

四川石油普查

1987年第3期 总第21期

緻密砂岩儲集性與成岩作用

專 輯

國家七五重點攻關項目科研成果系列

75—54—01 之二

地質部西南石油地質局

成都石油地質研究所圖書館藏

一九八七年八月
527.21

本期责任编辑：王洪生

四川石油普查

1987年 第3期 总23期

情报研究系列

75—54—02之二

编辑 《四川石油普查》编辑部

地址 成都市青龙场地质综合研究大队

出版 地矿部西南石油地质局

印刷 地质综合研究大队印刷所

404

2-30-14

内 容 提 要

本专辑介绍了国外近年来在致密砂岩储层质量预测方面所取得的最新进展。叙述了关于致密砂岩的不同层序类型，不同成岩机理与特点，以及不同孔隙发育史的典型资料。对成岩孔隙演化的定量化，对孔隙演化与油气生聚的时空关系进行了探讨，并提出了相应的模式。

了解这些新的进展，对于进一步研究储层，实现致密砂岩储层质量预测的定量化将是极有裨益的。

31545



前

言

5215/14



我国油气普查勘探向新地区、新领域、新类型和新领域的建设，已经展示出良好的前景，也提出了严峻的挑战。对于我们所面临的大量科学技术难题，必须根据不同的区域地质结构特征归纳出系统的找矿目标，慎重地选择适应性的配套技术方法，组织多学科联合攻关。

在这种形势下，人们的知识更新是极为迫切的任务。

我们不仅要总结自己的实践，也应当吸收和消化国内外一切有益的经验。在宏大的科技攻关队伍中，情报研究是一支重要的方面军。近几年来，根据四川盆地的特点及勘探的需要，针对致密砂岩和海相碳酸盐岩两大含气领域，围绕储集岩评价所进行的情报监视和专题情报研究，是卓有成效的。这些情报资料为科研工作及时提供了宝贵的信息，为研究水平的提高发挥了应有的作用。根据国家七·五期间重点攻关项目的需要，现在把分散在国内外文献中的重要资料经过整理，作为情报研究系列，编成专辑陆续刊印。

对非常规储集岩的研究和评价方法，是有别于常规储集岩的；目前，与成岩作用相关的孔隙发育史的研究已把储集岩的研究引向深入；对裂缝性储集岩的研究已出现系统的方法。总之，新的观念、新的理论正在形成。这套专辑可供从事勘探实践、科学研究和教学工作的广大科技人员参考，是一套有价值的好资料。

衷心地希望情报研究工作能有更大的发展，今后还要进一步加强油气藏形成规律与综合性勘探技术方法等方面的情报监视和专题情报研究，不断适应和推动勘探的需要，为发现更多的油气资源做出贡献。

在这个专题情报系列的组织、编辑和刊印过程中，中心情报室付出了辛勤的劳动，由多学科多单位联合攻关所相应组织起来的专题情报网发挥了很好的作用。子项负责人和子项情报网也给予了积极支持和帮助。

谨在专题情报系列刊印之际聊资数语，以表欣喜之情。

郭正晋

1987.6.15日

情报研究系列

75 --54-- 01 之二

1987年 第3期 总23期

1987年8月 出版

目 录

英国北海比阿特里斯油田石英成岩作用与流体的对流

运动.....R.S.Haszeldine等(1)

吉普斯兰盆地储层的发育与成岩作用..... J.M.Bodard等(9)

莫克萨背斜边缘组的成岩作用 砂岩几何形态、结构成份与流体流动的
雨教.....S. A. stonecipher等(19)

怀俄明州粉沫河盆地砂岩的成岩作用与次生

孔陳.....J.C.Markert等 (28)

白堊系砂岩孔隙空間的減少—粘土礦物的化學

沉淀.....W.R.Almon等 (39)

得克萨斯州弗里奥组的成岩史及储层质量

预测.....W.R.Kaiser (45)

石英次生加大导致砂岩孔隙减少.....F. Leder (67)

储层的成岩作用与流体的循环对流.....J.R.Wood等(86)

英国北海比阿特里斯油田 石英成岩作用与流体的对流运动

R.S.Haszeldine 等

比阿特里斯油田位于英国北海内默里湾盆地 (Linsley 等, 1980; 图1)。本文在详细研究了该油田一口井的整个储层的取心资料的基础上, 论述了中侏罗统砂岩储油层的成岩作用。这些砂岩原来有次长石-石英质矿物, 其总的成岩顺序 (图2) 与 Loucks 等 (1977) 及 Curtis (1983) 所描述的其他一些盆地的长石或次长石质砂岩的成岩情况相同。这种比较简单的成岩顺序特点使: (i) 碎屑粘土的影响清楚可见, (ii) 控制成岩氧化硅分布的因素, 有可能予以鉴别。

