

下扬子复合地体与含油气性特征

龚 与 颢

(地质矿产部华东石油地质局)

下扬子区基底性质、盖层岩相、构造特征,以及岩浆活动等,存在明显的南北分异。造成这些差异的原因,是存在南(钱塘)、北(扬子)两个地体,经长期的构造演化,至三叠纪末期才拼贴成一个统一的复合地体的结果。钱塘地体下古生界和扬子地体上古生界(含三叠系)是烃类生成、聚集的有利领域;应以钱塘地体作为油气勘探的重点。

关键词 下扬子区 复合地体 钱塘地体 扬子地体 构造演化 含油气盆地 油气资源评价 古生界

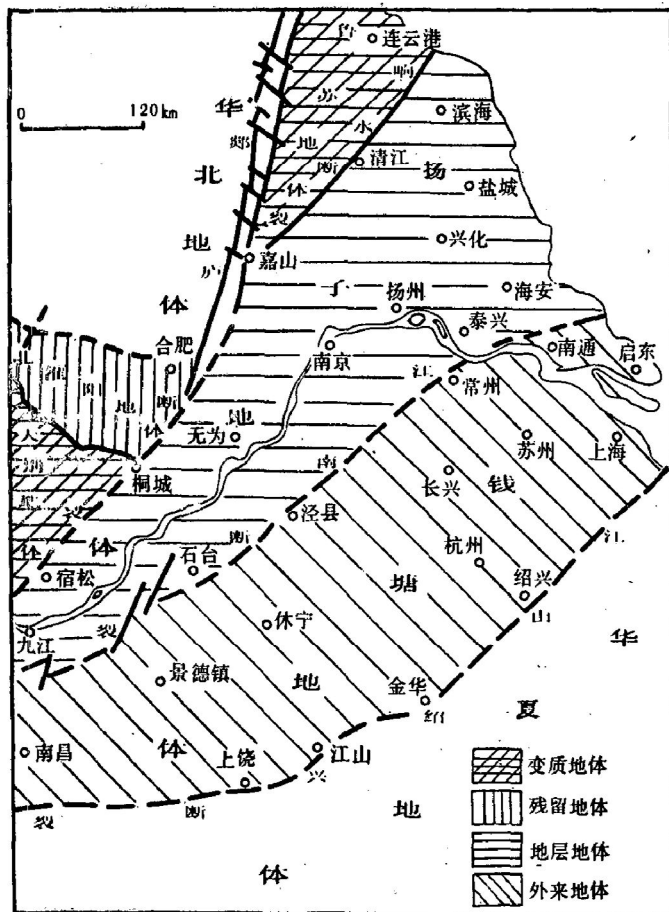


图1 下扬子及邻区地体构造图

下扬子区基底性质、盖层岩相、构造特征,以及岩浆活动等,存在明显的南北分异。造成这些差异的原因,是由于存在南、北两个地体,经长期的构造演化,至三叠纪末期才最终拼贴成一个统一的复合地体的结果。

一、下扬子及邻区地体拼贴图象

近期研究表明,下扬子及邻区实质上是几个不同性质的地体,经长期的构造演化、漂移,先后拼贴而成(图1)。

华北、华夏与扬子三地体具有古老、稳定的基底,而北淮阳-大别地体与钱塘地体的基底较新,活动性强。大别复合地体由大别变质地体、随应地层地体与北淮阳残留地体组成^[1]。鲁苏(或鲁东)地体整个为元古界绿片岩相至角闪岩相的中-浅变质岩系组成,其上无古生界

表1 下扬子及邻区地层对比表

地层	扬子地体	钱塘地体	华夏地体	大别地体	北淮阳地体	华北地体	邻苏地体
新生界	第三系	盐城群	长河组	嵯县组	凤凰镇组	馆陶组-明化镇组	尧山组
	上	泰山组-三垛组			李庄组	孔店组-东营组	黄县组
	下	浦口组-赤山组	衢江群	方岩组	周家湾组		王氏组
中生界	白垩系	葛村组	横山组	朝川组	陈棚组	K	青山组
	侏罗系	黄尖组	寿昌组	磨石山组	段集组-朱集组	J	莱阳组
	上	劳村组	劳村组				
	中一下	象山组	渔山尖组	毛弄组			
			马洞组	花桥组			
	三叠系	范家塘组					
	中	黄马青组					
		周冲村组					
	下	上青组	政棠组				
上古生界	二叠系	大隆组	长兴组			石盒子组	
	上	龙潭组	龙潭组				
		银屏组	丁家山组				
	下	孤峰组	孤峰组			山西组	
		栖霞组	栖霞组				
			梁山组				
	石炭系	船山组	船山组		双石头组	太原组	
	上中	黄龙组	黄龙组		杨小庄组	本溪组	
		老虎洞组			胡油坊组		
	下	和州组			庙冲组		
		高骊山组	高骊山组	叶家塘组	杨山组		
		金陵组	金陵组	陈藏坞组			
	泥盆系	五通组	西湖组		花园墙组		
	中一下						
下古生界	志留系	茅山组	唐家坞组		?	“歪庙组”	
	中	坟头组	康山群				
	下	高家边组	大白地组				
			安吉组				
	奥陶系	五峰组	文昌组	新岭组			
	上	汤头组	长坞组				
		黄泥岗组					
	中	宝塔组	硯瓦山组				
		大田坝组	胡乐组				
	下	牯牛潭组	宁国组				
		大湾组					
		红花岡组					
		仑山组	印渚埠组				
	寒武系	观音台组	西阳山组				
	上		华严寺组				
	中	炮台山组	杨柳岗组				
	下	幕府山组	大陈岭组				
			荷塘组				
上元古界	震旦系	灯影组	皮园村组				
	上	陡山沱组	蓝田组				
	下	南沱组	雷公坞组				
		莲沱组	志棠组				
中元古界	蓟县系	张八岭群	上野组				
			虹赤村组				
			骆家门组				
			双溪坞组				
下元古界		埤城组		陈蔡群	大别群	熊耳群	云台组
						太华群	锦屏组

盖层^[2],习称鲁苏地盾,它可能是外来地体。郭令智等认为*,三叠纪期间鲁苏地体与鲁西地体发生对接。华夏地体是一个经过长期研究后重新确认的古陆^[3],加里东后期与钱塘地体相拼接,扬子地体与中扬子地块同属一体,系原地体。钱塘地体是三叠纪后与扬子地体最终拼贴的地层构造地体(表1),其中由板溪群组成的“江南隆起”是一个上叠在钱塘地体西南部的外来席体^[4]。

各地体间均为断裂缝合。郯庐断裂为华北与扬子、鲁苏地体之间,以及北淮阳、大别地体与扬子地体之间的分界线。磨子潭-桐柏断裂为华北古板块与扬子古板块的碰撞带(方国柱,1988)。江山-绍兴断裂曾是晚元古代钱塘地体与华夏古板块间的俯冲带^[5],后加里东期成为两地体间缝合线。江南断裂是下扬子复合地体的分界线,即三叠纪后陆-陆碰撞接触带,而不是一条古深大断裂^[6]。

