综述

增生杂岩: 从大洋俯冲到大陆深俯冲的地质记录

周建波^{1,2*}

1. 吉林大学东北亚生物演化与环境教育部重点实验室, 长春 130026;

2. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061

* 通讯作者, E-mail: zhoujianbo@jlu.edu.cn

收稿日期: 2019-12-26; 收修改稿日期: 2020-05-24; 接受日期: 2020-06-24; 网络版发表日期: 2020-08-24

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0601304)和国家自然科学基金项目(批准号: 41730210)资助

摘要 增生杂岩形成于洋-陆过渡带的海沟和岛弧之间, 一般称其为俯冲带混杂岩. 增生楔的结构、组成和形成过程客观记录了大洋盆地演化、洋-陆物质循环以及大陆地壳增生历史等多种信息, 被视为研究板块起源和大陆生长的窗口. 增生杂岩以块体-基质结构、叠瓦状逆冲断层-同斜褶皱的构造样式、丰富的变质作用类型和强烈的水岩作用而独具特色, 也是增生杂岩有别于传统沉积地层的标志. 在长达近百年的研究历史中, 在增生杂岩的识别、组成与形成机制、基质与外来岩块的性质、大洋板块地层层序识别、大洋盆地重建、演化动力学背景以及与俯冲带和造山带类型的关系, 特别是大陆俯冲带增生杂岩等领域都取得了较大进展, 为板块构造理论的发展和完善起到了重要作用. 当前在与板块起源相关的古增生杂岩的识别、增生杂岩带精细剖析、大陆碰撞过程中的增生作用、水岩作用的地球化学示踪等领域有望取得进一步突破. 特别是中国境内发育全球最具代表性的造山带与增生杂岩带, 开展相关领域立典性工作, 为中国科学家创新和引领国际相关研究提供了最佳机遇.

关键词 增生杂岩, 大洋俯冲, 大陆俯冲, 构造刮削, 增生造山带, 碰撞造山带

1 引言

增生杂岩由大洋板块在海沟处俯冲过程中原地沉积物裹挟被仰冲盘刮削下来的沉积盖层和洋壳碎片混杂叠置于俯冲带上盘而成, 因此又称为俯冲带混杂岩. 增生楔形成于洋-陆过渡带的海沟和岛弧之间, 其结构、组成与形成过程客观记录了大洋盆地演化、洋-陆物质循环以及大陆地壳增生历史等多种信息, 被视为研究板块起源和大陆生长的窗口. 更为重要的是, 由于增生杂岩系统连续记录了板块俯冲与增生的系列过程, 为探讨古板块俯冲带的形成演化历史提供了关

键的直接证据. 同时, 增生型造山带含有大型-超大型铜-金和多金属矿床(例如, 李继亮, 2004; 高俊等, 2019). 因此, 造山带内增生杂岩也是寻找造山带型大型-超大型金矿床的最佳场所.

现今大陆主要由元古代以来的造山带与夹持期间的陆块构成(图1a和1b), 而增生杂岩作为俯冲/碰撞造山带存在的直接证据, 贯穿地球增生历史, 是大陆生长的重要方式. 中国境内发育全球最具代表性的造山带, 如中亚造山带、青藏高原-喜马拉雅造山带、大别-苏鲁造山带和环太平洋造山带等, 这些造山带的研究为完善和发展板块构造理论提供了关键的地质证

中文引用格式: 周建波. 2020. 增生杂岩: 从大洋俯冲到大陆深俯冲的地质记录. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1709–1726, doi: 10.1360/SSTe-2019-0305
英文引用格式: Zhou J. 2020. Accretionary complex: Geological records from oceanic subduction to continental deep subduction. Science China Earth Sciences, 63(12): 1868–1883, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9652-6>

图1 全球不同时期造山带及增生杂岩分布图

据Liou等(2004, 2014)、Zheng和Zhao(2017)

据。特别是古太平洋板块对中国东部大陆边缘的控制作用和过程, 历来是中国地学研究的焦点和重大地质问题。同时, 诸如板块构造起始于何时、洋-陆转换机制与过程、俯冲-增生精细过程等方面缺乏明确认识。幸运的是, 中国境内主要造山带多发育板块俯冲形成的关键直接记录——增生杂岩, 为上述问题的研究提供了天然实验室。

2 增生杂岩的研究历史与基本特征

增生杂岩的研究最早可以追溯到百年前对北威尔士Anglesey混杂岩的研究(Greenly, 1919), 之后Bailey和McCallien(1950, 1953)在研究土耳其Ankarag构造混杂岩和Hsü(1968, 1974)研究加利福尼亚Franciscan杂岩重新启用这一概念。在长达近百年的研究历史中, 在增生杂岩组成、基质与外来岩块的性质、大洋板块地层(oceanic plate stratigraphy, OPS)层序识别、大洋盆地重建、演化动力学背景以及与俯冲带和造山带类型的关系等领域均取得了较大进展(例如, 水谷伸治郎等, 1989; 张庆龙和水谷伸治郎, 1989; 张建新和许志琴, 1995; 张国伟等, 1997; 周建波, 2000; 周建波等, 2001; 肖文交等, 2003; 李继亮, 2004; 宋述光等, 2013;

许志琴等, 2016; Uyeda, 1982; Davis等, 1983; Davis和Hyndman, 1989; Howell, 1991; Isozaki等, 1990; Windley, 1992; Stern, 2002; Xiao等, 2002, 2003, 2010; Wakita和Metcalf, 2005; Wakita, 2012; Zheng等, 2005; Zheng和Zhao, 2017; Wu等, 2007; Cawood等, 2009; Zhou等, 2008a, 2008b, 2009, 2014; Zhou和Li, 2017)。增生杂岩以块体-基质结构、叠瓦状冲断层-同斜褶皱的构造样式、丰富的变质作用类型和强烈的水岩作用而独具特色, 也是增生杂岩有别于传统沉积地层的标志。

2.1 增生杂岩的组成

增生杂岩主要包括块体-基质结构的混杂单元、浊积岩和复理石等连续-半连续单元等构造单元。这些构造单元又具体包括海沟沉积物、远洋-半远洋沉积、洋岛-海山-大洋高原以及少量高压变质岩、洋内弧和微陆块残片等不同成因类型(水谷伸治郎等, 1989; 宋述光等, 2013; 张建新和许志琴, 1995; 肖文交等, 2003; 许志琴等, 2016; Howell, 1991; Cloos, 1983; Isozaki等, 1990; Wakita和Metcalf, 2005; Wakita, 2012, 2019; Safonova等, 2016; Krohe, 2017; Zhou等, 2009, 2014; Zhou和Li, 2017; Ogawa, 2019; Festa等, 2019; Wakabayashi, 2019; Raymond, 2019)。加利福尼亚Fran-

ciscan杂岩是较早认为与板块俯冲相关的增生杂岩(Hsü, 1974), 该增生杂岩在约175~12Ma, 特别是120~32Ma期间东向俯冲过程中快速增生而成(Wakabayashi, 2015, 2019). 从大到公里小到米及标本尺度, Franciscan杂岩由叠瓦状的硅质碎屑岩、玄武岩、硅质岩、蛇纹岩及其高压变质岩等组成(Wakabayashi, 2015, 2017b, 2017c). 近年来Franciscan增生杂岩在组成与演化过程, 变质作用与变形特征和同位素年代学与地球化学等多领域取得较多进展, 并成为国际研究增生杂岩经典地区之一(例如, Hsü, 1974; Howell, 1991; Cloos, 1983; Krohe, 2017; Wakabayashi, 2019; Raymond, 2019). 日本群岛作为环太平洋造山带的一部分, 自西向东主要由晚古生代到新生代的增生杂岩组成. 对不同时代增生杂岩的大洋板块地层和与俯冲有关的变质作用年代的深入研究, 使得日本列岛的构造单元组成及其增生演化历史的研究得到了较快发展, 并修正了日本列岛自晚古生代以来直到目前仍在继续的长期增生-演化历史(Isozaki等, 1990; Wakita, 2019). 组成上述增生杂岩的共同特征是, 其组成组分主要包括俯冲带上盘剥蚀的物质, 俯冲带下盘被刮削的大洋物质以及海沟处的沉积物三部分. 其中从俯冲带上盘剥蚀岩块与海沟沉积物占有较大的比重, 而大洋物质主要是来自洋壳第2层以上的岩石, 特别是海山和有关的礁灰岩及深海沉积物等, 而来自第3层及以下伏地幔的岩石较少.