这些砂岩属滨海进积层序, 其沉积物系来自低起伏冲积平原河流供给的泥和砂 (Curry, 1982)。每个砂岩储层在地下均可形成一个横向稳定的席状砂层, 同时在纵向上又被一些薄层泥岩所分开, 因此, 在成岩期间, 各个砂体内, 孔隙流体的侧向流通性较好, 而纵向流通性则较差。

这些砂岩包括在矿物上成熟的含碎屑粘土达10% (由薄片数点测定) 的次长石砂质瓦克岩至缺少碎屑粘土的石英砂岩之间的一系列砂岩。砂岩中白云母仅呈微量出现。富碎屑粘土的砂岩含有弱蚀变的正长石及微斜长石, 其含量一般占4% (高者达9%)。贫碎屑粘土的砂岩长石含量极少, 石英的成岩次生加大发育, 但长石溶蚀或交代的特征却普遍存在。因此认为这两类砂岩的长石含量在沉积时是相同的。

成岩作用

富含碎屑粘土的砂岩

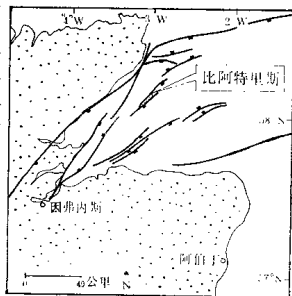


图1 比阿特里斯油田位置图

这类沉积物含分散的碎屑粘土达2—10%, 并有粘土纹层被压实与压缩的迹象。在一些地方微小的缝合线沿着横向上不稳定的粘土纹层分布, 而且很少在石英颗粒之间形成单独

的粒间接触。在这类沉积物中矿物的成岩变化对体积的影响很小,主要是:(1)稀微的石英加大,(2)有“书页状”高岭石(颗粒直径为10微米)充填于残留的大孔隙中,(3)少量晚期生长的毛发状伊利石和碱性长石,(4)少量方解石的晚期充填,並交代石英与绢云母化的长石。这类砂岩与粒径相同而无碎屑粘土的砂岩之间最明显的差别在于较好地保存了新鲜颗粒或仅有轻微绢云母化的正长石及微斜长石。

缺少碎屑粘土的砂岩

这类沉积物的碎屑粘土含量低于2%,成岩作用受氧化硅生成的制约,其主要过程表示于图2。

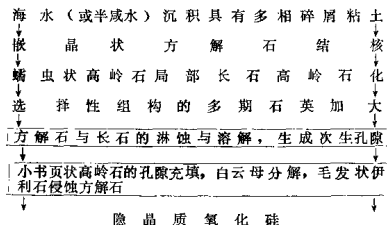


图2 储集砂岩所经历的成岩顺序。系由岩心切片,薄片及扫描电镜中所看到的结构次序推断而来。线框里面的成岩事件在时间上的次序无法确定,因此,可能是同时期的,这些成岩事件的顺序对含油气盆地中的长石砂岩具有代表性。

(据Loucks等, 1977; Curtis, 1983)。

氧化硅与石英的组构选择性: 薄的“尘”环可能形成于碎屑粘土在地下流体中的机械活动。石英的次生加大可以分出四期。共轴自形石英的生长面间有1—3微米的薄片状缝隙隔开(图3)。最后一期石英加大形成许多小的自形晶终端,与早期形成的大的石英次生加大极不相同。最后一期氧化硅的形成是晚期隐晶质氧化硅的沉淀,这种氧化硅呈孔隙衬里或粘土盖膜存在,因而可以阻塞孔隙喉道。

在两个石英颗粒之间的压溶有时可产生微缝合线(图3),这种缝合线在所有薄片中都具有相似的排列,因此,可能是垂直于釜层岩石静压力造成的,可是,靠这些成对石英颗粒之间的微缝合线释放出的石英量(按面积估算)来满足邻近的石英次生加大的需要是远远不够的。此外,在同一颗粒上,石英次生加大的压实裂隙与微缝合线毗连,表明缝合线的发育延续到石英次生加大以后(图3),因此,这种邻接缝合线的次生加大并不是该缝合线的压溶氧化硅的“沉淀”。

成岩石英胶结沉积物的程度变化很大,最明显的支配因素是石英胶结物与碎屑粘土含

量之间的互不相容关系,因此,石英次生加大在交错层的粗粒的前积层纹中(图4),在无粘土的虫穴充填物中,以及在高能砂坝冲溢三角洲,或河口砂坝环境所沉积的低粘土砂岩中,最为发育。