二、地体划分的地质依据

近年,俞剑华等据地层岩相分析把下扬子区分为两个地层地体^[7]。笔者按照地体的定义,综合区域沉积特征、古生物面貌、构造特点、岩浆类型、地球物理与地球化学场相关性等资料,提出下扬子复合地体的概念,进一步补充和强调了这一观点。

从表2、3不难看出两地体的地壳结构、构造不同,引起自基底到盖层的组成、沉积相,以及岩浆岩等的明显差异。扬子地体基础至少在十七亿年前固结,属于稳定陆壳区^[8]。钱塘地体基底仅有8.5亿年的历史,且固结程度低,被划为江南陆壳改造区或元古代岛弧褶皱带^[9]。扬子地体的中元古界为一套变质火山岩系(张八岭群),原岩为冒地槽沉积物。钱塘地体的板溪群(双溪坞群相当层位)则以绿片岩为主,个别达低闪岩相,原岩为砂泥质及火山碎屑浊流沉积^[10]。反映钱塘地体当时处于“沟-弧-盆体系”或优地槽作用环境。四堡运动使其活动阶段发生重大变革,经晋宁运动才进入相对稳定状态。

晚元古代阶段,扬子、钱塘地体在沉积和构造演化方面的差异更明显。震旦纪扬子地体为碎屑岩、冰碛层与巨厚白云岩、白云质灰岩,厚逾1000m,属浅海台地沉积。钱塘地体则沉积以陆相碎屑为主的砂岩、冰碛火山碎屑、砂页岩以及火山硅质岩^[11]。火山硅质岩与扬子地体的灯影组白云岩、白云质灰岩层位相当,岩性迥然不同,厚度相差甚大。

早古生代两地体的沉积组合差异进一步突出,有关论著很多,此处不赘。

扬子地体发育以浅海台地相碳酸盐岩为主,富含三叶虫、头足类化石的沉积组合。岩性特征与地层命名系统均与中扬子区雷同。钱塘地体则以深水陆棚和盆地相碎屑岩为主,夹少量碳酸盐岩,富含笔石、球接子和少量三叶虫的组合(杨巍然,1986)。

两种显然不同的沉积组合,反映了不同的构造-沉积环境。沿江南断裂附近常出现岩相突变的证据(杨志坚,1985),表明两个沉积体系之间没有明显的联系,各自独立演化。

近年的研究发现,昔日被称作“江南地背斜”、“江南台隆”的皖东南、浙西北以及赣东北地区,在早古生代初期原来是沉降最深的部位,广泛发育深水陆棚—盆地相与浊流相沉积。扬子地体此时为浅海环境。早古生代晚期,当钱塘地体为巨厚、粗杂的磨拉石建造所充填时,扬子地体则出现深水页岩和硅质泥岩。下扬子区沉积环境的南北分异现象一直延续到古生代

* 郭令智等,1988,华南地体,第四届国际环太平洋地体会议论文集(英文摘要),美国地质调查所编辑。

表2 扬子、钱塘地体地质特征对比表

项 目		扬 子 地 体	钱 塘 地 体
基 底 组 成		大别群、红安群、皖岭群、桐山群、海州群、肥东群为29—17亿年前的变质岩，属太古代—早元古代产物。埤城组属下元古界，南沱组超覆其上，缺失张八岭群（中元古界）。	双桥山群、双溪坞群、板溪群、骆家门组、虹赤村组、上墅组、九岭群、漆工群火山杂岩，为17—9亿年前地槽褶皱岩系。
地 层 特 征	震旦—志留系	震旦系下部为陆源碎屑岩，上震旦统一奥陶系以灰岩、白云岩、白云质灰岩为主，志留系中下统为砂、页岩、上统茅山群为磨拉石建造，从东南向西北变薄至尖灭。	震旦系下部为砂、页岩，上部为硅质页岩，下寒武统为炭质页岩，其上为硅质页岩、泥质条带灰岩，奥陶系为笔石页岩、瘤状灰岩、浊积岩，志留系为砂页岩复理石韵律层，上统为磨拉石建造。
	泥盆—三叠系	石英砂岩、白云岩、灰岩、放射虫硅质岩、硅质岩、砂泥岩夹煤层、薄层灰岩、泥灰岩、泥质灰岩、石膏层、红色碎屑岩夹煤线。	岩屑石英砂岩、白云岩、灰岩、含煤砂页岩、白云质灰岩，缺失和州组。范家塍组、黄马青组、金陵组为碎屑岩，上二叠统上部为长兴灰岩，青龙组鲕粒灰岩发育。
古 生 物 组 合	特征	下古生界以碳酸盐岩为主，底栖生物繁盛。寒武纪生物群为太平洋动物群，三叶虫与华北区相似，奥陶纪与欧洲动物群相近，极少北极太平洋区动物群，早奥陶世笔石稀少，以刺笔石科为主。	下古生界以碎屑岩为主，深海沉积占优势，浮游生物较多，如球接子、笔石等。寒武纪属大西洋动物群，奥陶纪为北欧、大西洋及澳洲地槽动物群，其中早奥陶世以反称笔石科为主。
	分区	华中—西南区、华北区或扬子区	华南—东南区、华南区或江南过渡区。
沉 积 环 境	震旦—志留纪	以浅海台地为主，水浅、阳光充足，水动力较强，底栖生物发育。	以陆棚—盆地环境为主，水体深且闭塞，属还原环境，有机质丰富，浮游生物繁盛，无海底火山活动，具冒地槽特征。
	泥盆—三叠纪	浅海与滨海环境交替出现，短暂的裂陷槽深水环境，地裂活动伴有海底基性岩浆活动。	浅海与滨海交替环境，局部有河流注入，水体浅，水动力强，属边缘拗陷或斜坡环境。
地 层 厚 度	震旦—志留系	地壳长期稳定，沉积量小，地层厚度2000—5000 m，上奥陶统五峰组0—15 m，志留系500—1800 m，茅山组百余米以下。	盆地沉降幅度大，地层总厚7500—11000 m。上奥陶统新岭组（长坞组）270—720 m，志留系2000—5000 m，茅山组安吉、无锡一带1600—2000 m，一般厚逾1000 m。
	泥盆—三叠系	台地小幅度沉降，深水裂陷槽非补偿沉积、厚度小，变化稳定，总厚1500—2500 m。五通组1—200 m，龙潭组百余米，栖霞组159—173 m，石炭系179—225 m。	浅水台地近物源补偿沉积，厚度大，总厚2500—3000 m，五通组>200 m，龙潭组250—400 m，栖霞组185—396 m，石炭系120—1015 m。
构 造 特 征 及 演 化	地槽期	早元古代前为地槽发展阶段，约17亿年前中条运动褶皱固结，中元古代进入地台发展阶段。	中条运动后仍未结束优地槽历史，晋宁期—澄江期处于洋壳向陆壳的转化阶段，即岛弧构造环境，至澄江运动（7亿年前）才结束。震旦—志留纪为过渡性冒地槽阶段，加里东运动边缘褶皱，转化为地台。
	地台期	17亿年前中条运动使地槽沉积固结成基底，中条运动后至今为地台。	澄江运动进入冒地槽阶段，加里东运动使震旦—志留系轻微褶皱，泥盆纪开始典型的地台发展阶段。
	裂谷期	侏罗—白垩纪火山裂谷期，早第三纪裂谷期。	？
	构造类型	主要褶皱期为印支期南象运动，褶皱方向为北东向、北东东向，以梳状、箱状、长轴状背向斜为主，伴有倒转褶皱。浅层褶皱复杂，深层（下古生界及以下）相对简单、平缓，燕山运动为块断。	加里东运动在江西、浙西边缘褶皱，褶曲平缓简单。南象运动全面褶皱，为紧闭线状褶皱，两翼产状较陡，直立倒转常见，推覆与滑脱构造十分发育。燕山运动以断裂、岩浆活动为主。
岩 浆 岩 与 含 矿 特 征	时代		神功期、晋宁期、加里东期（？）、印支期较多，以燕山期为主。
	岩性	花岗（斑）岩、花岗闪长岩、闪长岩、正长岩及中酸性喷出岩。	花岗岩为主，次为花岗闪长岩、闪长玢岩，燕山期为中酸性喷出岩。
	类型	岩体为同熔期（I型）或磁铁矿系列花岗岩为主。	以碰撞型（S型）或钛铁矿系列花岗岩为主。
	规模	以中、浅层岩株、岩枝等小型侵入为主。	岩基为主，次为岩株。
	含矿特性	铁、铜、硫为代表，伴有金、银斑岩型铜矿。	钨、锡、钼、铋为代表，少量多金属矿，尚有铅、锌、铍等。

