

# 桑托斯盆地地层生热率及热结构研究

孙旭东<sup>1,2</sup>, 郭兴伟<sup>1</sup>, 郑求根<sup>2</sup>, 温珍河<sup>1</sup>, 张训华<sup>1</sup>, 王锦洲<sup>2</sup>, 李子渊<sup>3</sup>

(1. 青岛海洋地质研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国地质大学(北京) 海洋学院, 北京 100083; 3. 中国石油西南油气田分公司, 四川 成都 610000)

**摘要:** 岩石生热率是研究地球内热的一个重要的参数。根据自然伽马与岩石生热率的关系, 利用盆地 4 口钻井的自然伽马测井曲线, 计算出桑托斯盆地主要岩石或矿物及地层的生热率。统计了 2 964 个自然伽马测井数据值, 主要岩石或矿物的生热率从大到小依次为: 泥岩、砂岩、页岩、玄武岩、石灰岩、硬石膏和盐岩; 盆地地层的生热率随深度增加显著降低, 生热率体现出受控于岩性变化的特征。以 S1 井为例, 根据岩石生热率和热流的关系, 计算出盆地中各个组的生热率, Marambaia 组、Itajai-Acu 组、Itanhaem 组、Ariri 组、Guaratiba 群、Camboriu 组生热率分别是  $(1.36 \pm 0.16) \mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $(1.52 \pm 0.15) \mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $(1.30 \pm 0.3) \mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $(0.46 \pm 0.18) \mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $(0.64 \pm 0.23) \mu\text{W}/\text{m}^3$ 、 $(0.37 \pm 0.07) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 盆地沉积地层产生的热量占表层大地热流的 13.62%, 因此沉积地层具有一定的产热潜力, 对区域有机质的成熟度有一定的影响。建立了岩石圈分层生热模型, 其中地壳热流贡献为  $15.38 \text{ mW}/\text{m}^2$ , 占表层大地热流的 30.76%, 地幔热流贡献值为  $34.62 \text{ mW}/\text{m}^2$ , 地壳和地幔的热流比例为 0.44, 具有“冷壳热幔”的特征。

**关键词:** 桑托斯盆地; 生热率; 自然伽马测井; 热结构

中图分类号: P314.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2021)09-0001-11

DOI: 10.11759/hyxx20200408001

地球内热不仅是驱动板块运动、塑造地形地貌的重要动力来源, 也控制着盆地的动力学演化以及有机质的成熟度。因此, 对区域地热的研究是一项重要且有意义的工作。

桑托斯盆地位于巴西东海岸, 是典型的被动大陆边缘盆地, 2000 年以来在盆地中发现大量油气资源, 盆地成为了巴西乃至全球的重要油气产区, 特别是 2006 年以来诸如 Libra、Franco、Jupiter 等特大油气田相继被发现<sup>[1-2]</sup>。但以往的工作以油气地质为主<sup>[2-5]</sup>, 在地热方面的研究甚少, 对此盆地动力学和烃源岩成熟度研究等所需要的参数(地温梯度、热流、地层放射性生热率)几近空白, 而岩石生热率的研究不仅为地球动力学研究提供基础参数, 而且可揭示地壳生热元素的分布特征, 为解释大地热流、地温场和构造热历史奠定了基础。本文在缺少岩心样品的情况下, 以 4 口钻井的自然伽马数据为研究对象, 根据自然伽马与生热率的经验公式<sup>[6]</sup>, 估算盆地主要岩石的生热率以及各个地层组的生热率, 为研究区进一步的地球动力学演化以及油气生成研究提供地热背景和基础参数<sup>[7]</sup>。

## 1 区域地质概况

桑托斯盆地位于巴西东岸, 为南大西洋张裂而形成的被动大陆边缘盆地, 面积  $3.26 \times 10^5 \text{ km}^2$ , 在北东—南西走向上依次发育西部拗陷带、西部隆起带、中央拗陷带、东部隆起带、东部拗陷带 5 个北东向的构造带, 形成“三拗夹两隆”的构造格局<sup>[3, 8]</sup> (图 1); 盆地最大水深处超过 4 000 m, 经历裂谷期、过渡期和裂后漂移(拗陷)期 3 个构造演化阶段<sup>[1]</sup>, 对应 3 套主要的沉积地层(图 2), 即裂谷期湖相层序、过渡期蒸发盐岩层序、漂移期海相层序<sup>[9]</sup>。本文主要研究的 4 口钻井, S1、S3、S4 井位于盆地西部拗陷带, S2 井位于东部隆起带上(图 1)。

收稿日期: 2020-04-08; 修回日期: 2021-04-16

基金项目: 国家重大科技专项项目(2016ZX05033-001-001); 国家自然科学基金项目(41776081、91958210); 中国地质调查局项目(DD20190429; DD20190365; DD 20190377)

[Foundation: National Important Science and Technology Project, No. 2016ZX05033-001-001; National Nature Science Foundation of China, No. 41776081, No. 91958210; Geological Survey projects of China, No. DD20190429, No. DD20190365, No. DD 20190377]

作者简介: 孙旭东(1994—), 硕士研究生, 主要从事海洋地质构造方面的研究, E-mail: Sunxudong\_work@163.com; 郭兴伟(1978—), 通信作者, 男, 教授级高工, 主要从事海洋区域地质和地球动力学方面的研究, E-mail: xwguo\_qd@126.com

