https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.336



上地幔含水量对海底扩张过程中 洋壳厚度的影响:数值模拟

邵 佳^{1,3},许鹤华^{1,2*},谌永强^{1,3},施小斌^{1,2},王晓芳^{1,2}

1. 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室,南海海洋研究所,南海生态环境工程创新研究院,广东广州 511458

2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州),广东广州 511458

3. 中国科学院大学,北京 100049

摘 要:地幔中不同含量的水会对洋壳的生成产生重要影响,但目前不同含水量下的均匀和局部含水地幔会怎样影响洋壳厚 度还不清楚.利用动力学数值模拟的方法,对上地幔均匀含水和局部含水两种情况下洋壳的生成过程展开研究.结果表明:当 上地幔均匀含水时,含水量的增加在减小最大熔融分数的同时,会增大初始熔融深度和熔融面积,因而生成的洋壳厚度会增 加.当上地幔局部含水时,局部含水地幔熔融后也会增大生成的洋壳厚度,但开始影响洋壳厚度的时间与其含水量有关.结合 南海洋壳特征进一步分析认为:南海扩张期间其地幔源含水量具有非均质性.东部次海盆的洋壳比西南次海盆厚1km,可能 是因为前者地幔源含水量整体高于后者(本模型表明约高50×10°).南海玄武岩中碳酸盐化硅酸盐熔体的存在,可能是由局部 高含水量地幔在深部熔融产生的熔体携带上来的.南海洋壳厚度在时间上没有大幅度变化,可能是因为局部高含水量地幔的 体积相对较小或体积虽大但其含水量没有显著高于地幔背景含水量.

关键词:上地幔含水量;洋壳厚度;海底扩张;南海;数值模拟;海洋地质.

中图分类号: P311.3; P738.1 **文章编号:** 1000-2383(2021)03-826-14 **收稿日期:** 2020-08-30

The Effect of Water Content in the Upper Mantle on the Oceanic Crustal Thickness during Seafloor Spreading: Numerical Modeling

Shao Jia^{1,3}, Xu Hehua^{1,2*}, Shen Yongqiang^{1,3}, Shi Xiaobin^{1,2}, Wang Xiaofang^{1,2}

1. Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Innovation Academy of

South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 511458, China

2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Different contents of water in the mantle have significant effects on the formation of oceanic crust. However, how the homogeneous and local hydrous mantle with different water contents will affect the thickness of oceanic crust are also not clear. Thus we conduct numerical simulations to represent the process of formation. Results show that, in the homogeneous hydrous models, the higher the water content in the upper mantle is, the smaller the maximum melt fraction, the deeper the initiation melting and the bigger melting area will be, finally leading to larger melt volume and the thicker oceanic crust. And in the local

*通讯作者:许鹤华, E-mail: xhhen@sesio. ac. en

引用格式:邵佳,许鹤华,谌永强,等,2021.上地幔含水量对海底扩张过程中洋壳厚度的影响:数值模拟.地球科学,46(3):826-839.

基金项目:NSFC-广东联合基金项目(No.U20A20100);国家自然科学基金项目(Nos.91428205, 41376061);中国科学院战略性先导科技专项A 类项目(No.XDA13010303);南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(No.GML2019ZD0104).

作者简介:邵佳(1995—),男,在读硕士研究生,主要从事地球动力学和数值模拟研究.ORCID:0000-0002-5487-7639. E-mail:shaojia18@mails.ucas.ac.cn

第3期

hydrous models, the melt of local hydrous mantle can also increase the thickness of oceanic crust, however, the initial time of the effect will depend on its water content. Combining with the characteristics of oceanic crust of the South China Sea, we suggest that the water content in the mantle source during the opening of South China Sea is heterogeneous. The oceanic crustal thickness in eastern sub-basin is 1 km thicker than that of the southwestern sub-basin, possibly because the overall water content of the former is higher than the latter (about 50×10^{-6} , according to our model). And carbonated silicate melts in the basalt of South China Sea may be carried out from deep by the melt which the local hydrous mantle produce in the deep. Moreover, the oceanic crustal thickness does not change greatly with time, which may be due to the volume of the local hydrous mantle is small or the volume is large but its water content is not significantly higher than that in the background. **Key words:** water content in the upper mantle; oceanic crustal thickness; seafloor spreading; South China Sea; numerical

modelling; marine geology.

海底扩张过程中洋壳的生成是板块构造理 论的核心内容之一,也是一种重要的地球动力学 过程.洋中脊是洋壳新生的场所,随着两侧板块 的分离,固体地幔上涌发生减压熔融,熔体经过 迁移汇聚后最终在离洋脊2~4 km范围内(Vera and Diebold,1994)结晶形成洋壳,新生的洋壳又 推动两侧老洋壳向外运动,如此反复,新洋壳不 断生成,老洋壳逐渐远离洋脊.洋壳是认识地幔 温度、地幔源成分以及岩浆形成与演化的窗口, 对距洋脊不同距离洋壳开展研究将可以获取不 同地质历史时期洋脊下的地幔信息.

洋壳厚度与岩浆供给量成正相关(Morgan and Chen, 1993),是最能反映洋中脊岩浆供给量的指标.研究表明,洋壳的厚度(岩浆供给量)与扩张速率(White et al., 2001;Zhou et al., 2020)、地幔温度和地幔源成分有关(Niu et al., 2001;Brunelli et al., 2018).水作为地幔源成分中一种重要且特殊的组分,能够通过降低岩石固相线温度、降低熔体的粘滞度和增强岩浆的分离与迁移过程来增加岩浆的供给量(Hirth and Kohlstedt, 1996),从而为生成较厚的洋壳提供物质条件,然而前人在解释不同时空下洋壳厚度差异及变化时往往考虑扩张速率、地幔温度和地幔源中某种矿物成分,却经常忽视地幔含水量这一因素(Asimow and Langmuir, 2003).

前人已对不同构造环境中的上地幔含水量进 行了大量研究,发现在俯冲带(Grove *et al.*, 2012)、 热点和洋脊平原(Nichols *et al.*, 2002; Wallace, 2002)处地幔含水量均较高,可达几千 μ g/g,而正常 洋中脊下地幔含水量最低,为无水或者100×10⁻⁶~ 200×10⁻⁶(Bell and Rossman, 1992).同时,Williams and Hemley (2001)综合多位学者的研究成果指出 地幔含水量与地幔源类型有关:亏损的上地幔源区 (N-MORB)含水量范围为80×10⁻⁶~180×10⁻⁶, 而富集的上地幔源区(E-MORB)含水量范围为 200×10⁻⁶~950×10⁻⁶.因此,若是洋脊周边构造环 境复杂(存在热点、俯冲带等)或地幔成分不均一, 洋脊附近地幔含水量可能会整体偏高或局部偏 高,然而这种地幔含水量整体或局部偏高如何影 响生成的洋壳厚度却很少受到关注.

