

陆壳的生成: 与赞歧岩类的联系

Yoshiyuki Tatsumi

Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka 237-0061, Japan

E-mail: tatsumi@jamstec.go.jp

2007-08-15 收稿, 2007-12-26 接受

部分工作受日本创新科学研究工程基金(批准号: 19GS0211)资助

摘要 陆壳的平均成分为中性, 而某些典型岛弧岩浆岩也具中性的化学组成, 因而, 人们认为陆壳应产生于古老的会聚板块边界. 中性陆壳形成的一个可能机制是直接产生于上地幔的安山质熔体. 产于日本西南 Setouchi 火山岩带的赞歧岩类包括高镁安山岩(HMA), 是俯冲板片熔融及其后的熔体-地幔相互作用的结果. 该岩类形成于特殊构造环境(例如, 热的岩石圈俯冲进入异常热的上地幔), 这种环境可能在太古代时业已存在. 富水的高镁安山岩岩浆很可能在地壳内固结形成高镁安山质岩体, 然后这些岩体重熔产生了分异的赞歧岩类. 目前, 高镁安山岩岩浆的形成和分异可能正发生于 Izu-Bonin-Mariana (IBM)弧-沟系. 这是因为: (1) IBM 演化初始阶段以高镁安山岩岩浆作用为特征; (2) IBM 中地壳的波速 V_p 与总体陆壳的波速一致. 对具高镁安山质深成岩的 V_p 估计也支持了这一点, 但也不能排除英云闪长质岩在该岛弧中部地壳的存在. 因此, 陆壳的形成也有可能由幔源玄武质岩浆分异而产生.

关键词

高镁安山岩
赞歧岩类
玻安岩
板片熔融
陆壳

尽管陆壳只占固体地球物质总量的 0.4%, 它却是不相容元素的巨量地球化学储库, 例如, 它包含了地球上超过 40%的钾含量. 此外, 陆壳在去除早期地球大气圈和水圈中的 CO_2 方面发挥了重要作用, 并为地球生命的延续提供了场所. 因而陆壳在地球系统的演化中起到了关键作用. 然而, 对于陆壳如何形成这一命题仍有较大争论. 普遍认为, 总体陆壳的成分为中性, 类似英云闪长岩或安山岩 [1-3]. 安山质岩浆作用指示会聚板块边缘的构造背景, 因此, 基于总体陆壳这样的成分特征, 人们认为会聚板块边缘是陆壳形成的主要地点. 然而, 产生于现代弧-沟系的幔源岩浆绝大部分为镁铁质或玄武质. 这是陆壳起源研究者所面临的重大难题.

对于该难题有一个可能的解释, 即安山质岩浆可直接由地幔产生, 而不是玄武质岩浆分异的产物. 自从 Nicholls 和 Ringwood [4] 开拓性的文章之后, 实验研究再三表明, 俯冲的玄武质洋壳的部分熔融无论其后是否经历熔体-地幔相互作用, 都会生成“原生

的”安山质岩浆 [5-7]. 大部分陆壳形成于太古代, 那时的地幔温度可能较高; 该时期的板片熔融, 而不是像如今的板片脱水作用, 可能会产生以安山质为主的岩浆 [8-11]. Kelemen [10] 认为, 总体陆壳的成分不同于“正常”安山岩, 但与富镁安山岩类似, 并提出幔源富镁安山质岩浆可能是陆壳物源.

Shirey 和 Hanson [12] 首先在 Superior 省识别出一套成分类似于英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩 (TTG) 这一太古代新生陆壳主要组成的侵入和喷出岩. 因为这一组合具有特征的主量和微量元素丰度, 并富集 Mg, Cr 和 Ni, 且与日本西南 Setouchi 火山岩带被称为“赞歧岩”的高镁安山岩 (HMA) 类似, 这些岩石被称为“太古代赞歧岩类”. 高镁安山质赞歧岩类已被解释为幔源原生的安山质岩浆. 随后, 除 Superior 省之外, 太古代的赞歧岩类在其他晚太古代地体中也逐见报道. 例如, Baltic 地盾 [13], 南印度 [14] 以及 Pilbara 克拉通中部 [15]. 弄清赞歧岩类的起源及其与 TTG 岩套之间的成因联系将会为探讨陆壳的形成过程提供

关键信息.

“赞歧岩类”这个名词最早由Koto^[16]开始使用,指的是日本西南Shikoku(四国)东北Sanuki(汉语音译为“赞歧”)地区与“赞歧岩”岩浆同源的致密的火山岩。“赞歧岩”最早由Weinschenk^[17]定义为灰色和黑色的、有光泽、隐晶质和含似针状古铜辉石斑晶的致密状火山岩。然而,很难识别出赞歧岩和其他赞歧岩类之间的成因联系。因而,在实际应用中,可用“赞歧岩类”这个词来指那些黑色的、很少含斑晶的(通常斑晶含量少于10%)、斜长石呈无斑隐晶质的、典型出露于日本岛弧西南的致密状火山岩^[18,19]。如果接受这个术语,那么,赞歧岩类就不能包括深成侵入岩,因为赞歧岩类是在肉眼上和岩石学上被定义为火山岩,而不是依据其主要元素组成来划分。

为了探讨高镁安山岩岩浆在陆壳形成中的作用,本文对 Setouchi 火山岩带赞歧岩类的成因及其构造背景进行了回顾。同时,检验了高镁安山岩岩浆作用对现代岛弧地壳演化的贡献,因为这些岛弧被认为是新生陆壳形成的可能地点。

1 Setouchi 火山岩带——太古代岛弧的类似物?

在日本西南岛弧的弧前地区,例如在第四纪火山前缘和Nankai海槽之间,以松脂岩、含石榴英安岩之类的火山岩为特征,赞歧岩类只是零星产出于中新世中期,并形成了延伸约达 600 km 包含 5 个主火山群的Setouchi火山岩带(SVB)(图 1)。新近的K-Ar定年^[20~25]表明SVB岩浆作用的年龄为 (13.7 ± 1.0) Ma^[19]。几乎与该岩浆作用同时, (14.2 ± 0.8) Ma^[21,26]的长英质火山-侵入杂岩产生于日本西南岛弧的靠海沟一侧(图 1)。这两个岩浆岩带的排列均与弧-沟系平行(图 1),表明与板片俯冲有关。然而,与“正常”火山弧产出的火山岩组合及分布有明显不同,暗示了该俯冲的特殊性。下文将会评述该构造背景独特的产出条件。

1.1 浅位板片

日本西南岛弧的第四纪火山前缘位于俯冲板块表面约 100 km 之上^[27],形成于菲律宾海板块向欧亚板块之下的消减作用。尽管在火山前缘之下到俯冲岩石圈顶部的深度可从 72 km 到 173 km^[28],但绝大多数火山弧中部之下的深度却较为稳定(105~110 km^[29])。另一方面,日本西南岛弧中新世岩浆作用,例如SVB

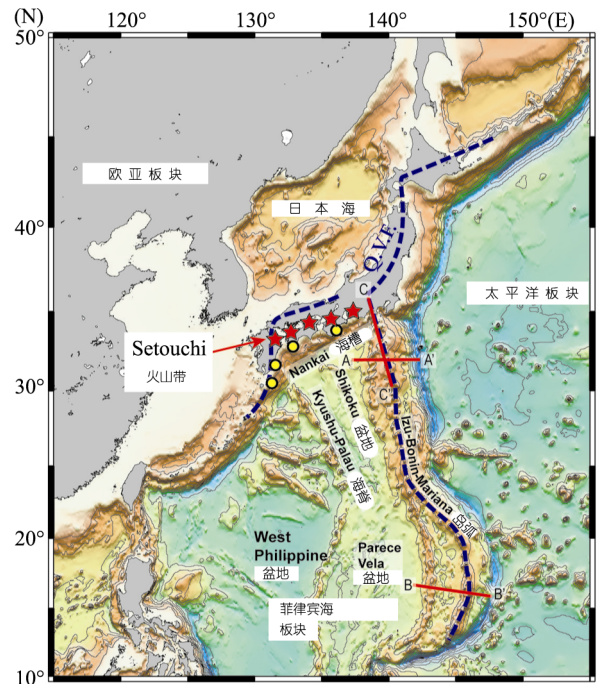


图 1

Setouchi 火山岩带(以五星表示)和近海沟的长英质火山-侵入杂岩(以圆圈表示),二者均形成于日本西南岛弧目前的弧前地区。Shikoku 盆地和日本海分别形成于日本西南岛弧的北边和南边。断线为第四纪火山岩前缘(QVF)。沿直线(A-A', B-B' 和 C-C')的地震地壳/地幔结构示于图 9

