

柴达木盆地第三系咸水湖相生油岩古沉积环境地球化学特征*

叶爱娟 朱扬明
(浙江大学地球科学系 杭州 310027)

提要 在系统分析柴达木盆地西部第三系咸水湖相生油岩样品的微量元素、有机物、粘土矿物组成的基础上,揭示了研究区生油岩的无机元素和有机质组成特征;并结合沉积环境的无机与有机地球化学指标,重建了生油岩沉积时的古沉积环境。生油岩的 B、Cl 及伽玛蜡烷含量表明,沉积时的水介质条件是半咸水—咸水环境,并伴随湖盆沉积中心北迁过程各层位地层的盐度发生规律性时空演化;生油岩的 Fe^{2+}/Fe^{3+} 、 S^{2-} 、Pr/Ph 比值、藿烷碳数分布模式及黄铁矿含量反映其沉积时的沉积环境为强还原性;粘土矿物组合特征及含量揭示这些生油岩的沉积相带介于中心咸湖相和边缘咸湖相之间。

关键词 微量元素,粘土矿物,有机物,咸水湖相,古沉积环境,地球化学,柴达木盆地

中图分类号 P731

柴达木盆地是我国为数不多的发育有第三系咸水湖相生油层的含油气沉积盆地。通过无机元素、有机物质和矿物组成对之进行古沉积环境分析,重建其古生态、古气候特征,对揭示咸水湖泊的形成与演化规律具有重要意义,同时对咸水湖相生油岩的油气生成机制研究也有重要价值(朱伟林等, 2004; 陈金霞等, 2005)。古沉积环境分析中主要借助具有指示沉积相带、气候、氧化还原性、水介质性质的元素与有机物地球化学特征等地球化学指标,以反映湖盆的生物群落和物源构成。目前,某些元素含量、比值及粘土矿物的组成与分布特征已被广泛应用于判别水体盐度(黄昔容等, 1999; 游海涛等, 2002; 赵永胜等, 1998)、氧化与还原环境(邓宏文等, 1993; 李双应, 1998; 李俊花等, 1993; 宋金明等, 1997)和离湖岸远近(金秉福等, 2002)等沉积条件。有机地球化学指标也被广泛应用于分析有机质的来源和沉积环境的物理、化学条件(曹高社等, 2002; 范善发等, 1991; 田蕴等, 2004; 李学刚等, 2005),但很少有学者把两者有机地结合起来。本文中作者拟在对柴达木盆地西部地区不同沉

积相带的生油岩中有关微量元素、有机地球化学特征进行系统剖析的基础上,结合粘土矿物组合特征及黄铁矿含量的分布特征,综合分析柴西生油岩的古盐度、氧化还原性及沉积时的水动力条件,恢复其古沉积环境。

1 盆地概况和样品处理

柴达木盆地是侏罗纪前在柴达木板块上发育起来的中、新生代内陆含油气盆地,其三面环山,北为祁连山脉,西邻阿尔金山脉,南接昆仑山脉,形态呈不规则的菱形(图 1);划分为西部拗陷区、北缘断块带和东部拗陷带三个一级构造单元。盆地在中、新生代总体上经历了早期断陷、中期拗陷和后期沉积中心转移三个构造演化阶段。柴达木盆地在第三纪位于北纬干燥气候带上,在西部缺乏源远流长的河流,仅有短暂性洪水型河流补给水源,加之四周高山环抱,导致湖水咸化,形成常年性内陆封闭咸水湖盆;沉积了厚达 6000 余米的第三系咸水湖相地层,其中在下第三系渐新统(E_3)和上第三系中新统(N_1)发育有生烃潜力较高的生油层;目前已在本地区发现十几个油气田。柴达木盆地西部地区习惯上分

