

第一章 区域地质特征

目前我国已发现的天然气藏(田)中,烃类天然气占绝对优势,其比例约为98%,相比之下,非烃类气藏(田)较少,其比例仅占2%左右。在非烃类气藏(田)中, CO_2 气藏(田)或以 CO_2 为主要组分的气藏占有相当的比重,目前所发现的 CO_2 气藏(田)主要集中于中国东部地区,共有 CO_2 气田28个,主要位于松辽平原、渤海湾盆地、苏北地区、广东三水地区、东海、莺歌海及珠江口海域等东部广大地区。除 O_2 气田外,在上述地区还发现若干大量的 CO_2 气井及 CO_2 显示井,反映了作为一种非烃类天然气资源的 CO_2 在我国东部地区分布的普遍性和广泛性。在东部地区的 CO_2 气田中,苏北黄桥 CO_2 气田是目前我国陆上最大的 CO_2 气田,现已探明 CO_2 储量达 $200 \times 10^8 \text{m}^3$,其规模和产量皆居我国首位。黄桥气田具有与我国东部其它 O_2 气田所共同拥有的地质属性及成藏规律,此外它又兼有自身的特殊性。因此,从大量勘探实践和地质资料积累完善角度出发,分析苏北黄桥 CO_2 气田成藏的地质特征,研究 CO_2 气田聚集及其储存的地质条件,探讨 CO_2 气藏的聚集规律及其相关控制因素,无论对指导全国 CO_2 资源勘探还是进一步扩大苏北黄桥地区 CO_2 气田的勘探远景均具有一定的指导意义。

第一节 气田概述

苏北黄桥 CO_2 气田位于江苏省泰兴市黄桥镇一隅(图1-1),大地构造位置上介于苏北中、新生代盆地与苏南新生代隆起两个性质不同的构造单元的转折部位,气田具有深部气田与浅部气田、海相气田与陆相气田匹配组合、互成一体的特点,深部海相建造的气田以 CO_2 为主要组分,它属于下扬子海相油气沉积体系的一个组成部分,具有海相油气的一般特点,而浅层陆相气田以 N_2 为主要组分,含一定浓度的 He 和不同比例的 CO_2 ,陆相气田具有显著的陆相成油气的特点。因而,黄桥 CO_2 气田是一个多层系不同沉积体系的复合气田,兼有海相和陆相油气共同聚集成藏的一般地质属性。而气田的储集条件与保存环境更多取决于陆相条件下的地质因素,也就是说海相沉积结束之后陆相沉积演化条件是促进气田聚集成藏的关键因素之一。尽管海相油气可以聚集成藏,形成一系列原生海相油气藏,但是,在黄桥地区由于印支构造运动对海相油气藏的改造极其严重,印支构造运动前的海相油气藏在此期间遭受严重破坏,中、古生界海相原生油气藏往往因此失去有效的圈闭和保存条件,现今所能发现的保存良好的海相油气藏大多是印支运动之后陆相环境之下的成藏结果,因此这些气田更具有陆相环境之下的成藏特点。从这些特征上看,黄桥 CO_2 气田属于海相与陆相共同成藏体系,具有陆相沉积环境之下油气成藏的特点,因而,黄桥 CO_2 气田应归属于苏北陆相中、新生代沉积盆地油气成藏系列,属于苏北盆地油气成藏的一种特殊类型,苏北盆地是苏北—南黄海中、新生代复合盆地的陆上部分,南黄海盆地是统一盆地的主体,苏北盆地仅是其中一小部分,盆地面积 $3.8 \times 10^4 \text{km}^2$,盆地中天然气资源丰富,发育了巨厚的海相和陆相烃源岩系,具有4套重要的生储盖组合(图1-2),现已在新生界、中生界和古生界见到丰富的天然气显示及天然气流,预测天然气资源总量达数万亿立方米。天然气类型有生物

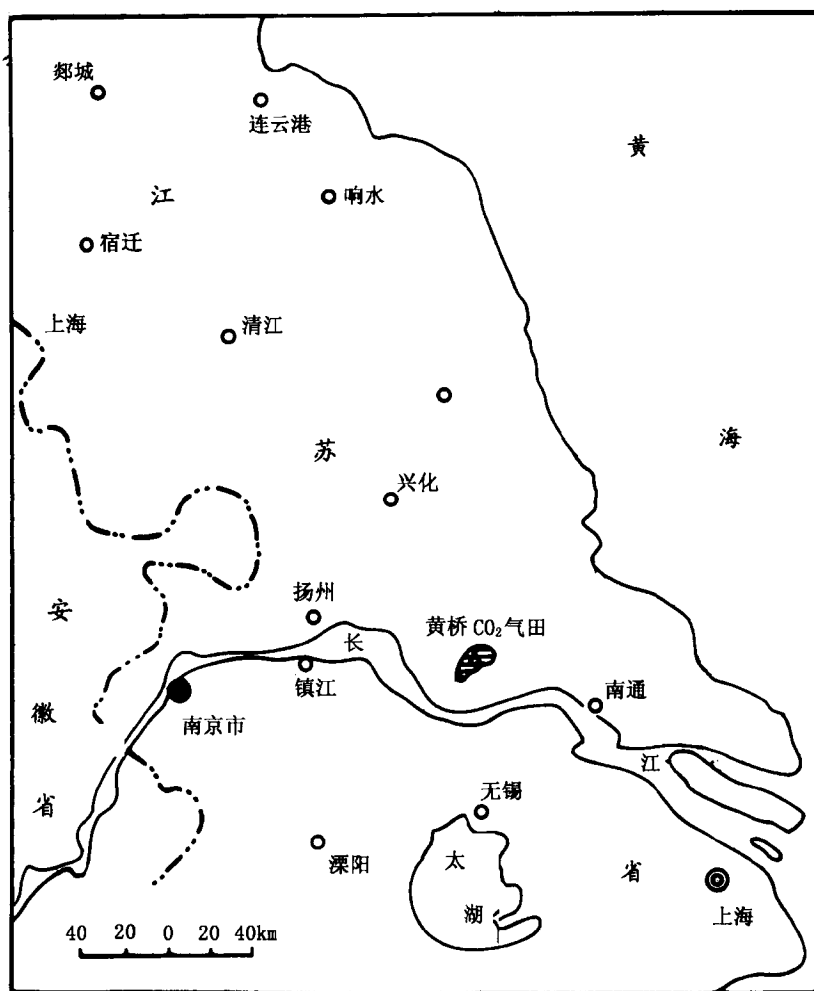


图 1-1 江苏黄桥 CO₂ 气田位置图

气、石油伴生气、裂解气、煤成气和地幔深源气等。已发现天然气显示井 148 口,其中工业性气藏 18 个,气田 11 个(图 1-3),充分显示了苏北盆地广阔的天然气勘探前景。

苏北盆地烃源岩基本上可以分为海相和陆相两个系列,二者沉积环境不同,岩相及岩性差异较大,生气强度及热演化程度亦有很大的不同。

一、海相烃源岩

从晚震旦世至早三叠世,苏北盆地作为下扬子海相沉积盆地的一部分,发育了下古生界(Z_2-O_2)、上古生界(C-P)和中生界(T_1)三套巨厚的海相烃源岩系,其中碳酸盐烃源岩有机碳含量最高,达 12.53%(表 1-1)。下古生界烃源岩有机质类型以腐泥型为主,震旦系藻灰岩、寒武系“石煤”是重要的气源岩。上古生界烃源岩以煤系地层为主,具有良好的生气潜力。中生界三叠系烃源岩是一套黑色泥岩、泥灰岩、灰岩,有机质类型为腐泥、腐殖混合型。

