

麻林桥地热地质特征及成因分析

焦春春^{1*}, 肖江¹, 皮建高², 孙锡良²

(1.湖南科技大学 土木工程学院, 湖南 湘潭 411201; 2.湖南省地质矿产开发局 402 队, 湖南 长沙 410000)

摘要:通过对麻林桥地区地热勘查、钻探及物化探资料的深入分析, 查明了该地区地质构造特征、地温场分布特征以及地下水化学组分特征, 该区断裂带岩体破碎, 是较好的储热、导热构造, 地温场平面分布方向与断裂走向一致, zk1, zk2, zk4 孔井温测井曲线反应了地温场垂向变化规律, 地下热水垂向温度的变化与裂隙的发育程度有很大联系, 对比分析浅层地下水与地下热水水样检测数据, 浅层地下水与地下热水存在水力联系, 综合分析后建立地热形成模型, 为今后该地区地热资源的合理开发利用以及科学的管理提供理论依据。

关键词:地热; 地质特征; 地温场; 成因模式; 麻林桥

中图分类号: P314 文献标志码: A 文章编号: 1672-9102(2016)04-0041-06

Geothermalgeology characteristics and cause analysis of Malinqiao

JIAO Chunchun¹, XIAO Jiang¹, PI Jianguo², SUN Xiliang²

(1. School of Civil Engineering, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, China;

2. 402 Geological Brigade, Hunan Geology and Mineral Exploration Bureau, Changsha 410000, China)

Abstract: Through the in-depth analysis of the material of geothermal prospecting, drilling and physical & chemical exploration in Malinqiao, characteristics of this region, such as geological structure, geothermal field distribution and chemical composition of underground water are identified. The broken rock mass makes it a good structure for heat storage and conduction. Planar distribution of ground temperature field direction is consistent with the strike of the fault. The hole temperature log curves zk1, zk2 and zk4 reflect the change rule of vertical ground temperature field. The change of vertical underground hot water temperature is closely related to fracture development degree. Compared with the water sample test data of shallow groundwater and geothermal water, this paper finds that the two are relative in the aspect of water power. After the comprehensive analysis, this paper builds the model of the earth heat forming system, which lays a theoretical foundation for the reasonable exploitation and scientific management of geothermal resources in this area.

Key words: geothermy; geological feature; geothermal field; genetic model; Malinqiao

作为新能源家族的重要成员,与煤、石油和天然气相比地热资源具有储量大、清洁、易开采、可直接利用和可再生等优点^[1].我国地热资源类型多样,分布广泛,近些年来一直受到人们的重视^[2].在地热开发过程中,由于人们没能查明和熟知地热系统中热源、通道、盖层的具体情况,不能有效地开发利用地热资源,从而造成地热资源浪费,有的甚至导致热水冷却,热储资源过早枯竭^[3].由于前人对麻林桥地热区研究较少,为了科学合理地开发利用麻林桥及周边地热资源,必须首先查明地热成因方面的问题,然后规划、合理

利用地热资源.

1 区域地质特征

1.1 地层

麻林桥位于长沙盆地北西缘,距长沙市约 40 km,本区属构造剥蚀-侵蚀堆积地貌,东西两侧高、中间低,总体呈北高南低的地势^[4].区内地层简单,仅现冷家溪群(P_1ln)和第四系(Q)地层分布,冷家溪群地层岩性主要为一套绢云母板岩、粉砂质板岩、紫红色片岩及石英、云母片岩,并有少量黑云母角岩.

本区岩浆岩分布广泛,属望湘岩体部分,其主体属燕山晚期第二次侵入,出露面积约 200 km²,岩体侵入冷家溪群地层内,岩性主要为似斑状中-细粒二云母二长花岗岩,似斑状结构,块状构造.