在每个冲溢三角洲及河口沙坝砂岩的顶部也可以形成以石英胶结为主的岩层(图4),这种岩层现在的孔隙度仅有2—3%,渗透率为数十毫达西,而紧邻下伏砂岩却有8—10%的孔隙度,100~2500毫达西的渗透率。这类砂岩的底部没有相似的富含自生石英的岩层,从薄片与电镜照片可以看出:石英的整个成岩作用期与其它成岩期是截然不同的。

长石: 这些沉积物中不含新鲜的长石颗粒,而有一些未全部高岭石化的长石颗粒,有些充填在孔隙中的高岭石仍保留了长石的轮廓,並有一些特大的次生孔隙(Schmidt和McDonald, 1979),由此认为大多数长石在当时曾经全部高岭石化或被溶蚀。

云母: 白云母是唯一存在的一种云母,其颗粒通常由于压实作用而弯曲。当白云母蚀变成细粒绢云母或形成难以辨认的低双折射的针状粘土时,喇叭形的末端常伴随有次生孔隙。

高岭石: 高岭石的含量一般较低(~3%),其形成有两期(图2)。早期形成大直径(>15 μ m)蠕虫状类型比较少见,继后,在石英加大后,形成小直径(5—10 μ m)“书页状”类型,在孔隙充填中,这种类型比较常见。早期的高岭石可能与长石受早期低盐度酸性沉积孔隙水的浸析有关,晚期高岭石是埋藏成岩期间,高盐度孔隙水的特有产物(参见Hurst和Irwin, 1982)。

碳酸盐: 碳酸盐在这些沉积物中几乎不存在,然而,在滨海层序顶部的河口砂坝砂岩的岩心中可以看到浅色的结核薄层,一般认为是原生方解石结核(图4)。这些砂岩目前的次生孔隙度达28%,而且没有成岩石英的次生加大,这样可以认为结核状胶结物是埋藏早期形成于这类砂岩中(Curtis, 1978),並在石英成岩作用停止以后被溶解的。如果石英的成岩作用产生在68—94°C之间(见后),那么有机质脱羧基作用早已从60°C就开始了,因此,在温度超过94°C时,有机酸与CO₂的唯一来源应是比阿特里斯区。中侏罗统剖面中富氧的煤层及干酪根(Linsley等, 1980)。晚期侵入方解石呈斑点状(体积小于1%)出现在储层剖面中层位较低的富含粘土的砂岩中。

氧化硅的来源

含粘土少的砂岩,石英次生加大发育,在薄片上往往占各个石英颗粒面积的20—30%,即占整个岩石的17—25%,岩石薄片资料表明,从相邻颗粒压溶来的氧化硅在总体上不能满足形成次生石英体积的需要。此外,在沉积物中没有粉砂级石英或生物石英被溶蚀的证据,

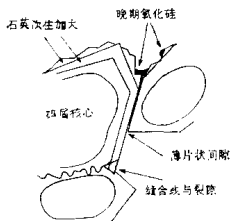


图3 石英次生加大的主要特征示意图

根据薄片及电镜扫描资料绘制。表现各期增生的石英往往被“尘”环隔开。

即使原来的砂岩含有10%长石颗粒,这些长石高岭石化充其量也只能提供岩石中成岩石英的2%,所有这些都说明氧化硅是以溶液状态进入这些砂岩,继而又以石英次生加大形式沉淀下来的。高渗透性砂岩的自生石英含量比低渗透性砂岩高,说明含氧化硅的成岩溶液的流动是其主要的搬运方式,而不是以扩散为主要方式。这一点也得到下述一些意见的支持:可以推测在流体流动的情况下富含粘土的低渗透性砂岩中长石会保存下来,而含粘土少的高渗透性砂岩中的长石却必然要受到各种成岩条件的影响,并被溶蚀。此外,在存在酸性孔隙水的情况下,早期的方解石胶结物会在成岩晚期被溶蚀掉。最后大部分有经济价值的油气则运移到砂岩中,会取代早期的孔隙水,从而将阻止矿物的进一步成岩作用。看来地下流体大规模运动的证据是令人信服的。因此,现在必须注意的是:控制这些流动流体中氧化硅含量的因素。

在成岩条件下,控制氧化硅溶解度的一级因素是温度(Haszeldine等,1984),所以如果氧化硅饱和和水冷却,石英就会沉淀。有关石英胶结物集中于砂岩顶部的薄层泥岩之下的事实说明,流体是沿着这种界面冷却的。图5的模式表明流体携带氧化硅流过砂体,并当溶液冷却时沉淀出石英的情况。