和长英质火山-侵入岩带,都分布于第四纪弧-沟系的前弧地区(图 1)。很有可能,中新世岩浆带的板片表面深度要比第四纪火山岩带的要浅得多(约比现在浅 30~50 km)。其原因有两方面。首先,充填海沟的沉积物增生于日本西南岛弧,形成了俯冲带杂岩,这意味着古 Nankai 海槽可能距离日本西南岛弧更近。其次,因为年龄较新,中新世日本西南的冲角度要比第四纪时期岛弧的浅(见下文)。

岩浆形成和火山之下板片顶部的深度之间的联系仍不清楚^[28,30]。一个可能的解释认为火山弧中部火山前缘和消减洋壳表面之间的正常深度(~110 km)可能与在该深度地幔楔底部绿泥石和角闪石脱水分解有关^[29,31,32]。尽管在弧前区下面含水流体也会进入到地幔楔,但地幔楔的温度还不足以高到产生部分熔融的条件。要使熔融产生并导致日本西南岛弧近海沟的岩浆作用,地幔楔及俯冲板片的温度必须异常地高。

1.2 弧后伸展和年轻板片

在日本西南岛弧绝大部分地区之下的俯冲板片是 Izu-Bonin-Mariana(IBM)岛弧之后的 Shikoku 弧后

盆地岩石圈(图 1). 在地磁异常和海底地形学资料 [33~35] 的基础上, 人们普遍认为Shikoku盆地的演化历史经历了如下几幕(图 2):

- (1) 约 30 Ma 以前, 出现 Kyushu-Palao 古岛弧的裂解;
- (2) 约 27 Ma 开始, 扩张继续, 紧接着洋壳以 10 cm/a 的速度向南增生;
- (3) 约 23~20 Ma, 扩张的方向和速率发生改变;
- (4) 约 15 Ma, 扩张终止, 形成了 Kinan 海山链.

Shikoku盆地洋壳的形成始于~27 Ma, 在SVB于 13~14 Ma活动时已有 14 Ma的历史. 如此年轻的(<14 Ma)岩石圈可能于中新世时期, 在日本西南岛弧之下产生了异常小角度的俯冲. 年轻且“热”的板块的俯冲可能引起了板片的熔融. 基于数字模拟, Furukawa和 Tatsumi [37] 认为SVB之下 40 km深处的板片表面温度比如今日本东北岛弧之下的要高 300 K以上, 因而使得消减沉积物和蚀变洋壳发生部分熔融.

通常情况下, 较老的大洋岩石圈因为其随时间逐渐变冷和密度变大, 可俯冲进入地幔. 像 Shikoku盆地岩石圈这样年轻且“热”的板块, 浮力大, 不容易被俯冲下去. 那么, 如此年轻的岩石圈向日本西南岛弧的俯冲是如何启动的呢?

1.3 弧后伸展, 岛弧裂片漂移和仰冲及高温地幔楔

位于日本西南和东北岛弧之后的日本海也是一个弧后盆地, 它形成于亚洲大陆东部边缘的裂解. 大

洋钻探计划 127 和 128 子项目成功获取了日本海的玄武质基底岩石 [38]. 对这些岩石的Ar-Ar定年, 和直接覆盖于玄武质基底之上的沉积物中的化石年龄工作一致, 表明日本海弧后盆地形成于 30~15 Ma [38,39]. 该弧后盆地的打开引起了日本岛弧与亚洲大陆的裂解, 并伴随日本西南和东北岛弧裂片在~15 Ma分别发生顺时针和逆时针的转动 [40](图 2). 接着, Shikoku盆地年轻且“热”的岩石圈遇到了正在转动并向南漂移的日本西南岛弧裂片. 因而, 可以合理地推断, 岛弧裂片仰冲到新生成的大洋岩石圈之上, 使得轻的板块俯冲到岛弧之下(图 2). 需要强调的是, Setouchi 和日本西南岛弧近海沟区域的岩浆作用都随着岛弧裂片的转动而近于同时发生.

导致弧后裂解的主要机制还存在争论, 它可能是“被动”产生于海沟后撤或“主动”形成于软流圈注入到地幔楔这一过程之中 [41]. 然而, 无论在何种情况下, 弧后盆地的形成都应该卷入了最终产生洋壳的软流圈物质的上涌, 使得上地幔温度高于不存在弧后盆地打开的正常俯冲体系. Tatsumi等人 [42] 在理论计算上证实了这一点. 例如, 他们认为在日本东北弧后盆地形成时 40 km深度处地幔的温度要比现在在高约 200 K.

1.4 类似太古代的热状态

为什么在 SVB 的岩浆作用不同于现代岛弧岩浆作用而产生赞歧岩类? 总的来说, 其可能的构造解释是: 异常高温的岩石圈俯冲进入到一个异常高温的上地幔中. 尽管对当代板块构造是否形成于太古

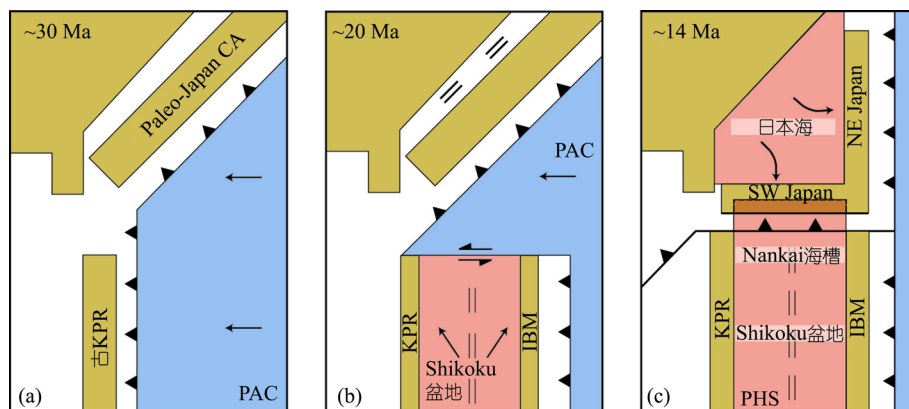


图 2 亚洲大陆东缘弧后-弧-海沟系自 30 Ma 以来的构造演化 [36]

日本海的弧后伸展使得日本西南岛弧裂片向南漂移, 结果导致弧裂片仰冲到新生的“热”的且浮力较大的 Shikoku 盆地岩石圈之上. 这些构造背景包括热的岩石圈俯冲进入热的上地幔, 引发了 Setouchi 特征的赞歧岩类岩浆作用, 可能与产生大量陆壳的太古代时期的地质背景类似. (a) 约在 30 Ma, 古 Kyushu-Palao 洋脊岛弧和古日本大陆弧的形成. (b) 约在 20 Ma, Shikoku 盆地扩张, 紧接着, IBM(Izu-Bonin-Mariana)岛弧从 KPR 向东漂移; 亚洲大陆边缘裂解. (c) 约在 14 Ma, 日本弧后盆地打开, 日本西南和东北岛弧裂片分别发生顺时针和逆时针旋转; 日本西南岛弧裂片向南漂移, 仰冲到了年轻且热的因而浮力较大的 Shikoku 盆地岩石圈之上

代或更晚些尚有争议 [43], 但这样的情况可能在太古代普遍存在, 因为那时上地幔的温度要比现今的高。因此, 在SVB产生的岩浆可认为是太古代岛弧岩浆作用的现代类似物。太古代地体中成分类似于赞歧岩的深成岩的广泛出露进一步证明了这一点 [12~15]。重要的是, 太古代是大陆形成的一个峰期 [44,45]。太古代陆壳岩和赞歧岩类在成分上的相似性表明, 绝大多数赞歧岩岩浆的成因都可与大陆地壳形成过程密切相关。

2 赞歧岩类的成因

SVB的赞歧岩类包含了具不同斑晶组合和化学组成的火山岩, 其中有普通辉石橄榄玄武岩、普通辉石橄榄安山岩、古铜辉石橄榄安山岩、紫苏辉石橄榄安山岩、角闪石橄榄安山岩、紫苏辉石安山岩、古铜辉石安山岩以及隐晶质安山岩。在这些岩石之中, 大部分含橄榄石的赞歧岩类可归为高镁安山岩(HMA), 这里定义为 $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1.0$ (FeO^* 为以 FeO 表示的全铁的富镁安山岩($\text{MgO} > 5 \text{ wt}\%$, $\text{wt}\%$ 为重量百分数, 下同)。这样定义的原因是具有该成分的熔体在如下3个假设的基础上与富镁地幔橄榄石相平衡: (1) Fe/Mg 交换的分配系数为 $[\text{Fe}/\text{Mg}]^{\text{Olivine}}/[\text{Fe}/\text{Mg}]^{\text{Melt}} = 0.3$ [46]; (2) 地幔橄榄石的 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) > 0.87$; (3) 岩浆中 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 0.9$ 。不属于高镁安山岩的赞