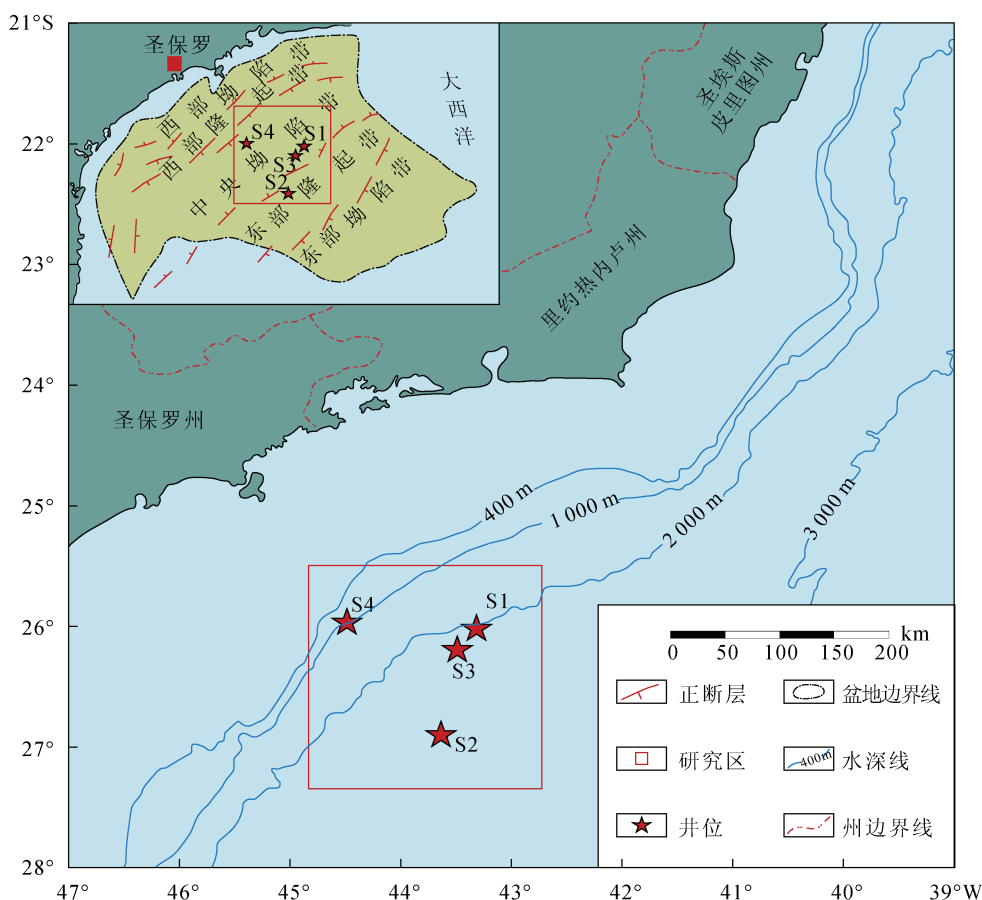


图1 桑托斯盆地研究区井位分布位置图(修改自文献[8])

Fig. 1 Well-location map of the research area in Santos basin (modified from reference [8])

裂谷期(135 Ma—124.5 Ma)发育 Guaratiba 群地层, 此时盆地为一个闭塞的湖盆, 为典型的陆相沉积体系, 主要沉积相以冲积扇、湖泊沉积、碳酸盐堤坝等为主, 主要岩性为 Camboriu 组火山碎屑岩和火山岩, 是一套潜在储层; Picarras 组湖相的泥灰岩、页岩, 为湖相的烃源岩; Itapema 组湖相的泥灰岩、页岩和介壳灰岩, 是一套良好的储层; Brra Velha 组为裂谷后拗陷期地层, 与之上过渡期地层不整合接触, 把下部巨厚的陆相地层和过渡期蒸发岩地层分开, 岩性为碳酸盐岩<sup>[3-4]</sup>。

过渡期(124.5 Ma—112 Ma)主要发育 Ariri 组一套广泛分布的厚层的蒸发岩, 由盐岩、硬石膏、白云岩组成, 在东部隆起区最大厚度超过 2 000 m 以上, 局部地区可以高达 2 500 m<sup>[1]</sup>。

漂移期(112 Ma 至今)主要为大陆边缘碳酸盐岩和深海相页岩以及深海浊积砂岩, 其中 Florianopolis 组岩性为浊积砂岩; Itajai-Acu 组发育岩性为页岩, 是一套以产干气为主的海相烃源岩; Marambala 组为

一套古近纪-新近纪浊积砂岩, 可作为储层。

## 2 岩石生热率的计算方法和计算结果

### 2.1 计算方法

对研究地球动力学以及地热学而言, 放射性生热是一项重要的研究内容, 在自然界中, 满足一定的丰度、产热量大、半衰期长(与地球形成时间比较相似)的放射性元素只有铀、钍、钾 3 种元素。岩石生热率由公式(1)可以求取。

$$A = 10^{-5} \rho (9.51C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K), \quad (1)$$

其中,  $A$  为岩石放射性生热率(单位为  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ );  $\rho$  是岩石密度(单位为  $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $C_U$ 、 $C_{Th}$ 、 $C_K$  分别为放射性元素 U、Th、K 的含量。本文缺乏实物岩心样品, 所以无法获得 U、Th、K 三种元素的含量, 也无法精确测量岩石密度, 故此方法在本文中并不适用。Bucker 等<sup>[6]</sup> 1996 年在大量的岩心测试的基础上, 通过最小二乘估算法拟合了自然伽马值与生热率之间存在经验公式, 其线性相关系数  $r=0.98$ :