表3 下扬子复合地体构造特征对比表

项 目		扬 子 地 体	钱 塘 地 体
褶 皱 特 征	褶皱轴向	以 40—70°为主,比较稳定,部分呈近东西向展布。	45—75°,方向多变,以北东东向为主,北东向与东西向次之。
	对称性	为相似性褶皱,背向斜同等发育,相间排列。	紧密线性褶皱,逆冲倒转褶皱发育,多为西翼陡而东翼缓的极不对称。
	长宽比	多为长轴状褶皱,长宽比为 8 : 1—10 : 1。	轴长度变化大,多短轴褶皱,长宽比为 3 : 1—5 : 3。
	形态	褶皱形态浅层复杂,深层简单。浅层褶皱有扇状、倒转、斜歪等。	褶皱形态复杂,冲断推覆、叠瓦构造发育,以单斜为多。
	产状	多数(浅层)倒转,轴面倾向南东,倾角 55—83°,自西北向东南,轴面倾角有变小趋势。两翼地层倾角不对称。	一般东南翼较缓,西北翼陡峭,甚至直立倒转。
	出露地层	背斜核部北部多为志留系,南部以震旦—奥陶系为主,向斜核部多为三叠系;推覆构造中常见三叠系出露的构造窗。	背斜核部地层变化大,主要为前震旦系、震旦系及下古生界;推覆体组成变化大,南部多以前震旦系,北部多为志留系、泥盆系组成上覆席体。
断 裂 特 征	断裂走向	北东—北东东向纵断层、北西向横断层、北北东向斜断层为主。	北东向纵断层发育,北西向横断层较多,下古生界滑动断层发育。
	性质	纵断层以逆冲断层为主,断面倾向西北;横断层以正断层为主,其次为平移断层。苏北以正断层为主,滑动正断层较多。	冲断层发育,断面倾向南东,倾角平缓,浅层较陡;横断层为正断层;深层多层面滑动断层,倾角平缓。
	规模	纵断层规模较大,横断层规模小;苏北走向正断层发育,规模较大。斜断层多为中等规模。	纵向断层延伸长,横、斜断层规模小。
构造对岩浆活动影响		岩体一般不大,断裂对侵入岩和基性喷发岩具明显的控制作用。	岩体大,呈层状产出。多推覆过程中产生的重熔型花岗岩。
构造运动		主要构造活动发生在印支期、燕山期,前者以褶皱为主,后者中晚期为裂谷发育期。喜山期为块断。	加里东运动产生微弱褶皱;印支运动强烈褶皱、冲断推覆;燕山运动以断裂、岩浆活动为主。

(据杨志坚, 1985, 改编)

末期(图2, 3)。

下扬子区寒武—奥陶纪生物群具有两个分区,其分异度很高。扬子相区寒武系白云岩发育,化石稀少;奥陶系富含头足类、三叶虫、腕足类等介壳相化石,仅五峰组含笔石。这些生物群中,大多数属种与中上扬子区相似,其中还有不少华北型属种,因此,卢衍豪将其划归“华北动物区”。同时,奥陶纪的华北珠角石动物群在中扬子区和皖北含山等地发现,而在江南相区则未见到。扬子相区广泛生存的直角石动物群,在华北地台也有发现。由此可见,扬子地体在当时与中上扬子区生态环境十分接近,且与华北古陆隔海(古淮阳海)相通。

