



新西兰Hikurangi俯冲带沉积物成岩作用示踪研究：来自孔隙流体Sr同位素证据

孔丽茹, 罗敏, 陈多福

**A tracing study of sediment diagenesis in the Hikurangi subduction zone, New Zealand: Evidence from Sr isotope of pore fluid**

KONG Liru, LUO Min, and CHEN Duofu

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2021071202>

您可能感兴趣的其他文章

**Articles you may be interested in**

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116



关注微信公众号，获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2021071202

# 新西兰 Hikurangi 俯冲带沉积物成岩作用示踪研究： 来自孔隙流体 Sr 同位素证据

孔丽茹, 罗敏, 陈多福

上海深渊科学技术研究中心, 上海海洋大学海洋科学学院, 上海 201306

**摘要:**俯冲带是地球上地质活动最活跃的地带之一,对地球表面和内部的演化具有重要意义。俯冲带慢滑移事件作为一种重要的断层滑动方式在近十几年才逐渐被地球物理学家所认识。浅源慢滑移可以使浅部断层发生破裂至海底,引发大规模海啸。了解孔隙流体来源和俯冲带沉积物成岩作用有助于认识慢滑移事件的成因机制。以国际大洋发现计划( IODP ) 375 航次在新西兰 Hikurangi 俯冲板块钻探站位( U1520 )和变形前缘逆冲断层钻探站位( U1518 )为研究对象,对两个站位沉积物孔隙流体的  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 和  $\text{Sr}^{2+}$ 浓度以及放射性 Sr 同位素 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )进行了分析。结果显示两个站位  $\text{Ca}^{2+}$ 与  $\text{Mg}^{2+}$ 浓度、 $\text{Sr}^{2+}$ 浓度与  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 呈负相关关系是由于火山灰蚀变作用导致的。两个站位浅层 0~14.3 和 0~37.3 mbsf 沉积物孔隙水中的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 浓度同时降低,表明发生了自生碳酸盐沉淀。同时,俯冲板块 U1520 站位的岩性单元 IV ( 509.82~848.45 mbsf )  $\text{Mg}^{2+}$ 浓度随深度减小,  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 浓度则增加,但  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 基本保持不变,显示了碳酸盐重结晶作用。在其下部以火山碎屑岩为主的岩性单元 V ( 848.45~1 016.24 mbsf ) 沉积物孔隙水的  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 浓度均趋近海水值,这可能是由于海水在渗透性较好的火山碎屑岩中发生横向流动导致。因此,推测俯冲板片的岩性和成岩作用是高度的不均一,容易促使俯冲板片进入俯冲带后形成特殊的应力场和异常的流体压力,进而可能与 Hikurangi 俯冲带频发的慢滑移事件有关。

**关键词:**俯冲带;成岩作用;孔隙流体;Sr 同位素;慢滑移

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

## A tracing study of sediment diagenesis in the Hikurangi subduction zone, New Zealand: Evidence from Sr isotope of pore fluid

KONG Liru, LUO Min, CHEN Duofu

Shanghai Engineering Research Center of Hadal Science and Technology, College of Marine Sciences, Shanghai Ocean University, Shanghai 201306, China

**Abstract:** The subduction zone, as one of the most active zones on Earth, has great significance in the evolution of Earth's surface and interior. Slow slip events have not been recognized as an important form of faulting by geophysicists until recent decades. Slow slip event occurring in shallow sediments can rupture the seafloor and trigger large-scale tsunamis. Understanding the source of pore fluids and the diagenesis of subduction zone sediments is helpful to understand the formation mechanism of slow slip events. This paper presents the results of  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  and  $\text{Sr}^{2+}$  and the radiogenic Sr isotope ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) on the pore fluid collected from the drilling sites on the subducting plate (Site U1520) and the deformation front (Site U1518) of the Hikurangi subduction margin, offshore New Zealand, drilled during the International Ocean Discovery Program IODP Expedition 375. The results show that  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  concentrations,  $\text{Sr}^{2+}$  concentration and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio are negatively correlated, indicating the widespread occurrence of volcanic ash alteration at both sites. In addition, the simultaneous decrease of  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  concentrations in the pore waters of the shallow 0~14.3 and 0~37.3 mbsf sediments is due to authigenic carbonate precipitation. In addition, the significant decrease in  $\text{Mg}^{2+}$  concentration with depth and increase in both  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Sr}^{2+}$  concentrations with depth accompanied by relatively constant  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values at the lithologic Unit IV (509.82~848.45 mbsf) of Site U1520 point to the ongoing carbonate recrystallization. In the lithological Unit V (848.45~1 016.24 mbsf) which is dominated by pyroclastic rocks, the  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , and  $\text{Mg}^{2+}$  concentrations in pore fluids are all close to seawater values. This observation likely implies the lateral flow of seawater-like fluid within the more permeable pyroclastic rocks compared to neighboring lithologic units. Therefore, we propose that the lithologic heterogeneity and various diagenetic processes of the

资助项目:国家重点研发计划课题“冷泉系统元素迁移转换过程及影响因素”(2018YFC0310003);国家自然科学基金面上项目“新西兰 Hikurangi 俯冲带孔隙流体来源和水岩作用示踪研究:对流体活动和慢滑移事件的指示”(42076057)

作者简介:孔丽茹(1996—),女,硕士研究生,主要从事海洋地质研究, E-mail: m190200562@st.shou.edu.cn

通讯作者:罗敏(1987—),男,副研究员,主要从事海洋地球化学研究, E-mail: mluo@shou.edu.cn

收稿日期:2021-07-12; 改回日期:2021-08-09. 蔡秋蓉编辑

subducting slab may lead to the formation of abnormal stress field and high fluid pressure after being subducted, which is likely related to the frequent occurrence of slow slip events in the Hikurangi subduction zone.