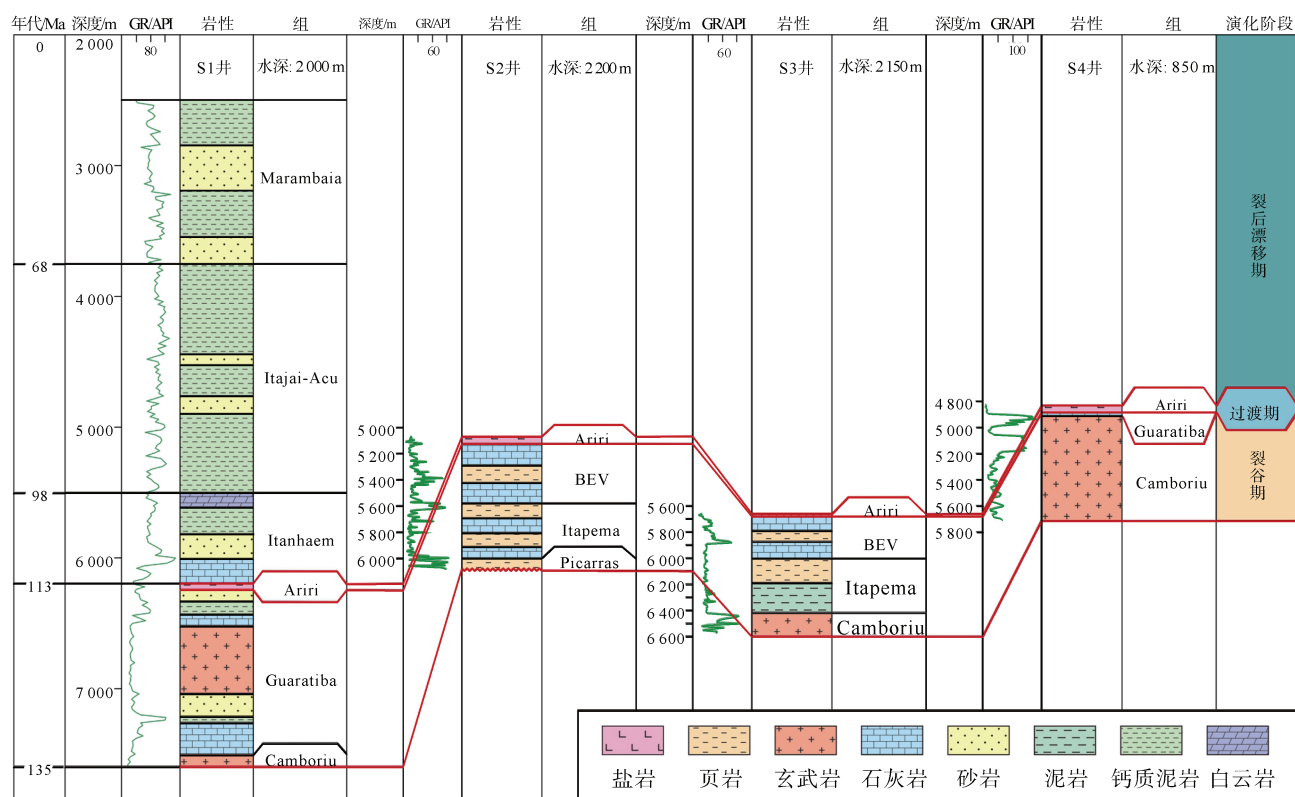


图 2 研究工区 S1-S4 井自然伽马曲线

Fig. 2 Natural gamma curve of well S1-S4 in the research area

$$A = 0.0158(GR - 0.8), \quad (2)$$

其中  $A$  为岩石放射性生热率( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ );  $GR$  为岩石自然伽马值(API); 这种由自然伽马和岩石生热率之间拟合的线性关系适合岩性从沉积岩到火山岩再到变质岩的各种岩石, 在  $0\sim 350$  API 和  $(0.03\sim 7) \mu\text{W}/\text{m}^3$  范围内有效, 所得岩石生热率误差小于 10%。本文 4 口井的自然伽马值都在 350 API 之内, 可由公式(2)估算岩石生热率。

## 2.2 计算结果

由于盆地地层岩性的复杂多样, 我们选取 S1、S2、S3、S4 井(图 1, 图 2)岩性单一的地层段, 利用公式(2)计算出盆地主要不同岩石的生热率, 其中泥岩 1 098 个点, 玄武岩 693 个点, 砂岩 657 个点, 页岩 237 个点, 盐岩 123 个点, 硬石膏 119 个点, 石灰岩 37 个点(表 1, 图 3)。

表 1 桑托斯盆地主要岩石 GR 值和生热率值

Tab. 1 GR value and heat generation of main rocks in the Santos Basin

岩性	起始段深度/m	终止段深度/m	采集点数	GR 均值/API	$A$ 均值/ $(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	井号
泥岩	2 500	2 526	36	39.37	0.62	S1
	2 526	2 536	7	54.78	1.07	S1
	3 220	3 566	744	101.52	1.59	S1
	3 705	3 728	50	104.72	1.64	S1
	4 938	5 018	151	103.63	1.63	S1
砂岩	5 269	5 314	110	116.94	1.84	S1
	2 526	2 536	15	68.23	1.07	S1
盐岩	2 862	3 220	642	77.52	1.21	S1
	5 070	5 107	50	15.67	0.24	S2
	5 660	5 671	25	13.67	0.20	S3

续表

岩性	起始段深度/m	终止段深度/m	采集点数	GR 均值/API	A 均值/( $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ )	井号
盐岩	4 825	4 839	26	12.80	0.19	S4
	4 856	4 860	7	15.80	0.24	S4
	4 860	4 870	3	14.32	0.21	S4
	4 872	4 878	12	14.16	0.21	S4
硬石膏	6 185	6 208	14	29.78	0.46	S1
	5 111	5 120	15	19.91	0.30	S2
	5 671	5 676	15	14.65	0.22	S3
	4 839	4 848	26	13.55	0.20	S4
	4 856	4 860	13	15.50	0.23	S4
	4 870	4 872	10	14.18	0.21	S4
	4 882	4 905	26	18.61	0.28	S4
石灰岩	6 000	6 014	30	33.29	0.51	S2
	4 878	4 882	7	12.56	0.19	S4
页岩	6 014	6 080	237	64.86	1.06	S2
玄武岩	6 481	7 202	549	29.22	0.45	S1
	7 536	7 581	34	24.48	0.37	S1
	4 988	5 055	110	33.35	0.51	S4

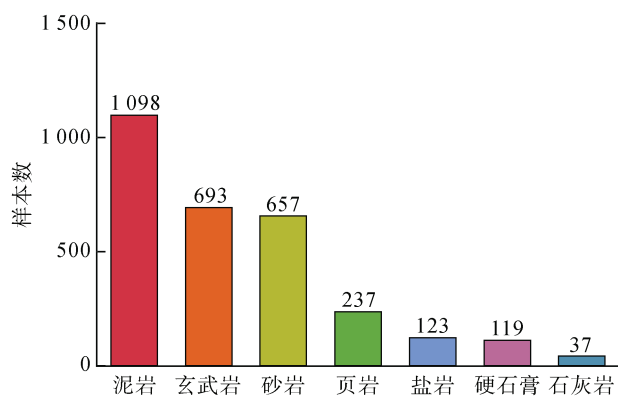


图3 桑托斯盆地主要岩石采集样本数柱状图

Fig. 3 Histogram of main rock samples collected in the Santos Basin

### 2.2.1 主要岩石的 GR 值和生热率

本盆地中, 从上到下依次发育泥岩、砂岩、石灰岩、岩盐、硬石膏、页岩、和玄武岩, 岩性的垂向分布与盆地的地质发育背景相一致。根据自然伽马测井资料分析, 自然伽马的大小与岩性的差异具有明显相关性, 而且发现黏土类矿物的含量越高, 对 GR 值的影响越大, 这与黏土颗粒粒度较细, 有较大的比表面积, 更容易吸收放射性元素离子有关<sup>[10]</sup>。在本研究区, 主要岩石的 GR 值是对表 1 采集点数进行加权平均处理得出来(以表 1 砂岩为例, 其自然伽马值:  $(15 \times 68.23 + 642 \times 77.52) \div (642 + 15) = 77.31$  API)。

盆地各个岩石的自然伽马 GR 和生热率 A 数值参见表 1、图 4, 从大到小依次为: 泥岩、砂岩、页岩、玄武岩、石灰岩、硬石膏、盐岩(图 4), 所计算的结果除石灰岩外基本上跟国内外公开发表的数据相一致<sup>[11-12]</sup>(表 2), 可能是由于不同层位、不同深度岩石孔隙度不同造成的, 故用公式(2)计算的岩石生热率结果可靠, 进一步验证其在巴西东部深海地区的适用性。