中国境内三条巨型显生宙造山带均产出增生杂岩(例如, 张国伟等, 1997; 宋述光等, 2013; 张建新和许志琴, 1995; 肖文交等, 2003; 许志琴等, 2016; 李继亮, 2004; Xiao等, 2002, 2003, 2010; Zheng等, 2005; Zheng和Zhao, 2017; Wu等, 2007; Zhou等, 2008a, 2009, 2014; Zhou和Li, 2017). (1) 特提斯造山带横亘中国中-南部, 在漫长的特提斯洋演化过程中, 发育一系列大洋俯冲-拼贴过程中形成的增生杂岩. 从北祁连至雅江缝合带之间几乎所有地体(陆-陆或弧-陆)之间的每一条缝合带中都分布由高压变质岩、蛇绿岩残片、生物碎屑灰岩、硅质岩岩块等组成的变质俯冲增生杂岩带(宋述光等, 2013; 张建新和许志琴, 1995; 李继亮, 2004; 许志琴等, 2016; Yin和Harrison, 2000), 自北向南增生杂岩的时代从北祁连地区的~500Ma到雅江地区的~70Ma(宋述光等, 2013; 许志琴等, 2016; Yin, 2006), 全面反映了特提斯洋的迁移演化历史. (2) 中亚造山带是全球

规模最大的增生型造山带, 最显著的特征是发育大量增生杂岩, 记录了大洋俯冲和陆缘增生过程. 已有研究显示, 中亚造山带由不同时期和性质的洋壳、洋岛、增生楔、岛弧、微地块、俯冲-碰撞产生的高压变质地体等组成, 类似于现今西南太平洋多洋岛构造体系拼合到一起(Sengör等, 1993; Xiao等, 2002, 2010). 中亚造山带中部西伯利亚板块南缘Dunzhugur增生杂岩中发育的蛇绿岩和岛弧相关岩石时代为1020Ma(Khain等, 2002), 因此古亚洲洋最早的俯冲-增生历史可追溯到新元古代. 而与古亚洲洋闭合相关的西拉木伦增生杂岩时代为~240Ma(Zhou和Wilde, 2013; Han等, 2015), 反映了中亚造山带近800Ma的增生演化历史. (3) 古太平洋板块俯冲增生杂岩带主要产出在欧亚大陆东缘. 那丹哈达增生杂岩带为中国大陆唯一出露由古太平洋板块俯冲-增生而成的增生杂岩带, 也是中国研究增生杂岩组成最早的地区之一(水谷伸治郎等, 1989; 张庆龙和水谷伸治郎, 1989; Kojima, 1989). 新近的研究表明其组成包括大洋板块沉积(晚三叠世-中侏罗世放射虫深海硅质岩、半深海硅质泥岩、晚侏罗-早白垩世海沟碎屑岩), 晚三叠-早侏罗世洋岛组合和晚石炭-早二叠灰岩岩块以及砂泥岩基质等组成(Zhou等, 2014). 因此, 那丹哈达杂岩主要由俯冲带上盘陆源碎屑岩类、俯冲带下盘的大洋板块表层的远洋、半远洋沉积岩及超基性火山岩组成, 这些不同时代、不同性质的岩石均以外来岩块状包裹于海沟沉积物中, 进而以叠瓦状逆冲断层和混杂岩的形式就位在一起, 形成时代为210~130Ma, 反映了古太平洋板块向欧亚大陆俯冲-增生演化的历史(Zhou等, 2014; Zhou和Li, 2017).

2.2 增生杂岩的基质与岩块

已有的研究显示, 增生杂岩中至少存在三种构造单元: 破碎单元、肢解单元和混杂单元(Raymond, 1984, 2019). 其中破碎单元是具有丰富且普遍存在的节理、断层和剪切带的构造单元, 缺乏外来块体, 尽管其岩石破碎强烈, 但仍保持足够的连贯性, 可被视为岩石地层单元(Hsü, 1968; Raymond, 1984). 肢解单元是具有基质-外来岩块的结构特征, 但缺乏连续性分布的地层, 不发育外来块体(Raymond, 1984). 而混杂单元则是可以通过1:25000或更大比例进行地质填图的构造单元, 其特征是地层多为构造接触且缺少内部连续性, 并

包含了大小不等的碎片和岩块, 而且这些岩块具有“外来的”与“原地的”等不同成因, 并以构造混杂形式嵌入于砂泥质基质中(Raymond, 1984). 增生杂岩中多发育呈带状分布的混杂岩或蛇绿岩残片, 这一构造单元是增生杂岩的重要组成部分, 同时也是板块缝合带的关键岩石构造组合, 赋予了追溯洋盆闭合与陆块拼合历史的关键角色(肖文交等, 2019). 而混杂基质及其包裹的外来岩块是增生杂岩中较为重要的两个构造单元.

2.2.1 基质

增生杂岩的混杂岩单元均发育块体-基质结构(Davis等, 1983; Raymond, 1984, 2019; Davis和Hyndman, 1989; Isozaki等, 1990; Howell, 1991; Ogawa, 2019; Festa等, 2019). 砂泥质基质既是混杂岩单元的主要组成部分, 也是增生杂岩的特征性单元. 砂泥质基质主要为大洋消减过程中沉积于海沟处的松散未固结的沉积物, 因此保存有同沉积塑性流动状构造特征(Ogawa, 2019; Festa等, 2019). 而外来岩块裹夹于强烈叶理化、能干性弱的复理石基质中, 它们通过滑脱断层从消减带深处折返进入增生楔, 或通过构造刮削作用混入增生杂岩. 大洋板块俯冲过程中, 随着增生杂岩的增生海沟向大洋一侧迁移, 复理石基质也随着后退方向逐渐加积且年龄逐渐变新. 因此, 砂泥质基质的形成时代较外来岩块更接近于俯冲作用发生的时代, 其测年结果被广泛用来限定俯冲作用发生的下限(Zhou等, 2009, 2014). 结合基质的迁移规律以及逆冲断层、同斜褶皱等的总体指向, 能够较好地分析古大洋的俯冲极性与方向.

古老造山带中的基质多遭受多期变质-变形的改造并识别困难. 中国境内的那丹哈达增生杂岩带保留受后期改造和破坏较弱, 块体-基质结构保存完整(图2). 那丹哈达地区复理石基质大多呈塑性流动状构造环绕岩块分布, 不发育完整的沉积层序, 应为海沟沉积物在同沉积过程中发生构造混杂所致(水谷伸治郎等, 1989; 张庆龙和水谷伸治郎, 1989); 也有部分基质保存完整的复理石沉积层序, 层理发育并呈单斜地层分布, 应为增生杂岩就位过程中其顶部发育的沉积物. 年代学研究显示, 分布与增生杂岩靠大陆一侧时代较老($\sim 167\text{Ma}$), 而向洋一侧的沉积物则逐渐变新($\sim 137\text{Ma}$). 该区枕状玄武岩原岩年龄为($167\pm 1\text{Ma}$), 侵入增生杂岩的S型花岗岩年龄($128\pm 2\text{Ma}$)(图2). 这些年

龄数据共同反映该区早侏罗-早白垩增生杂岩的长期增生历史, 并进而反映了古太平洋俯冲-增生过程(Zhou等, 2014; Zhou和Li, 2017).

2.2.2 外来岩块

外来岩块在增生杂岩的构造-岩石组合中占有相当大的比重, 外来岩块包括海山、洋岛、弧杂岩、蛇绿岩、高压-超高压变质岩、大洋沉积物及陆块残片等, 显示不同规模、不同类型、不同来源的特点, 而且时代跨度较大. 空间分布上, 这些外来岩块小到标本尺度, 大到填图规模(图3). 其中能干性强的大型岩块/微陆块不仅控制着增生杂岩的保存状态和变质-变形特征, 也控制着造山带的区域构造线展布方向. 同时, 古老微陆块能够提供更为丰富的构造叠加与演化信息, 特别是早期构造演化方面具有无可替代的作用(Zhou等, 2011, 2012).

那丹哈达增生杂岩带的外来岩块组成与分布特征如图3所示, 岩块属性包括深海硅质岩、半深海硅质泥岩、洋岛玄武岩(OIB)型组合、蛇绿岩组合以及灰岩岩块等组成, 时代跨度从晚石炭世到早白垩世(Zhou等, 2014), 石灰岩岩块中含有中石炭世-早二叠世类化石, 其中Misellina化石组合为典型的特提斯动物群(韩建修, 1985), 表明其来源于南方大陆, 为那丹哈达部分外来地块的时代与来源提供了重要的制约. 中亚造山带则发育规模大小不等的“外来岩块”. 这些从标本尺度到填图尺度的微陆块(Zhou等, 2018), 既有不同时期的洋壳、洋岛、岛弧和高压变质杂岩等与古大洋演化密切相关的构造单元, 也有不同地质时期、不同来源的陆块残片(Xiao等, 2003, 2009; Zhou等, 2018). 由于这些微陆块形成历史长, 并遭受了多期次变质-变形的改造, 因此有可能记录了造山带形成与演化过程中更全面地质演化信息. 中亚造山带微陆块的研究取得了较大进展(Kröner等, 2013; Zhou等, 2011, 2012, 2018; Zhou和Wilde, 2013), 西段哈萨克斯坦发育时代为($2791\pm 24\text{Ma}$)的古老微陆块(Kröner等, 2013), 造山带中段图瓦地区微陆块时代为($2664\pm 15\text{Ma}$)(Kovach等, 2005; Kozakov等, 2011), 而造山带东段东北地区也发育大量的微陆块(Zhou等, 2018). 这些微陆块的初步研究结果不仅表明了中亚造山带全域内发育的Rodinia与Pan-African等标志性的地质事件, 也揭示出中亚造山带早期构造演化与超大陆旋回间存在的密切联系