1.2 构造

根据区域地质资料,本区位于幕阜山-铜盆寺隆起带的南段东侧,望湘岩体的东南缘.区内断裂较发育,主要有青山铺(F107)、麻林桥(F1)、F109和F188共4条规模较大的断裂,以及F113和F2这2条推测断裂(如图1).F107断裂走向北北东,倾向北西西,倾角70°左右,东盘略作逆时针错动.F1断裂走向北北东,倾向北西,倾角48~85°,是1条地热显示明显的断裂带.F188断裂走向北西,倾向北东,倾角60°~70°,有一系列与之平行的断层,为一宽度较大的断裂破碎带,与F1和F109断裂相交,并将F1和F109断裂错断.F113和F2为物探推测断裂,F113断裂走向东西,因风化严重,产状与规模不清.F2断裂走向北东,倾向南东,被北西向F188断裂截断,推测为与F109断裂同期次形成的次级断裂.由于断裂带岩体破碎,成为本区较好的储热、导热构造.

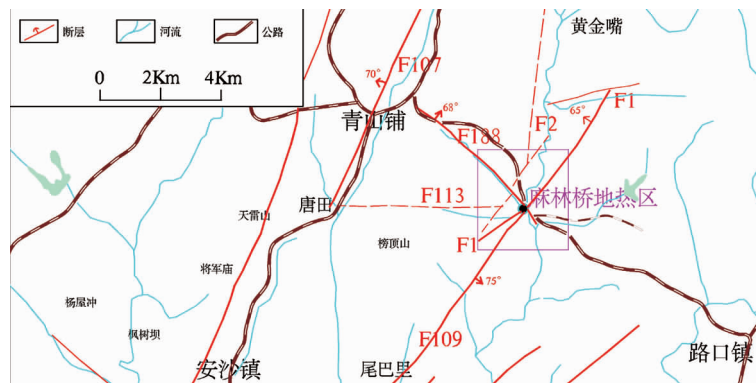


图1 区域主要断裂分布

2 地热区地质特征

2.1 一般特征

2.1.1 通道

麻林桥地热异常区处于北西向张扭性断裂和北东向断裂错接处附近,断裂带裂隙发育,岩石破碎,据已有钻探揭露,沿裂隙地下水溶蚀、侵蚀明显,含水性好,上通浅层风化裂隙含水层和第四系松散孔隙含水层,下连北东向断裂破碎带,从而形成冷、热水对流的通道,为深部地下水的运移、储存创造了有利的条件^[5].

2.1.2 盖层

根据可控源音频大地电磁测深法和钻孔揭露控制,50~200 m深度内存在视电阻率大于2000 $\Omega \cdot m$ 的局部高阻区,为裂隙不发育较完整的花岗岩,其含水性和导水性弱,成为麻林桥地热区下部热储良好的隔水盖层.

由于区内风化花岗岩及第四系松散覆盖层总体厚度较薄,一般厚10~30 m,最薄处仅2 m,而完整花岗岩的导热性能好,因而由较薄风化花岗岩和第四系松散层组成的热储盖层不利于地热水温度的保存.

2.1.3 热源

据航空伽玛能谱测量结果,望湘岩体存在钍、铀、钾异常,麻林桥-长沙断裂带存在铀的偏高场,zk1和

zk3 孔 γ 测井均有放射性异常,温泉水质分析氡含量 68.68~82.42 马赫,铀 0.003 8~0.078 0 Bq/L,镭 0.149 9~66.600 0 Bq/L,因此麻林桥地热区的热源除了断裂导通深部岩浆余热外,还有岩体内放射性元素蜕变产生的热量^[6].

2.2 地温场分布特征

2.2.1 浅层地温场平面分布特征

根据对本区 110 余处民井及钻孔浅层地温测量结果进行系统统计,区内最低温度为 15.8 °C,最高温度为 31.0 °C,浅层平均地温为 19.13 °C,高于本区域多年平均气温 17.2 °C.从绘制的浅层地温平面等值分区(图 2)可以看出,浅层地温的分布与断裂构造存在一定的关系,大于 18 °C 浅层地温分布范围以北东向和北西向断裂交汇处为中心,顺地形地势沿麻林河向下游河谷扩散,大于 20 °C 地温异常区范围主要沿北西向 F188 断裂展布,分布范围以麻林桥温泉为中心,长轴呈北西-南东走向,延伸长约 1 100 m,平均宽度 500 m 左右,控制面积约 0.55 km².由此说明,断裂构造对地温场的分布规律影响很大,地热异常区的延伸方向受断裂走向控制,一般情况下延伸方向与断裂走向相平行,热异常中心靠近主干断裂,特别是主干断裂与次生断裂的交汇处^[7,8],由于断裂交汇处岩体破碎,裂隙极其发育,是热能良好的运移通道及储存空间,也是地热异常的核心部位.

