

文章编号:1009-9603(2021)02-0068-08

DOI:10.13673/j.cnki.cn37-1359/te.2021.02.009

东营凹陷中央隆起带地温场建立及 地热系统发育模式

朱铁军

(中国石化集团胜利石油管理局有限公司 新能源开发中心,山东 东营 257001)

摘要:针对断陷盆地中央隆起带热能开发地温场建立难度大的实际,采用井筒测温法、 SiO_2 地热温标、钾镁地热温标、钠钾地热温标等建立地温场,研究地温场分布的控制因素,建立地温场发育模式。结果表明,东营凹陷中央隆起带沙二段—第四系可以划分为地表变温带、第一增温带、第一保温带、第二增温带、第二保温带、第三增温带和第三保温带共7个温度带。采用 SiO_2 、钾镁、钠钾地热温标等方法求取了地温。综合研究区内地层对比、构造、储层、测井等地质研究成果,利用测温及化验资料,垂向上划分了6个砂组,建立了地温场的地质模型。地温梯度变化主要受中央隆起带底部塑性物质、主断裂分布、岩性、地层层位、砂地比控制。根据中央隆起带的地热成因及发育特征、温度及产水量,建立了该区的地热系统发育模式,划分为热扩张带、高温裂隙带、高温致密带、中温致密带、中温热水带、低温热水带和封盖带7层结构,从热源、盖层、热储层、热流通道、封闭性几方面分析了地热系统发育成因。

关键词:中央隆起带;地温场; SiO_2 地热温标;控制因素;地热系统发育模式

中图分类号:TE132.9

文献标识码:A

Establishment of geothermal field and development model of geothermal system in central uplift belt of Dongying Sag

ZHU Tiejun

(New Energy Development Center, Shengli Oilfield Company, SINOPEC, Dongying City, Shandong Province, 257001, China)

Abstract: It is difficult to establish a geothermal field for geothermal energy development in the central uplift belt of a graben basin. In this paper, the geothermal field is established through wellbore thermometry as well as SiO_2 , K-Mg, and Na-K geothermometers to identify the controlling factors of its distribution and clarify its development model. The results show that Es_2 -Q in the central uplift belt of Dongying Sag can be divided into the surface variable temperature zone, the first thermal warming and thermal insulation zone, the second thermal warming and thermal insulation zone, the third thermal warming and thermal insulation zone. Geotemperature is calculated with SiO_2 , K-Mg, and Na-K geothermometers. Based on the geological research in stratigraphic correlation, structure, reservoirs and well logging in the study area, six sand formations are divided vertically and the geological model of the temperature field is established with the temperature measurements and laboratory data. It is found that the geothermal gradient is dominated by the plastic materials at the bottom of the central uplift belt, the patterns of main faults, lithology, stratigraphic horizon and thickness ratios of sand/mud. A geothermal system development model of the central uplift belt that consist with a thermal expansion zone, a high temperature fracture zone, a high temperature compact zone, a medium temperature compact zone, a medium temperature hot-water zone, a low temperature hot-water zone and a seal zone is introduced according to the geothermal genesis and development characteristics, temperature, and water yield. Besides, the genesis of geothermal system is analyzed from heat sources, cap rocks, thermal reservoirs, heat flow channels, and sealing.

Key words: central uplift belt; geothermal field; SiO_2 geothermometer; controlling factor; geothermal development model

收稿日期:2020-10-15。

作者简介:朱铁军(1977—),男,山东东营人,高级工程师,从事新能源开发应用方面的研究。E-mail:zhuwj77@163.com。

基金项目:中国石化集团公司科研课题“下古生界碳酸盐岩优质地热资源评价技术研究”(P19010)。

地热资源是丰富的绿色可再生资源,具有体量大、环保、可再生的优点,其开发利用成为中国目前优先发展的产业。地热开发可以缓解中国油气、煤炭资源紧张的状况,优化能源结构,节能减排,实现可持续发展。

济阳拗陷为渤海湾盆地西南部的次级拗陷,是华北地台上发育的中新生代叠合盆地,其经历了初始裂陷、裂陷、断陷初期、断陷鼎盛期、断陷衰退期、拗陷期等构造演化阶段,沉积了巨厚的碎屑岩,形成了惠民、东营、沾化、车镇等多个次级拗陷。胜利油田地热研究较早,先后完成了“济阳拗陷及邻区地热资源评价与选区研究”、“山东省地热资源潜力调查研究”等科研项目,形成了沉积盆地型地热资源潜力评价等技术。但是济阳拗陷地温场的分布受到多种因素的影响,不同层位热储地温场分布复杂,特别是东营凹陷中央隆起带地温场的变化及其控制因素不明确,制约了该区地热开发应用。笔者利用井筒测温法、SiO₂地热温标、钾镁地热温标、钠钾地热温标等方法建立研究区的横向和纵向地温场分布,研究地温场的控制因素及地热系统发育模式,以期为该区下一步的地热开发奠定基础。

1 地质概况

研究区位于济阳拗陷东营凹陷中央隆起带中东部(图1),该区东营组发育三角洲沉积,馆陶组发育大型辫状河沉积,砂体物性好,埋深适中,盖层厚度大,是良好热储。三角洲热储主要分布在东二段及东三段,辫状河热储主要分布在馆下段及东一段。东营组热储北厚南薄,馆下段热储在东营凹陷均有分布,厚度大于100 m,凹陷中心沉积厚度大,大部分地区砂岩热储孔隙度为20%~30%。利用热储法计算济阳拗陷Ed—Ng地热资源量为419.18×