因此,为了探究在均匀含水和局部含水两种 情况下地幔含水量是如何影响洋壳厚度的,本文 通过建立二维热一力学耦合的拉张动力学模型, 对这两种情况下洋壳的生成过程展开研究.最后 再结合前人对南海洋壳特征的研究,初步估计南 海扩张期间其地幔源含水量特征.

1 方法

本文的研究主要基于 I2ELVIS 热一力学耦 合数值模型,该模型采用有限差分算法及欧拉网 格和拉格朗日点相结合的方法,对包括动量守 恒、物质守恒以及能量守恒的三组方程进行求 解,从而计算物质运动、热量传输和岩石应力、形 变及破裂等参数.数值模拟基本方法及参数等可 见 Nikolaeva *et al.*(2008),本文不作详细介绍.

在客观世界中,不同含量的水除了会不同程度 地降低地幔的固液相线温度外,还会影响其流变性 质(Liao et al.,2017)和热物性参数.在拉张环境中, 地幔流变性质和热物性参数的变化主要影响岩石 圈的变形特征和破裂时间,由于时间上的继承性, 这些变化也会影响地幔的熔融特征.但相比于水直 接降低岩石的固液相线温度,地幔流变性质和热物 性参数的变化是影响地幔熔融的次一级作用,且若 是考虑这些因素的影响,会极大增加模型的复杂程 度和计算量.因此,本文着重关注水如何通过改变 地幔的固液相线来影响地幔熔融量和洋壳生成的 厚度,而忽略了含水量对地幔流变性质和热物



Fig.1 Phase diagram of dry and wet mantle in the models 图中黑色的标号1的带箭头点画线和标号2、3的带箭头虚线分别示意 固体地幔上升路径和含水(800×10⁻⁶)、干地幔熔融后上升的路径;蓝 色及黄色五角星分别代表含水地幔(800×10⁻⁶)和干地幔开始熔融的 温度和压力.本图根据Katz *et al.* (2003)参数化熔融模型绘制

性参数的影响.

下面重点介绍本文采用的无水及含水地幔部 分熔融、熔融脱水和洋壳厚度的计算过程.

1.1 地幔部分熔融模型

采用 Katz et al. (2003)构建的参数化熔融模型 实现无水及含水情况下地幔的部分熔融(图1).

(1)无水及含水地幔固液相线温度.

无水地幔的固液相线温度为:

$$T_{\rm solidus} = 1\,085.7 + 132.9P - 5.1P^2,\tag{1}$$

$$T_{\text{liquidus}}^{\text{lherz}} = 1\,475.0 + 80.0P - 3.2P^2,$$
 (2)

$$T_{\text{liquidus}} = 1\,780.0 + 45.0P - 2.0P^2,$$
 (3)

 $T_{\text{solidus}}, T_{\text{liquidus}}$ 和 $T_{\text{liquidus}}^{\text{herz}}$ 分别代表无水地幔的固相线、液相线和二辉橄榄岩的液相线温度.

岩浆中水的存在将使固相线、液相线、二辉橄 榄岩液相线温度降低 △*T*,即:

$$T_{\text{solidus}}(P) \rightarrow T_{\text{solidus}}(P) - \Delta T(X_{\text{H}_2\text{O}}),$$
 (4)

$$T_{\text{liquidus}}^{\text{lherz}}(P) \rightarrow T_{\text{liquidus}}^{\text{lherz}}(P) - \Delta T(X_{\text{H}_2\text{O}}),$$
 (5)

$$T_{\text{liquidus}}(P) \rightarrow T_{\text{liquidus}}(P) - \Delta T(X_{\text{H}_2\text{O}}),$$
 (6)

其中, $\Delta T(X_{H_{2}O})$ 是固液相线下降的温度,与岩浆中水含量有关.具体计算如下:

首先对无水和水饱和情况下△T进行限制,当

岩浆中 $X_{\text{H}_{2}\text{O}} = 0$ 时, $\Delta T = 0$;当 $X_{\text{H}_{2}\text{O}} \ge X_{\text{H}_{2}\text{O}}$ 时, $\Delta T = \Delta T \left(X_{\text{H}_{2}\text{O}}^{\text{sat}} \right)$,其中 $X_{\text{H}_{2}\text{O}}^{\text{sat}}$ 是岩浆中水完全饱和时的重量百分比,是压力P的函数,具体表达式为:

 $X_{\rm H_{2O}}^{\rm sat} = \chi_1 P^{\lambda} + \chi_2 P, 0 < \lambda < 1,$ $\vec{n} \, \stackrel{\text{sat}}{=}\, 0 \leqslant X_{\rm H_{2O}} \leqslant X_{\rm H_{2O}}^{\rm sat} \, \vec{n} \, , \, \Delta T \, \text{K K T m C ct}$ $\vec{t} \, \stackrel{\text{f}}{=}\, :$

$$\Delta T\left(X_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}}\right) = K X_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}}^{\gamma}, 0 < \gamma < 1, \qquad (8)$$

式中 χ_1,χ_2,λ,K 和 γ 分别为12、1、0.6、43和0.75 (Katz *et al.*, 2003).

(2)熔融分数计算.

固体地幔在减压上升时通常只会部分熔融,常 用熔融分数F来表示其熔融程度.在计算熔融分数 时,也对熔融分数进行了限制:当 $T \leq T_{solidus}$ 时,F= 0;当 $T \geq T_{liquidus}$ 时,F=1.而当 $T_{solidus} < T < T_{liquidus}$ 时,考虑到单斜辉石Cpx和斜方辉石Opx含量及熔 融次序对地幔熔融的影响:

对于 $F < F_{Cpx-out}$,熔融反应消耗Cpx:

$$F_{\rm Cpx}(T) = \left[\frac{T - T_{\rm solidus}}{T_{\rm liquidus}^{\rm lherz} - T_{\rm solidus}}\right]^{1.5}.$$
(9)

对于 $F > F_{Cpx-out}$,熔融反应消耗Opx: $F_{Opx}(T) = F_{Cpx-out} + (1 - 1)$

$$F_{\rm Cpx-out} \bigg) \bigg[\frac{T - T_{\rm Cpx-out}}{T_{\rm liquidus} - T_{\rm Cpx-out}} \bigg]^{1.5}, \tag{10}$$

其中:

$$T_{\text{Cpx-out}} = F_{\text{Cpx-out}}^{\frac{1}{1.5}} \left(T_{\text{liquidus}}^{\text{lherz}} - T_{\text{solidus}} \right) + T_{\text{solidus}}, \quad (11)$$

$$F_{\rm Cpx-out} = \frac{M_{\rm Cpx}}{0.5 + 0.08P},$$
 (12)

其中,F代表熔融分数;M_{Cpx}代表在等压熔融过程中 Cpx占固相橄榄岩的重量分数,取15%.