钱塘地体早古生代富含笔石、球接子和少量三叶虫,以漂浮生物为主。与扬子地层区和东南地层区有显著区别(俞剑华等, 1988)。

加里东运动后,钱塘地体与华夏地体对接、挤压,引起大面积抬升,海水变浅,古地形呈南高北低,物源方向明显改变。晚泥盆—中三叠世,两地体相对位置接近,沉积环境以浅

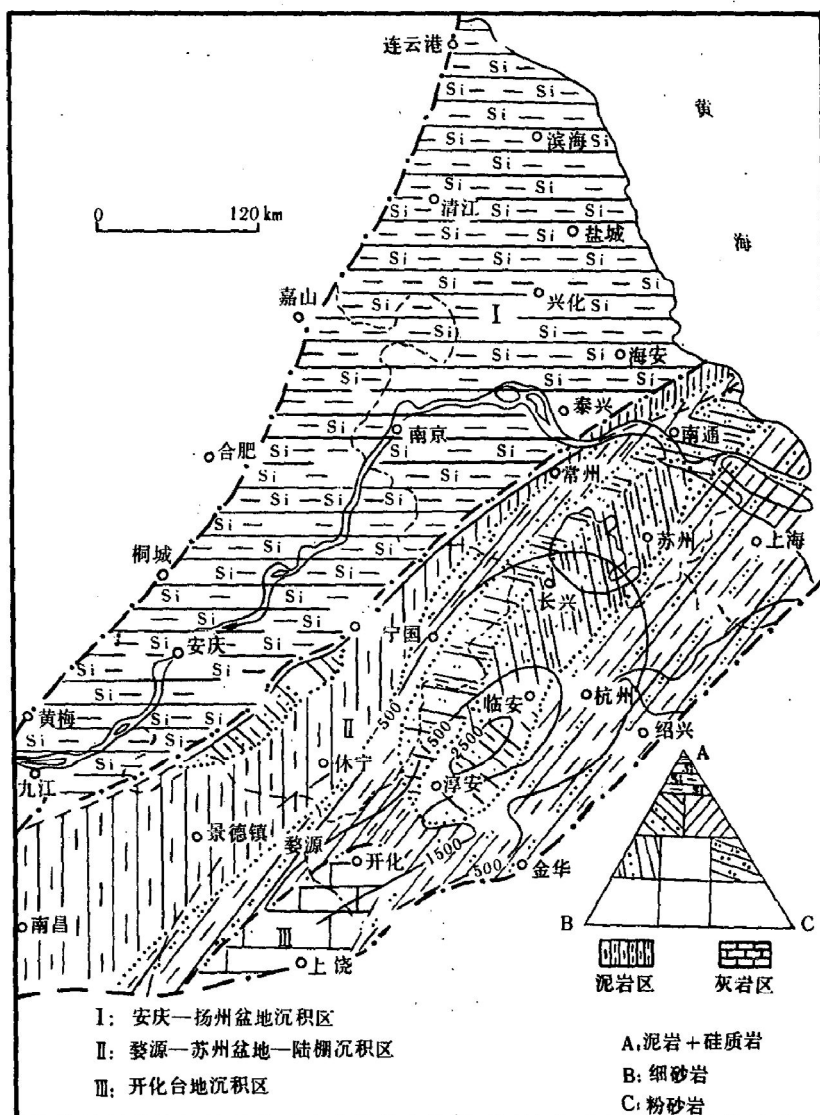
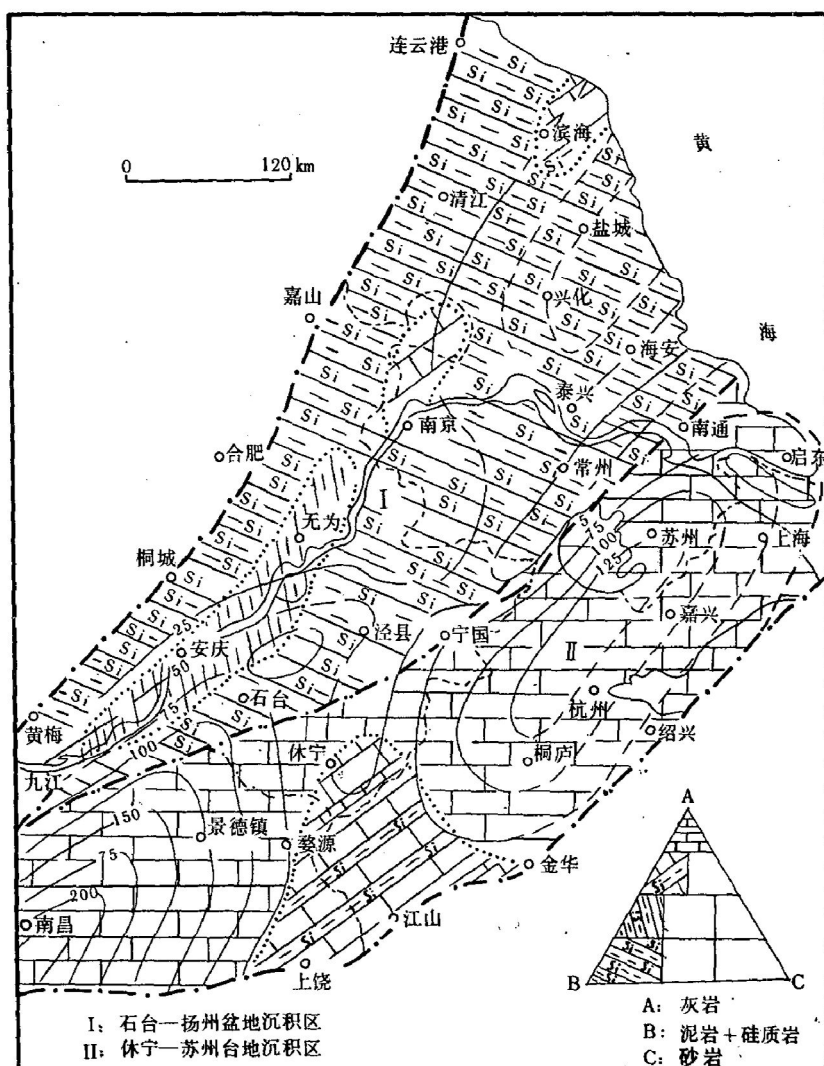


图2 下扬子区五峰期 (O_3w) 沉积区划图
(据夏能新等, 1985)

造体系,以及西部来自大别或鲁苏地体的反冲压力造成的反向(自西北)逆冲推覆和褶皱。从

图 3 下扬子区长兴期 (P_{2c}) 沉积区划图

(据夏能新等, 1985)

而形成下扬子区自北西至南东向的“反向逆冲—中间地块—冲断推覆”统一的、完整的推覆构造体系。

下扬子区岩浆类型以大规模中—浅层中酸性侵入岩为主, 但岩浆形成时期、规模大小与岩石类型等存在着南北分异。例如, 在扬子地体第三纪地层中见多次侵入和喷发活动的辉绿岩、玄武岩, 钱塘地体则未见。

两地体地球物理与地球化学场亦异 (表 4), 下扬子区海相中、古生界采集约 3500 余块岩石样品, 作了有机地化所有项目的分析、模拟实验, 大量的数据表明, 生油岩有机质丰度、生油母质类型、分子化石指标等均与沉积相存在明显的相关性^{*}。据资源量估算, 整个下扬子区下古生界生烃潜量超过上古生界; 下古生界优质生油岩大多集中在钱塘地体, 而且, 被板溪群等外来席体掩盖的大面积生油岩尚未考虑进去。因此, 钱塘地体生烃潜量将大大超过目前