* 中国石油天然气集团公司 95 重点科技攻关项目资助, 970207 号。叶爱娟, 硕士, E-mail: a800809@163.com

收稿日期: 2005-08-16 收修改稿日期: 2006-05-12

为三个区带:昆仑山以北至狮子沟-油砂山断裂以南地区为南区,狮子沟-油砂山断裂以北至油泉子-南翼山间向斜为中区,中区的北界以北地区为北区。

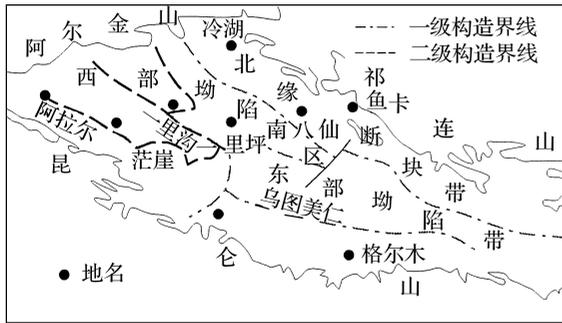


图 1 柴达木盆地构造单元划分略图

Fig 1 Sketch map showing tectonic elements of the Qaidam Basin

80余个生油岩样品取自盆地西部坳陷区不同沉积相带的下第三系渐新统下干柴沟组上、下部 (E_3^2 、 E_3^1) 和上第三系中新统上干柴沟组 (N_1) 及上新统地层 (N_2)。生油岩样品经清洗粉碎后进行有关地球化学分析。岩石可溶有机质用三氯甲烷进行抽提,抽提物用石油醚沉淀去除沥青质后,在硅胶/氧化铝层析柱上分别用石油醚、二氯甲烷和三氯甲烷/乙醇分离出饱和烃、芳烃和非烃组分。饱和烃组分进行了 GC (气相色谱) 和 GC/MS (质谱) 分析,检测了伽玛蜡烷、藿烷和姥鲛烷 (Pr)、植烷 (Ph) 等生物标志物。岩石样品用酸溶法处理后,用等离子发射光谱法分析 Sr Ba Fe Mg Na Ca K 等无机元素含量。由于酸溶处理法将损失 B 元素,因而该元素用碱溶法进行预处理,其含量测定也用等离子发射光谱法。所用仪器为 PLA-SPEC1 感耦等离子体发射光谱仪。Cl⁻ 离子用 LC-2 型盐含量测定仪分析,该仪器根据库仑滴定原理采用微机进行全自动控制测定。粘土矿物组成及含量用菲利普公司生产的 X'PertMPD X 射线衍射仪分析;碳酸盐含量用 TSY-1 型岩石碳酸盐含量全自动测定仪测定。此外,本研究中作者还收集了 Cl⁻、Fe²⁺、Fe³⁺ 及 S²⁻ 等离子现场分析数据,资料来自青海油田勘探开发研究院化验室。这些数据都按有关分析标准和操作规程进行测定。

2 元素组成与古沉积环境水介质条件分析

2.1 硼含量

沉积物中的硼 (B) 除陆源碎屑 (电气石) 带来外,主要从沉积水体中吸取而来,现代海水中硼的含量为 4.7×10^{-6} ,内陆盐湖中也有很高的硼量,而淡水中一般不含有硼。水体中的硼一旦被粘土矿物吸收固定后,无论其呈吸附状态存在还是进入粘土矿物晶格都不因后期水体硼浓度的下降而解吸,因而沉积物的硼测定数据可作为其最初沉积时的水体盐度。沉积物的硼吸附量与水体中的硼含量有关,而水体中的硼含量与水体盐度存在线性关系 (Couch, 1971),因而沉积物中的硼含量与水体的盐度存在函数关系 (邓宏文等, 1993)。一般认为,淡水湖相沉积中硼的含量最小,小于 60×10^{-6} ,半咸水环境中硼的含量在 $60 \times 10^{-6} - 100 \times 10^{-6}$ 之间,咸水环境沉积中硼含量大于 100×10^{-6} (邓宏文等, 1993; 孙镇城等, 1997)。也有学者把硼含量转化为相当硼含量,认为相当硼含量小于 200×10^{-6} 的为淡水沉积,在 $200 \times 10^{-6} - 300 \times 10^{-6}$ 之间的为半咸水沉积,大于 300×10^{-6} 的为咸水沉积 (孙镇城等, 1997)。

柴达木盆地西部各区不同层位生油岩测定的 B 含量有较大的变化范围,为 $43 \times 10^{-6} - 221 \times 10^{-6}$ (表 1),依据上述硼含量与水体盐度的关系,可认为所研究的生油岩在沉积时主要为半咸水-咸水的水介质环境,局部为淡水;同时,也表明这些生油岩沉积时水体盐度在时空上经历过较大的演化。根据硼和 K₂O 含量及粘土矿物成分用 Walk 法计算得到的相当硼含量在 $160 \times 10^{-6} - 408 \times 10^{-6}$ 之间,大部分样品集中在 $200 \times 10^{-6} - 300 \times 10^{-6}$ 范围;按照相当硼的水质盐度意义,其沉积环境也主要为半咸水-咸水环境。根据所得的相当硼含量数据,利用亚当斯法计算出的古盐度在 7.42—32.82 之间。

2.2 Cl⁻ 含量

氯离子 (Cl⁻) 含量是水体盐度的标志,也是计算盐度的主要参数。但关于沉积物中 Cl⁻ 的含量与水体盐度之间的关系目前还没有明确的标准。本文中作者试用 Cl⁻ 与 B 的相关性分析生油岩沉积时的水介质条件。图 2 为所分析的柴西第三系生油岩样品 Cl⁻ 含量与 B 含量的相关图,从中可看出,氯离子含量随 B 含量增高而线性升高,表明 Cl⁻ 的含量能反映湖水的咸化程度。如以 B 含量 100×10^{-6} 为咸水与半咸水界限的话,

按图 2 中的两者关系, 相应的 Cl 含量界限约为 2000×10^{-6} 。因油田现场 Cl 含量分析数据很系统, 可以此参照标准分析生油层沉积环境水介质条件变化。