海相烃源岩中，下古生界烃源岩演化程度较高（表 1-2），大多数烃源岩已进入过成熟干气阶段。下古生界烃源岩中明显地出现两组沥青反射率，反映了下古生界烃源岩至少经历了两个热演化阶段，具有两次生烃过程。上古生界烃源岩大部分处于高成熟阶段，少部分处于过成熟阶段（图 1-4）。三叠系海相烃源岩热演化程度较低，除个别地区为高成熟阶段外，大部分地区为低成熟阶段。海相中、古生界气显示活跃；最意义的气显示是 CO₂ 气显示，分布广，层位多，从下古生界一直贯穿于中生界。如苏泰 174 井、黄验 1 井、N6 井、N9 井、N13 井等均在海相中、古生界见到 CO₂ 气显示或工业气流。

二、陆相烃源岩

印支运动之后，苏北盆地进入陆相沉积阶段，形成了巨厚的陆相中、新生界沉积，特别是早第三纪以来，盆地稳定沉降，发育了泰州组、阜宁组二段、

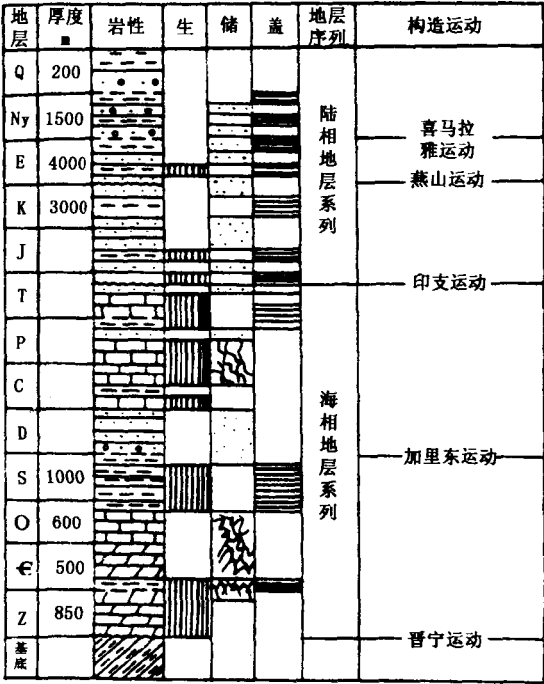


图 1-2 苏北盆地综合地层柱状剖面简图

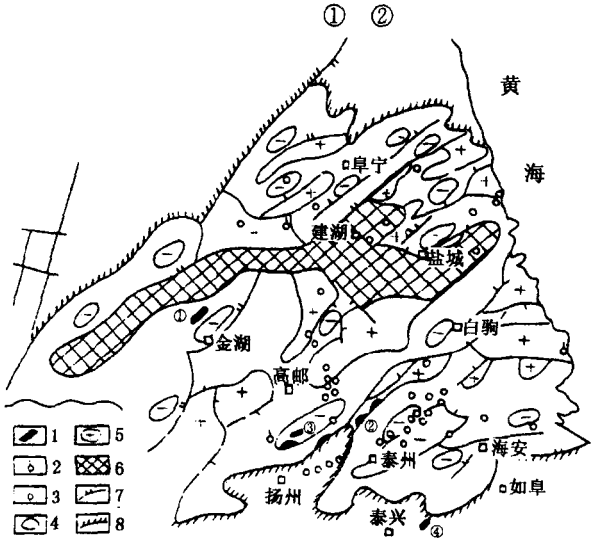


图 1-3 苏北地区天然气分布图

1—气藏（田）；2—气喷显示井；3—气测异常；4—深凹部位；
5—凸起；6—隆起；7—断层；8—盆地边界。典型气藏（田）：
①刘庄；②周庄；③永安；④溪桥和黄桥

四段和戴南组一段厚层暗色泥质烃源岩，有机质丰富，有机碳平均含量达 1.17% 以上（表 1-3），烃源岩热演化适中， R_o 在 1.16% 左右，已接近或进入成熟阶段，因此，下第三系烃源岩在苏北盆地陆相沉积中最具生气潜力。新生界烃源岩之下，局部地区中生界陆相烃源岩发育，主要是中、下侏罗统象山群及下白垩统葛村组暗色泥岩，如苏 111 井象山群暗色泥岩厚 300m，有机碳含量平均达 2.1%，苏 98 井葛村组暗色泥岩，厚度超过 90m，有机碳含量平均为 0.5%。

表 1-1 苏北盆地海相中—古生界烃源岩有机质丰度

层位	有机碳含量, %				氯仿沥青“A”含量, $\mu\text{g/g}$			
	碳酸盐岩		泥质岩		碳酸盐岩		泥质岩	
	范围值	平均值/ 样品数	范围值	平均值/ 样品数	范围值	平均值/ 样品数	范围值	平均值/ 样品数
T ₁	0.01~0.7	0.16/9	0.15~12.53	0.64/111	251~803	235/9	186~1446	1024/3
P ₂	0.10~2.38	0.49/44	0.5~3.45	1.06/90	31~1700	485/29	84~1240	527/19
S ₂ -S ₃			0.01~0.46	0.17/211			10~20	18/4
S ₁			0.01~0.49	0.11/239			3.4~17.7	8.5/25
O ₂ -O ₃	0.01~0.02	0.067/20	0.02~3.5	0.34/214	10	10/1	30	30/4
O ₁		0.12/202	0.01~2.52	0.26/127	10~25	16/5		
Є ₃		0.18/171		0.48/8	25~51	21/36		
Є ₂	0.42~1.04	0.65/66	0.15~3.53	1.53/28	12~61	48/46	12	
Є ₁	0.06~1.02	0.49/74		3.1/54	10~350	66/16	4~150	12/5
Z ₂ d ₂	0.02~0.6	0.22/148	0.06~1.35	1.01/15	10~40	20/7		47/15

表 1-2 下古生界样品实测沥青反射率数据表

地层	岩性	沥青反射率, %		测定单位
寒武系	石灰岩	高值	高低值	中国科学院贵阳地球化学研究所
		6.9	3.1	
		5.3	3.07	
		>6.0	3.23	
		>5.8	2.82	
		5.2	3.0	
志留系	砂岩	9.06	3.02	原地质矿产部无锡石油地质中心实验室
		9.41	2.13	
		9.17	2.02	
		7.18	3.20	

表 1-3 苏北盆地下第三系暗色泥岩厚度及有机碳含量统计表

层位	金湖凹陷		高邮凹陷		溱潼凹陷		盐城凹陷		洪泽凹陷	
	泥岩厚 m	有机碳 含量, %	泥岩厚 m	有机碳 含量, %	泥岩厚 m	有机碳 含量, %	泥岩厚 m	有机碳 含量, %	泥岩厚 m	有机碳 含量, %
戴南组一段 (E ₂ d ₁)	51	0.5 (5)	30	41.05 (50)	180	1.27 (9)	152	1.09 (6)	80	0.56 (20)
阜宁组四段 (E ₁ f ₄)	343	36 (34)	461	1.16 (24)	441	1.12 (42)	239	0.96 (10)	227	1.6 (37)
阜宁组二段 (E ₁ f ₂)	161	1.51 (32)	353	1.42 (153)	348	1.21 (23)	278	1.74 (48)	240	0.61 (4)
泰州组 (E ₁ t)	0		208	1.05 (11)	200	1.27 (20)	198	0.7 (31)	37	0.35 (3)

注：有机碳含量括号内数字代表样品数量。

三 、 盖 层

盆地内区域盖层和局部盖层均较发育，这些盖层的岩性主要是泥岩，其次是膏盐层。盆地内纵向上发育 4 套区域盖层，自上而下是上第三系盐城组厚层泥岩、白垩系浦口组泥岩与膏盐层、二叠系龙潭组泥岩与煤系、志留系高家边组泥岩，它们的特征参数见表 1-4。这些盖层分别封隔了新生界、中生界、上古生界及下古生界储层中的天然气，构成了 4 套有利的储盖组合。高家边组岩性主要是泥岩、页岩、粉砂质泥岩，粘土矿物中蒙脱石含量为 14%~15%，伊利石含量为 62%~67%，高岭土含量为 6%~7%，绿泥石含量为 11%~17%，按微孔隙结构特征参数划分标准，该组泥岩属优质盖层。它在苏北盆地连续分布，是盆地下古生界气藏的直接盖层。龙潭组泥质岩夹