**Key words:** subduction zone; diagenesis; pore fluid; Sr isotope; slow slip

俯冲带是地球上最复杂的构造部位,是软流圈、岩石圈、水圈、大气和生物圈之间质量和能量交换的动态场所。地表大多数突发性地质现象均发生于此,包括爆发性的火山活动、强地震、快速的地貌演变和复杂的造山过程等<sup>[1-2]</sup>,对地球表面和内部的演化具有重要意义。同时,它维持着地球内部和外部之间长期的物质-能量收支平衡<sup>[3]</sup>。沉积物的成岩作用以及流体活动是理解俯冲带各种地质过程的关键因素,它控制了俯冲带的几何形状<sup>[4]</sup>、俯冲带类型<sup>[5]</sup>,并影响俯冲带界面的力学性质和地震发生的深度<sup>[6-7]</sup>。

在板块俯冲初始的阶段,沉积物受到挤压发生压实脱水,伴随发生的低温成岩作用主要包括离子吸附和解吸附、火山灰蚀变、有机质降解等。随着俯冲深度的增加,开始出现能够显著改变俯冲带压力场的含水矿物的脱水,主要包括A型蛋白石向CT型蛋白石以及蒙脱石向伊利石的转变<sup>[8-9]</sup>。这些成岩反应能够显著改变流体和岩石(沉积物)的物理化学性质,如火山灰蚀变可能会引起硅质胶结物的形成,从而影响沉积物孔隙度、渗透率和抗剪强度<sup>[10-11]</sup>。大量石英胶结物的形成改变岩石的摩擦特性,可能导致板片俯冲速度的减弱。同时,这些力学性质增强的沉积物可能还会影响进入俯冲带内板块边界和增生楔的变形特征<sup>[12]</sup>。而水岩反应过程释放的流体不仅对俯冲带板块界面的机械耦合程度有直接影响<sup>[13]</sup>,同时也会改变俯冲带的热结构,进而促进成岩和变质作用的发生<sup>[6,14]</sup>。

慢滑移事件形成于俯冲界面摩擦性质的亚稳态区域,很多学者认为高的孔隙流体压力是引发慢滑移事件的重要因素。海洋沉积物快速埋藏、构造加载以及矿物脱水均可导致高孔隙流体压力的形成。研究发现,板块界面上的慢滑移事件源区通常伴随异常低的地震波速和高的P波与S波比值( $V_p/V_s$ ),这就意味着高孔隙流体压力可能是由于俯冲板片脱水和流体活动所导致,孔隙空间流体的聚集能够大幅降低有效应力,从而促进慢滑移事件的发生<sup>[15-17]</sup>。因此,认识俯冲带沉积物所发生的成岩作用对于理解俯冲过程的温压场变化和沉积物(岩石)变形特征有着重要作用。

放射性Sr同位素( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )是海洋沉积物水岩作用的敏感示踪剂。海洋沉积物中的不同组合物

质,如陆源碎屑、生物成因方解石、火山碎屑及洋壳具有差别很大的Sr含量和同位素组成,它们与水之间的水岩反应能够显著改变孔隙流体Sr含量及其同位素组成。陆源碎屑物质具有典型的放射性成因的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约0.7119~0.7133),而火山碎屑( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约0.706)和洋壳( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约0.703)则呈现典型非放射性成因的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,生物成因方解石则基本记录古海水的Sr同位素组成( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约0.7075~0.7092)<sup>[18]</sup>。卡斯卡迪亚增生楔ODP 889、892、1244、1251站位除了发现典型黏土矿物脱水导致的孔隙流体淡化的现象外,放射性Sr同位素还显示来自深部的、与俯冲洋壳反应后流体的贡献<sup>[19-20]</sup>。受青藏高原大量陆源风化剥蚀产物输入的影响,苏门答腊俯冲板块片上的IODP 1480站位研究发现,强烈的陆源硅酸盐矿物风化使得海底以下1000 m内孔隙流体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 显著升高(高达0.7132),而1000 m以下受基底洋壳蚀变的影响, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 明显降低<sup>[21]</sup>。此外,沉积物中碳酸盐矿物重结晶会释放出大量Sr,这些Sr基本反映的是地质历史时期略低于现代海水的古海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组成<sup>[22-23]</sup>。因此,孔隙流体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 通常记录的是现代海水( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 约0.70917)与不同端元物质间的水岩作用产物的混合。

为了揭示慢滑移事件成因机制,国际大洋发现计划(IODP)375航次于2018年3月在新西兰Hikurangi俯冲带北部执行钻探和安装海底井控观测装置(CORK)。通过刻画俯冲板块、靠近变形前缘活动逆冲断层以及慢滑移事件源区的上覆板块的物理和化学性质、水文地质和构造特征以及热结构,揭示慢滑移事件的成因机制。

本文通过对Hikurangi俯冲带分别位于俯冲的太平洋板块站位(U1520)和变形前缘逆冲断层站位(U1518)的孔隙流体的放射性Sr同位素( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )研究,结合孔隙流体的主量元素分析,识别沉积物发生的主要成岩作用,刻画俯冲板块的水文地质特征,有助于认识Sr在俯冲带的循环过程,并为阐明俯冲带慢滑移事件的成因机制提供重要参考。

## 1 研究区概况

在新西兰Hikurangi俯冲带北部,太平洋板块

以 4.5~5.5 cm/a 的速度沿 Hikurangi 海槽向西俯冲进入新西兰北岛的下方<sup>[24]</sup>(图 1)。俯冲块体主要由白垩纪海底高原(大火成岩省)组成,洋壳厚度为 12~15 km,面积约为  $3.6 \times 10^6$  km<sup>2</sup>,平均深度为 2 500~4 000 m。高原位于 Hikurangi 海槽轴线的外侧,上面覆盖有约 1 km 厚的中生代至新生代的沉积层,被认为部分由陆源沉积物组成,在南部增加到大于 5 km 厚<sup>[25]</sup>。Hikurangi 俯冲带北部大部分是非增生型汇聚边缘,俯冲板上发育多个海山,形成了一个粗糙的俯冲界面,且局部由于海山俯冲,呈现前缘剥蚀的特征<sup>[25]</sup>。近几十年来 GPS 观测结果显示 Hikurangi 北部的慢滑移事件频发,约每 18~24 个月发生一次。最近的一项海底大地测量实验表明,在 IODP 375 航次钻探区的海底以下小于 2 km 发生了慢滑移,并一直延伸到海沟海底<sup>[26]</sup>。

## 2 材料与方法

本文研究的孔隙流体样品通过 2018 年 3 月 IODP 375 航次在新西兰 Hikurangi 俯冲带北部钻探获得,选取位于太平洋俯冲板块的 U1520 站位和变形前缘逆冲断层的 U1518 站位共 173 个孔隙流体样品开展研究(图 1)。孔隙流体样品通过钛合金压榨装置收集,利用 0.2 μm 的滤膜过滤后保存待测。

孔隙流体中的  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Sr}^{2+}$  含量均在 JOIDES Resolution 钻探船上地球化学实验室测试。孔隙流体  $\text{SO}_4^{2-}$  含量用 3.2 mM  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  和 1.0 mM