歧岩类以后专指分异的赞歧岩类。

2.1 赞歧岩类的地球化学特征

赞歧岩类的地球化学成分明显具钙碱性趋势(图3)。应当指出, 一些分异的赞歧岩类的成分与全地壳的一致。正如Shirey和Hanson [12]所指出的那样, Superior省的晚太古代岩石在总体上具有和赞歧岩类一致的主量元素特征, 只有 Na_2O 含量变化范围较大(图3)。

高镁安山质赞歧岩类并非是橄榄石堆晶形成, 这是因为, 一方面, 它们都很少含斑晶; 另一方面, 即使橄榄石斑晶存在, 它们的 Fe/Mg 比值也与寄主熔体的平衡 [18,19]。因而, 这些赞歧岩类的低 FeO^*/MgO 比值, 高 Ni ($>100 \mu\text{g}/\text{g}$)和 Cr ($>200 \mu\text{g}/\text{g}$)含量表明, 它们代表了上地幔起源的原生安山质熔体, 这与橄榄石中高 NiO ($> 0.4 \text{ wt}\%$)含量和铬铁矿包裹体中高 $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ 比值的矿物学数据相一致 [18,19]。

在已知的高镁安山岩露头中, 来自SVB, Bonin岛(玻安岩 [49])及西阿留申群岛(Aleutians) [50]的岩石已有大量研究。其中, Setouchi和阿留申群岛的高镁安山岩除 K_2O 以外, 其他主量元素组成都相似。然而, 与Setouchi和阿留申群岛的高镁安山岩 [19]相比, 玻安岩的 TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O 和 K_2O 含量较低, FeO^* 和

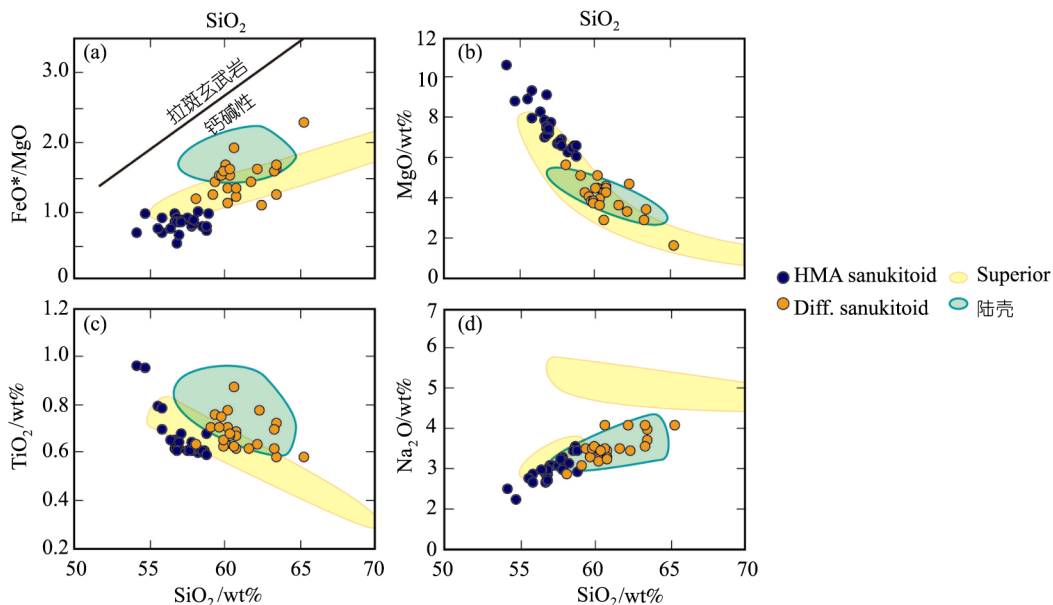


图3

Setouchi火山岩带高镁安山岩和分异赞歧岩类, Superior省赞歧岩类以及平均陆壳的主量元素特征 [24,47,48]。Setouchi赞歧岩类, 尤其是分异赞歧岩类, 其成分与陆壳的接近, 表明它们可能产生于相似的地质过程

MgO 的含量较高。

高镁安山岩的不相容元素配分型式具有俯冲带岩浆的特点, 例如, 不相容高场强元素(如 Nb 和 Ti) 相对亏损和活动的大离子亲石元素(如 Cs, Rb 和 K) 相对富集, 以及 Pb 呈正异常。Setouchi 高镁安山岩具有更高的不相容元素含量, 进一步区别于阿留申群岛和 Bonin 的高镁安山岩, 且其成分与总体陆壳相似(图 4)。与其高度富集的不相容元素特征一致的是, 高镁安山质赞歧岩也具有富集的 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素特征(图 5)。这些富集的特征的成因将在下文讨论。

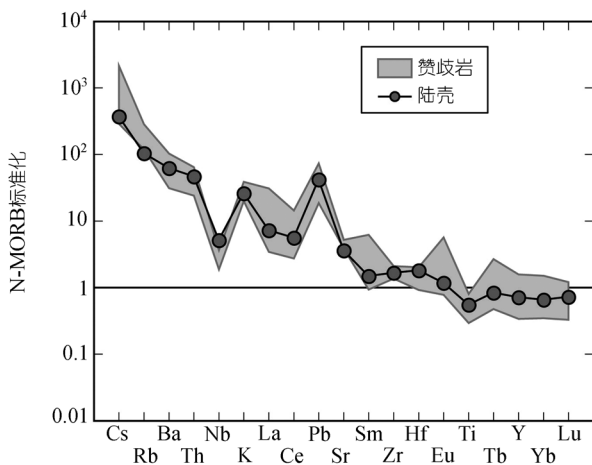


图 4

Setouchi 赞歧岩的不相容元素特征(数据自 Shimoda 等人 [48] 和 Tatsumi 等人 [24])。它们具有典型岛弧熔岩的 N-MORB 标准化特征, 与平均陆壳 [4] 的一致。这种成分的一致性表明在 Setouchi 有和陆壳岩浆作用一样的形成机制

因为埃达克岩具有比典型弧岩浆异常高的 Sr/Y 比值, 且在俯冲洋壳中 Y 在残留石榴石相中的选择性分异 [51], 埃达克岩被认为是代表了俯冲洋壳部分熔融的熔体 [52,53]。来自于 Setouchi 以及 Bonin 和阿留申岛的高镁安山岩不具埃达克质的特征。如果板片熔融参与了 Setouchi 高镁安山岩岩浆的形成, 那么俯冲板片应该在到石榴石稳定区域之前的深度就已发生熔融。

2.2 高镁安山质赞歧岩类的成因

() 高镁安山岩岩浆形成的 P-T-H₂O 条件

高镁安山质赞歧岩类的岩相学和化学特征表明, 它们代表了与上地幔橄榄岩平衡的近于原生的岩浆。实验岩石学研究也较好地证实, 富水橄榄岩在地幔压力下的部分熔融, 可以产生安山质而不是玄武质

的熔体 [54-56]。这些早期的研究成果得到了对含水橄榄岩部分熔体的直接分析的进一步证实 [57]。然而, 这些实验只提供了高镁安山岩岩浆产生的 P-T-H₂O 条件的有限信息。

为了更加定量地估计高镁安山岩岩浆的形成条件, 我们进行了包括“地幔相的多重饱和”分析的熔融实验。图 6(a) 展示了 Setouchi 高镁安山质赞歧岩类 SD-261 的熔融相关系 [58]。在 20 wt% H₂O 时, 即水过饱和的情况下, 压力小于 1.5 GPa 时橄榄石为液相, 并在更高的压力时为单斜辉石所取代。在 1.5 GPa 时, 斜方辉石, 橄榄石和单斜辉石同时出现在液相线上。这些液相线矿物组合与地幔橄榄岩中矿物相类似。因而, 高镁安山岩 SD-261 可以在水过饱和情况下, 在 1.5 GPa 和 ~1030 °C 与地幔二辉橄榄岩平衡。在水不饱和条件下, 该高镁安山岩也会与二辉橄榄岩的矿物相饱和(图 6(a))。因为 SVB 之下的莫霍面压力为 ~1.0 GPa, 幔源高镁安山岩岩浆的最低水含量应在约 8 wt%。

其他至少有两个高镁安山岩已经用地幔相多重饱和实验检验过, 一个是来自 SVB 的 TGI [59], 另一个是来自 Bonin 群岛的 CH414 [47]。随着温度或熔体分馏程度的增加, 从二辉橄榄岩, 经方辉橄榄岩, 到纯橄榄岩的橄榄岩重熔过程中, 残留矿物集合体也在发生改变。对上述两个高镁安山岩的实验研究结果表明, 这些样品的形成温度可比高镁安山岩 SD-261 的还要高, 熔融残留为方辉橄榄质的矿物(图 6(b))。这与 TGI 和 CH414 相对 SD-261 较低的 FeO*/MgO 一致。这些实验结果可能暗示了一个极为简单的高镁安山岩岩浆的形成机制, 即来自俯冲岩石圈的足量的 H₂O 加入到上覆地幔楔中, 导致其发生含水部分熔融这样一个过程 [60,61]。然而, 实验结果仅仅只对高镁安山岩熔体和地幔橄榄岩最终平衡的条件进行了制约, 而并不必然表明上述简单的机制的存在。

() 高镁安山岩岩浆产出机制的地球化学制约: 板片熔融还是脱水熔融?