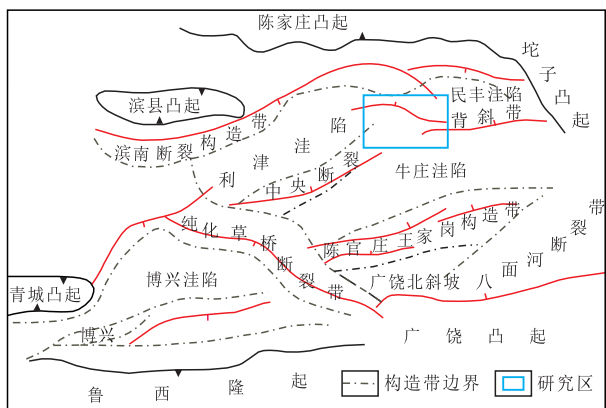


图1 东营凹陷构造区划
Fig.1 Structural division in Dongying Sag

10⁹ GJ,相当于143.128×10⁸ t标准煤,可采地热资源量为104.8×10⁹ GJ,相当于35.8×10⁸ t标准煤^[1]。

2 地温场垂直变化特征

测温资料分析表明,研究区沙二段—第四系可以划分为7个温度带:地表变温带、第一增温带、第一保温带、第二增温带、第二保温带、第三增温带和第三保温带(图2)。

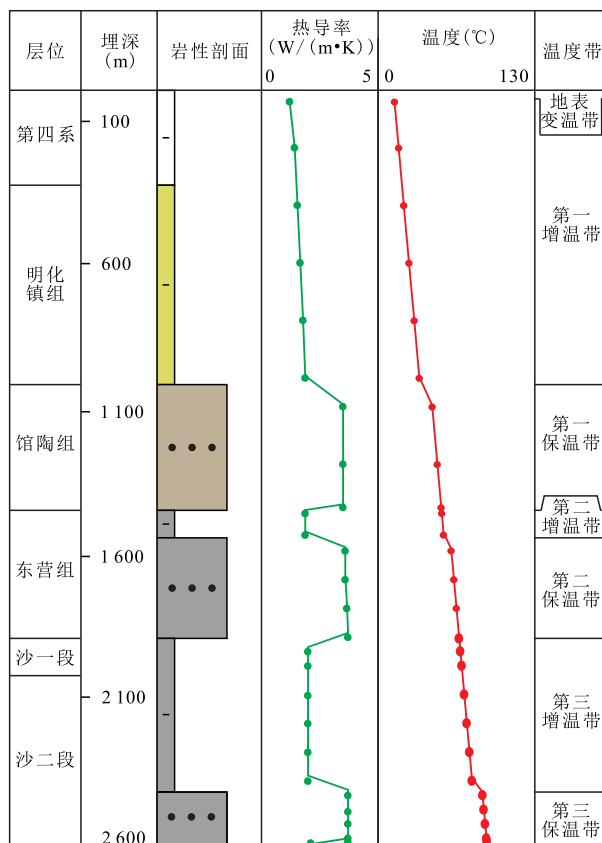


图2 X9井温度带划分
Fig.2 Temperature zones in Well X9

地表变温带埋深为0~30 m左右,受地表温度控制。第一增温带埋深为30~1 023 m,对应地层为平原组和明化镇组,地温呈缓慢上升趋势。第四系和明化镇组以低热导率泥岩为主,压实较差,起保温作用,防止馆陶组及以下较深地层热量散失。第四系厚度为330 m左右,以泥岩为主,欠压实,凸起区厚度薄,洼陷区厚度大。明化镇组厚度为800~1 023 m,为厚层泥岩夹薄层砂岩,热导率低,凸起区厚度小、埋藏浅,洼陷区厚度大、埋藏深。

第一保温带埋深为1 023~1 460 m,对应馆陶组热储,地温呈缓慢上升趋势,第一增温带和第一保温带之间为变化带。馆陶组热储厚度为400~550 m,在中央隆起带厚度较薄,向四周变厚,岩性主要

为砂岩和含砾砂岩,为辫状河沉积的产物。每期河道呈现出上细下粗的韵律结构,河道中心粒度粗、厚度较大,河道侧缘粒度细、厚度薄。平面上受东营凹陷基底和构造控制,自洼陷边缘向中心厚度变大,埋藏变深。含水层厚度为120~260 m,占地层厚度的50%左右,水型为氯化钙型,属温水地热。

第二增温带埋深为1 060~1 556 m,对应地层为东营组顶部泥岩,地温呈较快上升趋势。泥岩呈浅灰色,厚度为100 m左右,为浅湖沉积的产物,对东营组热储起到增温和保温的作用。

第二保温带埋深为1 556~1 905 m,对应地层为东营组上部2,3砂组砂体,地温呈缓慢上升趋势,第二增温带和第二保温带之间为变化带,为地温快速上升部位。该套砂体厚度为350~550 m,为三角洲前缘河道砂体,以含砾砂岩和砂岩为主,砂体厚度大、物性好,热储孔隙度可达33%,渗透率可达2 000 mD。凹陷边部厚度小,内部厚度大,垂向上以河道沉积为主,砂岩厚度大、连通好、温度高,是研究区理想热储。热水温度为70~82 ℃,水型为氯化钙型,为高温热水。

第三增温带埋深为1 905~2 439 m,对应地层为沙二段上部—沙一段泥岩,地温梯度呈缓慢上升趋势。该套泥岩厚度为400~600 m,为浅湖环境下沉积,热导率低,对上层东营组砂岩和下层沙二段砂岩起到了隔热作用,使2套热储具有较大的温度差。