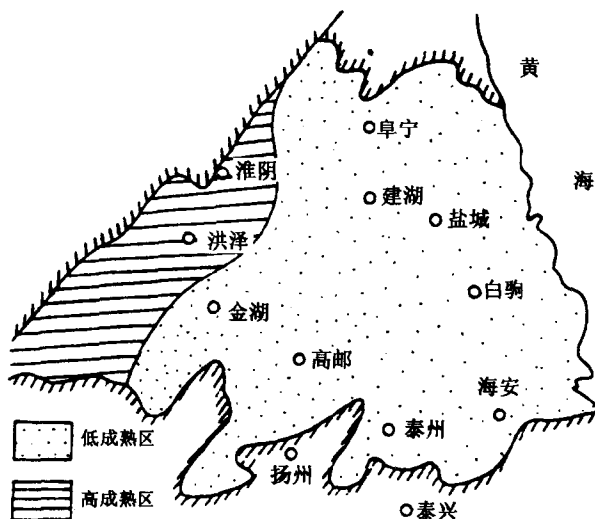


图 1-4 苏北盆地上古生界烃源岩成熟度分布图

煤系，单层厚度 1~20m，尤其是该组上段海相泥岩分布广泛，地层厚度大，是苏北盆地上古生界气藏直接的盖层。浦口组中、上部泥岩段，最大厚度达 500m，膏盐层发育，淮阴地区出现大套盐岩，它的封盖能力较强，是海相天然气藏的有利区域盖层。盐城组盖层岩性主要是泥质岩，地层厚度大于 60m，分布广泛，岩性稳定，是新生界气藏的直接盖层，它是苏北盆地气藏的最后一套盖层，对所有气藏及不同时代圈闭均有重要的封盖作用。此外，气藏上方局部盖层也相当发育，它们对气藏的封盖和保存具有重要的作用。

表 1-4 苏北盆地天然气有效区域盖层特征表

时代	层位	突破压力 10 ⁵ Pa	优势孔隙半径 nm	岩性	厚度 m
N	盐城组	>120	1.6~3.2	泥岩	60~100
K	浦口组	130~190	0.8~2.5	泥岩、膏盐层	>500
P	龙潭组	>130	0.7~2.1	泥岩、煤系	>200
S	高家边组	>150	1.0~2.0	泥岩	>500

四、气田特征

苏北盆地在已发现的 18 个气藏和若干气显示中，其成因类型主要有 3 种（表 1-5），它们分别是生物气—低温热解气、油田伴生气—凝析气、深源无机气。这些不同类型的气源构成不同类型的天然气藏，不同类型气藏特征表现不同。下面主要描述黄桥气藏的特征。

表 1-5 苏北盆地气藏概况表

气田名称	气藏	工业气流井数 口	日产量 10^4m^3	气体性质	成因分类
刘庄	E ₁ f ₂	5	0.46~2.07	烃类	生物气—低 温热解气
黄珏	E ₂₋₃ s ₁	1	0.34	烃类	
周庄	N ₁ y ₂	1	17.2 (初产)	烃类	油田伴生气 —凝析气
许庄	E ₂₋₃ s ₁	1	0.84	烃类	
	E ₂ d ₁	1	0.536	烃类	
肖刘庄	E ₂₋₃ s ₁	1	4.96	烃类	
	E ₂ d ₁	1	1.2	烃类	
富民庄	E ₂ d ₁	1	4.75	烃类	
小纪	E ₂ d ₁			烃类	
永安	E ₂ d ₁	1	3.0	烃类	
联盟庄	E ₂ d ₂	1	2.24	烃类	
富民庄	E ₂₋₃ s ₁	1	9.018	CO ₂	多源混合 气 (含幔源气)
小纪	E ₁ t	1	7.68	CO ₂	
黄桥	N ₁ y ₂	4	0.3~0.9	烃类占 30 %	
	K ₂ p	1	1.6	CO ₂	
	P ₁ q	2	20~46	CO ₂	
	C ₂₋₃	1	2.27	CO ₂	
	D ₃ w	1	36.33	CO ₂	
合计	18	25			

黄桥气田大地构造属性上属于苏北盆地与苏南隆起交接的黄桥构造带。气藏由上白垩统浦口组 (K₂p)、下二叠统栖霞组 (P₁q)、中、上石炭统船山组 (C₃c)、黄龙组 (C₂h)、上泥盆统五通组 (D₃w) 和上志留统茅山组 (S₃m) 5 个层位构成。气体以 CO₂ 为主, CO₂ 含量达 90 % 以上, 伴有少量原油、烃类气和氮气。此外浅部上第三系盐城组 (N₁y) 尚有一气层, 气体组分以 N₂ 为主, 伴有 CO₂ 和 CH₄, 因此, 气藏分深部气藏和浅部气藏。深部气藏的储层有碳酸盐岩 (P₁q, C₂₊₃) 和砂岩 (K₂p, D₃w, S₃m) 两类。浅部气藏储层是盐城组河流边滩相沉积砂体, 岩石胶结疏松, 物性极佳, 平均孔隙度为 35 %, 渗透率大于 $100 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

气藏属背斜圈闭类型, 并被多组断层切割形成较好的侧向封闭。深部气藏的区域盖层为浦口组中、上部达 400m 的含膏泥岩, 直接盖层为气层之上塑性泥岩层, 它们厚度各异, 封盖性能亦不尽相同, 但直接盖层与区域盖层配置有利, 因而, 盖层有较好的封盖能力。浅部气藏之上发育 10~15m 厚的泥岩, 其突破压力为 10.34~12.20MPa, 中值半径为 2.4 μm , 泥岩封闭性较好。由于气藏埋深浅, 气层压力较低。

黄桥地区具有多旋回构造背景, 古生代和早、中生代均为海相沉积, 印支运动结束了海相沉积体制, 早、中生代之后为陆相沉积。以印支不整合面为界, 其海相中、古生界背斜圈闭, 气藏主要分布于背斜的古生界海相层系中。背斜之上的陆相中、新生界层系中亦发现良好的 CO₂ 气显示及浅层含氦气藏。1983 年在黄桥斜坡带施工的苏 174 井中偶获高产 CO₂ 气。此后在该区进行了二维地震详查和钻井详探, 共打深井 5 口, 浅井 16 口, 在这些钻井中获得大量 CO₂ 气层和重要的油气显示 (表 1-6、表 1-7)。现已探明 CO₂ 气田含气面积

51km²,基本探明储量 $64 \times 10^8 \text{m}^3$ 。气田纵向上具有多个气藏组合分布的特点,海相层系中的气藏为深层气藏,气藏埋深为 1800~2300m,陆相层系中的气藏为浅层气藏,气藏埋深仅 378m 左右。深层气藏以 CO₂ 为主,CO₂ 含量近 90% 以上,伴有少量烃类气和凝析油,单井日产 CO₂ $(33.2 \sim 46.13) \times 10^4 \text{m}^3$ 。浅层气藏以 N₂ 为主,其含量达 56% 以上,CH₄ 和 CO₂ 分别为 24%~28% 和 15% 左右,He 含量高达 0.013%~1.06%,最高达 1.34%,高于其工业品位 (He 含量大于 0.3%) 而成为 He 气藏。

表 1-6 黄桥地区深井油气情况表

层位	苏 174	黄验 1	N9	N6	N5
K ₂ p	2.5/1 油迹 8.4/1 油迹	4.5/1 油迹	多层油迹	1.5/1 油迹 CO ₂ 气层	1/1 油迹
T ₁₋₂ q	35.2/2 油斑	18.6/1 油迹	CO ₂ 气层 160/2 含油气层	2/1 油迹 CO ₂ 气层	159/5 油迹 17/1 气显示
P ₂ d			6/1 油浸	3/2 含 CO ₂ 气层	
P ₂ l	24/2 油斑 4/1 含气层	50/4 油迹	5/1 油迹 14/1 油浸 8.5/2 油砂	99/6 油迹 31/6 CO ₂ 气层	
P ₁ g			24/1 含气层	25/5 含气层	
P ₁ q	28/2 含气层 CO ₂ 气层	CO ₂ 气层	CO ₂ 气层		
C ₃ c	CO ₂ 气层			CO ₂ 气层	

