油田和我国扶余Ⅲ号大油田都属于这一类型。

最后, 应指出: 并不是背斜带(群)中的所有背斜构造都必定含油。由于各种原因而未含油的背斜, 称空(或干)背斜构造。

2. 断裂型油气聚集带

依断裂的性质和特点, 大致可分三种类型: 断块(或断层)型、同生断层—逆牵引背斜带型和逆掩断层推复带型。

断块(或断阶)型油气聚集带可以克拉玛依—乌尔禾断裂带西北侧为代表, 其特点如前所述。

同生断层—逆牵引背斜带以墨西哥湾沿岸非洲尼日尔三角洲和我国渤海湾新生代含油岩系的同生断层—逆牵引背斜带为代表。

所谓同生断层—逆牵引背斜带是指在同生(同沉积)断裂作用控制下, 沿该带分布一系列逆牵引的背斜带。这些逆牵引背斜和同生断层共同控制该带的油气聚集作用。逆牵引背斜的成因主要是与下降盘在重力滑动过程中的“回倾”作用, 或沉积厚度明显增加有关。

同生断层—逆牵引背斜带所以能形成较丰富的油气聚集, 主要与下列因素有关: (1) 该带的下倾方向为深坳陷, 能提供丰富的油源; (2) 同生断层和逆牵引背斜结合, 提供形成时间早的有效圈闭; (3) 下降盘砂岩层数增多, 层厚增大, 具有良好的储集层。

逆掩断层带有关的油气聚集带, 虽然早已有油气田发现, 但真正引人注目还是在1975年在落基山东侧派恩维尤(Pineview)大油田发现以来, 才掀起勘探与逆掩断层带有关的油气聚集带的高潮。到1979年底短短的五年内, 在怀俄明州西南部及相邻地区的逆掩断层带区就发现了六个较大的油田和四个大气田(图9—14), 为美国石油工业增加了新的活力。

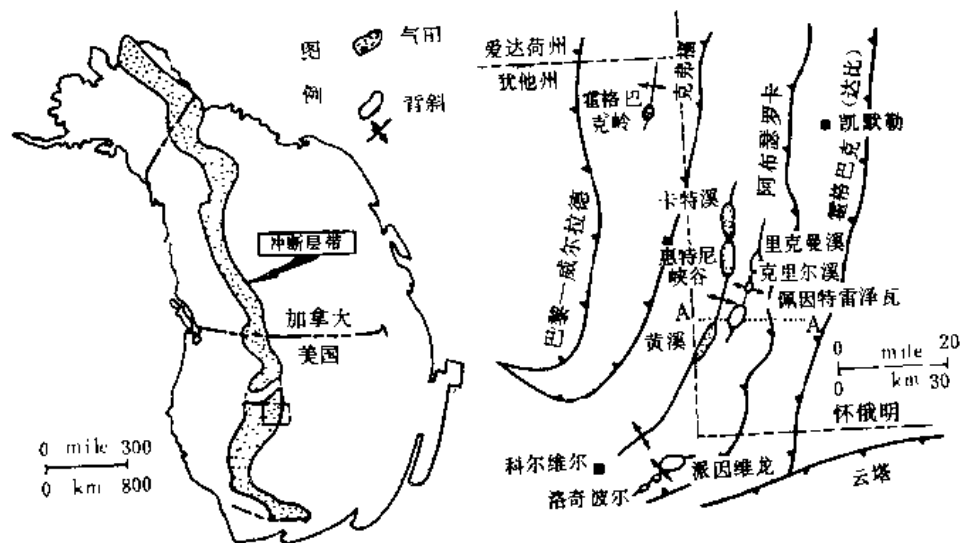


图 9—14 怀俄明州西南部及相邻地区的落基山东侧逆掩断裂推复带构造及油气田分布略图
(据 拉姆, 1980)

落基山东侧的逆掩断层带在构造上十分复杂，大体上是由若干（5~6条）自西向东推复的逆掩断层组成。断层先在西部发生（侏罗纪），向东推移，大致在始新世结束。断层的最大特点是断层面呈犁式，在相当大的范围内非常平缓近于顺层面滑动。水平位移很惊人，整个逆掩断层带缩短了约110km。

石油产自奥陶系到白垩系不同层位，以三叠系和侏罗系为主要产层。在逆掩断层带虽然构造很复杂，但是油气圈闭的基本类型仍然是背斜和断层圈闭或两者复合的圈闭（图9—15）。

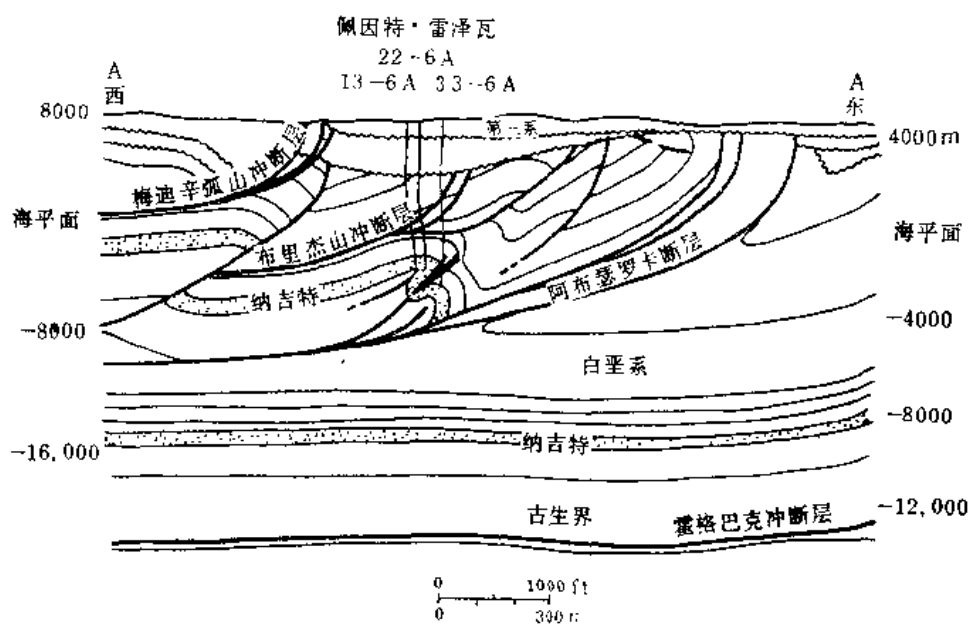


图 9—15 佩因特·雷泽瓦油田东西向构造剖面图
(据 拉姆, 1980)

3. 礁型油气田（藏）带

礁型油气藏带按其形成条件和展布特征，可分为：环礁、马蹄礁、线型（或堤）礁和补丁（或点）礁。其中环礁、马蹄礁和点礁前已作过介绍。现仅以加拿大的瑞姆彼—圣阿尔伯达线型礁为例（图9—16），简介如下。

该礁带位于阿尔伯达盆地南部，呈北北东向延伸，总长达250km。地质储量 2.7×10^8 t，可采储量 1.23×10^8 t，是阿尔伯达的主要产油气区之一。

该礁带是在库金湖组（中泥盆统）基台上发育起来的，晚泥盆世的弗兰期（D₃）为主要成礁期。礁体主要由珊瑚、藻类、层孔虫及苔藓虫等造礁生物组成，由于强烈的白云岩化作用，礁组合内部岩相分带已不明显。该带的产油层有两个，弗兰期的勒杜克和尼斯库组，但以勒杜克为主。储集层的孔隙类型是在原生礁格架及粒间孔隙的基础上，加上强烈的白云岩化和溶蚀作用所形成的次生孔隙。孔隙性、渗透性均较好。

多孔的勒杜克礁块周围和上方被埃瑞唐页岩（上泥盆统）所复盖。上覆较年青的上泥盆统到白垩系由于差异压实作用，形成平缓的背斜构造。因此，该带除以礁型油气藏占优势外，在个别油田（阿奇生）上覆白垩系砂岩层中也形成背斜油气藏。

关于该带油气藏的形成条件已进行较为深入的研究。认为覆于礁块之上的埃瑞唐页岩

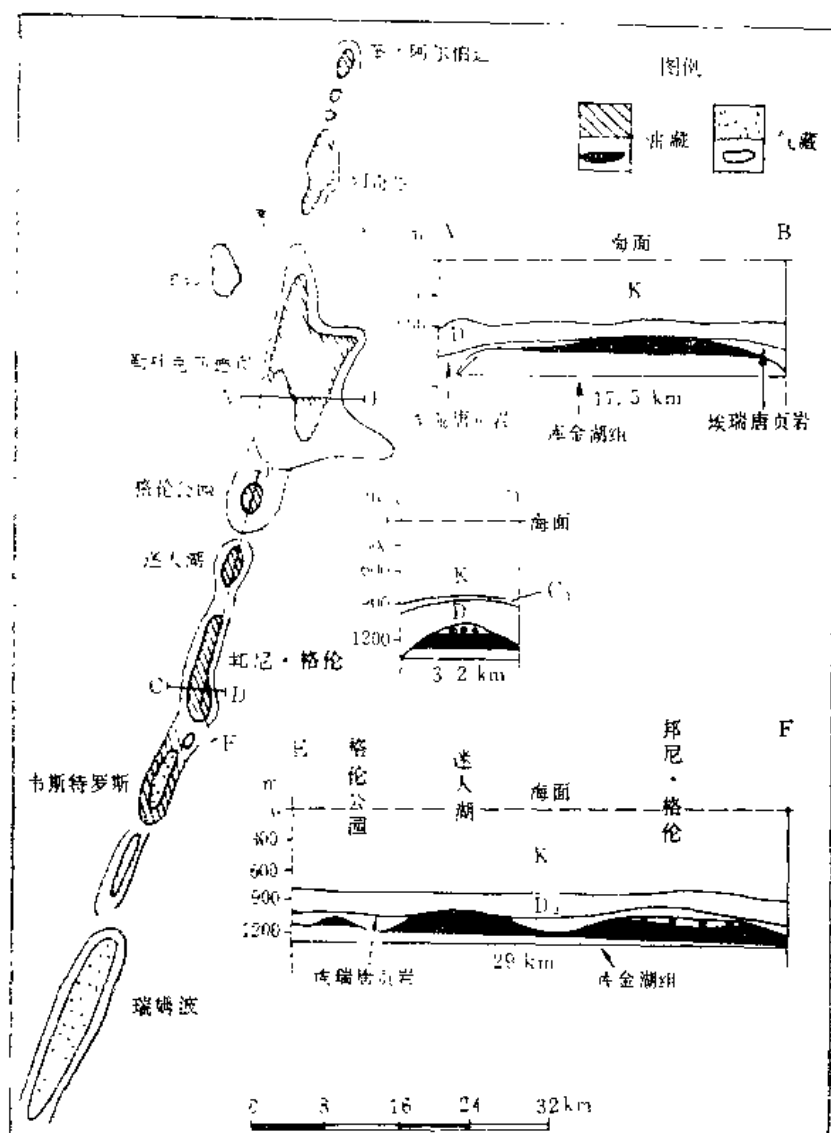


图 9—16 瑞姆彼—圣·阿尔伯达线状礁带油田分布及剖面图
(引 Gussow, 1951)

为主要生油层，主要油源区位于该带的西南一侧。在埃瑞唐页岩沉积后，直到石炭纪末，该带的埋藏深度仅有500~600m，其上缺失二叠纪—侏罗纪沉积，未能有效生成油气，直到白垩纪和早第三纪才沉积巨厚的沉积岩层，使埃瑞唐页岩完全成熟。因此，该礁带油气藏形成的主要时期应是晚白垩世和第三纪。再者，从区域构造运动的角度分析，早石炭世末的阿帕拉契亚运动仅产生很平缓的区域性倾斜，侏罗纪末的内华达运动，使倾斜度稍有加强，仍只有4~13°，还难以造成区域性的油气运移，直到早白垩世末，达到1°以上，并逐渐造成北高南低的区域性倾斜，使南西方向油源区的油气，不断向北运移。晚白垩世和早第三纪运移继续加强，并形成整个油气藏趋向带。该带的油气分布具有明显的差异聚集特征。

三、油 气 田

(一) 油气田的概念及分类：

“油气田”这一术语，在石油地质学中应用非常广泛，许多石油地质学家都曾对它下

过定义。他们所下的定义以及所作的解释，一般都包括两方面的内容：（1）油气田是指一定产油面积内油气藏的总和；（2）这一定的产油面积是受一定的构造或地层因素所控制的地质单位。

对于后一内容，不同学者有着不同的理解。有的强调单一的构造（或地层）因素；有些则认为可以是单一的，也可以是多种因素所构成的综合（复合）地质体（或称地质单位）。

通过上述分析，我们认为：“油气田是—定（连续）的产油面积上油气藏的总和；该产油气面积可以是受单一的构造或地层因素所控制的地质单位，也可以是受多种因素所控制的复合的地质单位”。

所谓一定的产油面积，是指不同层位的产油层叠合连片的产油面积。在叠合连片范围内不同层位的产油层，可以存在于同一构造或地层因素所控制的单一地质体中、如背斜、断块、单斜构造中的地层不整合和岩性尖灭等；也可以存在于受多种因素控制的复合地质条件，如与礁型、盐（泥）丘及古潜山等与上覆地层的背斜叠合所形成多因素控制的复合地质体。

但有些油气田的若干单个产油面积并不直接相连，只是位置接近，而且产油气层位、储集层类型和特征，以及圈闭形成机理都相似，也常可看作一个油气田。

根据控制产油面积的地质因素，油气田可分为下列三大类型，各类可进一步划分为若干亚类：

A. 构造型油气田：a. 背斜型油气田；b. 断层型油气田。

B. 地层型油气田：a. 不整合和岩性尖灭油气田；b. 透镜状和不规则岩性型油气田；c. 礁型油气田（只有单一礁型油气藏）。

C. 复合型油气田：a. 盐（泥）丘型油气田；b. 礁型油气田（存在多种类型油气藏）；c. 潜山复合型油气田；d. 侧向复合型油气田。

（二）构造型油气田

所谓构造型油气田，系指产油气面积上受单一的构造因素所控制的，如褶皱和断层。在通常情况下，褶皱常伴生断层，但以褶皱为主称为背斜油气田；有时则主要受断层控制，称断层或断块油气田。

1. 背斜油气田

背斜油气田中控制产油面积的地质单位，是褶皱变形所形成的背斜构造。背斜的褶皱变形一般可以垂直穿过很厚的沉积岩层，在背斜范围内的储集层只要上方被盖层所覆，具有良好的封闭条件，都可形成背斜圈闭。因此，多油层在垂向上叠合，形成巨厚的含油层组常常是背斜油气田最显著的特点之一。由于巨厚的含油组可以补偿含油面积的不足，可使一些面积不太大的背斜油气田成为大油气田。如果一个背斜油气田，同时兼有巨大的含油面积和较厚的含油组，则常形成特大的油气田。但是，亦有少数背斜油气田的含油层数不多，厚度不大，甚至是单油层的。

基于上述原因，背斜型油气田在整个油气田中占有极为重要的地位。据 M. T. 哈尔鲍蒂等（1970）所列的266个大油气田的统计资料，背斜油气田（按本教材分类）为185个，占大油气田总数的70%以上。其中十个特大油田的石油储量相当世界石油可采储量的45%；十个特大天然气储量占世界天然气总储量的33.3%。

必须指出，并不是所有背斜构造在垂向上不同深度的构造形态都是一致的，即背斜的高点位置及褶皱的形态可以随深度而改变。莱复生在石油地质学（1954年）中总结了引起这种变化的十个原因：（1）中间层的收敛；（2）重复褶皱；（3）平行褶皱；（4）不协调和底辟褶皱；（5）背斜或断块型的潜山；（6）不对称褶皱；（7）浅处和地表的风化现象——沉积、溶解、滑动；（8）不整合面下的改造；（9）上冲断层；（10）位移油藏。但是，这些上、下不一致的背斜构造中，如果上下都有油藏存在，其中一些油气田已不再称之为背斜油气田，而应归属于复合型油气田。

其次，背斜油气田的含油面积由背斜的闭合面积所控制。一般来说，它是受单一背斜的闭合面积所控制的，但有时相邻若干个在成因上有密切联系的背斜构造，虽然含油面积不完全连片，我们也把它当作同一油田，如布尔干油田、大庆油田等。它们实际上是油气聚集带。

背斜油气田的褶皱形态可以是多种多样的。它可以是强烈褶皱，甚至是倒转的；也可以是中等以至平缓的褶皱，背斜两翼的倾角仅几度，甚至不到一度。一般来说，褶皱强烈的，垂向影响的沉积岩厚度大，具有较高的闭合度，最高可达二千多米，但闭合面积都为中等大小；而比较平缓的背斜构造闭合度一般较小，闭合面积大小悬殊，大者可达数千平方公里，最小的甚至不到一平方公里。褶皱越平缓、面积愈小的褶皱，继承性愈差，穿过沉积岩层的厚度亦小。褶皱形态不同的背斜油气田在空间分布上有一定的规律性。一般在褶皱山系的山前地带，靠近褶皱山系方向褶皱的强度较大，向地台方向褶皱减弱。而大陆内部的地台区，一般褶皱较平缓。从克拉通区向褶皱山系方向褶皱逐步加强。

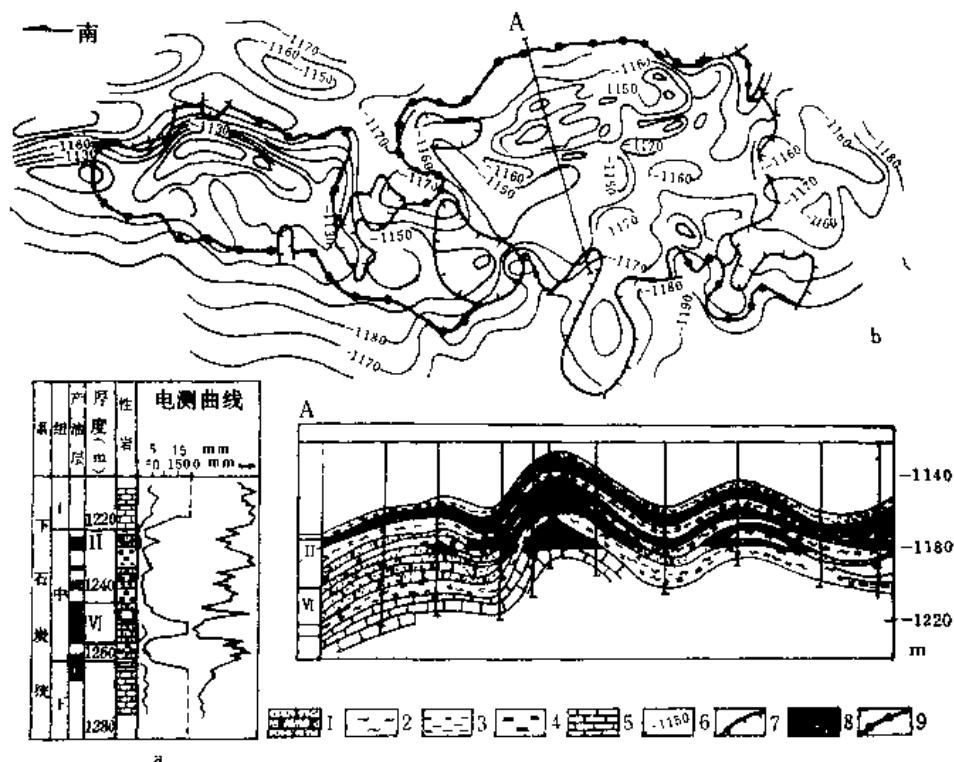


图 9-17 阿尔兰油田的综合图

（据 Максимов 等，1970）

a. 油田地层柱状剖面图；b. 油田构造等高线图

1—砂岩；2—粉砂岩；3—泥岩；4—泥页岩；5—石灰岩；6—含煤组顶面等高线；7—储集层尖灭线

背斜油气田储集层的岩石类型可以是碎屑岩的，亦可以是碳酸盐岩的。碎屑岩储集层以中—细砂岩为主，且具有良好的孔隙性、渗透性，横向较为稳定；而碳酸盐岩储集层，可以是孔隙型的粒屑灰岩（如加瓦尔油田、泽勒坦油田等），但大多数是孔隙—裂缝型或裂缝—孔隙型储集层。有些油气田的储集层以碎屑岩或碳酸盐岩储集层为主；而有些油田既有碳酸盐岩储集层，又有碎屑岩储集层，如伏尔加—乌拉尔含油气盆地中的阿尔兰油田（图9—17）和库列绍夫油田（图9—18）。

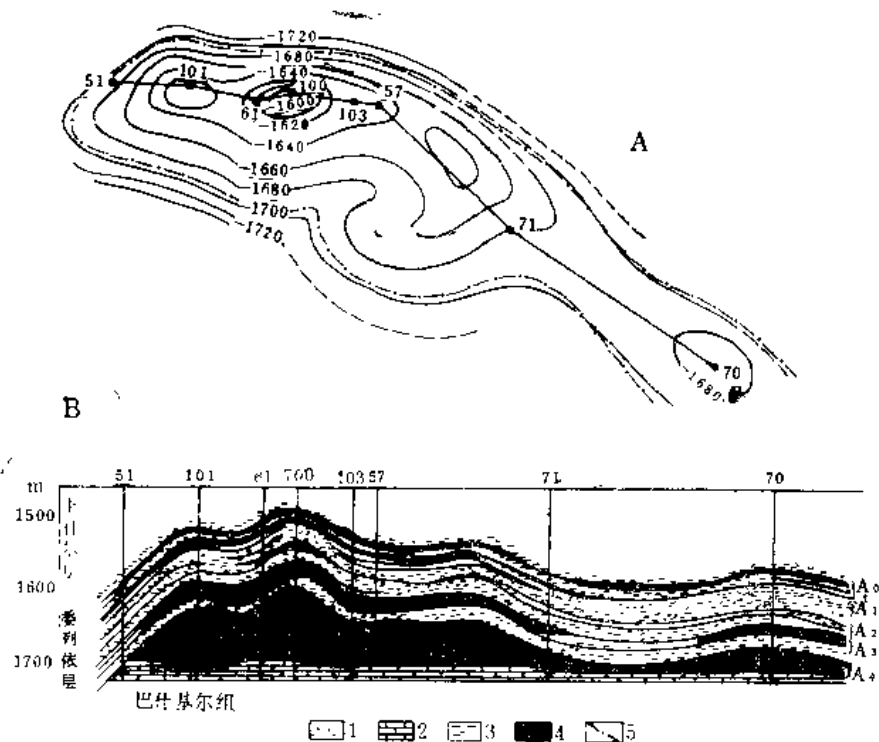


图 9—18 库列绍夫油田构造等高线图 (A) 和油田剖面图 (B)
(据 Максимов 等, 1970)

背斜油气田中的油气藏类型，通常是以背斜油气藏为主，但亦常见有其它类型的油气藏，如断层、岩性等类型油气藏。有些油气田仅由单一的背斜油气藏所组成，如圣特弗泉油田和乌戈廉伊气田。但无论那一种情况不同层位的含油气面积，在垂向上均以楼房式叠合方式为主。

2. 断层（断块）油气田

所谓断层（断块）油气田，系指在区域均斜背景下，其上倾方向，或各个方向都由断层控制所形成的油气田。

这类油气田常见于：（1）地堑或半地堑型断陷（或裂谷）盆地，如苏伊士、红海、阿曼地堑、莱茵地堑、马格达莱纳盆地以及我国的渤海湾盆地中的断层（断块）油气田；（2）盆地斜坡带或挠曲带，如墨西哥湾沿岸的断裂挠曲或同生断层带，尼日尔三角洲的同生断层带。

这种油气田中的主断层常常是同生断层，它不仅构成油气田的一侧边界，而且对生油层和储集层、油气圈闭的形成都起着重要的控制作用。

断层油气田一般以中小型为主，储量达到大油气田级别的寥寥无几，如奥菲西纳（委

就目前已有的资料,美国墨西哥湾、苏联滨里海的恩巴区、西北德意志盆地、北海盆地、西非的加蓬、罗马尼亚的喀尔巴阡山山前带的普洛耶什蒂—弗克沙尼盆地等都是著名的盐丘油气田发育区。此外,在比利牛斯山的山前带,波斯湾的扎格罗斯山的山前带、前乌拉尔边缘拗陷的别尔斯克区、第聂伯尔—顿涅茨盆地等地亦曾发现盐丘油气田。

关于泥刺穿(泥火山)型油气田,在西非的尼日尔三角洲,苏联的阿普歇伦含油区、缅甸的阿拉康海岸、拉丁美洲的特立尼达岛等地,都颇为著名,不少泥火山奇观,早就引起人们的注意。我国新疆独山子油田亦系泥火山型油气田。

2. 礁型油气田

世界上与生物礁有关的油气田分布较广泛,且占有较重要的地位。我们把那些深部为礁型油气藏,浅层(礁上方)为礁生长而形成的压实生长背斜中的背斜油气藏,或强烈褶皱背斜中的背斜油气藏称之为复合的礁型油气田;而把那些由单一礁型油气藏组成的礁型油气田归入地层型油气田中。复合的礁型油气田则以美国二叠纪盆地中新库瑞县的斯奈德—斯克雷礁型油气田最为典型。

3. 潜山型(复合)油气田

潜山型复合油气田的深部为一潜山,而其上覆岩层中则是由于差异压实形成背斜构造,在不整合面上常伴有砂岩向潜山上倾尖灭或地层超覆,不整合面上下无论在构造特征和油气藏类型上均有巨大的差异性。如果,仅有叠合的地质体,而不存在不同类型油气藏的叠合,则不称为复合型潜山油气田。对于仅在潜山中存在油气藏的,应称之为地层油气藏,而潜山中不存在油气藏,仅在上覆背斜或断层圈闭中形成油气藏则称之为构造油气田。那些在不整合面上既有不整合和岩性油气藏,又有构造油气藏的,仍属复合型油气田。

潜山的岩石类型,可以是多种多样的,碎屑岩、碳酸盐岩和结晶基岩。其中碎屑岩和碳酸盐岩可以单独构成独立的潜山,亦可以一起构成潜山,结晶基岩一般单独构成潜山,个别情况下基岩亦可以与上覆沉积岩层一起构成潜山。