H₂O 和熔体, 更准确地说是富硅的含水流体或富 H₂O 的硅酸盐熔体, 是来自于俯冲板片的交代的主要介质, 它们携带了板片成分进入到地幔楔中并促使了岛弧岩浆的地幔熔融。根据 Tatsumi 和 Hanyu [36] 的地球化学脱水公式、部分熔融和熔体-固体反应, 上述两种可能的交代介质在高镁安山岩岩浆形成中的作用已得到定量检验。他们的模拟基于

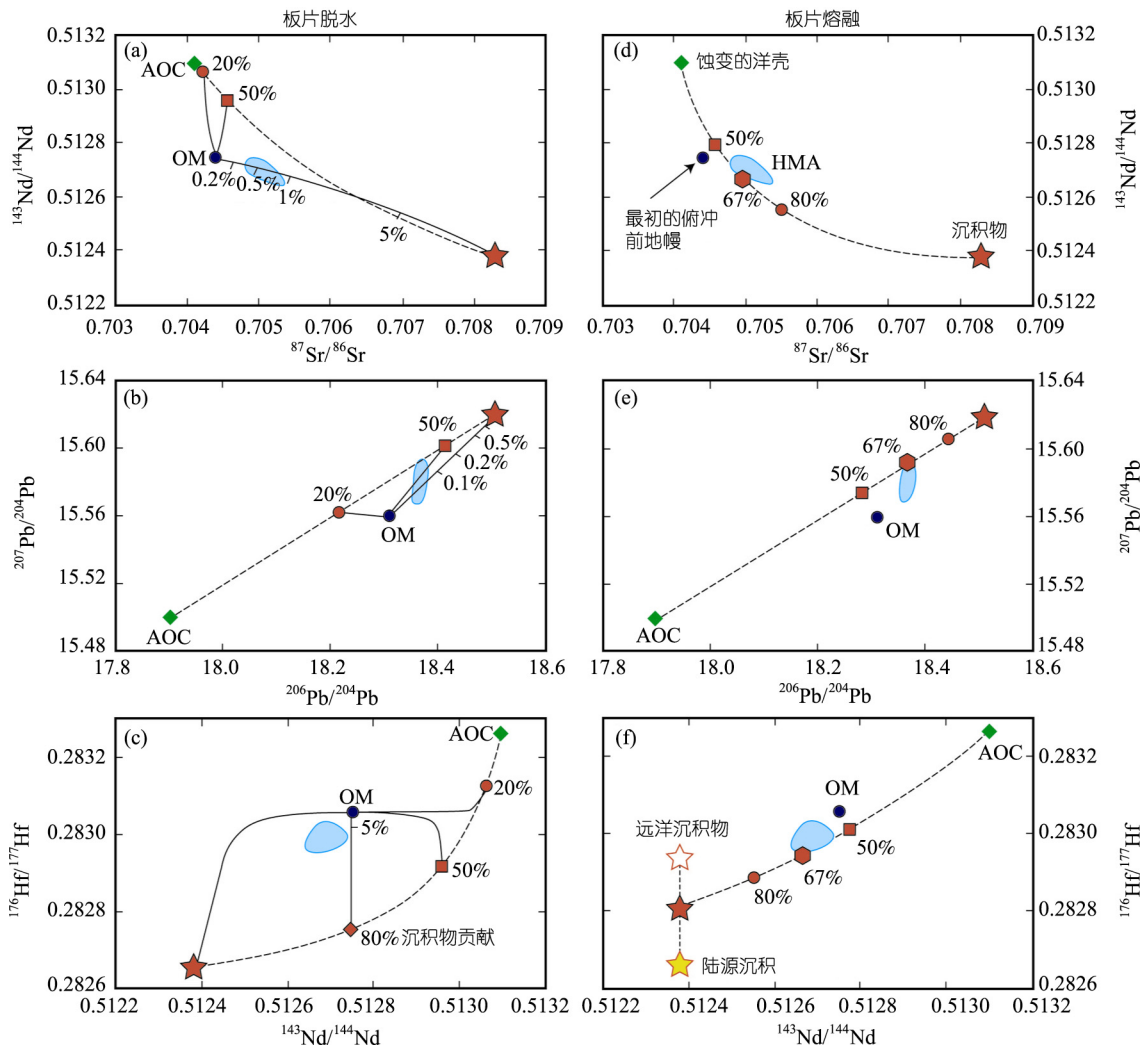


图5 Setouchi高镁安山岩(以蓝色表示)的Sr-Nd-Pb-Hf同位素特征和高镁安山岩通过板片脱水((a)~(c))和板片熔融((d)~(f))模拟的地球化学结果(据Tatsumi和Hanyu^[36])

通过板片脱水的元素迁移不能定量解释高镁安山岩的同位素组成。相反,俯冲蚀变洋壳(AOC)和沉积物(沉积物的贡献用数字表示)可产生与Setouchi高镁安山岩类似的同位素组成

Shikoku盆地俯冲沉积物和蚀变洋壳的成分^[48,62,63]、源自实验/理论的固体-流体和固体-熔体分配系数^[36,64,65],以及对SVB玄武岩成分所做的最少交代的岩浆源区成分的估计。

结果表明,与平均陆壳相似的高镁安山质赞歧岩的不相容微量元素特征可分别由引起交代地幔部分熔融的板片-流体或者通过熔体-地幔相互作用产生的板片-熔体的注入而产生。同位素模拟能否识别出产生高镁安山质赞歧岩岩浆的可能机制?

用不同的比例将沉积物加入到板片-流体形成过程中,对板片脱水模型得出的同位素混合的计算结

果示于图5(a)~(c)。将0.5%~1%的源自沉积物的含水流体加入到俯冲前最初的地幔中,可定量产生高镁安山质赞歧岩的Sr和Nd同位素组成(图5(a))。然而,过于少量的源自沉积物流体(<0.1%)已足以对高镁安山质赞歧岩的Pb同位素组成进行定量模拟(图5(b))。此外,若要产出Setouchi高镁安山岩的Hf同位素组成,需有较高比例(~20%)的蚀变洋壳加入(图5(c)),与其他同位素的模拟结果相一致。因而,模拟工作表明,尽管包括板片脱水和相关元素迁移的机制可产生高镁安山质赞歧岩类的主量、微量元素特征,但却不能同时产生其Sr, Nd, Pb和Hf同位素特征。

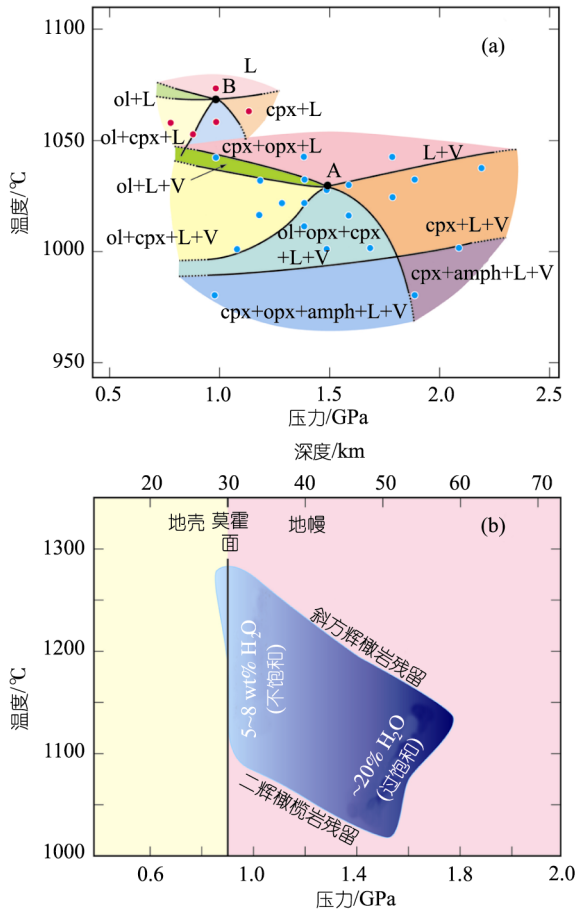


图 6

(a) 高镁安山质赞歧岩类SD-261在水过饱和(~20% H₂O; 以蓝色点表示)和水不饱和(~7% H₂O; 以红色点表示)条件下的熔融相关关系 [58]。在这些条件下, 橄榄石、斜方辉石和单斜辉石在液相线上多相饱和(A和B)。L, 液相; V, 气相。(b) 高镁安山岩岩浆和地幔橄榄岩之间平衡的P-T-H₂O条件 [47,58,59]