1.2 地幔熔融脱水及水的运移模型

数值模型中的水包括两个部分,一种是矿物水,一种是自由水.对于含水地幔,假设其内部均为矿物水且含水量为X^{bulk},当地幔减压熔融时,将有X_{H2}O矿物水进入熔体的岩浆中成为自由水,X_{H2}O与熔融程度F有关,本模型中把水视作中度不相容元素,满足一般微量元素分配规律:

$$X_{\rm H_2O} = \frac{X_{\rm H_2O}^{\rm bulk}}{D_{\rm H_2O} + F(1 - D_{\rm H_2O})},$$
(13)

其中*D*_{H2}0为水的分配系数,取0.01.自由水及熔体的运动速度由该位置固体速度与渗透速度决定:

$$v_{x(\text{water})} = v_x, \tag{14}$$

$$v_{y(\text{water})} = v_y + v_{y(\text{percolation})}, \qquad (15)$$

其中 v_x 、 v_y 是该位置岩石速度; $v_{x(water)}$ 、 $v_{y(water)}$ 是水的速度;流体一熔体向上渗透速度 $v_{y(percolation)}$ 取10 cm/a(李忠海和许志琴,2015).

1.3 熔体萃取的条件及理论洋壳厚度计算

洋壳是由地幔部分熔融产生的岩浆萃取至地 表后冷凝而成,然而地幔中岩浆只有达到一定比例 后才能被分离萃取,该比例记为 F_{max} ,且在萃取过 程中,将会有一定比例的岩浆不能被萃取而残存在 固体地幔中,该比例记为 F_{min} ,因此熔体萃取条件 由 F_{min} 和 F_{max} 共同决定,本模型取 $F_{max} = 0.04$ 和 $F_{min} = 0.02$ (Nikolaeva *et al.*,2008).

当熔融的地幔满足上述熔体萃取条件时,将 有部分熔体从熔融区萃取出来形成洋壳,该部分 熔体比例称之为萃取分数.对于一个编号为m的 物质点,若当前熔融分数 F_m 与先前萃取分数之和 的差值大于 $F_{max}(\delta F_m > F_{max})$,则熔体开始萃取, 萃取分数为 $F_m - F_{min}$,记为 F_m^{ext} .该物质点继续随 着地幔上升发生减压熔融,当 δF 再次超过 F_{max} 时,就会发生下一次萃取,其中 δF_m 为:

$$\delta F_m = F_m - \sum_{n=1}^{N} F_{mm}^{\text{ext}}, \qquad (16)$$

F_m代表编号为m的物质点的总熔融分数,F^{ext}表示编号为m的物质点第n步的萃取分数.

对于萃取的熔体总量 V,首先将物质点的萃取 分数插值到网格点,再将网格面积与该处熔融分数 的乘积进行求和:

$$V = \sum F_{ij}^{\text{ext}} \mathrm{d}x \mathrm{d}y. \tag{17}$$

对于理论洋壳厚度 H, I2ELVIS 程序中是将熔体直接萃取至该熔体上方形成洋壳,本文考虑到洋壳的新生只会发生在距洋中脊 2~4 km 范围内,因此不采用 I2ELVIS 得出的洋壳厚度,改为由萃取的熔体总量 V除以扩张速率和扩张时间得出:

$$H = \frac{V}{2v_x t_{\text{step}}},\tag{18}$$

其中 F_{ij}^{ext} 代表第i行、第j列网格节点的熔融萃取分数; dx和 dy分别是对应子网格沿 x轴与 y轴方向的大小,在本文使用的模型中均为1km; v_x 是半拉张速度, t_{step} 是计算时间步长.

2 数值模型设计与边界条件

为了更好地研究水对地幔熔融的影响,本文 首先设计了一组干地幔模型作为参考模型.其

Table 1 Description of numerical experiments				
均匀含水模型	局部含水模型			
地幔含水量(10-6)	地幔含水量(10-6)	所在深度(km)		
0	—	_		
100	—			
200	200	200		
300	200	300		
400	400	200		
500	400	300		
600	600	200		
700	600	300		
800	_	_		

表1 数值实验描述

次,考虑到上地幔含水的非均一性,将模拟实验 分为均匀含水和局部含水两种情况.在均匀含水 实验中,仅改变含水量;而在局部含水实验中,将 背景含水量设为0(即干地幔),通过在模型扩张 中心正下方设置一大小为20 km×20 km的局部 含水地幔,然后改变这块地幔的含水量以研究局 部含水地幔的含水量对洋壳厚度的影响,本文将 局部含水地幔设置在两组不同深度(200 km 和 300 km)以进行对比.具体模型试验见表1.

为了防止边界对模型内部产生影响,将模型的 尺寸设置为2000 km×600 km.同时为了保证数值 计算的精度和模型的分辨率,采用了非均匀的交错 网格,且对研究区域(x方向600~1400 km,y方向 20~200 km)进行了更细的网格剖分,使得模型分辨 率可达到1 km×1 km.为了追踪和标记物质运动, 在每个子网格中又设置了4×4个拉格朗日物质点.

在圈层结构上,模型最上层为厚 20 km 的低 粘度空气层(10¹⁸Pa•s),以使地表为自由表面, 这对地形自由变化极为重要.在岩石圈中,上地 壳厚 16 km,中地壳厚 6 km,下地壳厚 10 km,岩 石圈地幔厚 68 km,上地壳、中下地壳和岩石圈 地幔分别用湿石英、长英质麻粒岩和干橄榄岩 来代表.为了近似南海地壳流变特征,模型中中 地壳的粘滞度设的极低(Li et al., 2019),为 8× 10¹⁸ Pa•s.软流圈地幔在不含水和含水时分别用 干、湿橄榄岩来代表.