潜山的内部构造也是多种多样的,可以是单斜、秃顶背斜、断块、褶皱断块等。

潜山型复合油气田的油气藏类型也是多种多样的。在不整合面下以潜山油气藏为主,而不整合面上常因地层超覆可形成支撑砂岩型不整合油气藏或上倾尖灭型岩性油气藏和透镜状油气藏。断块型和褶皱断裂型的潜山,其两侧或一侧通常发育大断裂,这种断裂带常常是多次活动的、大型的同生断裂,使潜山上覆的储集岩层断开,可形成多种类型断层油气藏。而潜山上覆岩层的差异压实作用,常可形成背斜型油气藏。

潜山型复合油气田的模式剖面图,如图9—20所示。

4. 侧向叠合型复合油气田

侧向叠合型复合油气田,系指在油田的不同层位中以构造型为主的油气藏和以地层型为主的油气藏,在不整合面上、下,或在不整合面以上,以侧向结合,构成统一的油气田。两类油气藏所形成的含油面积应是叠合连片的,或虽未能叠合连片,但应在相邻甚近的统一复合地质体内。

加利福尼亚州的日落—中途油田就是这类油田(图9—21)的典型代表之一。该油田的西南部为在不整合面下的斯贝拉赛(Spellacy)背斜油气藏,而油田东北部的二十五山地区在不整合上、下都存在不整合型油气藏。两者虽有不整合所分开,而且含油面积也未

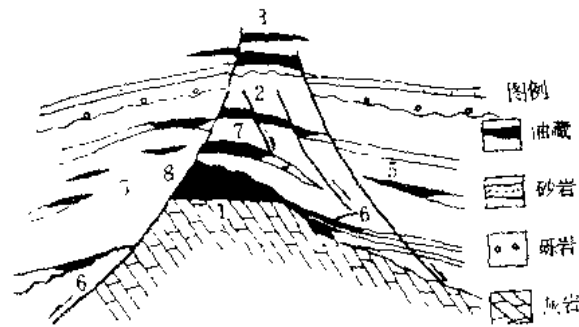


图 9—20 与潜山有关的油田模式剖面图

1—潜山油藏；2—潜山上被断层切割的压实背斜油气藏；3—浅层背斜和断层油气藏；4—断阶或逆牵引油气藏；5、6—地层超覆油气藏；7—潜山上压安背斜油气藏；8—岩性油气藏

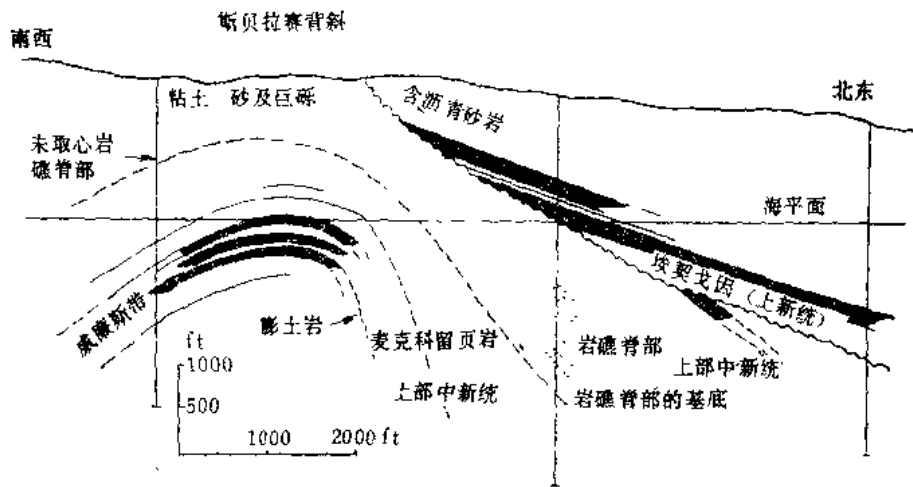


图 9—21 加利福尼亚中途油田威廉斯及二十五山区构造剖面图

上新统中的油藏属于不整合面上的支撑砂岩层圈闭；图中1ft ≈ 1609mm

能叠合连片，但都存在于统一的地质体中，即二十五山区系背斜的东北翼。因此，两者组成侧向叠合型复合油气田。

第十章 油气分布及其控制因素

第一节 有关油气生成问题

一、油气生成与盆地的关系

适于油气生成的区域常是长期下沉的区域，因为这些区域不仅有厚的沉积，而且有利于沉积的保存。如美国的墨西哥湾区域，中东的波斯湾区域以及我国的渤海湾区域，都是自中生代以来是以长期下沉为主的沉积盆地，沉积巨厚的中生代地层，盛产油气。

油气在平面上分布的范围常以盆地为单位。边沉积边下沉所形成的盆地谓之沉积盆地；如果沉积时为浅海广布，后来由于构造运动而形成一个向斜（或盆地），谓之构造盆地。前者盆地中心沉积较厚，边部沉积较薄，生油岩常很厚，产油较丰富，后者盆地中心和盆地边部厚度相若，生油岩常不发育，产油较差。

在沉积的过程中，限制性盆地或者说封闭的半封闭的盆地要比开阔的浅海对于生油更有利。如委内瑞拉的马拉开波湖、里海、黑海、地中海等均可称为限制性盆地、槛隔盆地、或封闭的半封闭的盆地，因为在这些盆地中，海水比较安静，容易形成还原环境。在开阔的浅海广布情况下，波浪强烈，主要为氧化环境，不适于生油；但在此开阔浅海下，海底不一定很平，亦可能有局部小凹陷。在此局部小凹陷中海水波浪也可能达不到基底，面形成还原环境，和限制性盆地相似，还是可以生油的（Weeks, 1952、1958）。

盆地的种类和分类繁多，但不管盆地属于哪一种类型和分类，一般来说一个盛产油气的盆地必须具备比较厚的沉积，其中含有足够数量的有机物，有一定高的温度，使有机物质变为油气。在大地构造上太稳定的区域如地盾或克拉通内部盆地（克莱米分类Ⅰ类）

（Klemme, 1980）并不太适宜，因为这种盆地可能下陷不深，沉积可能不厚。在太活动的地区如优地槽（真地槽）区域，因为构造运动及火成岩活动强烈，其中生成的石油一般已被破坏。所以产油气丰富的盆地常为稳定区域的较活动带如地台地区，年轻地台，或山间盆地（松辽盆地）。

我国渤海湾盆地和苏北—南黄海盆地属于地台内部或板内裂谷型盆地，属于克莱米分类的Ⅲ类。这类盆地产油也相当丰富。

在一个盆地中适于生油的地区常是盆地内（更确切的说拗陷内）的凹陷。凹陷常为沉积中心，沉积最厚、最细，主要为浅海相或湖相，为盆地内主要生油地区，如黄骅拗陷的歧口凹陷。生成的油气将向凹陷边部运移，遇到圈闭即聚集起来形成油气藏。所以在凹陷周围常为油气聚集的场所。

二、油气生成与温度和深度的关系

现在我们知道，石油生成主要靠温度。其它如细菌作用在初期也起一定的作用。催化

剂作用,放射性作用只起一个促进作用,不是主要的。压力对石油生成不起多大作用,压力再大,亦不能把有机物质压成石油。最主要的条件是温度。而温度和埋藏的深度有密切关系。

沉积物中所含的有机物质必须沉积埋藏到一定的深度,温度升高至约60℃左右,才能开始变成石油。现代沉积中虽亦含液态烃,但为量甚微,而且是生物中原来含的烃,对形成石油的作用不大。

油气的形成可分为三个阶段:

成岩阶段

即由地表温度至50~60℃。在地表及很浅的地方,有机物质经过细菌作用,可以形成甲烷(沼气)。比甲烷较重的气态碳氢化合物不含或很少,属于干气,占碳氢化合物气体7%。在此成岩阶段中含有少量的液态烃,系有机物中原含有的,约占液态烃9%。

深成阶段

即由50~60℃至175~200℃之间(参前图6—22)。所有随着温度之升高而新生的液态碳氢化合物都是产生在此阶段,绝大部分系产生在60℃至150℃之间。大约91%的液态碳氢化合物系产自此深成阶段。大约82%的甲烷及所有较重的碳氢化合物气体系产自此阶段。乙烷、丙烷、丁烷形成于70℃至150℃之间,但产生的顶峰约在120℃附近。甲烷虽然和石油一样生成的很早,但大部分的甲烷系产生在150℃附近,略后于石油。主要是来自较重的烃的裂化及干酪根的降解。

终结阶段*

即油气生成在此阶段完结。温度由200℃至250℃。主要为约11%的甲烷及痕量高碳氢化合物。由于酪根生成甲烷的下限可能为250℃。一般来说由有机物质变为石油碳氢化合物大约开始于50~60℃。温度升高至175℃,石油碳氢化合物将全部形成而完结。

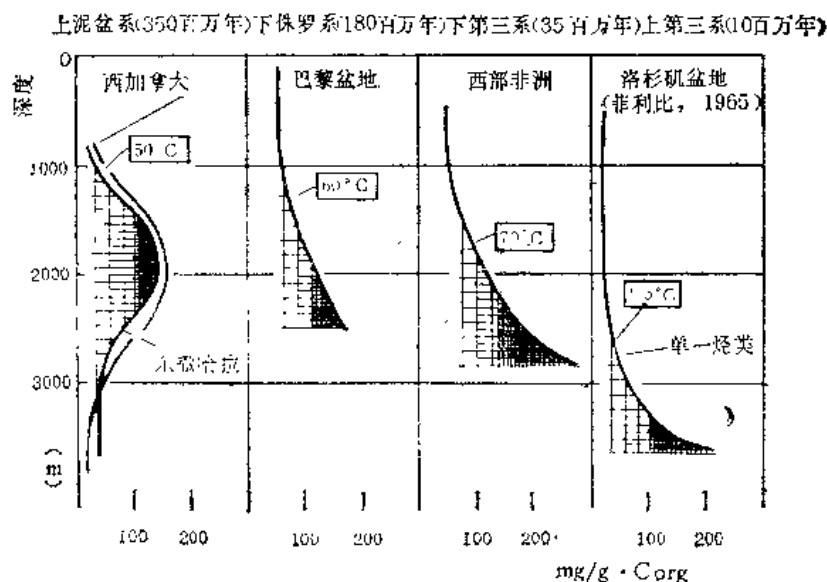


图 10—1 温度与时间的补偿关系

(据 Tissot等, 1975)

* 此系潘钟祥教授遗稿中的称谓, 相当于准变质阶段

但是形成碳氢化合物的门限温度因地质时代不同而有差异。时代老的温度可以低些,同样的温度在各个沉积盆地中,因温度梯度增加的快慢不同,其相应的深度亦有所不同。例如西加拿大上泥盆统中的有机质变成石油的门限温度为 50°C ,深度约为1300m左右(图10-1)。巴黎盆地下侏罗统托尔辛页岩,经蒂索等研究,其门限温度为 60°C ,相应深度约为1300m。初次运移大约在2000m的深度已经开始。非洲喀麦隆早白垩世至古新世剖面,经阿尔布莱胥特(1970)的研究,其门限温度为 65°C ,相应深度为1370m。在2500m深度石油形成达到顶峰。石油初次运移大约在2500~2850m的深度。在上第三系岩层中,因为年代轻,时间较短,有机物质需要埋藏较深,始能变为成熟的碳氢化合物。如美国洛杉矶盆地的上第三系(中新统)岩层中,经菲利比研究,石油生成于2400m的深度。而在文图拉盆地,因温度梯度增加较慢,石油在3600m以下开始形成。在这两个盆地中,石油生成的深度虽不同,但石油生成的温度是一样的,都是在 115°C 以上。

蒂索等(1974)曾指出最适合于石油生成的深度为2000~3000m,最适合于生成天然气的深度为3000~4000m,虽然在较浅的地方亦有相当多的天然气形成。

盆地内沉积岩究竟应有多厚才有石油远景?通过上述可以看出石油生成的深度,因地质时代的不同和各地区地温梯度的不同以及有机物质的性质不同,而有所差异。一般来说第三系需要埋藏深些,老地层需要埋藏浅些。地温梯度增加慢的地区需要埋藏深,地温梯度增加快的地区需要埋藏较浅。就目前资料来看,一般来说:

上第三系大约需要埋藏2500~3600m的深度,或者说生油岩上覆岩层的厚度。

白垩一下第三系大约需埋藏1700~2700m的深度。

侏罗系大约需要埋藏1500~2000m的深度就可以了。

年代更老需要埋藏深度更浅些,就可变成石油。一般来说超过3600m深度以下,重要油藏常较少见。

三、二次生油(Second crop of oil)及其意义

所谓二次生油者(Welb, 1976)是指某一套地层(可以生油的母岩)沉积后,该地区遭受长期风化侵蚀,后来又下降接受新的沉积。当上升侵蚀时,该套地层的上部(至少有一千多至二千多米厚的地层)其中的有机物质尚未变成石油。殆至上面新的沉积达到一定的厚度(一千多至二千多米),使下面一套地层埋藏到一定深度,温度达到 60°C 左右,有机物质才开始变成石油。这时的油气生成过程谓之二次生油。

过去大家常认为一套岩层经过长期风化侵蚀,其中的油气均将散失。但同时又有互相矛盾现象,在不整合下面常有油气藏存在。现在看来由于二次生油的关系,不整合对油气的破坏可能不大,因为当风化侵蚀时,上部岩层中的有机物质尚未变成油气,侵蚀掉的只是岩层和有机物质,下部的油气不一定影响到。不整合下面的油气藏主要是二次生的油,未必是由深处运移上来的。

第二节 有关油气运移和聚集问题

一、初次运移的方向

过去一般认为石油的初次运移都是向上的,储集岩在上,生油岩在下,现在看来这种

概念是不完全对的,有修改的必要。初次运移可以向上,也可以向下(当然亦可以侧向),主要看储集岩是在哪一边。如果储集岩是在生油岩的上面,自然是向上运移的。如果生油岩的上面是一大套泥岩或蒸发岩,而在生油岩的下面有储集岩,则石油必然向下运移到储集岩中。所以初次运移可以向上,也可以向下。

1966年美国人霍尔姆奎斯特(Holmquest, 1966)研究了美国各地区的油田,他发现很多油田的生油母岩不是在下面,而是在上面,储集岩在下面。当然亦有不少的油田,其生油母岩在下面,储集岩在上面。另外从沉积学的观点出发,海进海退是经常发生的。海退沉积一般储集岩在上面,生油岩在下面。海侵沉积时则生油岩在上面,储集岩在下面。

二、断层对于油气运移和聚集的关系

一般人常认为断层是油气运移的通道。有的人还认为因张力而形成的正断层常作油气运移的通道,而因挤压力形成的逆断层或逆掩断层常作为油气运移的遮挡。这些说法在理论上虽有道理,但在油田上往往与实际情况不符合。例如渤海湾盆地在第三系含油岩系中,几乎都是正断层,按上述说法应该大多数是作油气运移的通道的。但实际情况相反,大多数是作遮挡的。世界各国油田有不少类似的例子。

断层作通道还是遮挡,断层的性质(正断层、逆断层)当然亦可能起些作用,但更重要的因素为断层两旁的岩性。断层两旁的岩石如果硬的脆的岩石较多,则在断层的附近容易产生裂缝,常作油气运移的通道。断层两旁的岩石如果软的岩石比较多,常作油气运移的遮挡。这是因为裂缝不发育;并且储油岩和断层另一边的页岩泥岩接触的机会比较多。

断层中间有无断层泥或断层角砾岩对断层作通道还是作遮挡亦有密切的关系。断层中间如果有断层泥,则断层常作遮挡。断层中间如果有角砾岩而且胶结不紧,则断层常作通道。断层泥和断层角砾岩的产生,虽和所受力的强弱和时间的长短有关,但和岩性亦有密切的关系。一般来说断层两旁的岩石硬的较多,产生断层角砾岩的可能性较大。一个断层初期亦可能作油气运移的通道,后来断层角砾岩间的裂缝被碳酸钙等沉淀充填,变为不渗透的岩层,而作遮挡。

总之,断层情况是十分复杂的,究竟断层作油气运移的通道,还是遮挡,需要根据具体情况,具体分析,不能一概而论。但在以碎屑岩为主的含油气盆地内,含油气岩系的页岩、泥岩及粉砂质泥岩等超过砂岩的,如渤海湾盆地,一般来说,断层多作遮挡。作通道的亦有,可能较少。

三、不整合对于油气运移和聚集的重要性

莱复生早已指出不整合对于油气聚集有密切的关系。世界上有很多的油气是聚集在不整合面附近,有的聚集在不整合面之上;然而聚集在不整合面之下者比聚集在不整合面之上者更多。所有的基岩油藏或潜山油藏都是位于不整合面之下,如我国玉门鸭儿峡油田及任邱油田。不整合面上下油气藏为什么特别多呢?我们认为有以下五种原因:

(1) 长期风化侵蚀使孔隙性增强。不整合代表一个地区曾经长期上升,遭受风化侵蚀和溶解淋滤。这将使原来的裂缝扩大,原来的孔隙增强。不管不整合面下原来的岩石是沉积岩,岩浆岩或变质岩均将变为孔隙性及渗透性较高的岩石。这些岩石常可作为油气运移的通道或储集岩。如果原来的岩石为碳酸盐岩,因易于溶解,溶蚀孔隙及溶洞发育,为

极佳的储集岩。我国南方碳酸盐岩比较发育,在此区域找油,应注意不整合,因为在不整合的下面常为油气聚集的场所。

(2) 不整合常为油气长距离运移的通道,不整合下面的岩石因长期风化侵蚀,孔隙性渗透性较高,常为油气运移的通道或储集岩,前已述及。不整合面常起伏凹凸不平,在此不整齐的面上沉积了时代不同,沉积环境不同,岩性迥异的岩石与之相接触。接触面本身即容易产生孔隙。在不整合面上常有风化残余的碎屑、碎岩块、砂砾岩等。固结后常为孔隙性渗透性较高的岩石,也常为油气运移的通道或储集岩。所以不整合常为油气运移的通道是无可置疑的。此外,造成不整合面的构造运动不仅可以使下伏岩层受到侵蚀,同时还可以使之发生变形(倾斜)和变位,促进油气运移。不整合不仅可作油气运移的通道,而且可运移很远的距离。我国玉门老君庙油田及石油沟油田,一般认为是由青西凹陷下白垩系黑色页岩所生的油气运移来的;油气分别运移了约35km及55km。阿尔及利亚哈西迈萨乌德寒武纪砂岩油田的生油母岩一般认为是志留系黑色页岩,而最近的志留系黑色页岩位于油田之西北约40km。说明油气通过不整合至少运移了40km。由于这里的原油为高度不饱和,油气在运移过程中可能已经过分异作用。在美国堪萨斯中央隆起上有很多奥陶系碳酸盐岩油藏,华尔特斯(Walters, 1958)认为油源来自俄克拉何马中西部安纳达科盆地,石油主要是沿着宾夕法尼亚前不整合面运移来的,其运移的距离达160公里以上。在运移的途中还形成了奥陶系碳酸盐岩油藏中的差异聚集现象。

(3) 不整合是生油岩和储集岩之间相互联系的桥梁,由于不整合是油气长距离运移的通道,它能将不整合上下相距甚远的生油岩和储集岩联系起来而形成油气藏。例如我国玉门老君庙油田距青西白垩系生油凹陷约35km,如果没有第三系和下白垩系之间的不整合提供油气运移的通道则不可能形成老君庙油田。阿尔及利亚哈西迈萨乌德寒武纪砂岩油田,距志留系生油母岩约40km以上,如果无三叠系与古生界之间的不整合提供油气运移的通道,则哈西迈萨乌德将是一个空构造。美国堪萨斯中央隆起距俄克拉何马中西部安纳达科奥陶系生油盆地约160多公里;如无宾夕法尼亚前不整合,则堪萨斯中央隆起上许多奥陶系碳酸盐岩油藏之形成,将是不可能的。

(4) 不整合面常是大范围的沉积间断、岩相突变界面,可以作为油气运移的遮挡面,形成不整合圈闭和油气藏。

(5) 不整合对于油气的破坏可能不大,现在我们知道石油的生成主要靠温度。沉积中的有机物质必须埋藏至一定深度(约1500m),温度升高到65℃以上,才能开始变为碳氢化合物。所以,当某地区长期上升,遭受风化侵蚀时,则上部约1500m的沉积中的有机物质尚未变为石油。下部岩层中的有机物质虽已变为碳氢化合物,但由于埋藏还相当深,并不一定会遭到破坏。所以不整合对于油气的破坏可能不大。

总起来看,不整合对于油气的运移和聚集都是有利的,而破坏性又不大。所以,不整合对于找油来说是非常有利的。但这不能简单地理解为,在一个含油气盆地内,区域性不整合次数愈多,油气聚集愈丰富,大油气田愈多。

对主要含油气盆地内区域不整合与含油岩系数量、储量集中程度,进行分析和比较表明,它们之间存在着一定的统计性关系。随区域不整合次数的增加,相应地含油岩系的数量亦随之而增加,但储量集中的百分率却降低(图10—2)。

这里所指的不整合次数,是最下一个区域含油岩系以上不整合的次数,因为只有这些

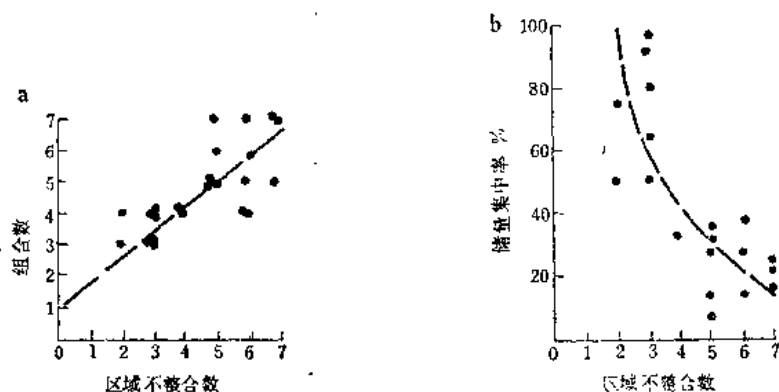


图 10—2 区域不整合数与含油气组数

(据 И. И. Нечепов等, 1975)

(a) 含油组数与不整合关系图; (b) 不整合和储量集中率关系图

不整合才对油气聚集和分布发生影响, 而其下的不整合并无实际意义。储量集中率是指盆地内大油气田储量与总储量的比值。

储量集中率与区域不整合次数的关系, 可用下列方程表示之。

$$K = 157.0 - 180.0 \lg N$$

式中 K 为储量集中率, %; N 为区域不整合次数。

现以北美地台区和伏尔加—乌拉尔盆地为例, 对上述规律作简要说明。

北美地台范围有八个区域性不整合, 它们存在于泥盆系与密西西比系、密西西比系与宾夕法尼亚系、宾夕法尼亚系与二叠系、二叠系与三叠系、侏罗系的道哈姆组与莫里逊组、侏罗系与白垩系、白垩系与下第三系、以及上第三系与更新统之间。它们呈角度不整合, 下伏岩层遭受剥蚀, 缺失厚度很大。差不多在两个不整合面之间都发育含油岩系, 油气总储量较大。该区共发现二万多个油气田, 但各个含油岩系的厚度较小, 缺乏形成巨大油气田的充分条件, 因此只有19个可列为大油气田, 储量集中率仅29.3%。上述情况说明, 多次上升运动提供了油气运移, 聚集的条件, 但含油气层厚度不大, 形成巨大油气田的机会反而降低了。

伏尔加—乌拉尔盆地的情况则有明显的差别。这里可能影响油气藏形成的区域性沉积间断(或不整合)只有四次: 下石炭统多内普和维宪阶之间; 二叠系和三叠系之间; 侏罗系和白垩系之间以及上第三系和第四系之间。到目前为止(1975)已发现的大油气田15个, 储量集中率达62%, 是北美地台的二倍多。该区不整合之下发育较厚的含油岩系(泥盆系到二叠系), 持续下降的时间长, 生油层厚度亦较大, 为形成巨大油气藏提供了良好的物质基础, 而其后的构造运动和不整合面存在, 大大促进了油气藏的富集, 从而形成大型和特大型油气田。

根据上述分析, 可以得出, 在含油气盆地内不整合的次数不太多, 而其存在巨厚含油岩系时, 有利于形成巨大油气藏; 而不整合次数过多, 其下含油岩系厚度较少时, 形成油气藏以中小型为多, 储量集中率低。

四、蒸发岩的意义

世界上有许多含油气盆地含有蒸发岩, 特别是碳酸盐岩发育的盆地。如沙特阿拉伯的

侏罗系，伊朗和伊拉克的中新统一渐新统，美国二叠纪盆地的二叠系，威利斯顿盆地的密西西比系（下石炭统）等。

蒸发岩形成于特有的沉积环境。形成独特的沉积旋回，自下而上为，碎屑岩→碳酸盐岩→蒸发岩。

海相碳酸盐岩—蒸发岩沉积旋回的次序为：（1）海相石灰岩；（2）白云岩化海相石灰岩；（3）白云岩；（4）硬石膏；（5）岩盐；（6）钾盐。这种蒸发岩沉积旋回次序代表海水逐渐浓缩的沉积过程。朗氏（W. B. Long）将之分为：正常海水期（1）；亚盐水期（2—4）；盐水期（5）；超盐水期（6）。

这种蒸发岩沉积旋回的次序不仅表现在纵向垂直剖面上，同样的次序亦表现在横的岩相图上。一般蒸发岩的沉积中心将代表接近于盐水期（或超盐水期），由沉积中心向外将逐渐被趋向于正常海水的同心圆的岩相带所围绕。蒸发岩沉积中心可位于盆地中央，亦可以位于盆地的边缘。因此，斯洛斯（L. L. Sloss, 1959）将原生蒸发岩分为盆地中心蒸发岩和盆地边缘蒸发岩两种类型。蒸发岩相和非蒸发岩相在横向上常被礁、砂坝（沙洲）、生物碎屑和鲕灰岩等隔开。

大陆内部的蒸发岩相，一般碳酸盐岩不发育，常以泥灰岩、泥质灰岩和白云岩薄夹层产出，石膏和岩盐（有时可包括钾盐）等蒸发岩常与碎屑岩组成旋回层。相应地，在平面上，在沉积中心分布蒸发岩，由中心向边缘、砂、泥岩相应地增多。我国中、新生代陆相含油气盆地中的蒸发岩分布情况，如渤海湾盆地的东营凹陷，江汉盆地的潜江凹陷，柴达木盆地、大多具有上述基本特征。