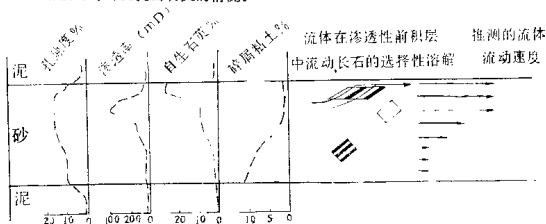


图5 说明在0.2—2米厚的砂岩中,成岩孔隙水通过较渗透层的选择性流动并表示了孔隙和成岩胶结物的近似值。请注意在低渗透性砂岩中保存着长石,说明成岩期流体的流动比扩散更为重要。

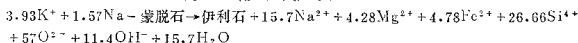
液态包裹体的测量表明,成岩期石英次生加大是在温度大于68°C的盐(相当于NaCl的重量百分浓度为8—17%)水中形成的。另用泥岩夹层的有机岩构体古地温测量值(Cornford等,1983)推算,则石英次生加大形成的最大温度为78—94°C(Haszeldine等,1984),该温度范围与蒙脱石粘土开始伊利石化的温度范围一致(Boles和Franks, 1979; Pearson等,1982; Dypvik, 1983),从而认为,溶液中的氧化硅可能由盆地深部蒙脱石粘土伊利石化提供的(Haszeldine等,1984)。用液态包体估算的压力结合推断的上覆层厚度可以将成岩时期限定于晚牛津阶或沃贾恩(Volgian)阶。

氧化硅载体的来源

由上述可知,在成岩期是孔隙水的流动把溶液状氧化硅输送到砂岩中的。这种水一般认为有四种可能的来源,即沉积物的机械脱水,粘土反应,上覆海水或对流再循环水。然而,可以看出,搬运成岩氧化硅需要大量的水,除了对流再循环水外其余各种来源都不可能满足。以下计算结果仅作为举例说明,因为许多因素都未考虑进去,或者说,是把前提大大简化了的。

粘土脱水反应

Boles与Franks (1979) 的伊利石化反应式如下:



在75°C时该反应不完全,可是在反应完全的最佳情况下,要溶解由该反应释放出来的26克分子氧化硅就需要有 38×10^3 克分子的水(Walther和Helgeson, 1977, 图1),因此,尽管氧化硅可由邻近的粘土岩层中获得,可是搬运氧化硅的水仍必须要有另外的来源才行。

沉积物机械脱水

为了便于说明,假设1米³的标准储层砂岩含有15%的最终孔隙度(150×10^3 厘米³),且砂岩中有15%为自生石英(399×10^3 克)。在考虑成岩温度范围的情况下,假如成岩水从100°C冷却到80°C,则石英的溶解度将从0.056克/升降到0.0316克/升(Holland和Malinin, 1979),即每降温1°C, SiO₂平均沉淀0.00122克/升°C。因此,在1米³砂岩中,单位孔隙体积(150×10^3 厘米³)的水会随着温度下降1°C而沉淀0.315克的氧化硅,从而,需要有 1.2×10^6 厘米³单位孔隙体积才能沉淀砂岩里15%的自生石英。

Bjørlykke (1979) 计算,胶结25%孔隙度的砂岩需要50000个单位孔隙体积,因而他指出,这样大量的水不可能是沉积物机械压实与脱水作用所能提供的(图6),在比阿特里斯油田,在储层下的侏罗系泥岩的厚度大约是砂岩储层的5倍(Linsley等, 1980),即使这些泥岩的机械脱水达到其目前体积的30%,仍只有6—10个单位孔隙体积的水供给上面的砂岩储层。因此就需要泥岩的体积比油田以下岩层的体积大10²倍。如果盆地内下倾地层中砂岩与泥岩之比仍为1:5(图1),那么就需要有比油田大10⁵倍的“供应面积”。油田西北部盆地内下倾地层面积(图1)只有油田面积的45倍。即使储层砂岩与储层下泥岩之比下降到1:30,盆地的有效面积也只有油田面积的270倍,因此,由机械脱水可能得到的流体体积至少小了100倍。

海水补给

由上覆海水作为孔隙水的另外补给(图6)也是不可能的,因为(i)从液态包裹体测得的成岩流体含盐量太高(NaCl 重量百分比达8—17%大大超过海水的正常含量3.5%), (ii)即使砂岩本身冷却的仍没有足够的热量推进这种补给作用。例如在表面海水下沉并在与岩石的接触中受热,温度由 20°C 增到 100°C ,岩石相应从 100°C 冷却到 40°C 的情况下,这种岩石的热容约为 $0.3\text{卡}/\text{克}/^{\circ}\text{C}$ (Norton与Cathles, 1979),因此,25厘米³的岩石仅能加热15厘米³的水,故而1米³的砂岩只能加热4个单位孔隙体积的水。