^{*} 费富安等, 1985, 下扬子区海相中、古生界油气生成、演化及油气资源量预测的研究。

掌握的数字。据埋藏史与构造分析，钱塘地体震旦—奥陶纪生油岩有机质热演化时间早、具多次生烃条件。

表4 扬子、钱塘地体地球化学场、地球物理场特征表

项 目	扬 子 地 体	钱 塘 地 体
有 机 地 化 特 征	震旦系—下古生界以台地相碳酸盐岩为主，总厚约 3450 m。 有机质丰度：碳酸盐岩——有机碳 0.06—0.23%，沥青“A” 10—51 ppm；泥质岩——有机碳 0.11—1.59%，沥青“A” 11—68 ppm。生油母质类型：I 型为主，兼有 II 型，尚存 IV 型。 演化程度：R_o 1.85—4.0%，CAI 2—5，干酪根介电常数 ϵ^1 值 5—11.28，$T_{max} \leq 494^\circ\text{C}$。 上古生界—三叠系泥质岩、生物灰岩、沥青质灰岩等，厚约 1500 m，分布广。有机质丰度：泥质岩——有机碳 0.06—3.21%，沥青“A” 240—1643 ppm；碳酸盐岩——有机碳 0.04—0.34%，沥青“A” 9—402 ppm。 演化程度：R_o 0.72—4.08%，一般 $\leq 2\%$；T_{max} 440—530$^\circ\text{C}$，一般 $< 494^\circ\text{C}$，CAI 1.5—3。	震旦系—下古生界以深水陆棚—盆地相泥质岩为主，总厚约 5100 m，泥质生油岩厚达 2250 m。 有机质丰度：碳酸盐岩——有机碳 0.12—0.68%，沥青“A” 10—13 ppm；泥质岩——有机碳 0.1—2.86%，沥青“A” 10—20 ppm。 生油母质类型：同左。 演化程度：R_o 2.14—4.84%，CAI 3.5—5，ϵ^1 值 18.7—27.5，$T_{max} \geq 494^\circ\text{C}$。 上古生界—三叠系：生油岩厚度小，分布面积零星，缺少资料。
磁 场 特 征	负异常区，大片负异常背景中出现一些小型 NE 向正异常区块。	正异常区，正异常背景上广泛分布较大型 EW 与 NEE 向强异常区带。
重力场 特 征	布格异常为负异常背景上呈现 NE 向正异常区块。经换算的莫霍面埋藏深度小于 33 km。	大面积低负异常区块。莫霍面埋藏深度达 35.5 km。

上古生界生油岩各项分析指标，扬子地体明显好于钱塘地体。

地球物理场差异从新编航磁图、重力资料以及综合地球物理大剖面图上明显反映出来。两大磁异常区在上海—灵璧 HQ—13 线综合物探剖面亦得到验证^[13]，常州以东为低（负）磁异常区，以西为高（正异常值为主）异常区，表明分属两个基底性质不同的地块。平面、剖面图上异常值突变地带位于丹阳埤城片麻岩发现地以东，可能相当于两地体的深部分界线位置。区域重力场也具有类似的特征，并从多种物探方法成果得到验证。

古地磁方法是研究地体最有效的手段。下扬子区尚缺少较系统的古地磁资料。据朱鸿研究^[14]，震旦纪时，湖北宜昌与安徽休宁分别属于两个地块，它们的古地磁极游移轨迹相距较远（图 4）。而宜昌地区震旦系与扬子地体比较，无论基本层序、岩性特征，或是地层命名都相互对应，且它们的相似性一直可延续到加里东

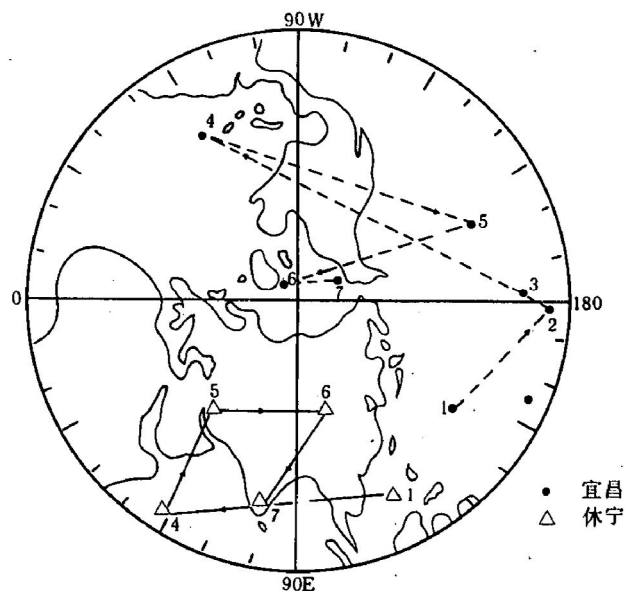


图4 宜昌、休宁震旦纪—早寒武世视古磁极游移轨迹
(据朱 鸿, 1986)

期后。钱塘地体的休宁地区震旦纪一早寒武世沉积特征与宜昌差别较大, 古地磁资料印证了这一点(表5)。可见, 扬子地体很早以来就与钱塘地体分属不同地块。

表5 扬子地台震旦纪一早寒武世古地磁资料

采样地区	采样地层		标本数及 样品数	退磁 方法	平均剩余磁化方向				古地磁极位置		极误差		古磁纬度 (度)
					D°	I°	K	α_{95}	λ_p (E)	φ_p (N)	d_p	d_m	
湖北宜昌 东经 111.2° 北纬 30.8°	←	7. 天柱山段	5(18)	AF	21.2	47.4	36.4	12.9	201.2	71.5	10.9	16.7	28.5
	Z	6. 灯影组	21(76)	AF	355.0	42.2	8.3	15.2	325.9	82.3	11.5	18.9	24.4
		5. 陡山沱组	44(149)	AF	64.5	23.1	8.3	24.3	203.5	27.9	13.7	25.8	12.1
		4. 南沱组	23(79)	AF	170.8	53.2	14.5	18.4	119.6	-24.9	17.7	25.5	33.7
		3. 大塘坡组	3(11)	AF	86.5	41.5	3.3	44.7	182.0	14.7	33.3	54.6	23.8
		2. 古城组	2(8)	AF	98.3	39.7	143.7	8.3	177.7	4.7	5.9	9.9	22.5
		4' 平均(2.3.4)			112.2	50.2	7.2	30.2	155.7	5.3	27.1	40.5	31.0
		1. 莲沱组	27(88)	AF	90.1	74.1	29.8	18.1	144.8	26.4	29.6	32.8	60.3
安徽休宁 东经 118.1° 北纬 29.9°	←	7. 荷塘组	5(5)	T	256.5	68.7	17.2	15.1	79.8	15.6	21.6	25.5	52.2
	Z	6. 皮园村组	14(26)	T	333.6	77.4	15.2	7.0	101.5	50.5	12.3	13.2	65.9
		5. 蓝田组	11(14)	T	302.2	56.1	3.8	19.3	52.3	41.9	19.9	27.7	36.7
		4. 雷公坞组	21(21)	T	255.0	46.6	4.0	15.3	59.4	2.4	12.7	19.7	27.9
		1. 休宁组	24(35)	T	199.3	83.8	5.0	10.6	113.9	18.3	20.5	20.9	77.8

表中: AF—交变退磁, T—热退磁, D°—平均磁偏角, I°—平均磁倾角, K—精度参数, α_{95} —百分之九十五置信圆锥半顶角, 古地磁极位置: λ_p —经度, φ_p —纬度。(据朱 鸿, 1986)