对板片熔融的同位素模拟结果(图 5(d)~(f))表明, 在板片起源的部分熔体中, 需要加入俯冲的蚀变洋壳(AOC)成分以及俯冲沉积物(沉积物的比例在60%~70%), 才可产生高镁安山质赞歧岩类的Sr-Nd-Pb同位素特征(图 5(d), (e)). 基于¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf组成的模拟进一步表明, 消减的远洋沉积物的卷入可产生与陆壳沉积物相似的Sr-Nd-Pb同位素成分, 但¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf比值却比大陆沉积物的高(图 5(f)). 因而, 可以总结得出, 消减的蚀变洋壳和陆源/远洋沉积物(相对比例在1:2)的部分熔融和其后的熔体-地幔相互作用(残留熔体相对板片-熔体初始量的分馏在1.08, 同化混染和结晶增量的比例在1.137 [36])均须一起解释高镁安山质赞歧岩类的Sr-Nd-Pb-Hf和主量/微量元素组成。

素组成。

因此, 高镁安山质赞歧岩类形成的地球化学模拟支持了包含俯冲的沉积物和蚀变洋壳的部分熔融及其后富水板片-熔体和上覆地幔楔橄榄岩相互作用的这样一种机制。应该强调的是, 源自板片的熔体最终通过熔体-地幔相互作用而与橄榄岩在多重饱和和实验所表明的P-T-H₂O环境下最终平衡。上述过程 [36,66]的主量、微量元素模拟表明, 在最终的熔体中有~5 wt% H₂O, 与实验的结果相一致(图 6)。尽管板片熔融不太可能出现在较老且冷的岩石圈向下俯冲的现代俯冲带, 但它却可能发生在SVB, 因为Shikoku盆地年轻且“热”的岩石圈俯冲到岛弧之下 [36,37]。

2.3 分异赞歧岩类的成因

SVB的高镁安山岩在时空上与更分异的赞歧岩密切共生, 后者的主量元素成分类似于平均陆壳, 经常出现分异的赞歧岩类在一起构成复合的岩流或岩墙。在单个的岩流或岩墙内, 实际矿物成分和化学组成系统地变化。因而, 这种复合熔岩有可能对赞歧岩类岩浆的分异过程以及陆壳的形成提供重要制约。

最壮观的赞歧岩类复合岩流是 Shodo-Shima 岛的 Oto-Zan 熔岩流, 它厚达 100 m 以上, 从下到上, 底部为普通辉石-橄榄石高镁安山岩在, 然后是橄榄石-普通辉石-斜方辉石安山质赞歧岩类, 再到顶部的普通辉石-斜方辉石安山质赞歧岩类(图 7)。元素含量也随着斑晶组合的变化而变化, 但是 Sr-Nd-Pb 同位素组成在整个岩套内保持稳定(图 7)。

在 0.3 GPa, 含水量 0.7~2.1 wt%, 亦即水不饱和的条件下, 对Oto-Zan高镁安山岩开展熔融实验 [67], 结果对高镁安山岩岩浆给出了一条同源液体成分演化线(图 8), 并不与Oto-Zan赞歧岩类的成分趋势线相吻合。因而表明了单一的结晶分异并不能产生这些岩浆。

对相对分异的赞歧岩类的一个重要观察是 Oto-Zan复合岩流的上部在岩相学特征上并不平衡。例如, 在单个的标本中, 可同时看到辉石斑晶的正环带和反环带。对这种现象的一个可能的解释是, 两个具有不同成分和温度的岩浆发生了混合。整个岩流中稳定的同位素组成意味着相混合的镁铁质和长英质端元可能是同源岩浆。这些观察与实验确定的同源液体演化线以及观察到的成分趋势在一起。Tatsumi等人 [67]提出, Oto-Zan分异的赞歧岩类岩浆是高镁赞歧岩类熔体和其分异产物混合的产物(图 8)。但这会面

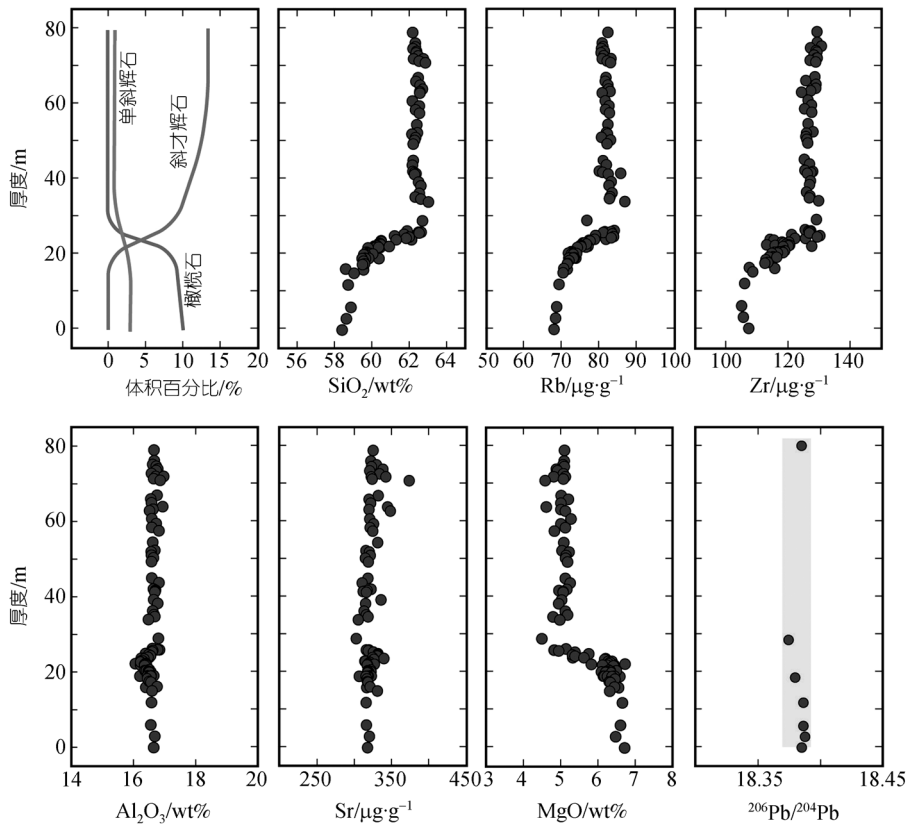


图7 Oto-Zan复合熔岩流实际矿物和化学成分的变化随距底部的厚度的变化^[67]
熔岩流包括了底部的高镁安山岩和中部分异的赞歧岩类以及单个熔岩流的上部

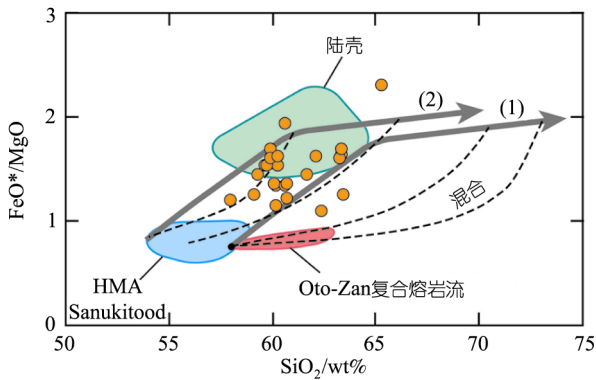


图8 Setouchi火山岩带中高镁安山岩和分异的赞歧岩类(分别为蓝色和橙色)以及Oto-Zan复合熔岩流和陆壳的成分来自熔融实验^[62]的两条同源液体成分演化线分别以线(1)和(2)表示。由固结的高镁安山岩的重熔产生高镁安山岩和固结岩体中中长英质岩浆的混合,可较好地解释分异赞歧岩类的岩相学和成分特征

面临一个困境。尽管高镁安山质赞歧岩类岩浆应该在它们与地幔橄榄岩平衡时含有5~8 wt% H₂O,但包括Oto-Zan复合熔岩流在内的赞歧岩类只含有非常少量

的H₂O,且斑晶很少出现。为了解决这个问题,并对上述岩浆混合过程给出一个解释,我们提出了一个高镁安山质赞歧岩类岩浆侵位、分异和混合的可能过程:

