

which provided a series of possible conditions for temperature, pressure and rheological parameters. Based on these preliminary results, numerical simulations were conducted to study the mechanism of subduction initiation. There have been two basic theoretical models proposed for subduction initiation. Numerical simulations investigated parameterization of the theoretical models based on the conservation of mass, momentum and energy equations. Results from numerical models discuss the roles of different controlling parameters in the evolution of subduction initiation, which explain the geological observations to some extent. However, since there are limitations on the numerical simulations and critical hypotheses for the basic models, current results remain obscure for clearly understanding the process. With the increases of geological observations and technical development for numerical simulations, it will be possible to better explain the mechanism of subduction initiation and plate tectonics. This paper is a summary of the advancements for the mechanism of subduction initiation in the last tens of years. Also, the divergent evolutionary processes of subduction initiation resulting from recent numerical simulations are discussed. Finally, possible directions for future studies of subduction initiation are proposed.

Key words: subduction initiation; geological records; numerical simulation

0 引言

板块构造理论是 20 世纪地球科学领域的重要理论之一. 它将地球最外层的地壳和岩石圈分为多个薄的刚性板块, 彼此间存在每年约数厘米的相互运动^[1]. 当一个板块在它的边界弯曲下沉并挤入另一个板块底部时, 就形成了俯冲. 世界上绝大部分的地震和火山喷发都发生在不同板块之间的交界区域. 俯冲带是板块边界的沉积物、地壳和地幔岩石圈等物质相互作用并重回平衡的区域^[2]. 在太阳系所有的行星中, 只有地球存在板块构造和俯冲带^[3].

对俯冲板块初始化的研究能够为我们理解板块构造运动的起源时间提供重要的约束. 一般认为, 大陆地壳由于板块运动而被大洋岩石圈的碎片所置换, 形成的蛇绿岩可以作为海床扩张和板块汇聚的证据. 目前还没有发现早于新元古代的蛇绿岩, 因而板块运动最早可能开始于新元古代^[2], 但如果根据蛇绿岩的年龄分布特征来看, 板块构造运动过程却可能发生在更早的太古代末期^[4]. 早期的观点认为, 大约在岩石圈形成的 20 到 50 个百万年后, 岩石圈冷却而产生的与软流圈之间的重力不稳定性会使较老且较厚的岩石圈沉入地幔形成俯冲^[5]. 但随后的研究指出, 由于太古代时期的地球非常炙热并存在大量熔融的岩浆^[3], 只有当岩石圈持续冷却超过 10 亿年才能形成这种俯冲^[6]. 太古代早期板块构造的条件很难确定^[7], 这时期的板块构造常常被认为受意外事件控制并且演化过程剧烈. 太古代晚期, 一些类似今天所见到的构造运动可能才存在并开始逐渐取代早期的构造运动^[7-8]. 尽管太古代时期地

球有较高的热流, 但地质记录表明该时期存在造山、增生和成对的变质带等作用^[7,9-12]. 事实上, 关于板块构造发生时期的争议还受地质定年的影响^[13]. 由于年代越久远, 所能获取的数据越有限, 所以重构地球的进化历史变得非常困难. 基于板块构造理论^[14-16], 研究人员陆续建立和完善了多种方法研究板块俯冲初始化的机制, 特别是随着计算机的发展而兴起的数值模拟方法, 对传统解析方法进行了补充并能与之相互验证, 取得了一系列重要的成果.

1 俯冲板块初始化的基本模型

目前, 关于俯冲板块初始化的机制存在多种模型假说^[17], 主要包括: ①由大洋板块或者被动边缘的裂隙转变而来^[18-21]; ②已经存在的俯冲发生极性倒转^[20]; ③转换断层到海沟的转变^[22-25]; ④大陆或者岛弧边缘顶部沉积加载导致^[26-31]; ⑤板块作用力使得在大洋板块边缘的断裂处发生汇聚^[21,31-34]; ⑥板块年龄差使得大洋板块断裂区域存在横向的热浮力差而形成俯冲^[35-37]; ⑦断裂作用使得岩石圈中存在拉张解耦所引起^[38]; ⑧岩石圈横向组分浮力差形成 Rayleigh-Taylor 不稳定性^[39]; ⑨岩石圈中存在较多被释放的游离水^[40-41]; ⑩上浮大陆或岛弧地壳对大洋板块形成自发的逆冲^[42-44]; ⑪亚岩石圈地幔中存在小尺度对流^[45]; ⑫热化学地幔柱和岩石圈之间的相互作用^[46]等. 这些模型假说能够分别解释一部分观察到的现象, 根据其驱动力的来源不同, 主要可以分为两类基本模型: 自发产生的俯冲初始化过程和诱发产生的俯冲初始化过程^[2,34](图 1).

诱发模型的特点是俯冲板块的初始化无法由于

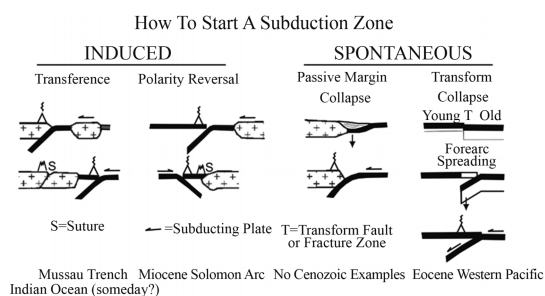


图1 俯冲板块初始化过程的两类基本模型及再分类^[2]

Fig. 1 The two basic models of subduction initiation and their sub-classifications^[2]

板块自身的重力等性质产生,而必须通过外界应力所诱发,其又可以分为两类:转送(transference)和极性倒转(polarity reversal).对于转送类型,如图1所示,大洋板块在前一段俯冲过程中,会携带密度较低的大陆块体同时运动.随着俯冲持续,大陆块体最终会与俯冲带上覆板块碰撞.由于大陆块体比上地幔密度低,不能与大洋板块一起俯冲到上地幔中,因而会拼接在上覆板块边缘,导致新的俯冲会在大陆块体的另一侧重新产生.在这种俯冲模型中,最显著的特点是在上覆板块地质记录中存在由于大陆块体拼接而形成的缝合痕迹以及形成的增生地块^[2].关于这一类俯冲初始化,有两个直接的例子:Mussau海沟和由于印亚板块在新生代碰撞而发展的印度板块西南边界^[17].但印-亚碰撞的外延由于较冷且存在较老的大洋岩石圈的阻碍,目前不太可能形成新的俯冲^[2].另一种诱发生成的俯冲被称作极性倒转(图1).在这种模型中,前一段俯冲发生在两个大洋板块之间,即俯冲板块和上覆板块都是大洋板块.俯冲板块在俯冲过程中同样携带密度较低的大陆块体同时运动.当大陆块体与上覆板块发生碰撞后,由于大陆块体密度比上地幔低,无法随着俯冲板块下沉进入上地幔,而是与上覆板块拼接在一起.随后,上覆板块转变成新的俯冲板块开始下沉,而原本的大陆块体则成为新的上覆板块.这种俯冲模型最典型的特征是,上覆板块不仅包含大陆块体,在边缘还存在一部分大洋板块,并且在大陆块体和大洋板块之间存在地质构造上的缝合痕迹,例如中新世时期的所罗门群岛区域.太平洋板块上的洋台Ontong Java Plateau (OJP)和大陆块体的性质基本相同,其地壳平均厚度约为36km.一般认为如果大陆块体的地壳厚度超过20km就很难发生俯冲,因此所罗门群岛区域的极性倒转俯冲初始化正是由于

OJP碰撞后无法再继续俯冲所导致的^[2,47-48].如果我们把所罗门群岛、Mussau海沟和印度板块中部作对比,就可以看出相比于转送类型的俯冲,极性倒转的俯冲可能不需要远端板块很强的压应力,因为弧后区域通常是年龄较小且较薄的岩石圈,很容易产生断裂^[2].此外,如果板块中存在多种不同的连续作用应力,俯冲也可以被诱发产生.在这种情况下,俯冲开始前会有明显的板块汇聚或者板内压缩,当岩石圈的刚性被克服时在压缩处形成俯冲,此后较老的板块出现快速的下沉,可能会导致上覆板块下软流圈强烈上涌^[19].