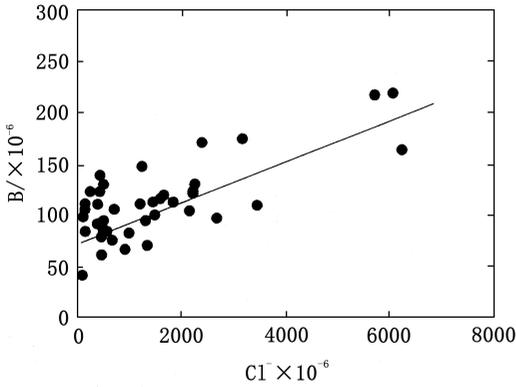


图 2 B 与 Cl 离子含量的相关图

Fig 2 Relationship between B and Cl concentrations

综合本文和前人的分析资料发现, 各地区不同层位生油岩之间的 Cl 含量变化呈一定的规律性。各区渐新统 E_3^1 地层的 Cl 含量均较低, 在 1000×10^{-6} 上下, 大都为半咸水环境。在渐新统 E_3^2 沉积时, 南区的下部地层含量较高, 达 5000×10^{-6} 以上, 表明水质发生了咸化; 但其上部地层又减少; 而在中区和北区整个地层剖面上都较低, 与 E_3^1 相近, 在 1000×10^{-6} 上下, 仍处于半咸水环境。到中新统 N_1 地层沉积时, 各区 Cl 含量发生规律性变化; 在南区, N_1 继承 E_3^2 后期的水质状况, Cl 呈较低值, 基本上在 1000×10^{-6} 以下; 而中区有所变高, 波动在 1000×10^{-6} — 2000×10^{-6} 之间, 表明湖盆的沉积中心 (咸化区) 在该沉积时期已移至中区。北区 N_1 的 Cl 含量变化具有特征性意义, 在其下部较低, 而在上部明显增高, 达 10000×10^{-6} 以上, 说明盆地沉积中心在中新世中后期发生了进一步的北迁。在上新世, 各地区地层剖面都反映出从下向上发生水质进一步咸化的趋势, 但咸化的程度不同, 南区和中区咸化程度较低, 而北区则高度咸化, Cl 可达 50000×10^{-6} 以上, 表明此时的沉积中心已位于北区。上述地层剖面 Cl 含量变化直观揭示了盆地沉积中心从渐新世时的南区, 到中新世的中区, 再到上新世的北区的北迁过程。

2.3 Sr/Ba

Sr/Ba (锶、钡) 是常用来判别沉积环境类型

和水体盐度的微量元素比值, 其依据是, 锶和钡同是地壳中分布较广的微量元素。在淡水湖泊中, 水介质的酸性比较强, 矿化度低, 硫酸根离子含量少, 锶、钡均以重碳酸盐的形式保留在湖水中。当湖水发生咸化, 矿化度逐渐增高时, 钡首先以硫酸钡的形式沉淀出来, 而锶只有当湖水浓缩到一定程度后才能产生硫酸锶沉淀。因此, Sr/Ba 比值常用来作为区分淡水和咸水沉积的参数 (邓宏文等, 1993; 孙镇城等, 1997; Raiswell *et al*, 1988)。

令人意外的是, 本研究的岩石中 Sr/Ba 比值和 B、Cl 两个盐度指标没有相关性 (图 3 图 4), 却与碳酸盐含量之间存在着良好的正相关关系 (图 5)。这可能说明在富含碳酸盐矿物的咸水湖相特殊沉积环境中, 沉积物中碳酸盐的存在会影响 Sr/Ba 比值, 使其不能真正反映该沉积环境的 Sr/Ba 原始比值, 也不能正确反映古盐度 (孙镇城

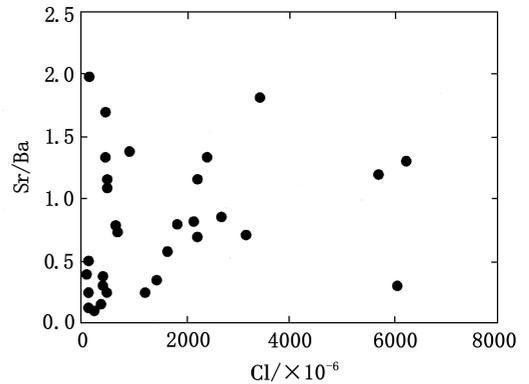


图 3 Sr/Ba 与 Cl 含量的关系

Fig. 3 Relationship between Sr/Ba and Cl

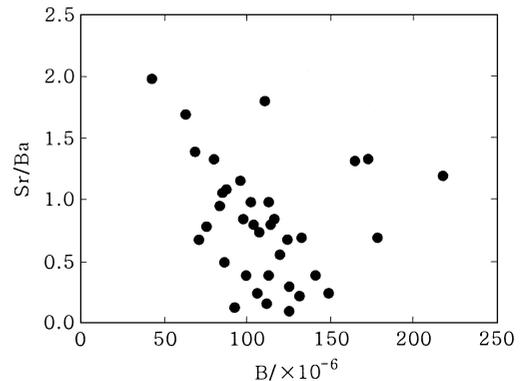


图 4 Sr/Ba 与 B 含量的关系图

Fig 4 Relationship between Sr/Ba and B concentration

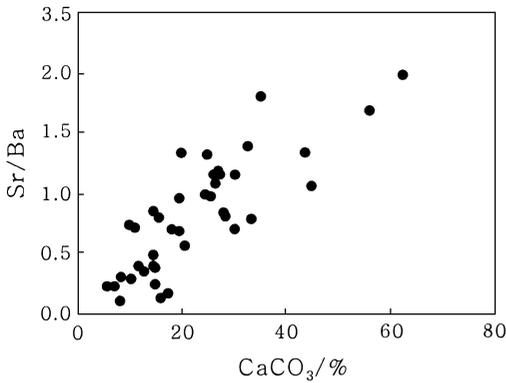


图 5 Sr/Ba与碳酸盐含量的关系图

Fig 5 Relationship between Sr/Ba and carbonate abundance

等, 1997), 其原因是, Sr能取代碳酸盐中的Ca进入其中, 而不是以硫酸盐的状态存在, 这样用Sr/Ba比值推测古盐度便没有意义(冯洪真等, 1993), 这说明Sr/Ba比值不适用判别咸湖相沉积的古盐度。