- (1) 地壳内含水的高镁安山岩岩浆广泛结晶,形成了高镁安山岩岩体,并释放了岩浆体系中的水。
- (2) 高镁安山岩岩体内的空隙中仍然有流纹质熔体存在,在受到底部高温玄武岩浆加热的情况下,高镁安山岩岩体的底部形成了贫水的高镁安山岩岩浆。
- (3) 在岩浆上升过程中,第二次产生的高镁安山岩岩浆带走了上覆岩体空隙中的流纹质熔体,使得在岩浆中发生不同程度的“自混合”,形成了条带状的岩浆储库,构成了更长英质的岩浆上升。
- (4) 更富镁铁质的岩浆更大强度地上涌,黏性的岩浆通过不断扩大的火山口而减少,最终使得复合岩流侵位。

SVB中的分异的赞歧岩类和Oto-Zan的赞歧岩类大体具有相同的岩相学特征,例如结构致密、贫斑

晶、近乎干的、并含有不平衡的斑晶。这些分异的赞歧岩类的化学组成也可合理地解释为重熔的高镁安山岩岩浆和高镁安山岩体内分异的残留熔体之间的自混合的产物(图8)。如果我们接受具有相似成分的岩浆产生于相似的过程的假设,那么,成分与分异的赞歧岩类相近的总体陆壳可能也是由高镁安山岩岩浆通过自混合过程而形成。相反,因为推断出来的同源液体演化线穿过了全地壳的组成范围(图8),陆壳也有可能是由高镁安山岩岩浆简单的分馏而产生^[10,12]。

3 Izu-Bonin-Mariana 岛弧——一个现代陆壳形成的位置?

前文我们回顾了SVB赞歧岩类的成因及其与陆壳形成之间的可能联系。在这里,通过研究Izu-Bonin-Mariana (IBM)岛弧的地壳结构,我们来检验一下高镁安山岩在产生中性陆壳过程中扮演了重要角色的这种机制。该岛弧是一个向日本南部延伸2800 km的洋内弧(图1)。选择IBM作为研究目标有两个原因。首先,高镁安山岩(玻安岩)是IBM演化(~50 Ma)初始阶段主要的岩石类型,表明玻安质岩石作为深部地壳的一个主要岩石类型的可能性是存在的。其次,IBM是一个中地壳发育较好的岛弧,该区中地壳波速 $V_p = 6.0\sim 6.3$ km/s,与平均陆壳的 V_p ^[1]相一致,因而,可能有着与平均陆壳相似的组成。

3.1 IBM 的地震结构

横穿岛弧的宽角度的OBS实验在 $32^{\circ}15'N$ 展开^[68,69],结果表明,~20 km厚的弧地壳由4层构成(图1, 9)。上层($V_p = 1.5\sim 5.8$ km/s)包括沉积物和中地壳层($V_p = 6.0\sim 6.5$ km/s)之上的火山岩。下层地壳又分为上层($V_p = 6.8\sim 6.9$ km/s)和下层($V_p = 7.1\sim 7.3$ km/s)两部分。10年前发现的IBM地壳较为粗略的层状构造得到了横穿Mariana岛弧高精度地震调查的证实^[70](图1, 9)。该调查也指出,上地幔顶端的地震速度较低($V_p = 7.6\sim 7.7$ km/s),明显慢于正常上地幔的顶端($V_p = 8.0$ km/s)。在IBM弧北部和中部之下沿着岛弧走向,该地壳结构已得到证实^[71](图1, 9)。该特征的中地壳层在Tonga(汤加)^[72]和Kurile(千岛群岛)^[73]岛弧等其他地区也有发现。

波速为 $6.0\sim 6.5$ km/s的中地壳层尤为重要,因为该速度对应于大范围的中性深成岩,且与陆壳的波速($V_p = 6.4$ km/s^[1])非常接近。弧熔岩中的深成捕虏

体^[74]也证实,IBM中地壳的岩石类型从长英质到中性。此外,Kyushu-Palau Ridge (KPR)作为受Shikoku-Parece Vela盆弧后裂解而分离的古IBM弧的残留,在该区和IBM地区的断层崖都采集到了英云闪长岩的露头^[75]。横穿KPR弧的地震研究证明了类似于活动的IBM岛弧的速度结构,包含了 6 km/s的中地壳层和一个厚的高速下地壳(日本大陆架工程,未发表数据)。观察到的IBM和KPR的结构和深成岩上的相似性表明,中性中地壳的形成可能于Shikoku盆地~25 Ma打开时早已开始,且早于IBM岛弧系的演化。

3.2 IBM 中地壳的地震速度估计

正如我们在2.3节所强调的,幔源富水高镁安山岩岩浆在地壳内广泛结晶,产生了高镁安山质岩体。因此,可以合理推想这种特征的IBM中地壳是在IBM岛弧演化初始阶段,由玻安质岩浆固结形成的高镁安山岩岩体组成。为了检验该设想,成分与Setouchi高镁赞歧岩类SD-261和玻安岩CH414一致的高镁安山岩岩体的地震速度(V_p)结构可通过下述几条来估计:

(1) 假定原生的高镁安山岩岩浆有 5 wt% H_2O ,这是根据熔融实验推算出来的幔源原生高镁安山岩岩浆的最低水含量;

(2) 在理想的中地壳环境下(即深度 10 km,温度 500 °C),亚固相线矿物集合体可用Perple_X^[76]的最低自由能算法来模拟;

(3) 然后,根据Hacker等人^[77]的方法,可计算出由推算的矿物集合体组成的高镁安山岩中地壳的 V_p 。

推算出的高镁安山质岩体的矿物集合体和 V_p 列于表1。尽管玻安质深成岩的 V_p (6.7 km/s)比观察到的值要高,但计算出的 V_p 大体上既接近IBM中地壳观察到的 V_p ,也靠近陆壳的平均 V_p 值。这表明,高镁安山岩岩体很可能是形成中地壳的岩石类型。另一方面,英云闪长岩常见于IBM洋底,或以IBM熔岩中捕虏体形式出现,其中地壳的温压条件下的 V_p 值由Kitamura等人^[78]进行计算,为 $V_p = 6.3\sim 6.6$ km/s,也与我们所观察到的中地壳层 V_p 一致。因而,这表明,不能简单地根据地震速度数据来确定IBM中地壳的岩石类型。最近,Takahashi等人^[70]和Tatsumi等人^[79]通过岩石学模拟检验了IBM弧地壳和弧下地幔云闪长质的中地壳模型更为可能,这是因为:(1)英云闪长质岩石已在IBM地区常被采到;(2)而玻安质