自发俯冲模型可以分为被动边缘塌陷(passive margin collapse)和转化断层塌陷(transform collapse)两类^[2].在被动边缘塌陷模型中的大陆板块和大洋板块的边缘,随着沉积物的积累会对边缘产生加载,使大洋板块发生下沉,随后大洋板块逐渐向前运动并在板间形成俯冲.由于大洋板块携带大量的水进入上地幔以及大洋板块本身的脱水作用,俯冲板块与上覆板块之间的地幔楔中的物质熔点降低并发生熔融,会在上覆板块形成火山活动.另一种转换断层塌陷模型认为,当相邻的两个板块之间由于年龄或者化学成分差异产生密度差时会产生自发的俯冲初始化^[39].如图1中所示,起始时两个大洋板块之间不仅存在较大的年龄差,同时还存在类似转换断层或者破裂带的弱区域.由于年龄和化学成分差异使得两个板块之间产生密度差,较老的俯冲板块开始逐渐下沉并进入上地幔形成俯冲;同时,较年轻的上覆板块开始出现弧前扩张现象.在上覆板块中也会形成与被动边缘塌陷模型中相似的火山链.始新世时期,西太平洋地区的俯冲就是转换断层塌陷的形式.此外,还有两种理论支持被动边缘自发产生俯冲:一种是弹性板块弯曲理论,它认为如果板块间本身存在弱区域,那么沉积加载可以促使大洋岩石圈发生碰撞^[30];另一种理论认为岩石圈在处于拉张状态时会比处于压缩状态时更脆弱,会在被动边缘发生俯冲^[38].对于自发俯冲模式,板块汇聚只有在板块前部约几十千米的部分完全下沉入地幔中时才可能发生^[2].自发俯冲模式的两个最明显的例子就是始新世中期 Izu-Bonin-Mariana (IBM)和 Tonga-Kermadec (TK)的汇聚边界.但是针对自发俯冲模型,也有不同的观点认为其很难成立.因为随着板块年龄增大,俯冲时产生的摩擦力和板块弯曲所产生的弹性阻力会非常大^[21,50],特别

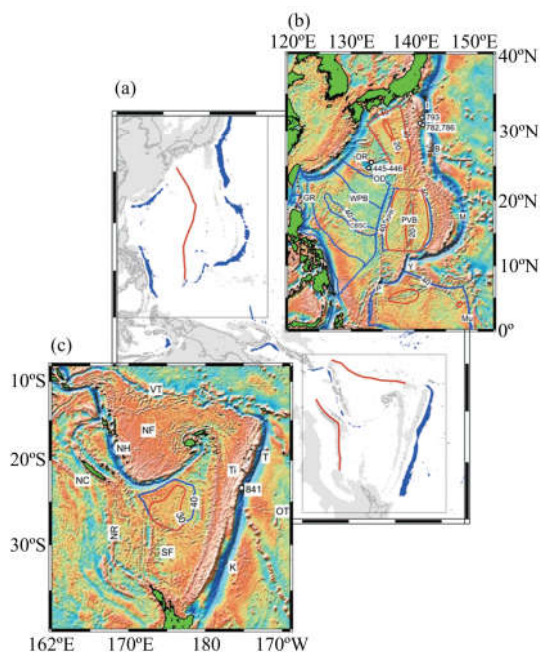
是大洋板块加载的压缩应力至少有 80 MPa, 想要克服这样的阻力是非常困难的^[18].

2 俯冲板块初始化的地质记录

2.1 自发产生的俯冲初始化过程的地质记录

IBM 俯冲带的一个显著特征是俯冲的大洋岩石圈已经进入到地幔中^[51], 因此俯冲板块达到了能够自我维持俯冲的状态. Gurnis 等^[52]认为, 判断俯冲带是否能够自我维持需要两个标准: ①俯冲板块的前部至少已经到了上地幔; ②在上覆板块中已经形成弧后扩张现象. 因此, 可以认为目前观察到的 IBM, TK, Aleutian, New Hebrides (NH) 和 Scotia 等俯冲带都是成熟的自我维持型的俯冲带. Stern 等^[53]认为, 在过去的 45 到 30 个百万年间, IBM 俯冲带的地质演化与之后这一地区的地质演化差异很大, 可能是因为这一时期正是它俯冲初始化时期. 早期 IBM 岛弧地区存在异常高的地温梯度以及强烈的部分熔融现象, 岩石中有明显的主要元素亏损且富含挥发性元素, 这表明该区域曾发生过大量的玻安岩火山作用; 此外, IBM 地区早期存在范围极广且岩浆生成率很高的火山作用, 这些特征的形成可能是由于 IBM 俯冲带初始化时伴随有大范围的上覆板块扩张作用^[53-54]. 如图 2(a) 所示, IBM 地区西菲律宾盆地 (WPB) 的古地磁线主要是由中央盆地扩展中心 (CBSC) 在过去的 60 到 30 百万年间扩张产生^[55-56]. Kyushu-Palau Ridge (KPR) 则把 IBM 地区分成了较老的 WPB 地区和由于俯冲初始化时弧后扩张所形成较年轻的 Parece Vela Basin (PVB) 地区. 由于 KPR 和 WPB 的古地磁线相互垂直, 表明可能有过洋中脊与转换断层的相交现象^[22]. Gurnis 等^[52]认为, 在 IBM 俯冲初始化时, WPB 所在的上覆板块扩张的同时还存在快速地垂直于 KPR 以及俯冲走向的运动, 并且与 KPR 平行的破裂区域可能还存在有短时间的压缩. KPR 附近在始新世时期有过快速隆起, 然后下沉过程中伴随有火山作用^[57], 这种快速隆起被认为是较老的板块受到逆冲所致^[31], 这个过程也可能是与 Macquarie Ridge Complex (MRC) 北面俯冲初始化同时发生的^[58].

TK 俯冲带同样也是在过去的约 45 个百万年时所形成的自我维持型俯冲, 与 IBM 地区属于同一时期. TK 俯冲带初始化的证据主要来自汤加的弧前地区^[59]. 通过对 Tonga 岛弧和 New Caledonia



图(a)中: 蓝色区域表示海沟, 红色区域表示岛弧. 图(b)中: I 表示 Izu trench; B 表示 Bonin trench; M 表示 Mariana 海沟; Y 表示 Yap 海沟; P 表示 Palau 海沟; Mu 表示 Mussau 海槽; WPB 表示西菲律宾盆地 (West Philippine Basin); CBSC 表示中央盆地扩张中心 (Central Basin Spreading Center); DR 表示 Daito Ridge; OD 表示 Oki-Daito Ridge; GR 表示 Gagua Ridge; KPR 表示 Kyushu-Palau Ridge; PVB 表示 Parece Vela 盆地. 图(c)中: T 表示 Tonga 海沟; TI 表示 Tongatapu 岛; K 表示 Kermadec 海沟; OT 表示 Osborn 海槽; NF 表示北斐济盆地 (North Fiji Basin); SF 表示南斐济盆地 (South Fiji Basin); NH 表示 New Hebrides 海沟和岛弧; NC 表示 New Caledonia; NR 表示 Norfolk Ridge; VT 表示 Vitiiaz 海沟.