但另一方面, 由于Sr/Ba比值与碳酸盐含量之间存在相关性, 因而该指标赋有新的沉积环境意义。Sr/Ba比值随碳酸盐含量呈线性增高主要是因为Sr和Ca的离子半径相似, 在碳酸盐中Sr以类质同像的方式取代Ca而存在于其中; 而Ba由于半径太大, 不易进入碳酸盐中, 从而使富含碳酸盐的岩石中Sr含量大于Ba(邓宏文等, 1993; 黄昔容等, 1999)。在湖盆沉积中碳酸盐含量与离湖岸距离有关, 从滨岸到湖盆中心碳酸盐含量逐渐增多。从这个意义上讲, Sr/Ba比值可以指示离岸距离的远近, 即从滨岸到湖盆中心Sr/Ba比值逐渐增高。从表1数据看, 柴西生油岩的Sr/Ba比值变化较大, 在0.1—1.98之间, 与沉积相带存在一定联系。在下第三系样品中, 中区和北区Sr/Ba比值较低; 而在上第三系, 中区、北区一些样品中呈高值, 这表明盆地的沉积中心有一个从下第三系的南区逐渐转移到了上第三系的北区的北迁过程, 这与Cl含量所反映的盐度变化有较好的一致性。

2.4 伽玛蜡烷

伽玛蜡烷是一个C₃₀的五环三萜烷, 被认为来源于四膜虫醇(伽玛蜡-3 β -醇), 其先质物主要存在于原生动物中, 在纤毛虫、光合硫细菌和蕨类植物中也有。以往这个化合物常被当作沉积水体盐度的标志化合物(邓宏文等, 1993), 后来

Danste等(1995)认为, 本质上伽玛蜡烷不是盐度的标志, 而是沉积水体分层的标志。由于咸水湖泊中水体常呈密度分层, 而其沉积物中富含伽玛蜡烷, 因而这个化合物在咸水湖相沉积中仍具有指示盐度的地球化学意义。

所分析的柴西第三系生油岩样品中普遍检测到含量较高的伽玛蜡烷化合物, 伽玛蜡烷/C₃₀藿烷比值一般在0.2以上, 高者可达1.0以上(表1), 指示半咸水-咸水的沉积环境性质。

以上地球化学指标相互印证了研究区生油层古沉积环境水介质主要为半咸水-咸水湖泊。

3 咸水湖相环境的强还原性

3.1 Fe²⁺/Fe³⁺与S²⁻

铁的地球化学行为取决于所在环境的物理化学条件, 特别是由于有机作用所造成的微环境特征, 而控制此系统的主要因素是氧化还原反应(金秉福等, 2002)。在还原条件下, pH值较高时, 铁以Fe²⁺形式存在, 迁移能力很强; 在氧化条件和pH值低的酸性介质中, 铁以Fe³⁺形式存在, 迁移能力弱。因此可以根据泥岩中Fe²⁺、Fe³⁺的含量及其比值来反映环境的氧化还原程度。在地球化学相分类中, Fe²⁺/Fe³⁺ << 1为氧化相, Fe²⁺/Fe³⁺ < 1为弱氧化环境, Fe²⁺/Fe³⁺ = 1为中性环境, Fe²⁺/Fe³⁺ > 1为弱还原环境, Fe²⁺/Fe³⁺ >> 1为强还原环境(邓宏文等, 1993; 宋金明等, 1997)。

从青海油田收集到的柴西1千余个第三系生油岩样品分析资料表明, 它们的Fe²⁺/Fe³⁺基本上都在1.0以上, 相当一部分样品在10以上(图6a), 表明沉积环境的强还原性。

S²⁻是硫酸盐还原作用的产物, 在还原性沉积物中硫酸盐矿物在硫酸盐还原菌的作用下通过下述反应: (CH₂O)₁₀₆(NH₃)₁₆(H₃PO₄) + 53SO₄²⁻ = H₃PO₄ + 106H₂O + 106CO₂ + 16NH₃ + 53S²⁻还原为S²⁻、H₂S或其他低价硫化物(施春华等, 2001)。因此, 沉积物中S²⁻的含量高低也常用来反映沉积环境的氧化还原性。一般认为S²⁻为0.05%时就表征沉积环境具还原性。

本区生油岩的S²⁻含量基本上在0.05%以上, 不少样品在1.0%以上(图6b), 反映出本区咸湖相沉积环境的强还原性。S²⁻和Fe²⁺/Fe³⁺比值作为氧化还原指标在本区生油岩中有很好的相关性, 在地层剖面上, 随沉积环境性质变化两者同步增高或减少。

表 1 柴达木盆地西部部分生油岩地球化学参数
Tab. 1 Geochemical data of selected source rock in the western Qaidam Basin