第三保温带埋深为2 439~2 627 m,对应地层为沙二段下部砂体,地温呈缓慢上升趋势。热储厚度为180~220 m,岩性为含砾砂岩、粗砂岩和砂岩。在洼陷部位厚度较大,在凸起边缘厚度小,分布不稳定。矿化度为9 000~20 000 mg/L,水型为氯化钙型,为高温热水。第三增温带和第三保温带之间为变化带,为地温快速上升部位。

3 地温计算

热储温度除了采用井筒测温法获得外(表1),还可以通过大量的分析化验资料,采用地球化学温标、地温梯度推算和同位素温度计算得到。

地球化学温标应用的前提是热储中热流体矿物质的化学平衡,指利用与地下热储温度相关的热水化学浓度或浓度比值,通过测定温泉、地热井地热流体的化学组分浓度比值,推测深部热储温度^[2-3]。其中能够计算地下温度者称为定量地热温标,只能得出相对温度的称为定性地热温标^[3-4]。已知的地球化学地热温标主要有SiO₂地热温标、钾镁

表1 东营凹陷中央隆起带测温数据
Table1 Temperature measurements of Central Uplift in Dongying Sag

井号	油层中深(m)	层位	温度(℃)	井号	油层中深(m)	层位	温度(℃)
F11	2 800	Es ₃	116.4	XIX681	1 600	Ed	65
F112	2 600	Es ₃	100	Y131	1 450	Ed	65
F14	2 853.6	Es ₄	105	Y131	1 600	Ed	69
FQ1	1 500	Es ₂	59	Y400	2 769.76	Es ₃	114
FQ1	1 725.9	Es ₂	60	Y400	3 000	Es ₄	123.7
FQX101	1 588.25	Es ₂	56	Y544	2 865.34	Es ₃ ^z	112
FS1	4 329.8	Es ₄	132	Y544	3 022.2	Es ₃ ^z	118
FS3	4 526.63	Es ₄ ^x	160	Y545	3 065.3	Es ₃ ^z	118
FS5	4 297.63	Es ₄ ^x	148	Y71	1 200	Ng	54
FS6	3 933.72	Es ₄ ^x	150	YX451	1 300	Ng	57
FX12	1 744.16	Es ₃	70	YX451	1 450	Ed	60
XI154	2 902.33	Es ₃	114	YX451	1 300	Ng	56
XI158	2 948.9	Es ₃	117	YX452	1 700	Ed	67
XI163	2 655.48	Es ₃ ^z	101	YX452	1 534.8	Ng	59
XI163	2 776.03	Es ₃ ^z	106	YX452	1 350	Ng	61
XI165	2 991.55	Es ₃	119	YX543	3 408.93	Es ₃	124
XI170	2 800	Es ₃ ^z	103	YX543	3 019.73	Es ₃	113
XI176	3 071.49	Es ₄	123	YX591	2 498.8	Es ₃	97
XIX148	2 821.5	Es ₂	85	YX641	2 999.35	Es ₃	122
XIX151	2 540.55	Es ₃	88	YX641	2 742.52	Es ₃	115
XIX156	2 421.33	Es ₃	87	YX781	2 889.67	Es ₃	110
XIX156	2 327.95	Es ₃	83	YX781	2 718.39	Es ₃	108
XIX159	2 628.08	Es ₃	106	YX931	2 786.03	Es ₃	104
XIX159	2 829.5	Es ₃	118	YX931	2 748.75	Es ₃	101
XIX159	3 064.53	Es ₃	120	YO104	2 309.44	Es ₂	92
XIX160	3 000	Es ₃ ^z	136	YO116	1 941.89	Es ₃	75
XIX160	3 238.3	Es ₃ ^z	115	YO116	2 699.26	Es ₄	107
XIX161	3 153.8	Es ₂ ^z	126	YO552	3 047.8	Es ₄	108
XIX162	3 017.71	Es ₃	118	YO6	5 864.05	K ₁ tg	129.9
XIX162	3 109.66	Es ₃	121	YO6	5 916.05	K ₁ tg	148.9
XIX164	2 762.55	Es ₃	92	YO6	5 971.55	K ₁ tg	135.8
XIX167	3 176.58	Es ₃ ^z	122	YO6	6 032.5	J ₂ x	131.6
XIX172	2 704.67	Es ₃ ^s	102	YO6	6 031.9	J ₂ x	131.2
XIX172	2 569.86	Es ₃ ^s	98	YO80	1 778.28	Es ₃	88
XIX651	2 743.96	Es ₃ ^z	109	YO89	2 827.11	Es ₄	116
XIX653	1 150	Ng	51	YO89	2 899.9	Es ₄	110
XIX653	1 456.3	Ng	59	YO938	3 490.5	Es ₄	120
XIX653	1 485	Ed	58	YO97	2 866.6	Es ₃	106
XIX654	1 680.75	Ed	62	YO8	6 093.5	J	126.5
XIX681	1 600	Ed	64	YO8	6 104.2	J	133.7
XIX681	1 450	Ed	60	1600	5 420.25	K	117.3

地热温标和钠钾地热温标^[5]。

SiO₂地热温标理论依据是处于不同的温度、压力下的流体在平衡条件下具有不同的石英溶解度,根据石英在热水中的平衡溶解量来预测热储温度。根据热水中SiO₂矿物类型的不同, SiO₂地热温标可分石英SiO₂温标法、玉髓温标法、非晶质SiO₂温标法、α-方石英温标法和β-方石英温标法,这几种二氧化硅温标矿物在地质条件下溶解度不同,在相同