图 2 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 地区地质构造图^[52]

Fig.2 The geological structure of Izu-Bonin-Mariana and Tonga-Kermadec^[52]

(NC) 的地质采样, TK 俯冲大约是在白垩纪到始新世时期在 South Fiji (SF) 盆地东面形成^[52]. 同时俯冲还导致这一时期澳大利亚地区存在较多的板块破裂, 包括 Tasman 和 Coral 海的张开等^[62]. 如图 2 (c) 所示, 最早太平洋板块的运动是南北向并与 Norfolk Ridge (NR) 平行, 在过去的约 45 个百万年时则变成东西向并与 NR 垂直^[62]. 目前对始新世时期 TK 的位置还很难界定, 但一些逆冲现象被认为是太平洋板块西南部重新开始汇聚的标志^[63]. Bloomer 等^[59]通过对 IBM 和 TK 两个俯冲带地质构造的对比, 认为汤加的火山作用相比于 IBM 地区覆盖范围更广, 并且在汤加的初始岛弧中最主要的

是拉斑玄武岩,而 IBM 岛弧则是玻安岩和拉斑玄武岩,这可能是因为 IBM 地区初始化过程的温度更高,在岛弧下方存在部分脱水作用所导致^[53]. New Hebrides(NH)俯冲带形成时间大约是在太平洋板块与澳大利亚板块的俯冲发生倒转后的 12 到 10 个百万年之间^[60-61]. 沿着 NH 岛弧所形成的火山群岛在过去的大约 25 到 14 个百万年时期形成并有剧烈运动;在过去的大约 14 到 11 个百万年时期,已经形成的火山链又下沉到水中,这可能是因为 Vitiaz 海沟的俯冲停止所导致;在过去的大约 10 个百万年时期,西面开始重新出现火山作用;8 个百万年时期,东面火山作用也重新发生^[61,64].

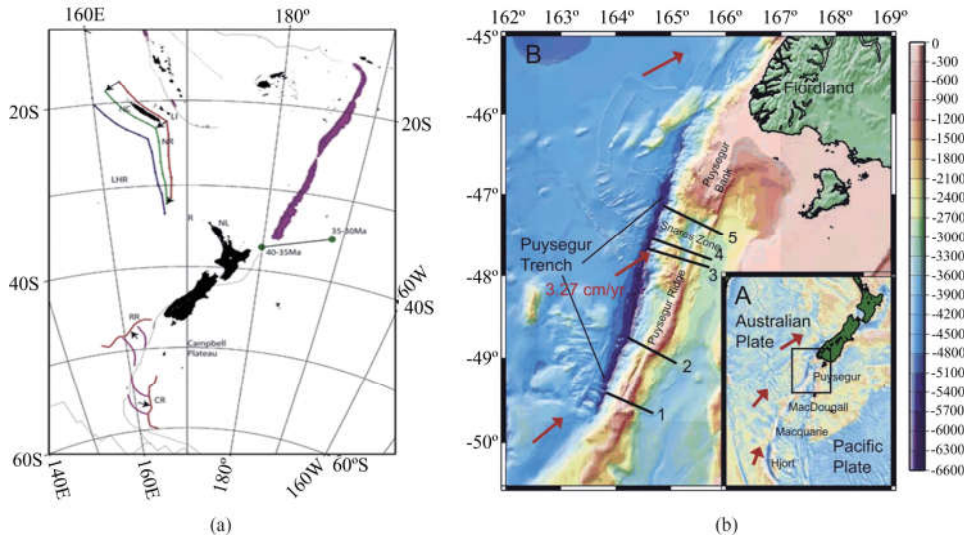
Aleutian 地区发现的最古老的岩石大约是 55 个百万年,因而俯冲带形成时间可以追溯到中生代晚期到新生代早期^[65]. 在白令海中记录到的南北方向的古地磁线与 Aleutian 海沟形成了近乎垂直的高角度相交,这表明俯冲带的前端在此可能存在一个破裂区域,该破裂区域或存在于已俯冲到 Aleutian 下方的 Kula 板块之中^[65-66]. Aleutian 地区的俯冲带初始化也不同于 IBM 地区,这里不管是汇聚还是弧后扩张都缺乏玻安岩,通过古地磁线推论可知 Aleutian 俯冲带的上覆板块年龄约为 40 到 50 百万年或 65 到 75 百万年^[52],已经大于 IBM 俯冲带上覆的西菲律宾板块. 同时,俯冲带上覆板块的火山作用也因为俯冲初始化过程的不同而存在差异. 例如,亏损型的拉斑玄武岩和超级亏损型的玻安岩表明存在扩张拉伸的火山作用^[53]. 根据马里亚纳弧前地区的火山地层学样品,它的成分与大洋中脊产生的玄武岩相似,并且在岛弧最初喷发时产生了大量的玻安岩,此后几百万年间的成分则主要是典型的岛弧岩浆^[67]. 但是,当 Aleutian 群岛形成的时候,虽然有很高的岩浆生成速率,但是却并没有观察到早期岛弧的扩张^[68].

2.2 诱发产生的俯冲初始化过程的地质记录

沿着 Macquarie Ridge Complex(MRC)(图 3)地区存在着由于外力作用所产生的俯冲板块初始化过程,一个典型的例子是作为太平洋板块和澳大利亚板块边界划分的 Puysegur-Fiordland (PF)俯冲带. 目前 PF 俯冲带还没有达到自我维持性状态,但如果考虑太平洋板块和澳大利亚板块之间的持续汇聚和该处超过 170km 深的贝尼奥夫带,以及上覆板

块中的部分碱性钙质火山作用,那么 PF 已经符合作为俯冲带的主要特征^[69]. 如图 3 所示,澳大利亚板块和太平洋板块之间形成的破裂区域最初与 Resolution Rifted margin (RR)和 Campbell Rifted margin (CR)正交,但从过去的 25 个百万年开始变得越来越倾斜,并随着 MRC 形成特殊的曲线破裂带. 在过去的大约 10 个百万年时期,随着 Puysegur 地区的汇聚开始形成走滑^[52]. 这种特殊的曲线破裂带反映了中新世时期,太平洋板块和澳大利亚板块的偏移和旋转^[70-71]. MRC 地区从 McDougall 到 Puysegur 有明显的弯曲变化,并且这一地区现在的板块运动同样是有着倾斜的汇聚^[72]. Sutherland 等^[72]通过对破裂区域采样重新确定南部 Tasman 大洋地壳的运动后认为,在始新世到中新世时期,有大约 $9 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的澳大利亚板块沿着 Puysegur 海沟俯冲到了太平洋板块下方. Puysegur Ridge (PR)地区所记录到的变质作用表明沿着这一地区存在一个从隆起到下沉的持续构造变化,这里也可以观察到构造形成的断裂块体^[52,73-74]. 在北面的 PR 地区出现了 Puysegur Bank(PB),它是 Fiordland 外缘所产生的扩张构造,PB 隆起过程中,西面边缘的沉积物被侵蚀后东面又重新产生新的沉积物,并且东面在随后也有隆起^[52].