$\text{NaHCO}_3$  混合液作为淋洗液,25 mM  $\text{H}_2\text{SO}_4$  为再生液,由瑞士万通 Metrohm 850 型离子色谱仪测定。将国际标准海水(IAPSO)稀释不同倍数后建立标准曲线,测试误差小于 1%。孔隙流体  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Sr}^{2+}$  含量用 ICP-OES(Agilent 5 110 ICP-OES)测定。 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  测试误差小于 1%, $\text{Sr}^{2+}$  测试误差小于 2%。放射性 Sr 同位素测试在美国俄勒冈州立大学完成,取约 4 mL 孔隙流体,先经离子交换树脂对 Sr 进行分离纯化,然后利用多接收电感耦合等离子质谱(MS-ICP-MS, Nu Plasma II)对  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  进行测定,样品  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  用美国国家标准局标准物质 NBS 987( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710245$ )标准化矫正。

## 3 结果

### 3.1 主要岩性特征

U1518 站位划分了 3 个岩性地层单元(图 2a),地层年龄均属于第四纪。岩性单元 I(Unit I)又划分出两个次级单元(Unit IA 和 IB)。岩性单元 IA(0~197.7 mbsf)主要为含砂质泥岩、粉质砂岩以及极细的砂,顶部有火山灰层。岩性单元 IB(197.7~304.5 mbsf)主要为稀薄的泥岩和极细的粉砂岩。岩性单元 II(Unit II)(304.5~370.4 mbsf)主要为浅绿灰色泥岩与薄层粉砂岩、砂质粉砂岩交替出现。在岩性单元 II 中存在两个断层带分别是 304.5~322.4 mbsf 处的 Pāpaku 断层带和 351.2~361.7 mbsf