注: (1) 表中数据为视厚, m/层;

(2) 苏 174 井 C₂h, C₁, D₃w, S₃m, S₂f 层均为 CO₂ 气层。

表 1-7 黄桥地区浅井油气情况表

层 位		N ₂ y ₁ , m	N ₁ y ₂ , m
浅 2 井	井段 显示类型		371.2~376.2 气层
浅 4 井	井段 显示类型	371.6~377.0 气层	
浅 1 井	井段 显示类型	377.6~378.6 含油气层	
浅 3 井	井段 显示类型	372.0~380.4 含油气水层	
浅 14 井	井段 显示类型		376.6~377.4 377.4~398.8 气层 含气水层
浅 10 井	井段 显示类型	258.2~261.2 含油气层	383.0~399.6 含油水层
浅 8 井	井段 显示类型	251.4~260.4 含气水层	376.2~379.9 含气水层

注: (1) 浅 2 井 K₂p 层 568.6~692.8m, 为含油致密层;

(2) 浅 7 井 N₁y₁ 层 396.2~400.8m, 为气层。

黄桥 CO₂ 气田具有下述特征。

1. 气田由海相与陆相两套建造组成

以印支构造运动剥蚀面为界, 它的上下发育两套不同时代、不同环境的沉积建造, 其下

为海相建造，其上为陆相建造。在海相建造中，除缺失中、下泥盆统外，其它海相层系发育齐全，保存完好，厚度 4000~5000m。印支运动之后，海相建造因构造抬升作用遭受剥蚀，顶部形成一个明显的构造剥蚀面（亦称印支不整合面）。在剥蚀面附近，岩石破碎、构造裂隙发育，具有良好的储渗性。这一剥蚀面不仅在黄桥地区，而且整个苏北盆地普遍发育。剥蚀面之下的海相层系以分布多组高纯度 CO₂ 气藏为特征。剥蚀面之上为陆相中、新生界盖层，厚度 1200~1500m。其中，上白垩统浦口组厚 800~1000m，上第三系及第四系厚约 400~500m。在陆相层系中，由于燕山晚期和喜马拉雅期构造运动，形成仪征、吴堡、三垛等构造不整合面，其中特征最为明显的不整合面是上白垩统浦口组顶部的仪征运动剥蚀面，由上第三系直接披盖在浦口组之上，其间缺失下第三系。海相层系断裂网络穿越印支剥蚀面一直延伸至上白垩统浦口组顶部，使浦口组顶部剥蚀面与下部印支剥蚀面互相连通，海相层系气藏通过断裂网络不断发生逸散作用，并在浦口组顶部剥蚀面上方聚集，形成上第三系砂体中的浅层氦气藏（图 1-5）。深层气藏与浅层气藏空间上呈上下叠置，成因上互有联系，反映黄桥 CO₂ 气田成藏的特殊性。

2. 气田具有多气藏组合的特点

黄桥 CO₂ 气藏分布于海相层位组成的大型背斜高部位的圈闭中，圈闭闭合高度 90m。该背斜向北倾没，南部被扬州—如皋断裂切割，背斜顶部又为一系列 NE 向小型断层所分割，背斜高部位是气藏聚集的主要场所，在背斜两侧低部位的海相层系深井中均未发现 CO₂ 气层。背斜顶部已钻深井 5 口，钻遇最老地层为下志留统高家边组（S_{1g}）。除中三叠统黄马青组（T_{2h}）、下白垩统葛村组（K_{1g}）和下第三系（E）地层缺失外，其它各组地层发育较全（表 1-8）。

表 1-8 黄桥 CO₂ 气田地层简表

地层时代			地层视厚度 m	主要岩性及气层
系（统）	组	代号		
第四系		Q	168	杂色粘土、砂砾层互层
第三系		N	226.4	灰绿、棕色粘土层、灰白色砂砾层互层，底部含气
上白垩统	浦口组	K _{2p}	845.6	棕—暗棕—咖啡色泥岩、砂质泥岩夹砂岩，底为砾岩，含石膏，含气
下三叠统	青龙群	T _{1g}	369	深灰色灰岩，夹泥岩、含云质泥岩，含油及气
上二叠统	大隆组	P _{2d}	47.5	灰黑色云质泥岩
	龙潭组	P _{2l}	142.5	黑色泥岩、砂岩互层夹煤线
下二叠统	孤峰组	P _{1g}	35	灰黑色云质泥岩夹砂岩
	栖霞组	P _{1q}	190.5	灰黑色灰岩夹硅质岩（气层）
上石炭统	船山组	C _{3c}	71.5	灰色灰岩夹薄层泥岩
中石炭统	黄龙组	C _{2h}	62.5	浅灰色灰岩，含气
下石炭统	高骊山组	C _{1g}	89	杂色砂泥岩互层，底部深灰色砂泥岩
上泥盆统	五通组	D _{3w}	51	灰白色石英砂岩（气层）
上志留统	茅山组	S _{3m}	95	紫红色砂泥岩（气层）
中志留统	坟头组	S _{2f}	539	灰色—深灰色砂泥岩互层（气层）
下志留统	高家边组	S _{1g}	307.13	灰黑色泥岩

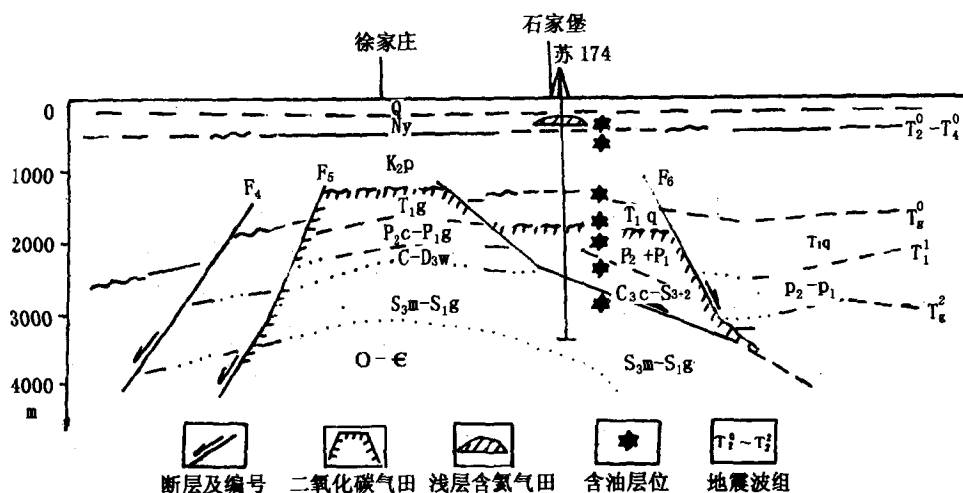


图 1-5 黄桥地区 SY975 线地震地质解释图

在海相层系气藏中，共发现气层 24 层，累计厚度 268m，它们主要分布于上古生界二叠系栖霞组 (P_{1q})、石炭系船山组 (C_{3c}) 和黄龙组 (C_{2h})、泥盆系五通组 (D_{3w})，形成 4 个海相层系气藏。

下二叠统栖霞组气藏：该组气藏储集岩上部为灰黑色细晶灰岩及生物屑泥晶灰岩夹黑色泥岩及燧石结核，下部为深灰色含生物屑粉晶含泥质灰岩。灰岩裂隙发育，深浅双侧向测井曲线有明显的正幅度差，视电阻率在 $800 \sim 1000 \Omega \cdot m$ 之间，测井解释气层孔隙度为 2.72%，含气饱和度 68.2%，气藏埋深为 1834m，储量丰度较高，为 $1.07 \times 10^8 m^3 / km^3$ ，日产 CO_2 为 $16.4 \times 10^4 m^3$ 。