流体的对流再循环

流体的对流再循环是搬运氧化硅最有说服力的一种机制,虽然有关流体搬运的许多问题目前尚未解决。可以认为,流体的再循环(i)是与卤水被封闭成液态包裹体同时发生的,不过在沉积物机械脱水时,由于孔隙水的薄膜渗透作用,这些液态包体的含盐度可能增加; (ii)是一种使所有孔隙水发生无数次变化的热效应方式; (iii)是使流体发生快速流动的一种方法,这样可以使石英的成岩作用在相当长的地质年代中得以继续进行。

Wood与Hewett(1982)从理论上说明,在地温梯度较低为 $25^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 的条件下,孔隙度与渗透率缓慢下降的砂层将不可避免地要经历缓慢地单环型对流。流体的这种物理运动可以把溶解质运达一公里之远,而且比扩散过程要迅速得多。如果比阿特里斯油田晚侏罗世的地温梯度确实为 $78^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ (Hasegeldine等,1984),那么用Wood与Hewett(1982)模式就可以看到在饱和水的倾斜砂岩中,流体不仅会出现单环型对流,而且对流还很强烈,还会形成许多小型多面体(大致为六边形)对流单元。按照流体流速计算法把 $78^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 的地温梯度作一简单的换算代入Wood和Hewett(1972)的方程4中,便可得出流体的对流速度为 $3.1\text{米}/\text{年}$ 。这种速度仍然比某些天然含水层(Blatt, 1979)20米/年的速度或者比某些正在生产的北海油田所引起的200米/年的速度要低得多。

比阿特里斯油田在成岩期间的热流可以估算出来。假定热传导是来自储层之下,地热

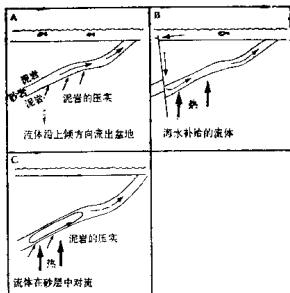


图6 为5—20米厚的砂岩储层,在成岩时流动孔隙水中石英大量运移的模式。

(A) 由沉积物机械脱水与压实作用提供流体。

(B) 由海水补给提供流体。

(C) 砂岩层中对流流体可能由于(A)机制流体会逐渐损失。模式C是最佳的(见正文)。

梯度为 $78^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 处向上通过100米厚的泥岩(热传导率为 4.5×10^{-3} 卡/厘米·秒),这就等于热流为 110×10^4 卡/年·米²。该热流与当今的裂谷盆地中2.5—4微卡/秒·厘米²的热流值(即大致为 94×10^4 卡/年·米²)非常接近(Tissot & Welte, 1978, 513)页。

从该热流值可求得提供石英胶结1米³砂岩的热量所需的最短时间。如前所述,要发生1米³砂岩的石英胶结必须有 1.2×10^9 个单位孔隙体积(一个单位是 150×10^3 厘米³)的水冷却 1°C 。这就等于每立方米的砂岩冷却,放出 180×10^9 卡热量。从上面计算的热流来看,所需时间至少为15万年。

对石英成岩作用的最长时间可用Wood和Hewett(1982)的数据类推出来。如果砂岩具有25%的孔隙度,他们算出占岩石体积15%的成岩石英要经 4.9×10^8 年才能沉淀下来(即孔隙度下降到10%),其流体的流速为1米/年。假若比阿特里斯油田的流体流速是3.1米/年,所需要的时间就只有 1.6×10^8 年。然而,如果流体的流速超过3.1米/年,或者对流单元在纵向上是沿断层或断裂延伸的,那么石英成岩所需要的时间就还要短些。

成 岩 模 式

图7的模式概述了上述的观察与推论。岩石学方面的观察表明,石英的次生加大是一种特殊的胶结相态与其它成岩事件並不重叠,因此,在地质上必定是快速而连续地进行的。盆地深部蒙脱石伊利石化把氧化硅释放到孔隙水中。在渗透砂层中孔隙水又由于热对流作用循环。这些成岩孔隙水向上输送氧化硅,而当水冷却时,氧化硅的溶解度降低,石英次生加大便因沉淀而生成。这种含盐度很高水体很可能是随沉积物埋藏下来的海水,并在机械压实阶段,通过薄膜渗滤作用,使其盐度增高。关于流体的流速、规模和对流单元的长离比尚不甚清楚,可是由于流体的某种垂直运动及较快的流速,可推测石英成岩作用是在不到 1.6×10^8 年的时间内发生的。