条件下的溶解度非晶质SiO₂>玉髓>石英^[3]。石英SiO₂温标法适用于地温大于150℃以上地层水,玉髓温标法适用于低温热水。SiO₂地热温标适用温度为0~250℃,适用范围较广,但其溶解度受pH值影响大,不适用于已稀释热水和酸性热水^[3]。从计算结果(表2)来看,不同类型的地热温标计算的地温不同。地温测试结果与SiO₂地热温标计算结果平均值相比,平均误差为7.27%。

表2 地热井周缘SiO₂地热温标计算地温
Table2 Calculation of geotemperature by SiO₂ geothermometers around geothermal well

井号	深度(m)	SiO ₂ 质量浓度(mg/L)	计 算 地 温 (°C)					平均值
			石英SiO ₂ 温标法	玉髓温标法	非晶质SiO ₂ 温标法	α-方石英温标法	β-方石英温标法	
F11	3 167.85	196.15	178.63	157.31	100.30	128.87	79.06	128.84
X651	1 196.75	59.89	110.42	81.16	22.48	59.89	12.65	57.32
X653	1 456.25	71.95	119.59	91.13	32.33	68.97	21.24	66.65
Y71	1 328.3	65.81	115.08	86.22	27.46	64.49	17.00	62.05
Y72	1 304.5	64.71	114.24	85.30	26.56	63.66	16.21	61.19
Y75	1 204.6	60.23	110.70	81.46	22.78	60.16	12.91	57.60
Y78	1 144	57.62	108.55	79.14	20.49	58.04	10.91	55.43
Y451	1 448	71.54	119.30	90.82	32.01	68.68	20.96	66.36
Y452	1 436.45	70.98	118.90	90.37	31.57	68.28	20.58	65.94
Q6	1 273	63.27	113.12	84.09	25.36	62.56	15.17	60.06
H8	1 147	57.75	108.65	79.25	20.61	58.15	11.01	55.53

对中低温地热田和较浅层热水,可采用钾镁地热温标计算热储温度^[2],热水温度升高,镁含量降低;反之温度降低,镁含量上升。研究区东营组—馆陶组低温热储适合采用钾镁地热温标计算。K/Na值是温度的变化函数,钠钾地热温标适用于150℃以上的热水,其优点是不受降水作用和蒸发作用导致的热稀释或浓缩的影响。从计算结果(表3)来看,钾镁和钠钾地热温标计算地温相近,地温测试结果与钾镁和钠钾地热温标计算地温结果相比,钾镁地热温标计算地温平均误差为6.46%,钠钾地热温标计算地温平均误差为3.46%。

表3 东营凹陷中央隆起带周缘钾镁和钠钾地热温标计算地温

Table3 Calculation of geotemperature by K-Mg and Na-K geothermometers around central uplift belt

井号	顶深(m)	底深(m)	K ² /Mg	钾镁地热温标计算地温(°C)	K/Na	钠钾地热温标计算地温(°C)
F11	3 164.9	3 170.8	869.85	127.37	0.017 9	124.37
X651	1 195.2	1 198.3	4.45	58.39	0.003 3	55.39
X653	1 455.5	1 457	10.07	67.47	0.004 3	64.47
Y71	1 320.4	1 336.2	6.77	62.99	0.003 8	59.99
Y72	1 303.2	1 305.8	6.28	62.16	0.003 7	59.16
Y75	1 200.6	1 208.6	4.56	58.66	0.003 3	55.66
Y78	1 088.2	1 090.2	3.13	54.62	0.003 0	51.62
Y451	1 336	1 340	6.98	63.33	0.003 8	60.33
Y452	1 434.9	1 438	9.47	66.78	0.004 2	63.78
Q6	1 271.2	1 274.8	5.68	61.06	0.003 6	58.06
H8	1 142.6	1 151.4	3.78	56.65	0.003 1	53.65

4 地温场建立

利用地层测温数据, SiO₂地热温标、钾镁地热温标和钠钾地热温标计算数据,在剔除无效数据后,综合研究区地层对比、构造、储层、测井等地质研究成果,建立三维立体空间地温场模型(图3)。将沙三段上亚段—馆陶组热储垂向上划分了6层,其中馆陶组划分为第1,2层,东营组划分为第3,4层,沙一段为第5层,沙三段上亚段—沙二段为第6层,建立了地温场的地质模型(图3)。

沙三段上亚段—沙二段具有较高的地温,热储厚度大,热水产量高,其隔热层为沙一段泥岩,地温高、地温梯度小;高温区主要分布在中央隆起带主断裂和次断裂区,由于断裂发育,高温区分布面积大,洼陷带埋深大、地温较高,凸起带埋藏浅、地温较低。