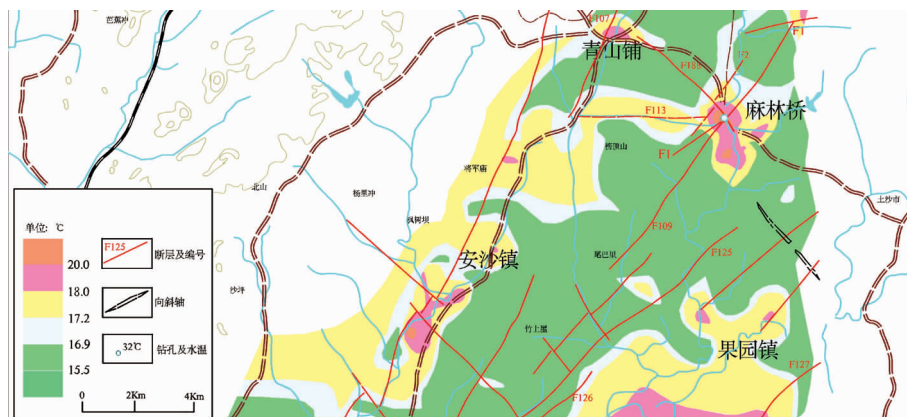


图 2 浅层地温与断裂构造关系

2.2.2 地温场垂向变化特征

为研究地热异常区温度在垂直方向上的变化特征,对区内 3 个钻孔进行孔内测温(如图 3).图上可以看出,zk1 孔井温随井深呈跳跃式突然升降,即遇到涌水裂隙带,温度突然升高,穿过涌水裂隙后即出现突降.zk2 孔井温随深度的加深而逐渐增高,zk2 孔处于 F1 断裂带上盘,井口水温 31 °C,孔深 151 m 处温度 38.3 °C,井下增温率为 5.8 °C/hm.zk4 孔穿过 F1 断层,在 F1 断层上盘井温恒定为 31 °C,而 F1 下盘井温由孔深 90.1 m 处的 31 °C,降至井底 150.0 m 处的 30.3 °C.本文认为,由于 zk1 孔揭穿 F1 断层,在 27.2 m 处遇 F109 断层,这两条断层破碎严重,所以 zk1 孔内温度在这两条断裂处会发生突变.zk4 孔在井深 90.1 m 处以上温度变化不明显,是由于 F1 上盘裂隙发育较为均匀.zk4 孔 90.1 m 处往下,温度越低的情况,是由于 F1 下盘裂隙不发育.由此说明,温度的变化与裂隙的发育程度有很大联系,裂隙是地下热水良好的运移通道,在裂隙发育的岩层中,通过地下水对流循环传递热量,热分布较为均匀,地温梯度较小,而在裂隙不发育的岩层中,热主要通过周围岩层以热传导的方式传递,距热源越远温度越低,地温梯度较大^[9].上述温度场的变化规律表明,麻林桥地

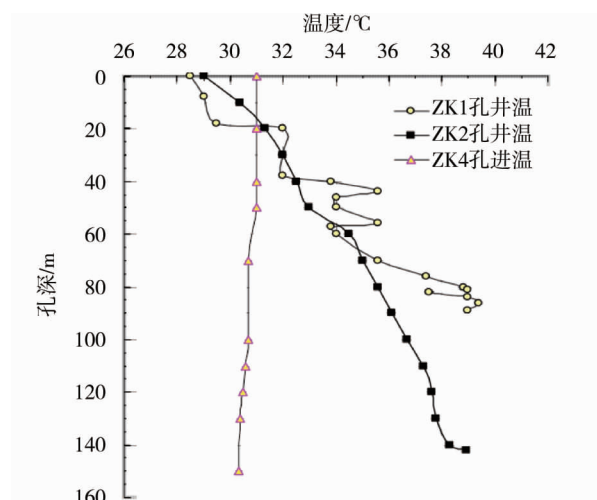


图 3 zk1, zk2, zk4 孔井温测井曲线

热区深部地热水是沿断裂对流上升后在浅部裂隙含水层中溢流扩散形成^[10]。

2.3 地下水化学组分特征

采集具有代表性的泉(井)水、地表水等水样共9组,浅层地下水样品4组,地下热水水样5组,样品采取点的选取符合规范要求,及时送检,由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室检测分析,分析测试、鉴定数据通过CMA管理体系认证,准确可靠,所得分析结果数据(见表1)。