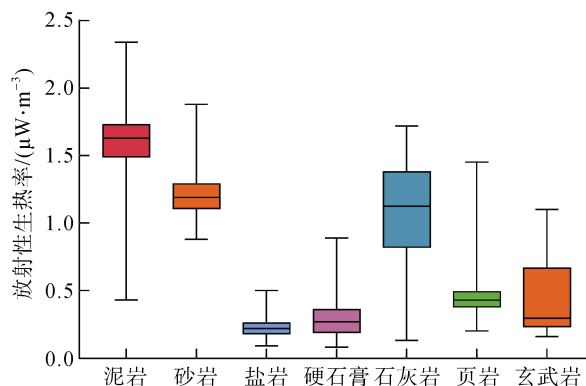


图4 桑托斯盆地主要岩石的生热率箱状图

Fig. 4 Box chart of heat generation of the main rocks in the Santos Basin

同一岩性的岩石在不同深度的地层自然伽马值(岩石生热率)也不尽相同(见表 1), 随深度的增加而增大, 特别是泥岩变化的幅度最大(图 5), 其生热率

表 2 盆地主要岩石的自然伽马 GR 值和生热率(A)值与国内外公开值对比

Tab. 2 Comparison of the natural gamma GR and heat generation rate (A) values of the main rocks in the basin with the open values at home and abroad

岩性	GR/API	计算的 $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	文献[19] $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	文献[11] $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	文献[7] $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	文献[14] $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$
泥岩	101.17	1.59	1.4	1.11	2	0.58~2.43
砂岩	77.31	1.21	0.34~1.0			0.46~1.20
页岩	64.86	1.01		1.25		
火山岩	29.64	0.46	0.5	0.89	0.73	0.63
石灰岩	26.69	0.41	0.62	1.46	0.59	
硬石膏	18.00	0.27				
盐岩	14.48	0.22				

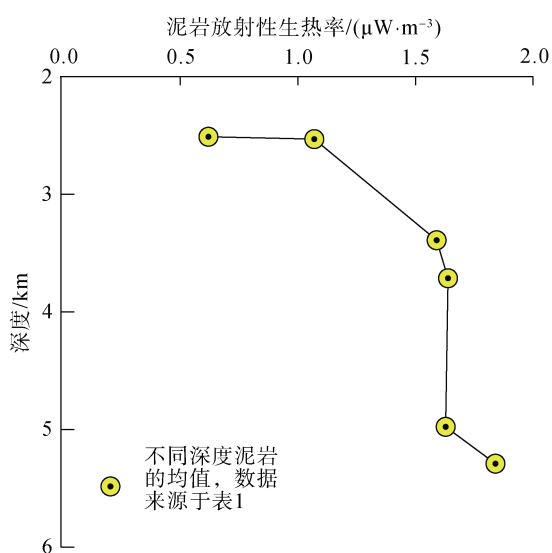


图 5 盆地不同深度泥岩生热率值对比

Fig. 5 Comparison of heat generation values of mudstone in different depths of the basin

最大为  $2.34 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 最小值为  $0.43 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 究其原因主要是由于埋深不同导致地层压力不一致, 影响其孔

隙度, 进而影响矿物本身的生热率; 而诸如硬石膏、盐岩这些质地较硬、较为致密的岩石, 孔隙度随着地层的加深变化度不大, 故对生热率的影响较小。

### 2.2.2 沉积地层的生热率

对桑托斯盆地组内不同岩性的生热率进行厚度加权平均处理, 计算了各个组的岩石生热率, 结果显示(表 3、图 6), 自上而下, Marambaia 组地层生热率为  $(1.36\pm 0.16) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Itajai-Acu 组地层的生热率为  $(1.52\pm 0.15) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Itanhaem 组地层的生热率为  $(1.30\pm 0.3) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Ariri 组地层的生热率为  $(0.46\pm 0.18) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Guaratiba 群地层的生热率为  $(0.64\pm 0.23) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Camboriu 组地层的生热率为  $(0.37\pm 0.07) \mu\text{W}/\text{m}^3$ , 可以明显看出地层生热率由深到浅增加, 生热率体现出受控于岩性变化的特征<sup>[10]</sup>。

### 2.2.3 沉积地层的生热

放射性元素的生热通常考虑两方面的因素: 放射性元素的丰度和地层厚度<sup>[13-14]</sup>。桑托斯盆地沉积层厚度大, 平均在 5 000~6 000 m, 对地表热流和盆地地源岩演化的影响不可忽视。本文依据 Hamza 等

表 3 桑托斯盆地各个组(群)地层生热率、标准差及产热

Tab. 3 Heat generation rate, standard deviation, and heat production of each formation (Group) of the Santos Basin

地层(组)	厚度/m	样本数	加权平均 $A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	$\delta/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$	$Q/(\text{mW}\cdot\text{m}^{-2})$
Marambaia	1 746.5	2 163	1.36	0.16	2.38
Itajai-Acu	1 746	3 443	1.52	0.15	2.65
Itanhaem	694	995	1.30	0.30	0.90
Ariri	22	14	0.46	0.18	0.01
Guaratiba	1 329	1 120	0.64	0.23	0.85
Camboriu	45	34	0.37	0.07	0.02
总计	5 082.5	7 769	—	—	6.13

注: “—” 表示空缺

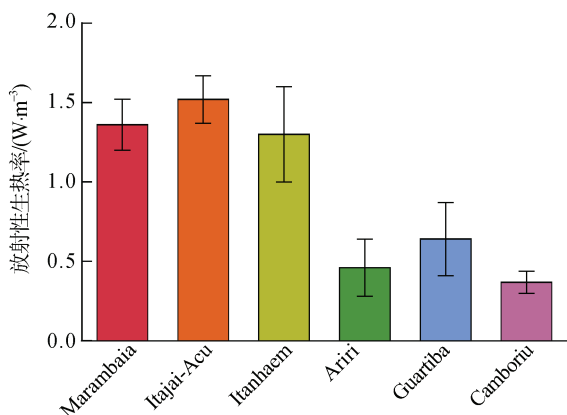


图6 桑托斯盆地地层生热率柱状图

Fig. 6 Histogram of formation heat generation rate in the Santos Basin

人的研究成果<sup>[15-17]</sup>, 绘制出研究区大地热流图(如图7), 估算 S1 井的大地热流值为 50 mW/m<sup>2</sup>。本文以 S1 井发育地层全且厚度大, 具有代表性, 故以 S1 井为例, 以深度 20 m 为间隔取点拟合并绘制自然伽马垂向分布图(图2)。本文根据公式(3)<sup>[14, 18]</sup>:

$$Q = A \times H, \quad (3)$$

式中  $Q$ : 热流, 单位 mW/m<sup>2</sup>;  $H$ : 地层厚度, 单位 m;  $A$ : 地层平均生热率, 单位  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。经计算得出沉积地层产生热量为 6.81 mW/m<sup>2</sup>, 按照估测的研究区表层大地热流值 50 mW/m<sup>2</sup> 计算(图7), S1 井沉积地层放射性产生的热量占总热量 13.62%, 因此在对盆地热结构研究中, 沉积层放射性元素的生热不可忽视。