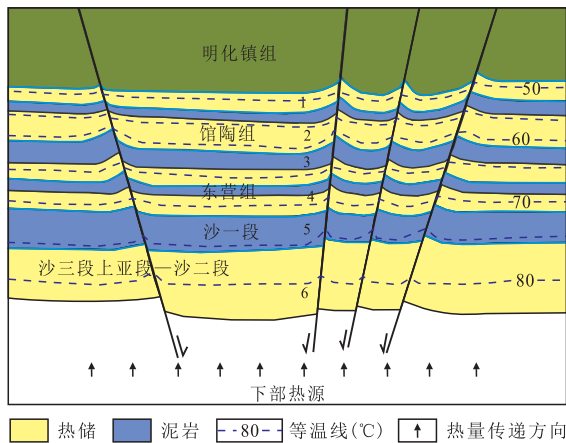


图3 东营凹陷中央隆起带局部温度剖面

Fig.3 Local geotemperature profile of central uplift belt in Dongying Sag

沙一段主要为隔热层,热导率低,地温梯度大,平面分布稳定;洼陷带埋深大、地温高,凸起带埋深小、地温低。

东营组下段是良好热储,热储厚度大、物性好、水温高;其上部隔热层为东营组中部厚层泥岩,下部为沙一段隔热层。高温区主要分布在中央隆起带主断裂和次断裂部位,但是与沙三段上亚段—沙二段对比,高温区明显减少。洼陷带埋深大、地温较高,凸起区埋深小、地温较低。

东营组上段是良好热储,厚度大、物性好、水温高;其上部隔热层为东营组顶部厚层泥岩,下部为东营组内部隔热层。高温区主要分布在中央隆起带主断裂和次断裂部位,但是与东营组下段对比,高温区减少。洼陷带埋深大、地温较高,凸起区埋深小、地温较低。

馆陶组是良好热储,水温较高,热储物性好、厚度大;其上部隔热层为明化镇组巨厚层泥岩,明化镇组热导率低,是热储的区域性盖层,下部隔热层为与东营组之间的泥岩。

5 地温梯度变化控制因素

从地温梯度垂向分布来看,总体上随着埋深增加,地温梯度下降,说明浅层地层起到了较好的隔热作用,深层地层由于地热场的均衡和加热作用,温度变化变小。Ng地温梯度平均为3.31℃/hm,Ed地温梯度平均为3.22℃/hm,Es₂地温梯度平均为2.71℃/hm,Ng和Ed地温梯度差别小,Ed和Es₂地温梯度差别大,说明沙一段对地热场的分布起到了较强的控制作用(图4)。

从地温梯度平面分布(图5)看,在洼陷带,平均

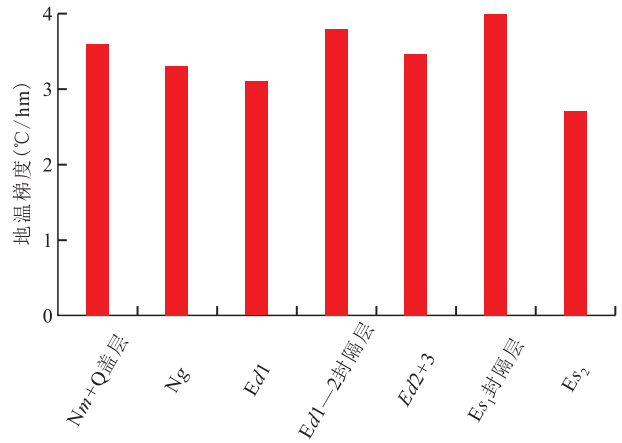


图4 东营凹陷中央隆起带中浅层热储地温梯度与层位的关系

Fig.4 Relationship between geothermal gradient and zones of medium-shallow thermal reservoirs in central uplift belt of Dongying Sag

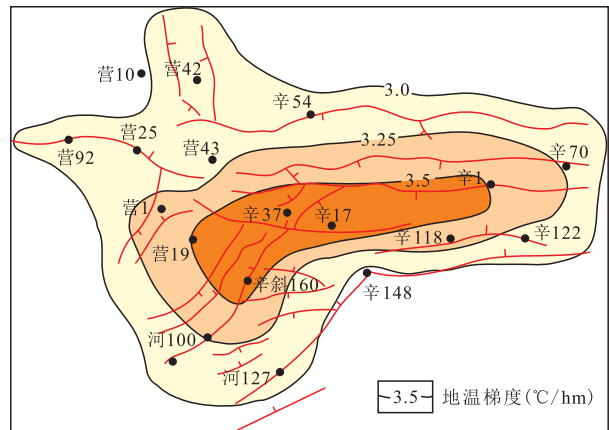


图5 东营凹陷中央隆起带中浅层地温梯度分布

Fig.5 Geothermal gradient distribution in medium-shallow zones of central uplift belt in Dongying Sag

地温梯度为2.59℃/hm,边缘带平均地温梯度为2.9℃/hm,在靠近分支断层附近平均地温梯度为3.1℃/hm,靠近主断裂附近平均地温梯度大于3.5℃/hm,说明地温场分布受大地构造背景和各级断裂的控制。

地温场的分布宏观上受大地构造背景和沉积背景的控制,具体说平面上受到洼陷、隆起、主断裂、次级断裂的控制,垂向上受到沙一段、东营组中下部、明化镇组厚层泥岩隔热层的控制。

中央隆起带底部塑性物质 馆陶组—东营组地温梯度水平分布与中央隆起带底部塑性物质有密切关系,塑性物质的起伏控制了地温场的分布。中央隆起带塑性盐膏层和泥质厚度大,地温梯度较大;隆起带两翼负向区塑性物质厚度薄,地温梯度小。