上石炭统船山组气藏：气藏储集岩上部为浅灰色球状生物灰岩。岩石裂隙、溶蚀缝合线发育，深浅双侧向测井视电阻率较高， R_D 为 $900 \sim 2000 \Omega \cdot m$ ， R_S 为 $200 \sim 2000 \Omega \cdot m$ ，测井解释有效孔隙度为 1.37%，含气饱和度 39.84%，气藏埋深 2000m，储量丰度 $0.579 \times 10^8 m^3 / km^3$ ，属低丰度低产能气藏，日产 CO_2 为 $1.10 \times 10^4 m^3$ 。

中石炭统黄龙组气藏：储集岩为棕黄—灰白色生物屑细粉晶灰岩、泥晶灰岩。岩石性脆，裂隙发育，测井曲线特征及测井解释有效孔隙度与船山组相同，气藏埋深 2000m，含气饱和度 39.84%，储量丰度较低，为 $0.58 \times 10^8 m^3 / km^3$ ，日产 CO_2 为 $1.13 \times 10^4 m^3$ 。

上泥盆统五通组气藏：储集岩主要为灰白色石英细、中砂岩夹深灰色泥岩，砂岩上细下粗，裂隙发育，测井视电阻率深侧向 (R_D) 为 $250 \sim 600 \Omega \cdot m$ ，浅侧向 (R_S) $100 \sim 200 \Omega \cdot m$ ，测井解释孔隙度为 3%~7%，气藏埋深 2251m，储量丰度介于黄龙组与栖霞组之间，日产 CO_2 为 $11.2 \times 10^4 m^3$ 。气藏之上为陆相中、新生界碎屑岩所覆盖，这套陆相层系具有良好的封盖性，上白垩统浦口组是其中最有利的盖层，该组中、上部为纯泥岩段，最大厚度 876m，对海相层系气藏具有良好的封盖作用。因此， CO_2 气藏储盖配置有利。

3. 裂隙、溶隙是 CO_2 气藏主要的储集空间

苏北盆地储层发育，具有海相及陆相两套天然气储层。海相中、古生界储层经过长期地层压实作用，储层中的原生孔隙逐渐变小，大部分岩石呈低孔、低渗特征 (表 1-9)。其中 58.4% 碳酸盐岩的孔隙度小于 1%，95.5% 碳酸盐岩的渗透率小于 $1 \times 10^{-3} \mu m^2$ ；20% 碎屑

岩的孔隙度小于 1%，95% 碎屑岩的渗透率小于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。70%岩石的压汞曲线显示高排驱压力（几十个大气压）和高束缚水饱和度（40% 以上），岩石孔隙喉道小，大部分岩石的孔径小于 $5 \mu\text{m}$ ，孔隙连通性差。总体而言，海相岩层原生孔隙基本丧失储集能力。由于岩石的次生裂隙、溶隙相对发育，因而补充了原生孔隙的不足，增加了岩石的储集空间，使岩石的储集性相对变好。苏 174 井岩心观察，三叠系青龙群灰岩垂直裂隙密度为 12.5 条/m，斜交裂隙为 11.3 条/m，水平裂隙为 19.5 条/m；二叠系栖霞组灰岩垂直裂隙密度为 19.1 条/m，斜交裂隙为 7.5 条/m，水平裂隙为 14.7 条/m；泥盆系五通组砂岩垂直裂隙密度为 8 条/m，斜交裂隙 16 条/m，水平裂隙 16 条/m。岩心薄片鉴定发现还有大量的晶间孔、溶孔、溶缝及晶洞等次生孔隙，它们都是成岩后生作用的结果。这些孔隙极大地改善了海相岩层的储集性能，使其变为有效的储集岩。苏 174 井、黄验 1 井、N4 井、N13 井海相地层中的 CO_2 气均是以次生裂隙、溶隙等孔隙类型为储集空间的。

表 1-9 中、古生界海相地层平均孔隙值表

项目	地层																	总平均数
	Z ₂	C ₁	C ₂	C ₃	O ₁	O ₂	O ₃	S ₁	S ₂	S ₃	D ₃	C ₁	C ₂	C ₃	P ₁	P ₂	T ₁₊₂	
碳酸盐岩																		
平均孔隙度 %	1.58	1.56	1.26	2.43	1.45	1.94	1.64					1.17	0.74	0.31	1.02	0.62	1.34	1.45
(样品数)	(56)	(25)	(121)	(221)	(145)	(14)	(4)					(3)	(24)	(21)	(20)	(89)	(230)	(952)
平均渗透率 $\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$	0.39	0.34	0.88	0.6	0.46	0.19	0.03					0.13			0.57	0.34	0.71	0.57
(样品数)	(46)	(21)	(66)	(144)	(108)	(8)	(3)					(3)			(17)	(73)	(202)	(712)
碎屑岩																		
平均孔隙度 %							5.69	0.59	1.73	2.18	2.21	2.49			8.33	5.08		3.73
(样品数)							(30)	(1)	(50)	(59)	(44)	(10)			(27)	(73)		(294)
平均渗透率 $\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$							1.6	0.21	0.80	0.44	0.72	3.93			0.32	0.62		0.96
(样品数)							(25)	(2)	(41)	(57)	(36)	(8)			(25)	(15)		(209)

陆相中生界储层主要是中、下侏罗统象山群砂岩、砂砾岩及上白垩统浦口组下部的砂砾岩段，孔隙度一般为 5%~6%，渗透率一般在 $10 \times 10^{-3} \sim 20 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间。新生界储层类型多，分布广，最重要的储层是下第三系三垛组、戴南组、阜宁组三段和泰州组，其孔隙度大于 25%，渗透率大于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

CO_2 气藏分布于海相层系碳酸盐岩和砂岩两套地层，这些岩石的原生孔隙空间由于强烈的成岩后生作用而大大减小，碳酸盐岩平均原生孔隙度为 1.46%，砂岩平均原生孔隙度为 1.7%，这些岩石的原生孔隙基本丧失了作为有效储层的储集作用。在原生孔隙不甚发育，海相地层裂隙、溶隙等次生孔隙相当发育的情况下，如苏 174 井在三叠系青龙群灰岩、二叠系栖霞组灰岩和泥盆系五通组砂岩的岩心中见大量裂隙（表 1-10）。这些裂隙缝宽不等，

大多数为 2.5~5mm。

表 1-10 苏泰 174 井部分层位裂隙密度表

层 位	岩性	垂直裂隙 条/m	垂直裂隙 条/m	水平裂隙 条/m
青龙群 (T ₁ q)	石灰岩	12.5	11.3	19.5
栖霞组 (P ₁ q)	石灰岩	19.1	7.5	14.7
五通组 (D ₃ w)	砂岩	8	16	16

裂隙内有方解石等矿物充填,但大多数岩石裂隙均未被充满,方解石呈糜棱状。除裂隙普遍发育外,岩矿薄片鉴定发现海相储集岩中还有大量的晶间孔、溶缝,它们极大改善了岩石的孔渗能力,使原生孔隙保存较差的岩石成为有效储集岩。1%裂隙孔隙度相当于5%~8%的岩石原生孔隙度,如N11井在1008.2~1899.6m井段岩石裂隙孔隙度平均仅为5%,但该井在这段裂隙储集岩获得高产CO₂气流。在其西的N12井裂隙井段其裂隙孔隙度平均仅为2%,但该井在石炭一二叠系灰岩裂隙中也获得良好的CO₂气显示。裂隙储集岩不同于常规储集岩。常规储集岩呈层状分布,具有统一的岩性和特定的层位,而裂隙储集岩中发育的裂隙既可以穿越不同的岩性,它的分布取决于岩石物理性质及其受力环境。因此,裂隙储集岩是一种特殊的储集岩,它作为不规则变化的储集体而独立存在。这种类型的储集体在海相层系中相当发育,它改善了岩石的孔渗能力,使二叠系栖霞组、石炭系梁山组和黄龙组、泥盆系五通组成为良好的储集岩,为CO₂聚集提供了有利的储集空间。