图 2 那丹哈达地体区域大地构造位置(a)及那丹哈达增生杂岩外来岩块与基质分布地质图(b)

年龄数据单位为Ma, 详见Zhou等(2014)、Zhou和Li(2017)

(Zhou等, 2018), 为古亚洲洋早期演化和古大陆再造提供了丰富的信息。

2.3 大洋板块地层

大洋板块地层(OPS)是大洋板块从洋中脊到海沟俯冲带运动过程中形成的一套构造-沉积地层(Isozaki等, 1990), OPS作为增生杂岩的标志性构造-岩石组合, 主要由俯冲大洋板块表层的远洋、半远洋沉积岩及基性火山岩类所组成, 其标准层序包括底部枕状玄武岩、放射虫硅质岩、灰岩、硅质页岩到顶部海沟沉积物等(Isozaki等, 1990; Wakita和Metcalf, 2005; Wakita, 2012)。日本增生杂岩的OPS层序得到较好的重建(图

3), 从大洋向陆缘包括二叠纪靠近洋中脊玄武岩(MORB)-生物礁灰岩的古海山组合, 三叠纪远洋放射虫硅质岩组合, 以及晚三叠-早侏罗世半远洋页岩沉积, 直至近海沟则出现大量的侏罗纪海沟复理石沉积, 完整记录了从洋中脊到俯冲带之间所发生的沉积-岩浆作用(图3)。中国境内的OPS研究近年来得到广泛的重视, 由于OPS连续记录了洋壳发育年龄, 特别是洋中脊形成直至近海沟处大洋俯冲消亡的时限, 因此构成了大洋板块从拉张到闭合的完整记录, 为古大洋重建提供了关键的地质信息(图2; Wakita, 2012)。

浊积岩和复理石等连续沉积单元为OPS层序中重要组分, 但巨厚的复理石或浊积岩等连续单元是否属

图3 大洋板块地层沉积与演化过程
据Wakita(2012)

于增生杂岩不太容易识别,特别是在混杂岩出露不典型的地区,这种连续沉积单元是否属于增生楔则更加难以厘定。然而,复理石或浊积岩在许多造山带中的增生楔十分发育,如澳大利亚拉克兰造山带(Lachlan Orogen)的中西部区域主要由强烈褶皱变形的砂岩和页岩构成的浊积岩组成(例如, Foster等, 1999; Foster和 Gray, 2000),北美阿拉斯加地区Chugach terrane增生杂岩中的上白垩统Valdez群就是由海底扇复理石连续沉积单元等组成(例如, Defant等, 1992)。

需要指出的是,近年来OPS的研究范围有逐渐扩大的趋势。Wakita(2012, 2019)认为OPS除在洋壳基底之上形成的各种建造外,还应包括陆缘海盆地沉积。Kusky等(2013)和Safonova等(2016)等则进一步指出,OPS包括在大洋板块从洋中脊到海沟运移过程中形成的一系列岩石组合,具体包括蛇绿岩残片、洋岛海山组合、洋内弧火山岩、含铁锰结核的远洋泥硅质岩、海沟相滑塌堆积、斜坡相浊积岩,甚至高压-超高压变质岩岩片(块)等。国内部分学者(张克信等, 2016)指出OPS还应该包括裂离的陆壳碎块,认为活动陆缘也应划归OPS范畴。上述OPS的组成特征已与增生杂岩大体相同,而且扩大化的大洋板块“地层”包括了不同性质、不同成因的构造-岩石组合,作为典型的“非史密斯层序”已经失去了传统沉积地层的意义,导致国内部分学者甚至建议用“增生杂岩”来取代“大洋板块地层”(冯益民和张越, 2018)。笔者认为,OPS仍局限在记录大洋板块从拉张到闭合过程中的沉积记录为宜。

2.4 增生杂岩的结构与构造

增生楔体的发育规模与结构遵循库仑楔理论,并随着俯冲角度的改变而调整(例如, Chapple, 1978; Davis等, 1983; Platt, 1986; Howell, 1991)。同时,增生楔总体由陆向洋方向逐渐变年轻的趋势,与之相关的弧前盆地与上叠盆地也会随之向大洋方向沉积时代逐渐年轻。中国东部那丹哈达增生杂岩由西向东依次为时代为210~180Ma的跃进山杂岩和时代为180~130Ma的饶河杂岩(Zhou等, 2014),代表了古太平洋早期俯冲与增生历史;而向东到日本列岛依次出现古生代变质杂岩、侏罗纪增生杂岩,以及向太平洋方向逐渐出现白垩纪、第三纪和现代增生杂岩(Taira等, 1992; Taira, 2001),总体指示太平洋板块逐渐后退及增生杂岩逐渐生长的过程。

现代增生楔一般由加积前锋、楔体和俯冲拆离带等主要部分构成,增生楔前锋发育在海沟附近,是由高角度逆断层组成的叠瓦状构造;增生楔体内部则发育混杂带和连续逆冲带,而拆离带位于增生楔底部,其不仅是俯冲带流体活动的通道,也是高压-超高压岩块通过板底托垫作用折返的隧道(Howell, 1991; Cloos, 1983; Krohe, 2017; Moore和Vrolijk, 1992; Carson和Screaton, 1998)。前锋前缘强烈的挤压构造应力造成增生楔发生强烈的变形作用改造,其变形样式受岩石强度、流体压力等因素制约,并在增生楔的不同构造部位表现出不同的构造样式。西南日本地区

为研究增生杂岩结构与构造较为理想的地区(Isozaki等, 1990; Wakita和Metcalf, 2005; Wakita, 2012). Safonova等(2016)根据前人研究成果以及日本现代增生杂岩的发育特征, 将其划分为海沟浊积带、前锋逆冲带(PTZ)、叠瓦状冲断带(ITZ)、前缘无序逆冲带(OOST, 大尺度逆冲-岩片带(LTSZ)和陆缘反射带(LDRZ)等, 各带内典型岩石组合和构造样式如图4所示(Safonova等, 2016).

由于大洋俯冲板块在仰冲板块前段遭受刮削、无序逆冲、底侵和底辟等多种作用, 由洋壳物质与海沟沉积物混杂, 这些海沟沉积物尚未固结成岩, 强烈的构造作用导致其构造样式以塑性流变构造为代表. Davis等(1983)曾对加拿大落基山、北美阿巴拉契亚山脉以及台湾地区前陆冲断带与增生杂岩等进行了系统总结, 这与阿尔卑斯造山带增生杂岩(Nemcok等, 1999)、中亚造山带阿尔泰增生杂岩(肖文交等, 2019)以及欧亚大陆东缘古太平洋板块增生杂岩(Zhou和Li, 2017)等大致相同, 均以产出特征性叠瓦状冲断层-紧闭褶皱组合为特征, 同时强烈变形, 使基质发生强烈透入性面理化的混杂而形成非史密斯层序, 在剖面上呈现多重逆冲叠瓦构造和双重构造的组合特征. 需要指出的是, 同时造山带增生杂岩多发育一定规模的韧性剪切带, 蛇绿岩以及高压-超高压变质岩块可能借助于这些韧性剪切带发生构造就位. 同时, 增生杂岩大多经历了俯冲-增生和碰撞造山等多期构造的叠加与改造, 古造山带中的增生杂岩又大多遭受后期构造破坏, 造成其结构与构造样式识别更为困难, 但总体的构造样式以发育双冲构造和紧闭褶皱为特征(Karig和Sharman, 1975; Cloos, 1983; Davis等, 1983), 并具有一系列叠瓦状逆冲岩片或者混杂岩特有的“基质包裹外来岩块(block-in-matrix)”的结构样式.

2.5 增生杂岩的变质作用

板块俯冲过程中在海沟附近沿前锋部位不断刮削下来较新的岩片, 这种生长方式通常称为前锋加积. 持续的前锋加积导致增生楔体逐渐生长, 并造成俯冲带逐渐后退并向大洋板块一侧迁移. 前锋加积作用导致增生杂岩发生强烈构造挤压并造成岩石发生强烈褶皱变形, 并伴有较低级变质作用. 另一方面, 伴随俯冲带被带入地下一定深度的物质也可以通过浮力作用或构造堆叠作用发生折返, 并构造侵位于增生楔体

的底部, 这种生长方式通常称为板底垫托作用. 前锋加积作用如推土机运动过程中铲下前方雪或土一样保持相对固定的几何形态, 并按固定的几何方式生长(Davis等, 1983; Platt, 1986; Howell, 1991). 连续的板底托垫作用可以导致楔体伸展以及楔体顶部岩石逐渐剥蚀和弧前盆地接受沉积, 也能够造成高压-超高压岩石逐渐剥露到地表. 因此, 不同变质级别的岩石相互混杂也是增生杂岩有别于其他构造单元的主要标志.