除此之外,北大西洋的 Gorrington Bank 地区、阿拉伯海的 Owen Ridge 地区、Caroline 西面的 Mussau 海沟和东面的 Yap 海沟由于形成时间很短,所以还不能完全确定它们是不是可以形成自我维持型的俯冲带. 马里亚纳地区南面的 Yap 海沟可能是俯冲带初始化形成的一个例子^[75]. 尽管这一地区目前并不存在贝尼奥夫带,但因为存在海沟和岛弧,而且海沟中缺少沉积物,表明它应该是一个活跃的俯冲带^[75-76]. 对于 Mussau 海沟,它可能刚形成大约 1 个百万年^[77],在海沟南面,海沟-洋脊的变质作用与上覆板块向上弯曲一致,与逆冲板块向下弯曲相反^[34]. Caroline 板块有很明显的东西方向的扩张中心,同时也有南北方向的偏移. 由于南北方向存在破裂区域,可以认为 Mussau 海沟发生汇聚和俯冲可能是因为它间存在着软弱的破裂带. 由于太平洋板块和 Caroline 板块之间的汇聚历史很难确定,所以对这两个地区的俯冲的研究有很大的困难,特别是垂直方向上的运动至今还不能确定准确的时间^[78].



(a) Macquarie Ridge Complex(MRC)地质构造图

(b) Puysegur Trench(PT)地质构造图

图(a)中:红线表示40个百万年时TK初始化的位置;绿线表示35个百万年时TK初始化的位置;蓝线表示35到30个百万年时TK初始化的位置.RR表示Resolution Rifted margin;CR表示Campbell Rifted margin;LHR表示Lord Howe Rise;NR表示Norfolk Ridge;NL表示New Caledonia;R表示Reinga Ridge;LI表示Loyalty岛.图(b)中:红色箭头表示板块运动方向

图3 Macquarie Ridge Complex(MRC)和 Puysegur Trench (PT)地区地质构造图^[52]Fig.3 The geological structure of Macquarie Ridge Complex and Puysegur Trench^[52]

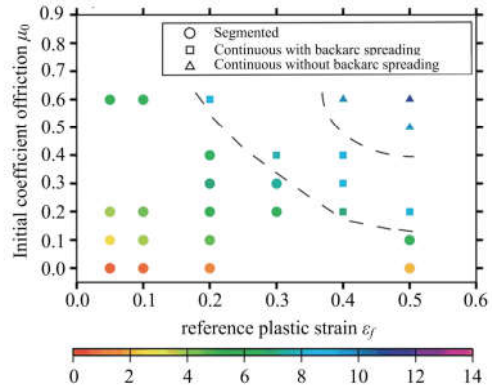
3 俯冲初始化过程的数值模拟研究

3.1 基于重力不稳定性数值模型

对典型俯冲带 IBM 地区的俯冲初始化存在两种不同的观点:一种是板块相互运动及其作用力导致;另一种是年龄差形成的自发俯冲.这些争议一方面来自于对夏威夷地区的太平洋板块运动历史的重构研究,另一方面来自对于板块运动和俯冲初始化的相对时间差异研究.Natland 等^[79]和 Hawkins 等^[80]最早建立了关于 IBM 地区的自发产生的俯冲模型,Stern 等^[53]进一步发展了这种模型.对于诱发产生的俯冲,板块运动要早于俯冲初始化产生.Hall 等^[33]认为,如果板块汇聚早于俯冲初始化,那么板块的牵引力要比阻力大.如果俯冲一直受到板块汇聚的作用,牵引力可以克服抵抗力^[18],而当俯冲持续进行导致板块的负浮力本身已经足以克服板块阻力的时候,俯冲带就形成了自我维持的状态.此前数值模型表明,为了形成俯冲初始化,板块之间需要存在一个软弱区域,如转换断层;同时,大洋岩石圈的汇聚速率至少要达到 2cm/a ^[2,31].如果汇聚速率小于 1cm/a ,俯冲板块下沉部分会因为地幔的加热作用而丧失重力不稳定性,导致俯冲无法变成自我维持型^[2].Hall 等^[33]的模型表明,当俯冲板块快速

下沉时,会导致比较明显的海沟后撤和弧后扩张,但弧后扩张区域在板块下沉前能够出现暂时性的板块压缩过程,这解释了为什么地质记录中弧前基底实际上存在着板块压缩过程.

Leng 等^[49]通过数值模型进行研究提出了俯冲初始化演化的3种路径:断裂、连续且存在弧后扩张和连续但不存在弧后扩张(图4).在他们的模型



其中圆圈表示断裂模式,正方形表示连续且存在弧后扩张,三角形表示连续但不存在弧后扩张.虚线表示3种路径彼此之间的边界,不同颜色表示了俯冲初始化开始的时间,单位为百万年.

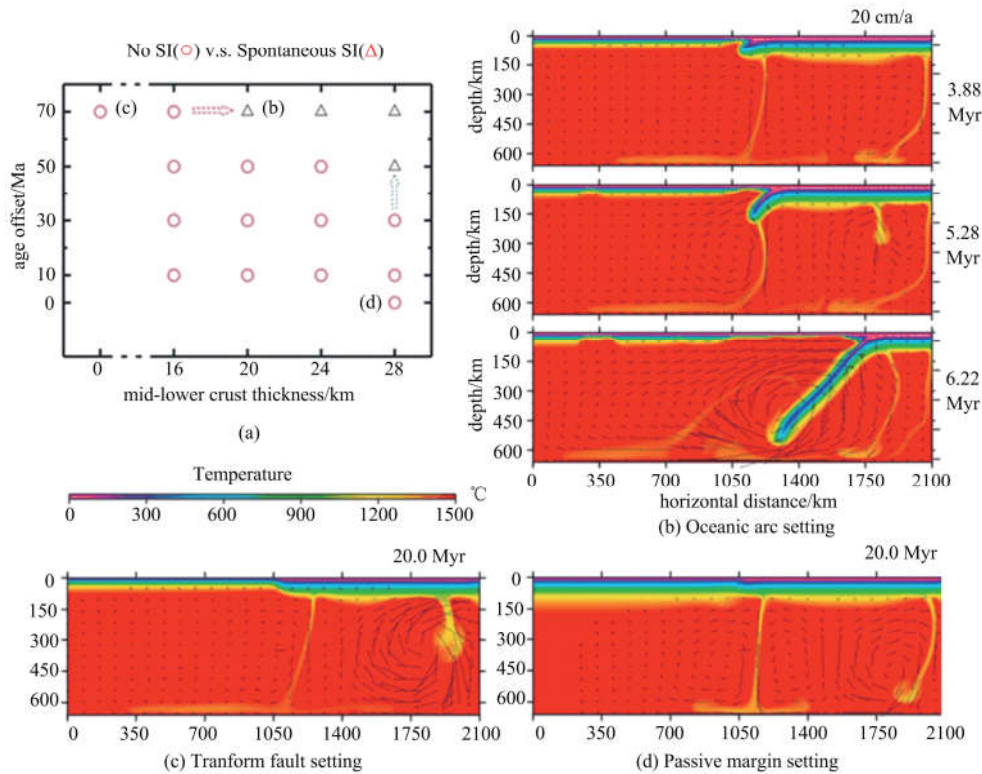
图4 由板块年龄所控制的俯冲初始化演化的3种路径^[49]Fig.4 Three evolution paths of subduction initiation which were controlled by the plate age^[49]