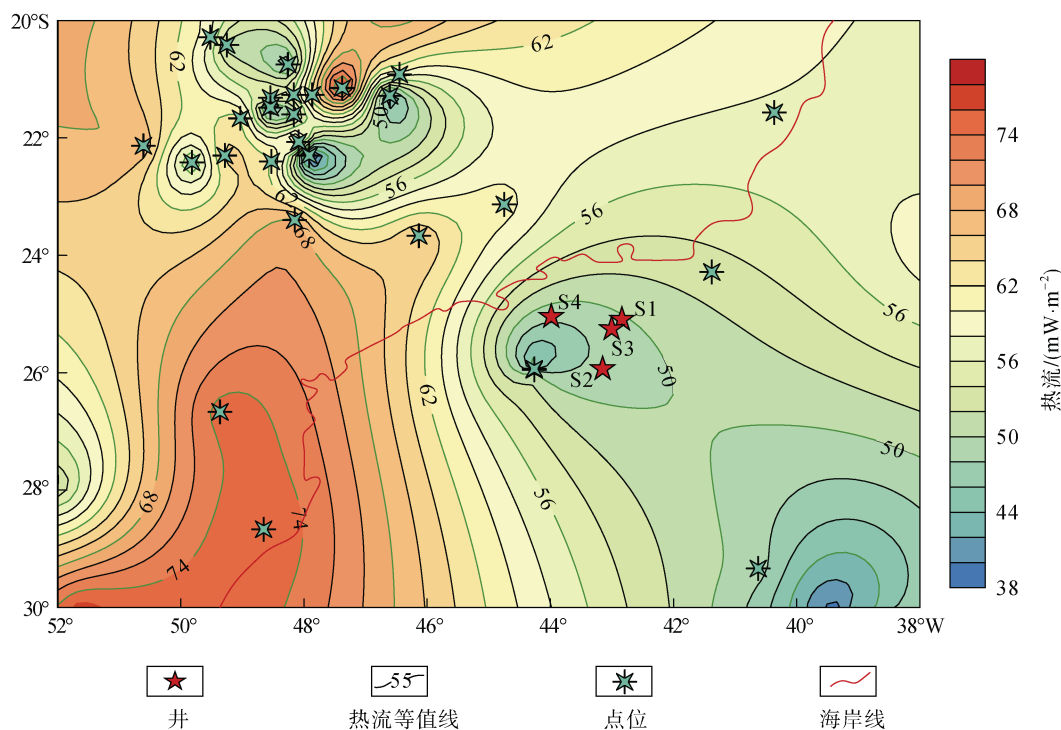


图7 巴西东南部及邻区海域大地热流图(据全球热流数据库<sup>[19]</sup>绘制)

Fig. 7 Heat flow map of southeastern Brazil and its adjacent sea areas (based on the data of global heat flow database<sup>[19]</sup>)

### 3 盆地岩石圈热结构

本文结合岩石圈的分层结构模型, 得出岩石圈内部的温度和热流信息。将地表热流分为两部分: 一部分为地壳浅部放射性元素衰变所产生的, 另一部分为深部地幔的释放的热量。在本文中利用 Birch 等人提出的热流和生热率的线性公式<sup>[20]</sup>:

$$q_0 = q_r + DA_0, \quad (4)$$

式中  $q_0$  为大地热流, 单位为 mW/m<sup>2</sup>;  $q_r$  为上述线性方

程的截距, 称为剩余热流, 通常由下地壳和上地幔和岩石圈底部的热流构成, 单位为 mW/m<sup>2</sup>, 由于放射性元素向上迁移, 在顶部富集, 下地壳对和上地幔顶部的热流贡献很小, 故剩余热流可以视为地幔热流  $q_m$ , 而  $DA_0$  为地壳热流;  $D$  为线性方程的斜率, 一般距离为 10~15 km, 一般认为为上地壳深度;  $A_0$  表示地表岩石的生热率, 单位为  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ 。

本文对研究区深部结构进行生热率分层模型分析, 对应的大地热关系可以表示为:

$$q_0 = q_m + \int_0^{z_{\text{Moho}}} A(z) dz = q_m + \sum_{i=1}^n A_i \cdot Z_i, \quad (5)$$

$$q_m = q_0 - \sum_{i=1}^n A_i \cdot Z_i, \quad (6)$$

$$q_c \approx DA_0 = \sum_{i=1}^n A_i \cdot Z_i, \quad (7)$$

式中:  $q_c$  表示地壳热流, 单位为  $\text{mW/m}^2$ ;  $A(z)$  表示地壳岩石的生热率, 单位为  $\mu\text{W/m}^3$ ;  $z_{\text{Moho}}$  表示地壳厚度, 单位为  $\text{km}$ ;  $A_i$  和  $Z_i$  分别表示地壳第  $i$  层的生热率和

厚度。

Assumpção 等<sup>[23]</sup>基于地震折射、接收函数、面波层析成像建立南美地壳厚度模型(图 8), 得出该地区莫霍面厚度大约在  $22 \text{ km}$ <sup>[21, 23]</sup>(包括上覆海水的厚度  $2 \text{ km}$ )。Zalán 等<sup>[22]</sup>对  $12\ 000 \text{ km}$  超深二维地震剖面进行地质解释, 得到了地壳尺度的地质模型(图 9)。根据上述的深部结构研究结果, 将 S1 井处上地壳厚度估读为  $14 \text{ km}$ (包括水深), 该区域莫霍面深度为  $22 \text{ km}$ , 故下地壳的厚度估算为  $8 \text{ km}$ 。