那丹哈达增生杂岩带主体岩石均未发生变质作用, 也不发育高压变质岩石等深部折返岩片, 这可能与增生机制主要为前锋刮削加积有关(Zhou等, 2014). 相邻同一构造背景、同时代的黑龙江杂岩则发生了蓝片岩相-绿片岩相的变质作用(Wu等, 2007), 其中变质基质以绿片岩相为主, 而玄武质岩块多发生蓝片岩相变质作用($T=320\sim350^{\circ}\text{C}$; $P=0.9\sim1.1\text{GPa}$; Zhou等, 2009), 是由于该区大规模的增生杂岩已经剥蚀殆尽, 目前保存下来的岩石组合主要为大规模增生杂岩的根部(Zhou和Li, 2017). 甚至部分早期变质-变形的增生杂岩又成为晚期增生楔的组成部分, 这在伊朗南部莫克兰造山带及科迪勒拉增生造山带中均有报道(Hosseini-Barzi和Talbot, 2003; Dickinson, 2008; Krohe, 2017). 增生杂岩的变质作用研究程度较高的为美国的Franciscan杂岩, 复理石基质和外来岩块都发生了不同程度的变形和变质作用, 并分别遭受不同程度的变质-变形作用改造(Cloos, 1983; Krohe, 2017; Wakabayashi, 2019; Raymond, 2019). 基质主要为长英质碎屑岩类, 部分可见硬玉+石英组合, 推测最高变质温度可达到 300°C , 压力达到 1.0GPa (Krohe, 2017). 外来岩块包括中温榴辉岩、中温蓝片岩、中温蓝片岩-斜长角闪岩、低温榴辉岩、低温蓝片岩和斜长角闪岩等多种不同温压条件的岩块及其各自不同的 P - T 路径轨迹(Krohe, 2017), 表明基质与各岩块之间存在不同的俯冲深度和各自不同的增生与折返历史. 近期结合野外地质、岩石学、地球化学和高压变质杂岩的综合研究表明, 增生杂岩内部分岩块存在经历两次埋藏-剥露循环的高压岩石(图5), 少量岩石俯冲至榴辉岩相深度, 剥露后受到沉积作用改造, 之后又俯冲至蓝片岩相深度再剥露(Wakabayashi, 2011, 2012, 2019; Krohe, 2017), 进而导致不同时代、不同变质程度的岩石构造混杂.

图4 现代增生杂岩的结构分带与构造样式
据Safonova等(2016)

3 增生杂岩与俯冲带类型的关系

3.1 增生杂岩与大洋板块俯冲的关系

大洋俯冲带以发育海沟、增生楔、火山弧为特征,这在太平洋周边最为典型,因此也称为太平洋型俯冲带(Maruyama等, 1996),之后的研究显示太平洋板块东西两侧也存在明显差别。Uyeda(1982)将俯冲带分为智利型(Chiles)和马里亚纳型(Marainas)。其中智利型俯冲带发育大陆弧且无弧后盆地,通常海沟较浅,贝尼奥夫带平缓;陆源物质大量供应,增生楔体发育完整。而马里亚纳型以发育岛弧和弧后盆地为标志,同时海沟较深,贝尼奥夫带陡倾,洋侧斜坡上发育张性断层和地堑,海沟内沉积物较薄,进而导致海沟陆侧斜坡上增生楔不发育,弧前区出现塌陷构造侵蚀(郑永飞等, 2015)。其余的类型则为过渡型或混合型。智利型俯冲带,俯冲板块与仰冲板块之间处于强烈的挤压应力状态,更有助于刮削俯冲带上方的海沟沉积物或者洋壳。因此有大量大洋沉积物和洋壳残片组成的增生楔更容易出现在智利型俯冲带中。von Huene和Scholl(1991)、von Huene等(2004)以及Clift和Vannucchi(2004)等进一步指出不同汇聚边缘其弧前地质作用差别很大,并将俯冲边缘划分为增生型边缘和侵蚀型活动陆缘。前一种俯冲边缘多导致强烈的板块俯冲与增

生作用,并由于大洋板块后退式俯冲,在上覆板块前缘容易大规模发育增生楔体。后一种为侵蚀型边缘,由大洋板块前进式俯冲引起,大洋板块上的所有沉积物均俯冲到上覆板块之下,一般不发育增生楔或被破坏殆尽。

需要指出的是,不同的俯冲方式代表着板块俯冲演变过程中的不同阶段,俯冲往往以智利型低角度逆冲开始,随着俯冲作用的持续进行,俯冲盘与上覆板块之间的结合强度逐渐减弱,最后往往演化成马里亚纳型俯冲边界。同时,俯冲板块的新老差异也能够导致不同类型的俯冲边界,板块时代越老往往就越重,俯冲过程中下沉速度就越快,与上覆板块的结合程度也逐渐减弱,进而导致从智利型向马里亚纳型的转变。即使相同的俯冲边缘,增生杂岩的形成与否因板块间的结合强度及其性质的不同而有所差异。同时,前弧沉积构造主要由沉积物的供应量决定,俯冲-增生杂岩的发育与否及其规模大小,取决于是否有大量沉积物剥蚀并堆积于海沟附近,以及是否有缓慢的汇聚速率以及海沟快速的沉积速率。苏门答腊前弧和智利海沟同属智利型俯冲带,但前者因从孟加拉冲积扇接受大量冲积物而发育特征性的增生楔,而后者因内陆沉积供给少,大多数地区不发育增生楔(Uyeda, 1982)。

图 5 弗兰西斯科增生杂岩两次俯冲与折返示意模型

据 Krohe (2017)

3.2 增生杂岩与大陆碰撞的关系

与大洋板块俯冲对应, 地质学家近期更关注碰撞造山带的大陆深俯冲作用. 陆壳岩石中的柯石英和金刚石等超高压指示矿物首先在阿尔卑斯被发现, 因此曾称之为阿尔卑斯型俯冲带 (Maruyama 等, 1996). 近期新的超高压指示矿物和特殊出溶结构不断发现, 指示陆壳岩石, 包括沉积岩、花岗岩、基性岩和超基性岩都可以俯冲到大陆岩石圈地幔深部 100~300 km (例如 Liu 等, 2007; Zheng 等, 2012), 这些岩石学证据为大陆板块曾发生深俯冲作用过程提供了重要制约.

已有研究显示, 在大陆俯冲过程中一般不发育岛弧岩浆活动, 地震也多以浅源地震为主, 但往往形成多层板片状的逆冲推覆构造, 并在俯冲带附近发育大型褶皱冲断带 (例如, Chapple, 1978; Davis 等, 1983; Nemcok 等, 1999; Sikder 和 Alam, 2003); 地壳岩石也会在大陆深俯冲过程中发生不同程度的变质变形与脱水熔融作用, 但这些物理与化学变化强度与大洋俯冲带相比存在着明显的差别 (郑永飞等, 2013, 2015). 大别-苏鲁造山带形成于三叠纪前后华南陆块向华北陆块由洋-陆俯冲到陆-陆俯冲与碰撞的过程 (Zheng 等, 2005, 2019), 苏鲁仰口地区首次发现的矿物出溶结构, 表明大别-苏鲁地区大陆板块俯冲深度可能达到 200 km (例如, Ye 等, 2000). 与此相对应, 大别-苏鲁地区大陆俯冲增生杂岩的研究也取得了重要进展 (周建波等, 2001;

Zheng 等, 2005; 郑永飞等, 2013). 研究表明, 大别-苏鲁地区浅变质岩的形成机制与大洋板块俯冲增生杂岩具有可比性, 应为大陆板块深俯冲过程中形成的增生杂岩 (图 6a~6d).