对于速度边界,除了底部边界为外部自由滑动边界 外,其余为自由滑动边界.两侧边界上设置1 cm/a的水 平拉张速率,物质从上下边界进入的速度是通过物 质守恒计算得到的,详见Gerya (2019).

对于初始温度边界和温度场,将空气层和地



Fig.2 Initial model configuration

白色实线表示温度等值线.各种颜色所代表物质:1.空气;2.水;3.沉积物;4.上地壳;5.中地壳;6.下地壳;7.岩石圈地幔;8.干软流圈地 幔;9.含水地幔;10.软弱点;11.无水地幔熔融形成的洋壳;12.含水地幔形成的洋壳;13.无水地幔熔融体;14.含水地幔熔融体;15.含水 地幔熔融后的固体部分

表温度恒定为0℃, Moho温度设为600℃, 岩石 圈底界温度为1300℃, 地幔绝热线梯度为 0.5℃/km,模型顶底部为恒定温度边界, 分别为 0℃和1540℃, 两侧为绝热边界, 各圈层内部温 度通过线性插值计算得到(图2).

3 计算结果及分析

3.1 干地幔模型

干地幔模型为本文的参考模型,其演化结果如 图 3 所示.模型的演化大约可以分为3个阶段:大陆 岩石圈的拉张减薄、破裂和洋壳的形成.但若考虑 地幔熔融体的出现,则大陆岩石圈拉张减薄阶段又 可分为熔融体出现前和出现后两个阶段,以下称之 为拉张减薄前期和后期.整个拉张减薄阶段持续了 约 11.8 Ma,拉张减薄前期和后期分别经历了约 6.9 Ma和4.9 Ma.在拉张减薄后期,虽然地幔中已 经出现了熔体并满足了洋壳生成的条件,但由于岩 石圈没有破裂,所以洋壳不能形成.约11.8 Ma时岩 石圈拉张减薄至最小,岩石圈发生破裂,此时地幔 熔体才得以萃取至地表形成洋壳.在11.8 Ma之后 为洋壳的形成阶段,洋壳厚度的变化规律如图4 所 示,岩石圈刚破裂时生成的洋壳较薄,随着拉张的 进行,洋壳厚度会逐渐增大,最终达到稳定。

3.2 均匀含水模型

均匀含水模型也经历了同干地幔模型一样的3个阶段.例如含水量为100×10⁻⁶的模型,如图5所示,随着拉张的进行,岩石圈减薄,地幔上涌,在约5.9 Ma时地幔熔融体开始出现,模型进入拉张减薄后期,约6.9 Ma时岩石圈开始破裂,之后进入洋壳生成阶段.相比于干地幔模型,地幔熔融早出现了1 Ma,岩石圈破裂早了约4.9 Ma,且呈现出岩石圈减薄不明显和破裂迅速的特征,这表明了含水地幔会较早产生熔体并能促进岩石圈破裂.

均匀含水模型的洋壳厚度变化与干地幔 模型具有相似的规律.如图4所示,随着拉张 的进行,岩石圈破裂后生成的洋壳较薄,之后 厚度会逐渐增大,最终达到稳定.含水量越大, 稳定后的洋壳厚度越大,每增加100×10⁻⁶,洋 壳厚度大约增加2km.在0~800×10⁻⁶范围内, 稳定后的洋壳厚度范围在5~21km,其中,含 水量在0~300×10⁻⁶之间生成的洋壳处于正 常的洋壳厚度,约5~10km.



图3 干地幔模型演化结果

Fig.3 The evolution results of the dry models

图中各颜色含义见图2;图a表示大陆岩石圈拉张减薄前期,该阶段无地幔熔融体生成;图b表示地幔熔融体开始出现,进入拉张减薄后期;图c 表示岩石圈破裂和洋壳开始生成;图d表示洋壳形成阶段





黑色点划线为干地幔(含水量为0)熔融模型洋壳厚度随时间变化, 其余颜色虚线表示不同含水量的均匀含水模型洋壳厚度随时间变 化;蓝绿色区域代表洋壳厚度稳定的范围;各颜色竖线代表对应含 水量下岩石圈破裂时间

3.3 局部含水模型

局部含水模型的演化较为复杂,除了与干地 幔和均匀含水地幔经历相同的3个阶段外,由于 局部含水地幔的影响,还要经历以下几个阶段:含 水地幔开始熔融、熔体迅速上升、熔体与无水地幔 减压熔融区混合和生成较厚洋壳、熔体耗尽和洋 壳厚度恢复正常.例如含水量600×10⁻⁶、初始位 置为 300 km 深的模型,如图 6 所示,岩石圈拉张减 薄期约持续了 10.8 Ma,之后在约 18 Ma里,洋壳 均由干地幔减压熔融的熔体形成.而 27.5 Ma时, 局部含水地幔向上运移到了其初始熔融深度 (120 km处,深度 100 km)开始发生减压熔融,其 产生的熔体由于地幔上升流和浮力的共同作用而 迅速上升,并与无水地幔的熔体混合,增大了地幔 总熔融量.最后,在约 37.19 Ma时含水地幔熔体 耗尽,洋壳继续由干地幔熔体形成.

如图7所示,局部含水模型的洋壳厚度变化规 律与干地幔和均匀含水模型不同.例如对于含水量 为 600×10^{-6} 、初始深度为300 km的模型,岩石圈破 裂后约3 Ma,洋壳厚度增加至5.6 km 左右,接近无 水地幔产生的稳定洋壳厚度,并在8Ma中保持稳 定,之后洋壳厚度先略微减小至4.5 km 左右,约 28.4 Ma时又突然增大至约8.5 km,最后逐渐恢复 正常.对于不同含水量、初始深度为300 km的模型, 其洋壳厚度变化的规律大致相同.而对于初始深度 为200 km的模型,其洋壳厚度变化特征与初始深度 为 300 km 的模型不同.在该组模型中,岩石圈 破裂后洋壳厚度迅速增大,在约5 Ma内达到了 最厚(约8.0~8.5 km),之后开始下降,并在约 7 Ma洋壳厚度下降至约 5.0~5.5 km,最终保持 相对稳定.该组模型中岩石圈破裂后生成的洋 壳厚度直接从小迅速增至最大,而缺少干地幔 熔融生成的稳定洋壳厚度.