4. 深层气藏衍生出浅层气藏

CO₂气藏分布于印支剥蚀面之下的海相储集岩中,而在海相气藏之上的陆相新生界层系中发现一浅层气藏。气藏埋深浅,气层底面仅373m;储层为上第三系盐城组(N₁y)未胶结砂岩;气体组分与深层CO₂气藏有所差异,以N₂为主,含量54%~66%;CH₄含量19%~29%;CO₂含量3%~13%;C₂H₆含量0.9%~3%;He浓度较高,含量0.013%~1.06%,最高可达1.34%,超过0.3%浓度的氦工业品位,成为苏北盆地首次发现的浅层含氮天然气藏。

浅层气藏形成于上第三系下盐城组透镜状砂体中,圈闭类型属于岩性构造复合圈闭。圈闭高度为7m,圈闭面积为0.72km²,其中含气面积为0.524km²。砂体中部最厚,最大厚度为5.4m(浅4井),向四周变薄,尤其向北东方向急剧减薄(浅1井厚约1m,浅14井厚约0.8m),气藏形态为纵向一不对称的透镜状。

浅层含氮气田储集层为透镜状砂体(图1-6),是在河流边滩、河漫洼地及天然堤相沉积物侧向与纵向加积作用下形成的。砂体长约1200m,宽600m,砂岩疏松,胶结和固结性差,孔隙发育,连通性强。砂体上部为气层,主要由粉细砂岩、中细砂岩组成,偶夹纹层状粉砂质泥岩和泥质粉砂层;砂粒成分主要为石英(约占60%),其次为长石(约占25%);砂粒呈次棱角状,粒度均匀,分选性好。测井曲线特征:感应电阻率为13~22Ω·m,声波时差为520~900μs/m,明显高于其上、下的非气层(电阻率为7~16Ω·m,声波时差为495~500μs/m)。砂体下部为水层,由中细砂岩、粗砂岩和砂砾岩组成。测井解释储集层孔隙度为35.58%渗透率大于1000×10⁻³μm²,含气饱和度为46%~62%。气层上部发育厚层泥岩,岩石致密,封盖性能好,与储集层构成良好配置。根据砂岩与泥岩的配置关系,上第

地层 组 段	厚度 m	储盖组合	含油气性	
上 盐 城 组	上段	26.6	 含气水层  含气水层  含油水层	
		E		
	下段	33.8		E
		91.4		D ¹
				D ³
				D ²
D ¹				
下 盐 城 组	上段	28.4	 可疑含气层  气层  含油水层  含气层	
		C		
	中段	43.2		B ²
				B ¹
				A
	下段	9.2		A

气层顶部有一厚度较大的低渗透性含气过渡带，它在气藏顶部较薄，向四周变厚（见图 1-6），最厚达 8m。岩性主要为粉砂质泥岩和泥质粉砂岩，其中泥质粉砂岩孔隙度为 19%~30%，渗透率仅为 $50 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。含气过渡带既可作为盖层封闭气藏顶部及侧翼，又可作为气层产能的补充能量层，起到双重作用。

溪桥浅层含氮气田叠置于黄桥 CO_2 气田之上, 虽然两个气田的气体组分不同, 但除黄桥气田五通组 (D_3w) 气藏的甲烷碳、氢同位素偏重外, 两个气田其它气层的甲烷碳、氢同位素组成基本相同 (见表 1-11), 异丁烷与正丁烷的比值 ($i\text{C}_4/n\text{C}_4$) 接近, 说明溪桥气田与黄桥气田烃类气同源, 热演化程度较高。

两个气田 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-8.09\text{‰} \sim -3.8\text{‰}$ ，反映它们的 CO_2 具有无机成因特点。溪桥气田 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 比黄桥气田略轻一些，这可能是因为深部 CO_2 向浅部运移过程中发生同位素分馏作用，浅部比深部易于富集轻同位素组分。两个气田的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 $5.54 \times 10^{-6} \sim 3.71 \times 10^{-6}$ ，表明氮的来源以幔源为主。在黄桥 CO_2 气田五通组气层中发现幔源氮，说明浅层气田中的氮是幔

源氮经过深部气田运移上来的。

表 1-11 黄桥气田天然气组分和同位素组成数据表

气田	样号	层位	组分, %							$\delta^{13}\text{C}, \text{‰ (PDB)}$			$\delta\text{d}_{\text{c}_1}$ ‰ (SMOW)
			C_1	C_2	C_3	N_2	CO_2	He	Ar	C_1	C_2	CO_2	
含氮气田	1	$\text{N}_{1\text{y}}$	27.73	1.52	0.78	57.12	10.29	1.206	0.41	-0.41	-40.13	-8.09	-192.10
	2	$\text{N}_{1\text{y}}^2$	28.34	1.31	0.60	63.00	4.67	1.340	0.45	-40.27			-199.80
	3	$\text{N}_{1\text{y}}^2$	26.86	1.20	0.73	61.15	7.74	0.480					
二氧化碳气田	4	$\text{P}_{1\text{q}}$	0.56	0.03	0.01	9.65	87.30	0.008		-40.70	-32.09	-3.87	
	5	$\text{D}_{3\text{w}}$	1.06	0.03	0	4.49	94.25	0.002	0.103	-27.89		-4.06	-114.20
	6	$\text{S}_{4\text{m}}$	2.02	0.03	0.01	1.46	96.49			-39.50		-5.14	-151.40

浅层氮气藏下部缺失下第三系, 气藏底面为上白垩统浦口组顶部构造剥蚀面。该剥蚀面为晚燕山剥蚀面, 与印支剥蚀面呈上下叠置关系。印支剥蚀面之下的海相层系断裂网络一直延伸至晚燕山剥蚀面附近, 使上下两个剥蚀面相互沟通, 给海相气藏逸散出的气体向上运移提供了良好的疏导通道。浅层气藏 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 比深层气藏略轻一些, 反映深层 CO_2 气向浅层运移过程中, 同位素发生分馏作用, 浅层较深层易富集轻同位素组分。浅层气藏与深层气藏氮同位素组分基本相同, 两个气藏的氮均有幔源特点。

6. CO_2 气藏具有非均匀、块状、多层结构的特点

气田及其邻区钻井、测试资料表明, CO_2 气区域分布主要受气田东西两侧两条北东向断裂与一条北西向断裂控制, CO_2 气富集带则位于构造带西侧的构造轴部。气田内从深层到浅层几乎都含 CO_2 气及少量烃类气体、轻质原油, 以及浅层含氮天然气。据测试结果, 气田既无底水也无边水。