表6 下扬子区晚泥盆—中三叠世古地磁数据表

地体名称	地层	时代	采样位置		平均剩磁方向				古磁极位置		极误差		古纬度	资料来源
			Φ_p	λ_p	D°	I°	K	α_{95}	Φ_p	λ_p	d_p	d_m		
扬子地体	黄马青组	T _{2h}	N 32.00°	E 119°	224.8°	24.4°	11.5	9.3°	44.8°	223.6°	5.4	10.0	N 12.78°	Opdyke et al. 1986
	殷坑组	T _{1y}	N 31.54°	E 117.77°	355.4°	9.1°		2.4°	62.8°	307.9°	1.2	2.4	N 4.6°	何礼章 等, 1985
	大陆组	P _{2d}	N 31.54°	E 117.77°	337°	-3°		14.3°	50.4°	355.6°			S 1.5°	何礼章 等, 1985
	五通组	D _{3w}	N 32°	E 119°	21.32°	-8.56°	37.37	11°10'	48.3°	223.1°	5.64	11.20	S 4.31°	何礼章 等, 1985
钱塘地体	(地层界线)	T ₁ P _{2c}	N 31.00°	E 119.8°	44.8°	44.90°	38.0	6.8°	50.7°	204.8°	5.4	8.6	N 26.48°	林金录, 1987
	长兴组	P _{2c}	N 31.0°	E 119.5°	224.5°	8.0°	54.0	16.9°	19.4°	227.1°			N 4.02°	林金录, 1987
	西湖组	D _{3x}	浙西		351.9°	7.0°	54.0	9.2°	62.1°	317.7°			N 3.51°	林金录, 1984

晚泥盆—中三叠世古地磁数据(表6)进一步说明,钱塘地体早已在北半球,当扬子地体,从南半球向北漂移,它们时而接近,时而钱塘地体以较快速度向北移动。这种关系使它们在构造-沉积演化上显示出某些相关性。

这里需要说明,笔者应用古地磁资料论证了下扬子复合地体存在的合理性,但对于包括整个下扬子区在内的华南地块在震旦纪—早古生代的地理位置,不同研究者的结论是截然不同的:一种认为震旦纪—早古生代华南地块位于赤道低纬度区(南半球)^[15],或华南和华北陆块均处于赤道附近(南半球)^[16];与本文采用的朱鸿的古地磁数据结果(表5),即华南地块一直在北半球的观点不同。从大量的古地磁资料看,国内外地学界都支持早古生代北半球存在一个泛大洋的古地理再造模式(翟永建等,1989)。

综上所述,地球物理、地球化学,特别是古地磁研究的结论与地质、古生物等研究结果是相互印证的,下扬子区在侏罗纪前存在两个地体。

三、两个地体的构造演化与运动学模式

国内外地体构造研究证明,环太平洋区域各大陆边缘地体拼贴现象十分普遍,是该区域大陆增生的重要形式。下扬子复合地体的构造演化是一个漫长的、复杂的过程。据古地磁资料,早在元古代前,扬子、钱塘就已是两个独立的地体,它们相距遥远(图5),历经沧桑,最后拼贴成一体。在两地体独立演化的漫长历史中,包含着它们曾几度离散与聚合的曲折过程,因而在沉积、构造与古生物等方面表现出许多差异性与相似性。

晚元古代晋宁期,扬子地体可能是苏北—南黄海陆核为核心发展起来的稳定地块的一部分;此时,钱塘地体尚处于洋壳向陆壳转化的“弧—盆”构造阶段,晋宁运动使其褶皱与轻微变质形成开阔的弧形褶皱带(王自强,1986)。南沱期两地体曾一度靠近,正值全球性冰期,出现大陆冰川,留下广泛分布的冰碛砾岩证据。

早寒武世早期,两地体又一度聚合,在中下扬子区广泛发育了含多种元素的碳质页岩。中寒武世起至奥陶纪钱塘地体强烈沉降形成冒地槽或再生式地槽(陈炳蔚等,1978)。其结果使两地体的地层岩相、生物群等方面出现较大的分异。

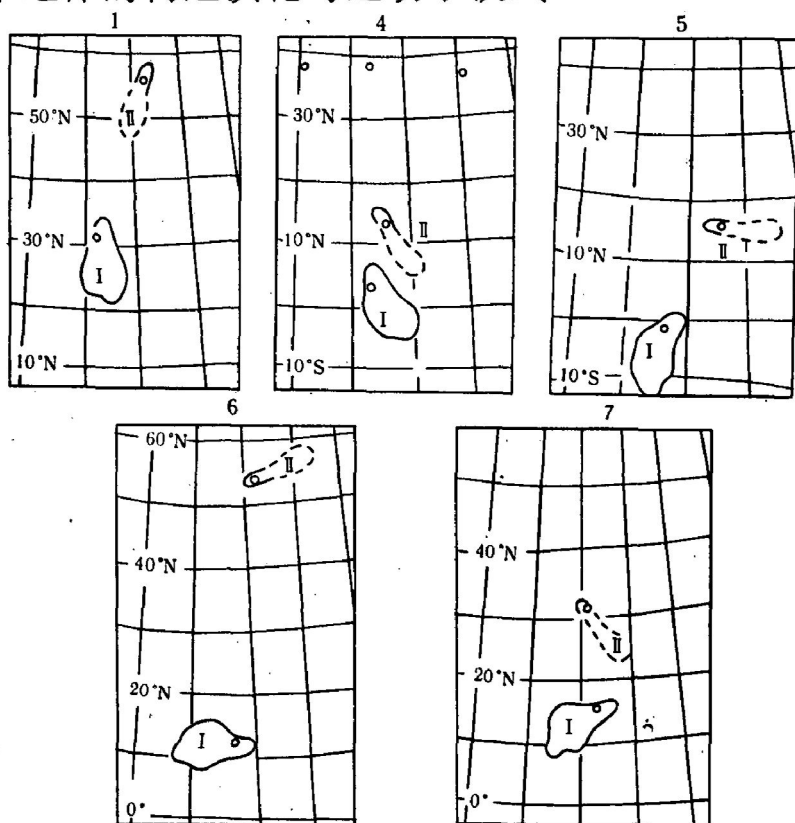


图5 震旦纪—早寒武世扬子、钱塘地块相对位置示意图

(据朱 鸿, 1986)

1—莲沱期, 4—南沱期, 5—陡山沱期, 6—灯影期, 7—早寒武世早期,

I—扬子地块, II—钱塘地块

加里东末期, 钱塘地体与华夏地体对接, 后者呈斜向扭动方式向北推挤, 使钱塘地体东南部发生边幕式褶皱, 并向扬子地体靠近, 但两地体远距离的南北对峙的局面尚未完全改变。