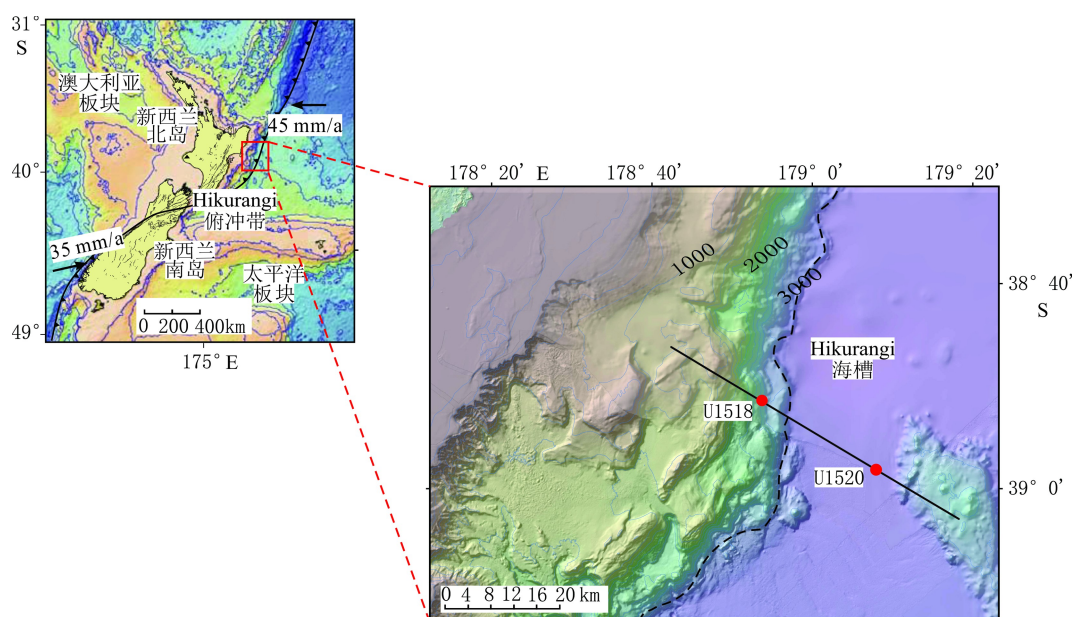


图 1 研究区和采样站位位置<sup>[27]</sup>

Fig.1 Location of the study area and drilling sites<sup>[27]</sup>

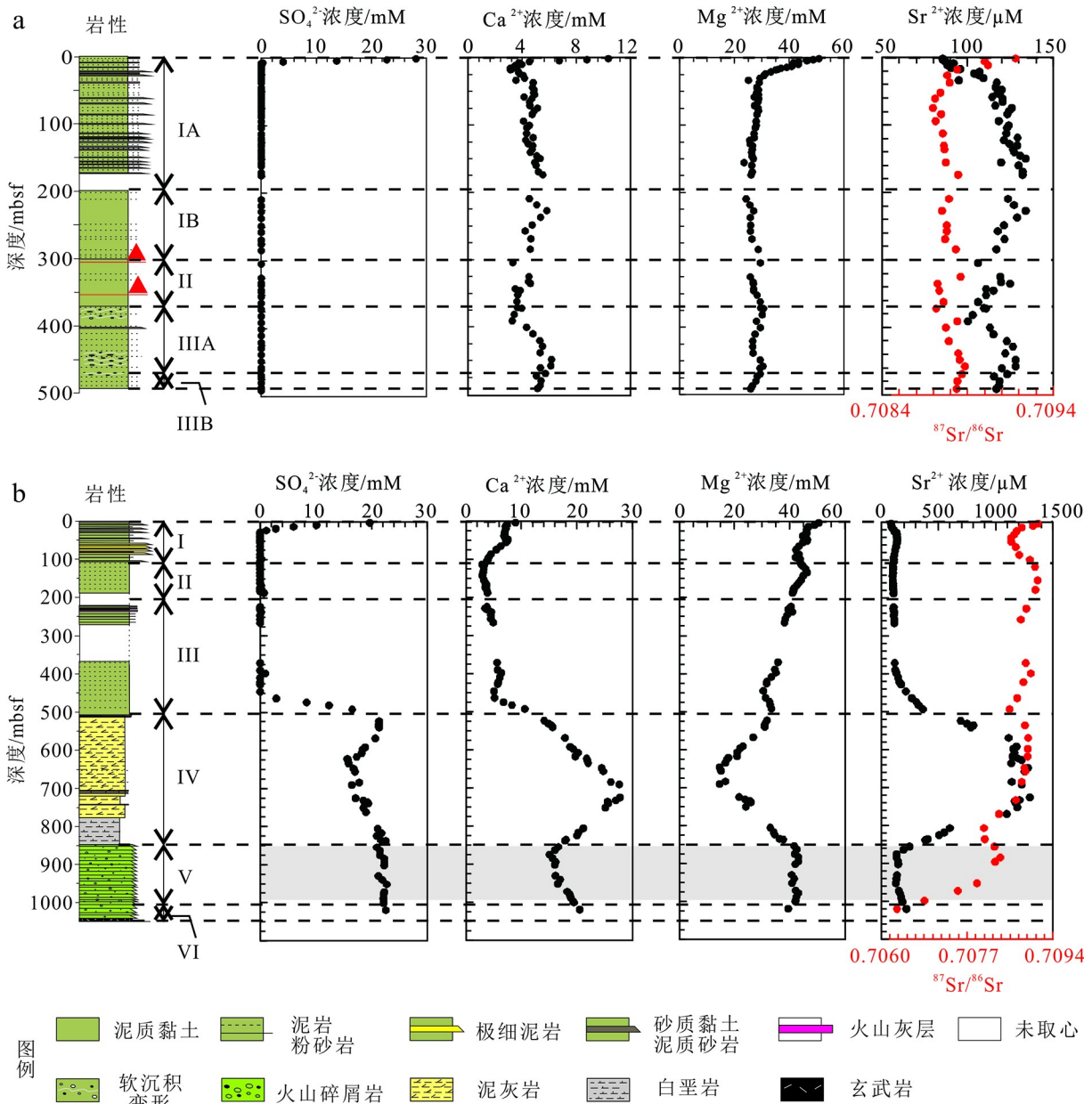


图2 岩性柱状图及孔隙流体  $SO_4^{2-}$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  浓度以及放射性 Sr 同位素组成 ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) [28-29]

a. U1518 站点, b. U1520 站点。

Fig.2 Lithologic column and  $SO_4^{2-}$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  concentrations and radiogenic Sr isotope composition in pore fluid ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) [28-29]

a. Site U1518, b. Site U1520.

的次级断层带。岩性单元 III (Unit III) (370.4~492.4 mbsf) 可分为两个次级单元 (Unit IIIA 和 Unit IIIB), 由泥岩组成, 含粉砂岩和砂质粉砂岩的薄层, 最显著的特点是出现大量块体搬运沉积, IIIB 中块体搬运沉积出现的频率比 IIIA 明显要少 [28]。

U1520 站点岩性较为复杂, 可划分为 6 个岩性地层单位, 地层年龄从白垩纪至全新世。岩性单元 I (Unit I) (0~110.5 mbsf) 主要为绿灰色半深海泥, 夹有丰富的深灰色泥岩和砂岩层。岩性单元 II (Unit II) (110.5~222.0 mbsf) 主要为半深海泥与

泥岩互层。岩性单元 III (Unit III) (222.0~509.8 mbsf) 主要为粉砂质黏土—黏土质泥岩, 常见火山灰层。岩性单元 IV (Unit IV) (509.8~848.5 mbsf) 主要为碳酸盐岩相沉积, 包括浅绿—灰色泥灰岩、浅棕灰色钙质泥岩和浅棕色白垩岩。岩性单元 V (Unit V) (848.5~1 016.2 mbsf) 主要为颗粒状的火山碎屑岩。岩性单元 VI (Unit VI) (1 016.2~1 045.8 mbsf) 主要为交替出现的火山碎屑砾岩、玄武岩和泥岩, 颜色呈深蓝灰色—绿灰色 [29]。

### 3.2 孔隙流体 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 浓度以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 随深度变化

U1518 站位孔隙流体  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度从顶部的 28.1 mM 迅速下降至 8 mbsf 的 0 mM, 该深度为 U1518 站位的硫酸盐甲烷转换带 (SMTZ), 随后  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度始终为 0。孔隙流体中  $\text{Ca}^{2+}$  浓度从海底附近的 10.4 mM 迅速下降到 SMTZ 之下的 3.1 mM, 达到最低值后开始缓慢增加, 在 74.9 mbsf 处增加到 5.12 mM。之后  $\text{Ca}^{2+}$  浓度变化相对较小, 且始终低于 6 mM。 $\text{Mg}^{2+}$  浓度的整体变化趋势与  $\text{Ca}^{2+}$  浓度相似, 从海底附近的海水值迅速下降到 SMTZ 之下的 25 mM, 随着深度的增加  $\text{Mg}^{2+}$  浓度始终保持在 25 mM 左右相对恒定。U1520 站位孔隙流体中  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度从 3 mbsf 的 19.7 mM 迅速下降至 27.8 mbsf 处的 0 mM, 该位置为 U1520 站位的 SMTZ 深度。在 446 mbsf 以下,  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度开始增加, 在 523 mbsf 处达到 21 mM, 540~848 mbsf 处  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度先略微降低后又缓慢回升至近海水值, 848 mbsf 之下的火山碎屑岩层中, 其浓度基本保持不变。 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度在浅层均随深度的增加而降低。 $\text{Ca}^{2+}$  浓度在 123 mbsf 之下开始缓慢增加, 以 463.6 mbsf 为转折点开始  $\text{Ca}^{2+}$  浓度大幅度增加, 在 725.3 mbsf 处达到最大值 (27.8 mM), 随后开始下降, 在 884 mbsf 降低至 15 mM, 在此之下  $\text{Ca}^{2+}$  浓度有小幅度增加。而  $\text{Mg}^{2+}$  浓度则持续降低, 在 474.5 mbsf 处出现与  $\text{Ca}^{2+}$  浓度变化呈镜像的大幅度降低, 在 690 mbsf 处达到最小值 (14.6 mM), 随后开始大幅升高, 至 863.4 mbsf 处达到 42.6 mM 后  $\text{Mg}^{2+}$  浓度基本保持恒定。

U1518 站位  $\text{Sr}^{2+}$  浓度在 0~66 mbsf 随深度增加快速增大, 66~200 mbsf 处趋于平稳。伴随着  $\text{Sr}^{2+}$

浓度的增加,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  则由海水值 (0.70917) 快速减小至 60.7 mbsf 处的 0.70871, 在 200 mbsf 以下,  $\text{Sr}^{2+}$  浓度和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  随深度均呈现小范围波动, 变化范围分别为 100~134  $\mu\text{M}$  和 0.7087~0.7089。