图10—3为江汉盆地早—中渐新世潜江组四段盐湖沉积分布图。在剖面上，咸水湖相砂页岩和膏盐等蒸发岩组成旋回沉积，碳酸盐岩不发育，大多为薄层状泥灰岩或泥质石灰岩和白云岩，局部可见鲕灰岩或生物碎屑灰岩。在平面上，凹陷中心部分以膏盐（部分有钾盐）为主，向边缘地带碎屑岩逐渐增多，砂质岩主要分布在邻近北侧主要物源区及西北侧丫角低凸起上。

蒸发岩和石油生成及聚集究竟有什么关系呢？

首先，蒸发岩常与生油岩有共存关系。威克斯（1952、1958）早已指出，蒸发岩沉积前常为槛隔的（如现在的地中海、委内瑞拉的马拉开波湖）或半封闭的盆地，这种盆地的水体盐度不大，适于生物繁殖；且水较安静，常为还原环境，利于有机质保存。所以在蒸发岩沉积以前的沉积环境，对生油是有利的。有利的生油层常出现在蒸发岩沉积以前的盐度正常到稍高的半封闭到封闭的海、湖相泥质相或碳酸盐相沉积环境中，也常出现在蒸发岩沉积后，盐盆地淡化的沉积环境中。这种情况，在我国若干新生代盐湖盆地中，表现十分明显。例如渤海湾盆地的沙河街组（渐新世）、江汉盆地的新沟咀组（早始新世）和潜江组（早—中渐新世）、柴达木盆地的渐新世和第四纪沉积（生气层）。但是，蒸发岩不一定直接位于生油岩之上，有些情况下甚至与生油岩完全无关。

蒸发岩是极好的盖层，据克莱米的统计（1975），大油田的33%储量以蒸发岩作盖层。特别是波斯湾盆地，锡尔特盆地、北非撒哈拉东、西大戈壁盆地、荷兰—德国盆地、美国二叠纪盆地等众多大油气田的盖层，有许多是蒸发岩构成的。这对下伏储油气层起着极好的封闭作用。

从横向上的岩相看，石油聚集常与蒸发岩相和非蒸发岩相之间的过渡带相联系。这个

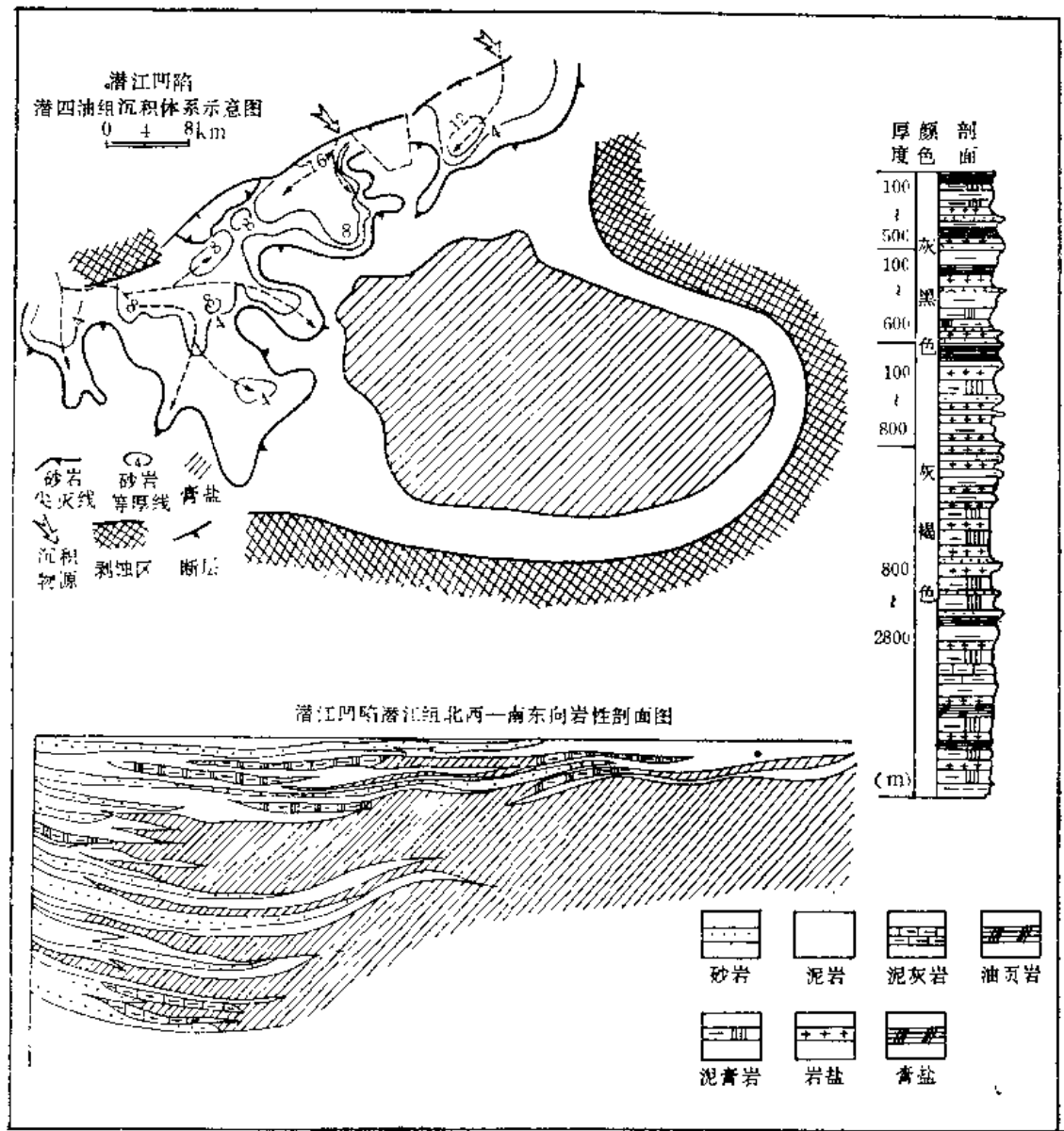


图 10—3 江汉盆地渐新世早—中期（潜江组四段）盐湖沉积分布图
(据 江楚列, 1981)

过渡带是礁、砂坝、或其它砂岩体、生物碎屑灰岩和鲕状灰岩等孔隙—渗透性较高的有利油气储存的岩相带。这个过渡带亦常是生油层、储集层和盖层指状交叉的地带，有利于油气聚集。

蒸发岩具有较大的可塑性和易流动性。因此，蒸发岩系发育，特别是发育巨厚蒸发岩系的沉积盆地或凹陷中，常形成一系列与盐运动有关的聚油圈闭。我国江汉盆地潜江凹陷的王场油田（图10—4）、渤海湾盆地东明凹陷的文留油气田（图10—5）和东营凹陷的辛镇油田（见图5—19），都是与盐运动有关的不同类型聚油圈闭的典型实例。

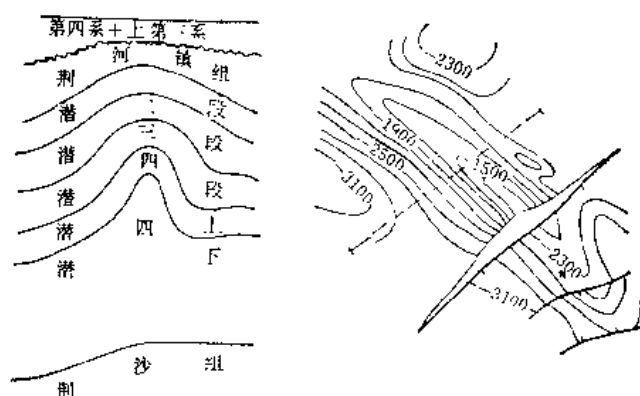


图 10—4 江汉盆地潜江王场油田构造图和剖面示意图
(据 江汉油田研究院, 1980)

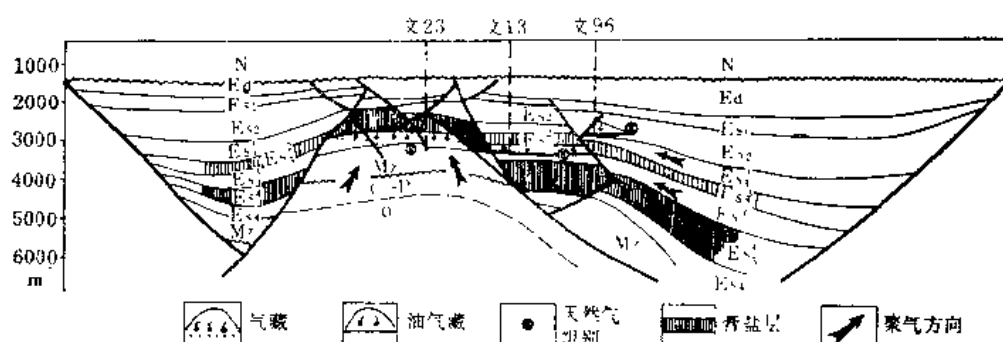


图 10—5 文留油气田的构造剖面图
(据 地质部第二石油普查勘探指挥部, 1980)

五、三角洲、冲积扇、水下扇和深海扇等砂岩体中的油气

三角洲简单地说, 就是由河流供给的沉积物在海或湖的滨岸地带所形成的沉积体系。由河流携带的体积巨大的陆源沉积物, 在河流与海(湖)浪和潮汐等因素互相作用下堆积在河口附近的陆上和浅水环境中, 形成所谓的三角洲沉积体系。但是, 也有部分沉积物在波浪和沿岸流的作用下, 由三角洲散布出来, 形成与三角洲共生的其它滨岸带沉积体系。

三角洲沉积体系中含有丰富的油气, 这已是人们所共知的事实。为什么三角洲体系中拥有如此丰富的油气藏呢? 这是因为它具有形成油气藏的各种有利条件。

首先, 三角洲体系中能形成巨大体积的母岩。河流携带大量的有机质和矿物质进入海(湖)盆, 为前三角洲区水体提供丰富营养物质, 有利于有机质大量繁殖, 从而为母岩的形成提供了良好的物质基础。三角洲区的地壳活动性较大、地热梯度较高, 有利于有机质提早成熟。三角洲区沉积速率较高, 常形成欠压实超压页岩, 其导热率低, 可作为绝热盖层, 也有利于烃类早熟。上述各项条件的结合, 就使得前三角洲成为良好生油层发育区, 从而可为三角洲体系提供丰富的油源。

其次, 三角洲区分布多种良好的储油砂岩体, 如分流河道砂、河口坝砂、三角洲前缘砂等。由于三角洲区的前积和水浸作用交替发生, 加上同生断层发育, 故可形成多种良好的生储盖组合, 使生油层中形成的油气能有效地输导到储集层中, 并在其中聚集起来。此外, 三角洲不同类型沉积物有规律的排列, 为油气运移提供有效的流体动力条件。

第三,三角洲区砂、页岩频繁交替所造成的地层超覆、尖灭,前三角洲常有的巨厚的超压页岩,以及同生断层和底辟构造发育,这就导致形成多种聚油圈闭。如背斜、断层、逆牵引背斜、底辟构造以及各种类型的地层圈闭等。

除三角洲外,近年来对陆相冲积扇、水下扇和海底扇中的油气也开始给予很大的注意。

我国新疆克拉玛依油田的二叠系和三叠系砂砾岩储集层,就是典型的冲积扇沉积。泌阳凹陷的双河等油田的储集砂岩体则被认为是由近源洪水携带大量陆源碎屑直接进入深水湖而形成的水下扇沉积。

无论是冲积扇或水下扇,之所以能形成油气聚集的一个基本条件,就是这些储集砂岩体靠近油源区,或与油源区之间有良好的输导层(通道)。在我国许多深水湖泊的边缘地带,都发育若干大小不等的近源冲积扇,或水下扇。水侵时期,水体扩大,这些冲积扇被深湖所覆盖;而枯水期,则扇体达不到深湖区,遂以陆上沉积为主。与生油区较邻近的各种扇形储集体,都是应予以注意的找油领域。

海底扇主要是由重力流和部分滑塌作用在海底峡谷出口处的深海中形成的水下扇形堆积体。世界上与海底扇砂岩储集体有关的油气层,如洛杉矶盆地上第三系砂岩产油层,北海盆地上古新统的油积岩产油层,都是属于这一类砂岩储集体。

洛杉矶盆地晚第三纪时为半封闭的深海环境,以富含有机质的深海页岩沉积为主,其中含有深海扇砂岩体。两者呈互层状,或砂岩体被深海页岩(生油层)所包围,形成良好的生储盖组合。

综上所述,在不同环境中形成的砂岩储集体,所以能聚集油气,都是因为它们具有形成油气藏的有利条件。即位于油源区内或与之靠近;有良好的生储盖组合,油气能有效地输导到其中;具有不同类型的有效圈闭,使油气得以聚集并保存下来。

六、枢纽带是油气富集的有利地带

所谓枢纽带一般是指由沉积岩系较薄的稳定区到沉积岩系巨厚活动区之间的大斜坡上的厚度剧变带。也可以是指盆地内部隆起和坳陷之间斜坡上的过渡带。

无论是区域性的巨大斜坡,或是盆地内部的斜坡,其枢纽带都是值得高度重视的找油领域。这是因为,枢纽带在活动性大的一侧,常是良好的生油深坳陷区,具有丰富的油源;而斜坡,特别是枢纽带附近,则常是巨大楔状沉积体明显减薄、分叉和尖灭地带,或者是不整合、超覆和岩相突变地带,有利于形成多种圈闭,是油气聚集的有利场所。

对于枢纽带与油气分布的关系,早在1952年,威克斯(L. G. Weeks)总结北美地台油气分布特点时,就已指出它的重要性。美国习惯把北美地台稳定性和四周地槽系之间的坳陷带称为大斜坡带。他们把墨西哥湾称为南坡,阿帕拉契亚为东坡,阿拉斯加为北坡,落基山区东侧称为西坡。这些大斜坡带都是美国油气聚集最丰富的地带。

这种情况,不仅存在北美地台及周围地区,在世界其它地区亦如此。

马克西莫夫(Максимов, 1964)、乌斯宾斯卡娅(Успенская, 1955)、巴基洛夫(Бакиров, 1964)和涅斯捷罗夫(Нестеров, 1975)等在总结苏联巨大的伏尔加—乌拉尔和西西伯利亚油气盆地时,亦指出,碎屑岩最大厚度及厚度剧变带是油气富集的有利地带。

盆地内不同时代的地层厚度剧变带不都是固定的，常常是向一定方向偏移，确切地说，随深拗陷位移的改变而偏移。因此，不同时代的油气富集的地带亦随之而变动。图10—6为苏联伏尔加—乌拉尔盆地不同时代大油气田分布区图，表示自泥盆纪到二叠纪期间，有利油气聚集区的位置自盆地西侧（靠近俄罗斯地台一侧）向东、南靠近前乌拉尔和滨里海拗陷一侧有规律的迁移。类似的分布特点，在墨西哥湾和波斯湾盆地亦很明显。

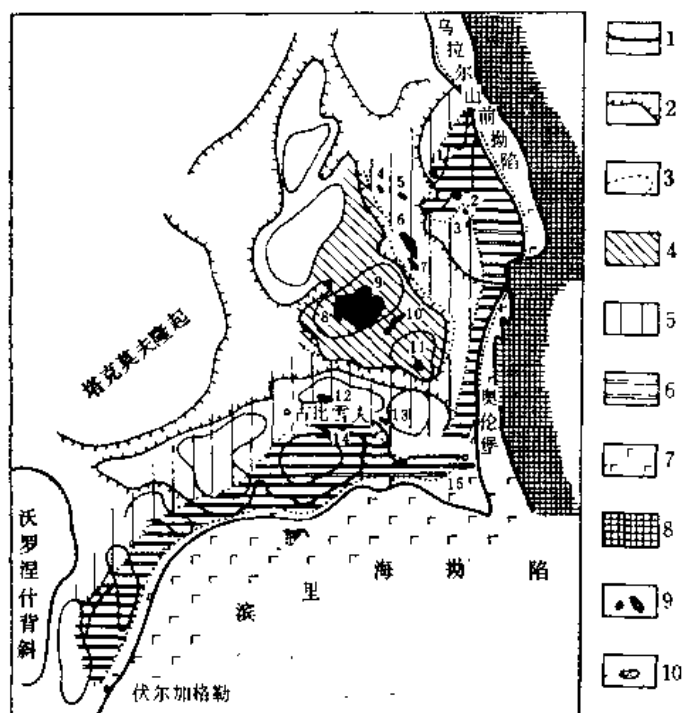


图 10—6 伏尔加—乌拉尔盆地不同时代油气田分布图

(据 Максимов, 1964)

1—盆地边界；2—隆起边界；3—油气带界线；4—泥盆系大油气田分布带；5—下石炭统大油气田分布带；6—上石炭统大油气田分布带；7—下二叠统大油气田分布带；8—乌拉尔褶皱带；9—大油田；10—大气田；图中“拗”字应为“陷”字

第三节 有关油气分布问题

一、油气在时间上的分布

油气可能产生于震旦纪直至第四纪。四川威远震旦系灰岩中的原生天然气藏已生产多年，苏联东西伯利亚勒拿—通古斯盆地的相应层位亦有巨大的原生气藏和凝析气藏。在承德东南平泉地区于震旦系雾迷山白云岩及铁岭灰岩的孔洞中发现黑色原油，也可能是原生的。自五十年代末、六十年代初以来，在路易斯安那州墨西哥湾沿岸及滨海地区 (Atwater, 1959; D. I. Andrews and J. C. Stipe, 1961) 及加利福尼亚州文图拉盆地相继发现可能属于第四纪原生油藏，打破了过去一般认为第四系中无原生油藏的传统概念。第四系中生成原生油藏的这种条件较为罕见。虽然，不同时代的沉积岩系中油气广泛分布，但生油能力是不一致的，则是确定无疑的。这就决定了不同时代油气分布是不均一的。

虽然储集层中的油气并非都是同时代母岩形成的,但从统计角度,不同时代储集层中分布的油气储量,依然能反映出不同时代生油能力的差异。

就油气储量的时代分布来说,中新生代油气最多是大家所公认的。威克斯(1950)曾指出,中新生代油气储量占全世界油气储量的87%。克尼拜尔(G. M. Knebel)等(1956)指出,在资本主义世界236个主要油田中,第三纪(七千万年)储层中占38.2%,中生代(一亿五千万年)储层中占52.7%,而古生代(三亿八千万年,时间最长)的储层中,仅占9.1%。我国目前石油亦主要分布于中、新生代的储层中,与世界上石油分布的情况大体符合。国外对世界大油气田油气储量的时代分布的统计,有代表性的如表10—1所示。

表 10—1 国外大油气田中油气储量的时代分布

地质时代 及年份	大 油 田			大 气 田		
	哈尔鲍蒂等 (1970)	美国两家 石油公司 (1971)	涅斯捷洛 夫 等 (1975)	哈尔鲍蒂等 (1970)	美国两家 石油公司 (1971)	涅斯捷洛夫等 (1975)
第三纪	29%	24%	32.9%	10.0%	11.7%	10.5%
中生代	63%	65%	59.1%	65.0%	62.4%	73.5%
古生代	8%	11%	8.0%	25%	26.3%	16.0%

不同作者的统计数据虽然略有出入,其基本含义是一致的,即石油以中、新生代为主,占89%到92%,只有8%到11%产于古生代储集层中;天然气在中、新生代所占比重减少,仅73.7到84%,古生代明显上升,占16%到26.3%。

古生代时间最长,为什么石油最少呢?很明显,这是因为古生代较老,经历的构造运动较多,有利于油气生成的活动带遭受强烈的褶皱和上升侵蚀,致使石油遭到破坏;而沉积厚度极薄的稳定带又缺乏良好的生油条件。所以,油气仅在稳定带的相对沉降区及稳定带到活动带的过渡区才适于油气保存。沉降幅度较大的多旋回的沉降区或过渡区,古生代含油气层的埋深一般都很大,大多已进入过成熟的成气阶段,从而导致液态烃向气态烃转化。这就是古生代储层中石油储量所占的比例低,而天然气所占的比例明显上升的主要原因。

但是,不同地区的地质条件是不同的,成油条件也有明显的差别。上述古生代成油和油气分布的一般特点,并不排斥有些盆地内的古生代,特别是晚古生代地层可能存在有利的成油和聚油条件,可能成为主要产油层位的事实。如伏尔加—乌拉尔盆地的主要产油层就是泥盆系—二叠系,上古生界也是北美地台的主要产油层位。

中、新生代经历的时间虽然较短,但由于地壳活动性强,沉降幅度大且速率高,为母岩形成和生烃提供了良好的条件;同时伴随海底扩张,热流增强,地温梯度增大,使得有机质成烃所需的时间大大缩短。古生代稳定的地台区成烃所需的时间一般在 $0.5 \sim 1 \times 10^8$ a以上,长的可能需要几亿年;而中、新生代母岩成烃的时间一般只要20~30Ma,有些只有几百万年。这就是中新生代油气比古生代丰富的基本原因。

二、油气在空间上分布

油气产地分布极为广泛,从赤道到极地,从陆地到海洋,到处都有,但又是极不均一

的。油气集中分布在现代地壳中相对活动的、长期以沉降为主的地区，也就是作为巨大坳陷区的含油气盆地。这些盆地从构造上说主要分布在：古地台边缘或古地台到古生代褶皱带之间的过渡带；大陆边缘中新代褶皱带向洋下陷的活动带。世界上油气分布最富集的地带，包括波斯湾、墨西哥湾和加勒比区、西西伯利亚，伏尔加—乌拉尔、伯绍拉、北海、阿尔伯达和美国中央地台区诸油气盆地，北非诸盆地、苏联前高加索—滨里海诸盆地、中国东部及东海、南海诸盆地，都存在于上述相对活动带内。

这些地带所以能形成如此丰富的油气聚集，乃是成油有利条件汇合的结果。以下降为主的长期坳陷，区内发育巨厚的生油层和储集层，以及良好的生储盖组合；由于埋藏深度和地温不断增加，特别中、新生代以来沉降速率的增大，不仅为中、新生代生油层创造了良好的生油条件，而且促使古生代尚未成熟的生油层亦趋于成熟；多次构造运动，形成巨大而众多背斜、断裂促使油气运移和聚集；上覆良好的盖层，特别是巨厚的膏盐和泥岩层的存在，有利于下伏储集层中油气高度富集，形成大和特大油气田。

相反，在那些地壳长期上升的地带，或虽然一度处于强烈坳陷的沉降带，但后来经强烈构造变动而上升的地带，都不可能形成较丰富的油气聚集。

综上所述，地壳上广泛发育的坳陷区和地壳运动的不均一性，是造成油气分布既广泛。又不均一的根本原因。

三、油气藏的埋藏深度

蒂索等（1978）根据对美国和世界若干主要产油气区的 12018 个油藏所作的埋藏深度的统计，如表 10—2 和图 10—7 所示。

表 10—2 油藏的平均深度

油 藏 统 计 类 别	油 藏 数	平均深度 (m)	深度分布的标 准偏差 (m)
全部样品	12018	1465	903
第三系	2609	1552	891
潘农和维也纳盆地的第三系	231	1195	682
西非白垩—第三系	445	1362	766
加里福尼亚第三系	288	1509	901
委内瑞拉、哥伦比亚、特立尼达等国的第三系	93	1513	810
阿尔伯达泥盆系	241	1630	712
中东白垩—第三系	115	1901	942
墨西哥湾沿岸第三系	1038	1959	820

(据 Tissot 等, 1978)

从上述资料可知，所统计的全部油藏的平均深度为 1465m，各个盆地的平均深度从 1195m（潘农和维也纳盆地）到 1959m（墨西哥湾沿岸第三系）不等；各个统计范围油藏数最高峰的深度为 800m 到 1800m，在 3000m 以下则明显减少。到目前为止，已探明油藏的最大深度为 5800m（苏联前高加索区的安德列耶夫油田的上白垩统油藏）。凝析油藏的最大深度为 6663m（美国墨西哥湾凯罗岛上第三系）。在 4000m 以下以气和凝析油（气）藏为主。气藏的最大深度已达 8088m（美国得克萨斯州南部，1977）。

就石油储量的深度分布来说，加德纳（Gardner, 1971）曾对 546 个大油田作过统计。

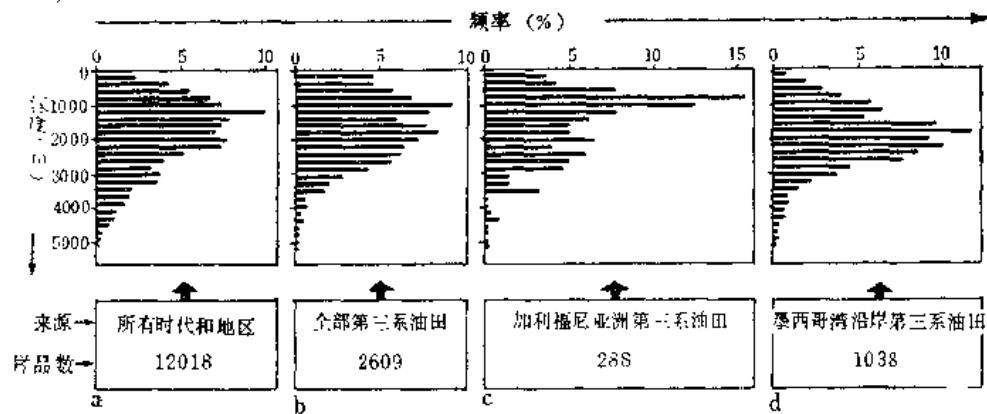


图 10—7 油气藏深度分布图
(据 Tissot等, 1978)

表 10—3 石油储量的深度分布

深度 ($\times 0.3048\text{m}$)	大油田数	最终储量 $\times 7.2 \times 10^6\text{t}$	储量百分比 %	
			深度区间	累积
0~1,000	40	12,216.0	2.354	
1,000~2,000	68	24,459.1	4.713	7.067
2,000~3,000	95	63,534.1	12.243	19.310
3,000~4,000	68	51,524.8	9.928	29.238
4,000~5,000	69	96,047.5	18.508	47.746
5,000~6,000	49	29,852.5	5.752	53.498
6,000~7,000	37	108,774.8	20.960	74.458
7,000~8,000	37	31,182.2	6.009	80.467
8,000~9,000	33	46,358.6	8.933	89.400
9,000~10,000	28	30,788.1	5.933	95.333
10,000~11,000	9	10,518.5	2.027	97.360
11,000~12,000	9	12,131.7	2.338	99.698
12,000*	4	1,571.0	0.303	100.001
总计	546	518,958.9	100.001	