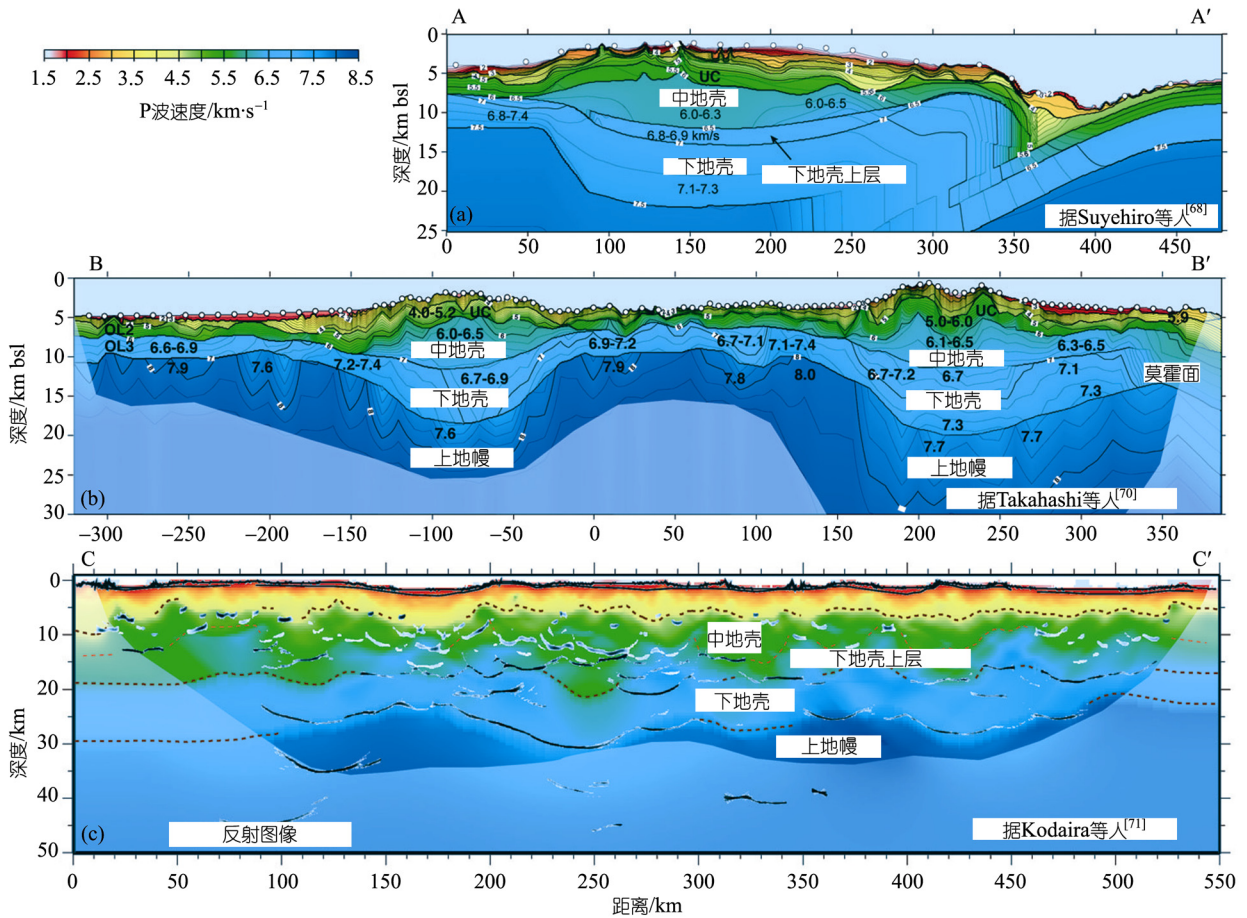


图9 两个横穿岛弧区域(图1中的A-A'和B-B')和一个平行岛弧走向区域(图1中的C-C')的地壳和上地幔地震结构^[68-71]
IBM岛弧以 V_p 为6.0~6.5 km/s的中地壳层的出现为特征, 该值与平均陆壳^[4]的接近

岩浆作用在IBM岛弧演化的早期非常少见。然而, 这一推测需要得到对中地壳层直接采样的支持, 这样的演化, 认为英云闪长质中地壳模型可以很好地解释该岛弧的地震速度结构。目前, 全球联合大洋钻探计划(IODP, <http://www.iodp.org>)正在对中地壳岩石直接采样, 来检验该假说。

4 讨论和结论

包括高镁安山岩在内的 Setouchi 赞歧岩类在岩相学上非常特征, 它们少斑晶(斑晶总量通常<10%), 斜长石为隐晶质, 结构致密, 是由板片熔融、熔体-地幔相互作用、壳内固化、高镁安山岩岩体重熔、以及长英质和中性成分的熔体混合等一系列复杂过程结合在一起的产物。年轻且“热”的 Shikoku 板片, 当俯冲进入异常热的上地幔时, 其洋壳和上覆沉积物

一起发生熔融产生了高镁安山质岩浆。该岩浆与地幔楔相互作用导致了 SVB 赞歧岩。这与通常的俯冲带脱水和地幔楔熔融的概念不同。这一异常热的俯冲带环境当今少有, 但推测太古代时非常重要。分异赞歧岩类和总体陆壳之间成分的相似性表明热俯冲带环境和高镁安山质岩浆作用在陆壳形成中起了重要作用。

在岛弧演化的早期, 产生高镁安山质岩浆作用的 IBM 地区可能是现代陆壳产生的位置, 这里巨量中地壳的 V_p 与平均陆壳的相接近。这种特征的 V_p 可用高镁安山质或英云闪长质岩体的侵位来解释。英才能有效识别陆壳形成的机制。

如果我们同意由板片熔融产生的高镁安山质赞歧岩类岩浆的形成和分异是早期陆壳形成的有效机制, 那么, 消减岩石圈中的熔融残留应保留在深部地

表1 高镁安山岩的 V_p 计算结果^{a)}

	玻安岩	赞歧岩类
SiO ₂ /wt%	55.2	54.8
Al ₂ O ₃ /wt%	10.6	15.2
FeO*/wt%	8.4	6.1
MgO/wt%	11.8	7.1
CaO/wt%	7.4	6.9
Na ₂ O/wt%	1.6	2.8
K ₂ O/wt%	0.0	2.2
H ₂ O/wt%	5.0	5.0
合计	100.0	100.0
压力/GPa	0.33	0.33
温度/	500	500
石英/vol%	28.7	21.2
斜长岩/vol%	0.6	15.2
钾长石/vol%	0.0	5.9
普通角闪石/vol%	53.5	45.0
金云母/vol%	0.0	5.9
白云母/vol%	0.0	6.8
斜绿泥石/vol%	17.2	0.0
合计	100.0	100.0
$V_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	6.67	6.33
$V_s/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	3.99	3.68

a) vol%示体积百分比

幔的某处,且能形成一个特征的深部地幔地球化学储库.对该熔融残留的同位素特征的化学模拟^[80]表明,板片残留的同位素特征并不与任何已知的深部地幔地球化学储库相吻合,例如EMI, EMII或者

HIMU等那些用来解释洋岛玄武岩成分变化的地幔端元.为了更好地弄清高镁安山岩岩浆作用在陆壳形成中的作用,需要进一步研究太古代高镁安山岩的起源以及重循环地壳物质的地球化学特征.

致谢 感谢 Alex Nichols, Rob Stern, Tim Elliott, Terry Plank 和 Yaoling Niu 对初稿提出的建设性意见. Miki Fukuda 绘制了本文的图件,对稿件做了一些准备工作;中文稿由王孝磊翻译,牛耀龄校对,在此一并致以谢意.

参考文献

- Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J Geophys Res*, 1995, 100: 9761—9788 [\[DOI\]](#)
- Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 1995, 33: 267—309 [\[DOI\]](#)
- Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev Geophys*, 1995, 33: 241—265 [\[DOI\]](#)
- Nicholls I A, Ringwood A E. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island arc environment. *J Geol*, 1973, 81: 285—300
- Sekine T, Wyllie P J. Phase relationships in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contrib Mineral Petrol*, 1982, 79: 368—374 [\[DOI\]](#)
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res*, 1991, 51: 1—25 [\[DOI\]](#)
- Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time. *Contrib Mineral Petrol*, 1994, 115: 369—383 [\[DOI\]](#)
- Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 1986, 14: 753—756 [\[DOI\]](#)
- Drummond M S, Defant M J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J Geophys Res B-Solid Earth Planet*, 1990, 95: 21503—21521 [\[DOI\]](#)
- Kelemen P B. Genesis of high Mg andesites and the continental crust. *Contrib Mineral Petrol*, 1995, 120: 1—19