晚泥盆世钱塘地体进入地台型构造发展阶段, 石炭纪大范围海侵, 扬子、钱塘地体发育稳定的碳酸盐岩为主的沉积组合, 生物群面貌相同。二叠纪早期, 扬子地体沿无为—南京一线范围发生裂陷, 并伴随有基性岩浆活动, 出现深海槽放射虫硅质岩、硅质泥岩与基性火山碎屑(蚀变)沉积物。钱塘地体因基底与盖层塑性较强, 未发生裂陷槽, 沉积组合与扬子地体不同。地壳活动经晚二叠世早期(龙潭期)短暂的平静过渡之后, 两地体再次发生离散, 一直延续到三叠纪晚期, 导致构造与沉积环境的较大改变(图3)。扬子地体广泛发育稳定的硅质泥岩、硅质岩(含少量放射虫化石), 反映了沉积水体较深或滞流环境, 伴随有较强的海底火山作用。而此时钱塘地体全为浅海台地相碳酸盐岩(长兴灰岩)覆盖。

三叠纪期间, 钱塘地体离开扬子地体快速向北漂移, 海水开始大面积减退, 气候干热。早—中三叠世, 扬子地体出现一套盆地相—潮下带—潮间带—潮上带蒸发岩相组合。钱塘地体仅有盆地相—潮下带—潮间带的组合。缺失潟湖相带。中三叠世晚期—晚三叠世, 钱塘地体可能已与华北或扬子地体东部对接, 造成海水先于扬子地体退出陆地, 出现缺失扬子地体的含煤碎屑岩组合。

晚三叠世末, 太平洋古库拉板块向西移动, 与钱塘—华夏陆壳碰撞、俯冲, 强大的水平挤压驱动钱塘—华夏地体与扬子地体冲撞。钱塘地体全面褶皱, 一系列冲断推覆体、叠瓦构造席卷大部地区, 导致了元古代以来最强烈、最彻底的构造改造。两地体最终拼贴成一体, 奠定了中、新生代沉积盆地的复合地体构造基底。

四、地体拼贴时期与拼贴效应

广泛发育的侏罗—白垩系角度不整合在前侏罗系不同层位之上, 成为复合地体的统一盖层, 因此扬子、钱塘两地体的拼贴时期是在三叠纪末期, 侏罗纪之前。

下扬子区构造复杂程度与后期改造强度远远超过中上扬子区, 主要表现在褶皱复杂, 冲断推覆构造普遍发育, 且上古生界构造层与下古生界构造层极不协调, 即上部复杂, 下(深)部简单、平缓。造成这一特征的因素除了地体碰撞、拼贴产生的巨大挤压应力外, 与两地体本身的地质结构有密切关系。据HQ-13线深部物探测量揭示, 一些滑移面的存在对引起构造复杂性和深浅层构造不协调现象起了重要作用。如志留系大套页岩层主要发育在钱塘地体, 其构造复杂程度超过扬子地体。因此, 强烈的褶皱与大规模冲断推覆构造是地体拼贴的主要效应之一。

在地体相互碰撞过程中, 引起地热增高, 岩体之间发生熔融, 形成大量花岗岩。这种重熔型花岗岩产于两地体接触带, 且把两者焊接在一起。同时, 在冲断推覆过程中, 上覆岩体与原地体之间也因强烈滑动产生低压高温效应而出现层状重熔型花岗岩。这类分布局限的花岗岩在钱塘地体推覆体系中常有发现, 它的 sr^{87}/sr^{86} 比值高(>0.706), 按W. S. Pitcher分类为S型(碰撞型), 我国东部沿海花岗岩大多属于此类(许靖华, 1987)。大规模S型花岗岩的形成与分布特征也是地体拼贴的重要效应。

扬子地体上数千米厚的侏罗—白垩纪深水沉积物、粗碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩与大套蒸发岩沉积组合具有大陆裂谷沉积组合的典型特征。裂谷的产生是太平洋板块继续向西俯

冲，引起陆壳较刚性的扬子地体发生张裂的结果，也是地体拼贴的后期效应。

五、复合地体的含油气特征

据前分析，下扬子复合地体海相上、下古生界两套生油岩系的厚度与分布特征不同，其有机地球化特征有明显差别，热演化程度以及储盖条件各具特点。早古生代生油中心在钱塘地体（图6），晚古生代—三叠纪生油中心主要在扬子地体（图7）。从地化分析中发现，下古生界生油岩同一岩样所测定的沥青反射率出现两组结果：一组 R_o 值为5.2—9.4%；另一组 R_o 值为3.2—2.0%（费富安，1985）。这种现象在几个地点出现。说明下古生界至少经历了两次成油过程，这对估算油气资源量具有重要意义。

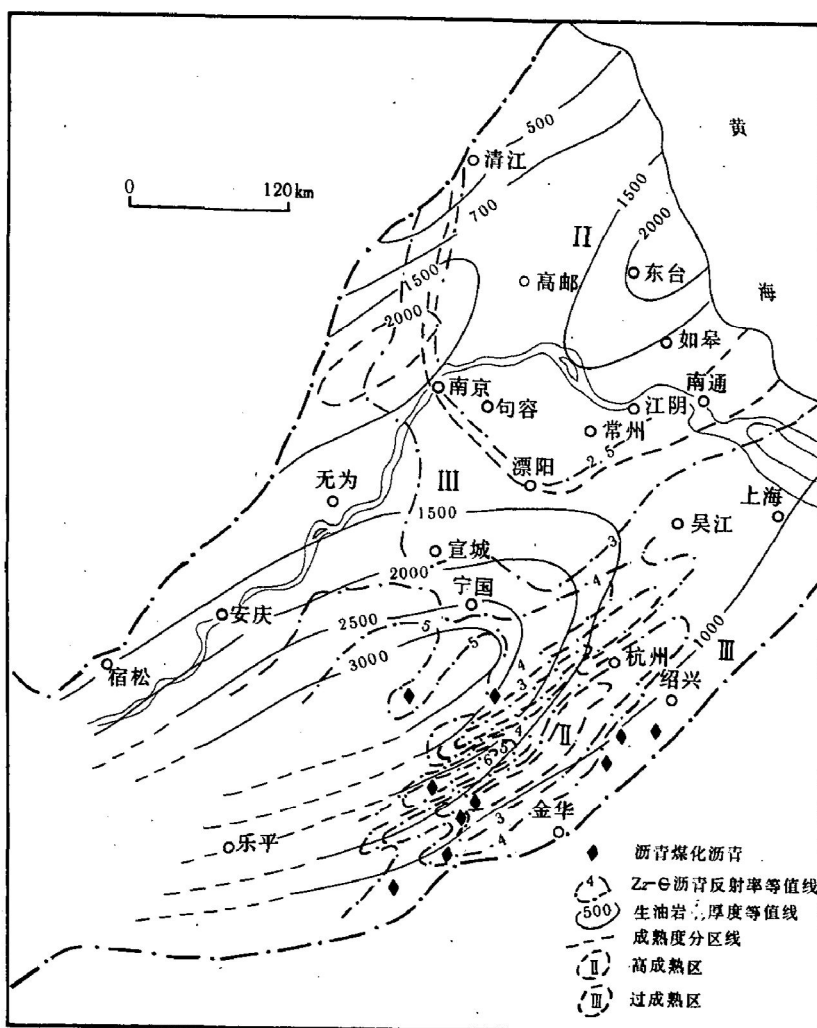


图6 下扬子区下古生界生油岩成熟度分区图

（据费富安等，改编）

从区域油气显示状况看，下古生界煤化沥青、“古油藏”及凝析油等集中在钱塘地体，特别是“江南隆起”周缘。上古生界原生油气显示多见于扬子地体的南京—无为一带。这种现象是油气“近源聚集规律”或“环带状分布规律^[17]”的直接反映。据埋藏史分析，钱塘地体下古