地区	井号	井段(m)	层位	B(10 ⁻⁶)	Sr/Ba	Pr/Ph	Cl ⁻ (10 ⁻⁶)	Fe(%)	Mn(%)	Na(%)	K(%)	Ca(%)	Mg(%)	碳酸盐(%)	C ₃₅ /C ₃₄	γ/C ₃₀
南区	狮深 10 斜 3	1342.20—1350.37	N ₂	179	0.7	0.37	3134	4.04	0.054	2.35	4.13	5.55	1.06	11.1	0.53	0.42
	砂 33	3584—3591.5	N ₁	83	0.95	0.54	975	3.77	0.072	2.41	4.93	6.8	1.22	19.72	1.06	1.58
	跃东 110	2362.43—2365.13	N ₁	102	0.98	0.32	1470	3.29	0.054	2.36	4.38	12.71	1.2	24.59	0.78	0.89
	狮深 10 斜 3	1478.48—1487.68	N ₁	172	1.33	0.57	2393	2.915	0.058	4	3.36	9.17	1.34	20.09	0.49	0.32
	建参 1	3648—3654	E ₃ ²	217	1.19	0.21	5695	3.71	0.07	3.26	4.64	9.51	1.2	27.16	1.79	1.13
	切 4	700—705	E ₃	96	1.16	0.66	506	3.52	0.067	2.65	3.19	13.9	1.39	27.3	0.45	0.13
	狮 32 斜	4145.57—4150.82	E ₃ ²	85	1.05	0.39	561	3.21	0.057	4.99	5.41	10.32	1.43	44.98	1.99	1.03
	狮深 24	3912.55—3917	E ₃ ²	110	1.81	0.52	3450	3.12	0.04	2.62	3.73	3.21	0.75	35.06	0.55	0.31
	跃 71	1368.40—1374.85	E ₃ ²	122	1.15	0.25	2222	3.07	0.051	2.49	3.84	12.11	1.17	30.44	0.75	0.40
	跃灰 2	3271.60—3279.70	E ₃ ²	117	0.83	0.34	1573	3.29	0.061	3.78	4.98	9.14	1.25	27.96	1.8	0.39
	阿 2	2707.76—2715	E ₃ ¹	98	0.85	0.46	2682	3.76	0.04	2.91	4.3	4.12	0.85	14.63	2.87	0.41
	狮 23	4065.10—4072.00	E ₃ ¹	80	1.33	0.36	445	2.9	0.058	2.62	3.28	18.58	1.17	43.6	0.98	0.69
	狮 23	4166.71—4174.66	E ₃ ¹	68	1.38	0.53	931	2.98	0.05	2.98	4.1	12.94	0.92	32.56	1.56	0.42
	跃 45	3709.41—3713.63	E ₃ ¹	113	0.35	0.54	1446	4.2	0.045	3.27	4.61	1.48	0.61	12.78	1.53	0.73
跃东 110	3742.75—3745.95	E ₃ ¹	107	0.74	0.48	720	4.7	0.046	2.51	5.79	1.34	0.59	10.09	0.9	0.52	
七 24	2791—2798.21	E ₁₊₂	71	0.67	0.74	1323								19.82	0.66	0.48
狮 23	5509.5	E ₁₊₂	63	1.69	0.43	455	2.81	0.05	2.29	2.79	16.14	1.56	55.76		0.76	
开参 1	2708.58—2715.09	N ₂	120	0.57	0.71	1662	3.64	0.05	2.95	5.2	6.12	1.15	20.53	0.46	0.32	
油 14	2122.83—2130.00	N ₁	124	0.69	0.28	2215	3.6	0.048	2.91	4.86	5.91	1.19	18.1	0.54	0.43	
油 6	2397.80—2402.40	N ₁	95	1.15	0.66	1304	3.52	0.057	2.7	4.39	8.71	1.35	26.28	0.45	0.24	
开 2	4308.00—4309.85	N ₁	112	0.38	0.53	132	3.78	0.029	4.46	5.48	0.48	0.28	14.42	0.62	0.29	
茫南 1	4195—4200	N ₁	141	0.38	0.56	427	3.81	0.071	5.47	5.96	8.18	1.3	14.74	0.85	0.25	

续表

地区	井号	井段(m)	层位	B(10^{-6})	Sr/Ba	Pr/Ph	Cl $^{-}$ (10^{-6})	Fe(%)	Mn(%)	Na(%)	K(%)	Ca(%)	Mg(%)	碳酸盐(%)	C $_{35}$ /C $_{34}$	γ /C $_{30}$
北区	油南1	3506—3514	N $_1$	87	1.08	0.85	490	4.23	0.073	3.18	4.55	8.97	1.07	26.35	0.52	0.20
	油6	3376.62—3381.83	E $_3^2$	149	0.24	0.76	1230	3.29	0.046	2.1	3.8	13.2	1.43	5.67	0.66	0.26
	油6	4310.03—4313.03	E $_3^1$	76	0.78	0.82	677	4.07	0.063	3.09	4.94	5.37	1.04	33.31	0.68	0.30
	南4	1183.75—1192.25	N $_2$	165	1.31	0.57	6234	3.15	0.063	3	4.2	10.69	1.13	24.84		0.57
	梁3	2949—2954.20	N $_2$	132	0.69	0.36	2240	3.45	0.07	2.7	4.76	8.02	1.36	30	0.72	0.40
	南9	1449.5—1455.94	N $_2$	221	0.3	0.31	6061	4.09	0.043	4.3	6.33	1.34	0.67	8.25	1.03	0.28
	风4	3100—3105	N $_1$	112	0.97	1.33	1192	3.72	0.078	2.29	4.76	10.58	1.09	25.41	0.57	0.09
	梁3	3377.30—3381.13	N $_1$	104	0.81	0.43	2151	3.38	0.063	3.99	4.98	8.63	1.32	28.35	0.34	0.08
	南8	2597.50—2605.49	N $_1$	113	0.8	0.91	1828	4.04	0.06	2.59	4.2	5.83	1.12	15.36	0.6	0.29
	南8	3068.80—3075	N $_1$	43	1.98	0.57	146	1.92	0.054	2.88	4.64	27.78	1.38	62.36	0.58	0.30
博1	3960.52—3964.02	N $_1$	99	0.39	0.37	112	4.51	0.041	3.6	5.12	2.53	1.05	11.53	1.58	0.28	
风4	3900—3904.46	E $_3^2$	131	0.24	0.81	479	3.92	0.035	2.44	6.48	3.6	0.85	6.97	0.56	0.17	
梁3	4807.45—4808.97	E $_3^2$	125	0.3	0.61	424	4.78	0.049	2.27	4.2	2.62	0.76	10.42	0.58	0.30	
南1	4372.95—4376.46	E $_3^2$	86	0.49	0.93	154	3.79	0.052	2.21	4.66	4.54	0.91	14.5	0.58	0.35	
南10	3785—3789	E $_3^2$	106	0.25	0.76	141	4.12	0.021	2.5	4.91	0.43	0.65	14.89	0.72	0.45	
南10	4160—4165	E $_3^1$	92	0.14	0.51	396	3.87	0.086	2.87	2.98	13.33	1.2	16.07	0.79	0.40	
南10	4561—4567	E $_{1+2}$	111	0.15	0.53	399	4.12	0.038	2.59	5.46	1.66	0.66	17.33	0.85	0.47	
南10	4670—4680	E $_{1+2}$	125	0.1	0.39	255	4.39	0.057	4.26	5.76	2.52	0.8	7.91	0.79	0.41	