U1520 站位中的  $\text{Sr}^{2+}$  浓度在 0~40 mbsf 处随深度增加而增大, 随后基本稳定在 110  $\mu\text{M}$  左右。而  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  在 0~40 mbsf 处显著降低, 之后随着深度的增加至 0.709 并趋于稳定。在 509.8 mbsf 以下的岩性单元 IV,  $\text{Sr}^{2+}$  浓度开始出现急剧增加, 并且在 568.3~751.3 mbsf 处始终保持较高的浓度 (1300  $\mu\text{M}$  左右), 751.3 mbsf 之下的  $\text{Sr}^{2+}$  浓度迅速降至 134  $\mu\text{M}$ , 随后浓度随深度保持稳定并略微增加。在岩性单元 IV 内伴随着  $\text{Sr}^{2+}$  浓度的显著增加,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  并未出现明显的变化。直到 848.5 mbsf 之下的岩性单元 V,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  随深度的增加而大幅降低, 达到最小值 (0.7063)。

## 4 讨论

### 4.1 火山灰蚀变

U1518 和 U1520 站位岩心观察显示有广泛的灰色火山灰层和深灰色的火山碎屑发育 (图 3a、b), 同时, 在显微镜下也观察到大量无色透明的火山玻璃 (图 3c-e)。U1518 站位孔隙流体中  $\text{Ca}^{2+}$  浓度随沉积物深度的增加先急剧下降, 随后缓慢增加。而  $\text{Mg}^{2+}$  浓度随深度增加整体呈降低趋势, 但不同深度  $\text{Mg}^{2+}$  浓度减小的梯度有明显差别 (图 2a)。在 15.8~44.2 mbsf 处孔隙流体中  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度变化呈负相关 (图 4a)。U1520 站位的 II 和 III 单元的孔隙流体  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度变化幅度较小, 但与 U1518

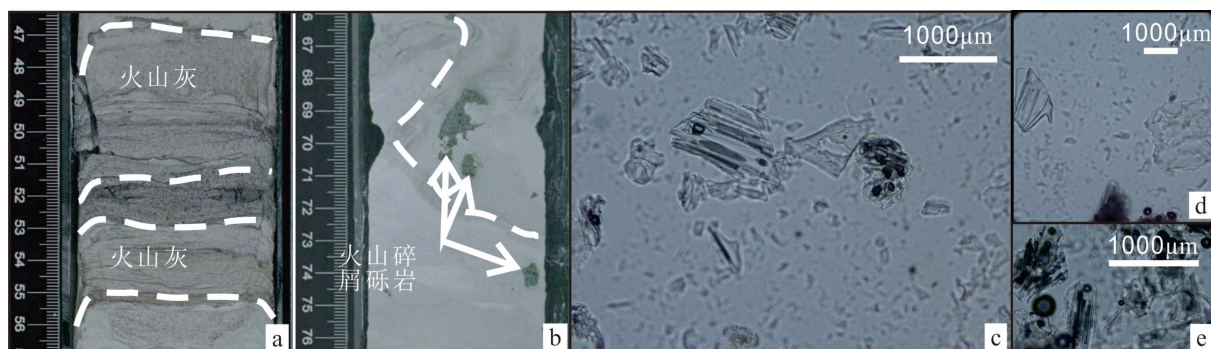


图 3 火山灰层及火山玻璃<sup>[28-29]</sup>

a. 灰色的火山灰层, b. 火山碎屑砾岩, c-e. 火山玻璃碎片。

Fig.3 Volcanic ash layer and volcanic glass<sup>[28-29]</sup>

a. gray volcanic ash layer, b. pyroclastic conglomerate, c-e. volcanic glass fragments.

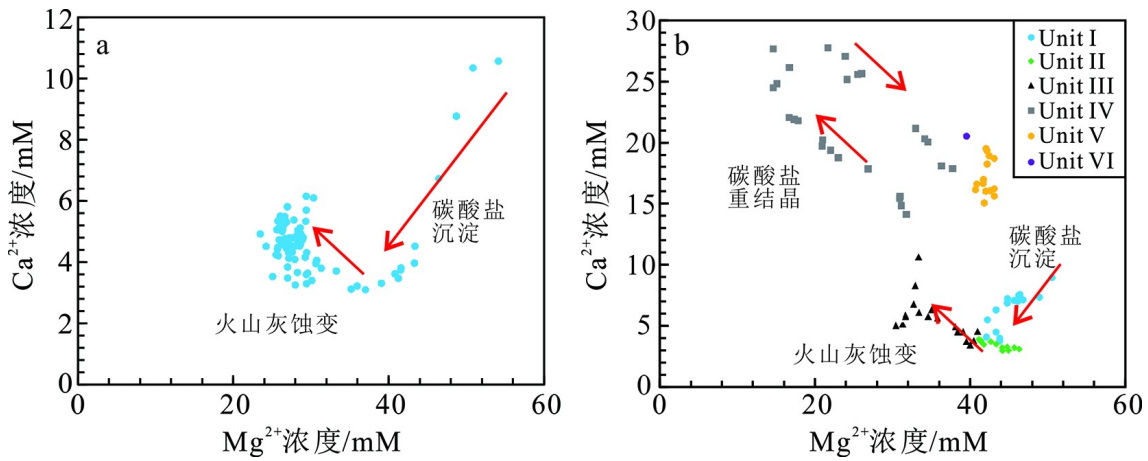


图4 孔隙流体 Ca<sup>2+</sup>与 Mg<sup>2+</sup>浓度关系图<sup>[28-29]</sup>

a. U1518 站位, b. U1520 站位。

Fig.4 Cross-plots of pore-fluid Ca<sup>2+</sup> vs. Mg<sup>2+</sup> concentrations<sup>[28-29]</sup>

a. Site U1518, b. Site U1520.

站位相似,也呈现负相关关系。这种 Ca<sup>2+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>的负相关特征在多个 OPD/IODP 钻探站位均有发现,通常认为与硅酸盐矿物蚀变并伴随自生黏土矿物形成有关<sup>[30-36]</sup>。火山成因物质的蚀变,如正长石、火山玻璃蚀变会释放 Ca<sup>2+</sup>,同时伴随自生黏土矿物的形成,促使 Mg<sup>2+</sup>从孔隙流体中移出进入自生黏土矿物相。由于 U1518 站位和 U1520 站位的上部沉积物中富含火山灰,故 Ca<sup>2+</sup>浓度的增加伴随 Mg<sup>2+</sup>浓度减少的现象可能是由火山物质蚀变驱动。与此相类似的特征在四国盆地的 ODP C0012 站位、日本海沟 ODP 1150 站位也显示了由火山物质蚀变导致的 Ca<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>浓度负相关的特征<sup>[37]</sup>。