大别-苏鲁地区浅变质岩具体包括超高压带北缘浅变质岩带和超高压带内部浅变质岩两部分 (周建波等, 2001; Zheng 等, 2005; Liu 等, 2017). 其中高压带北缘以北淮阳-五莲杂岩带为主, 代表性岩石组合为前寒武纪变质碎屑岩-新元古代片麻状花岗岩 (变质花岗岩) 和变基性岩 (斜长角闪岩). 变质带内部浅变质岩以大别山碧溪岭附近的港河和赣榆石桥等地千枚岩和云母片岩等绿片岩相变质碎屑岩为代表. 它们以发育紧闭同斜褶皱-叠瓦状逆冲断层-构造混杂岩为主, 并以绿片岩相变质为特征 ($P=200\sim300\text{MPa}$, $T=300\sim400^\circ\text{C}$), 明显有别于榴辉岩相的高压-超高压变质岩 (周建波等, 2004). 同时, 由于其均产出于超高压带内部或北缘, 而与发育在华南陆块北缘的下扬子褶皱冲断带无论构造部位、变质程度均有显著区别 (图 6b 和 6c). 同位素年代学研究表明, 它们主要为扬子板块北缘的新元古代变质杂岩, 浅变质岩与超高压变质岩的原岩都是华南陆子板块北缘大陆板块的组成部分 (周建波等, 2001; Zheng 等, 2005), 但 Ar-Ar 同位素年龄显示其变质作用时代为 $(265\pm 1.2)\text{Ma}$, 较超高压变质岩形成时代早约 20 Ma, 代表了华南陆块俯冲作用开始的时期 (Zhou 等, 2008a). 因此, 这些前变质岩应为大陆板块俯冲过程中刮削下来的大陆表

图 6 (网络版彩图)大洋板块俯冲与大陆板块深俯冲过程中增生杂岩形成示意图

(a) 大洋板块俯冲与增生杂岩形成阶段; (b) 大陆板块深俯冲与增生杂岩形成阶段; (c) 高压板片差异折返与增生杂岩混杂阶段; (d) 后期改造与剥蚀阶段. 修改自周建波等(2001)、Zheng等(2005)

层物质(图6b~6d), 其形成机制与大洋板块俯冲增生杂岩一致, 为大陆板块俯冲过程中形成的增生杂岩(图6b~6d, 周建波等, 2001; Zheng等, 2005).

4 增生杂岩与造山带类型的关系

现代板块构造体制下的造山带可分为两类: 增生

型和碰撞型造山带(图7; Windley, 1992; 李继亮, 2004; Zheng和Zhao, 2017). 前者以大洋板块俯冲为主, 多发于宽大的增生杂岩单元(图7a), 而后者以大陆板块碰撞为标志, 多为对增生杂岩的改造和破坏(图7b; Stern, 2002; Zheng和Chen, 2016).

碰撞造山带是大陆碰撞构造作用的产物, 根据碰撞过程中两侧陆块的性质, 一般区分为弧-陆碰撞和

陆-陆碰撞两大类(Brown等, 2011; 郑永飞等, 2015). 弧-陆碰撞为岛弧地体与大陆板块之间的俯冲与碰撞作用, 而陆-陆碰撞则是指两个大陆板块之间的俯冲与碰撞过程. 阿尔卑斯和青藏高原-喜马拉雅造山带等欧亚大陆南缘的造山带均是碰撞型造山带的代表. 尽管横跨欧亚大陆的青藏高原-喜马拉雅造山带作为特提斯体系是典型的碰撞造山带(例如, Yin和Harrison, 2000; 许志琴等, 2013), 但是显生宙以来经历了由“始特提斯”“古特提斯”到“新特提斯”的多期汇聚与碰撞作用(许志琴等, 2013, 2016), 并在漫长的特提斯体系的演化过程中经历了与俯冲密切相关的增生造山作用, 目前已经识别出北祁连始特提斯弧前增生楔, 古特提斯松潘-甘孜、金沙江、双湖-羌塘-临沧、松多等多条增生杂岩带, 新特提斯冈底斯弧前白垩纪复理石增生楔等组成的多条增生杂岩带, 这些增生杂岩记录了显生宙以来特提斯洋长期增生与演化的过程(例如, Yin和Harrison, 2000; Yin, 2006; 许志琴等, 2013). 而喜马拉雅造山带自南向北包括低喜马拉雅(LHM)、高喜马拉雅(HHM)和特提斯喜马拉雅(THM)等单元, 它们具有相同的印度板块基底, 并发育寒武纪-古近纪的被动陆缘沉积, 它们形成机制可能与大别-苏鲁大陆板块俯冲增生杂岩类似, 应为新生代早期印度大陆俯冲到亚洲大陆南缘之下过程中形成的增生杂岩(郑永飞等, 2015).

增生型造山带作为碰撞造山带的特殊类型, 以发育大量的俯冲-增生杂岩和岛弧岩浆岩为标志, 由一系列增生杂岩、岛弧-弧后系统、蛇绿混杂岩、大洋高原以及大陆残片组成. 该类造山作用与碰撞造山作用的主要区别是增生型造山带以其独特的侧向增生和垂向增生过程为主要特征, 缺乏陆-陆碰撞作用. 根据大洋板块的俯冲角度以及俯冲速率, 进一步将增生型造山带分为前进式和后退式两种亚类(Cawood等, 2009).

中亚造山带为增生型造山带的代表, 也是全球最大的显生宙增生杂岩发育区和陆壳生长区. 该造山带经历了长达~800Ma的洋盆拉张、洋壳俯冲和陆壳增生等过程, 并以晚石炭世-二叠纪末期造山作用终结. 在古亚洲洋长期的演化和俯冲过程中, 伴随有时代为1020~240Ma的多期增生杂岩的产出, 为研究板块俯冲与增生杂岩形成过程的最佳场所. 中亚造山带最显著的特征是发育大量增生杂岩, 记录了大洋俯冲和陆缘

增生过程. Sengör和Natal'in(1996)强调了增生杂岩在构筑中亚造山带的重要作用. 在中亚造山带西段, Xiao等(2009)对阿尔泰和东准噶尔地区的增生杂岩进行了详细的物质组成和运动学分析, 建立了该地区古生代多重俯冲-增生造山过程. 而中亚造山带中段地区, Xiao等(2003)详细研究了华北北缘索伦克缝合带温都尔庙增生杂岩、二道井增生杂岩、宝力道弧-增生杂岩的组成、结构及分布特征, 提出了增生楔-增生楔碰撞拼贴的造山模型. 在中亚造山带东部迪彦庙地区, 程杨等(2019)报道该区出露大量岩性、规模、形态各异的超镁铁质-镁铁质岩块, 以及灰岩、硅质岩、硅泥质岩和浊积岩等共同构成的古亚洲洋演化过程中古生代增生杂岩. 而在中国东北东部地区存在南北向展布的中生代增生杂岩, 如黑龙江杂岩、饶河杂岩、跃进山杂岩等, 它们多为古太平洋板块向欧亚大陆中生代俯冲过程中形成的增生杂岩. 而黑龙江杂岩经历了角闪岩相和蓝片岩相的变质作用(Wu等, 2007; Zhou等, 2009, 2014), 是研究古亚洲洋与古太平洋两大构造域叠加转换过程的重要地质记录.

5 未来研究领域

5.1 如何识别与板块俯冲启动相关的古老增生杂岩?

确定板块构造启动时间的关键是古老克拉通上的碰撞造山带的识别. 目前, 除了北美和格陵兰外, 全球其他克拉通陆块还没有发现太古宙的大陆碰撞造山带, 最早的陆-陆碰撞造山带出现在早元古宙的20~8亿年期间, 并导致Columbia(Nuna)超大陆的形成(Zhao等, 2002, 2004). 据此, 一些学者提出板块构造在太古宙还没有启动(Stern, 2007; Hamilton, 2011). 然而, 另一些学者认为, 板块构造在太古宙已经启动(Taira等, 1992; Kusky等, 2013), 由于后期热事件的改造, 太古宙的大陆碰撞造山带不易识别. 根据Zheng和Zhao(2020)的研究, 虽然在太古宙时期板块构造已经启动并产生了弧岩浆作用, 但是由于当时地幔温度较高, 因此俯冲带温度较高、板块边缘处于韧性而不是刚性状态, 结果发生的是暖俯冲而不是冷俯冲, 由此他们区分出古代与现代板块构造.

如何识别地球上最古老的碰撞造山带, 应是确定板块构造启动时间的关键. 由于后期地质事件的改造,

图7 增生杂岩与增生型造山带(a)和碰撞型造山带(b)的形成与保存模式
据郑永飞等(2015)

致使古老大陆内早前寒武纪碰撞造山带的识别极其困难,如太古宙地体缺少显生宙经典碰撞造山带的特征标志,包括蛇绿岩组合和蓝片岩、榴辉岩、高压泥质麻粒岩等高压-超高压变质岩石组合。而且,太古宙地热梯度比显生宙高得多,高压岩石组合很难形成或保留,因此,板块构造在地球上启动时间的确定仍面临巨大的挑战。需要指出的是,由于增生杂岩广泛发育于显生宙板块俯冲带中,同时,增生杂岩发育规模远远大于高压-超高压变质岩石等特征性单元,因此应更容易保存在古俯冲带中(Taira等, 1992; Kusky等, 2013)。国际上也曾开展加拿大苏比利尔太古宙绿岩带的研究,并将其与日本本州地区增生杂岩进行对比研究,划分为增生杂岩、岛弧和晚期花岗质侵入体等不同构造单元(Taira等, 1992),将增生杂岩的研究成功应用到古老造山带的识别中,为增生杂岩在古老造山带的识别与应用研究提供了新的思路。