不同深度储量分布，如表10—3所示。

从上表可知，95%以上的石油储量分布在小于3000m深度范围内，而储量中值（即50%储量）的深度大约为1600m左右。

综上所述，虽然不同盆地有不同的地温梯度可以造成油藏埋深有相当大的差别。如潘农和维也纳盆地，地温梯度高达50℃/km，其中第三系油藏的平均埋深仅1195m；而墨西哥湾岸地区的地温梯度为22~24℃/km（路易斯安那州）到29~33℃/km（得克萨斯州），其中第三系油藏的平均埋深，达到1959m。但是，总的来看，油藏的平均深度都浅于生油的门限深度，而远远浅于生油高峰期的深度，甚至连储量中值（即累积50%储量）的埋藏深度，仍远远浅于一般的生油高峰期的深度。对于这种分布特征，提出下列两种解释。一般认为：油气向上运移可能是油气分布深度明显比成油深度浅的主要原因，特别是在断裂和不整合比较发育的地区，这种现象尤为显著。但亦有人认为，油气分布的上述特点，恰好说明油气至少是有一部分是在浅处、较低温度条件下形成的。

四、天然气分布的广泛性

在油气工业的早期阶段,往往因为多种原因,对天然气的勘探和利用程度较石油低,探明的储量及产量均远低于石油,但近一、二十年来,探明天然气储量在油气总储量中所占比例不断提高,到1984年底已占探明油气总储量的45%,预计在不久的将来可以接近、甚至超过石油。天然气分布与石油相比,无论在时间、空间和深度上都具有更大的广泛性,具体表现如下:(1)天然气在时间上可以从震旦系直到第四系都有分布,特别是石油分布不多的震旦系,是重要的产气层位;石油较少的二叠系,也是重要的产气层。另一方面主要产油层位的白垩系,却同时也是最主要的产气层;(2)在空间上,天然气除在油气田中与石油共生外,可以独立形成气田,以至规模巨大的气区;(3)在深度上,探明的天然气可以产于浅层第四纪沉积直到8088m深处(1977)。预计在10,000~15,000m深度范围内可能仍有天然气藏。

造成天然气比石油分布具有更大广泛性的原因,是多种多样的,主要原因如下。

首先,成气的母质比成油母质具有更大的广泛性。根据干酪根热降解成油说,成油的母质以I—II型干酪根为主,III型干酪根成油效率极低;而成气母质则广泛得多,除I—II型分散有机质外,广泛分布而不适于生油的煤系页岩中的III型干酪和煤层,都是重要的成气母质。成气母质的广泛性是造成天然气分布广泛性的最重要的原因。

其次,成气阶段比成油具有更大广泛性。石油主要生成于成熟阶段的早中期,而天然气除可以与石油一起生成(但该阶段的生成量比石油少)外,在未成熟阶段可以形成生物成因气,在成熟阶段的晚期和过成熟阶段都是主要成气阶段。除有机成气说外,近来天然气的深源无机成因说受到相当大的注意,这不仅对天然气成因,而且对找气都有十分重要的意义。

此外,天然气为气态分子,活动性大,分子直径小具有极强的穿透性和扩散张力,这也是造成天然气分布比石油分布更广泛的原因之一。

综上所述,地壳中油气分布特点可以概括为:时、空、深诸方面具有广泛性和不均一性,而天然气比石油具有更大的广泛性。

主要参考文献

1. 王铁冠, 1980, 称归、当阳盆地固体沥青及其液态烃类特征。石油与天然气地质, 第1卷, 第3期。
2. 王燮培等, 1976, 渤海湾地区与同生断层有关的几种构造圈闭类型。石油勘探与开发, 第2—5期。
3. 王燮培等, 1981, 东营凹陷底辟构造圈闭的形成机制。石油学报, 第2卷, 第3期。
4. 石油部石油勘探开发规划研究院, 1977, 中国陆相盆地石油地质及油气田分布规律。
5. 兰州地质研究所, 1981, 《中国陆相油气的形成演化和运移》。甘肃人民出版社。
6. 西北大学, 1979, 《石油地质学》。地质出版社。
7. 朱夏, 1983, 试论中国中生代油气盆地的地球动力学背景, 《中国中生代盆地构造和演化》。科学出版社。
8. 刘和甫, 1983, 含油气盆地的地球动力学环境分析, 《中国中生代盆地构造和演化》。科学出版社。
9. 陈荣书等, 1982, 《石油地质学》。武汉地质学院。
10. 陈荣书, 何生, 1984, 关于隐秘圈闭的早期概念。石油天然气地质, 第5卷。
11. 陆毓贞、张寿增, 1979, 我国原油组成的特点。石油学报, 第1卷, 第1期。
12. 林隆栋, 1984, 断裂掩覆油藏的发现与克拉玛依油田勘探前景。石油与天然气地质, 第5卷, 第1期。

13. 杨忠辉等, 1982, 油气田的水文地球化学标志及其应用。石油与天然气地质, 第4期。
14. 杨继良, 1983, 大庆油田的油气特征和松辽盆地的油气聚集规律。石油与天然气地质, 第4卷, 第2期。
15. 张文达、肖无然, 1979, 底渗透性砂岩的储油性能的评价。石油实验地质。
16. 张万选, 1981, 论油气藏的分类及中国油气藏的主要类型。石油学报, 第2卷, 第3期。
17. 张万选、张厚福主编, 1981, 《石油地质学》。石油工业出版社。
18. 张金来, 1979, 我国油田水的基本特征及其分类的讨论。地质论评, 第25卷, 第2期。
19. 郭则华, 1981, 试论浙西沥青煤的成因。石油勘探与开发, 第4期。
20. 章鸿钊, 1954, 《古矿录》。地质出版社。
21. 黄第藩等, 1984, 《陆相有机质演化 and 成烃机理》。石油工业出版社。
22. 陶一川, 1983, 油气运移的流体动力学机理问题。石油与天然气地质, 第4卷, 第3期。
23. 韩世庆等, 1981, 江南隆起西侧沥青煤的产状成因及其地质意义。石油实验地质, 第3卷, 第2期。
24. 韩世庆等, 1982, 黔东南江古油藏的发现及其地质意义。石油与天然气地质, 第4期。
25. 谢泰俭, 1981, 酒泉盆地西部鸣儿峡变质基岩油藏的形成条件。石油学报, 第2卷, 第3期。
26. T. E. 梁布兴、潘钟祥等, 1959, 《石油地质学原理》。地质出版社。
27. 潘钟祥, 1983, 不整合对于油气运移聚集的重要性及寻找不整合面下的某些油气藏。地质论评, 第29卷, 第4期。
28. 裘亦楠, 1981, 差异压实与大油气田。石油勘探与开发, 第1期。
29. G. D. 霍布森, 《石油地质学进展》(一), 1981, 石油工业出版社。
30. M. 斯柯尔, 不同成因天然气所含甲烷的氢、碳同位素组成。地质地球化学, 1981, 第3期。
31. A. I. 莱复生, 1975, 《石油地质学》。地质出版社。
32. И. О. 布罗德, 1951, 《石油与天然气矿藏》。石油工业出版社。
33. И. О. 布罗德, H. A. 耶列明科, 1958, 《石油及天然气地质学原理》。地质出版社。
34. M. И. 马克西莫夫, 1980, 《油田开发地质基础》。石油工业出版社。
35. B. P. 蒂索, D. H. 威尔特, 1979, 《石油形成和分布》。石油工业出版社, 1982。
36. И. И. 涅斯捷洛夫, 1975, 《大油气田在地壳中的分布规律》。石油工业出版社。
37. M. T. 哈尔布特, 1970, 《探寻地层、不整合、古地貌圈闭的理论基础, 地层圈闭油气田》(上册)。石油工业出版社, 1977。
38. B. A. 苏林, 1948, 《天然水系中的油田水》。地质出版社, 1956。
39. A. A. 托罗菲穆克等, 1980, 关于完善石油、天然气地质概念的基础问题。《石油勘探译丛》, 1982, 第3、4期。
40. 土田定次郎, 1974, 《石油地质学》。幼狮文化事业公司。
41. Andrews, D. I. and Stipe, J. C., 1961, In offshore Louisiana, none commercial oil, gas indigenous to pleistocene, World oil, June.
42. Beard D. C. and Weyl P. K., 1973, Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated. «Bull AAPG», V. 57.
43. Beebe, E. W., and Curtis, E. F., 1968, Natural Gas of North America. AAPG Mem. 9, v. 1—2, Tulsa, Okla.
44. Berg, R. R., 1975, Capillary pressures in stratigraphic trap. AAPG Bull. V. 59, No6.
45. Bonham, L. C., 1980, Migration of hydrocarbons in compacting basin. AAPG Bull. v. 64, No4.
46. Cartmill, J. C., 1976, Obscure nature of petroleum migration and entrapment, AAPG v. 60, No9.
47. Clayton J. L. and Suretland P. J., 1980, petroleum generation and migration in Denver basin, AAPG Bull. v. 64, No10.
48. Collins, A. G., 1975, Geochemistry of oilfield Waters, New York, Elsevier.
49. Collins, A. G., 1980, Oilfield brines. in: Developments in Petroleum.
50. Cordell, R. J., 1972, Depths of Oil origin and primary migration: A review and critique, AAPG Bull. v. 56, No10.

51. Cordell, R. J., 1976, 1977, How oil migrates in clastic sediments. *World oil*, v. 183, №6.7; v. 184, №1,2.
52. Cordell, R. J., 1980, Problems of petroleum migration, Edited by W. H. Roberts, III, AAPG studies in Geology, №10.
53. Dickey, F. A., 1979, Oilfield Waters, in: "Petroleum Development Geology" XI.
54. "The Deliberate Search for the Subtle trap" AAPG Memoir 32, 1—10.
55. Erdman, J. G., 1975, Relation controlling oil and Gas generation in sedimentary basins, Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress, Panel Discussin 3(1).
56. Faure, G., 1977, Principles of isotope geology. New York, Wiley.
57. Fisher, W. L. et al., 1990, Delta system in the exploration for oil and gas. *Bar. Econ. Geol. Univ. Texas. Austin*.
58. Gussow, W. C., 1954, Differential entrapment of oil and gas: a fundamental principle, AAPG Bull. v. 38, №5, p816—853.
59. Gussow, W. C., 1955, Time of migration of oil and gas, AAPG Bull, v, 39, №5.
60. Gussow, W. C., 1968, Migration of reservoir fluids, *Jour. Petrol. Technol.*, April.
61. Halbouty, M. T., 1970, Geology of giant Petroleum fields, AAPG Mem. 14. AAPG Tulsa, Okla.
62. Haldberg, H. D., 1964, Geologic aspects of origin of petroleum. AAPG Bull, V. 48, №11.
63. Hoefs, J., 1973, 1980, 2rd Ed. Stable isotope geochemistry. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag.
64. Hubbert, M. K., 1940, The theory of ground water motion, *Jour. of Geol.*, 48.
65. Hubbert, M. K., 1953, Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. AAPG Bull., 37.
66. Hunt, J. M., 1979, Petroleum geochemistry and geology, San Francisco, W. H. Freeman and co.
67. Jones, R. W., 1981, Some mass balance and geological constraints on migration mechanisms, AAPG Bull, v. 65, №1.
68. King, R. E., 1972, Stratigraphic oil and gas fields-classification, Exploration Methods, and Case Histories. AAPG Mem. 16., Tulsa Okla.
69. Klemme, H. D., 1975, Giant oil fields related to their geologic setting: A possible guide to exploration. *Bulltin of Canadian petroleum geology*. v. 23, №1.
70. Klemme, H. D., 1980, Petroleum basins-classifications and characteristics, *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, №2. P. 187—207.
71. Landes, K. K., et al., 1960, Petroleum resources in basement rocks, AAPG Bull, v. 44, №10.
72. Levorsen, A. I., 1964, Big geology for big needs. AAPG Bull v. 48, №2.
73. Levorsen, A. I., 1966, The Obscure and Subtle traps. AAPG Bull. v. 50, №10.
74. Neumann, H. J., et al., 1980, (Translation, Meyer, D. 1981), Composition and properties of petroleum, in: *Geology of petroleum v. 5* (ed. Bechmann, H.), Ferdinand Enke Publishers Stuttgart.
75. Pan Chung-Hsiang, 1982, Petroleum in basement rocks. AAPG Bull. v. 66, №10.
76. Philippi, G. T., 1965 On the depth, time and mechanism of petroleum generation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1021—1049.
77. Price, L. C., 1976, Aqueous solubility of petroleum as applied to its origin and primary migration, AAPG Bull, v. 60, №2.
78. Silverman, S. R., Epstein, S., 1958, Carbon isotope compositions of petroleum and other sedimentary organic materials, AAPG Bull. v. 42, №5.
79. Silverman, S. R., 1971, Influence of petroleum origin and transformation on its distribution and redistribution in sedimentary rocks, *Proc. 8th World Petrol. Cong.* v. 2.
80. Sluss, L. L., 1959, Relationship of primary evaporates to oil accumulation, *Proceedings of the Fifth World Petroleum congress*, section 1.

81. Stahl, W. et al, 1977, Carbon isotopes in oil and gas exploration in: Internat. Symposium on Nuclear Technology in Exploration, Extraction and Processing of Mineral Resources, Vienna, Internat. Atomic Energy Agency.
82. Stahl, W., 1979, Carbon isotopes in petroleum geochemistry, in: E. Jäger and J. Hinziker (eds), *Lectures in Isotope Geology*, Springer—Verlag.
83. Tiratsoo, E. N., 1979, *Nature gas—A study*, 3rd Ed., Scientific Press—Beaconsfield.
84. Tissot, B. P. and D. H. Weite, 1978, *Petroleum formation and occurrence*.
85. Webb, G. W., 1978, Oklahoma City oil—second crop from preserved subunconformity source rocks, *AAPG, Bull.*, v. 60, №1.
86. Weeks, L. G., 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence. *AAPG Bull.*, v. 36, №. 11.
87. Weeks, L. G. ed., 1958, *Habitat of oil, a Symposium*, AAPG, Tulsa, Okla.
88. Wilson, J. L., 1975, *Carbonate Facies in Geological History*, Springer—Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 471p.
89. Багришцева К. И. 1977, Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. Москва «недра».
90. Высоцкий, Н. В., 1979, Геология природного газа, М. «недра».
91. Гостинцев, К. К., Гросштейн, В. А. 1969, Стратиграфические и литологические заложки нефти и газа. Л. «недра».
92. Кремс, А. Д. 1954, Вопросы формирования залежей нефти и газа, М. Гостоптех издат.
93. Кремс, А. П. и др., 1974, Условия формирования и закономерной размещения залежей нефти и газа, М. «недра».
94. Максимов, С. П. 1964, Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа, М. «недра».
95. Максимов, С. П. и др., (АНТ., 1970), Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазовой провинции. М. «недра».
96. Ресурсы горючих сланцев и битуминозных песчаников за рубежом Кузмина Е. М. Нефтегаз геол. и геофиз (обз. Ннфр.) 1979.
97. Савченко, В. П., 1952 Вопросы формирования Нефтяных и Газовых залежей, Нефт. Хоз. №.5.
98. Успенская, Н. Ю. 1952, Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформмах. Гостоптехиздат.
99. Успенская, Н. Ю. 1935, О принципах классификации залежей нефти и газа. Нефт. Хоз. №6.

石油地质学实习及实验指导书

说 明

本实习指导书是在武汉、成都两院校历年实习讲义基础上，由陈荣书、李世章、何生负责编写，最后由陈荣书负责定稿。

编写本指导书的主要目的是密切联系理论教学，加强编图、作图、分析资料能力的培养，使理论与实践密切相结合，提高学生分析和解决石油地质问题的能力。除第七章油气运移和第九章含油盆地、油气聚集带和油气田外，其它各章都有相应的实习。全部实习约需20~24学时，学时分配大致如下：实习一，2~3学时；实习二，2学时；实习三，2~3学时；实习四，2学时；实习五，2~3学时；实习六，2学时；实习七，2~3学时；实习八，6~8学时。各校可根据自己的条件，选用其中的一部或大部。

实验一 原油宏观特征的观察和测定

一 实 验 目 的

通过肉眼观察和简易实验，了解：（1）原油的基本物理性质及组份组成；（2）各种物理性质的某些外在联系及有关参数在原油简易评价中的作用；（3）各种物理参数对于查明原油的生成、运移、演化等方向所具有的参考价值。

二、实验内容和方法

（一）肉眼观察原油的颜色、萤光性、溶解性

要求每位同学细致地观察我国不同地区的3~5个原油样品，并作简易记录（表1）

1. 颜色

原油颜色的深浅取决于胶质—沥青质的含量。一般胶质—沥青质含量愈高，颜色愈深。

观察原油颜色，一般观察在透射光照射下的颜色，即将样品朝光源方向，观察试管中对着眼睛一侧的颜色。若原油色深，透明度差，可摇动原油样品，观察留在试管壁上原油薄膜的颜色。

一般不观察反射光下的颜色，即向着光源一侧试管壁的颜色。因为反射光颜色常有萤光颜色干扰。

2. 萤光性

原油中饱和烃不发萤光，不饱和烃及其衍生物才发萤光。低分子量轻芳烃呈天蓝色、随着分子量加大萤光色调加深，胶质一般呈浅黄—褐色，沥青质一般呈褐到棕褐色。

取上述原油一小滴，分别置于（1）号试管中，加入4ml 氯仿、摇动试管，待完全溶解后，倒1/2于（2）号试管中，在其中再加 2ml 氯仿摇匀；将（2）号试管中的溶剂，倒 1/2 于（3）号试管中，再加2ml 氯仿并摇匀。比较（1）、（2）、（3）号试管的荧光强度。

3. 溶解性

石油主要是以烃类为主的有机化合物的混合物，难溶于水，但可溶于许多有机溶剂中。

取12支试管，分别装入 2 ml 的氯仿（ CHCl_3 ）或四氯化碳（ CCl_4 ），苯（ C_6H_6 ），甲醇（ CH_3OH ）和水（ H_2O ），于各试管中分别加入一滴原油，摇匀后，观察比较溶剂颜色深

表 1 原油肉眼观察记录表

观察项目 原油样品	颜色(在透射光下)	荧 光 性		溶 解 性	
		①号试管		CHCl_3	
		②号试管		苯	
				甲 醇	
		③号试管		水	
		①号试管		CHCl_3	
		②号试管		苯	
				甲 醇	
		③号试管		水	
		①号试管		CHCl_3	
		②号试管		苯	
				甲 醇	
		③号试管		水	
		①号试管		CHCl_3	
		②号试管		苯	
				甲 醇	
		③号试管		水	

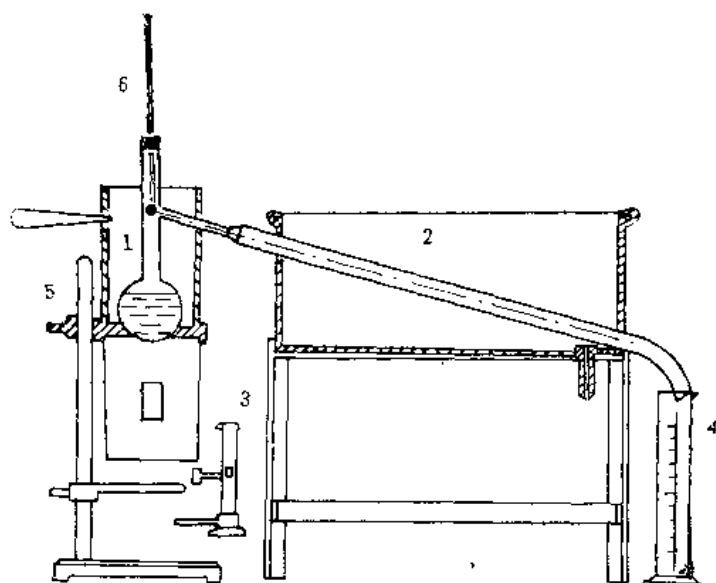
浅及其荧光性。

(二) 原油理化性质测定

原油物理化学性质的测定可为原油的工业品质评价和地质研究提供基本参数。常规分析项目有馏程、比重、粘度、闪点、凝固点、含硫量、含砂量、含蜡量及含水量等。

1. 馏程试验

原油是以碳氢化合物为主的有机化合物的混合物，每一种化合物均具有一定的沸点和凝点。馏分表示在一定的温度间隔下，蒸馏出的不同沸点范围的原油组分，故每一种馏分都有自己一定的化学成分和物理性质。每一馏分在石油中存在的数量，对石油总的理化性质有很大影响。



图实 1—1 馏程测定试验装置图

1—恩氏烧瓶，2—冷凝槽，3—喷灯，4—量筒，5—防风罩，6—高温温度计

试验时称50g 油样，倒入恩式蒸馏烧瓶中，将烧瓶均匀加温，记下馏出第一滴时的温度（初馏点）及温度为150℃、170℃、210℃、230℃、250℃、270℃、300℃时馏出的体积，根据这些馏分数量的相对多少可大致了解原油性质。

计算公式：

$$V_n = \frac{V_c}{W_o / D_4^{20}} \cdot 100\%$$

V_n ：为每一馏分含量（体积百分数）；

V_c ：为每一馏分馏出量（ml）；

W_o ：油样量（g）；

D_4^{20} ：为20℃时油样比重。

2. 比重测定

原油在20℃时的重量与同体积4℃时的纯水重量之比，称为原油比重，以 D_4^{20} 表示之。原油比重常用比重计、比重瓶或韦氏比重天平法测定。

韦氏比重天平装置如图1—2所示。测定时，先将天平调整平衡后，将浮子挂于小钩上并沉入量筒待测的原油中。此时，天平将失去平衡，再在平衡梁刻度上依次由最大到最小

加上法码，直到平衡。法码所在刻度的读数即为“视比重”(d_4^t)。同时，记下温度，用下式换算

$$D_4^{20} = d_4^t + \Delta \nu (t - 20)$$

D_4^{20} ：标准温度下的比重；

d_4^t ：在试验温度下读数（视比重）；

$\Delta \nu$ ：为比重的温度修正数（可查表）；

t ：为试验温度（℃）。

3. 原油粘度测定

粘度是表示原油流动性能的重要参数。度量粘度的参数因测定的装置和计量单位的差别，分别称为：绝对粘度〔或动力粘度，单位为 $\text{Pa}\cdot\text{s}$ （帕斯卡·秒）〕、运动粘度〔单位为 m^2/s （二次方米每秒）〕和恩氏粘度（或相对粘度）。

恩氏粘度的测定是在一定温度（ t ）下，使200 ml的待测原油通过标准孔，测其流出时间；再以此时间与同体积蒸馏水在20℃时流出的时间（称为水值，常为51 s）做成比值即得，以 E^{20} 表示之。由恩氏粘度查表可得相应的运动粘度。运动粘度乘以该温度时原油的比重，即为动力粘度。

运动粘度测定的仪器，如图1—3所示。它是一组毛细管粘度计的一支。每支仪器必须有粘度计常数。毛细管粘度计各支扩张部分的内径不同，供试验不同粘度的原油时选用。测定时，当A管中油样液面向下流动至a刻线处开始记时。当液面流至b刻线时停止记时。在温度 t 时运动粘度 U_t （厘沱）按下式计算：

$$U_t = ct_t$$

c ：粘度计常数 10^{-6}m^2 ；

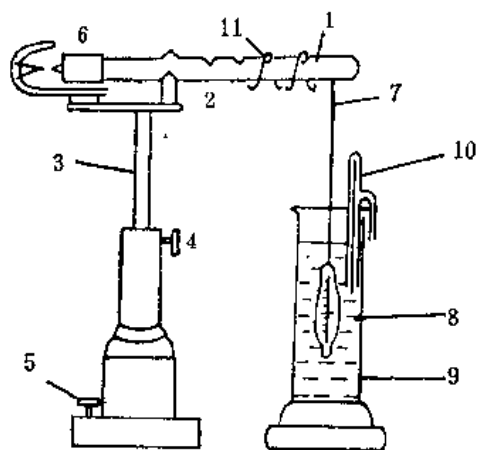
t_t ：油样平均流动时间 s。

4. 原油组分分析

原油的组分，通常指的是饱和烃、芳烃，非烃和沥青质。根据物质分子结构的不同，被吸附的强弱也不同，相应脱附快慢也不一致。目前采用的柱色层法就是根据原油不同组分的这一特性（选择性溶解和选择性吸附）。利用硅胶、氧化铝作吸附剂，而用与上述组分相似性质的溶剂作冲洗剂，冲洗色谱柱、而将不同组分分离开来。

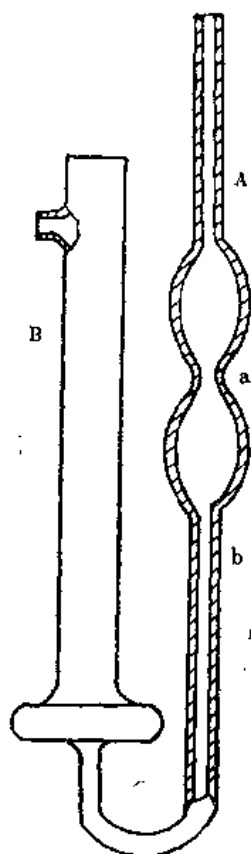
试验时，原油事先经馏程切割过。用正庚烷脱去沥青质（沉淀出来）。将滤液通过漏斗倒入色谱柱中（见图实1—4），用正庚烷或正己烷淋洗脱附饱和烃，收集冲洗液，经蒸馏则得出含量。再用苯淋洗脱附芳烃，收集冲洗液经蒸馏得其含量。由于吸附能力极强，以致部份极性物质（即含氧氮硫的非烃化合物）不易完全脱附而残留在色谱柱上，由差减法即可算出非烃含量。需要指出的是若定量分析时，一切仪器用品均应事先洗净，严格称重。