<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 与 1/Sr 相关图显示 U1518 和 U1520 站

位岩性单元 I-III 孔隙流体呈现典型低放射性成因 Sr 端元与海水 Sr 端元的混合(图 5)。结合 Ca<sup>2+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>浓度变化趋势以及沉积物中广泛分布的火山灰,这一低放射性成因 Sr 应是由火山灰蚀变所导致。尽管基底玄武岩蚀变同样可以引起类似的 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Sr<sup>2+</sup>含量以及 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 的变化特征,但考虑到浅部沉积物距离基底较远,基底玄武岩蚀变的 Sr 同位素信号很难影响到浅部。在小安德列斯火山弧的多个站位沉积物孔隙流体中的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 也显示了受火山物质蚀变导致的 Sr 含量增加而 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 降低的特征<sup>[22]</sup>。但是, U1520 站位 894 mbsf 以下 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值降低更为显著,这是由于在岩性单元 V 内的玄武岩蚀变释放的低放射性成因 Sr,通过

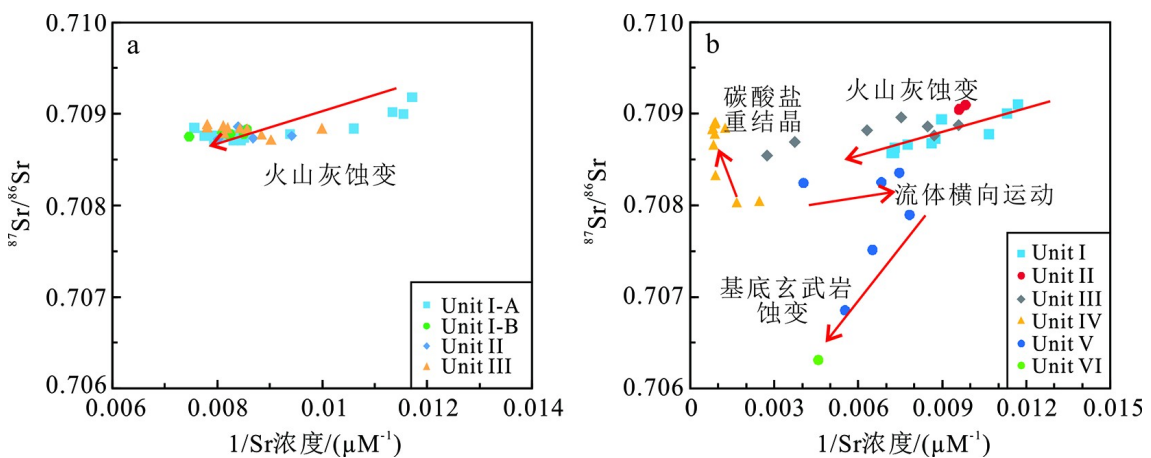


图5 1/Sr-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 关系图<sup>[28-29]</sup>

a. U1518 站位, b. U1520 站位。

Fig.5 Cross-plots of 1/Sr vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sup>[28-29]</sup>

a. Site U1518, b. Site U1520.

扩散作用影响到上覆岩性单元的放射性 Sr 同位素组成。类似地, 在加勒比海东部 ODP 625 站位和西部 ODP 1001 站位也存在基底玄武岩蚀变的现象<sup>[38-39]</sup>。

## 4.2 碳酸盐沉淀和重结晶

海洋沉积物中有机质硫酸盐还原和甲烷厌氧氧化耦合硫酸盐还原作用, 生成碳酸氢根( $\text{HCO}_3^-$ ), 增加周围孔隙流体的碱度, 促进自生碳酸盐岩的沉淀<sup>[32, 40-43]</sup>。U1518 和 U1520 站位孔隙流体  $\text{SO}_4^{2-}$  基本随深度增加而线性降低, 分别在 14.3 和 37.3 mbsf 的硫酸盐-甲烷转换带(SMTZ)降至为 0,  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度在对应深度范围内也逐渐降低, 且  $\text{Ca}^{2+}$  浓度在 SMTZ 降至最低值, 表明发生了次生碳酸盐矿物沉淀, 消耗了大量孔隙流体  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 。

在 U1520 站位岩性单元 IV 中,  $\text{Ca}^{2+}$  浓度快速增加, 并伴随着  $\text{Mg}^{2+}$  浓度大幅降低, 且  $\text{Ca}^{2+}$  增加与  $\text{Mg}^{2+}$  降低的比例基本为 1:1 (图 4b)。一般来说, 沉积物孔隙流体  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  浓度呈负相关的趋势是由于低温火山灰/玄武岩蚀变或者碳酸盐矿物的重结晶作用所引起<sup>[30, 44]</sup>。考虑到岩性单元 IV 是以碳酸钙含量很高的灰岩为主, 故认为这种近 1:1 的  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  浓度呈负相关的变化可能是由于碳酸盐矿物发生重结晶作用导致。生物成因文石被埋藏后, 发生重结晶,  $\text{Mg}^{2+}$  代替  $\text{Ca}^{2+}$  进入方解石晶格中转变为高镁方解石, 引起孔隙水  $\text{Ca}^{2+}$  显著增加和  $\text{Mg}^{2+}$  显著降低。同样在翁通爪哇海台 ODP 807 站位的富碳酸盐岩层位也观测到重结晶导致的  $\text{Mg}^{2+}$  从孔隙流体中移除, 而  $\text{Ca}^{2+}$  被释放到孔隙流体中的现象<sup>[45]</sup>。因此, Higgins 和 Schrag 提出在利用有孔虫 Mg/Ca 恢复古海水温度时, 若不考虑成岩作用引起的碳酸盐沉积物中 Mg 含量的增加, 有可能会高估了古温度的估算结果<sup>[45]</sup>。

另外, 海相碳酸盐岩中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  基本记录了当时海水的放射性 Sr 同位素组成, U1520 站位岩性单元 IV 在 600~769 mbsf 处 Sr 浓度迅速升高至  $1\ 096\sim 1\ 297\ \mu\text{M}$ , 而  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的值基本未发生明显变化(图 2b), 呈现比现代海水略低的古海水的特征, 这也是生物成因方解石发生重结晶作用的证据。

## 4.3 岩性和成岩作用不均一性对俯冲过程的影响

沉积物的物理性质与岩性、成岩作用程度(胶结、压实、固结)以及流体含量与孔隙流体压力密切相关<sup>[6, 46-47]</sup>。位于俯冲板块上的 U1520 站位所发生的成岩作用能够使孔隙度、渗透率等出现变化。目前在实验室岩石物理模拟结果推测慢滑移事件