5.2 大比例尺填图与增生杂岩的精细解剖

增生杂岩多经历俯冲刮削、增生造山和碰撞造山等多期构造叠加与改造,致使OPS层序被进一步肢解,进而增加了增生杂岩的识别和重建难度。近来的研究表明,大比例尺填图是识别和重建增生杂岩结果的有效手段和途径。增生杂岩是可以通过1:25000或更大比例进行地质填图的构造单元(Raymond, 1984)。Xiao等(2009)在大比例地质填图与综合分析基础上,对阿尔泰和东准噶尔地区的增生杂岩进行了详细的物质组成和运动学分析,建立了该地区古生代多重俯冲-增生造山过程。Wakita和Metcalf(2005)、Wakita(2012)通过大比例地质填图,在日本西南地区增生杂岩中识别了古海山层序,并提出了OPS混杂岩的概念,将OPS混杂岩分为浊积岩型、硅质岩-浊积岩型和灰岩-玄武岩型等不同类型。Safonova等(2016)也在综合前人工作基础

上,对OPS层序进行了进一步划分,丰富了大洋盆地演化的动力学过程。

最近,Zhang等(2011)对西准噶尔克拉玛依地区白碱滩晚石炭世增生杂岩进行了详细的大比例岩性-构造地质填图,识别了增生杂岩中复杂的岩性组成,区分了混杂单元和连续单元,系统分析了增生楔中的逆冲叠瓦构造、双冲构造、剪切变形及褶皱变形,提出了晚石炭世西准噶尔地区双向俯冲模型。Song等(2014)对北山中部勒巴泉地区进行1:10000地质填图,识别出了变质碎屑岩、变质基性岩、变质硅质岩、大理岩等不同岩性以岩片的形式构造叠置在一起,存在“岩块-基质”构造混杂关系,经历了多期构造变形,是形成于古生代的增生杂岩。Aouizerat等(2019)在黑龙江变质杂岩的详细野外1:10000地质填图结合1:5000局部构造填图过程中,厘定了黑龙江杂岩发育的“岩块-基质”构造混杂结构,确定其为典型的形成于活动大陆边缘的增生杂岩。通过构造解析识别出黑龙江增生杂岩三期韧性构造变形,分别对应于古太平洋板块向西俯冲、增生与折返的不同阶段。这些事实表明,大比例尺填图是查明增生杂岩结构、空间展布与俯冲极性的最佳途径。

5.3 增生杂岩的地球化学属性与水岩相互作用

增生杂岩内发育不同时代、不同大地构造属性的构造-岩石单元,具体包括蛇绿岩组合、洋岛MORB层序、岛弧系杂岩、高压变质岩、微陆块和复理石基质等。这些构造-岩石单元为大多数地球化学家们提供了多种可探索的领域。近20年中,以SHRIMP、CAMECA和LA-ICP-MS为代表的微区测年技术和地球化学领域的应用为增生杂岩带内各地质单元构造属性和性质的识别提供了重要的改变。而原位Ar-Ar测年技术为板块俯冲与增生过程提供了重要的制约。需要指出的是,由于大多数增生杂岩多发生低级变质作用甚至极低级变质作用,目前的这些测年技术仍然是束手无策。要想突破这一限制,必须改进和研发新的测试分析方法,特别是一些低温热年代学方法(如独居石、磷灰石U-Pb年龄等),以便找到适合于增生杂岩的新方法与手段。

同时,增生杂岩的主体组成为海沟沉积物,其岩石孔隙度大、渗透率高。强烈的水岩作用是增生杂岩有别于俯冲带其他地质体的主要标志。流体主要为浅部流体,包括海水和浅部岩石经过埋藏、压实作用产生

的孔隙水。同时,增生楔体位于流体通道-拆离带附近,俯冲到地幔深度的岩石经高压变质析出大量的变质流体沿拆离带呈沟道式向上流动并与增生楔岩石发生化学反应(周建波,2000)。因此,增生楔流体总体具有盐度低、氯化物含量异常低,并含有丰富的CO₂和CH₄的特征,流体以扩散式或沿断层带渠道式活动(Moore和Vrolijk,1992;Carson和Screaton,1998;周建波等,2001,2004;闫臻等,2003)。因此,增生杂岩的水-岩相互作用研究对识别板块俯冲与增生过程具有无可替代的作用,并对造山带的地质演化及矿床成因具有重要意义。中国增生杂岩相关领域研究较少,或可成为今后发展的重要领域或方向。

5.4 中国大陆典型增生杂岩带的立典性解析

中国境内也发育全球代表性的造山带,如中亚造山带、滇藏造山带、大别-苏鲁造山带和环太平洋构造带等,其中中亚造山带和环太平洋构造带均是近年来国际研究的热点地区。针对这些造山带开展增生杂岩带的立典性解析,将是中国科学家创新和引领相关领域国际前沿的最佳机遇。

古太平洋板块对欧亚大陆东缘的控制与改造作用历来是中国地质学家们关注的焦点和重大地质问题。由于古太平洋板块的俯冲,中国大陆东缘发生了由被动大陆边缘向安第斯型陆缘转换、安第斯型陆缘又向西太平洋沟弧盆体系转化的重大事件,并产生了诸如华北克拉通破坏、华南大陆再造、东北大陆增生以及中国东部油气盆地与金属大规模成矿等一系列重大科学问题(周建波等,2018)。已有的研究显示,环太平洋的俯冲增生作用与过程直接控制着中国大陆东缘中-新生代的构造演化与成矿,并从根本上制约着金属成矿的规模和分布。然而,由于中国东部大部分地域缺少与俯冲相关的直接记录,致使对古太平洋板块俯冲增生历史,特别是诸如古太平洋板块俯冲究竟起始于何时、古太平洋俯冲带保存在何处、古太平洋板块俯冲-增生精细结构与过程等方面缺乏明确认识。幸运的是,吉黑东部地区那丹哈达地区发育的古太平洋板块俯冲直接记录——中生代增生杂岩,为上述问题的解决提供了天然实验室(周建波等,2018)。

中亚造山带是全球最大的显生宙增生造山带,也是全球最大的陆内成矿域。该造山带经历了近800Ma的洋盆拉张、洋壳俯冲和陆壳增生等过程,为研究增

生型造山带最有利的地区。同时,伴随着长期增生与造山过程,大型-超大型铜-金和多金属矿床也赋存其中,相关的成矿背景研究在中国、澳大利亚、加拿大等均有报道,使得增生杂岩的研究具有明显的现实意义和经济价值。

5.5 增生杂岩: 从大洋俯冲到大陆深俯冲

增生杂岩这一构造单元在大洋板块俯冲过程中广泛发育,但在大陆深碰撞过程中是否具有相同或者相似的过程前人研究较少。大别-苏鲁造山带大陆深俯冲过程中的增生杂岩研究为这一科学问题的深化提供了重要的契机。目前的初步研究显示,大别-苏鲁地区超高压带内部和超高压带北缘产出的浅变质岩带有可能为大陆板块俯冲过程中刮削下来的岩片,与大洋俯冲过程中形成的增生杂岩具有一定的可比性,应为大陆板块俯冲形成的增生杂岩(周建波等, 2001, 2004; Zheng等, 2005)。

大陆板块俯冲与大洋板块俯冲增生楔形成的相似性,即两者在形成板块俯冲构造背景、组成物质均为俯冲板块表层岩石的属性,同时其构造特征与岩石组合、变质与变形特征、流体作用过程与方式、增生过程与方式等方面也具有相似性(周建波等, 2004; 郑永飞等, 2013),大洋板块增生楔的相关研究将为大陆板块俯冲增生杂岩的研究提供参考标志。同时也应注意到,大陆板块俯冲与大洋板块俯冲也存在较大差别,表现在: (1) 两者组成物质存在显著差异。由于增生杂岩的组成物质主要为俯冲板块的表层岩石与海沟沉积物,而大洋板块的硅镁质地壳和大陆板块的硅铝质存在显著差异,因此导致刮削下来构成增生杂岩的物质组成存在重大差异。就大别-苏鲁造山带而言,增生杂岩组成物质以前印支期扬子板块北缘新元古代岩石为主,由于这些表层岩石较洋壳物质密度小、孔隙度大,更容易在板块俯冲过程中被刮削下来进而形成增生杂岩(例如, 周建波等, 2004; Zheng等, 2005; Zhou等, 2008a, 2008b); (2) 就位方式差异性。大陆板块俯冲有其独特的特征,往往遵循着由洋-陆俯冲到陆-陆深俯冲与陆-陆碰撞的过程,并存在巨量的高压-超高压变质岩的折返,因此导致刮削下来的浅变质岩石与折返回地表的超高压变质岩石构造叠置并构造混杂在一起,进而改变了增生杂岩的赋存与出露状态(周建波等, 2004)。这既是前人研究大洋板块俯冲增生杂岩未

曾遇到的科学问题,同时也为探索大陆深俯冲过程中增生杂岩的发育特征提供了可对比条件,进而丰富并完善大别-苏鲁造山带由洋-陆俯冲到陆-陆俯冲的动力学过程。

致谢 本文仅为对增生杂岩的组成与演化过程的初步与阶段性总结。限于篇幅,难以将国内外科研团队的研究成果全面介绍;限于水平,也难以将增生杂岩的研究进展全面详细掌控。感谢郑永飞院士的长期指导和对本次工作的盛情邀请和良好建议,成文过程中得到了主编和四位评审专家们的详细修改与指导建议,一并致谢。