图5 当均匀含水模型含水量为100×10°时演化结果

Fig.5 The evolution results of the homogeneous hydrous models with 100×10⁻⁶ water content 图中各颜色含义见图 2;图 a 表示大陆岩石圈拉张减薄前期,该阶段无地幔熔融体生成;图 b 表示地幔熔融体开始出现,进入拉张减薄后期;图 c 表示岩石圈破裂和洋壳开始生成;图 d 表示洋壳形成阶段



图 6 含水量为 600×10⁻⁶、初始深度为 300 km 的局部含水模型随时间演化结果

Fig.6 The evolution results of the local hydrous models with 300 km initial depth and 600×10⁶ water content 图中各颜色含义见图2;图a表示大陆岩石圈拉张减薄前期,该阶段无地幔熔融体生成;图b表示拉张减薄后期结束,岩石圈破裂和洋壳开始生成;图c中局部含水地幔上升至其初始熔融深度并开始熔融;图d中含水地幔完全熔融并迅速上升;图e中含水地幔的熔体与干地幔熔融体混合并增加了地幔熔融量;图f中含水地幔熔体耗尽

4 讨论

4.1 基于初始熔融深度对综合模型可靠性检验

虽然 Katz et al. (2003)已经对熔融模型进行 过检验,但由于本文还涉及地幔熔融脱水和流体 运移等其他模型,且在求解温度场时还考虑了相 变潜热等,因此有必要对相对复杂的综合模型能 否产生可靠结果进行再次检验. 本文选取初始熔融深度作为综合模型可靠性的检验指标.Hirschmann *et al.* (2009)通过物理实验得出:地幔势温度为1323℃、含水量为100×10⁻⁶时橄榄岩脱水部分熔融的初始深度为80 km,比真正干的橄榄岩深15 km.本文将模型岩石圈底界的初始温度调整为1350℃,若按地幔绝热线0.5℃/km计算,则地幔势温度为1300℃,当模型的含水量设置为100×10⁻⁶时,地幔的初始熔融





Fig.7 Oceanic crustal thickness varies with time predicted by the local hydrous models



图 8 岩石圈底界温度为1 350 ℃时熔融区洋脊处熔融分数 在深度上的分布特征

Fig.8 The melt fraction distribution with depth at the spreading ridge of the homogeneous hydrous models with different water content under the condition that the base of lithosphere temperature is 1 350 ℃

深度也为80 km,且比含水量为0时(65 km)深 15 km(图8).这与物理实验吻合较好,说明本文 综合模型及其计算结果仍是可靠的.

4.2 不同含水量下均匀含水地幔熔融特征

洋壳厚度的变化取决于地幔熔融量的变化, 为了更好地理解均匀含水和局部含水两种模型 中含水量对洋壳厚度变化的影响规律,必须要对 地幔熔融特征进行分析和讨论.

在均匀含水模型中地幔熔融区近似成三角形, 在相同拉张时间下,随着含水量的增大,地幔熔融 区的宽度、深度及面积均明显增加(图9a~9d).熔融 区的深度是由地幔初始熔融深度决定的(图9a~9h, 图 10a),例如,含水量为0时,初始熔融深度为 49 km(这里表示真实深度,以地表高度为起算点, 以下深度值均为真实深度),含水量为800×10⁻⁶ 时,初始熔融深度为121 km.除了从0增加至100× 10⁻⁶时初始熔融深度增加较大(14 km)之外,含水量 每增加100×10⁻⁶初始熔融深度平均增加约8 km. 但地幔中水的增加不影响熔融的终止深度,这与近 表面热边界层热传导梯度有关(Niu 1997,图10a).

扩张中心处熔融分数随深度变化,最大熔融 分数约在地表下13km处(图10a).不同含水量的 模型最大熔融分数值不同,例如当含水量为0时, 最大熔融分数为0.09;而当含水量为800×10⁻⁶ 时,最大熔融分数为0.079.随着地幔含水量的增 加,最大熔融分数轻微减小(图10b).其中从0增 加至100×10⁻⁶时,最大熔融分数从0.09减小为 0.084,减小幅度最大(约0.006).从熔融分数的二 维分布上看,地幔含水量的增加会明显增大熔融 分数小的(低于0.05)区域面积(图9e~9h).

从均匀含水模型的熔融特征看,含水量的 增加会轻微降低地幔的最大熔融分数,但会增 大熔融区的宽度、深度及面积,因此总熔融量 增大,洋壳厚度最终会增加.

4.3 不同含水量下局部含水地幔熔融特征

在含水量与初始熔融深度的对应关系上,局部 含水模型与均匀含水模型具有一致的规律,即含水 量越大初始熔融深度越大(图 11a~11c).对于同一 深度(300 km)不同含水量(200×10⁻⁶,400×10⁻⁶) 模型,由于模型中拉张速度(即地幔上升速度)和局 部含水地幔的初始深度均相同,因此其开始熔融的 时间仅与初始熔融深度有关.含水量越高,局部含 水地幔距其初始熔融深度的相对距离越小,则开始 熔融的时间越早,例如 200×10⁻⁶、400×10⁻⁶和 600×10⁻⁶模型中局部地幔开始熔融的时间分别为 31.9 Ma、29.4 Ma和27.5 Ma.由于熔体上升至干地 幔熔融区需要时间,因此含水地幔熔体开始影响洋 壳厚度的时间分别为 32.8 Ma、30.4 Ma和28.4 Ma, 稍晚于其开始熔融的时间(图7,表2).

同样,对于初始深度为200km的局部含水模型,含水量对洋壳厚度的影响表现出相似的特征.但因该组模型中含水地幔的初始位置距其初始熔融深度更近,所以开始熔融的时间更早,例如200×10⁻⁶、400×10⁻⁶和600×10⁻⁶的含水地幔



图9 不同含水量下均匀含水模型在9.8 Ma时的物质组分(a~d)和熔融分数演化(e~h)结果

Fig.9 Composition (a-d) and melt fraction distributions (e-h) results of different homogeneous hydrous models with varying water contents at 9.8 Ma

图 a~d代表物质组分,各颜色所代表的含义见图2;图 e~h代表 a~d对应的熔融分数分布,白色箭头为物质速度场方向,不同颜色代表熔融分数





开始熔融的时间分别为 11.5 Ma、10 Ma 和 9 Ma (表 2).该组模型中岩石圈破裂时间均为 11.78 Ma左右,晚于含水地幔开始熔融的时间, 因此该组模型中岩石圈破裂时间就是局部含水 地幔开始影响洋壳厚度的时间,相较于初始深度 为300 km的模型,该组模型岩石圈破裂后无干地 幔熔融形成的正常厚度洋壳(图7).