色层分离法是石油有关分析中常用重要分析方法，其基本原理均是利用石油、天然气中不同化合物由于分子结构不同其吸附和脱附能力也不相同的特征，根据所使用吸附剂（固定

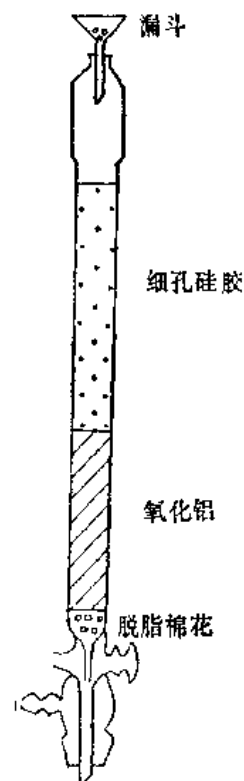


图实 1—2 韦氏天平装置简图

1—不等臂梁；2—托架；3—活动圆柱；
4—螺旋；5—调整螺旋；6—平衡锤；7—
小钩；8—浮沉子；9—量筒；10—温度计；
11—法码



图实 1-3 毛细管粘度计



图实 1-4 色谱柱装置简图

相)、脱附剂和鉴定分离物(流动相)方法不同,若流动相为气体称气相色谱,若流动相是液体称为液相色谱;若按固定相性质分,如前所述玻璃管中装入吸附剂称柱色谱,用滤纸作固定相叫纸层析等。分类尚多,不作赘述。

三、仪 器 用 品

1. 仪器

萤光灯、馏程测定仪、韦氏比重天平、恩氏粘度计。

2. 用品

试管、烧杯(50~250ml)、漏斗、滤纸、停表。

3. 试剂药品

氯仿、四氯化碳、二硫化碳、石油醚,甲醇、苯、正庚烷(正己烷)、氧化铝、硅胶、盐酸。

4. 文具纸张(自备)

四、作 业 要 求

1. 根据实习讲义填写观察内容,比较三种原油优劣。
2. 据实验观察和讲课内容,小结原油的物理性质和化学性质的关系。

实验二 石油沥青矿物和含油岩石的鉴定

一、实验目的及要求

在油气田的调查和勘探过程中，十分重视地面或井下油气显示的确定。其中尤以井下含油岩石的鉴定，对确定可能的含油气层位，预测油气藏可能存在的位置，都有重要意义。必须及时准确地断定、记录和上报。

本次实验包括石油沥青矿物（油矿物）和含油岩石的鉴定两部分。

二、石油沥青矿物的鉴定

石油沥青矿物是指石油在热力，氧化和细菌的生物化学作用下，次生变化的产物。由于石油的原始组成不同，次生变化的方向和产物也不甚相同。石油的次生变化主要的方向及产物，大致可归纳如表 1 所示。

其中软沥青，地沥青，石沥青和地蜡为石油演化的早、中期产物；而碳质沥青以上为变质作用产物，它们与石油之间的实际联系已不明显。因此，本次实习主要作与石油关系较为密切的石油沥青矿物的识别和初步鉴定工作。

主要石油沥青矿物的化学成分和物理性质如表 2 和表 3 所示

表 1

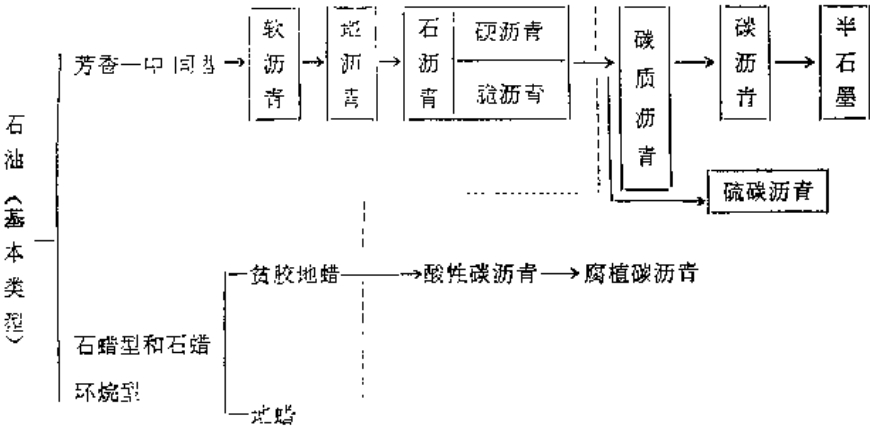


表 2 石油沥青矿物的元素组成简表

名 称	元 素 组 成 (重 量 %)					$\frac{C}{H}$ 重量比	备 注
	C	H	N	O	S		
石 油	85.0 (平均值)	14.0 (平均值)	$\xleftrightarrow{1.0 \text{ 平均值}}$			6.1	
地 蜡	84~86	13~15	—	0~5.0	—	6.0	*软沥青 为氧化程度 较低的地沥 青，其含H 量在石油和 地沥青之间
恩巴区贫胶地蜡	8.0~85.8	10.1~11.5	0.2~0.8	0.6~8.5	0.9~2.0	7.3~8.0	
软 沥 青*	70.5~80.0	8.3~13.0	微量~2.4	0.25~16.7	0.36~10.2		
地 沥 青	81.73	9.84	$\xleftrightarrow{8.43 \text{ (平均值)}}$			8.3 平均值	

续表

名 称	元素组成(重量%)					C H 重量比	备 注
	C	H	N	O	S		
石 沥 青	硬 沥 青	83.19	9.23	←———— 7.58 ———→		9.0	为半固态的 石油初期氧 化作用的产 物
	脆 沥 青	83.14	7.43	←———— 9.38 ———→		11.1	
碳 质 沥 青	黑 沥 青	85.40	9.25	←———— 5.35 ———→		9.2	
	焦性沥青	88.7	5.99	←———— 5.31 ———→		14.8	
碳 沥 青		>90~90	<3~5	<3~5		24.9~67.7	
次 石 墨		97.24	0.64	←———— 2.12 ———→		159.4	

本次实验将做地蜡、软沥青、地沥青、脆沥青、黑沥青、次石墨等六种石油矿物的物理性质的观察、实验和鉴定。对比上述六种油矿物(或准油矿物)的物理性质(观察和实验项目见表3)。

表 3 主要石油沥青矿物物理特性简表

名称	成因	颜色	断口	硬度	熔点	溶解性	可燃性	光泽	产状	比重
地蜡	物理分异产物	浅黄暗棕	粒状—粗糙	<1	30℃ } 60℃	易溶于所有有机溶剂	有明亮的火焰	油脂光泽	层状或脉状充填于岩层的裂隙中	0.9 } 0.94
软沥青	风化作用产物	黑色	粗糙—土状		<110℃	能完全溶于CS ₂ 和乙醚	易燃,有明显带黑烟火焰	油脂光泽	半固态沥青湖	0.97 } ≥1
地沥青	风化作用产物	棕黑黑色	粗糙—贝壳状	0.5 } 2	>100℃	溶于全部有机溶剂	易燃,有明显带黑烟火焰	暗淡—明光	脉状和丘状	0.9 } 1.09
硬沥青	风化作用产物	黑色	贝壳状	0.5 } 3	100℃ } 175℃	在苯,CS ₂ ,CHCl ₃ 中几乎能完全溶解,在石油醚中能溶60%±	易燃,有明显带黑烟火焰	明亮	脉状和层状	1.006 } 1.35
脆沥青	风化作用产物	褐黑—黑	贝壳状	2	175℃ } 320℃	在CS ₂ ,CHCl ₃ 溶解性较好,在石油醚、酒精中溶解性较差	熔化时有分解现象,火焰弱	明亮	脉状	1.15 } 1.18
黑沥青	变质作用产物	黑	贝壳状	2 } 2.5	难熔	在CS ₂ 中可溶2—10%	熔化时有膨胀及胀裂现象,火焰很弱	明亮	脉状	1.075 } 1.095

续表

名称	成因	颜色	断口	硬度	熔点	溶解性	可燃性	光泽	产状	比重
焦性沥青	交质作 用产物	黑		2.5 3.5	难熔	不溶	燃烧困难		脉状	
次石墨	交质作 用产物	黑	片状	3.0 4.5	很难熔	不溶	燃烧困难	金属光泽 或半金属光泽	脉状	1.86 1.98

三、岩石含油性的鉴定

当地表露头或井下岩心、岩屑中所显示的油气微弱时,肉眼不易鉴定。此时采用下列简易方法加以鉴定。

(一) 浸水法

将样品置于水中,如岩样不亲水或于水中见有油膜,则该样品含油。或是滴水于样品上,水不渗入而呈珠滚下,亦可确定为含油。

(二) 加热法

将试样研碎晾干,使其所含水分蒸发然后用牛角匙取岩样1/3勺(约1g)放入试管中,在酒精灯上均匀加热,如试样含油则见管壁上有油珠或油膜附于管壁并可闻及石油沥青味。

(三) 有机溶剂法

有机溶剂常用的有三氯甲烷(CHCl_3)、四氯化碳(CCl_4)、二硫化碳(CS_2)等。

1. 砂岩含油测定

将研碎晾干的试样置于试管,加入1~2ml CCl_4 ,摇动后观察。如岩样中含油或沥青类物质则原来无色透明的溶剂因溶解石油而变为淡黄、棕黄、黄褐或褐色的溶液。如肉眼看不出溶液色调,则可用滤纸把溶液过滤然后观察滤纸是否有残迹。

2. 碳酸盐岩含油测定

将岩样磨碎,加入稀盐酸。若含油及沥青类物质,则碳酸盐岩加盐酸后放出的 CO_2 气泡被油膜所包裹。以上测定不易观察时,可将稀盐酸处理后的岩样加入 CCl_4 或其它有机溶剂,观察其溶液颜色,若为黄褐等色调或在滤纸上留下黄、褐色残迹,则可证明该样品含有油或沥青类物质。

3. 岩石中含有淡色石油鉴别

取1/3勺岩样,加入丙酮,再加入水。若含油,则呈乳状混浊溶液。

(四) 萤光法

借助石油在紫外光照射下发出萤光的特点,可利用萤光灯鉴定是否含油并且予以粗定量。

1. 萤光灯直接照射

一般在野外自然露头或井下所取岩心、岩屑中如含油丰富则利用油的直观特征可以鉴别是否含油。当自然露头风化较久或井下岩层因含油饱和度低,含油岩层薄,而于岩屑中难于判断时,可将样品或岩屑用紫外线直接照射,观察其发光特征。但应注意除石油及沥青类物质发光外,在岩屑中也常遇到另一些发光物质,如石膏、石英、方解石、盐岩、油页岩、重晶石等,应从萤光色调及其它特点上加以区别(见表4)。

表 4

发 光 物 质	萤 光 色 调	鉴 别 特 点
石英 (蛋白石) 方解石 石膏 盐 岩 油浸泥岩 湖页岩 软沥青 白 蜡 油质沥青 胶质沥青 煤质沥青 土壤沥青	灰 白 乳 白 亮天蓝、乳白 亮紫 暗褐、褐黄 橙、褐橙 亮 蓝 白、浅黄、浅蓝、天蓝、蓝绿 黄、橙、浅黄、褐 黑、暗褐 玫瑰及青蓝	坚硬、加酸不起泡 结晶完好、菱形解理、加酸起泡 无色半透明、硬度小加酸不起泡 无色、透明、晶形完整、具咸味 黑褐色、油腻感、污手 只可卸料

2. 紫外光灯照射 (1)

将1/3勺岩样加入 1~2ml 的 CCl_4 (或是 CHCl_3 等有机溶剂) 在紫外光灯照射下观察其萤光特点, 以确定其含油与否。

3. 紫外光灯照射 (2)

亦可将 CCl_4 溶有石油沥青的溶液滴在瓷盘上晾干, 或者直接滴在装有岩粉的乳钵中, 在紫外光灯照射下观察。据发光的不同形状可估计沥青类的含量。

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

一、实 习 目 的

储集岩是构成圈闭的基本要素之一。储集空间的大小及其连通性的好坏, 对油气藏中油气的储存和渗滤能力有极大的影响。

两大主要储集岩类即碎屑岩和碳酸盐岩的储集空间特征及其影响因素有着明显的区别。本次实习的目的为: 了解储集空间的主要特征及其差异性; 着重分析控制碎屑岩储集性的主要因素。

二、砂岩和碳酸盐岩储集层孔隙特征的观察和对比

(一) 砂岩储集层孔隙特征的观察, 注意以下两点: (1) 手标本要注意疏松一致密程度、轻—重程度 (标本应是新鲜的未遭风化的岩石或岩心); (2) 幻灯 (薄片) 和图版观察要注意其孔隙类型、孔隙直径大小、连通情况、喉道大小、碎屑成分、碎屑颗粒的粒度、分选磨圆情况、胶结物含量及胶结类型。

(二) 碳酸盐岩储集层的孔隙特征, 注意以下两点: (1) 通过标本 (包括光面) 的观察, 了解碳酸岩储集层的岩石孔隙类型可以是多种多样的 (孔、洞、缝); (2) 通过典型幻灯片 (薄片) 和图版的观察, 了解碳酸盐岩储集层的孔隙类型, 原生孔隙和次生孔隙, 特别注意溶蚀孔隙发育情况。

(三) 对比碎屑岩和碳酸盐岩储集层孔隙特征的差异性。

(四) 完成实习报告—“碎屑岩和碳酸盐岩储集层孔隙特征及其差异性”一份。

三、影响碎屑岩储集性的因素

(一) 实习目的和重点

影响碎屑岩储集性的因素是多种多样的, 包括粒度大小、分选、磨圆、排列方式、碎

表 1 碎屑岩储集层的储集性及有关参数

沉积环境	样品数	陆 屑 (%)					胶结物 (%)			粒 径 mm		有效孔隙率 (%)	渗透率 $\times 987 \times 10^{-14} \mu^2$	分选系数	编号
		总量 (占岩石 的百分 数)	石英 (占陆屑 的百分 数)	长石 (占石英)	岩屑 (占石英)	杂质 (占石英)	碳酸盐	膏 质	泥 质	中值的变化范围	中 值 的 平 均 值				
砾石心滩	5	90.6	42.0	34.0	24.0	0	9.4			28~60.0	30.0	14.6	18	5.2	1
											34.10	14.25	19	4.5	2
											14.20	14	25	4.2	3
缓流心滩	8	87.4	41.6	28.4	20.0	6.0			12.6	0.225~8.0	6.60	15.5	40	3.6	4
											2.810	15	77.5	3.2	5
											0.465	16.3	126	3.6	6
边滩砂	12	92.3	48.2	24.8	18.0	9.0					0.660	13.5	175	2.9	7
							1.6		6.1	0.06~0.158	0.176	23.6	880	2.4	8
	14	92.5	50.8	25.2	14.0	10.0	1.3		6.2	0.025~0.086	0.108	19.2	663	2.6	9
分流河道 天然堤河漫	4	75.2	46.6	21.4	12.0	20.0	5.5		18.3	0.126~0.220	0.056	8.3	22	4.0	10
	15	93.6	56.6	25.8	9.6	8.0	1.3		5.1	0.03~0.09	0.162	21.4	516	2.5	11
河口坝砂	7	80.2	52.4	18.2	8.4	21.0	4.4		15.4	0.054~0.108	0.072	10.5	52	3.2	12
远坝砂															
湖滩砂	10	93.2	52.4	24.4	9.2	14.0	6.8				0.085	12.7	62	3.1	13

屑矿物成份、胶结物的含量与成分、压实作用、裂缝、溶蚀作用及其它次生变化等。

本次实习着重根据(表1)提供的资料,分析粒度中值,分选系数对碎屑储集性的影响,其它因素(如胶结物的含量和成分,砂岩成分、成熟度等)对储集性的影响。可根据自己的具体条件和兴趣来决定。

实习需要半对数纸、双对数纸、铅笔、橡皮、三角板等。

(二) 实习步骤

(1) 在半对数纸上做有效孔隙率(纵坐标)和渗透率(横坐标即对数轴)的关系曲线图,分析两者的相关性(一般在中—细砂岩中有比较明确的相关性);

(2) 在半对数纸上作有效孔隙率(纵坐标)和粒度中值(横坐标即对数轴,单位为mm)的关系曲线图,分析两者的相关性;

(3) 在双对数纸上作粒度中值(纵坐标,单位为mm)和渗透率(横坐标,单位为 μm^2)关系曲线图;

(4) 在半对数纸上作分选系数(纵坐标)和渗透率(横坐标即对数轴,单位为 μm^2)的关系曲线,分析它们的相关性;

(5) 综合上述四张关系曲线图的分析,对影响孔隙和渗透性的因素及有关问题作出小结和必要的讨论,完成文字小结一份(所编的四张图描清楚,作为小结的附图)。

实习四 圈闭和油气藏类型的识别

一、实 习 目 的

圈闭是油气聚集的场所,是形成油气藏的基本要素。圈闭的类型及形成条件不仅对油气藏形成起着决定性的作用,而且对油气田的勘探和开发亦有重大的实际意义。不同类型油气藏所采用的勘探方法及部署不同,开发方案也不同。因此,正确的判断圈闭及可能的油气藏类型,对于石油地质工作者有着特别重要的意义。

本次实习的主要目的,是通过所给的储集层顶面或盖层底面的构造图、储集层分布图以及气油水分布图(图实4—1—4),确定圈闭和油气藏类型,圈定圈闭的闭合面积,绘制圈闭和油气藏横剖面图;以便更好地理解 and 掌握圈闭和油气藏在平面图和横剖面图上的特点。

二、实习的步骤和方法

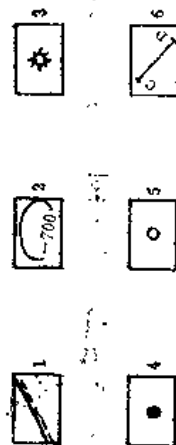
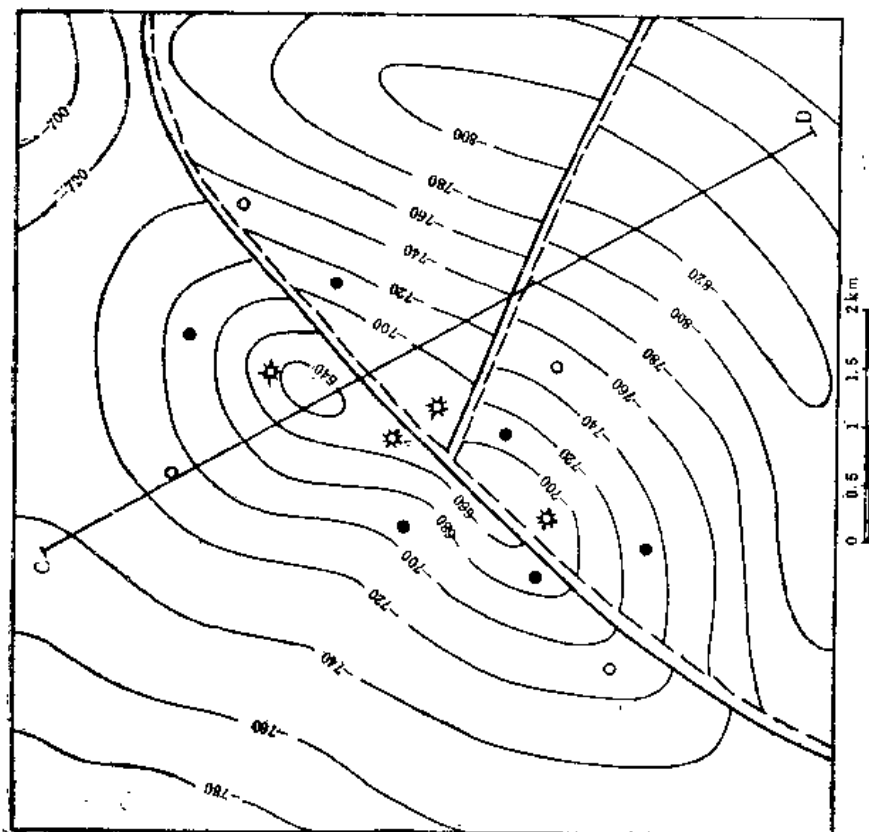
(1) 阅读图1—4构造等高线图及储集层分布图。在平面图上找出溢出点位置(用字母C表示),圈定闭合面积,计算闭合高度,并将计算数字标在图上。

(2) 通过绘制给定剖面线的圈闭和油气藏横剖面(5个),结合储集层分布的变化及油气水分布情况,确定圈闭及油气藏类型。

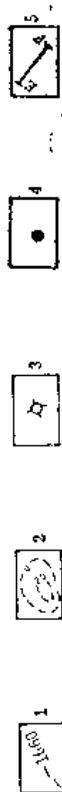
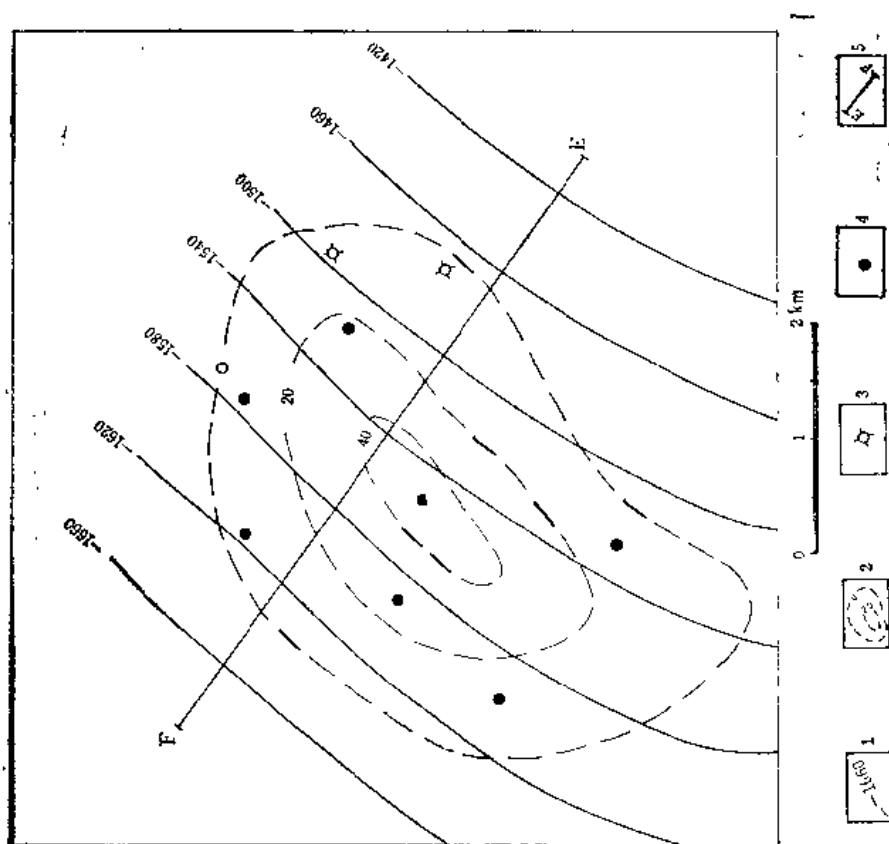
(3) 对照平面和剖面图建立立体概念,掌握并牢记不同类型圈闭和油气藏在平面和剖面上的图示。

三、实 习 用 品

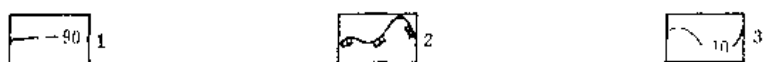
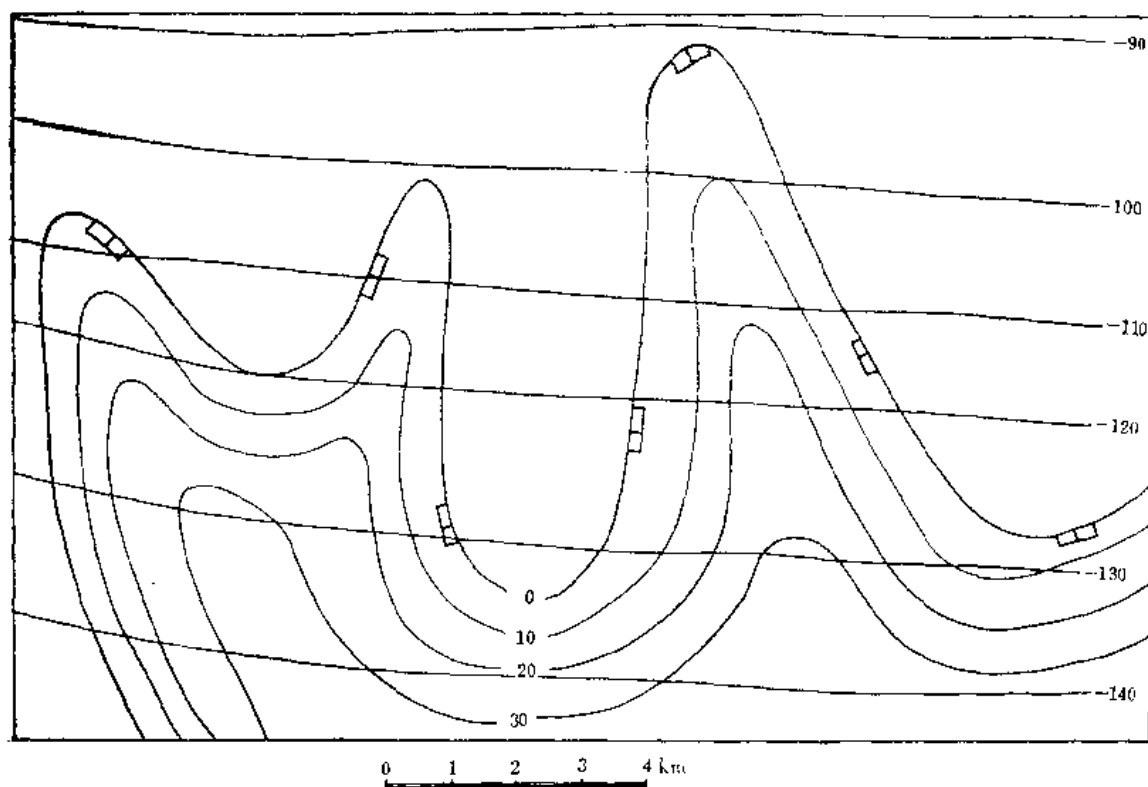
铅笔、橡皮、直尺(或三角板)和方格纸。