根据地热区地热水与浅层地下水化学组份特征对比分析(图4),二者阴离子均以重碳酸根离子(HCO_3^-)、硫酸根离子(SO_4^{2-})为主,偏硅酸含量较高,且均为低矿化度水.差别在于浅层地下水阳离子以钙离子(Ca^{2+})为主,镁离子(Mg^{2+})、钠离子(Na^+)及钾离子(K^+)含量较高且差别不大,其阴离子中氯离子(Cl^-)和硝酸根离子(NO_3^-)亦较高,而地热水阳离子以钠离子(Na^+)为主,其钙离子(Ca^{2+}),钾离子(K^+)和镁离子(Mg^{2+})含量很低,其阴离子中氯离子(Cl^-)和硝酸根离子(NO_3^-)亦很低.地热水与常温浅层地下水二者化学成份组成上的相同及明显差别,表明区内地热水与浅层地下水存在互补关系.地热水矿化度低(0.4 g/L)、偏硅酸含量高(99.18 mg/L)、偏碱性、温度低的特点,反映了本区地下热水补给区与排泄区相距较近,地热水沿断裂带径流条件较好,循环交替速度较快的特征^[11,12].地热水具硫化氢气味,表明地热水所处的地球化学环境是与地表大气相对隔绝的还原环境^[13-15]。

表1 麻林桥地下水水质分析统计表

分析项目	浅层地下水				平均值 /(mg/L)	地下热水					平均值 /(mg/L)	
	SHJ1 /(mg/L)	SHJ2 /(mg/L)	SHJ4 /(mg/L)	SHJ5 /(mg/L)		DR01 /(mg/L)	DR02 /(mg/L)	ZK4 /(mg/L)	ZK1 /(mg/L)	S1 /(mg/L)		
阳离子	K^+	27.10	25.00	15.70	12.50	20.08	4.52	3.47	7.29	3.19	8.14	5.32
	Na^+	22.80	20.00	13.90	15.75	18.11	123.00	135.00	56.50	118.87	99.27	106.53
	Ca^{2+}	81.30	83.00	100.14	120.48	96.23	10.86	8.92	11.9	6.87	10.97	9.90
	Mg^{2+}	13.24	14.74	20.16	23.16	17.83	1.06	0.00	3.00	0.01	0.54	0.92
	NH_4^+	0.10	0.10	0.20	0.10	0.13	0.2	0.1	0.2	0.01	0.00	0.10
	Fe^{2+}	0.04	0.04	0.04	0.08	0.05	0.08	0.08	0.04	0.00	0.12	0.06
	Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Al^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
阴离子	Cl^-	20.07	38.01	24.18	27.66	27.48	7.69	14.54	6.91	5.93	14.49	9.91
	SO_4^{2-}	70.00	60.00	70.00	70.00	67.50	80.00	150.00	20.00	101.00	104.11	91.02
	HCO_3^-	269.22	210.46	316.51	388.33	296.13	259	140.28	145	150.96	158.56	170.76
	CO_3^{2-}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.42	12.9	0.00	1.44	4.15
	NO_2^-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
	NO_3^-	22.48	62.24	13.49	12.38	27.64	1.00	0.50	3.48	0	0.00	1.00
	F^-	0.40	0.60	0.80	0.40	0.55	0.40	10.00	0.80	14.50	11.60	7.46
	H_2PO_4^-	3.28	2.44	1.06	0.40	1.79	0.04	0.02	0.30	--	--	0.12
总碱度	220.78	172.59	259.56	318.45	242.84	212.72	120.42	130.00	--	--	154.38	
总硬度	257.51	269.87	333.02	396.17	314.14	31.48	22.27	42.1	--	--	31.95	
暂时硬度	220.78	172.59	259.56	318.45	242.80	31.48	22.27	42.1	--	--	31.95	
永久硬度	36.73	97.28	73.46	77.71	71.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
负硬度	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	181.24	98.15	87.70	--	--	122.36	
PH	7.77	7.59	7.84	7.71	7.72	7.56	9.22	9.50	8.35	8.30	8.59	
游离 CO_2	7.70	9.24	7.70	12.76	9.35	0.00	0.00	0.00	9.14	0.00	1.83	
偏硅酸	105.53	130	109.36	92.05	109.23	73.88	78.2	182	76.08	49.4	91.91	
耗氧量	1.87	1.93	2.87	2.27	2.23	1.06	1.58	2.07	--	--	1.57	
溶解性总固体	477.00	512.00	502.00	548.00	509.75	415.00	477.00	336	516.15	435.64	435.96	
锂	--	--	--	--	--	0.39	0.32	0.59	0.6	0.58	0.50	
H_2S	--	--	--	--	--	--	--	--	1.12	2.98	2.05	
氨(马赫)	--	--	--	--	--	--	--	--	68.96	76.92	72.94	