主断裂分布 馆陶组—东营组地温梯度的变化与主断裂分布具有一定的关系,主断裂及其周缘

裂缝是下部流体向上的运移通道,底部的油气和热水流体沿断裂及裂缝向上运移,热量在断裂带周围聚集,使断裂带附近地温梯度高,远离断裂带地温梯度低。

岩性 地温梯度的变化受岩性控制,不同岩性及其组合热导率不同,导致地温梯度不同。花岗岩、石灰岩、砂岩、泥岩热导率依次降低。热导率与地温梯度成反比,热导率越高热储地温梯度越低,热导率越低地温梯度越高^[6]。太古界花岗岩的热导率最高,为2.72 W/(m·K),地温梯度最小;下古生界石灰岩的热导率为2.01 W/(m·K),地温梯度次之,砂岩的热导率为0.92 W/(m·K),地温梯度较低,泥岩的热导率为0.46 W/(m·K),地温梯度最低^[7-9]。

地层 地温梯度的变化受地层的控制,不同的地层由于岩性变化和压实不同具有不同的热导率,因而具有不同的地温梯度。沙二段和馆陶组以砂岩为主,热导率高、地温梯度小;沙一段和明化镇组以泥岩为主,热导率低、地温梯度高,东营组砂泥岩互层热导率中等、地温梯度中等。

砂地比 在砂泥岩剖面中,地温梯度受砂地比的控制,地温梯度与砂地比成反比(图6)。以泥岩为主的地层,地温梯度较大,主要为保温层;以砂岩为主的地层地温梯度较小,主要为热储层。

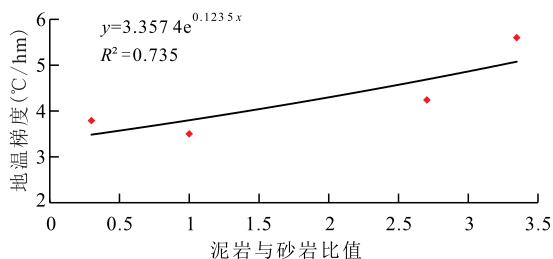


图6 泥岩与砂岩厚度比值与地温梯度的关系

Fig.6 Relationship between thickness ratios of sand/mud and geothermal gradients

6 地热系统发育成因及模式

地热系统是指地热能的富集程度足以构成能量资源的地质系统。根据RYBACH的地热系统划分方式,研究区为传导型地热系统,是存在于热流量正常或略高于正常区域内的高孔隙度和渗透率沉积层中的低温含水层^[8,10]。按照中国现行的地热资源评价方法^[11]中的分类(冷水、低温、中低温、中温、高温),研究区的热水温度为60~70℃,为中温-中低温地热^[7-8]。

参考黄尚瑶的方案^[12],根据地质热背景和典型热田剖析,研究区地热系统类型为构造凹陷区热传

导类地热系统,形成背景为裂谷型盆地,热背景值高,盖层岩性为新生界碎屑沉积岩,地温梯度为3~4℃/hm,局部地区为4~6℃/hm。热储为砂岩,热源为正常增温型热传导加热,大断裂和凸起边部局部有水热对流;水源主要为古沉积水;热水矿化度较高,低温热水和储水岩石为地热载体,为层状热储,热异常范围变化较大,一般可达数十平方千米^[13-15]。

6.1 地热系统发育成因

热源 热源主要来自上地幔的热量和太古界一元古界花岗岩中放射物质的衰变释放的能量。地幔柱隆起给东营凹陷带来了主要的地热能。由于莫霍面具有较大起伏,莫霍面温度为360~460℃^[16]。

盖层 第1套盖层为明化镇组和第四系,厚度大,多数达到1000m。第2套盖层为沙一段,封堵了沙三段上亚段和沙二段热量的散失。第3套盖层为沙四段上亚段—沙三段下亚段,封盖了深部热量的散失。

热储层 在盖层之下,为多层结构热水系统,上层为新近系热水系统,中层为古近系热水系统,下层为古生界热水系统。新近系热水系统和古近系热水系统属于碎屑岩孔隙型含水层,下层下古生界发育岩溶型碳酸盐岩裂隙含水层。

热流通道 热流通道以热传导为主,热对流为辅。基岩热导率最大,是良好导热体,将深部热流向上传导至中浅层。凹陷区沙一段和明化镇组热导率较低,阻碍了地热流向上传导,具有相对较低的地温梯度。中央隆起带断层多,热量随深部流体向上传导,相对于洼陷区其地温梯度较高。凸起区地层以花岗岩和碳酸盐岩为主,热导率较高,热流多以对流方式向凸起聚集。

封闭性 从水文地质条件来看,热水系统的地表补给性差,上层、中层和下层热水系统均较封闭,存在独立的水动力条件^[16]。

6.2 发育模式

根据中央隆起带的地热成因及发育特征、温度及产水量,建立了研究区地热系统发育模式,划分为7层结构:热扩张带、高温裂隙带、高温致密带、中温致密带、中温热水带、低温热水带、封盖带(图7)。

热扩张带 主要为莫霍面及其以下,动力为熔化状态下的岩浆活动。由于岩浆向两侧分流,产生离心作用,为盆地形成提供动力。高温岩浆也为盆地提供了主要热源,是盆地热对流和热扩散的基础。