中,俯冲板块存在一个恒定加载的速度或应力,并且随着摩擦系数和参考弹性应变的增加,俯冲开始逐渐从断裂到连续且存在弧后扩张,最终到连续但不存在弧后扩张发生转变^[49].对于连续且存在弧后扩张和连续但不存在弧后扩张两种模式,已经可以用以解释 IBM 地区和 Aleutian 地区的俯冲初始化.然而,断裂模型不同于以上两种俯冲过程,它不是一个可以自我维持型的俯冲,因为俯冲板块的负浮力会克服岩石圈的强度使得这些小板块断裂部分持续从俯冲板块撕裂;随着板块断裂部分的撕裂,上覆板块只会存在较小甚至不存在扩张变形.这种断裂模型可能解释 NH 俯冲带的形成,因为在这一地区的上地幔中发现了断裂的俯冲板块^[49].Leng 等^[49]采用的数值模型对之前 Gurnis 等^[34]的模型扩展后,实际上也确认了他们提出的俯冲初始化的演变,即板块压缩使得海沟形成,然后伴随有俯冲板块的下沉,并最终在弧后产生扩张.但他们在此之上,发现这种现象并非俯冲初始化唯一可能的演变.如果考虑到不同的弹性参数和板块年龄,那么可以观察到两种不同的俯冲演变:一种是俯冲板块逐渐发生断裂,沉入地幔中;另一种则不会产生弧后扩张.对于连续俯冲但是并没有产生弧后扩张这种现象,说明实际上板块俯冲速度比较小,并且伴随有相对比较弱的软流圈上涌,也无法形成火山活动,这可以解释为什么有些正在演化的俯冲带没有相伴随的火山活动.比如在 Puysegur 俯冲地区,澳大利亚板块和太平洋板块的汇聚在 MRC 下面产生了大量的俯冲板块撕裂,并且俯冲板块已经到达了大约 150km 深度^[81],可是 Fiordland 和新西兰南岛等区域并没有观察到弧后扩张以及火山活动.如果增加板块的强度,俯冲初始化的形态同样会变为连续且不存在弧后扩张,而在俯冲完全开始前较长的板块汇聚时间内伴随有较低熔融^[82].Kula 板块的俯冲可能通过持续作用的应力使 Aleutian 俯冲带开始^[83],这一类俯冲与连续但没有岛弧初期扩张类型相似,只是板块汇聚时间相对更短^[49].当存在洋脊推动这样的连续作用力作为俯冲板块最主要的牵引力时,由于远场推动作用,俯冲板块会随着持续加速而快速移动,这会在几百万年间造成大量的玻安岩喷发,但不会有海沟移动^[82].如果考虑到连续且存在岛弧初期扩

张这一类俯冲,当俯冲板块下沉进入地幔中时,它会释放大量的水分并在随后几个百万年中不断促使大洋中脊玄武岩成分向玻安岩成分转变^[82].

地质观测指出,IBM 的俯冲带可能是自发产生的^[83],但是之前的动力学模型一般都需要施加一定的汇聚应力才能够诱发 IBM 俯冲带的初始化过程^[33,49].Leng 等^[84]提出如果在上覆板块中存在残存的岛弧地壳,岛弧地壳和大洋板块之间的热异常和组分异常能够产生自发的俯冲板块初始化过程^[84].如图 5 所示,他们考虑了 IBM 地区自发产生的俯冲初始化模型的控制参数及其影响.他们计算后发现,如果上覆板块的中下地壳的厚度很大,那么上覆岛弧板块的热更新作用会引发自发的俯冲初始化.这种热更新作用可能是由于大尺度的地幔上流导致,比如可能的地幔柱活动等^[85].此外,如果两侧板块的年龄差非常大,增加中下地壳的厚度也可以得到自发的俯冲初始化.在活跃的岛弧地区,岛弧的中下地壳会因为火山作用而逐渐增厚,当到达一定厚度以后,就有可能在板块边缘通过极性倒转形成新的俯冲带^[84].

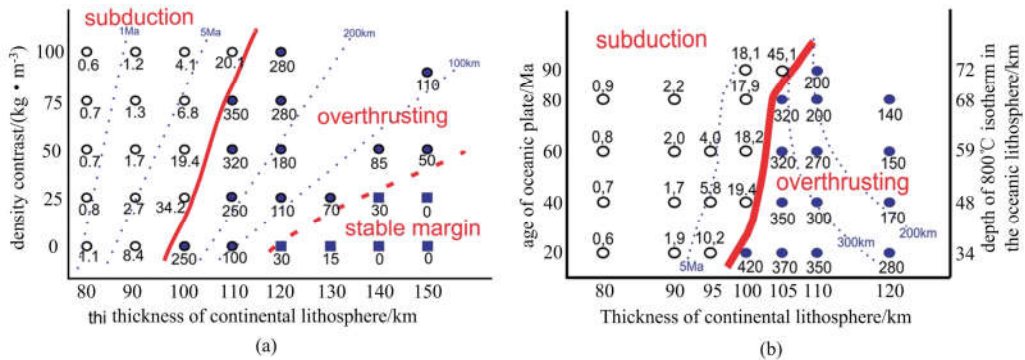
被动板块边缘也是可能形成新的俯冲带的区域.Gerya 等^[43]的数值模型研究了被动边缘的俯冲初始化,并测试了模型中的参数,包括大洋板块年龄、大陆岩石圈和地壳厚度、亚大陆和亚大洋岩石圈地幔之间的密度差(图 6).他们的模型结果表明:①被动边缘可能存在 3 种演化结果,包括稳定边缘、逆冲边缘和俯冲带.②被动边缘的稳定性主要是受到大陆岩石圈的强度所控制,而不是大洋板块.③稳定边缘到逆冲边缘的转变主要是受大陆地壳的强度所控制;逆冲边缘到俯冲带的转变主要是受到大陆岩石圈的强度和密度所控制.Nikolaeva 等^[86]随后通过数值模拟研究美洲大陆被动边缘俯冲带初始化的产生过程后认为,在巴西东面的被动边缘可能在未来 20 个百万年之内产生俯冲初始化.但大部分北美和南美在大西洋一边的被动边缘在未来数十个百万年之内都倾向于保持稳定而不产生俯冲.他们的模型表明,莫霍面的高温可能是被动边缘转变为俯冲带的重要影响因素之一.低温且具备较强的岩石圈强度的大陆板块如果没有外力作用,并不能产生俯冲初始化.



图(a)中, age offset 表示较老的俯冲板块与较年轻的上覆板块之间的年龄差,红色圆圈表示不能产生自发形式的俯冲初始化,黑色三角形表示能够产生.图(b)~(d)分别表示了模型中演化时的温度和速度场.图(b)中,俯冲板块与上覆板块之间存在较大的年龄差,并且上覆板块中存在较厚的中下层地壳,俯冲初始化在几个百万年内可以形成;图(c)中,模型设置为转换断层形式,板块之间只存在年龄差;图(d)中,模型设置为被动边界形式,板块中只存在地壳成分.

图 5 由板块年龄所控制的自发产生的俯冲初始数值模拟结果^[84]

Fig.5 The numerical simulations of spontaneous subduction initiation which were controlled by the plate age^[84]



图(a)中,主要控制参数是大陆和大洋岩石圈地幔之间的密度差和大陆岩石圈的厚度.图(b)中,主要控制参数是大陆岩石圈的厚度和大洋板块的年龄.空心圆表示俯冲;实心圆表示逆冲;正方形表示稳定边界;红色实线和虚线是3种演化路径之间的分界.空心圆下面的数字表示俯冲开始的时间;实心圆和正方形下面的数字表示逆冲部分的长度(单位:km);蓝色点线表示根据模型结果推论的参数变化关系.