注:表中B为元素硼;Pr/Ph为姥鲛烷/植烷的比值;C $_{35}$ /C $_{34}$ 为C $_{35}$ /C $_{34}$ 藿烷的比值;Sr/Ba为锶/钡的比值; γ /C $_{30}$ 为伽玛蜡烷/C $_{30}$ 藿烷

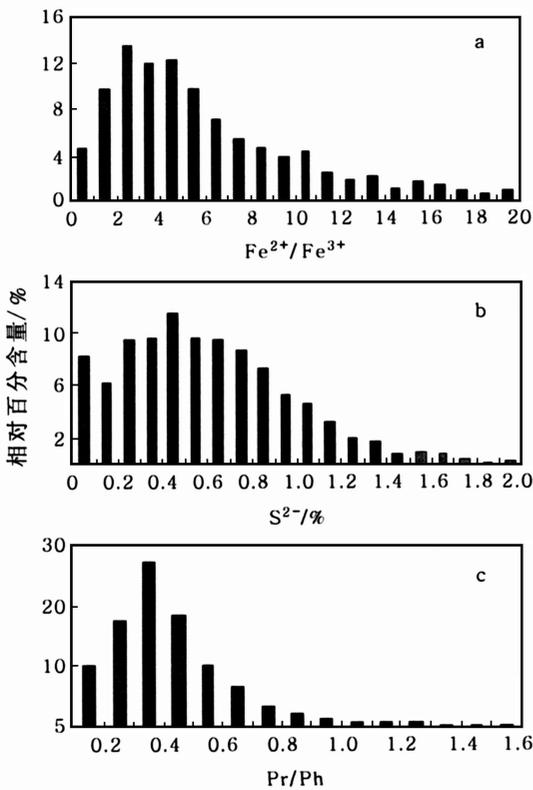


图 6 柴西生油岩 Fe^{2+}/Fe^{3+} 、 S^{2-} 、Pr/Ph 分布直方图
Fig. 6 Histogram of Fe^{2+}/Fe^{3+} , S^{2-} and Pr/Ph of source rock in the western Qaidam Basin

在沉积物中低价态的硫能与铁形成黄铁矿 (FeS_2), 在暗色岩中普遍存在, 以结核状或微球丛状、斑点状产出。因而, 沉积物中黄铁矿的多少可反映沉积环境的氧化还原性。通过全岩光片在显微镜下观察统计结果表明, 柴西第三系生油岩中均有含量不等的黄铁矿, 占全岩的 0.2%—7.0%, 表征强还原沉积的岩石学特征。

3.2 Pr/Ph

姥鲛烷 (Pr) 和植烷 (Ph) 等类异戊二烯烃主要来源于叶绿素的植醇侧链。在氧化的成岩条件下植醇主要被氧化成羧酸, 脱羧后形成姥鲛烷, 在还原的条件下主要被加氢转变为植烷, 因而两者比值 Pr/Ph 能反映沉积环境的氧化还原性, 高的 Pr/Ph 值 (> 1) 指示有机质形成于氧化环境, 低的 Pr/Ph 值 (< 1) 则指示还原环境 (曹高社等, 2002 朱扬明等, 2003 Dilgk *et al.* 1978)。该比值在有机地球化学研究中被广泛用于判别沉积环境的氧化还原性。

生油岩样品饱和烃气相色谱分析数据表明, 柴西第三系咸湖相生油岩 Pr/Ph 呈低值, 大多分

布在 0.2—0.8 范围 (图 6c), 反映咸水湖相强还原沉积环境性质。各地区生油岩的 Pr/Ph 有一定的变化范围, 南区生油层大多变化在 0.2—0.6 范围, 中区在 0.3—0.8 北区在 0.4—1.2 呈由南向北的变高趋势, 这与沉积相带变化有关。

3.3 C_{35}/C_{34} 藿烷

藿烷是生油岩中常见的生物标志物系列, 一般的生油岩中其高碳数 ($\geq C_{31}$) 化合物随碳数增加而逐步降低, 即呈阶梯型分布模式。而在强还原的咸湖相或碳酸岩生油岩中它们呈特殊的“翘尾巴”分布模式, 即 $C_{31} > C_{32} \geq C_{33} \leq C_{34} < C_{35}$, 因而可用 C_{35}/C_{34} 藿烷比值判别沉积环境的还原性 (曹高社等, 2002 朱扬明等, 2003)。

柴西第三系生油岩中不少样品呈上述分布模式 (图 7), C_{35}/C_{34} 藿烷比值高于 1.0 甚至大于 2.0。南区狮子沟、跃进一带的渐新统样品多数呈这种模式, 少数中新统样品也如此, 反映这些地区沉积环境的还原性很强。北区多数样品中这种分布特征不明显, 与它们 Pr/Ph 值相对较高、还原性稍弱有一定的相关性。另外, 成熟度较高时, 由于高碳数化合物发生裂解作用也会失去这种分布特征。