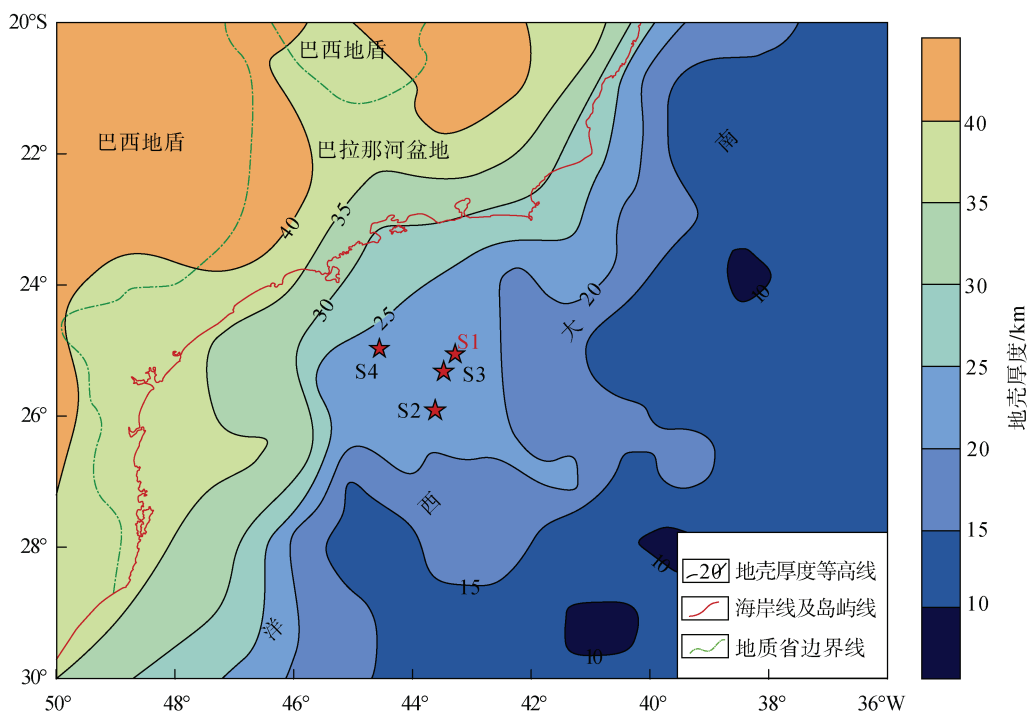


图 8 巴西东岸地壳厚度图(修改自文献[21])

Fig. 8 Crustal thickness map of the east coast of Brazil (modified after Ref.[21])

Hamza<sup>[16]</sup>等人 1996 年认为上地壳基底由变质花岗岩、角闪岩、片麻岩等变质岩组成, 生热率采用  $0.9 \mu\text{W/m}^3$ <sup>[7]</sup>, 下地壳为麻粒岩, 生热率取平均值为  $0.34 \mu\text{W/m}^3$ <sup>[23-26]</sup>。根据公式(4)可以计算出下地壳产生的热流为  $2.72 \text{ mW/m}^2$ , 上地壳除沉积物外的产生的热流为  $5.85 \text{ mW/m}^2$ , 再加上沉积物产生的热流得出 S1 井处地壳热贡献为  $15.38 \text{ mW/m}^2$ , 占大地热流的  $30.76\%$ , 这与 Jaupart<sup>[26]</sup>2014 年认为在稳定的大陆地区地壳的热流贡献值在  $12\sim 18 \text{ mW/m}^2$  相吻合; 其中上地壳热流贡献为  $12.66 \text{ mW/m}^2$ , 占地壳热流的  $82.3\%$ , 这与生热元素向表层迁移有关; 根据公式(6)计算地幔热流值为  $34.62 \text{ mW/m}^2$ (图 10), 地壳和地幔的热流比例为  $0.44$ , 具有“冷壳热幔”的特征,

这与盆地被动大陆边缘的构造背景相吻合。

## 4 结论

1) 盆地各个岩石的自然伽马 GR 和生热率  $A$  的数值, 从大到小依次为: 泥岩、砂岩、页岩、玄武岩、石灰岩、硬石膏、盐岩。

2) 盆地自上而下, Marambaia 组地层生热率为  $(1.36 \pm 0.16) \mu\text{W/m}^3$ , Itajai-Acu 组地层的生热率为  $(1.52 \pm 0.15) \mu\text{W/m}^3$ , Itanhaem 组地层的生热率为  $(1.30 \pm 0.3) \mu\text{W/m}^3$ , Ariri 组地层的生热率为  $(0.46 \pm 0.18) \mu\text{W/m}^3$ , Guaratiba 群地层的生热率为  $(0.64 \pm 0.23) \mu\text{W/m}^3$ , Camboriu 组地层的生热率为  $(0.37 \pm 0.07) \mu\text{W/m}^3$ , 可以明显看出地层生热率由深到浅增加, 生热率体现出受控于岩性变化的特征。

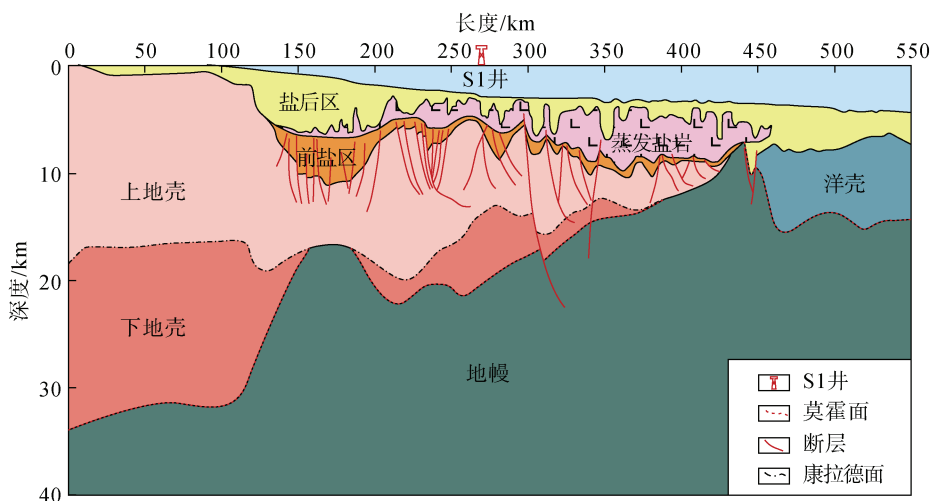


图9 桑托斯盆地北部地震剖面图(修改自文献[22])

Fig. 9 Seismic profile of the northern Santos Basin (modified after Ref. [22])