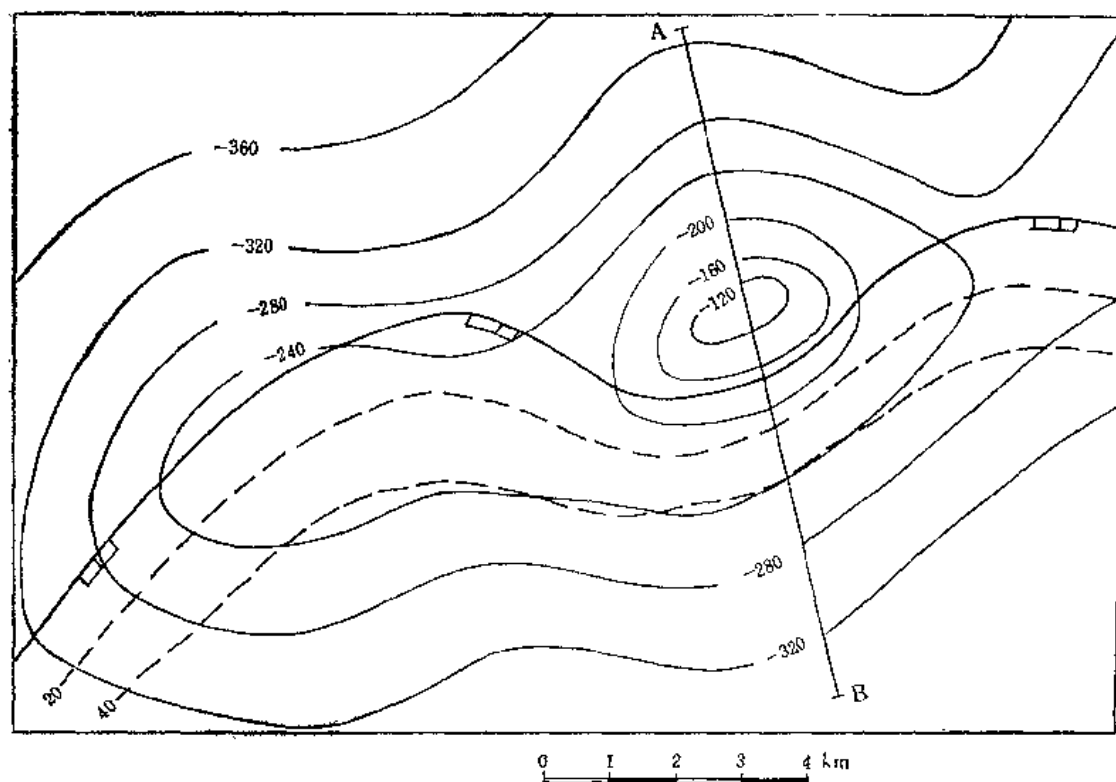
图实 4—1 某油田 L 层顶面构造图
1—断层, 2—L 层顶面等高线 (m), 3—产气井, 4—产油井,
5—产水井, 6—剖面线



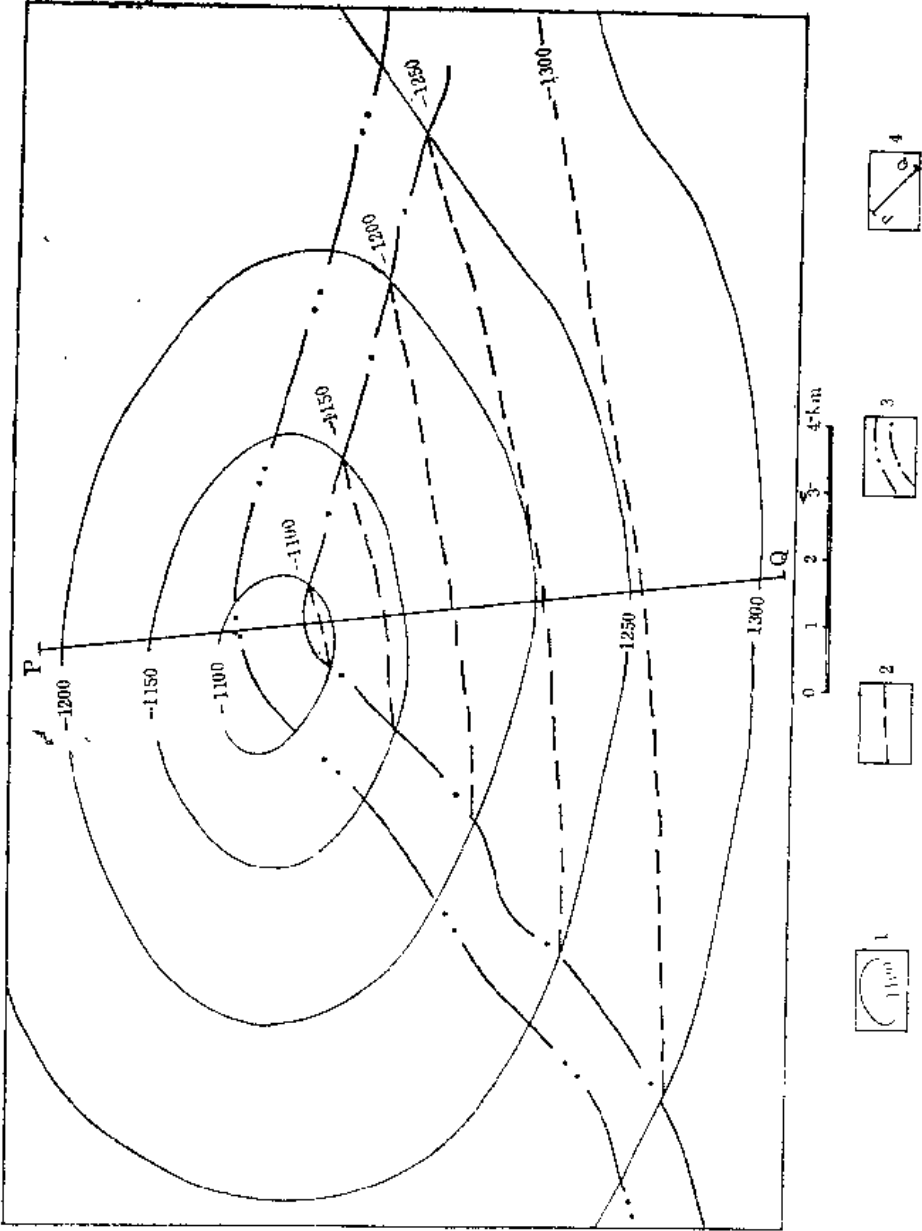
图实 4—2A 某油田 P 层底面构造图及 Q 砂层等厚度图
1—P 层底面等高线 (m), 2—Q 砂层等厚度 (m), 3—产气井,
4—产油井, 5—剖面线



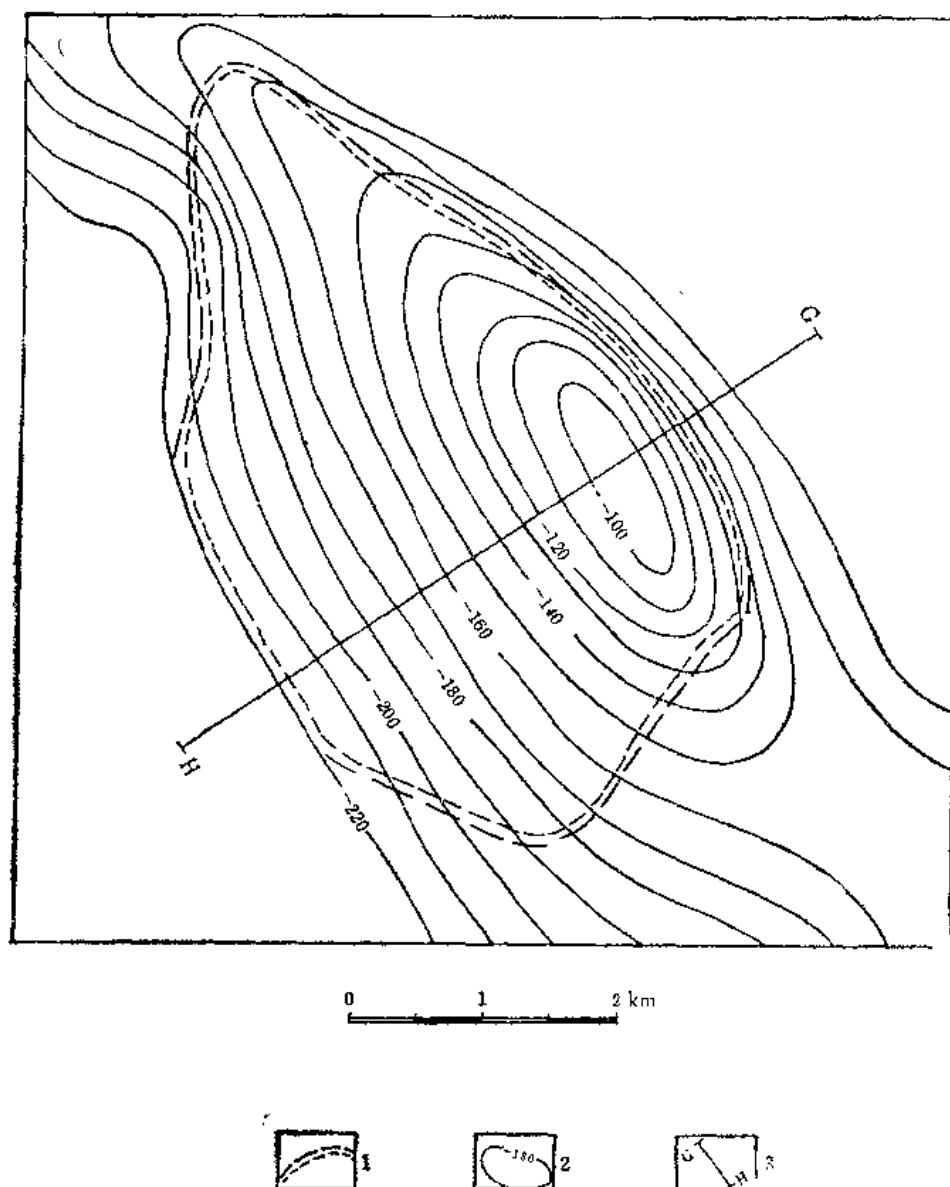
图实 4—2B 某区M层底面构造图及N砂层等厚度图
1—M层底面等高线 (m); 2—M层下伏N砂层尖灭线; 3—N砂层等厚线 (m)



图实 4—2C 某区S层底面构造图及T砂层等厚度图
1—T砂层上覆S层底面等高线 (m); 2—T砂层尖灭线; 3—T砂层等厚线 (m); 4—剖面线



图实 4—3 某区 R 层构造图及不整合面等高线图
1—不整合面等高线 (m); 2—R 砂层顶面等高线 (m); 3—R 砂层侵蚀终止线; 4—剖面线



图实 4—4 某油田 P 砂层顶面构造及油藏分布图

1—油水界线；2—P 砂层顶面等高线 (m)；3—剖面线

实习五 有机质成烃演化曲线和成熟度分区

一、实习目的和要求

有机质演化曲线和反射率等值线是反映盆地内某一油气源层中有机质成烃演化的基本图件，对认识有机质成烃的演化阶段，油气资源的远景评价和定量计算都有十分重要的意义。

本次实习要求完成某一成油气层的有机质成烃演化曲线和镜煤反射率 ($R_o\%$) 等值线图的编制，并作简要说明；以便加深对有机质成烃模式及其演化阶段的认识，培养利用煤

岩学的基本方法之一——镜煤反射率，对生油气层进行初步的评价和解释的能力。

二、实习步骤和注意事项

(1) 在课下复习好有关有机质成烃演化以及煤岩学方法在油气勘探中的应用等章节的内容。准备好实习用的坐标纸、三角板、铅笔和橡皮。

(2) 阅读附表所提供的资料，掌握某一生油气层的氯仿抽提物(g)/有机碳(g)的比值、烃(g)/有机碳(g)的比值、 $C_{24}-C_{30}$ 正烷烃CPI值和镜质体反射率($R_o\%$)等随埋藏深度或(温度)的增加而发生的变化规律。

(3) 在坐标纸上确定纵坐标(深度)和横坐标[氯仿抽提物(g)/有机碳(g)，烃(g)/有机碳(g)和CPI]的比例尺。比例尺选择以能清楚表达曲线图为准。这次实习可选用下列比例尺：纵坐标1:20000(深度)，横坐标1cm=0.01[氯仿抽提物(g)/有机碳(g)，烃(g)/有机碳(g)]，1cm=0.2(CPI)。在深度轴上标明有机质各重要演化阶段的镜煤反射率($R_o\%$)和温度($^{\circ}C$)的分界值。

样品号	深度 (m)	有机碳 重量(%)	氯仿抽提物(g)/ 有机碳(g)	烃(g)/有机 碳(g)	$C_{24}-C_{30}$ 正烷 烃 CPI	镜煤反射率 $R_o(\%)$	古地温 ($^{\circ}C$)
1	775	0.89	0.041	0.017	2.38	0.34	39.95
2	910	1.24	0.040	0.016	3.34	0.36	45.08
3	1250	1.40	0.039	0.017	1.76	0.43	58
4	1450	1.38	0.038	0.019	1.40	0.47	65.6
5	1564	1.36	0.040	0.023	1.36	0.50	69.93
6	1620	1.44	0.050	0.030	1.29	0.51	72.06
7	1720	1.51	0.060	0.037	1.28	0.54	75.85
8	1776	1.60	0.062	0.036	1.23	0.55	77.99
9	1796	1.41	0.067	0.038	1.20	0.56	78.75
10	1820	1.65	0.072	0.042	1.17	0.565	79.66
11	1868	1.72	0.080	0.048	1.19	0.67	81.48
12	1900	1.67	0.088	0.058	1.12	0.59	82.7
13	1920	1.77	0.093	0.065	1.08	0.60	83.46
14	1950	1.81	0.095	0.068	1.09	0.61	84.6
15	1980	1.86	0.092	0.068	1.11	0.615	85.74
16	2042	1.52	0.101	0.071	1.08	0.63	88.1
17	2170	1.62	0.116	0.076	1.05	0.68	92.96
18	2380	1.98	0.114	0.075	1.03	0.75	100.94
19	2480	2.12	0.104	0.071	1.04	0.80	104.74
20	2590	2.23	0.088	0.065	1.02	0.84	108.92
21	2850	2.25	0.086	0.056	1.00	0.96	118.8
22	2970	2.26	0.068	0.045	1.01	1	123.36
23	3260	2.22	0.049	0.036	1.03	1.2	134.38
24	3600	2.06	0.042	0.024	0.98	1.4	147.3
25	4000	2.09	0.040	0.021	1.01	1.7	162.5
26	4240	2.10	0.038	0.020	0.99	1.93	171.62
27	4500	2.03	0.035	0.018	1.00	2.2	181.5
28	4724	2.02	0.033	0.017	1.02	2.45	190.0

注：已知地表平均温度10.5 $^{\circ}C$ ，古地温梯度为3.8 $^{\circ}C/100m$

(4) 根据附表上提供的数据作出氯仿抽提物(g)/有机碳(g)的比值、烃(g)/有机碳(g)的比值和 $C_{24}-C_{30}$ 正烷烃CPI值同深度的关系曲线。在镜煤反射率散点图(图实6—1)上以 $R_o(\%)=0.5, 1.2, 2.0$ 勾出反射率的等值线。

(5) 根据上述关系曲线, 划分有机质成烃的演化阶段(未成熟、成熟、过成熟阶段)。对各演化阶段的基本特征加以简单的小结。根据反射率等值线图以 $R_o(\%)=0.5, 1.2, 2.0$ 为界线用不同线条或不同颜色划分出有机质演化和成熟程度的不同区域(未成熟、成熟、过成熟区)。阐明各不同成熟区的主要产物, 及其对指导找油气工作的实际意义。

附表: 某盆地L生油气岩层的有机质(有机碳)、转化率[氯仿抽提物(g)/有机碳(g), 烃(g)/有机碳(g)], $C_{24}-C_{30}$ 正烷烃CPI、镜煤反射率($R_o, \%$)以及古地温($^{\circ}C$)随深度变化的资料。

实习六 生油(气)岩的综合评价

一、实习目的

通过生油(气)岩各项分析指标的识别和评价, 判断母岩生成油、气条件, 评定母岩成烃的等级(可分为好、较好和较差三级)和类型(生油抑或生气)。

本次实习提供的生油(气)层的有关参数为: 1.井深; 2.岩性简述; 3.有机碳含量; 4.可溶有机质; 5.总烃(指抽提物中的烃类); 6.总烃/有机碳; 7.轻烃(C_{1-4}); 8. C_{2-4}/C_{1-4} ; 9.干酪根类型(按蒂索分类); 10.CPI值; 11.镜质体反射率($R_o, \%$)(见附表)。

二、实习步骤

(1) 认真复习有关生油(气)岩的部分教材和参考读物;

(2) 详细简读附表提供的资料, 从岩性特征、相应的地化分析资料所代表的石油地质意义及计算出总烃/有机碳, 划分出生油层段, 对生油岩的成烃条件、等级和类型作出初步判断;

(3) 在厘米方格纸上选取一定的比例尺, 做各地化指标随深度而变化的曲线。比例尺大小以能明显反映出这些参数的变化特征为原则;

(4) 在上述基础上总结出不同层位生油层的特征, 并根据其成烃条件及潜力, 评定生油岩的等级及成烃类型。

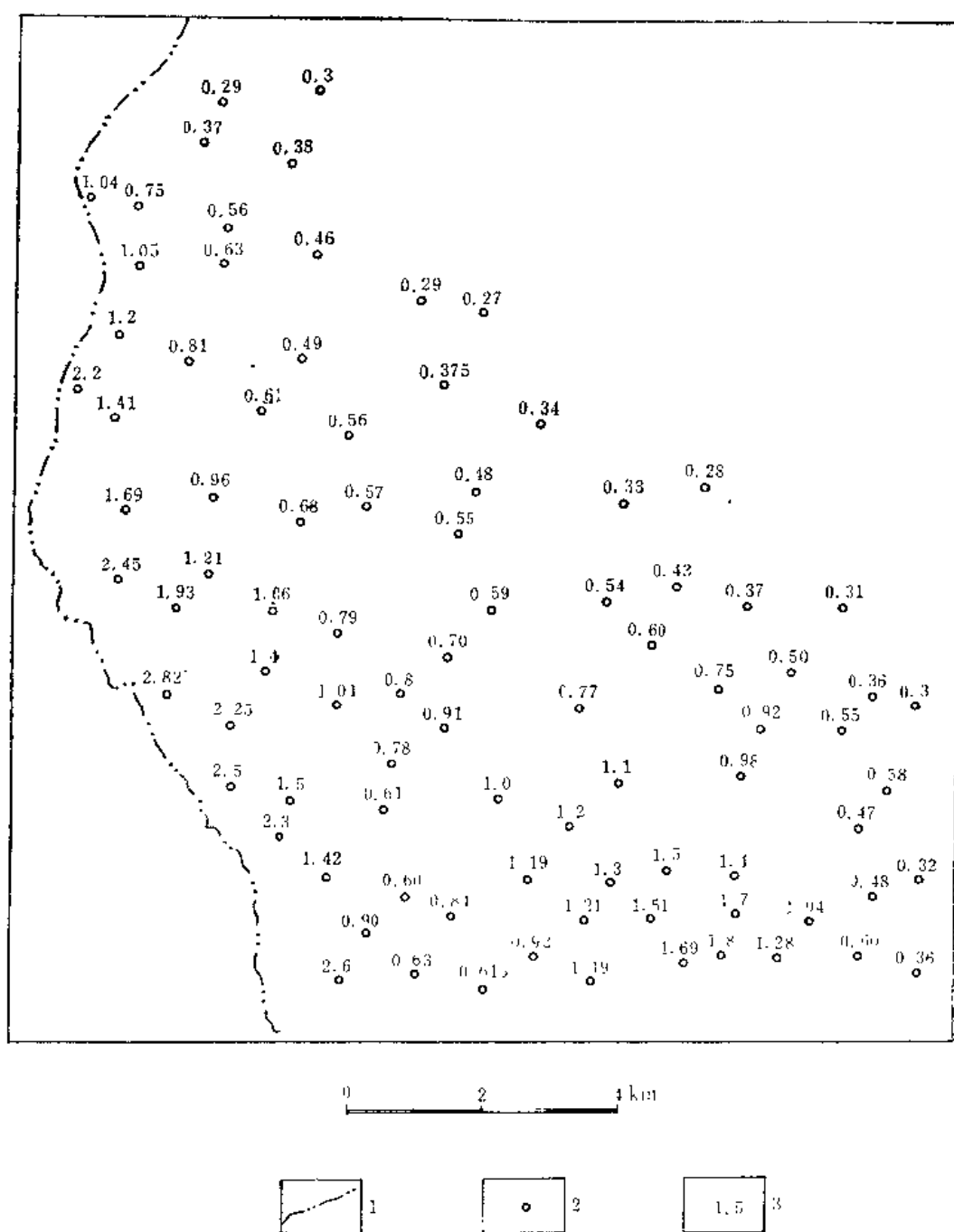
三、作业要求

(1) 完成各项地化指标随深度变化(不同层位生油层的地化指标)综合图;

(2) 根据上述图件对生油层作出评价的文字小结一份。

四、实习用品

厘米方格计算纸($30 \times 50\text{cm}^2$)一张、直尺、三角板、铅笔、橡皮等文具。



图实 6—1 某油区L生油层镜质体反射率散点图
1—含油区的边界；2—样品点位；3—镜质体的反射率值 (R_s , %)

表 × × 钻孔泥质岩的岩性及地化指标

井 深 (m)	岩 性 简 述	有机碳 %	可溶有机质 ppm	总 烃 ppm	总烃/有机 碳, % (待计 算)	轻烃(C ₁ — C ₄), ppm	C ₂ , g/C ₁ , (%)	干酪根类型 (按范索)	CPI值	镜质体反射 率, %	母岩评价
1500~1580	深灰色泥岩	1.80	760	100		1800	5.5	II	1.42	0.43	
~1600	浅灰色细砂岩										
~1730	深灰色泥岩	1.86	820	120		2000	7.2	II, 少量 I	1.34	0.18	
~1830	灰色泥岩	0.84	1000	180		2000	8.0	II	1.28	0.52	
~1950	黄绿—棕黄粉—细砂岩										
~2070	棕红—黄色砂、砾岩										
~2150	灰—灰绿色泥岩	0.45	600	125		1400	10.6	III, 部分 II	1.32	0.49	
~2170	灰色粉—细砂岩										
~2300	深灰色泥岩	1.65	2000	520		6000	16.8	H	1.24	0.72	
~2400	灰绿—黄绿色泥岩	0.36	400	86		2000	14.7	III—II	1.26	0.68	
~2500	灰色泥岩	0.78	1600	400		6000	20.6	II	1.18	0.80	
~2530	黄—浅灰色砂岩										
~2700	深灰色泥岩夹砂岩	1.52	3200	1000		10100	27.8	II	1.11	0.92	
~2850	深灰色泥、页岩夹油页岩	2.61	8000	2280		12600	31.5	II—I	1.10	1.10	
~2870	浅灰—白色砂岩										
~3200	深灰色泥、灰岩和灰白色粗粉—细 砂岩不等厚互层(泥5, 砂1)	2.21	6000	2200		11200	37.2	II, 部分 I	1.06	1.20	
~3400	灰—深灰色泥岩	1.42	3200	1000		10060	36.8	II	1.01	1.30	
~3500	灰绿—黄绿色泥岩	0.52	360	70		1200	34.7	III, 部分 II	1.10	1.28	
~3650	棕红色泥岩和石膏层										
~3690	黄褐—浅灰色砂砾岩										
~3950	黑色碳质页岩夹煤层多层	6.82	2400	300		7850	6.8	III型和煤	1.02	2.40	

实习七 TTI值的计算和应用

一、实习的目的

本实习根据选定的某油区一口井的地质剖面所建立的地质模型, 定量计算特定生油层的TTI值, 确定其成熟度(或演化阶段), 为有机质成烃定量研究提供一方面的参数。具体要求如下:

- (1) 掌握特定的(或各个)生油层的顶、底面时间—埋深—地温关系图(即地质模型)的编图方法;
- (2) 明确TTI法的基本概念及求取TTI值的方法;
- (3) 学会TTI值在有机质成烃定量研究中的应用和解释。

二、TTI法的基本概念

现代石油成因研究证明, 有机质成烃演化过程中温度和时间是主要影响因素。确切地说, 温度与成烃量呈指数关系, 时间与成烃量呈正线性关系。基于上述思想, 洛帕廷于1969—1971年提出一个简单的方法, 根据时间、温度定量计算有机质成熟度的方法, 即时间—温度指数(简称TTI值)。这个方法经威普莱斯(1980)的补充和发展, 在油气勘探中得到广泛应用。其基本公式如下:

$$\Delta i(\text{成熟度}) = \Delta t_i \cdot \gamma_i = \Delta t_i \cdot r^n \quad (1)$$

式中 Δt_i 代表 i 温度间隔沉积所对应的时间; γ 为温度因子; $\gamma = r^n$ 表示温度与成熟度呈指数关系; Δi 为 i 温度间隔内达到的成熟度。