参考文献

- 程杨, 肖庆辉, 李廷栋, 郭灵俊, 李岩, 范玉须, 庞进力. 2019. 中亚造山带东缘迪彦庙俯冲增生杂岩带早二叠世洋内弧岩浆作用及构造背景. 地球科学, 44: 3454–3468
- 冯益民, 张越. 2018. 大洋板块地层(OPS)简介及评述. 地质通报, 37: 523–531
- 高俊, 朱明田, 王信水, 洪涛, 李光明, 李继磊, 肖文交, 秦克章, 曾庆栋, 申萍, 徐兴旺, 张招崇, 周建波, 赖勇, 张晓晖, 孙景贵, 万博, 王博. 2019. 中亚成矿域斑岩大规模成矿特征: 大地构造背景、流体作用与成矿深部动力学机制. 地质学报, 93: 24–71
- 韩建修. 1985. 那丹哈达岭早二叠世类. 古生物学报, 24: 680–687
- 李继亮. 2004. 增生型造山带的基本特征. 地质通报, 23: 947–951
- 水谷伸治郎, 邵济安, 张庆龙. 1989. 那丹哈达地体与东亚大陆边缘中生代构造的关系. 地质学报, 3: 204–216
- 宋述光, 张贵宾, 张聪, 张立飞, 魏春景. 2013. 大洋俯冲和大陆碰撞的动力学过程: 北祁连-柴北缘高压-超高压变质带的岩石学制约. 科学通报, 58: 2240–2245
- 肖文交, 方爱民, 李继亮, 周辉, Windley B F, 袁超, 陈汉林, 张国成. 2003. 西昆仑造山带复式增生楔的构造特征与演化. 新疆地质, 21: 31–36
- 肖文交, 宋东方, Windley B F, 李继亮, 韩春明, 万博, 张继恩, 敖松坚, 张志勇. 2019. 中亚增生造山过程与成矿作用研究进展. 中国科学: 地球科学, 49: 1512–1545
- 肖文交, 李继亮, 宋东方, 韩春明, 万博, 张继恩, 敖松坚, 张志勇. 2019. 增生型造山带结构解析与时空制约. 地球科学, 44: 1662–1687
- 许志琴, 杨经绥, 侯增谦, 张泽明, 曾令森, 李海兵, 张建新, 李忠海, 马绪宣. 2016. 青藏高原大陆动力学研究若干进展. 中国地质, 43: 1–42
- 许志琴, 杨经绥, 李文昌, 李化启, 蔡志慧, 闫臻, 马昌前. 2013. 青藏高原中的古特提斯体制与增生造山作用. 岩石学报, 29: 1847–1860

- 闫臻, 王宗起, 阎全人, 王涛. 2003. 俯冲-增生型造山带增生楔流体研究进展. *地质科技情报*, 22: 1–11
- 张国伟, 董云鹏, 姚安平. 1997. 秦岭造山带基本组成与结构及其构造演化. *陕西地质*, 15: 1–14
- 张建新, 许志琴. 1995. 北祁连中段加里东俯冲-增生杂岩/火山弧带及其变形特征. *地球学报*, 2: 153–163
- 张克信, 何卫红, 徐亚东. 2016. 中国洋板块地层分布及构造演化. *地学前缘*, 23: 1–7
- 张庆龙, 水谷伸治郎. 1989. 黑龙江那丹哈达地体构造初探. *地质论评*, 35: 67–71
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. *中国科学: 地球科学*, 45: 711–735
- 郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. *科学通报*, 5: 2233–2239
- 周建波. 2000. 大洋板块俯冲的加积楔. *地学前缘*, 7: 554
- 周建波, 程日辉, 刘鹏举, 刘建辉. 2004. 浅变质岩在示踪大别-苏鲁造山带大陆板块俯冲与折返过程中的意义. *地球科学进展*, 19: 736–742
- 周建波, 蒲先刚, 侯贺晟, 韩伟, 曹嘉麟, 李功宇. 2018. 东北中生代增生杂岩及对古太平洋向欧亚大陆俯冲历史的制约. *岩石学报*, 34: 2845–2856
- 周建波, 郑永飞, 李龙, 谢智. 2001. 扬子大陆板块俯冲的构造加积楔. *地质学报*, 75: 338–352
- Howell D G. 1991. 地体构造学——山脉形成和大陆生长. 成都: 四川科技出版社
- Aouizerat A, Xiao W J, Schulmann K, Jerabek P, Monie P, Zhou J B, Zhang J J, Ao S J, Li R, Li Y C, Esmaili R. 2019. Structures, strain analyses, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of blueschist-bearing Heilongjiang Complex (NE China): Implications for the Mesozoic tectonic evolution of NE China. *Geol J*, 54: 716–745
- Bailey E B, McCallien W J. 1950. The Ankara mélange and the Anatolian thrust. *Nature*, 166: 938–940
- Bailey E B, McCallien W J. 1953. Serpentine Lavas, the Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. *Trans R Soc Edinb*, 62: 403–442
- Brown D, Ryan P D, Afonso J C, Boutelier D, Burg J P, Byrne T, Calvert A, Cook F, DeBari S, Dewey J F, Gerya T V, Harris R, Herrington R, Konstantinovskaya E, Reston T, Zagorevski A. 2011. Arc-continent collision: The making of an orogen. In: Brown D, Ryan P D, eds. *Arc-Continent Collision*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 477–493
- Carson B, Screaton E J. 1998. Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge. *Rev Geophys*, 36: 329–351
- Cawood P A, Kroner A, Collins W J, Kusky T M, Mooney W D, Windley B F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 318: 1–36
- Chapple W M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol Soc Am Bull*, 89: 1189–1198
- Clift P, Vannucchi P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev Geophys*, 42: RG2001
- Cloos M. 1983. Comparative study of mélange matrix and metashales from the Franciscan subduction complex with the basal Great Valley sequence, California. *J Geol*, 91: 291–306
- Davis D, Suppe J, Dahlen F A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J Geophys Res*, 88: 1153–1172
- Davis E E, Hyndman R D. 1989. Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia subduction zone. *Geol Soc Am Bull*, 101: 1465–1480
- Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, de Boer J Z, Bellon H, Feigenson M D, Maury R C, Stewart R H. 1992. The geochemistry of young volcanism throughout Western Panama and Southeastern Costa Rica: An overview. *J Geol Soc*, 149: 569–579
- Dickinson W R. 2008. Accretionary Mesozoic-Cenozoic expansion of the Cordilleran continental margin in California and adjacent Oregon. *Geosphere*, 4: 329–353
- Festa A, Pini G A, Ogata K, Dilek Y. 2019. Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gondwana Res*, 74: 7–30
- Foster D A, Gray D R, Bucher M. 1999. Chronology of deformation within the turbidite-dominated, Lachlan orogen: Implications for the tectonic evolution of eastern Australia and Gondwana. *Tectonics*, 18: 452–485
- Foster D A, Gray D R. 2000. Evolution and structure of the Lachlan Fold Belt (Orogen) of Eastern Australia. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 47–80
- Greenly E. 1919. The Geology of Anglesey, Memoir Geological Survey of Great Britain, vol. 2. London: HMSO. 980
- Hamilton W B. 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, 123: 1–20
- Han J, Zhou J B, Wang B, Cao J L. 2015. The final collision of the CAOB: Constraint from the zircon U-Pb dating of the Linxi Formation, Inner Mongolia. *Geosci Front*, 6: 211–225
- Hosseini-Barzi M, Talbot C J. 2003. A tectonic pulse in the Makran Accretionary Prism recorded in Iranian coastal sediments. *J Geol Soc*, 160: 903–910
- Hsü K J. 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol Soc Am Bull*, 79: 1063–1074
- Hsü K J. 1974. Mélanges and their distinction from olistostromes. In: Dott R H Jr, Shaver R H, eds. *Modern and Ancient Geosynclinal*