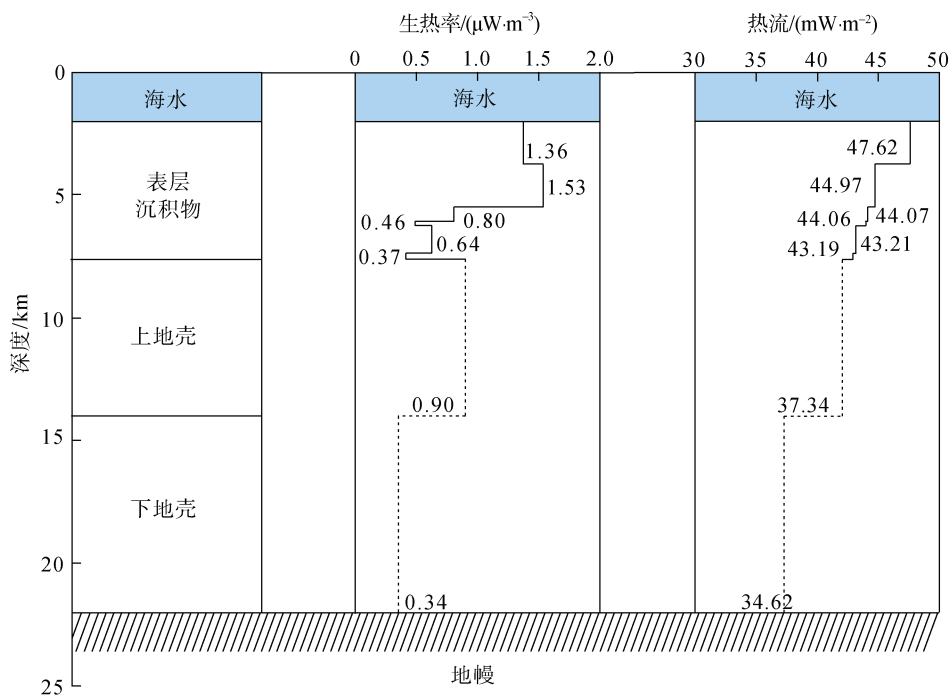


图10 桑托斯盆地地壳结构和热结构模型

Fig. 10 Crustal structure and thermal structure model of the Santos Basin

3) S1 井盆地地层放射性元素生热对热流的贡献量为  $6.81 \text{ mW/m}^2$ , 占表层大地热流的 13.62%, 表明研究区盆地沉积层具有一定的产热潜力, 对盆地内有机质的成熟会有一定影响。

4) 盆地岩石生热率模型显示, 地壳放射性生热对表层大地热流贡献为  $15.38 \text{ mW/m}^2$ , 占表层大地热流的 30.76%, 地幔热流贡献值为  $34.62 \text{ mW/m}^2$  地壳和地幔的热流比例为 0.44, 具有“冷壳热幔”的特征。

致谢: 感谢中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院提供的区域及测井资料, 同时对两位审稿人表示感谢!

参考文献:

- [1] 张金伟. 巴西桑托斯盆地盐下大型油气田成藏控制因素[J]. 特种油气藏, 2015, 22(3): 22-26.  
ZHANG Jinwei. Accumulation-controlling factors of large pre-salt oil and gas fields in the Santos Basin, Brazil[J]. Special Oil and Gas Reservoirs, 2015, 22(3):



- 22-26.
- [2] 梁英波, 张光亚, 刘祚冬, 等. 巴西坎普斯-桑托斯盆地油气差异富集规律[J]. 海洋地质前沿, 2011, 27(12): 55-62.  
LIANG Yingbo, ZHANG Guangya, LIU Zuodong, et al. Hydrocarbon enrichment in the Campos and Santos Basins in Brazil[J]. Marine Geology Frontiers, 2011, 27(12): 55-62.
- [3] 陈凯, 康洪泉, 吴景富, 等. 巴西桑托斯盆地大型油气田富集主控因素[J]. 地质科技情报, 2016, 35(3): 151-158.  
CHEN Kai, KANG Hongquan, WU Jingfu, et al. Enrichment main controlling factors of large oil-gas field in Santos Basin, Brazil[J]. Geological Science and Technology Information, 2016, 35(3): 151-158.
- [4] 汪新伟, 邬长武, 郭永强, 等. 巴西桑托斯盆地卢拉油田成藏特征及对盐下勘探的启迪[J]. 中国石油勘探, 2013, 18(3): 61-69.  
WANG Xinwei, WU Changwu, GUO Yongqiang, et al. Accumulation feature of Lula Oilfield and its exploratory implication for pre-salt reservoirs in Santos Basin, Brazil[J]. China Petroleum Exploration, 2013, 18(3): 61-69.
- [5] 张金伟, 胡俊峰, 杜笑梅, 等. 巴西桑托斯盆地油气成藏模式及勘探方向[J]. 长江大学学报(自然科学版), 2015, 12(17): 8-13.  
ZHANG Jinwei, HU Junfeng, DU Xiaomei, et al. Subsalt hydrocarbon accumulation mode and exploration direction of Santos Basin in Brazil[J]. Journal of Yangtze University (Natural Science Edition), 2015, 12(17): 8-13.
- [6] BUCKER C, RYBACH L. A simple method to determine heat production from gamma-ray logs[J]. Marine and Petroleum Geology, 1996, 13(4): 373-375.
- [7] 赵平, 汪集, 汪缉安, 等. 中国东南地区岩石生热率分布特征[J]. 岩石学报, 1995(3): 292-305.  
ZHANG Ping, WANG Jiyang, WANG Jian, et al. Characteristics of heat production distribution in SE China[J]. Acta Petrologica Sinica, 1995(3): 292-305.
- [8] 康洪全, 程涛, 李明刚, 等. 巴西桑托斯盆地油气成藏特征及主控因素分析[J]. 中国海上油气, 2016, 28(4): 1-8.  
KANG Hongquan, CHENG Tao, LI Minggang, et al. Characteristics and main control factors of hydrocarbon accumulation in Santos Basin, Brazil[J]. China Offshore Oil and Gas, 2016, 28(4): 1-8.
- [9] 邬长武. 巴西桑托斯盆地盐下层序油气地质特征与有利区预测[J]. 石油实验地质, 2015, 37(1): 53-56.  
WU Changwu. Petroleum geology characteristics and exploration targets of pre-salt formation in Santos Basin, Brazil[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2015, 37(1): 53-56.
- [10] 栾锡武, 赵一阳, 秦蕴珊, 等. 我国东海陆架区新生代地层岩石生热率研究[J]. 沉积学报, 2003, 21(4): 634-639.  
LUAN Xiwu, ZHAO Yiyang, QIN Yunshan, et al. Heat generation of the Cenozoic layer of East China Sea Shelf[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2003, 21(4): 634-639.
- [11] 倪守斌, 满发胜, 王兆荣, 等. 新疆北部地区岩石生热率分布特征[J]. 中国科学技术大学学报, 1999, 29(4): 33-39.  
NI Shoubin. MAN Fasheng, WANG Zhaorong, et al. Characteristics of heat production distribution in Northern Xinjiang[J]. Journal of China University of Science and Technology, 1999, 29(4): 33-39.
- [12] 赵平, 汪集, 汪缉安. 热流和岩石生热率关系的研究[J]. 地质科学, 1996, 31(3): 88-98.  
ZHAO Ping, WANG Ji, WANG Ji'an. Heat flow and heat production relation[J]. Scientia Geologica Sinica, 1996, 31(3): 88-98.
- [13] 彭涛, 任自强, 张海潮. 两淮煤田煤系岩石生热率特征[J]. 山西煤炭, 2016, 36(5): 4-7.  
PENG Tao, REN Ziqiang, ZHANG Haichao. Heat generation ratio of rock in coal measure in Huainan and Huaibei coal fields[J]. Shanxi Meitan, 2016, 36(5): 4-7.
- [14] 王社教, 胡圣标, 汪集. 塔里木盆地沉积层放射性生热的热效应及其意义[J]. 石油勘探与开发, 1999, 26(5): 36-38.  
WANG Shejiao, HU Shengbiao, WANG Jiyang. The geothermal effect of radioactive heat generation and its significance to hydrocarbon maturation in Tarim Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 1999, 26(5): 36-38.
- [15] HAMZA V M, MUNOZ M. Heat flow map of South America[J]. Geothermics, 1996, 25(6): 599-646.
- [16] HAMZA V M, SILVA DIAS F J S, Gomes A J L, et al. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2005, 152(4): 223-256.
- [17] IDÁRRAGA-GARCÍA J, VARGAS C A. Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior[J]. Geodesy and Geodynamics, 2018, 9(1): 93-107.
- [18] 任自强, 吴基文, 彭涛. 基于自然伽马测井的淮南煤田朱集井田煤系岩浆岩生热率研究[J]. 煤田地质与勘探, 2017, 45(3): 49-53.  
REN Ziqiang, WU Jiwen, PENG Tao. Radiogenic heat production of magmatic rock of coal measure strata based on natural gamma-ray logging in Zhuji mine field of Huainan coal field[J]. Geology & Exploration, 2017,