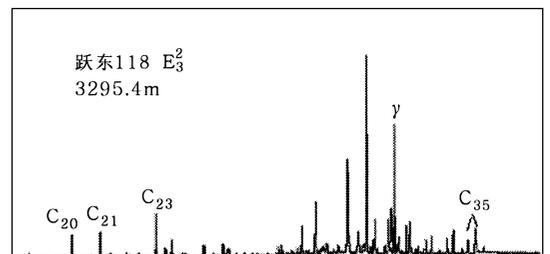


图 7 咸水湖相生油岩饱和烃 m/z 191 质量色谱图
Fig. 7 m/z 191 mass chromatogram of saturated fraction in saline lacustrine source rock

上述本研究区咸水湖相沉积环境的强还原性主要与其水体盐度高导致密度分层作用有关。由于水体分层能阻挡水体在纵向上的对流, 造成水体底部和沉积物中因沉积有机质的微生物生化作用的持续而缺氧, 使之处于强还原状态。

4 粘土矿物组成与古水动力条件

粘土矿物是盐湖碎屑沉积物的重要组成部分, 是高矿化度卤水环境的沉积演化产物, 其矿物组合受控于气候条件和环境介质。伊利石和绿泥石存在于缺氧、碱性的沉积环境中, 而高岭

石存在于酸性介质中,因而在湖泊演化时其矿物组成会发生改变,以此可区分沉积环境性质(邓宏文等, 1993; 刘钦甫等, 1999; 孙镇城等, 1997)。同时,在不同的水动力条件下,粘土矿物的沉积顺序也不相同。据研究,从湖盆边缘到湖盆中心,水动力条件逐渐减弱,依次沉积高岭石、伊利石和蒙脱石(赵永胜, 1993)。

我国盐湖粘土矿物以伊利石-绿泥石组合为特征,蒙脱石的含量高低不一,有时接近绿泥石,高岭石一般很少(徐昶, 1993)。在盐湖演化的不同阶段,粘土矿物的组合也不相同,在非成盐阶段,伊利石和绿泥石的相对含量一般分别为 80%—90% 和 10%,有时能见少量高岭石;在成盐阶段中伊利石含量有所下降,为 70%—80%,绿泥石含量有所上升,为 15%—20%(孙镇城等, 1997)。

粘土矿物在柴达木盆地的第三系沉积地层中分布较广,并且粘土矿物的特征及其组合在纵向上和横向上都有一定的变化,这说明粘土矿物的变化受古水介质盐度、成分及 pH 值等因素的影响(苗军, 2000; 赵东升等, 2001)。

本文中 X 射线衍射分析结果表明,柴达木盆地西部生油岩的粘土矿物种类主要为伊利石、绿泥石和伊蒙混层,分别占 15%—75%、6%—38% 和 3%—76%(图 8),没有高岭石和蒙脱石。与其他盆地相比,柴西第三系所研究的生油岩粘土矿物组成具特殊性,与典型的咸湖相有所差异。Mingles 等(1998)提出盆地中心(深水)咸湖

相沉积中粘土矿物主要以伊利石和绿泥石为主,少量伊蒙混层;而边缘(浅水)咸湖相主要为伊利石、绿泥石和蒙脱石。按此标准,柴西生油层沉积相介于这两者之间,水动力环境条件中等。其中,从图 8 可看出,下第三系(E)地层中总体上伊蒙混层比上第三系(N)地层少,表征沉积水体相对较深。

5 结论

柴达木盆地西部第三系生油岩沉积时的水介质条件主要为半咸水-咸水。生油岩的 B 含量为 $43 \times 10^{-6} - 221 \times 10^{-6}$,相当硼含量在 $160 \times 10^{-6} - 408 \times 10^{-6}$ 之间,用亚当斯法计算出的古盐度在 7.42—32.82 之间。伴随沉积中心北迁过程各层位地层的盐度发生时空演化,整体上从下第三系到上第三系呈上升趋势。

这些咸水湖相生油岩的沉积环境为强还原性,它们的 Fe^{2+}/Fe^{3+} 比值基本上都在 1.0 以上,相当一部分样品在 10 以上;其 S^{2-} 含量大多在 0.05% 以上,不少样品在 1.0% 以上;Pr/Ph 呈低值,大多分布在 0.2—0.8 范围;藿烷系列生物标志物中呈现“翘尾巴”的分布模式。

柴西生油岩的粘土矿物以伊利石、绿泥石及伊蒙混层为主,没有高岭石和蒙脱石,其相对含量与典型咸湖相的粘土矿物组成有所差异,表明本区生油岩的沉积相介于中心咸湖相和边缘咸湖相之间。

参 考 文 献

邓宏文, 钱 凯, 1993 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 18—31
 冯洪真, 俞剑华, 方一亭等, 1993 五峰期上扬子海古盐度分析. 地层学杂志, 17(3): 179—185
 田 蕴, 郑天凌, 王新红等, 2004 厦门西港表层沉积物中多环芳烃(PAHs)的含量、分布及来源. 海洋与湖沼, 35(1): 15—20
 刘钦甫, 彭苏萍, 曹代勇等, 1999 郑州超化煤矿山西组泥质岩中粘土矿物及地化研究. 煤田地质与勘探, 27(6): 9—13
 孙镇城, 杨 藩, 张枝焕等, 1997 中国新生代咸化湖泊沉积环境与油气生成. 北京: 石油工业出版社, 125—142
 朱伟林, 吴国璋, 黎明碧等, 2004 南海北部陆架北部湾盆地古湖泊与烃源条件. 海洋与湖沼, 35(1): 8—14
 朱扬明, 苏爱国, 梁狄刚等, 2003 柴达木盆地咸湖相生油岩正构烷烃分布特征及其成因. 地球化学, 32(2):