图 6 被动边界俯冲初始化数值模型结果参数控制^[43]

Fig.6 The controlling parameters of passive margin subduction initiation in numerical simulations^[43]

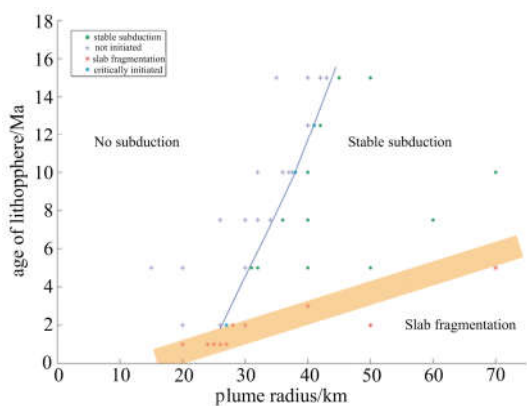
3.2 地幔柱上升并诱发俯冲初始化的数值模型

地球动力学数值模拟中另一种俯冲初始化的模

型是基于上升的地幔柱与岩石圈发生相互作用而引起.

Ueda 等^[46]提出了这种数值模型,他们基于相变

和粘塑性模型的结果认为,当部分熔融的热化学地幔柱或者纯热地幔柱达到较薄的大洋岩石圈底部时,可以产生俯冲初始化.通过他们的模拟,俯冲带在地幔柱打破岩石圈后,就可以持续产生达到自我维持状态^[46].如果在俯冲板块上方存在高压流体,其会减小俯冲过程中的摩擦系数.他们认为在太古代时期,地幔柱富含大量的水分并能够大幅减小地幔柱与岩石圈之间的摩擦作用,使得俯冲带初始化可以由地幔对流的不稳定性引起^[46].这包括两种可能的机制:①岩石圈与上升的热化学地幔柱的相互作用会产生较大的应力和形变^[87-88];②当地幔柱到达地表以后所形成的岩浆类物质加载会促进岩石圈的弯曲^[38].Ueda等^[46]所提出的基于地幔柱与板块相互作用的模型,虽然能够解释一些大洋俯冲带的形成过程,但是这样的数值模拟仍然需要进一步探讨其他参数的影响,包括组分浮力、挥发性物质导致的岩石圈强度减弱等.Ueda等^[89]随后利用二维粘塑性数值模型,并考虑了沉积加载、相变和板块压缩作用,探讨了由于上升地幔柱与岩石圈相互作用形成俯冲初始化的可能.



横坐标表示地幔柱的半径,纵坐标表示岩石圈的年龄.绿色圆点表示稳定形成的俯冲;十字表示不能产生俯冲初始化;红色星号表示俯冲板块发生断裂;蓝色正方形表示严格形成的初始化;蓝色折线和黄色区域分别表示3种不同的演化路径之间的分界.

图7 地幔柱与岩石圈相互作用产生俯冲初始化的模型控制参数^[89]

Fig.7 The controlling parameters of the subduction initiation by interaction between the plume and lithosphere^[89]

Burov等^[85]也提出了一种地幔柱和岩石圈相互作用导致俯冲初始化的数值模型.与Ueda等^[89]的模型不一样的是,他们的模型主要研究的是大陆俯冲带中板块边界较低汇聚速率初始化过程的形成.他们的数值模型结果与Matenco等^[90]对大陆岩

石圈破裂研究得到的时间特征和地质特征比较符合,可以辅助解释超级大陆的破裂现象.模型预测如果超级大陆破裂,那么边缘会产生向下的逆冲,这与Condie等^[91]得到的地质记录相吻合.

5 讨论与结论

目前不管是地质观测记录还是数值模拟研究都对俯冲板块初始化的形成机制做出了一定的解释,但这些解释仍然基于较多的假设,并且数值模拟还是以二维模型为主.在二维模型中,引入类似地质构造上的断层的弱区域时,并没有讨论这种弱区域在模型中的横向变化.而在实际的地球构造和演化过程中,这种横向变化对于俯冲带初始化过程可能会产生较大的影响.此外,研究俯冲带初始化还需要重构地球早期历史的板块运动过程,由于目前太古代时期的地质记录相对比较稀缺,使得这一部分工作难以较好地开展.根据当前研究,早期地球的演化过程还需要考虑大洋板块和地幔之间相互影响,比如由于大洋板块持续地向地幔中带入水分,对地幔经历了干燥到含大量水的状态,这种变化可能提供驱动板块构造的作用力^[13].可以预见的是,对于俯冲初始化的形成机制的进一步研究,应该继续寻找更多的地质观测记录,特别是在大洋板块中保留较好的早期地质构造.在数值模拟中,对于大洋岩石圈在构造运动过程中的流变的进一步研究也需要更好的实验结果支持.此外,进一步采用三维模型进行俯冲带初始化研究能够突破二维的几何约束,更好地模拟地球构造演化.

综上,本文总结了近年来基于地质观测和地球动力学模型的数值模拟对俯冲带初始化的形成机制进行研究的主要结果.主要分为两类模型进行了讨论:自发产生的俯冲初始化过程以及诱发产生的俯冲初始化过程.对于诱发产生的初始化过程,很多的地质记录可以支持这种模型,并且模型结果与观测结果能够很好地吻合.对于自发产生的初始化过程,数值模拟结果也给出了一定的支持,并且这些数值模拟还预测了一部分可能正在形成的俯冲初始化过程.但是,数值模拟中所采用的参数暂时还不能够完全描述地球演化过程中的各种控制因素的影响,并且这些参数本身还需要更多的岩石学实验结果的支持.因此,进一步的研究应该考虑这些因素以更好地帮助理解俯冲板块初始化的整体演化过程.

参考文献(References)