- 45(3): 49-53.
- [19] Global Heat Flow Database[EB/OL]. <https://engineering.und.edu/research/global-heat-flow-database/data.html>.
- [20] 汪集旸. 地热学及其应用[M]. 北京: 科学出版社, 2015.  
WANG Jiyang. Geothermics and its application[M]. Beijing: Science Press, 2015.
- [21] MEIJDE M D V, JULI J, ASSUMPÇÃO M. Gravity derived Moho for South America[J]. *Tectonophysics*, 2013, 609(8): 456-467.
- [22] ZAL N P V, SEVERINO M C G, RIGOTI C A, et al. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin - Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil[C]. AAPG Annual Convention, Houston TX, Extended Abstracts, Search and Discovery article #30177, 2011.
- [23] ASSUMPÇÃO A, FENG M, TASSARA A, et al. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography[J]. *Tectonophysics*, 2013, 609(8): 82-96.
- [24] 饶松, 姜光政, 高雅洁, 等. 渭河盆地岩石圈热结构与地热田热源机理[J]. *地球物理学报*, 2016, 59(6): 2176-2190.  
RAO Song, JIANG Guangzheng, GAO Yajie, et al. The thermal structure of the lithosphere and heat source mechanism of geothermal field in Weihe Basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2016, 59(6): 2176-2190.
- [25] VITORELLO I, HAMZA V M, POLLACK H N. Terrestrial heat flow in the Brazilian highlands[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1980, 85(B7): 3778-3788.
- [26] JAUPART C, MARESCHAL J C. *Treatise on geochemistry (second edition)*[M]. Netherlands: Elsevier Science, 2014: 53-73.

# Estimation of heat generation in the Santos basin with natural gamma logging data

SUN Xu-dong<sup>1, 2</sup>, GUO Xing-wei<sup>1</sup>, ZHENG Qiu-gen<sup>2</sup>, WEN Zhen-he<sup>1</sup>,  
ZHANG Xun-hua<sup>1</sup>, WANG Jin-zhou<sup>2</sup>, LI Zi-yuan<sup>3</sup>

(1. Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China; 2. School of Ocean Sciences, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 3. Petrochina Southwest Oil & Gas field Company, Chengdu 610000, China)

**Received:** Apr. 8, 2020

**Key words:** Santos basin; heat generation rate; natural gamma logging; thermal structure

**Abstract:** Rock heat generation is an important parameter for the study of heat in the Earth. According to the relationship between the natural gamma and heat generation of rocks, the heat generation of the main lithology or minerals and strata in the Santos basin is calculated using the natural gamma logging curves of the four wells in the basin. In this paper, 2 964 natural gamma logging data values are collected. The main heat-generating lithology or minerals are clay, mudstone, sandstone, shale, basalt, limestone, anhydrite, and salt rock. With the increase in depth, the heat generation of the strata in the basin decreases significantly, which is controlled by the change of lithology. Taking S1 as an example, the heat generated by the sedimentary strata in the basin is calculated according to the relationship between the heat generation and heat flow of the rocks. The heat generation of the Marambaia Formation, Itajai-Acu Formation, Itanhaem Formation, Ariri Formation, Guaratiba Group, and Camboriu Formation is  $1.36 \pm 0.16 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,  $1.52 \pm 0.15 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,  $1.30 \pm 0.3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,  $0.46 \pm 0.18 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ,  $0.64 \pm 0.23 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , and  $0.37 \pm 0.07 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , respectively, accounting for 13.62% of the surficial heat flow. Therefore, the sedimentary strata in the study area have a certain heat generation potential, which exhibits an impact on the maturity of the regional organic matter. A layered model of the lithospheric heat generation rate is established, in which the contribution of crust heat flow is  $15.38 \text{ mW}/\text{m}^2$ , which accounts for 30.76% of the surface Earth heat flow, and the contribution of mantle heat flow is  $34.62 \text{ mW}/\text{m}^2$ . The ratio of crust and mantle heat flow is 0.44, which is characterized by the cold crust and hot mantle.

(本文编辑: 赵卫红)