由于洋壳的生成在时空上是对应的,将岩石圈



图 11 初始深度为 300 km、不同含水量的局部含水模型的物质组分和熔融分数演化结果 Fig.11 The evolution results of the local hydrous upper mantle under the different water content at different depth 图 a、b、c代表物质组分;图 d、e、f对应着图 a、b、c的熔融分数分布;白色箭头代表物质速度场方向及大小,不同颜色代表熔融分数

表 2 局部含水模型开始熔融及开始影响洋壳厚度的时间 Table 2 The initial time of local hydrous mantle melting and affecting the oceanic crustal thickness

	0		
初始深度	含水量	开始熔融时间	开始影响洋壳厚度
(km)	(10^{-6})	(Ma)	的时间(Ma)
200	200	11.5	11.78
200	400	10.0	11.78
200	600	9.0	11.78
300	200	31.9	32.80
300	400	29.4	30.40
300	600	27.5	28.40

破裂后的扩张时间乘以半扩张速率(1 cm/a)可以得 到扩张距离,洋壳厚度与扩张时间的关系便转化成 与空间距离的关系.因此,在局部含水地幔模型中, 含水量主要是通过影响局部含水地幔的初始熔融 深度来影响洋壳厚度变化开始的时间,并影响 了厚洋壳离陆缘的距离.

4.4 对南海扩张期地幔含水量的启示

南海被欧亚大陆、印度一澳大利亚和太平洋 板块所环绕,是西太平洋最大边缘海,也是我国 大陆边缘唯一发育洋壳的海盆.虽然南海的形成 和演化过程至今仍具有争议,但多数学者认为南 海扩张前其北部区域曾发生过俯冲(Li and Li, 2007),且其扩张期间古南海板片向南(Hall, 2002)或同时向北和向南发生双向俯冲(Wu and Suppe, 2018),俯冲的存在可能会影响该区域的 地幔含水量,了解南海扩张过程中地幔源含水量 特征是十分有意义的.但由于玄武岩样品稀少, 且其中玻璃质和熔体包裹体稀缺不能用来反映 其寄主岩浆中水的含量(Wang *et al.*, 2019),因 此对南海洋壳地幔源含水量鲜有报道.

前人对南海海盆和洋中脊处洋壳厚度的调查 工作表明,南海东部次海盆和西南次海盆在洋壳厚 度上是存在差异的.例如,对于东部次海盆,Ding et al. (2018)认为远离洋轴的洋壳厚度为6~7 km,张 莉等(2013)和He et al. (2016)通过对洋轴珍贝和黄 岩海山之间的洋壳观测认为,洋脊处扩张期生成的 洋壳厚度约为4~6 km.对于西南次海盆,丘学林等 (2011)认为远离洋脊的洋壳厚度为5~6 km,洋脊 附近的洋壳厚度为3~4 km,Yu et al. (2017)也认 为洋壳平均厚度大约为5.33 km,因此总体上东部 次海盆的洋壳厚度比西南次海盆厚1 km.

扩张速率、地幔温度和源成分可能会影响洋壳 厚度,但除了Zhou et al. (2020)认为扩张速率在2~ 19 cm/a时洋壳厚度与扩张速率呈轻微的负相关关 系外,大多数学者仍认为扩张速率在大于2 cm/a时

洋壳厚度与扩张速率无关(Chen, 1992; White et al., 2001: Christeson et al., 2019). 南海东部次海盆全扩 张速率介于2~8 cm/a,西南次海盆的平均扩张速率 为4 cm/a,均大于2 cm/a(Li et al., 2014).因此总体 来说,两个次海盆的洋壳厚度差异与其间不同的 扩张速率无关,除了扩张速率外,高的地幔温度也 会导致产生厚的洋壳.一般认为高地幔温度与地 幔柱活动有关,但最新研究已明确指出南海初始 扩张阶段没有受到海南地幔柱的影响(Yu and Liu,2020),因此东部和西北次海盆陆缘处的洋壳 没有受到高地幔温度的影响.可是,OBS2001和 OBS2006-2剖面均显示南海北部陆缘附近的洋壳 (6~8 km) 也比西南次海盆的厚(Wang et al., 2006; 敖威等, 2012), 因此地幔温度不是影响南海 洋壳厚度空间上变化的主要因素.另一种可能影 响洋壳厚度的因素是地幔源成分,而地幔源成分 中最特殊的是水(Ohtani, 2020).结合本文均匀含 水模型结果,地幔含水量越大洋壳厚度越大,东部 次海盆的洋壳比西南次海盆厚1km,可能是由于 两个海盆间的地幔源含水量存在差异造成,从本 模型结果来看前者约比后者平均高约50×10⁻⁶.

一般认为洋壳多由深度较浅、相对较干的地幔 熔体形成,而碳酸盐化硅酸盐熔体被广泛认为只会 稳定存在于大于80 km的深部,但 Zhang et al. (2017)在南海大洋钻探 U1431 钻孔玄武岩中发现 了碳酸盐化硅酸盐熔体的存在,这意味着深部的物 质穿过热地幔进入了洋壳.从本文局部含水地幔模 型的结果来看,含水量大的地幔可以在较深处熔融 (图 6 和图 11),其产生的熔体可以携带深部的地幔 信息到达地表,为深部物质提供了上升的途径,因 此南海碳酸盐化硅酸盐熔体可能是由局部高含水 量地幔在深部熔融产生的熔体携带上来的.Wang et al. (2019)通过新方法定性研究了南海玄武岩样 品中水含量特征,发现该含碳玄武岩具有更高的含 水量,这为本观点提供了强有力的支持(图 12).

局部含水模型还表现出局部含水地幔熔体会 增大洋壳厚度的规律,从南海海盆的洋壳厚度分 布特征看,洋壳厚度虽有变化,但没有异常厚的洋 壳存在,这可能是由于局部含水地幔体积相对较 小或其体积较大但含水量没有显著高于地幔背景 含水量,因此在扩张期间不能短时间提供额外较 多的熔体,而未明显引起洋壳厚度大幅度变化.