根据裂隙充填物包裹体研究, 发现气液态多种类型的有机质包裹体, 下古生界烃源岩和储层内高低两组沥青反射率的存在, 以及油一岩有机地球化学指标资料等分析都充分反映了黄桥气田油气生成、运移、聚集过程具有多源、多期、多种成藏模式等重要油气地质特点。同时, CO_2 气碳同位素分析数据与浅层氮气的伴生现象充分说明气田天然气来源于地层深部, 聚集成藏于晚第三纪早期, 并可能驱散了前期形成的油气。造成 CO_2 气大量运移聚集的断裂向下深切地幔, 向上贯穿上覆巨厚地层形成的裂缝网络, 不同于“生储盖组合”, 而是一个跨越各层系的自成系统的巨大储集体系。从岩石裂缝分类统计与钻井中钻具放空、钻井液大量漏失等现象足以说明地下由裂缝、孔洞组成的巨大储集体系的存在。由于裂缝与溶洞分布的不均匀性, 储集体系中流体的聚集与富集并不囿于某一层位或某个局部构造圈闭, 呈现流体聚集平面分布的不均匀性。从压力系统看 S174, H1 和 N6 三口在不同构造部位钻井的几个产层压力实测资料在同一深度与压力曲线上, 产层压力点连线与区域背景压力线基本一致, 因此, 上述井层组成的气藏具有基本连通的压力系统, 气田各主要产层气岩面深度为 2400m 左右。从压力系数 (表 1-12) 分析, 发现 N6 井的浦口组 ($\text{K}_{2\text{p}}$) 产层为异常高压气藏, 其原因可能为气藏高度引起的, 如果这一推论是符合实际的, 更进一步证明气藏具块状类型特征。但浦口组 ($\text{K}_{2\text{p}}$) 气层仅见于 N6 井, 从区域分布看, 不能排除异常高压系独立封闭气藏所致。 T_2^1 与 S_2^f 出现的压力异常为厚层隔层封闭造成, 表明断裂未沟通这两层, 因此, 整个黄桥 CO_2 气田气藏类型特征可以描述为非均匀、多储层结构、块状气藏, 因而具有层状气藏与块状气藏的双重特点。

表 1-12 黄桥气田地层压力、温度一览表

井 号	层 位	地层压力 MPa/m	压力系数	地层温度 ℃/m
S174 井	S ₂ f	25.93/2635.9	1.003	99.4/2630.4
	D ₃ w	22.99/2275	1.029	87.0/2275
H1 井	C ₃ c-C ₂ h	21.74/2073.6	1.069	79.0/2037.6
	P ₁ q	2044/1856.6	1.125	78.0/1856.6
N9 井	T ₁₋₂ q ²	13.3/1319	1.028	
N6 井	K ₂ p	15.79/1194	1.349	46.0/950

7. CO₂ 气田具有岩浆—地幔来源的成因属性

黄桥 CO₂ 气田具有生成的特殊地质条件,除发育良好的储集条件和覆盖条件外,深部断裂的发育是 CO₂ 气田形成的必要条件。CO₂ 气田毗邻于长江构造破碎带,该破碎带被证实是一条东西向延伸的重要深部断裂带,其断距深度达莫霍面之下,它为岩浆起源, CO₂ 气体的聚散、He 气的上升提供了必需而重要的地质条件。研究表明 He 气具有明显的地幔来源的特点,CO₂ 气具有岩浆—地幔来源的成因属性,下列气田特点及同位素组成特征(表 1-11)代表黄桥 CO₂ 气田具有深部生成无机气源的特殊地质背景。

深层气藏以 CO₂ 气为主,CO₂ 含量达 90% 以上,烃类气、N₂、He 和 Ar 与非烃类气含量分别较低,属典型高纯度 CO₂ 气藏;浅层气藏以 N₂ 为主,N₂ 含量达 60%,He 含量为 0.013%~1.06%,属富氦高氮气藏。

浅层气藏与深层气藏均不含 H₂S,但含一定数量的凝析油,随着气藏深度变浅,He 和 N₂ 含量明显增加,CO₂ 含量明显减少。除深层五通组气藏的 CH₄ 碳、氢同位素偏重外,其它气藏 CH₄ 的碳、氢同位素一般在 -40‰~-199.8‰之间,异丁烷与丁烷之比值(iC_4/nC_4) 在 0.40~0.78 之间,说明深浅层气藏烃类气同源,它们的热演化程度均较高。

CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值变化较大,为 -3.87‰~-8.09‰,浅部 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值比深部要轻。³He/⁴He 值为 5.54×10^{-6} ~ 3.71×10^{-6} ,浅部气藏 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 717。

CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值变化范围与 Stahl (1971) 的新生代岩浆 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值(-7‰)、Takcumob (1980) 岩浆—火山 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值(-1.3‰~-12‰) 和我国岩浆—幔源 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值(云南腾冲火山 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值为 -6.3‰,黑龙江五大连池火山 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值为 -3.87‰) 比较接近。而与有机成因 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值(约 -30‰) 和碳酸盐岩热分解 CO₂ 的 $\delta^{13}C$ 值(-2‰~2‰) 差别较大。

气田中 ³He/⁴He (R) 与大气中的 ³He/⁴He (R_a 为 1.41×10^{-6}) 的比值大于 1 代表幔源氦。黄桥 CO₂ 气田浅层气藏 R/R_a 为 3.05,深层气藏 R/R_a 为 3.70,两值相近且均大于 1,明显具有地幔来源的特点。另据氩同位素 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 717,同样反映深源的特点。

综合上述特征,黄桥 CO₂ 气田的 CO₂ 应为无机成因,属岩浆—地幔来源。

第二节 深部构造特征

黄桥 CO₂ 气田为大型无机成因 CO₂ 气田,具有深部来源的特点,深部地质属性成为决定气田聚集成藏的重要因素之一。黄桥地区深部地质研究程度较高,这主要取决于包括黄桥地区在内的下扬子区深部地质研究的广泛开展。其中 HQ-13 线是全区第一条全地壳深反射

的地质断面，取得了记录时间为 12s 深反射剖面，这些深反射地震剖面长度达 1535km，同时开展了古地磁、大地电磁测深、高温高压实验等一系列相关研究。近几年下扬子地区部署了多条地质深断面，对深部地质结构与构造进行了深入地研究，对黄桥及其附近地区深部属性的认识不断深化，这些认识具体表现了下述若干方面。

一、深部地质界面的划分

深部地质研究证实，黄桥地区如同下扬子其它地区一样，纵向上存在着若干明显不同的地质界面，不同界面的表现形式是在不同的深度内出现一系列性质不同、相位不同的地震波组（表 1-13），每一特殊相位的波组代表某一特定的地质界面，表现为不同的相态或物质组成，具有不同地质属性。黄桥地区发现六个不同属性的地质界面，它们分别是陆相新生界底面、陆相中生界底面、浅变质岩系顶面、深变质岩系顶面、地壳中部界面、莫霍面等。每一地质界面具有不同地震波组反射特征，不同界面的地震波组特征表现形式不同。

表 1-13 不同深度界面地球物理参数

层 圈			界面名称	速度与波组		物性层主要特征	
				速度	波组		
岩石圈	地壳	(1) 陆相中、新生界	印支—早燕山侵蚀面	300~4250m/s	T_4^0	低中速、低阻、低磁、低中密度	
		(2) 海相中、古生界		2500~6900m/s	T_g^0	中高速、中高阻、中高密度互层低磁	
		(3) 浅变质岩系	晋宁期侵蚀面	5.7~5.8km/s	T_1^0	低速、低阻、低磁、低密度	
		(4) 深成岩系	武陵期侵蚀面	6.3km/s	T_1^1 (R_2)	高速、高阻、高磁、高密度	
		(5) 壳内高导层	地壳中部界面	5.9~6.0km/s	T_c (R_3^0)	低速高导	
		(6) 柔性形变层	莫霍面 岩石圈底面	6.8~7.6km/s	T_{cm} (R_3) T_m (R_m)	高速高密度柔性 形变结构	高低导横向 不均匀层状
	上地幔	(7) 上地幔的岩石圈部分		6.8~8.2km/s		高速高密度	
		软流圈				高低导横向不均匀层状	
						高导层	

T_4^0 波：该组地震波反射为陆相中、新生界沉积体系反射中一组连续性较好，来自新生界底面的不整合面的反射，其波组强度比较突出。

T_g^0 波：来自陆相中、新生界底面（通常称为印支—燕山侵蚀面），具有强度大、连续性好的波组，其产状变化大，并与上、下地层有角度不整合。

T_1^0 波：出现于海相中、古生界的底部，来自浅变质岩顶面的反射，大部分地段反射连续性较好，少部分地段反射波连续性较差，强度由中到弱。

T_1^1 波：为来自浅变质岩系底面或深变质岩系顶面的反射波，产状大致与 T_1^0 波相近。在横向上，特征变化较大，强度由中等到弱，某些地段为间断出现。

T_c 波：来自壳内高导低速层的顶部，为上下地壳的分界面，也是黄桥地区深成变质岩系的底面，常出现 $6s$ 左右，产状比 T_j^0 波和 T_j^1 波平缓。在许多地段强度大，连续性好，是区内一个非常重要的波组。