发生的部位大致位于 U1520 站位 500~700 mbsf 处的碳酸盐层, 孔隙流体中的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  浓度以及  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值的变化特征均表明该处存在显著的碳酸盐重结晶作用。沉积物经过碳酸盐重结晶作用后能够降低碳酸盐原生和次生孔隙度, 使沉积物变得更加致密, 进而可能对俯冲活动造成影响。在重结晶作用过程中, 如果碳酸盐胶结发生在较深的沉积剖面位置, 胶结物也会改变沉积物的力学性质, 对其渗透性有显著的影响, 从而影响流体的流动<sup>[43]</sup>。

U1520 站位下部岩性单元 V 为厚层的火山碎屑岩, 该层位的火山玻璃和火山碎屑的蚀变可形成性质更为稳定的黏土矿物<sup>[48]</sup>, 同时, 蚀变过程还伴随有硅质胶结物的形成。胶结作用能够改变沉积物的力学性质, 少量的成岩胶结物便可以影响沉积物强度, 抑制变形和保持孔隙度的力学特性<sup>[10, 49-52]</sup>。在俯冲带内, 沉积物胶结作用可能影响板块边界演化, 因为进入俯冲带的沉积物强度控制着沉积物变形的性质和分布, 进而影响进入俯冲带后板片的变形特征<sup>[49]</sup>。岩性单元 V 内的硅质胶结物使沉积物免受进一步压实作用而保持较为恒定的孔隙度, 导致该深度拥有异常高的孔隙度和渗透率, 这为流体的横向运动创造了良好的条件。U1520 站位孔隙流体中  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$  浓度在 750~1100 mbsf 处均比较接近海水值, 表明火山碎屑沉积层具有足够的渗透性以容纳流体流动, 使得海水沿火山碎屑层发生横向流动。与此类似, 在 DSDP 的 417 站位钻探结果也发现海水沿着基底玄武岩发生横向流动的现象<sup>[53]</sup>。这些含流体的沉积层进入俯冲带后遭受挤压, 若流体不能及时排出, 则可形成异常高的流体压力, 可能对俯冲界面的慢滑移或地震行为产生重要影响。

由于发生了碳酸盐重结晶作用, U1520 站位 500~700 mbsf 处的碳酸盐层变得尤为致密, 而被大量火山碎屑岩充填的下部则出现异常高的渗透率, 导致海水灌入并发生横向流动。以上两种现象叠加作用将对 U1520 站位下部的孔隙流体压力的分布和变化有着重要影响, 尤其在进入俯冲带后遭受挤压, 可能形成异常高的孔隙流体压力。目前有学者认为俯冲带慢滑移事件与高孔隙流体压力有关<sup>[15-17]</sup>, 因此, U1520 站位岩性和成岩作用的不均一性可能与希库朗伊慢滑移事件的形成存在紧密的联系。

## 5 结论

(1) Hikurangi 俯冲带沉积物成岩作用主要有火



山灰/火山碎屑的蚀变作用伴随自生黏土矿物形成,以及碳酸盐沉淀与重结晶作用。

(2) 俯冲板块上的 U1520 站位岩性单元 IV(509.8~848.5 mbsf) 发生强烈的碳酸盐矿物重结晶作用,使得沉积物结构变得致密。

(3) 岩性单元 V(848.5~1 016.2 mbsf) 的火山碎屑岩具有高渗透性,可导致海水沿着该层位发生横向流动。

(4) 俯冲板块上岩性和成岩作用的强烈不均一性,可能使得进入俯冲带后形成异常高的孔隙流体压力,进而可能与 Hikurangi 俯冲带频发的慢滑移事件有关。

**致谢:** 感谢 IODP 375 航次所有船员、科学家和技术人员在样品采集和分析测试过程中给予的帮助。感谢 IODP 中国办公室提供的航行资助。

### 参考文献 (References)

- [1] Stern J R. Subduction zones [J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40(4): 1012.
- [2] Zheng Y F, Chen Y X. Continental versus oceanic subduction zones [J]. *National Science Review*, 2016, 3(4): 495-519.
- [3] 唐盼, 郭顺. 绿帘石记录俯冲带变质流体活动[J]. *岩石学报*, 2019, 35(7): 2045-2060. [TANG Pan, GUO Shun. Epidote records subduction-zone metamorphic fluid actions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2019, 35(7): 2045-2060.]
- [4] Davis D, Suppe J, Dahlen F A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 1983, 88(B2): 1153-1172.
- [5] Huene R V, Ranero C R, Vannucchi P. Generic model of subduction erosion [J]. *Geology*, 2004, 32(10): 913-916.
- [6] Moore C J, Saffer D. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress [J]. *Geology*, 2001, 29(2): 183-186.
- [7] Schnabel M, Flueh E R, Klaeschen D, et al. AVA analysis reveals in situ sediment diagenesis at the Costa Rican décollement [J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 196(1-4): 269-277.
- [8] 于在平. 俯冲带的流体地质作用[J]. *地学前缘*, 1995, 2(1-2): 175-182. [YU Zaiping. Fluids in subduction zones [J]. *Earth Science Frontiers*, 1995, 2(1-2): 175-182.]
- [9] Deyhle A, Kopf A, Frapre S, et al. Evidence for fluid flow in the Japan Trench forearc using isotope geochemistry (Cl, Sr, B): Results from ODP Site 1150 [J]. *Island Arc*, 2004, 13(1): 258-270.
- [10] Clough G W, Sitar N, Bachus R C, et al. Cemented sands under static loading [J]. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 1981, 107(6): 799-817.
- [11] Karig D E. Reconsolidation tests and sonic velocity measurements of clay-rich sediments from the Nankai Trough [J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1993, 131: 247-260.
- [12] White R J, Spinelli G A, Mozley P S, et al. Importance of volcanic glass alteration to sediment stabilization: offshore Japan [J]. *Sedimentology*, 2011, 58(5): 1138-1154.
- [13] Kameda J, Hina S, Kobayashi K, et al. Silica diagenesis and its effect on interplate seismicity in cold subduction zones [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 317-318: 136-144.
- [14] Harris R, Yamano M, Kinoshita M, et al. A synthesis of heat flow determinations and thermal modeling along the Nankai Trough, Japan [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2013, 118(6): 2687-2702.
- [15] Audet P, Bostock M G, Christensen N I, et al. Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing [J]. *Nature*, 2009, 457(7225): 76-78.
- [16] Bell R, Sutherland R, Barker D H N, et al. Seismic reflection character of the Hikurangi subduction interface, New Zealand, in the region of repeated Gisborne slow slip events [J]. *Geophysical Journal International*, 2010, 180(1): 34-48.
- [17] Song T R A, Helmberger D V, Brudzinski M R, et al. Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico [J]. *Science*, 2009, 324(5926): 502-506.
- [18] Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1989, 17: 141-167.
- [19] Teichert B M A, Torres M E, Bohrmann G, et al. Fluid sources, fluid pathways and diagenetic reactions across an accretionary prism revealed by Sr and B geochemistry [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 239(1-2): 106-121.
- [20] Torres M E, Teichert B M A, Tréhu A M, et al. Relationship of pore water freshening to accretionary processes in the Cascadia margin: Fluid sources and gas hydrate abundance [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(22): L22305.
- [21] Mccarthy M, Zirkle B, Torres M E, et al. Data report: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in pore fluids from Expedition 362[R]. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, 2019, 362.
- [22] Murray N A, McManus J, Palmer M R, et al. Diagenesis in tephra-rich sediments from the Lesser Antilles Volcanic Arc: Pore fluid constraints [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2018, 228: 119-135.
- [23] Gieskes J M, Elderfield H, Palmer M R. Strontium and its isotopic composition in interstitial waters of marine carbonate sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 77(2): 229-235.
- [24] Wallace L M, Beavan J, McCaffrey R, et al. Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2004, 109(B12): B12406.
- [25] Pedley K L, Barnes P M, Pettinga J R, et al. Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand [J]. *Marine Geology*, 2010, 270(1-4): 119-138.
- [26] Wallace L M, Beavan J. Diverse slow slip behavior at the Hikurangi