- 11 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 2003, 425: 605—609 [\[DOI\]](#)
- 12 Shirey S B, Hanson G N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, 1984, 310: 222—224 [\[DOI\]](#)
- 13 Samsonov A V, Bogina M M, Bibikova E V, et al. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*, 2005, 79: 83—106 [\[DOI\]](#)
- 14 Moyen J F, Martin H, Jayananda M, et al. Late Archaean granites: A typology based on the Dharwar Craton, India. *Precambrian Res*, 2003, 127: 103—123 [\[DOI\]](#)
- 15 Smithies R H, Champion D C. Late Archaean felsic alkaline igneous rocks in the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia: A result of lower crustal delamination? *J Geol Soc London*, 1999, 156: 561—576 [\[DOI\]](#)
- 16 Koto B. On the volcanoes of Japan (V). *J Geol Soc Tokyo*, 1916, 23: 95—127
- 17 Weinschenk E. Beiträge zur Petrographie Japans. *Neues Jahrb Min Geol Paläont*, 1891, 7: 133—151
- 18 Tatsumi Y, Ishizaka K. Existence of andesitic primary magma: An example from Southwest Japan. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 53: 124—130 [\[DOI\]](#)
- 19 Tatsumi Y. High-Mg andesites in the Setouchi Volcanic Belt, Southwestern Japan: Analogy to archaean magmatism and continental crust formation? *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2006, 34: 467—499 [\[DOI\]](#)
- 20 Uto K, Anno K, Sudo M, et al. K-Ar ages for the Middle Miocene Muro volcanic rock, Southwest Japan. *Bull Volcanol Soc Jpn*, 1996, 41: 257—261
- 21 Sumii T. K-Ar ages of the Miocene Setouchi-volcanic rocks in the western Setouchi Island Sea region, Southwest Japan. *J Geol Soc Jpn*, 2000, 106: 609—619
- 22 Shinjoe H, Sumii T. Catalog of the Middle Miocene igneous rocks in the forearc region of the Southwest Japan (2): Shikoku district. *Memoir Human Nat Sci*, Tokyo Keizai Univ, 2001, 112: 51—91
- 23 Tatsumi Y, Ishikawa N, Anno K, et al. Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan Arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys J Int*, 2001, 144: 625—631 [\[DOI\]](#)
- 24 Tatsumi Y, Shukuno H, Sato K, et al. The petrology and geochemistry of high-Mg andesites at the Western Tip of the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *J Petrol*, 2003, 44: 1561—1578 [\[DOI\]](#)
- 25 Sugihara T, Fujimaki H. K-Ar ages for the Setouchi volcanic rocks in Shitara district, central Japan. *Jpn Mag Mineral Petrol Sci*, 2002, 31: 15—24
- 26 Shibata K. Contemporaneity of Tertiary granites in the outer zone of Southwest Japan. *Bull Geol Surv Japan*, 1978, 29: 51—54
- 27 Nakanishi I. Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan. *Tectonophysics*, 1980, 69: 1—35 [\[DOI\]](#)
- 28 Syracuse E M, Abers G A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem Geophys Geosyst*, 2006, 7: Q05017, doi:10.1029/2005GC001045 [\[DOI\]](#)
- 29 Tatsumi Y, Eggins S. *Subduction Zone Magmatism*. Boston: Blackwell Science, 1995
- 30 England P, Engdahl R, Thatcher W. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys J Int*, 2004, 156: 377—408 [\[DOI\]](#)
- 31 Tatsumi Y. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys Res Lett*, 1986, 13: 717—720 [\[DOI\]](#)
- 32 Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J Geophys Res*, 1989, 94: 4697—4707 [\[DOI\]](#)
- 33 Okino K, Shimakawa Y, Nagaoka S. Evolution of the Shikoku Basin. *J Geomag Geoelect*, 1994, 46: 463—479
- 34 Okino K, Kasuga S, Ohara Y. A new scenario of the Parece Vela Basin genesis. *Mar Geophys Res*, 1998, 20: 21—40 [\[DOI\]](#)
- 35 Okino K, Ohara Y, Kasuga S, et al. The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 2287—2290 [\[DOI\]](#)
- 36 Tatsumi Y, Hanyu T. Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Towards a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4: 1081, doi: 10.1029/2003GC000530 [\[DOI\]](#)
- 37 Furukawa Y, Tatsumi Y. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: Unusual magmatism in SW Japan at 13—15 Ma. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 2271—2274 [\[DOI\]](#)
- 38 Tamaki K. Ocean Drilling Program and back-arc basin tectonics: Tyrrhenian Sea, Sulu/Celebes seas, Sumisu Rift, Japan Sea and Lau Basin. *International Geological Congress, Abstracts-Congress*, 1992. 20
- 39 Tamaki K. Opening tectonics of the Japan Sea. In: Taylor B, ed. *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. New York: Plenum Press, 1995. 407—420
- 40 Otofujii Y-i, Matsuda T, Nohda S. Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan-rifting Process of the Japan Arc. *Earth Planet Sci Lett*, 1985, 75: 267—277 [\[DOI\]](#)
- 41 Tatsumi Y, Otofujii Y-i, Matsuda T, et al. Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 1989, 166: 317—329 [\[DOI\]](#)
- 42 Tatsumi Y, Furukawa Y, Yamashita S. Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the NE Japan arc: . Contribution from experimental petrology. *J Geophys Res*, 1994, 99: 22275—22283 [\[DOI\]](#)
- 43 Stern R J. 板块构造启动的时间和机制. *科学通报*, 2007, 52(5): 489—501
- 44 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985
- 45 McCulloch M T, Bennett V C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 59: 4717—4738 [\[DOI\]](#)
- 46 Roeder P L, Emslie R F. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol*, 1970, 29: 275—289
- 47 Umino S, Kushiro I. Experimental studies on boninite petrogenesis. In: Crawford A J, ed. *Boninites*. London: Unwin Hyman 1989. 89—111
- 48 Shimoda G, Tatsumi Y, Nohda S, et al. Setouchi high-Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducting sediments.

- Earth Planet Sci Lett, 1998, 160: 479—492 [\[DOI\]](#)
- 49 Kikuchi Y. On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. *J Coll Sci Imp Univ Jpn*, 1889, 3: 67—89
- 50 Yagodinski G M, Volynets O N, Koloskov A V, et al. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians. *J Petrol*, 1994, 35: 163—204
- 51 Castillo P R. 埃达克岩成因回顾. *科学通报*, 2006, 51(6): 617—627
- 52 Kay R W. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific Ocean crust. *J Volcanol Geotherm Res*, 1978, 4: 117—132
- 53 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662—665 [\[DOI\]](#)
- 54 O'Hara M J. Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J Geol*, 1965, 1: 19—40
- 55 Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am J Sci*, 1969, 267-A: 269—294
- 56 Mysen B O, Boettcher A L. Melting of a hydrous mantle: , Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J Petrol*, 1975, 16: 520—548
- 57 Hirose K. Melting experiments on herzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, 1997, 25: 42—44 [\[DOI\]](#)
- 58 Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan: , Melting phase relations at high pressures. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 60: 305—317 [\[DOI\]](#)
- 59 Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 54: 357—365 [\[DOI\]](#)
- 60 Crawford A J, Falloon T J, Green D H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A J, ed. *Boninites and Related Rocks*. London: Unwin Hyman 1989. 1—49
- 61 Tatsumi Y, Maruyama S. Boninites and high-Mg andesites: Tectonics and petrogenesis. In: Crawford A J, ed. *Boninites*. London: Unwin Hyman, 1989. 50—71
- 62 Wood D, Joron J L, Marsh N G, et al. Major and trace element variations in basalts from the north Philippine Sea drilled during DSDP Leg 58: A comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges. In: Klein G, Kobayashi K, eds. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office 58, 1979. 873—894
- 63 Hickey-Vargas R. Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes. *J Geophys Res*, 1998, 103: 20963—20980 [\[DOI\]](#)
- 64 Kogiso T, Tatsumi Y, Shimoda G, et al. High- μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J Geophys Res B-Solid Earth Planets*, 1997, 102: 8085—8103 [\[DOI\]](#)
- 65 Aizawa Y, Tatsumi Y, Yamada H. Element transport during dehydration of subducting sediments: Implication for arc and ocean island magmatism. *Island Arc*, 1999, 8: 38—46 [\[DOI\]](#)
- 66 Tatsumi Y. Geochemical modeling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt-mantle interaction: Generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. *Geology*, 2001, 29: 323—326 [\[DOI\]](#)
- 67 Tatsumi Y, Kawabata H, Sato K, et al. The petrology and geochemistry of Oto-Zan composite lava flow on Shodo-Shima Island, SW Japan: Remelting of a solidified high-Mg andesite magma. *J Petrol*, 2006, 47: 595—629 [\[DOI\]](#)
- 68 Suyehiro K, Takahashi N, Arie Y, et al. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, 1996, 272: 390—392 [\[DOI\]](#)
- 69 Takahashi N, Suyehiro K, Shinohara M. Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc. *Island Arc*, 1998, 7: 383—394 [\[DOI\]](#)
- 70 Takahashi N, Kodaira S, Klemperer L S, et al. Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc. *Geology*, 2007, 35: 203—206 [\[DOI\]](#)
- 71 Kodaira S, Sato T, Takahashi N, et al. Seismological evidence for variable growth of crust along the Izu intraoceanic arc. *J Geophys Res*, 2007, 112, B05104, doi: 10.1029/2006JB004593
- 72 Crawford W C, Hildebrand J A, Dorman L M, et al. Tonga Ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2195, doi: 10.1029/2001JB001435
- 73 Nakanishi A, Kurashimo E, Tatsumi Y, et al. Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc deduced from seismic velocity and geochemical structure. *Tectonophysics*, 2008, in press
- 74 Sakamoto I, Hirata D, Fujioka K. Description of basement rocks from the Izu-Bonin arc. *Res Rep Kanagawa Prefect Museum*, 1999, 9: 21—39
- 75 Haraguchi S, Ishii T, Kimura J-I, et al. Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini Seamount, northern Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust. *Contrib Mineral Petrol*, 2003, 145: 151—168
- 76 Connolly J A D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 236: 524—541 [\[DOI\]](#)
- 77 Hacker B R, Abers G A, Peacock S M. Subduction factory: 1, Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J Geophys Res*, 2003, 108(B1), doi: 10.1029/2001JB001127
- 78 Kitamura K, Ishikawa M, Arima M. Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: Constraints from high-pressure measurements of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan. *Tectonophysics*, 2003, 371: 213—221 [\[DOI\]](#)
- 79 Tatsumi Y, Shukuno H, Tani K, et al. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: . The role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *J Geophys Res*, 2008, 113, doi: 10.1029/2007JB005121
- 80 Tatsumi Y. Slab melting: Its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3941—3944 [\[DOI\]](#)