综上所述,南海扩张期间其地幔源含水量具有

图中的红色方块点表示发现碳酸盐化硅酸盐熔体的 U1431 钻孔 位置,且其岩石样品含水量较大(Zhang et al., 2017; Wang et al., 2019).黑或灰线代表地球物理测线,其中测线 a 为 OBS2006-2, 来自敖威等(2012);测线 b 为多道地震测线,来自 Ding et al. (2018);测线 c 为 OBS2001,来自 Wang et al. (2006);测线 d来自 张莉等(2013)、He et al. (2016);测线 e来自吕川川等(2011)、丘 学林等(2011)和 Yu et al. (2017); NWSB代表西北次海盆, ESB 代表东部次海盆, SWSB代表西南次海盆

非均质性.东部次海盆的洋壳比西南次海盆厚 1km,可能是因为前者地幔源含水量整体高于后 者(本模型表明高约50×10⁻⁶).南海玄武岩中碳酸 盐化硅酸盐熔体的存在,可能是由局部高含水量地 幔在深部熔融产生的熔体携带上来的.南海洋壳 厚度在时间上没有大幅度变化,可能是因为局部高 含水量地幔的体积相对较小或体积虽大但其含水 量没有显著高于地幔背景含水量.

5 结论

本文利用动力学数值模拟的方法,对上地幔均 匀含水和局部含水两种情况下洋壳的生成过程展 开了研究,主要取得了以下几点认识:

(1) 在均匀含水实验中,含水量的增加在减小 地幔最大熔融分数的同时,会增大初始熔融深度和 熔融面积,因而地幔总熔融量和生成的洋壳厚度会 增加.地幔含水量越高,稳定后的洋壳厚度越大,每 增加100×10⁻⁶,洋壳厚度大约增加2km. (2)在局部含水实验中,含水量与初始熔融 深度的对应关系与均匀含水模型的规律一致. 但与之不同的是,若局部含水地幔开始熔融的 时间晚于或略早于岩石圈破裂时间,则局部含 水地幔熔体会增大洋壳厚度,且开始影响洋壳 厚度的时间(离陆缘的远近)与其含水量有关, 含水量越高,开始影响洋壳厚度的时间越早, 即生成较厚的洋壳离陆缘就越近.

(3)结合南海洋壳特征进一步分析认为:南 海扩张期间其地幔源含水量具有非均质性.东 部次海盆的洋壳比西南次海盆厚1km,可能是 因为前者地幔源含水量整体高于后者(本模型 认为约高50×10⁻⁶).南海玄武岩中碳酸盐化硅 酸盐熔体的存在,可能是由局部高含水量地幔 在深部熔融产生的熔体携带上来的.南海洋壳 厚度在时间上没有大幅度变化,可能是因为局 部高含水量地幔的体积相对较小或体积虽大但 其含水量没有显著高于地幔背景含水量.

致谢:感谢任自强的有益讨论和帮助,感谢几 位专家评审人及编辑提出的建设性的修改意见!

References

- Ao, W., Zhao, M. H., Qiu, X. L., et al., 2012. Crustal Structure of the Northwest Sub-Basin of the South China Sea and Its Tectonic Implication. *Earth Science*, 37 (4):779-790 (in Chinese with English abstract).
- Asimow, P. D., Langmuir, C. H., 2003. The Importance of Water to Oceanic Mantle Melting Regimes. *Nature*, 421 (6925): 815-820. https://doi.org/10.1038/nature01429
- Bell, D. R., Rossman, G. R., 1992. Water in Earth's Mantle: The Role of Nominally Anhydrous Minerals. Science, 255(5050): 1391-1397. https://doi.org/10.1126/science.255.5050.1391
- Brunelli, D., Cipriani, A., Bonatti, E., 2018. Thermal Effects of Pyroxenites on Mantle Melting below Mid-Ocean Ridges. *Nature Geoscience*, 11(7): 520-525. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0139-z
- Chen, Y. J., 1992. Oceanic Crustal Thickness Versus Spreading Rate. Geophysical Research Letters, 19(8): 753-756. https://doi.org/10.1029/92gl00161
- Christeson, G. L., Goff, J. A., Reece, R. S., 2019. Synthesis of Oceanic Crustal Structure from Two-Dimensional Seismic Profiles. *Reviews of Geophysics*, 57(2): 504– 529. https://doi.org/10.1029/2019rg000641
- Ding, W. W., Sun, Z., Dadd, K., et al., 2018. Structures within the Oceanic Crust of the Central South China Sea

Basin and Their Implications for Oceanic Accretionary Processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 488: 115–125. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.011

- Gerya, T., 2019. Design of 2D Numerical Geodynamic Models. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi. org/10.1017/cbo9780511809101.018
- Grove, T. L., Till, C. B., Krawczynski, M. J., 2012. The Role of H₂O in Subduction Zone Magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1): 413-439. https://doi.org/10.1146/annurevearth-042711-105310
- Hall, R., 2002. Cenozoic Geological and Plate Tectonic Evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-Based Reconstructions, Model and Animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4): 353-431. https://doi.org/ 10.1016/s1367-9120(01)00069-4
- He, E. Y., Zhao, M. H., Qiu, X. L., et al., 2016. Crustal Structure across the Post-Spreading Magmatic Ridge of the East Sub-Basin in the South China Sea: Tectonic Significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 121: 139–152. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.03.003
- Hirschmann, M. M., Tenner, T., Aubaud, C., et al., 2009. Dehydration Melting of Nominally Anhydrous Mantle: The Primacy of Partitioning. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(1-2): 54-68. https://doi.org/ 10.1016/j.pepi.2009.04.001
- Hirth, G., Kohlstedt, D. L., 1996. Water in the Oceanic Upper Mantle: Implications for Rheology, Melt Extraction and the Evolution of the Lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2): 93-108. https://doi. org/10.1016/0012-821x(96)00154-9
- Katz, R. F., Spiegelman, M., Langmuir, C. H., 2003. A New Parameterization of Hydrous Mantle Melting. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(9): 1073. https:// doi.org/10.1029/2002gc000433
- Li, C. F., Xu, X., Lin, J., et al., 2014. Ages and Magnetic Structures of the South China Sea Constrained by Deep Tow Magnetic Surveys and IODP Expedition 349. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(12): 4958-4983. https://doi.org/10.1002/2014gc005567
- Li, F. C., Sun, Z., Pang, X., et al., 2019. Low-Viscosity Crustal Layer Controls the Crustal Architecture and Thermal Distribution at Hyperextended Margins: Modeling Insight and Application to the Northern South China Sea Margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7): 3248-3267. https://doi. org/ 10.1029/2019gc008200