成熟度是指有机物埋藏后所经历时间内, 由于增温效应引起的变化。由于成熟度对有机质的影响是叠加的、不可逆的, 所以一个盆地的总成熟度, 实际上是每个间隔所获得成熟度的总和。即

$$\text{TTI值} = \sum_{n_{\min}}^{n_{\max}} (\Delta t_i)(r^n) \quad (2)$$

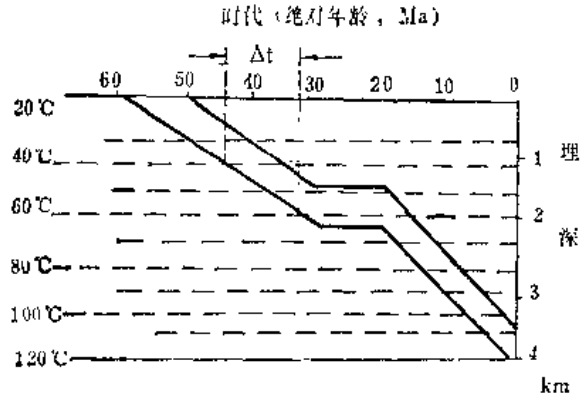
式中 n_{\min} 和 n_{\max} 是经历最低到最高温度的间隔数。

三、TTI值计算方法和步骤

(1) 在计算TTI值前, 根据钻井剖面和测井资料(见附表), 编制地质模型图(图实7—1)。

具体作法是: 在以纵坐标为深度、横坐标为时间的方格纸上, 选择适当的比例尺; 再确定所计算的生油层位(如图实7—1的A层)的底或顶面开始沉积的时间和埋深(两者均为零); 依次再确定出随后各地质时间的的时间和深度, 并联结成时间—埋深关系折线(注意某个时间和井深, 而不是生油层现在的时间和深度); 其它层位依此类推, 即可得出一张不同生油层总的时间—埋深关系图; 在此基础上, 根据井温测井资料, 以10℃为一般温度间隔, 编制温度剖面, 最后形成时间—埋深—温度关系图, 即地质模型。

(2) 其次, 以100~110℃间隔为基数, 指数 $n=0$, 其它间隔的指数如表实7—1所



图实 7—1 A 生油层的地质模型—时间—埋深—温度关系图

表实 7—1 不同温度间隔的温度因子数据表

温度间隔 (°C)	指数值 (n)	温度因子 (γ)	温度间隔 (°C)	指数值 (n)	温度因子 (γ)
30~40	-7	2 ⁻⁷	100~110	0	1
40~50	-6	2 ⁻⁶	110~120	1	2
50~60	-5	2 ⁻⁵	120~130	2	2 ²
60~70	-4	2 ⁻⁴	130~140	3	2 ³
70~80	-3	2 ⁻³	140~150	4	2 ⁴
80~90	-2	2 ⁻²	150~160	5	2 ⁵
90~100	-1	2 ⁻¹	- - - - -	m	2 ^m

表实 7—2 根据地质模型计算TTI值格式

层位 项目 温度区间 °C		A 层			× × 层
温度因子		Δt (Ma)	区间TTI值	累计TTI	同 前
20~30	2 ⁻⁸				
30~40	2 ⁻⁷				
40~50	2 ⁻⁶				
50~60	2 ⁻⁵				
60~70	2 ⁻⁴				
70~80	2 ⁻³				
80~90	2 ⁻²				
90~100	2 ⁻¹				
100~110	2 ⁰				
110~120	2 ¹				
120~130	2 ²				
130~140	2 ³				
140~150	2 ⁴				
150~160	2 ⁵				
170~180	2 ⁶				
180~190	2 ⁷				
- - - - -	2 ^m				

列。考虑到每升高 10°C 成熟度提高一倍的关系,选择 $\gamma=2$ 。

(3) 分别计算各研究层段的、不同时间间隔的TTI值。

计算区间和累计TTI值的数据表如下:

上表的其它各项数值可根据地质模型图上某生油层顶、底每经历一个温度间隔(即增加 10°C)所需的时间,按公式(1)标出区间的TTI值,最后计算不同区间累加的TTI值。

(4) TTI值的解释和应用

计算出TTI值后,要赋予它特定的成熟度含义,才能应用TTI值确定成熟度。威普莱斯广泛研究各油气盆地大量实际资料的基础上,对油气生成和保存各个阶段的TTI值参数及相应的镜质体反射率(R_o ,%)的关系,如表实7-3所示。

表实 7-3 生油及油气保存重要阶段的TTI和 R_o %关系表

阶 段	TTI值	R_o (%)	阶 段	TTI值	R_o (%)
开始生油	15	0.65	$<50^{\circ}\text{API}$ (<0.7796)		
生油高峰	75	1.00	原油保存下的下限	约1000	2.20
生油结束	160	1.30	湿气保存下限	约1500	2.20
$<40^{\circ}\text{API}$ (<0.8251)			已知最大深度		
原油存在的下限	约500	1.75	产出的干气	约6500	4.80

将计算获得各个层位不同时间内累加的TTI值,与上表参数相对照,,就可确定各个生油层开始成熟(达到并超过门限值)的时间,生油窗经历的时间,现在已达到的成熟阶段,这样就能对它作出评价。

(5) 完成报告编写

根据所作的标有E号底、Ef²顶(Ef³底)、Ef⁴底(Ef³顶)、Ef⁴顶四个标志层的地质模型(时间、深度、温度关系图),及计算出的TTI值,在剖面图上标出开始生油、结束生油的区间,分出:未成熟带、成油带、成气带。

在此基础上对Ef²、Ef³、Ef⁴的成烃条件作出简要文字解述、完成小结一份。文字应与图件、数据相符、文字力求简洁。

思考题:若该井所在的构造是吴堡运动时形成的,该构造的远景如何?若三垛运动时形成呢?

五、实 习 用 品

方格纸 $15 \times 30\text{cm}$ 一张及常用文具(三角板、直尺、铅笔、橡皮)及计算器。

附表: ×× 钻井地层简表

地 层 系 统						岩 性 特 征	沉积相
系	统	组	段	距今年代 (Ma)	井 深 (m)		
第四系		Q			0 201	土黄色、灰色粘土及灰黄、灰色砂层	
上第三系	上—中新统	盐城组	Ny ²	2	861	浅棕黄色粘土与黄灰、灰白色砂层、砂砾层互层	河 流
			Ny ¹	12	1587	浅棕红色泥岩夹砂岩, 下部为夹白色砂砾岩层	滨 湖
下第三系	渐新统	三垛组	Es ¹	25	2179	棕红色泥岩与浅棕色砂岩、粉砂岩互层 —— 三垛运动 ——	河 浅 流 湖
			Es ²	40	2544	棕色泥岩夹浅棕色粉细砂岩, 下部砂岩, 砂砾岩	河 湖 流 泊
			Ed ²	47	2789	浅棕、夹棕色砂岩与棕色泥岩	河 浅 流 湖
			Ed ¹	53	3023	暗棕色、泥岩夹灰黑色泥岩与夹棕色粉、细砂岩互层	河 浅 流 湖
	始新统	戴南组		60	450 3473	—— 吴堡运动 —— 深灰、灰黑色泥岩夹泥质灰岩、粉砂岩	浅 深 湖 湖
			Ef ⁴	64	3793	深灰、灰黑泥岩与浅灰、灰白色砂岩互层	河 浅 流 湖
			Ef ³	66	4163	深灰、灰黑色泥岩夹泥灰岩、鲕粒灰岩	浅 深 湖 湖
			Ef ²	70	4613	浅棕色粉、细砂岩与棕色泥岩互层	浅 滨 河 湖 流
			Ef ¹	74	4993	杂色砂岩、白色砂岩、底部砂砾岩	半 深 湖 流
			Et	80		—— 仪征运动 ——	
						砖红色、浅棕红色细砂岩	
白垩系	上统	赤山组	Kc				

注: 地表年平均温度15℃, 地温梯度4℃/100m

实习八 油气藏形成条件的综合分析 (大作业)

一、实 习 目 的

通过对酒西盆地前山背斜带(老君庙背斜带)油气分布特征及油气藏形成条件的分析, 达到: (1) 牢固地掌握油气藏形成的基本条件以及各种条件之间的有机结合; (2) 通过对各种实际资料的阅读、分析、编图、小结的编写和讨论, 提高吸收、加工地质信息的能力和文字表达能力。

二、作业的要求和步骤

课前复习好油气藏形成条件有关内容, 包括石油的成因, 运移和聚集等作用原理。在

此基础上,按下列步骤完成本实习的有关内容:

1. 阅读参考资料第一节,盆地的地质概况,对盆地的地理、区域构造位置,区域构造的基本特征,以及前山背斜带在盆地内的位置、基本特点,有一清晰和概括的理解。

2. 学习“资料”第二节,分析前山背斜带各油田的含油层位、油藏类型,总结油气在时、空上的分布特征。

3. 系统阅读“资料”第三节全部内容,对提供的资料,以及应用这些资料解决哪些方面问题的有关原理,都要做到心中有数。

4. 根据地质的地球化学指标和原油特征,确定主要生油层位及主要油源区(表1、2、4,图实8—5和图实8—10)。

5. 根据青西坳陷生油层埋藏史(图实8—6)和有机质演化的资料,确定主要生油层的成油期和运移期。

6. 根据油层特点及储集性,确定主要储集层和可能的储集层;根据生、储、盖在时空上的分布特点,结合前山背斜带的构造特征,分析输导油气的通道类型及途径,确定生、储、盖组合类型,编出模式图。

7. 根据提供的原油分析资料(表2和表3),及孢粉组合资料,沿青西坳陷—鸭儿峡—老君庙、石油沟的构造剖面,编制有关指标变化趋势图,进一步确定油气运移方向(编图仅作一个方向,但分析资料是要注意可能存在的多向性和主次关系)。

8. 分析前山背斜带构造发展史,确定构造形成时间,特点,及其对储集层发育油气运移、聚集和保存的影响。(图实8—7、8、9)

9. 综合上述分析,写出酒泉西部盆地前山背斜带油气分布特征及油气藏形成条件的初步分析(每人独立完成一份)。

附:酒泉西部盆地前山背斜带油气地质资料

实习八附件 酒泉西部盆地前山背斜带 油气地质资料(供油气藏形成条件综合分析大作业用)

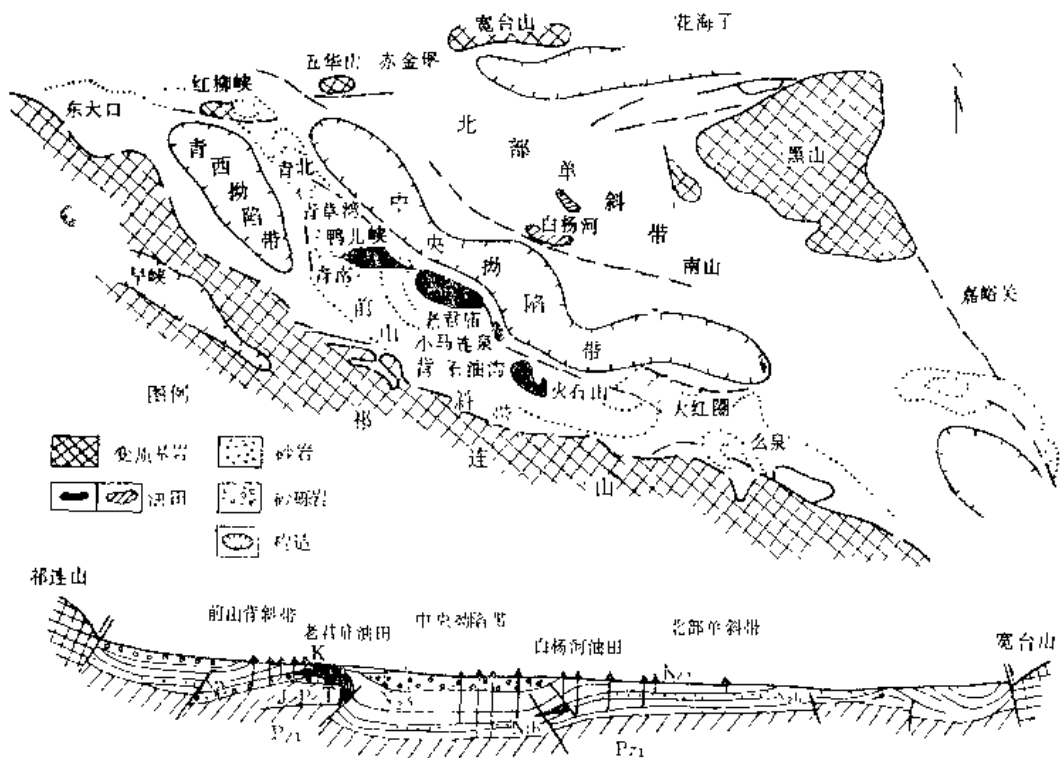
酒泉西部盆地位于甘肃西部,嘉峪关—文殊山以西的河西走廊西端。盆地南以逆掩断裂与祁连山为界;北界合黎山、宽台山。北西—南东向长约230km,宽仅10~35km,面积2700 km²。为一小型油气盆地,也是我国石油工业发展早期的重要基地。

一、盆地的地质概况

酒西盆地是祁连山褶皱系河西走廊边缘坳陷西部的一个小盆地。在区域构造上南界祁连山褶皱山系;北界阿拉善地块及马宗山海西活动带。

盆地基底为早古生代变质岩(南山群)。沉积岩系包括石炭系到第四系,最大总厚度可达7500米,可进一步划分为两个亚构造层。石炭系到中侏罗统属下亚构造层,由海相石灰岩(早石炭世)、海相砂页岩及海陆交互含煤沉积(晚石炭世)到陆相碎屑岩沉积(二叠纪到中侏罗世)。下亚构造在盆地内分布不普遍。上侏罗统一白垩系到第四系属上亚构造层,在盆地内广泛分布。就是说,自晚侏罗世开始,盆地总体沉降,并大体形成现今的基本轮廓。

根据盆地的地质结构特征,可以进一步划分下列构造单位:Ⅰ、青西凹陷;Ⅱ、前山背斜带;Ⅲ、中央凹陷带和Ⅳ北部单斜带(图实8—1)。



图实 8—1 酒泉西部盆地构造单元及油气田分布示意图

注图中“拗”字应改为“拗”

前山背斜带南界祁连山大逆掩断层(可能为一逆掩断层推复带),北界背斜带西北翼的逆断层带。自东南向西北有么泉、大红圈、火石山、石油沟、老君庙、鸭儿峡及潜伏的青南、青西等背斜组成,呈边幕状排列,其总体的延伸方向大致与祁连山褶皱带相平行。由于受来自祁连山方向的侧压力作用,背斜带南西和北东两侧具明显不对称性,南西翼缓,北东翼陡,并伴有向北东向推覆的逆掩断层。背斜带的背斜构造褶皱强烈,闭合度可达千米以上,但构造上下没有明显的不协调现象。该带的老君庙、鸭儿峡和石油沟等背斜及鞍部的小马莲泉均已成为规模不等的工业性油田。其中老君庙油田的储量较大,产量较高。

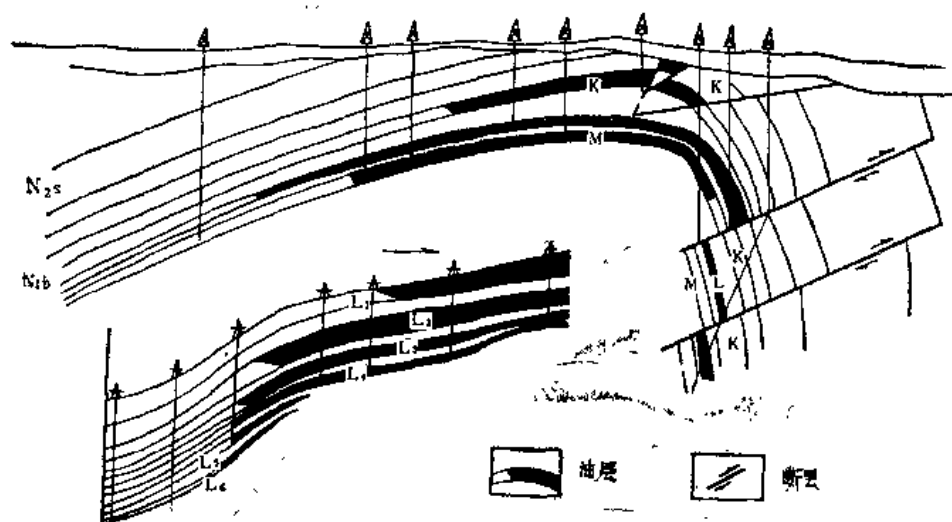
二、典型油气田概况

(一) 老君庙油田(图实8—2)

位于前山背斜带中段,为一不对称的短轴背斜,轴向西偏北 280° ,东西长约8km,南北宽约3km,据L层顶面构造等高线图,闭合度约800m。背斜被三组性质不同的断层复杂化,其中以北翼逆掩断层对背斜的影响较大,油层均被断开。

该油田的产油层有白杨河组的K、L、M层。K层含油面积较小,产能低,一般仅2t/d左右,不能自喷,属断层油藏,一般认为是L层油藏沿断裂向上运移形成的。

L层总厚40~70m,储集性能良好,是老君庙油田的主要产油层,单井日产量为几十吨到百余吨。主要产油区位于背斜顶部及南翼。L层可分七个油层,C、L₁₋₆。其中L₁₋₃横向稳定属层状背斜油藏,L₄₋₆主要分布在南翼为尖灭型岩性油藏,C变化较大为透镜型油藏。



图实 8—2 老君庙油田剖面示意图

M层总厚60~70m, 产油面积和储集性均比L层差。储集性变化较大, 呈舌状分布。油藏以岩性和背斜—岩性复合型为主。

此外, 在第三系和白垩系之间不整合面下5~15m的白垩系砂岩中亦获产量不等的油流。

(二) 鸭儿峡油田 (图实8—3)

位于老君庙背斜西北, 两者以鞍部相隔。油田构造特征及含油范围如图3所示。

油田的主要产油层位为白杨河组的L、M层。L层为主要产油层, 可进一步分为L₁—L₄四个油层组

此外, 在前泥盆纪变质基岩中发现裂缝性油藏, 在下白垩统一上侏罗统生油岩的砂岩透镜体中发现透镜型岩性油藏。为该区在新层位中寻找新的油气藏提供了依据。

(三) 石油沟油田 (图实8—4)

石油沟油田位于老君庙油田的东南。石油沟背斜的轴部由上石炭统一三叠系地层组成。油田仅分布在背斜西北端下倾部位。

主要产油层为上第三系白杨河组的L、M层, 油层向背斜上倾部分因埋藏浅, 遭到氧化, 成为沥青封闭的重油带, 已失去产油能力, 主要产油区I区为断层封闭油藏。油层压力较低, 不能自喷。其它各块产能较小。此外, 不整合面下的二叠到三叠系中亦有少量油流。

三、前山背斜带油气藏形成条件分析的基础资料

(一) 可能生油层、储集层和生、储、盖组合

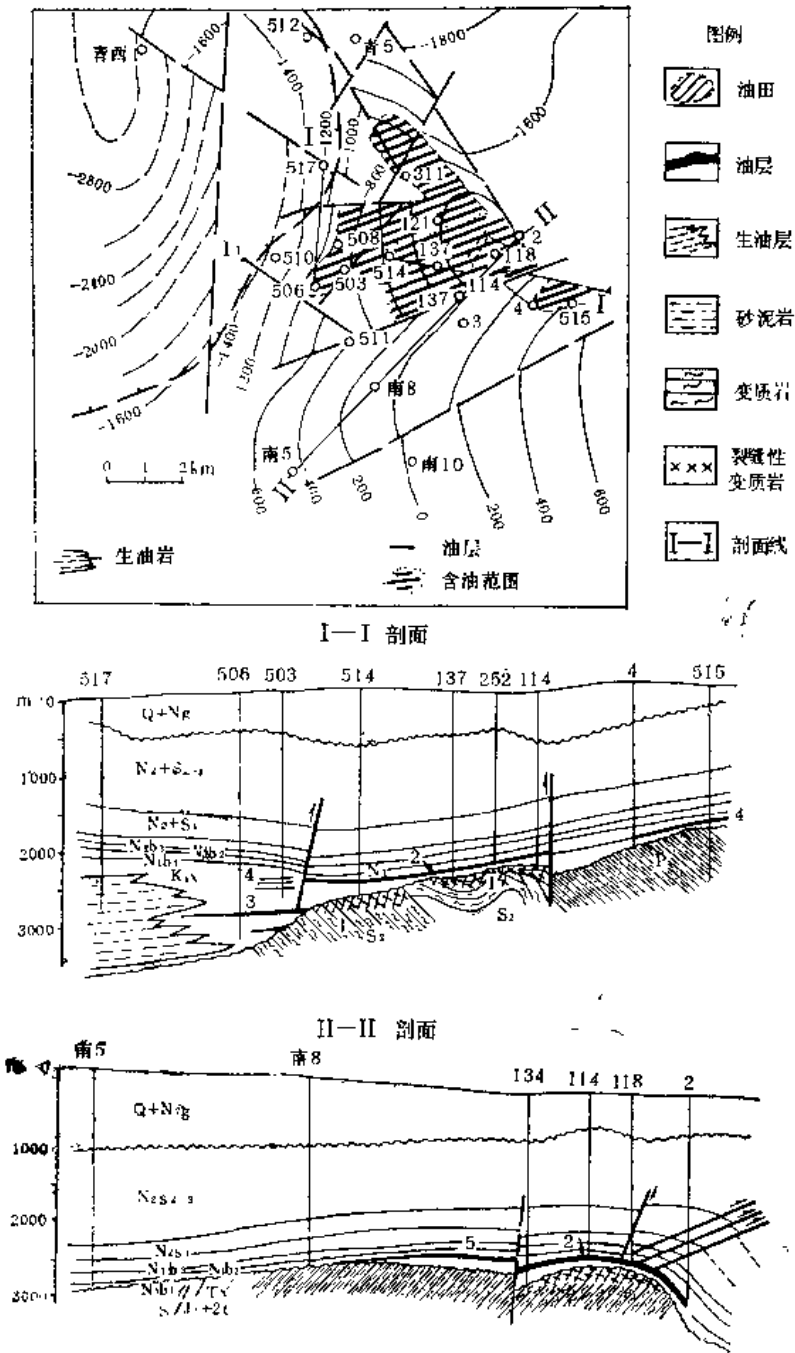
1. 可能的生油层和成油期

虽然盆地中沉积岩系最大的总厚度可达7500m, 但具有生油条件的, 只有石炭统和上侏罗统一白垩统。

上石炭统太原组为海相—海陆交互相沉积, 由黑色泥岩, 砂岩夹石灰岩和煤层组成, 总厚度不到200m, 又经多次侵蚀, 分布零星, 体积不大, 而且生油指标偏低。

上侏罗统一白垩统, 合称新民堡群。其中尤以下新民堡群(J₃—K₁)最有利于生油。

酒西盆地下新民堡群沉积环境和厚度分布, 如图实8—5所示, 根据该图可以看出, 在



图实 8—3 鸭儿峡油田的构造平面及剖面略图

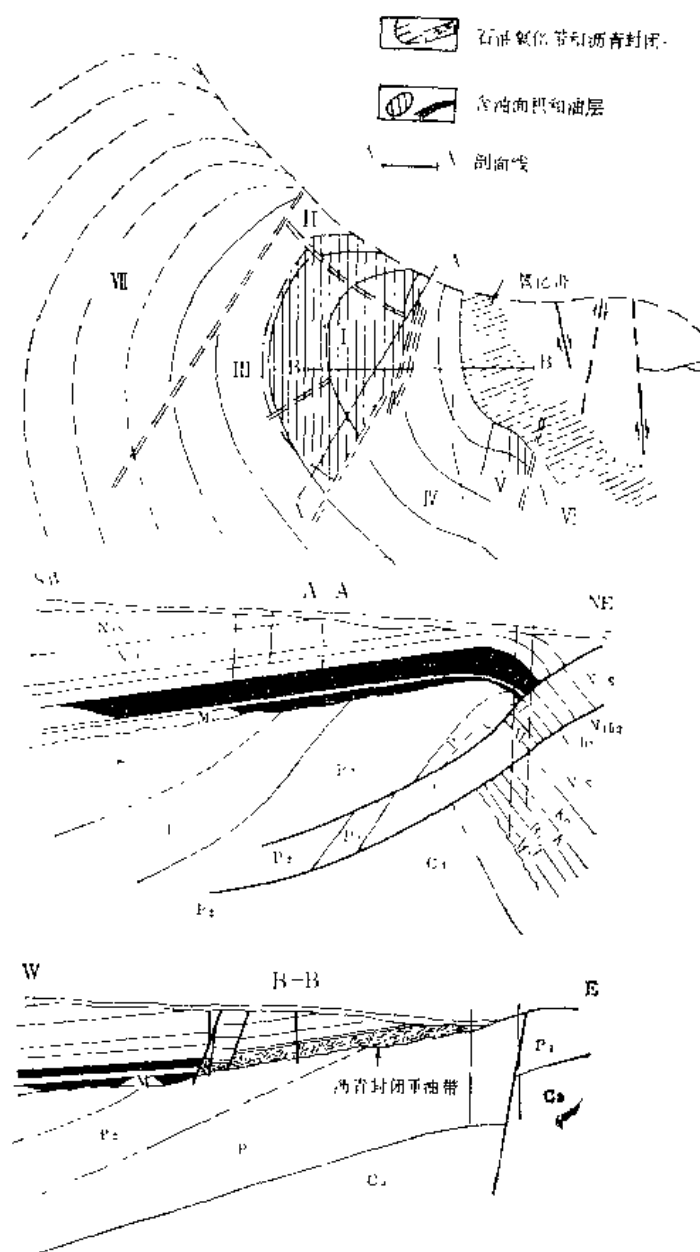


图 8-4 石油沟油田构造平面和剖面示意图

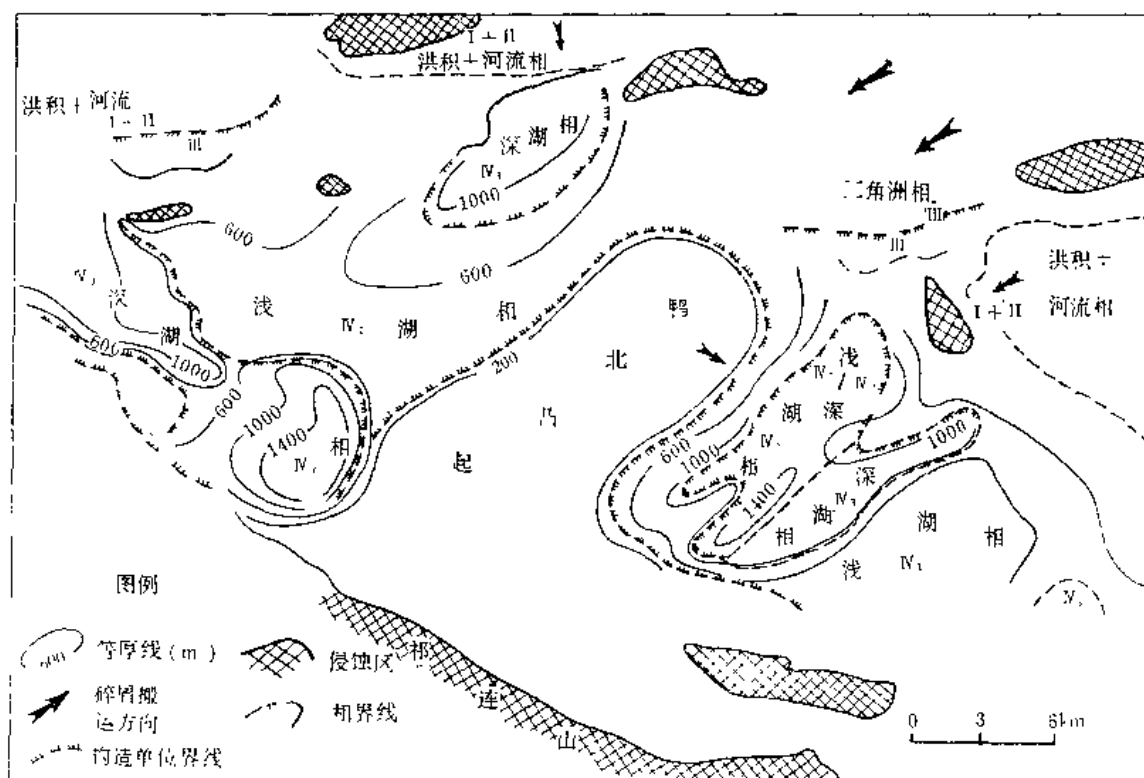
表 1 酒西盆地主要生油凹陷生油岩分布简表

凹陷 主要 参数 层位	西 西 凹 陷			石 北 凹 陷		
	面 积 (km ²)	平均厚度 (m)	体 积 (km ³)	面 积 (km ²)	平均厚度 (m)	体 积 (km ³)
K _{1x}	315.0	318.0	109.81	152.2	313.0	47.64
J ₂	293.2	620.0	181.78	211.8	704.0	149.11
总计		938.0	291.59		1017.0	196.75