- [1] TURCOTTE D L, SCHUBERT G. Geodynamics [M]. 2nd ed. New York; Cambridge University Press, 2002.
- [2] STERN R J. Subduction initiation; Spontaneous and induced [J]. Earth Planet Sci Lett, 2004, 226: 275-292.
- [3] STEVENSON D J. Styles of mantle convection and their influence on planetary evolution [J]. Comptes Rendus Géoscience, 2003, 335(1): 99-111.
- [4] KUSKY T M, LI J H, TUCKER R D. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China craton: 2. 505-billion-year-old oceanic crust and mantle [J]. Science, 2001, 292: 1142-1145.
- [5] OXBURGH E R, PARMENTIER E M. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere; Causes and consequences [J]. J Geol Soc London, 1977, 133(4): 343-355.
- [6] DAVIES G F, RICHARDS M A. Mantle convection [J]. J Geol, 1992, 100: 151-206.
- [7] BROWN M. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic [J]. Geology, 2006, 34(11): 961-964.
- [8] BROWN M. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change [J]. Int Geol Rev, 2007, 49(3): 193-234.
- [9] KOMIYA T, MARUYAMA S, MASUDA T, et al. Plate tectonics at 3.8 - 3.7 Ga; Field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland [J]. J Geol, 1999, 107(5): 515-554.
- [10] CAWOOD P A, KRÖNER A, PISAREVSKY S. Precambrian plate tectonics; Criteria and evidence [J]. GSA Today, 2006, 16(7): 4-11.
- [11] VAN KRANENDONK M J, SMITHIES R H, HICKMAN A H, et al. Review: Secular tectonic evolution of Archean continental crust; Interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia [J]. Terra Nova, 2007, 19(1): 1-38.
- [12] CONDIE K C, PEASE V. When did plate tectonics begin on planet Earth? [M]. Boulder, CO: The Geological Society of America, 2008: 294.
- [13] Korenaga J. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth; Theories and observations [J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 2013, 41: 117-151.
- [14] HESS H H. History of ocean basins [M]// Petrologic Studies. Boulder, CO: The Geological Society of America, 1962: 599 - 620.
- [15] VINE F J, MATTHEWS D H. Magnetic anomalies over oceanic ridges [J]. Nature, 1963, 199: 947-949.
- [16] WILSON J T. A new class of faults and their bearing on continental drift [J]. Nature, 1965, 207: 343-347.
- [17] BROWN D, RYAN P D. Arc-continent collision [M]. Berlin: Springer-verlag, 2011.
- [18] MCKENZIE D P. The initiation of trenches; A finite amplitude instability [M]// Talwani M, Pitman WC III. Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Washington, DC: American Geophysical Union, 1977: 57-61.
- [19] DICKINSON W R, SEELY D R. Structure and stratigraphy of fore-arc regions [J]. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1979, 63: 2-31.
- [20] MITCHELL A H G. Initiation of subduction of post-collision foreland thrusting and back-thrusting [J]. J Geodyn, 1984, 1: 103-120.
- [21] MUELLER S, PHILLIPS R J. On the initiation of subduction [J]. J Geophys Res, 1991, 96: 651-665.
- [22] UYEDA S, BEN-AVRAHAM Z. Origin and development of the Philippine Sea [J]. Nature, 1972, 240: 176-178.
- [23] HILDE T W E, UYEDA S, KROENKE L. Evolution of the western Pacific and its margin [J]. Tectonophysics, 1977, 38: 145-165.
- [24] KARSON J, DEWEY J F. Coastal Complex, western Newfoundland: An early Ordovician oceanic fracture zone [J]. Bull Geol Soc Amer, 1978, 89: 1037-1049.
- [25] CASEY J F, DEWEY J F. Initiation of subduction zones along transforms and accreting plate boundaries, triple junction evolution, and forearc spreading centers: Implications for ophiolitic geology and obduction [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1984, 13(1): 269-290.
- [26] DEWEY J F. Continental margins: A model for conversion of Atlantic type to Andean type [J]. Earth Planet Sci Lett, 1969, 6: 189-197.
- [27] FYFE W S, LEONARDOS O H. Speculations on causes of crustal rifting and subduction, with applications to Atlantic margin of Brazil [J]. Tectonophysics, 1977, 42(1): 29-36.
- [28] KARIG D E. Initiation of subduction zones: Implications for arc evolution and ophiolite development [J]. Geol Soc Lond Spec Pub, 1982, 10: 563-576.
- [29] CLOETINGH S A P L, WORTEL M J R, VLAAR N J. Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones [J]. Nature, 1982, 297: 139-142.
- [30] ERICKSON S G. Sedimentary loading, Lithospheric flexure, and subduction initiation at passive margins [J]. Geology, 1993, 21: 125-128.
- [31] PASCAL C, CLOETINGH S A P L. Gravitational

- potential stresses and stress field of passive continental margins: Insights from the south-Norway shelf [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 277: 464-473.
- [31] TOTH J, GURNIS M. Dynamics of subduction initiation at pre-existing fault zones [J]. *J Geophys Res*, 1998, 103: 18053-18067.
- [32] DOIN M P, HENRY P. Subduction initiation and continental crust recycling: The roles of rheology and eclogitization [J]. *Tectonophysics*, 2001, 342: 163-191.
- [33] HALL C, GURNIS M, SDROLIAS M, et al. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 212: 15-30.
- [34] GURNIS M, HALL C, LAVIER L. Evolving force balance during incipient subduction [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5(7): 443-459.
- [35] GERYA T V, CONNOLLY J A D, YUEN D A. Why is terrestrial subduction one-sided? [J]. *Geology*, 2008, 36: 43-46.
- [36] NIKOLAEVA K, GERYA T V, CONNOLLY J A D. Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2008, 171: 336-356.
- [37] ZHU G, GERYA T V, YUEN D A, et al. 3-D Dynamics of hydrous thermalchemical plumes in oceanic subduction zones [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2009, 10 (11): Q11006; doi: 10.1029/2009GC002625.
- [38] KEMP D V, STEVENSON D J. A tensile, flexural model for the initiation of subduction [J]. *Geophys J Int*, 1996, 125: 73-94.
- [39] NIU Y, O' HARA M J, PEARCE J A. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrological perspective [J]. *J Petrol*, 2003, 44(5): 851-866.
- [40] REGENAUER-LIEB K, YUEN D A, BRANLUND J. The initiation of subduction: Critically by addition of water? [J]. *Science*, 2001, 294: 578-580.
- [41] VAN DER LEE S, REGENAUER-LIEB K, YUEN D A. The role of water in connecting past and future episodes of subduction [J]. *Earth planet Sci Lett*, 2008, 273: 15-27.
- [42] MART Y, AHARONOV E, MULUGETA G, et al. Analogue modelling of the initiation of subduction [J]. *Geophys J Int*, 2005, 160: 1081-1091.
- [43] NIKOLAEVA K, GERYA T V, MARQUES F O. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling [J]. *J Geophys Res*, 2010, 115: B03406; doi: 10.1029/2009JB006549.
- [44] GOREN L, AHARONOV E, MULUGETA G, et al. Ductile deformation of passive margins: A new mechanism for subduction initiation [J]. *J Geophys Res*, 2008, 113: B08411; doi: 10.1029/2005JB004179.
- [45] SOLOMATOV V S. Correction to "Initiation of subduction by small-scale convection" [J]. *J Geophys Res*, 2004, 109: B05408; doi: 10.1029/2004JB003143.
- [46] UEDA K, GERYA T, SOBOLEV S V. Subduction initiation by thermal-chemical plumes [J]. *Phys Earth Planet Inter*, 2008, 171: 296-312.
- [47] CLOOS M. Thrust-type subduction earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture [J]. *Geology*, 1992, 20: 601-604.
- [48] NEAL C R, MAHONEY J J, KROENKE L W, et al. The Ontong Java Plateau [M]//COFFIN M F, MAHONEY J J. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Washington, D. C. : American Geophysical Union, 1997: 183-216.
- [49] LENG W, GURNIS M. Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2011, 12: Q12018; doi: 10.1029/2011GC003877.
- [50] CLOETINGH S, WORTEL R, VLAAR N J. On the initiation of subduction zones [M]// Subduction Zones Part II. Basel, Switzerland : Birkhäuser Basel, 1989: 7-25.
- [51] ISACKS B, MOLNAR P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes [J]. *Rev Geophys*, 1971, 9: 103-174.
- [52] GURNIS M, HALL C, LAVIER L. Evolving force balance during incipient subduction [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5: Q07001; doi: 10.1029/2003GC000681.
- [53] STERN R J, BLOOMER S H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs [J]. *Geol Soc Am Bull*, 1991, 104: 1621-1636.
- [54] PEARCE J A, VAN DER LAAN S R, ARCULUS R J, et al. Bonnite and harzburgite from ODP Leg 125 (Bonin-Mariana Morearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction [J]. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, 1992, 125: 623-659.
- [55] HILDE T W C, LEE C S. Origin and evolution of the west Philippine Basin: A new interpretation [J]. *Tectonophysics*, 1984, 102: 85-104.
- [56] MROZOWSKI C L, LEWIS S D, HAYES D E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin [J]. *Tectonophysics*, 1982, 82: 1-24.