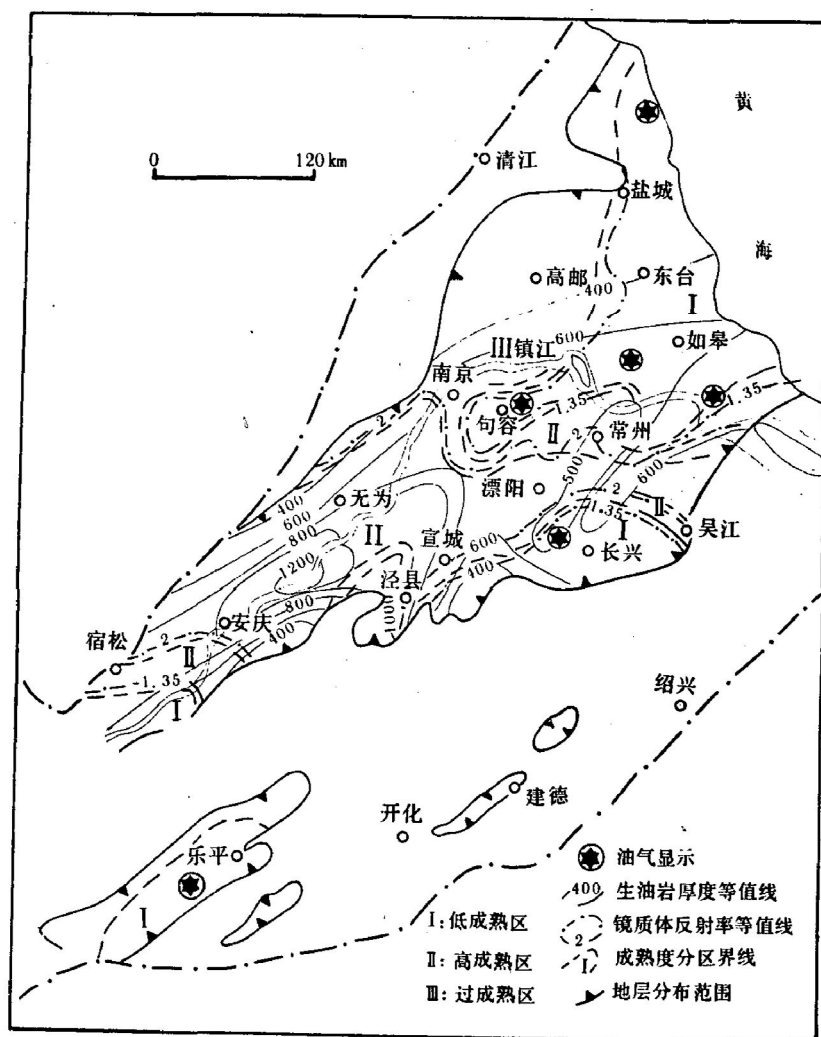


图7 下扬子区上古生界生油岩成熟度分区图

(据费富安等, 改编)

生界生油岩系生油(气)高峰期与运聚期发生在地体碰撞之前, 且拼贴接触带是一个强烈的挤压带与花岗岩发育带, 油气运移不可能逾越这一屏障。同时, 从地体观点和构造分析, 两个地体实质上就是两个独立演化的沉积盆地。因此, 对于下扬子复合地体的油气远景评价的结论应是: 其下古生界生油潜量大大超过上古生界, 且构造相对简单, 形成大型背斜或背曲型构造圈闭的可能性大, 应作为海相找油气的主要目的层系。上古生界生油潜力小, 构造复杂, 但埋藏浅, 可作为勘探小型复杂油气藏的对象。区域远景评价上, 钱塘地体和扬子地体依次分别是下古生界和上古生界(包括三叠系)烃类生成聚集的有利地区, 但仍应以钱塘地体作为油气勘探的主要靶区。由于钱塘地体浅部构造复杂和地面施工条件较困难, 以及目前经济技术条件的局限, 大面积深入勘探时机尚不成熟, 但若从长计议, 可以首先选择靠近下古生界生油中心, 地面条件较有利的地带开展物化探技术方法攻关, 然后评价和选择有利圈闭, 投入钻探, 可望在较短时期内取得战略性突破。

参 考 文 献

- [1] 方国柱, 1988, 地质论评, 第34卷, 第4期。
- [2] 乔秀夫等, 1988, 地质学报, 第62卷, 第4期。
- [3] 郭令智等, 1984, 中国地质科学院院报, 第10号。
- [4] 许靖华, 1987, 地质科技情报, 第2期。
- [5] 赵明德等, 1983, 地质学报, 第57卷, 第10期。
- [6] 杨志坚, 1987, 地质科学, 第3期。
- [7] 俞剑华等, 1988, 南京大学学报, 第1期。
- [8] 王鸿桢, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- [9] 郭令智等, 1986, 国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集, 地质出版社。
- [10] 王自强等, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- [11] 杨巍然等, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- [12] 孔庆玉等, 1986, 地质论评, 第32卷, 第5期。
- [13] 陈沪生, 1988, 石油与天然气地质, 第9卷, 第3期。
- [14] 朱 鸿, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- [15] 林金录, 1987, 地质科学, 第4期。
- [16] 翟永建等, 1989, 地球物理学报, 第32卷, 第3期。
- [17] 陈大贤, 1987, 石油与天然气地质, 第8卷, 第1期。

COMPOSITE TERRANE AND ITS HYDROCARBON POTENTIAL IN LOWER YANGTZE REGION

Gong Yujin

(Huadong Bureau of Petroleum Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The basement nature, the cover facies, the structural feature and magmatic activity in the lower Yangtze Region have presented obvious differentiae in the north and south parts of the region. The reason caused these differences is the existence of south (the Qiantang) and north (the Yangtze) terranes. These two terranes, underwent long tectonic evolution, were connected as a unified composite terrane in the end of the Triassic.

The Qiantang Terrane is the primary place for hydrocarbon generation and accumulation from Lower Paleozoic; the Yangtze Terrane is the most favourable place for that from Upper Paleozoic (including the Middle and Lower Triassic). The former will be the main target for oil and gas exploration.