(据 玉门石油管理局勘探开发研究院, 1982)

该地层单元沉积时,在前山背斜带附近,有两个沉积中心,即青西和石北两个沉积中心。前者最大厚度达1400m以上,广泛沉积以纸状暗色页岩为代表的深湖相;后者则以浅—深湖过渡相为主,深湖相区分布较窄。

暗色页岩中有机质丰富,剩余有机炭含量高达0.89~2.75%;有机质中除陆生植物外,还有大量的浮游低等植物和水生动植物,干酪根类型以Ⅱ型为主,是良好的生油有机质。据初步估算,上述两个主要生油凹陷的生油岩面积,平均厚度及体积,如表1所示。两个凹陷相比,青西凹陷体积大,以深湖相为主,有机质丰度和类型也比石北更为优越,是酒泉盆地生油潜量最大的凹陷,石北次之。



图实 8—5 酒西盆地新民堡群沉积环境及厚度分布图

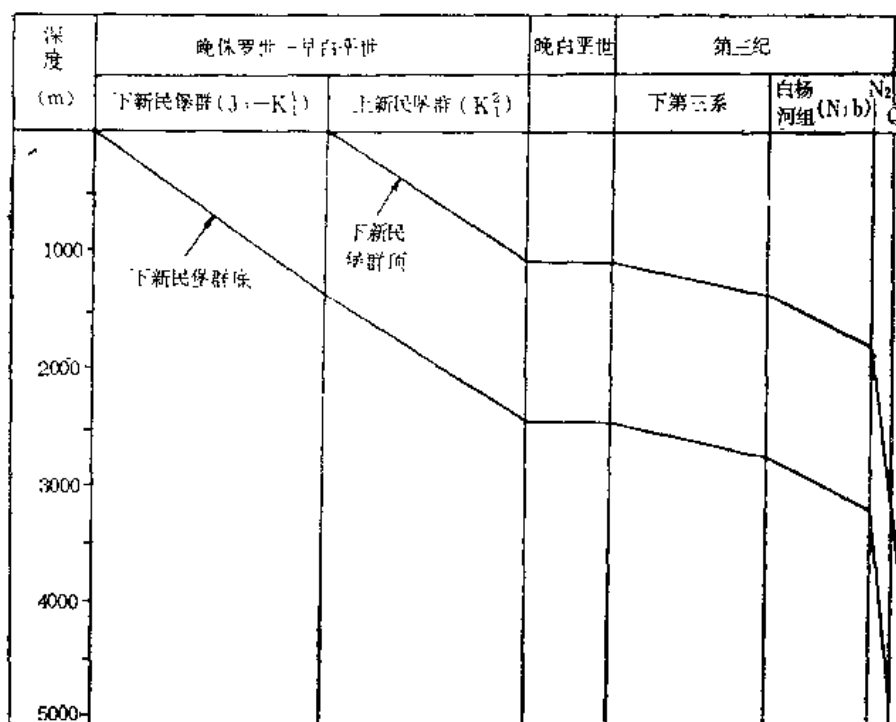
(据 玉门石油管理局, 1982)

青西和石北凹陷中的下新民堡群生油层沉积后,该区一直处于持续下降为主的构造环境中,有利于有机质转化成烃。据已有资料证明,青西凹陷第三系最厚可达3500m以上,一般在2200~3000m;石北凹陷的第三系最厚亦可达2500m以上。有利于生油层熟化。图实8—6为青西凹陷下新民堡群生油层顶、底板埋藏史。

根据地化指标分析,酒西盆地新民堡群生油层埋深达1200~1500m(平均为1400m),即可进入成熟期,埋深达1800~2000m时进入高峰期,成熟阶段一直延续到2600~2800m深,在2800m以下,残余烃/有机碳的比值明显下降,进入高成熟到过成熟阶段。结合该区的埋藏史,就可对主要成油期和初次运移的主要时期作出较好的判断。

2. 储集层和主要生、储、盖组合类型

酒西盆地前山背斜带的已知储油层有:白杨河组间泉子段的L和M油层、干油泉段的K和BC油层、下新民堡群的砂岩透镜体产油层、前泥盆系变质基岩中的裂缝性储集层。



图实 8—6 晋西凹陷下新民堡群生油层埋藏史

此外，在不整合面下的石炭—三叠系亦获少量油流。但以白杨河组占绝对优势。前山背斜带已探明的原油储量90%以上集中在该层中，特别是由背斜或背斜和断层联合控制的油藏中。

白杨河组的间泉子段的河湖相砂岩体纵贯前山背斜带，长达四十余公里。砂岩层物性好，孔隙度达17.8~29.0%，渗透率在 $100 \sim 1100 \times 0.987 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，一般为几百 $0.987 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，横向稳定性好。其上覆有十分稳定的区域性质纯、厚度大（300~400m）泥岩盖层封闭，将油气密闭在其下的储集层中。在前山背斜带凡是该储集层发育良好，且有适当通道与生油层沟通的，都可能成为主要产油层。

此外，油源区内存在的砂岩透镜体，及各类储集体，以及与生油层毗连的不整合下，特别是潜山中的各类储集体都是有利的，或可能的储集层。

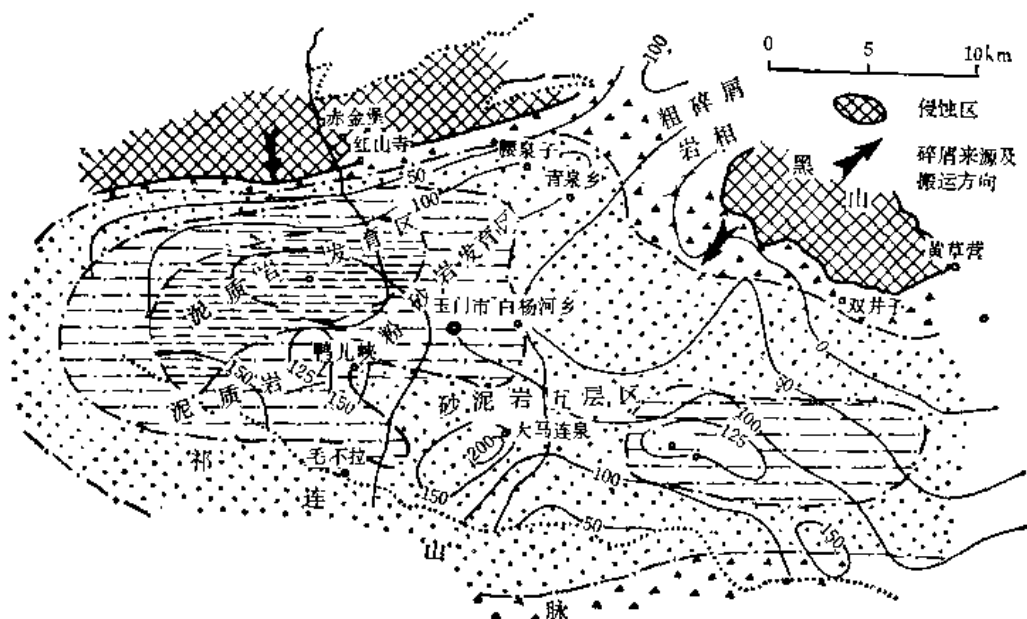
由于主要储集层（上第三系白杨河组）和生油层（ J_3-K_1 ）在时间上有明显的间隔，两者是不连续的，因此，生油层和储集层之间必需通过断层或区域不整合面的沟通，才能形成统一的生、储、盖组合。实际上，前山背斜带各油区的上第三系储集层中的油气，就是由生油层中生成后经过断层，不整合面及区域性砂岩体的孔隙—裂缝系等多种通道运移而来的。因此，可以说前山背斜带的组合型式是以不连续的复合组合为主要类型；连续组合中的封闭型仅居次要地位。由于盆地主要生油层沉积前后，缺乏粗碎屑沉积，而其它较大型盆地中常见的互层式、指交叉式组合在酒泉盆地前山背斜带均不发育。

（二）前山背斜带的构造形成历史及其对油气运移、油气聚集的关系

构造形成历史的研究，涉及多方面的内容。本作业着重从构造形成历史的基本轮廓及其对储集层分布，油气运移方向和油气聚集的控制作用。

前山背斜带老君庙背斜北侧的逆掩断层自海西期以来，一直断续运动，对下构造的沉积起明显控制作用。前山背斜带的基底在燕山早期（早中侏罗世末）的构造运动以来，一

直是一相对隆起区。晚侏罗世一早白垩世开始,盆地总体沉降,广泛接受下新民堡群沉积。这时前山背斜带总体来看仍处于北西向隆起的控制下但北东向断裂活动较显著,相应地东北向的鸭北凸起亦有明显的影响,下新民堡群的生油凹陷都分布在两个方向隆起复合体两侧的青西和石北两个主凹陷内(图实8—5)。晚白垩世盆地抬升,未接受沉积。第三纪又开始沉降,但盆地东南侧和西北侧沉降幅度有明显差异,形成东南高西北低,南北浅中央深的拗陷盆地,盆地内沉积一套红色碎屑岩系。上第三系白杨河组沉积,明显受这种构造格局的控制(图实8—7)。这时前山背斜带的轮廓已初步形成,对白杨河组砂岩体的分布有明显的影响(图实8—7)。



图实 8—7 酒西盆地 N_1b_1 (间泉子)段岩相及厚度图

在第三纪时前山背斜带上广泛发育的砂岩体,东南高、西北低;以及前山背斜带高中央凹陷带低,并伴有众多的不同方向的同生断裂的活动;这就为生油凹陷内形成的油气创造了向前山背斜带运移的良好条件。

根据对前山背斜带白杨河组间泉子段(主要储集层, N_1b_1)顶面构造形成历史的分析,在 N_1b_2 (石油沟段)末已初具轮廓(图实8—8),到 N_2s 末已定型(图实8—9),而且在石油沟西北端以西的各背斜具有较好的封闭性(思考这样的构造条件对油气聚集能起什么作用?)

(三) 原油特征资料

1. 原油的物性资料

根据兰州地质研究所对L层原油物性数据的统计,如表2所示。

思考上述原油物性资料对判断生油岩沉积环境、层位以及油气运移方向能提供哪些有价值的信息?

2. 原油化学组成

老君庙油田第三系原油中饱和烃含量达55%以上,且烷烃>>环烷烃>>芳烃,在原油分类上属于石蜡基原油。对不同层位原油作色谱分析,在“全烃”色谱图中,正烷烃的分布的形态是有明显相似性(图实8—10),而且图谱的基线较平缓,没有明显的鼓包(其大

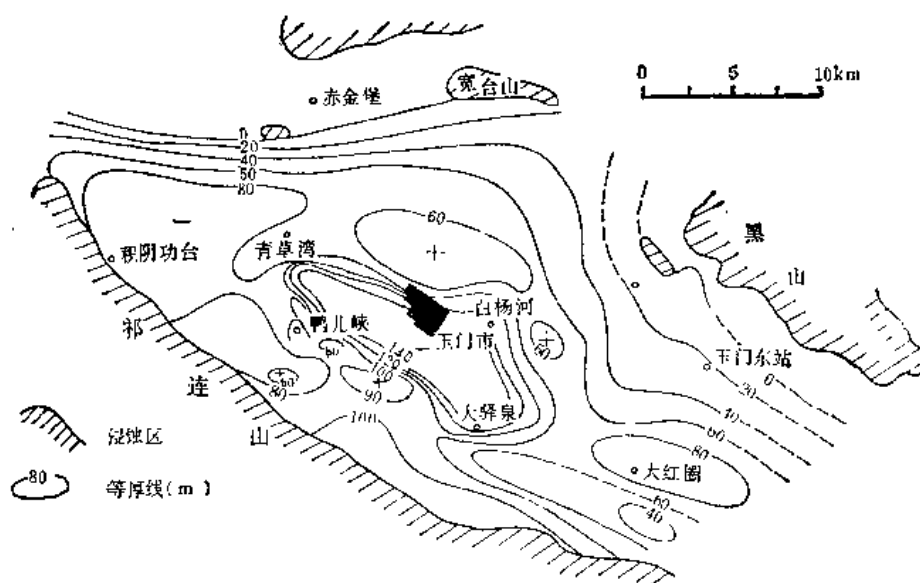
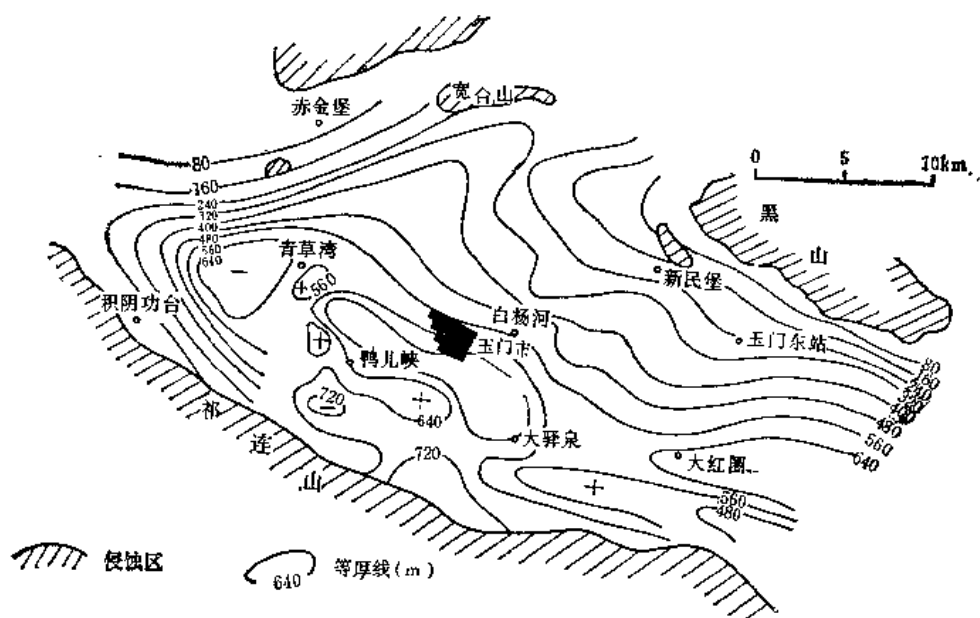
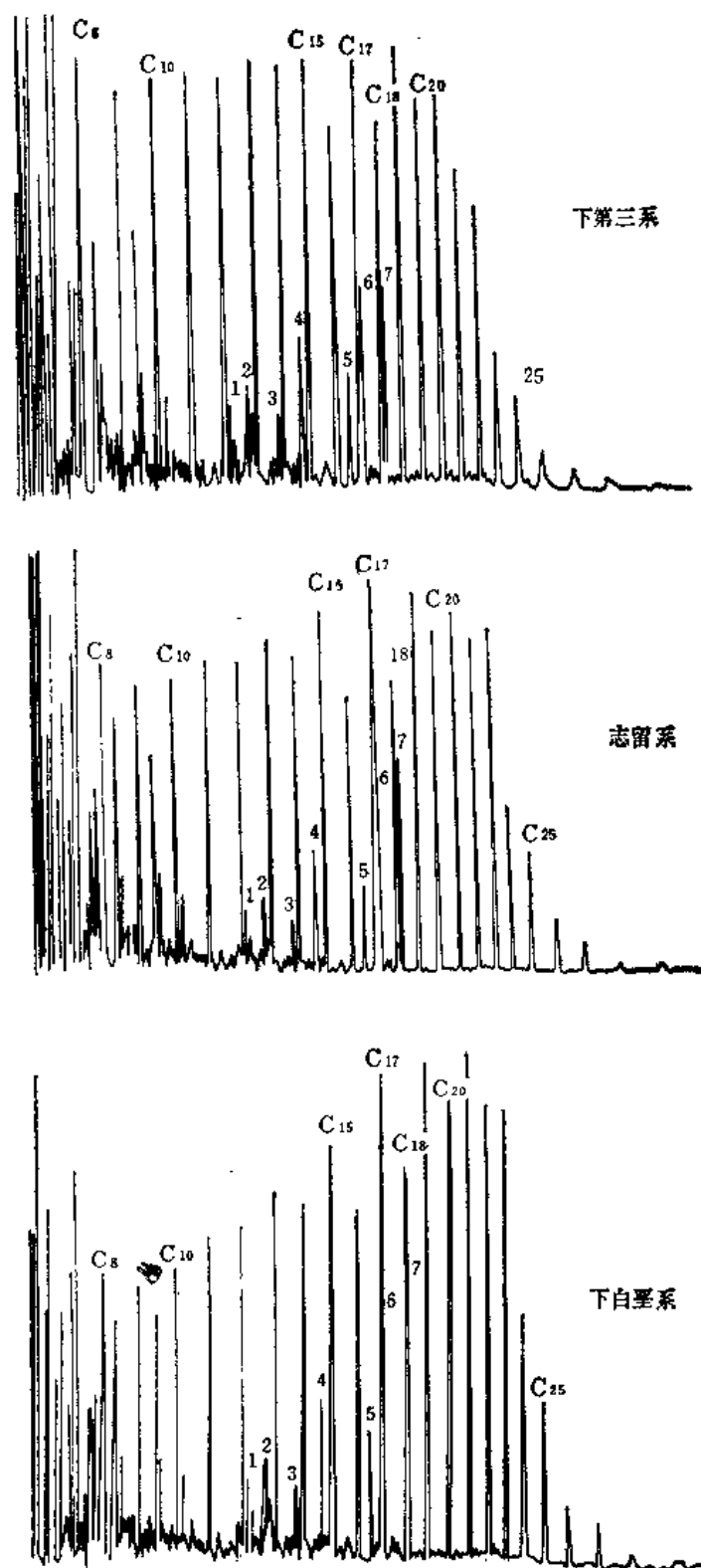
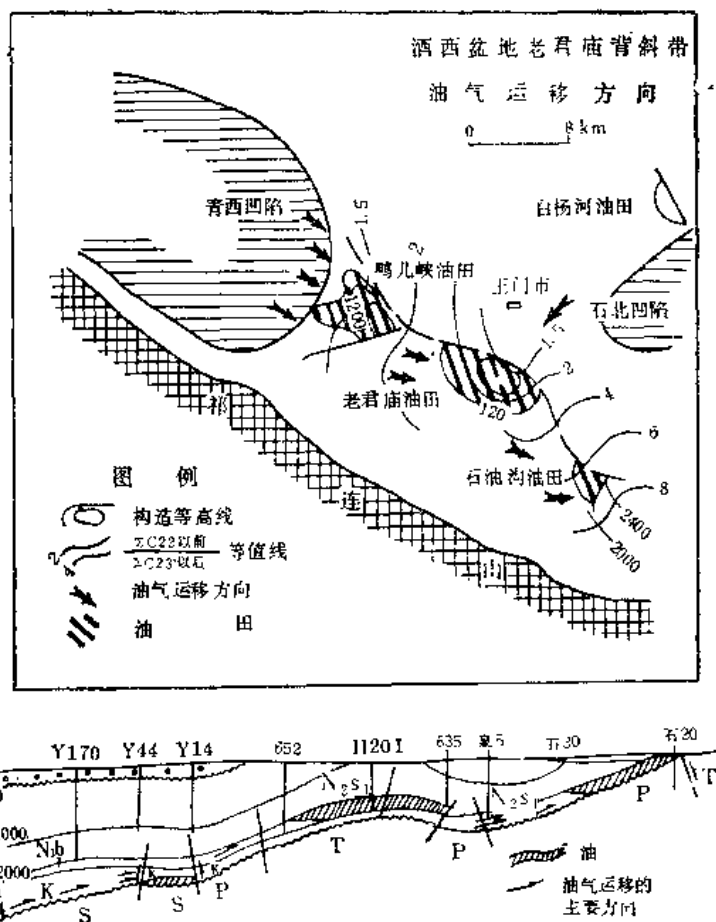
图实 8—8 酒西盆地 N_1b_2 底、 N_1b_1 顶面古构造图图实 8—9 酒西盆地 N_2s 底、 N_1b_1 顶面古构造图

表 2 前山背斜带“L”层原油物性数据表

项 目	油 田	鸭 儿 峡	老 君 庙	石 油 沟
比 重 (d_4^{20})		0.8640	0.8619	0.8571
粘 度 ($10^{-3}Pa \cdot s$)		25.4	22.1	20.4
含蜡量 (%)		14.26	14.68	13.29
凝固点 ($^{\circ}C$)		10.3	3.06	-1.9



图实 8—10 酒西盆地不同层位原油色谱图
(据 兰州地质所, 1979)



图实 8—11 酒西盆地前山背斜带油气运移方向示意图
(据 沈平等, 1977)

小反映环烷烃相对含量)。

正烷烃的奇偶优势指标 (OEP)、主峰碳数和 $\Sigma C_{22}/\Sigma C_{23}$ 的比例在横向上表现出一定的变化趋势 (表3)。这种趋势看来与油气运移方向有一定关系。一般认为, 表3所反映的上述三指标的变化与区域性运移的指向, 有密切关系。

不同油田、不同层位原油中异戊(间)二烯型烷烃的分布, 如表4所示。有关原油和母岩抽提物中异戊二烯型烷烃指标对比, 常为油源对比提供依据。本资料缺乏母岩资料, 但根

表 3 前山背斜带“L”层原油正烷烃特征

项 目	地 区	鸭 儿 峡	老 君 庙	石 油 沟
OEP (%)		1.06	1.06	1.03
主峰碳数		C_{21}	C_{21}	C_{19}
$\leq C_{22}/\geq C_{27}$		1.63	2.03	1.18
变化趋势		———→		

(据 沈平, 1977)

表 4 酒西盆地原油中异戊二烯型烷烃特征峰比值

地 区	时 代	1/7*	2/7	3/7	4/7	5/7	6/7	样品数
石油沟	L	0.49	0.58	0.58	0.84	0.58	1.03	5
三岩庙	L	0.48	0.69	0.41	0.84	0.57	1.05	9
	M	0.57	0.68	0.43	0.90	0.59	1.07	7
鸭儿峡	I	0.47	0.57	0.39	0.79	0.58	1.03	7
	S	0.32	0.38	0.27	0.50	0.46	0.86	5

(据 兰州地质研究所, 1981)

* 兰州地质所采用的类异戊二烯烷烃比值代号如下: 1—异十三烷 ($i-C_{13}$); 2—异十四烷 ($i-C_{14}$); 3—法呢烷 ($i-C_{15}$); 4—异十六烷 ($i-C_{16}$); 5—异十八烷 ($i-C_{18}$); 6—姥鲛烷 ($i-C_{19}$ 或 Ph); 7—植烷, ($i-C_{20}$, 或 Ph), 它与斯塔尔采用的代号所代表烃分子是不同的。

据原油的资料, 可以确定是同源的, 还是多源的。

3. 原油的孢子花粉组成

原油中的孢子、花粉是原油运移途径中吸收、汇集起来的。因此, 研究原油中的孢粉组合, 可以为追索运移途径和确定油源岩提供一方面的依据。酒西盆地前山背斜带不同油田及层位原油中的孢粉组合, 据江德昕等 (1980、1981) 的研究, 特征如下:

(1) 第三纪储油层中原油的孢粉集合。该集合孢粉最丰富、包括来自早白垩世新民堡群中常见的枣形莎草蕨孢, 微小单槽粉, 本内苏铁粉和皱球粉等孢粉, 早第三纪火烧沟组和晚第三纪白杨河组的多种孢粉组成的孢粉集合。不同时代的孢粉在白杨组油层的原油中共存是晚第三纪原油孢粉集合的基本特征。

(2) 白垩纪储集层中原油孢粉集合。白垩纪储集层的原油孢粉中仅含有白垩纪的孢粉, 特别是下新民堡群中常见的孢粉, 而不含其他时代的孢粉。

(3) 志留纪储集层中的原油孢粉集合。酒泉盆地志留系为变质岩系, 裂隙性变质岩为储集层。原油中的孢粉集合仅含有下新民堡群的孢粉, 而没有其它时代地层中的孢粉。

根据不同时代储集层中原油孢粉集合的特点, 可以对酒泉西部盆地不同层位原油的来源及其可能的运移方向作出判断。

根据提供的资料、总结确定酒西盆地主要油源层的依据有哪些?

补充思考题:

1. 石油沟背斜以东没有油气的原因何在?

2. 在青西凹陷中相当间泉子层位能否找到像样的油田? 理由何在? 应该在什么层位寻找哪种类型油气藏?