- [57] CHAMLEY H. Clay sedimentation and paleoenvironment in the area of Daito Ridge(Northwest Philippine Sea) since the Early Eocene [J]. Initial Rep Deep Sea Drill Proj, 1980, 58: 683-693.
- [58] HOUSE M A, GURNIS M, KAMP P J J, et al. Uplift in the Fiordland region, New Zealand; Implications for incipient subduction [J]. Science, 2002, 297: 2038-2041.
- [59] BLOOMER S H, TAYLOR B, MACLEOD C J, et al. Early arc volcanism and the ophiolite problem: A perspective from drilling in the western Pacific [M]// TAYLOR B, NATLAND J. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1995: 1-30.
- [60] AUZENDE J M, LAFOY Y, MARSSET B. Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin(southwest Pacific)[J]. Geology, 1988, 16: 925-929.
- [61] MACFARLANE A, CARNEY J N, CRAWFORD A J, et al. Vanuatu-A review of the onshore geology [M]// GREENE H G, WONG F L. Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs-Vanuatu Region. Houston, Texas: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1988: 45-91.
- [62] GAINA C, MULLER R D, ROYER J Y, et al. The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces [J]. J Geophys Res, 1998, 103: 12413-12433.
- [63] AITCHISON J C, CLARKE G L, MEFFRE S, et al. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution [J]. Geology, 1995, 23: 161-164.
- [64] GREENE H G, COLLOT J Y, FISHER M A, et al. Neogene tectonic evolution of the New Hebrides island arc: A review incorporating ODP drilling results [J]. Proc Ocean Drill Program Sci Results, 1994, 134: 19-46.
- [65] SCHOLL D W, VALLIER T L, STEVENSON A J. Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian-Bering Sea region [J]. Geology, 1986, 14: 43-47.
- [66] COOPER A K, SCHOLL D W, MARLOW M S. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin [J]. Geol Soc Am Bull, 1976, 87: 1119-1126.
- [67] REAGAN M K. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system [J]. Geochem Geophys Geosyst, 2010, 11: Q03X12; doi: 10.1029/2009GC002871.
- [68] JICHA B R, SCHOLL D W, SINGER B S, et al. Revised age of Aleutian island arc formation implies high rate of magma production [J]. Geology, 2006, 34: 661-664.
- [69] DAVEY F J, SMITH E G C. The tectonic setting of the Fiordland region south-west New Zealand [J]. Geophys J Int, 1983, 72: 23-38.
- [70] SUTHERLAND R. The Australia-Pacific boundary and Cenozoic plate motions in the SW Pacific: Some constraints from Geosat data [J]. Tectonics, 1995, 14: 819-831.
- [71] WALCOTT R I. Present tectonics and Late Cenozoic evolution of New Zealand [J]. Geophys J Int, 1978, 52: 137-164.
- [72] SUTHERLAND R, DAVEY F, BEAVAN J. Plate boundary deformation in South Island, New Zealand, is related to inherited lithospheric structure [J]. Earth Planet Sci Lett, 2000, 177: 141-151.
- [73] COLLOT J Y, LAMERCHE G, WOOD R A, et al. Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur ridge and trench [J]. Geology, 1995, 23: 519-522.
- [74] LEBRUN J F, KARNER G D, COLLOT J Y. Fracture zone subduction and reactivation across the Puysegur ridge/trench system, southern New Zealand [J]. J Geophys Res, 1998, 103: 7293-7313.
- [75] LEE S M. Deformation from the convergence of oceanic lithosphere into Yap Trench and its implications for early stage subduction [J]. J Geodyn, 2004, 37: 83-102.
- [76] FUJIWARA T, TAMURA C, NISHIZAWA A, et al. Morphology and tectonics of the Yap trench [J]. Mar Geophys Res, 2000, 21: 69-86.
- [77] Hegarty K A, Weissel J K, Hayes D E. Convergence at the Caroline-Pacific Plate boundary: Collision and subduction [M]// HAYES D E. The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1982: 326-348
- [78] LEE S M. From spreading and transform fault to subduction: Examples from the boundaries of the Caroline Plate [R]. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2001: T42G-04
- [79] NATLAND J H, TARNEY J. Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system—a synthesis of drilling results in the South Philippine Sea [M]// Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D. C.: U.S. Government Printing Office, 1982: 877-908.
- [80] HAWKINS J W, BLOOMER S H, EVANS C A, et al. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems [J]. Tectonophysics, 1984, 102: 175-205.
- [81] SUTHERLAND R, GURNIS M, KAMP P J J, et al. Regional exhumation history of brittle crust during subduction initiation, Fiordland, southwest New Zealand, and implications for thermochronologic

- sampling and analysis strategies [J]. *Geosphere*, 2009, 5:409-425.
- [82] LENG W, GURNIS M, ASIMOW P. From basalts to boninites: The geodynamics of volcanic expression during induced subduction initiation [J]. *Lithos*, 2012, 4(6):511-523.
- [83] SETON M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma [J]. *Earth Sci Rev*, 2012, 113:212-270.
- [84] LENG W, GURNIS M. Subduction initiation at relic arcs [J]. *Geophys Res Lett*, 2015, 42:7014-7021.
- [85] BUROV E, CLOETINGH S. Plume-like upper mantle instabilities drive subduction initiation [J]. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L03309; doi: 10.1029/2009GL041535.
- [86] NIKOLAEVA K, GERYA T V, MARQUES F O. Numerical analysis of subduction initiation risk along the Atlantic American passive margins [J]. *Geology*, 2011, 39:463-466.
- [87] BUROV E, GUILLOU-FROTTIER L. The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere [J]. *Geophys J Int*, 2005, 161:469-490.
- [88] D'ACREMONT E, LEROY S, BUROV E. Numerical modelling of a mantle plume: The plume head-lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 206:379-396.
- [89] UEDA K, GERYA T, SOBOLEV S V. Subduction initiation by thermal-chemical plumes [J]. *Phys Earth Planet. Interiors*, 2008, 171:296-312.
- [90] MATENCO L, BERTOTTI G, LEEVER K, et al. Large scale deformation in a locked collisional boundary: Interplay between subsidence and uplift, intraplate stress and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution [J]. *Tectonics*, 2007, 26: TC4011; doi: 10.1029/2006TC001951.
- [91] CONDIE KC, DES MARAIS D J, ABBOTT D. Geologic evidence for a mantle superplume event at 1.9 Ga [J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2000, 1(12):1054; doi:10.1029/2000GC000095.

(上接第162页)

- [48] ZOU H, FAN Q, ZHANG H, et al. U-series zircon age constraints on the plumbing system and magma residence times of the Changbai volcano, China/North Korea border [J]. *Lithos*, 2014, 200-201: 169-180.
- [49] HORN S, SCHMINCKE H U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD [J]. *B Volcanol*, 2000, 61: 537-555.
- [50] 李霓, MÉTRICH N, 樊祺诚. 长白山天池火山千年大喷发岩浆含水量研究——熔融包裹体含水量的红外光谱测试 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(06):1465-1472.
- LI N, MÉTRICH N, Fan Q C. FTIR study on water content of the melt inclusions in phenocryst from Changbaishan Tianchi volcano's great eruption in Holocene [J]. *Acta Petrological Sinica*, 22(6): 1465-1472.
- [51] MANNING C E. The chemistry of subduction-zone fluids [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 223: 1-16.
- [52] AUDETATA, KEPPLER H. Viscosity of fluids in subduction zones [J]. *Science*, 2004, 303: 513-516.
- [53] GREEN D H, HIBBERSON W O, ROSENTHAL A, et al. Experimental study of the influence of water on melting and phase assemblages in the upper mantle [J]. *J Petrol*, 2014, 55: 2067-2096.
- [54] KESSEL R, PETTKE T, FUMAGALLI P. Melting of metasomatized peridotite at 4-6 GPa and up to 1200 °C: An experimental approach [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2015, 169: 37; doi:10.1007/s00410-015-1132-9.