高温裂隙带 主要为盆地基底变质岩热储和下古生界碳酸盐岩热储。变质岩热储成岩时期早,

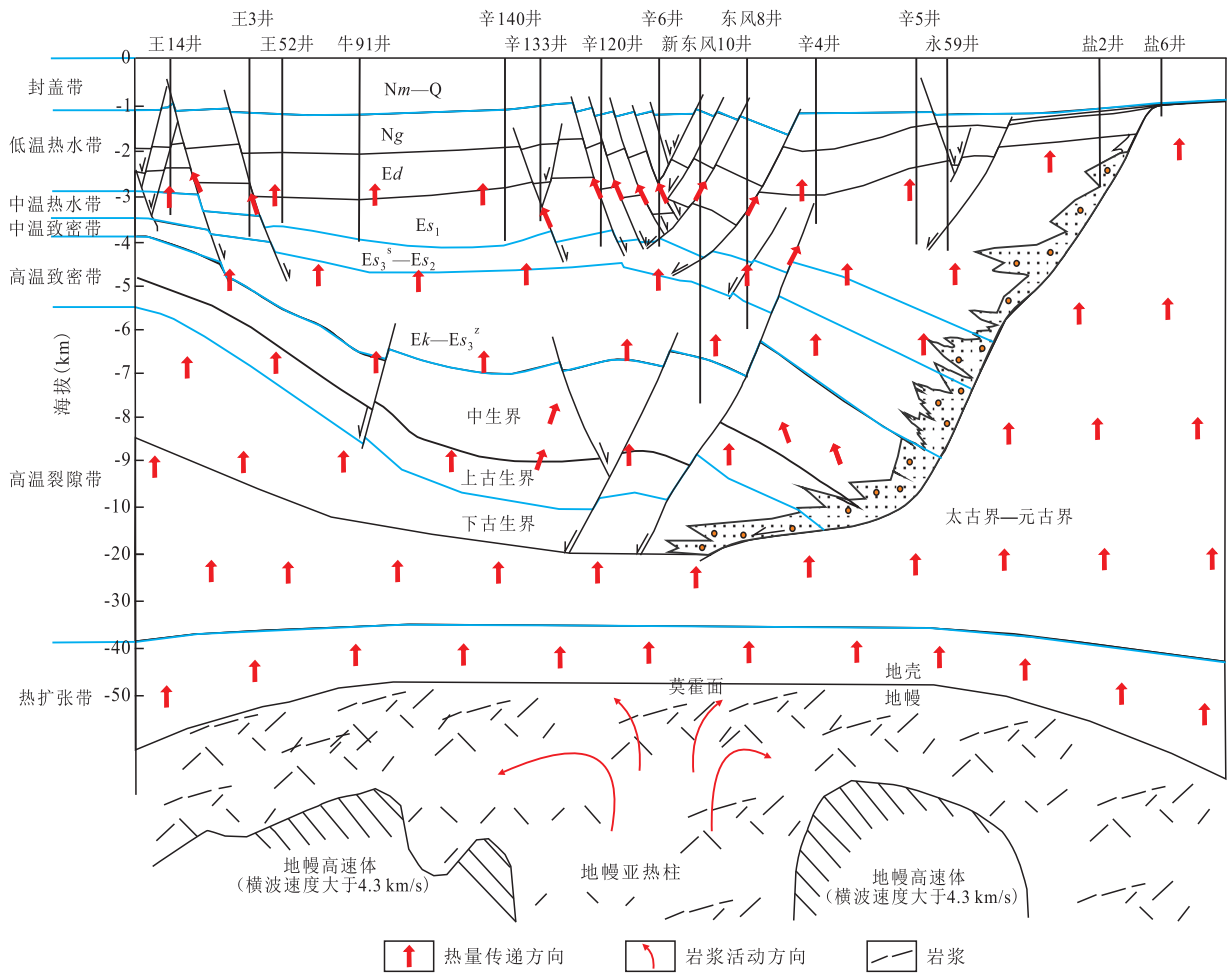


图7 东营凹陷中央隆起带地热发育模式

Fig.7 Geothermal development model of Central Uplift in Dongying Sag

经历多期构造运动,局部变形部位和受力部位发育变质岩裂隙,裂隙不均匀,岩石具有高热导率,温度高,热储发育不均匀,热水产率差别大。下古生界热储成岩时期早、基岩致密,原生孔隙基本不发育,热储发育主要依赖裂缝和溶孔,碳酸盐岩热导率高,具有高的地温,热储产能差异大,为裂隙型热储。

高温致密带 主要为上古生界致密砂岩和中生界碎屑岩,埋藏较深、温度较高,由于受到强烈压实和成岩作用,岩石致密,孔隙发育差,热水产能低,具有较高的地温,主要为孔隙型热储,热储非均质性强,主要发育干热岩型热储。

中温致密带 主要为孔店组—沙三段中亚段热储,埋藏深,储层物性差,热水产能低,发育低孔高温型热储。孔店组主要为高温河流—冲积型热储,热储较发育区发育高温热水,热储发育差区域发育干热岩型热储。沙四段为致密滩坝和半深湖热储,主要为干热岩型热储,热储主要以泥岩为主,物性发育极差。沙三段中、下亚段为深湖—半深湖

热储,砂岩热储不发育,为干热岩型热储。

中温热水带 主要为沙三段上亚段和沙二段热储,盖层为沙一段泥岩。热储物性好,厚度大,热水温度高,为中温热水。主要发育三角洲前缘和河流相热储,厚度大,分布稳定,具有很大的开发潜力,也是研究区最主要的热储。沙一段泥岩分布稳定,热导率低,是中温热水带的盖层。

低温热水带 指东营组—馆陶组热储,埋藏浅,温度低。东营组主要发育辫状河三角洲前缘热储,馆陶组发育辫状河河流相热储。物性好,厚度大,是研究区重要热储层位。

封盖带 为明化镇组—第四系泥岩带,是研究区热储的封盖层。

7 结论

东营凹陷中央隆起带沙二段—第四系可以划分为7个温度带:地表变温带、第一增温带、第一保温带、第二增温带、第二保温带、第三增温带、第三

保温带。

通过大量的分析化验资料,采用SiO₂、钾镁、钠钾地热温标和井筒测温等方法建立了地温场。综合研究区内地层对比、构造、储层、测井等地质研究成果,建立了三维立体空间地温场模型。垂向上划分了6个砂组,建立了地温场的地质模型。