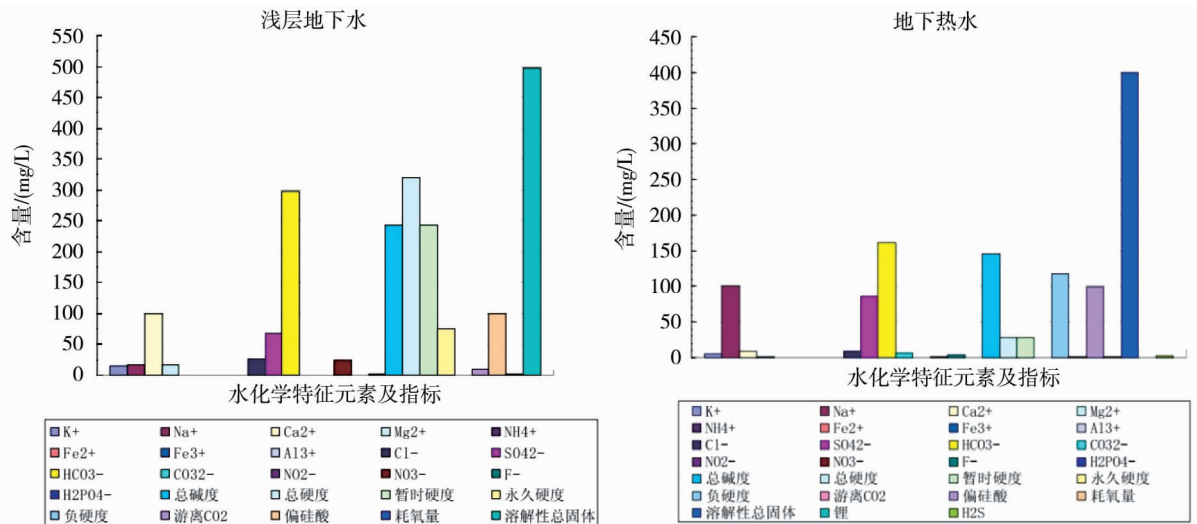


图 4 浅层地下水与地下热水化学元素(指标)含量对比

3 地热成因分析

根据本区浅层地下水和地下热水的化学组成特征,结合地形地貌、区域地质背景条件及地热区地热地质条件综合分析,麻林桥地热水形成应是由地势较高区域的浅层地下水沿花岗岩裂隙和 F2 断裂破碎带下渗进入岩体深部,在经过地下水溶滤作用、水岩相互作用、地温加热后,受压力差和密度变化的影响,沿北东向 F1 和北西向 F188 断裂带聚集对流上升,并与部分低温地下水混合一起汇集到浅部岩体破带内形成热储层,以第四系松散堆积物、风化花岗岩及较完整岩体等作为热储盖层,并在盖层薄弱的北东向 F1 和北西向 F188 断裂交汇处排出地表形成麻林桥温泉^[16,18](图 5)。