当干酪根热成熟并把烃类从泥岩运输到渗透砂岩中时,一种类似的对流过程也可以使石油运移,于是石油就以不连续的微滴被对流的孔隙水带到封闭的构造中,此时低密度的石油仍漂浮在对流单元中。

结 论

比阿特里斯油田中侏罗统砂岩的成岩序列与其它很多长石质砂岩或次长石质砂岩相似。成岩作用的程度与碎屑粘土的含量有着相互制约的关系。石英胶结作用在宏观上的分布说明孔隙水在砂岩中能否畅流是很重要的。石英次生加大产生在高地温梯度的情况下,发生在 $68-94^{\circ}\text{C}$ 之间。氧化硅的来源是盆地深部,砂岩周围,蒙脱石粘土的伊利石化,並因孔隙水的对流向上输送到砂岩中。在这种裂谷盆地中强烈的对流可能由纵向的高热流引起,而输送氧化硅的水却不可能仅由粘土脱水,机械压实或上覆海水来提供。

石英成岩之后,类似的对流单元可使酸性孔隙水浸析长石与方解石,沉淀高岭石,並有助于油气运移至储层中。

注:图4删略

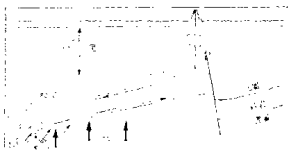


图7 比阿特里斯油田中侏罗统砂岩储层石英成岩作用模式图。石英是由于在盆地深部,温度使蒙脱石粘土伊利石化而释放出来的,並经孔隙水的对流而向上输送。在对流单元的顶部,孔隙水冷却,在温度为 $68-94^{\circ}\text{C}$ 之间自生石英便沉淀而出。在成岩顺序的晚期,泥岩中成熟有机质释放出有机酸到孔隙水中,使长石和方解石溶蚀,从而形成次生孔隙。当盆地深部成岩温度继续增高时,石油就从泥岩中排出並向上运移到原生残留孔隙及次生孔隙中。

对流单元体略图据Wood与Hewatt (1982)。

罗瑞兰译自《Clay Minerals》(1984) 19, 391—402页

徐永元校

吉普斯兰盆地储层的发育与成岩作用

J. M. Bodard 等

形成具有经济价值的油气藏, 主要涉及几个因素, 即: 有合适的油气源岩, 热成熟度, 以及油气向各种有利圈闭的运移。然而, 从经济上讲, 还需储集岩具有足够的孔隙与渗透性能。而沉积物在埋藏后, 其岩石物理性质的变化对储集性质及流体运移的模式又有着重性的影响。

一些成岩作用, 诸如胶结作用、自生作用和压实作用可以使沉积岩基本上改变其沉积性质。近年来的研究说明, 成岩作用, 特别是溶蚀作用可以在晚期, 在一些深部沉积物中导致孔隙增大或再生。

在本文中, 我们着重阐述了影响吉普斯兰盆地滨外拉特罗布 (Latrobe) 群沉积物储层发育与质量的关键因素: 白云石胶结物的发育与溶蚀。此外, 还用白云石与孔隙流体间相互作用的初步化学模式和稳定同位素测试结果为进一步了解其有关过程提高了重要的见解。

地质概述

吉普斯兰盆地位于澳大利亚东南, 是巴斯海峡三个沉积盆地中最东部的一个 (图1), 占有澳大利亚目前油气产量的90%以上, 或约占年总消耗量的三分之二 (APEA, 1982)。

拉特罗布群 (晚白垩世至始新世, 拥有该盆地全部大油气藏,) 几乎遍布全盆地, 地层岩性稳定, 由砂岩各种碳酸盐岩、粉砂岩及含煤岩系组成。其中粗粒沉积物达30%。该群顶部由一些海底河道和地层 (特鲁姆组与弗隆德尔组), 和浅海相含细粒海绿石沉积物 (古马德组) 组成, 复盖了盆地东部的三分之二。

该群的储集层为在区域上最常见的岩相, 河流, 河流—三角洲至浅海相沉积物组成, 通常解释为海陆交互相成因。该群的总厚度在中部和东南部最大。

渐新世至现代沉积物与拉特罗布群为侵蚀接触, 称拉特罗布面。该面的意义在于它与

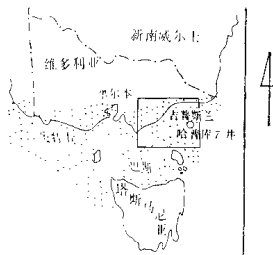


图1 区域位置

目前的大多数产油层紧紧相邻,因此,该面上下的各组地层共同构成了储层的封闭。储层构造一般为宽阔的、侵蚀创蚀的、以断层为界的背斜圈闭,同时也有一些地层圈闭与上倾尖灭圈闭。