- subduction margin, New Zealand [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2010, 115 (B12): B12402.
- [27] Wallace L M, Saffer D M, Barnes P M, et al. Hikurangi subduction margin coring, logging, and observatories[R]. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 2019, 372B.
- [28] Saffer D M, Wallace L M, Barnes P M, et al. Site U1518[R]. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 2019, 372B.
- [29] Barnes P M, Wallace L M, Saffer D M, et al. Site U1520[R]. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 2019, 372B.
- [30] Gieskes J M, Lawrence J R. Alteration of volcanic matter in deep sea sediments: evidence from the chemical composition of interstitial waters from deep sea drilling cores [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1981, 45(10): 1687-1703.
- [31] Gieskes J M. The chemistry of interstitial waters of deep sea sediments: Interpretation of deep sea drilling data[M]//Riley J P, Chester R. *Chemical Oceanography*. London: Academic Press, 1983, 8: 221-269.
- [32] Hein J R, O'Neil J R, Jones M G. Origin of authigenic carbonates in sediment from the deep Bering Sea [J]. *Sedimentology*, 1979, 26(5): 681-705.
- [33] Gieskes J M, Lawrence J R, Perry E A, et al. Chemistry of interstitial waters and sediments in the Norwegian-Greenland Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 38 [J]. *Chemical Geology*, 1987, 63(1-2): 143-155.
- [34] Scholz F, Hensen C, Schmidt M, et al. Submarine weathering of silicate minerals and the extent of pore water freshening at active continental margins [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 100: 200-216.
- [35] Martin J B, Kastner M, Henry P, et al. Chemical and isotopic evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1996, 101 (B9): 20325-20345.
- [36] James R H, Palmer M R. Marine geochemical cycles of the alkali elements and boron: the role of sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(18): 3111-3122.
- [37] McDuff R E, Gieskes J M. Calcium and magnesium profiles in DSDP interstitial waters: Diffusion or reaction? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, 33(1): 1-10.
- [38] Lyons T W, Murray R W, Pearson D G. 19. A comparative study of diagenetic pathways in sediments of the Caribbean Sea: highlights from pore-water results [J]. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1995, 165: 287-298.
- [39] Gieskes J M, Vrolijk P, Blanc G. Hydrogeochemistry, ODP Leg 110: An Overview [J]. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 1986, 110: 395-408.
- [40] Aller R C. Sedimentary diagenesis, depositional environments, and benthic fluxes[M]//Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2014, 8: 293-334.
- [41] Hesse R, Schacht U. Early diagenesis of deep-sea sediments [J]. *Developments in Sedimentology*, 2011, 63: 557-713.
- [42] Joseph C, Torres M E, Martin R A, et al. Using the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of modern and paleoseep carbonates from northern Cascadia to link modern fluid flow to the past [J]. *Chemical Geology*, 2012, 334: 122-130.
- [43] Sample J C, Torres M E, Fisher A, et al. Geochemical constraints on the temperature and timing of carbonate formation and lithification in the Nankai Trough, NanTroSEIZE transect [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 198: 92-114.
- [44] Perry E A Jr, Gieskes J M, Lawrence J R. Mg, Ca and exchange in the sediment-pore water system, hole 149, DSDP [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1976, 40(4): 413-423.
- [45] Higgins J A, Schrag D P. Records of Neogene seawater chemistry and diagenesis in deep-sea carbonate sediments and pore fluids [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 357-358: 386-396.
- [46] Saffer D M, Tobin H J. Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2011, 39(1): 157-186.
- [47] Saffer D M, Wallace L M. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(8): 594-600.
- [48] Torres M E, Cox T, Hong W L, et al. Crustal fluid and ash alteration impacts on the biosphere of Shikoku Basin sediments, Nankai Trough, Japan [J]. *Geobiology*, 2015, 13(6): 562-580.
- [49] Morgan J K, Karig D E, Maniatty A. The estimation of diffuse strains in the toe of the western Nankai accretionary prism: A kinematic solution [J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 1994, 99(B4): 7019-7032.
- [50] Saidi F, Bernabé Y, Reuschlé T. The mechanical behaviour of synthetic, poorly consolidated granular rock under uniaxial compression [J]. *Tectonophysics*, 2003, 370(1-4): 105-120.
- [51] Schnaid F, Prietto P D M, Consoli N C. Characterization of cemented sand in triaxial compression [J]. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 2001, 127(10): 857-868.
- [52] Spinelli G A, Mozley P S, Tobin H J, et al. Diagenesis, sediment strength, and pore collapse in sediment approaching the Nankai Trough subduction zone [J]. *GSA Bulletin*, 2007, 119(3-4): 377-390.
- [53] McDuff R E. Major cation gradients in DSDP interstitial waters: the role of diffusive exchange between seawater and upper oceanic crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1981, 45(10): 1705-1713.