T_m 波：来自莫霍面，出现于 $10\sim 11s$ 之间，有些地段强度相当大，并且呈多相位、多波组出现，其波形代表莫霍面特征。

T_{cm} 波：出现于 $8s$ 左右，比 T_c 波为平缓，强度中等弱，有一定连续性，是 T_c 波与 T_m 波之间出现一组相对较强的来自壳内高导低速层底附近的反射波。

就地震波反射特征而言，陆相中、新生界内幕反射波层次多，同相轴比较光滑，连续性好，倾角较小。

海相中、古生界内幕呈现多组反射，上部反射较密集，下部反射较稀疏，或为反射空白带。并因断层切割，剖面结构较为复杂。

下地壳（ T_c 波与 T_m 波之间）内幕反射，主要表现沿不同界面呈波状起伏，纵向上反射相对密集，横向上反射断续，但也出现了连续性较好的 T_{cm} 波。

上述波组代表了不同性质的深部地质界面，这些不同的地质界面反映了深部地质结构特征，利用这些特征明显的深部界面，黄桥及其附近地区深部地质构造可以划分出七个层系。

1. 陆相中新生界（地面— T_g^0 ）

发育在断陷盆地内，沿剖面可见厚度 $0\sim 4000m$ ，沉积岩产状平缓，局部火山岩系产状较陡。物性特征为中低速、低阻、低磁。形变以断块为主，局部有挠曲和舒缓褶皱。岩浆活动以喷发为主。

2. 海相中古生界（ T_g^0 — T_j^0 ）

为大套碳酸盐岩和大套碎屑岩交替出现的海相地层，厚度 $0\sim 10000m$ 。因受印支—燕山早期挤压作用的改造，形成复杂褶皱和对冲推覆。物性为中高速、中高阻、中高密度，低磁为主。岩浆活动以中酸性侵入为主。

3. 浅变质岩系（ T_j^0 — T_j^1 ）

是一套经历轻微变质作用的碎屑岩，厚度 $1000\sim 6000m$ 。物性特征上是一套低阻、低速、低磁、低密度的“四低”层。可塑性较强，是上覆海相中古生界和下伏深成岩系的接触面，并且是大型构造运动的滑移面。形变以大型拗陷、隆起为主。

4. 深成岩系（ T_j^1 — T_c ）

可能是由混杂岩、深变质岩、花岗岩等多种岩类组成，组分的横向变化大。厚度 $4500\sim 9000m$ 横向变化大。内部成层性差，地震波组少而乱。物性特征是一套高速、高阻、高磁、高密度的“四高”层。与上覆浅层变质岩系一起构成下扬子地区的双层结晶基底。

5. 壳内低速高导层（ T_c — T_{cm} ）

传统观点认为该层是高温熔融花岗岩层。物性特征是低速、高导层。但低速层与高导层既有一致性，又有差异性。壳内低速层基本呈稳定层状分布（图 1-8），而壳内高导层的变化与陆相中新生代盆地的发育有紧密关系。在长江以北地区，陆相中新生代盆地发育，壳内高导层呈层状连续分布，高导层与低速层的厚度、深度、起伏基本一致；在长江以南地区陆相中新生代盆地不发育，没有发现壳内高导层。壳内高导低速层是高温塑性层，是活动性很强的层位。一般厚度 $4\sim 7km$ 。

一般认为该层是硅镁层。全地壳地震反射剖面显示，在 T_{cm} 波与 T_m 波之间，呈多层波状流纹结构，是柔性形变特征（图 1-9）。这种结构反映此层温度较高，塑性较强，受较强

水平挤压力作用，是构造运动活跃的层位。

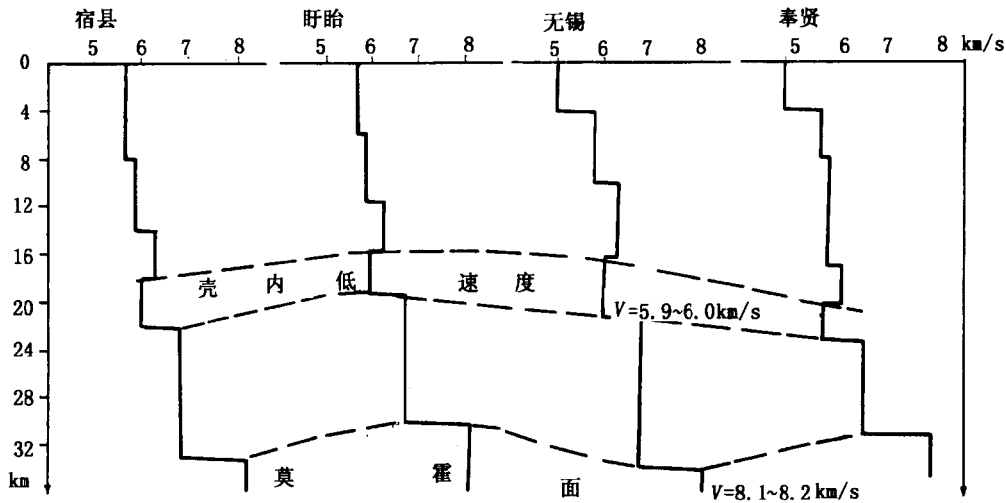


图1-8 壳幔层速度模型

6. 柔性形变层 (T_{cm} — T_m)

一般认为该层是硅镁层。全地壳地震反射剖面显示，在 T_{cm} 波与 T_m 波之间，呈多层波状流纹结构，是柔性形变特征。这种结构反映此层温度较高，塑性较强，受较强水平挤压力作用，是构造运动活跃的层位。

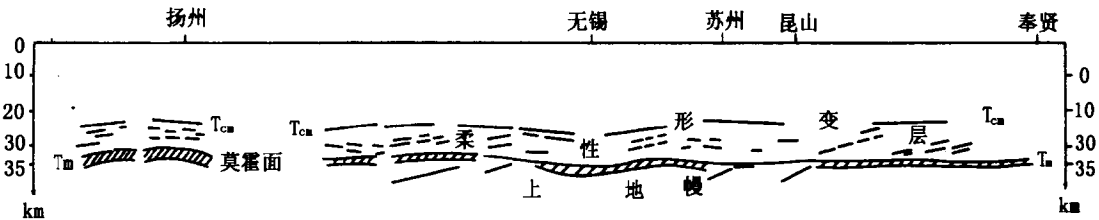


图 1-9 柔性形变结构示意图

7. 上地幔的岩石圈部分 (T_m —L)

在大地电磁测深图上可以看到 (图 1-10)，该层厚度变化很大，冷热不均，组分不同的岩体呈团块状不均匀分布。反映这一层是刚性层，被挤压破碎后，软流圈物质沿破裂带上升熔蚀。

在上述 7 个层系中存在着 6 个滑移层面，只要在水平应力作用下，它们就会整体发生大规模的差异性滑动。在物性上它们表现为塑性，与上下层比较可单独构成塑性层，其塑性层内部表现出较为活跃的塑性形变，盆地中发育的一系列犁式断层一般消失于这一层系。就物理化学条件而言，塑性滑移层具有特殊的地温场，表现为特殊的地球动力条件，是地体滑移及不同性质地质块体推覆滑移的拆离面。黄桥及其附近地区发育下列构造滑移面。

(1) 岩石圈底界面 (L)。是岩石圈块体由南半球向北半球漂移的滑移面。

(2) 莫霍面 (M 面)。下地壳柔性形变，上地幔的岩石圈部分刚性破裂，上下层形变特征不同，这是受挤压后，压缩量不同变化的结果，大型地质体的滑移多数发生在 M 面附近。但其滑移的形迹多被后期均衡调节所掩盖。