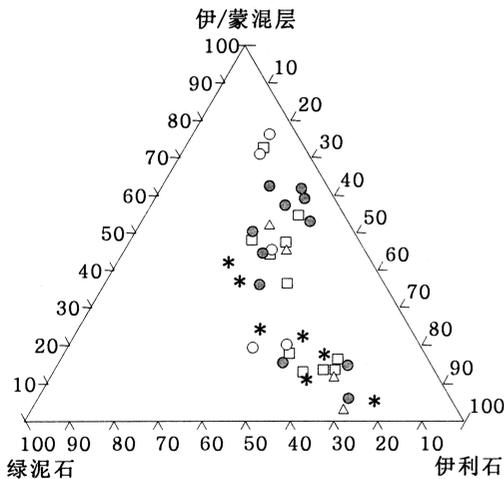


图 8 生油岩粘土矿物组成三角图

△ E₁²⁺; * E₃¹; □ N₁; ● E₃²; ○ E₂

Fig. 8 Ternary diagram of relative composition of clay minerals in source rocks

- 宋金明, 李鹏程, 1997. 渤海南部沉积物中的活性铁及氧化还原环境. 海洋科学, 4: 32—36
- 李双应, 1998. 皖南蓝田盆地蓝田组的沉积环境. 合肥工业大学学报, 21(5): 64—70
- 李学刚, 宋金明, 李 宁等, 2005. 胶州湾沉积物中氮与磷的来源及其生物地球化学特征. 海洋与湖沼, 36(6): 562—571
- 李俊花, 白光勇, 张谊理等, 1993. 孤东油田上第三系馆陶组上段微量元素的分布特征及沉积环境分析. 石油大学学报, 17(3): 114—117
- 陈金霞, 李铁刚, 曹奇原等, 2005. 7500a BP以来冲绳海槽北部孢粉组合及古环境意义. 海洋与湖沼, 36(5): 475—480
- 苗 军, 2000. 柴达木盆地第三系湖盆古水介质研究. 西安石油学院学报(自然科学版), 15(4): 22—24
- 范善发, 周中毅, 潘长春等, 1991. 应用生物标志物评价塔里木盆地地下古生界沉积物的古环境. 沉积学报, 9(增刊): 44—50
- 金秉福, 林振宏, 杨群慧等, 2002. 沉积矿物学在陆缘海环境分析中的应用. 海洋地质与第四纪地质, 22(3): 113—117
- 施春华, 颜佳新, 韩 欣等, 2001. 早期成岩作用过程中硫酸盐还原反应研究. 广西地质, 14(1): 21—26
- 赵东升, 贺 鹏, 孔红喜等, 2001. 柴达木盆地粘土矿物特征及其演化. 沉积学报, 19(1): 66—69
- 赵永胜, 1993. 云南星云断陷湖盆中粘土矿物特征与沉积环境关系的初步探讨. 海洋与湖沼, 24(5): 447—456
- 赵永胜, 宋振亚, 温景萍等, 1998. 保山盆地湖相泥岩微量元素分布与古盐度定量评价. 海洋与湖沼, 29(4): 409—415
- 徐 昶, 1993. 我国盐湖粘土矿物研究进展. 盐湖研究, 1(2): 72—77
- 曹高社, 宋明水, 刘德良等, 2002. 合肥盆地寒武系底部烃源岩沉积环境和地球化学特征. 石油实验地质, 24(3): 273—278
- 黄昔容, 陶述平, 1999. 贵州织金地区晚二叠世地沉积环境分析. 贵州地质, 16(4): 301—306
- 游海涛, 程日辉, 刘昌岭等, 2002. 古盐度复原法综述. 世界地质, 21(2): 111—116
- Couch E L, 1971. Calculation of Palaeosalinities from boron and mineral data AAPG, 55(10): 1829—1837
- Damste J S S, Kenig F, Koopmans M P *et al.* 1995. Evidence for gammacerane as a indicator of water column stratification. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1895—1900
- Didgk B M, Sinenet B R T, Brassell S C *et al.* 1978. Organic geochemical indication of palaeoenvironmental of sedimentation. *Nature*, 272: 216—222
- Mingles M, Salvan J M, Munoz A *et al.* 1998. Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 116: 159—176
- Raiswell R, Buckley F, 1988. Degree of pyritization of iron as a palaeoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5): 812—819

GEOCHEMICAL AND SEDIMENTARY FEATURES OF TERTIARY SALINE LACUSTRINE SOURCE ROCKS IN QAIDM BASIN

YE A + Juan, ZHU YangMing

(Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027)

Abstract The Tertiary saline lacustrine source rocks in oil-gas resources were sampled from exploration wells in western Qaidm Basin (90°10′—92°40′E, 37°20′—38°50′N) in the northwest China to which chemical and mineralogical analyses were performed on trace-element, organic or inorganic matters, pyrite abundance and clay mineral composition. Geochemical indicators were used to determine the sedimentary environment during the age in the region. The concentrations of Cl⁻, B and gammacerane show that the water mass was semi-brine to brine. The deposition center was moved northward with a gradual change in salinity. In terms of Fe²⁺/Fe³⁺ ratio, Pr/Ph ratio, the amounts of S²⁻ and pyrite, and hopane distribution, the local Tertiary sedimentary environment featured strong reduction. The geochemical and mineral composition of clay suggests that the sedimentary facies of the source rocks was between marginal and central salt lake facies.

Key words Trace element, Clay mineral, Organic matter, Salt lake facies, Sedimentary environment, Geochemistry, Qaidm Basin