地温梯度变化控制因素有中央隆起带底部塑性物质、主断裂分布、岩性、地层层位和砂地比。根据中央隆起带的地热成因及发育特征、温度及产水量,建立了该区的地热系统发育模式,划分为7层结构:热扩张带、高温裂隙带、高温致密带、中温致密带、中温热水带、低温热水带和封盖带。

参考文献

- [1] 赵铭海,李晓燕,宋明水,等.济阳拗陷东营组—馆陶组地热资源评价[J].油气地质与采收率,2015,22(4):1-5,13.
ZHAO Minghai, LI Xiaoyan, SONG Mingshui, et al. Research on geothermal resources assessment of the Guantao-Dongying Formation in Jiyang depression [J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2015, 22(4): 1-5, 13.
- [2] 屈丽丽.云南省安宁温泉镇地热田模型研究[D].昆明:昆明理工大学,2011.
QU Lili. Study on geothermal field model of Wenquan Town in Anning, Yunnan Province [D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology, 2011.
- [3] 樊亚红.曲靖马龙地区地热形成机制分析及地热资源评价[D].昆明:昆明理工大学,2016:56-57.
FAN Yahong. Analysis of geothermal formation mechanism and evaluation of geothermal resources in Malong area of Qujing [D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology, 2016: 56-57.
- [4] 朱炳球.化探在地热勘查中的应用[J].国外地质勘探技术,1982,8(1):7-12.
ZHU Bingqiu. Application of geochemical exploration in geothermal exploration [J]. Foreign Geological Exploration Technology, 1982, 8(1): 7-12.
- [5] 王莹,周训,于媛,等.应用地热温标估算地下热储温度[J].现代地质,2007,21(4):605-612.
WANG Ying, ZHOU Xun, YU Yuan, et al. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs [J]. Geoscience, 2007, 21(4): 605-612.
- [6] 徐浩,雷新华,李鹏飞,等.海域天然气水合物稳定带厚度与其影响因素的半定量研究[J].现代地质,2013,27(6):1365-1372.
XU Hao, LEI Xinhua, LI Pengfei, et al. Semi-quantitative research on the relationship between thickness of marine gas hydrate stability zone and its influencing factors [J]. Geoscience, 2013, 27(6): 1365-1372.
- [7] 宾德智,刘延忠,郑克桢,等.地热资源地质勘查规范:GB/T11615—2010[S].北京:中国标准出版社,2010.
BIN Dezhi, LIU Yanzhong, ZHENG Keyan, et al. Geological exploration standard of geothermal resources: GB/T11615—2010 [S]. Beijing: China Standard Press, 2010.
- [8] 吴立进.山东省地热资源特征及其分区研究[D].青岛:山东科技大学,2008:44-45.
WU Lijin. Research on the characteristics of geothermal resource in Shandong Province and its division [D]. Qingdao: Shandong University of Science and Technology, 2008: 44-45.
- [9] 李付全.临沂市北城新区地热水成因机制及赋存规律研究[D].青岛:山东科技大学,2011.
LI Fuquan. Research of formation mechanism and distribution characteristics of geothermal in north district of Linyi City [D]. Qingdao: Shandong University of Science and Technology, 2011.
- [10] 周立岱.中低温地热系统形成机制及评价研究[D].阜新:辽宁工程技术大学,2005.
ZHOU Lidai. Study on generating mechanism and evaluation of low-medium temperature geothermal system [D]. Fuxin: Liaoning Technical University, 2005.
- [11] 王贵玲,李曼,张明燕,等.地热资源评价方法及估算规程:DZ/T0331—2020[S].北京:中国标准出版社,2020.
WANG Guiling, LI Man, ZHANG Mingyan, et al. Evaluation method and estimation regulation of geothermal resources: DZ/T0331—2020 [S]. Beijing: China Standard Press, 2020.
- [12] 黄尚瑶,王钧,汪集旸.关于地热带分类及地热田模型[J].水文地质工程地质,1983,10(5):5-11.
HUANG Shangyao, WANG Jun, WANG Jiyang. Classification of geotropics and geothermal field model [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1983, 10(5): 5-11.
- [13] 廖忠礼,张予杰,陈文彬,等.地热资源的特点与可持续开发利用[J].中国矿业,2006,15(10):8-11.
LIAO Zhongli, ZHANG Yujie, CHEN Wenbin, et al. Available persist exploitation and utilization of geothermal resources [J]. China Mining Magazine, 2006, 15(10): 8-11.
- [14] 刘云.云南中东部旅游温泉空间结构及其整合开发研究[D].昆明:昆明理工大学,2011.
LIU Yun. Research on spatial structure and integrated development of tourism hot springs in central and eastern Yunnan [D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology, 2011.
- [15] 王泽龙.北京市小汤山地区地温场特征及地下水成因模式分析[D].北京:中国地质大学(北京),2007.
WANG Zelong. Characteristics of the geothermal field and formation of the thermal groundwater in the Xiaotangshan area of Beijing [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2007.
- [16] 郑丽英.京津冀地区新生代地热能分布特征与资源评价[D].北京:中国地质大学(北京),2015.
ZHENG Liying. The characteristics and evaluation of geothermal resources in Beijing-Tianjin-Hebei region [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2015.

编辑 经雅丽