拉特罗布面向东南倾斜(在近岸约1000米到哈普库1井附近将近3000米)其走向大体上平行于现代海岸线。盆地的地温梯度从海岸往西可高达 $55^{\circ}\text{C}/\text{公里}$,而最东部的哈普库1井则可低至 $35^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 。镜质体反射率等值线大致平行于拉特罗布面,反射率为0.4%的等值线与该面近于重合。显然,接近拉特罗布面的储层是处于欠成熟的沉积物中,Shibaoka与Bennet推斯吉普斯兰盆地深部的油气源岩目前还正在生成油气。而Saxby(1930)则提出,储层中的油气,是由断层圈闭的源岩向上运移而来的。

岩石特征

拉特罗布群沉积物的成份与结构不仅影响岩石初始孔隙的发育,而且也强烈地影响着其成岩变化的性质。其砂页岩的主要岩石特征是:在成份上属欠成熟至过成熟,在骨架颗粒中石英占50~97%,长石为0.5—21%,岩屑占46%。长石含量随岩屑含量增高而减少,通常在富含石英的样品中含量最高。本文采用Chen(1968)的分类示意图及命名法,将砂岩样品定在纯石英砂岩与岩屑砂岩之间(图3)。

拉特罗布群砂质岩沉积期的孔隙性与渗透性变化不定,在粗粒沉积物中较高,而在较细粒沉积中变差。

成岩作用

拉特罗布群沉积物在沉积后经历了复杂的物理化学作用,从而使砂岩的孔隙度发生了种种变化。在整个吉普斯兰盆地,该群的中一粗粒砂岩的孔隙度与深度的关系(图4)表明,砂岩的孔隙度并不单纯地随着深度而降低,这也是许多沉积盆地所特有的一种型式。

详细观测拉特罗布群的砂岩表明,孔隙度的明显变化是由于一些成岩作用在区域上的差异所致。主要的成岩作用有:白云石胶结作用,白云石胶结物的溶蚀,铁白云石与菱铁矿碳酸盐的自生作用,黄铁矿的形成,钾长石的次生加大,碎屑长石与自生长石的溶蚀与高岭石化,局部海绿石化,高岭石和少量绿泥石的沉淀,粘土基质蚀变成(?)绿泥石、伊-蒙混层与

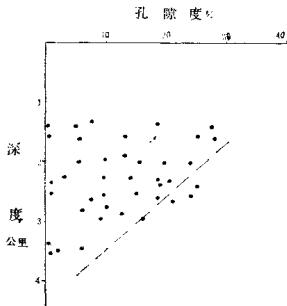


图4 拉特罗布群中到极粗粒砂岩孔隙度与样品深度关系图 (群集点呈一直线)

高岭石,粘土基质的溶蚀,共轴石英增生,石英与粘土的胶结作用,颗粒的压溶变形与塑形变形,颗粒破裂以及与骨架的重新组合和压实作用有关的其他一些成岩作用等等。其中胶结作用与溶蚀作用(在很大程度上与白云石密切相关),对孔隙的发育与变化有深远影响。

白云石胶结物的演化

古普斯兰盆地白云石胶结物的形成、溶蚀与分布有其特殊的重要意义,因为:

1. 白云石胶结物的数量与孔隙度之间有强烈的反比关系。
2. 砂岩的高孔隙度往往与沉积物中原有白云石胶结物的溶蚀有关,尽管并不总是如此。
3. 从结构特征来看,白云石胶结物曾有过比现在更为广泛的分布。
4. 由于白云石胶结物的溶蚀,白云石质砂岩呈分散状分布。
5. 因此,类似砂岩的孔隙应基本上是次生的。

充填在图纳—弗隆德河河道中各种白云石质沉积物约占整个图纳含烃剖面(海平面以下约1300—2000米)的三分之一(O'Byrne 与 Henderson, 1983)。除这些油气田外白云石胶结的砂岩还存在于其他一些地层中。

胶结物的形成

广泛的白云石胶结作用仅限于含基质极少且分选良好的中粒至含砾石的砂岩中,而铁白云石及菱铁矿碳酸盐则发育于细粒的夹层中。这种关系有时在这两种粒径的边缘地带显得特别清晰(图版1a)。碳酸盐异化粒非常缺乏(该群沉积物中的碳酸盐可能均系同源),结合其成岩结构资料,可以认为白云石的形成是沉积期后,而不是在沉积的同时。