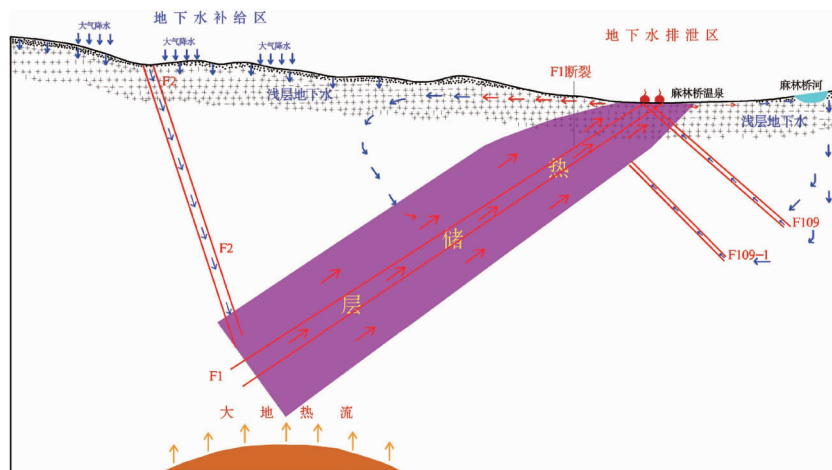


图 5 地热成因模式图

4 结论

- 1) 麻林桥地热系统是深大断裂构造与局部断裂构造相结合的产物,地热水的形成是以大气降水为补给,以放射性同位素蜕变产生的热量为热源,在成因类型上属于中低温对流型地热系统。
- 2) 麻林桥地下热水环流是以地形高差影响和相应的水力压差作用为动力,地热水的出露与第四系松散覆盖层总体厚度的阻隔有密切关系。
- 3) 在今后长期开发利用的同时,应该建立和完善地热开发流体动态监测系统,加强回灌措施的落实,以确保地热资源可持续开发利用。

参考文献:

- [1] 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.
- [2] 蔺文静,刘志明,王婉丽.中国地热资源及其潜力评估[J].中国地质,2013,40(1):312-320.
- [3] 张金华,魏伟,杜东.地热资源的开发利用及可持续发展[J].中外能源,2013,18(1):30-34.
- [4] 吴述来,何力.地球化学方法在麻林桥低温热水勘查中的应用[J].物探与化探,2007,31(3):216-217.
- [5] 徐世光,郭远生.地热学基础[M].北京:科学出版社,2009:19-21.
- [6] 汪集旸.中低温对流型地热系统[J].地学前缘(中国地质大学,北京),1996,3(3/4):96-102.
- [7] 谭家华.小三江地热田地温场特征及成因分析[J].地下水,2010,32(2):16-17.
- [8] 王泽龙,吕金波,周训.北京市小汤山地区地温场特征及地下热水成因模式分析[C]//全国地热开发利用研讨会论文集,2007.
- [9] 熊亮萍,汪集旸,庞忠和.漳州地热田的对流热流和传导热流的研究[J].中国矿业,1990,33(6):702-710.
- [10] 祖金华,廉雨方,赵国泽.长白山聚龙温泉地温梯度和热流的估算[J].地质评论,1999,45(s):226-230.
- [11] 胡燕,高宝珠,靳宝珍.天津地热流体水化学分布特征及形成机理[J].地质调查与研究,2007,30(3):213-218.
- [12] 张保建,沈照理,乔增宝.聊城市东部岩溶地热田地下热水水化学特征及成因分析[J].中国岩溶,2009,28(3):263-268.
- [13] 吕金波,车用太,王继明.京北地区热水水文地球化学特征与地热系统的成因模式分析[J].地震地质,2006,28(3):419-428.
- [14] 汪集旸.中低温对流型地热系统[M].北京:科学出版社,1993:1-25.
- [15] 刘红战,张小凌,姚明波.云南石林地热地质特征及成因分析[J].东华理工大学学报(自然科学版),2014,37(1):69-74.
- [16] 王贵玲,刘志明,刘庆宣,等.西安地热田地热弃水回灌数值模拟研究[J].地球学报,2004,23(2):183-188.
- [17] Brown D W. Hot dry rock reservoir engineering[J]. Geothermal Resources Council Bulletin,1990,19(3):89-93.
- [18] Duchane D. Geothermal energy[J]. Encyclopedia of Chemical Technology,1993,12:512-539.