- Li, Z. H., Xu, Z. Q., 2015. Dynamics of Along-Strike Transition between Oceanic Subduction and Continental Collision: Effects of Fluid - Melt Activity. *Acta Petrologica Sinica*, 31(12): 3524-3530 (in Chinese with English abstract).
- Li, Z. X., Li, X. H., 2007. Formation of the 1 300-km-Wide Intracontinental Orogen and Postorogenic Magmatic Province in Mesozoic South China: A Flat-Slab Subduction Model. *Geology*, 35(2): 179. https://doi.org/ 10.1130/g23193a.1
- Liao, J., Wang, Q., Gerya, T., et al., 2017. Modeling Craton Destruction by Hydration-Induced Weakening of the Upper Mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(9): 7449-7466. https://doi. org/10.1002/2017jb014157
- Lü, C. C., Hao, T. Y., Qiu, X. L., et al., 2011. A Study on the Deep Structure of the Northern Part of Southwest Sub-Basin from Ocean Bottom Seismic Data, South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(12): 3129– 3138 (in Chinese with English abstract).
- Morgan, J. P., Chen, Y. J., 1993. The Genesis of Oceanic Crust: Magma Injection, Hydrothermal Circulation, and Crustal Flow. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B4): 6283-6297. https://doi. org/10.1029/92jb02650
- Nichols, A. R. L., Carroll, M. R., Höskuldsson, 2002. Is the Iceland Hot Spot also Wet? Evidence from the Water Contents of Undegassed Submarine and Subglacial Pillow Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(1): 77-87. https://doi. org/ 10.1016/s0012-821x(02)00758-6
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., Connolly, J. A. D., 2008. Numerical Modelling of Crustal Growth in Intraoceanic Volcanic Arcs. *Physics of the Earth and Planetary Interi*ors, 171(1-4): 336-356. https://doi.org/10.1016/j. pepi.2008.06.026
- Niu, Y. L., Bideau, D., Hékinian, R., et al., 2001. Mantle Compositional Control on the Extent of Mantle Melting, Crust Production, Gravity Anomaly, Ridge Morphology, and Ridge Segmentation: A Case Study at the Mid-Atlantic Ridge 33-35°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(3-4): 383-399. https://doi.org/10.1016/ s0012-821x(01)00255-2
- Niu, Y., 1997. Mantle Melting and Melt Extraction Processes Beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites. *Journal of Petrology*, 38(8): 1047-1074. https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1047
- Ohtani, E., 2020. The Role of Water in Earth's Mantle. Na-

tional Science Review, 7(1): 224-232. https://doi.org/ 10.1093/nsr/nwz071

- Qiu, X. L., Zhao, M. H., Ao, W., et al., 2011. OBS Survey and Crustal Structure of the SW Sub-Basin and Nansha Block, South China Sea. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(12): 3117-3128 (in Chinese with English abstract).
- Vera, E. E., Diebold, J. B., 1994. Seismic Imaging of Oceanic Layer 2A between 9°30'N and 10°N on the East Pacific Rise from Two-Ship Wide-Aperture Profiles. *Journal* of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B2): 3031-3041. https://doi.org/10.1029/93jb02107
- Wallace, P. J., 2002. Volatiles in Submarine Basaltic Glasses from the Northern Kerguelen Plateau (ODP Site 1140): Implications for Source Region Compositions, Magmatic Processes, and Plateau Subsidence. *Journal of Petrol*ogy, 43(7): 1311–1326. https://doi.org/10.1093/petrology/43.7.1311
- Wang, T. K., Chen, M. K., Lee, C. S., et al., 2006. Seismic Imaging of the Transitional Crust across the Northeastern Margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 412(3-4): 237-254. https://doi. org/10.1016/j. tecto.2005.10.039
- Wang, W., Chu, F. Y., Wu, X. C., et al., 2019. Constraining Mantle Heterogeneity Beneath the South China Sea: A New Perspective on Magma Water Content. *Minerals*, 9(7):410. https://doi.org/10.3390/min9070410
- White, R. S., Minshull, T. A., Bickle, M. J., et al., 2001. Melt Generation at very Slow-Spreading Oceanic Ridges: Constraints from Geochemical and Geophysical Data. *Journal of Petrology*, 42(6): 1171–1196. https://doi. org/10.1093/petrology/42.6.1171
- Williams, Q., Hemley, R. J., 2001. Hydrogen in the Deep Earth. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29(1): 365-418. https://doi.org/10.1146/annurev. earth.29.1.365
- Wu, J., Suppe, J., 2018. Proto-South China Sea Plate Tectonics Using Subducted Slab Constraints from Tomography. Journal of Earth Science, 29(6): 1304-1318. https://doi.org/10.1007/s12583-017-0813-x
- Yu, X., Liu, Z. F., 2020. Non Mantle Plume Process Caused the Initial Spreading of the South China Sea. Scientific Reports, 10: 8500. https://doi.org/10.1038/ s41598-020-65174-y
- Yu, Z. T., Li, J. B., Ding, W. W., et al., 2017. Crustal Structure of the Southwest Subbasin, South China Sea, from Wide-Angle Seismic Tomography and Seismic Reflection Imaging. *Marine Geophysical Research*, 38(1-

2): 85-104. https://doi.org/10.1007/s11001-016-9284-1

- Zhang, G. L., Chen, L. H., Jackson, M. G., et al., 2017. Evolution of Carbonated Melt to Alkali Basalt in the South China Sea. *Nature Geoscience*, 10(3): 229-235. https://doi.org/10.1038/ngeo2877
- Zhang, L., Zhao, M.H., Wang, J., 2013. Correction of OBS Position and Recent Advances of 3D Seismic Exploration in the Central Sub-Basin of South China Sea. *Earth Science*, 38(1):33-42 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, D., Li, C. F., Zlotnik, S., et al., 2020. Correlations between Oceanic Crustal Thickness, Melt Volume, and Spreading Rate from Global Gravity Observation. Marine Geophysical Research, 41(3): 1-16. https://doi. org/10.1007/s11001-020-09413-x

附中文参考文献

- 敖威,赵明辉,丘学林,等,2012.南海西北次海盆及其邻区 地壳结构和构造意义.地球科学,37(4):779-790.
- 李忠海,许志琴,2015.大洋俯冲和大陆碰撞沿走向的转换 动力学及流体一熔体活动的作用.岩石学报,31(12): 3524-3530.
- 吕川川,郝天珧,丘学林,等,2011.南海西南次海盆北缘海 底地震仪测线深部地壳结构研究.地球物理学报,54 (12):3129-3138.
- 丘学林,赵明辉,敖威,等,2011. 南海西南次海盆与南沙地 块的 OBS 探测和地壳结构. 地球物理学报,54(12): 3117-3128.
- 张莉,赵明辉,王建,等,2013.南海中央次海盆OBS位置 校正及三维地震探测新进展.地球科学,38(1):33-42.