白云石胶结物首先形成分散状结核,单个白云石结核可由一个单独的白云石晶体(大体上为菱形,但边角磨圆,直径可达1.2公分),或由卵圆形晶体组成。部份结核聚集成大而规则的白云石胶结物碎屑,典型的具悬链线状轮廓,凸面朝向相邻的未胶结的砂体(图版1b)。在一定体积的沉积物中白云石结核的平均大小通常与其个数成反比。粗粒沉积物中大结核较少。因此,在一定范围内,白云石结核的原始排列与大小,可以反映沉积物的组构。

从阴极发光图可以看到,有单个白云石晶体充填孔隙,並包围骨架颗粒,从模糊不清的核部向外呈不对称状。结核的生长,从环绕单个单晶碎屑呈同心圆“锯齿”状的图形可以看得最清楚。这些图形组成宽度不同的阴极发光带,底带很窄。从核心向外,发光带颜色由亮橙色渐变为深暗色。因此,一起生长的相邻结核,在其间缝上,会形成相反的“锯齿”状图形(图版1c)。这些阴极发光图型表明,白云石是从含水溶液中沉淀而来,并不是早期碳酸盐的交代作用所致。

从薄片中可以看到:白云石胶结物最显著的特征是围绕一些骨架颗粒发育成一种大型他形等轴晶体的镶嵌结构。当白云石胶结物发育良好时,其典型的结构特征有:

1. 原有孔隙空间完全堵塞;

2. 完全没有基质物质;
3. 碎屑石英与长石颗粒的边缘出现多种情况: 从未蚀变到溶蚀和交代等等;
4. 岩屑经广泛而反复地交代, 骨架部分所剩无几;
5. 骨架颗粒的排列, 从规则至不均匀。

总之, 白云石的胶结作用使结构显著变化, 造成古普斯兰盆地绝大部分产层的孔隙度降低。此外, 那些最容易发生这种胶结作用的沉积物却又有可能形成一些最好的储集层。

白云石胶结物的溶蚀

手标本中白云石结核的边界, 尽管均呈卵圆状, 但很不规则 (图版1b)。山下述薄片资料表明, 白云石的溶蚀正是沿着这些边缘进行的。从薄片可以看到的是: 圆形化的解理交点, 溶蚀增大的解理面, 削蚀型的阴极发光, 分散而又与下层结核呈光性连续的现象, 以及胶结物沿其与骨架颗粒的界面出现的局部减少等等。一些结核 (斑点) 被无白云石的小槽沟切开, 亦可解释为是微裂缝溶蚀增大的结果 (图版4a)。

岩心中散乱、残留的白云石胶结物可能说明: 是曾经全部胶结的沉积物被广泛溶蚀所致。

晶洞孔隙首先发育在完全胶结的砂岩中 (图版1e)。随着溶蚀, 胶结物的分布越来越不均匀, 如在岩心中见到的“骨架”或“溶坑式”结构 (图版1f)。最后, 一些小而不规则的碎屑又进一步减小成残余物。在缺少过渡成核结构与溶蚀显微结构的情况下, 很可能把这些小斑点误认为开始生长的结核。

由上面的论述可以明显地看出, 拉特罗布群砂岩的白云石胶结物, 其现在的分布是随 (a) 白云石最初的发育程度与 (b) 后来的溶蚀程度而变化的, 白云石化之后的孔隙是次生的。

这种去白云石化的孔隙可能很特殊, 因为原先的白云石交代了胶结物与骨架颗粒, 起着支撑作用, 可以阻碍骨架的压实。而溶蚀本身并不只限于白云石, 还包括化学上不稳定的颗粒, 如长石和岩屑。溶蚀孔隙的这种性质在白云石胶结物仅部分溶蚀的地方可以得到最好的说明 (图版4e与4f为典型)。

在白云石化作用广泛时, 白云石胶结物的数量与岩石孔隙度之间大致成反比关系。白云石含量在 10% 以下; 显微镜下可测量的孔隙几乎与白云石的含量无关。图 5 是白云石胶结物与砂岩孔隙度的关系曲线, 虚线表示胶结物含量与孔隙度之间预想的对应关系 (斜率 = 1.0), 其所用的初始孔隙度为 30%, 从这种偏离关系上

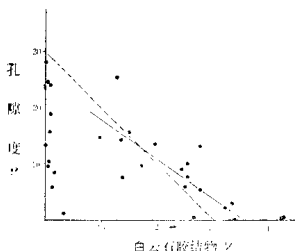


图5 拉特罗布群中至极粗粒砂岩的孔隙度与白云石胶结物关系图 (无白云石胶结物的样品仅限于有区域代表性的)