- Sedimentation. *SEPM Spec Publ*, 19: 321–333
- Isozaki Y, Maruyama S, Furuoka F. 1990. Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, 181: 179–205
- Karig D E, Sharman G F. 1975. Subduction and accretion in trenches. *Geol Soc Am Bull*, 86: 377–389
- Khain E V, Bibikova E V, Kröner A, Zhuravlev D Z, Sklyarov E V, Fedotova A A, Kravchenko-Berezhnoy I R. 2002. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 199: 311–325
- Kojima S. 1989. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 69: 213–232
- Kovach V P, Jian P, Yarmolyuk V V, Kozakov I K, Liu D, Terent'eva L B, Lebedev V I, Kovalenko V I. 2005. Magmatism and geodynamics of early stages of the Paleo-Asian ocean formation: Geochronological and geochemical data on ophiolites of the Bayan-Khongor zone. *Dokl Earth Sci*, 404: 1072–1077
- Kozakov I K, Kozlovsky A M, Yarmolyuk V V, Kovach V P, Bibikova E V, Kirnozova T I, Plotkina Y V, Zagornaya N Y, Fugzan M M, Erdenejargal C, Lebedev V I, Eenjin G. 2011. Crystalline complexes of the Tarbagatai block of the early Caledonian superterrane of Central Asia. *Petrology*, 19: 426–444
- Krohe A. 2017. The Franciscan Complex (California, USA)—The model case for return-flow in a subduction channel put to the test. *Gondwana Res*, 45: 282–307
- Kröner A, Alexeiev D V, Rojas-Agramonte Y, Hegner E, Wong J, Xia X, Belousova E, Mikolaichuk A V, Seltmann R, Liu D, Kiselev V V. 2013. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen. *Gondwana Res*, 23: 272–295
- Kusky T M, Windley B F, Safonova I, Wakita K, Wakabayashi J, Polat A, Santosh M. 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Res*, 24: 501–547
- Liou J G, Tsujimori T, Yang J, Zhang R Y, Ernst W G. 2014. Recycling of crustal materials through study of ultrahigh-pressure minerals in collisional orogens, ophiolites, and mantle xenoliths: A review. *J Asian Earth Sci*, 96: 386–420
- Liou J G, Tsujimori T, Zhang R Y, Katayama I, Maruyama S. 2004. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model. *Int Geol Rev*, 46: 1–27
- Liu L, Zhang J, Green I H W, Jin Z, Bozhilov K N. 2007. Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments, implying subduction to >350 km. *Earth Planet Sci Lett*, 263: 180–191
- Liu Y C, Liu L X, Li Y, Gu X F, Song B. 2017. Zircon U-Pb geochronology and petrogenesis of metabasites from the western Beihuaiyang zone in the Hong'an orogen, central China: Implications for detachment within subducting continental crust at shallow depths. *J Asian Earth Sci*, 145: 74–90
- Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int Geol Rev*, 38: 485–594
- Moore J C, Vrolijk P. 1992. Fluids in accretionary prisms. *Rev Geophys*, 30: 113–135
- Nemcok M, Coward M P, Sercombe W J, Klecker R A. 1999. Structure of the West Carpathian accretionary wedge: Insights from cross section construction and sandbox validation. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geod*, 24: 659–665
- Ogawa Y. 2019. Conceptual consideration and outcrop interpretation on early stage deformation of sand and mud in accretionary prisms for chaotic deposit formation. *Gondwana Res*, 74: 31–50
- Platt J P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol Soc Am Bull*, 97: 1037–1053
- Raymond L A. 1984. Classification of mélanges. In: Raymond LA, ed. *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance*. *Geol Soc Am Spec Pap*, 198: 7–20
- Raymond L A. 2019. Perspectives on the roles of mélanges in subduction accretionary complexes: A review. *Gondwana Res*, 74: 68–89
- Safonova I, Maruyama S, Kojima S, Komiya T, Krivonogov S, Koshida K. 2016. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: A new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology and geochemistry. *Gondwana Res*, 33: 92–114
- Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299–307
- Sengör A M C, Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press. 486–640
- Sikder A M, Alam M M. 2003. 2-D modelling of the anticlinal structures and structural development of the eastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh. *Sediment Geol*, 155: 209–226
- Song D F, Xiao W J, Han C M, Tian Z H. 2014. Polyphase deformation of a Paleozoic forearc-arc complex in the Beishan orogen, NW China. *Tectonophysics*, 632: 224–243
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, 40: 1012
- Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chin Sci Bull*, 52: 578–591
- Taira A. 2001. Tectonic evolution of the Japanese Island Arc system. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 29: 109–134

- Taira A, Pickering K T, Windley B F, Soh W. 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics*, 11: 1224–1244
- Uyeda S. 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81: 133–159
- von Huene R, Ranero C R, Vannucchi P. 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, 32: 913–916
- von Huene R, Scholl D W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev Geophys*, 29: 279–316
- Wakabayashi J. 2011. Mélanges of the Franciscan Complex, California: Diverse structural settings, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes. *Geol Soc Am Spec Pap*, 480: 117–141
- Wakabayashi J. 2012. Subducted sedimentary serpentinite mélanges: Record of multiple burial-exhumation cycles and subduction erosion. *Tectonophysics*, 568–569: 230–247
- Wakabayashi J. 2019. Sedimentary compared to tectonically-deformed serpentinites and tectonic serpentinite mélanges at outcrop to petrographic scales: Unambiguous and disputed examples from California. *Gondwana Res*, 74: 51–67
- Wakita K. 2012. Mappable features of mélanges derived from Ocean Plate Stratigraphy in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes in Southwest Japan. *Tectonophysics*, 568–569: 74–85
- Wakita K. 2019. Tectonic setting required for the preservation of sedimentary mélanges in Palaeozoic and Mesozoic accretionary complexes of southwest Japan. *Gondwana Res*, 74: 90–100
- Wakita K, Metcalfe I. 2005. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia. *J Asian Earth Sci*, 24: 679–702
- Windley B. 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. *Dev Precambrian Geol*, 10: 419–446
- Wu F Y, Yang J H, Lo C H, Wilde S A, Sun D Y, Jahn B M. 2007. The Heilongjiang Group: A Jurassic accretionary complex in the Jiamusi Massif at the western Pacific margin of northeastern China. *Isl Arc*, 16: 156–172
- Xiao W J, Huang B C, Han C M, Sun S, Li J L. 2010. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Res*, 18: 253–273
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, Li J L. 2002. Arc-ophiolite obduction in the Western Kunlun Range (China): Implications for the Palaeozoic evolution of central Asia. *J Geol Soc*, 159: 517–528
- Xiao W J, Windley B F, Yuan C, Sun M, Han C M, Lin S F, Chen H L, Yan Q R, Liu D Y, Qin K Z, Li J L, Sun S. 2009. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids. *Am J Sci*, 309: 221–270
- Xiao W J, Windley B, Hao J, Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics*, 22: 1069
- Ye K, Cong B L, Ye D N. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407: 734–736
- Yin A. 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Sci Rev*, 76: 1–131
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Zhang J E, Xiao W J, Han C M, Ao S J, Yuan C, Sun M, Geng H Y, Zhao G C, Guo Q Q, Ma C. 2011. Kinematics and age constraints of deformation in a Late Carboniferous accretionary complex in Western Junggar, NW China. *Gondwana Res*, 19: 958–974
- Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, Sun M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci Rev*, 59: 125–162
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. *Earth-Sci Rev*, 67: 91–123
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Natl Sci Rev*, 3: 495–519
- Zheng Y F, Zhang L F, McClelland W C, Cuthbert S. 2012. Processes in continental collision zones: Preface. *Lithos*, 136–139: 1–9
- Zheng Y F, Zhao Z F. 2017. Introduction to the structures and processes of subduction zones. *J Asian Earth Sci*, 145: 1–15
- Zheng Y F, Zhao G C. 2020. Two styles of plate tectonics in Earth's history. *Sci Bull*, 65: 329–334
- Zheng Y F, Zhao Z F, Chen R X. 2019. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: Compositional inheritance and metamorphic modification. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 474: 89–132
- Zheng Y F, Zhou J B, Wu Y B, Xie Z. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. *Int Geol Rev*, 47: 851–871
- Zhou J B, Cao J L, Wilde S A, Zhao G C, Zhang J J, Wang B. 2014. Paleo-Pacific subduction-accretion: Evidence from Geochemical and U-Pb zircon dating of the Nanhada accretionary complex, NE China. *Tectonics*, 33: 2444–2466
- Zhou J B, Li L. 2017. The Mesozoic accretionary complex in Northeast China: Evidence for the accretion history of Paleo-Pacific subduction. *J Asian Earth Sci*, 145: 91–100
- Zhou J B, Wilde S A, Zhang X Z, Liu F L, Liu J H. 2012. Detrital zircons from Phanerozoic rocks of the Songliao Block, NE China:

- Evidence and tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 47: 21–34
- Zhou J B, Wilde S A, Zhang X Z, Zhao G C, Liu F L, Qiao D W, Ren S M, Liu J H. 2011. A >1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: New evidence from the Xing'an block and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 509: 280–292
- Zhou J B, Wilde S A, Zhang X Z, Zhao G C, Zheng C Q, Wang Y J, Zhang X H. 2009. The onset of Pacific margin accretion in NE China: Evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt. *Tectonophysics*, 478: 230–246
- Zhou J B, Wilde S A, Zhao G C, Zhang X Z, Zheng C Q, Jin W, Cheng H. 2008b. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Wulian Complex: Defining the boundary between the North and South China Cratons in the Sulu Orogenic Belt, China. *Precambrian Res*, 162: 559–576
- Zhou J B, Wilde S A, Zhao G C, Zheng C Q, Jin W, Zhang X Z, Cheng H. 2008a. Detrital zircon U-Pb dating of low-grade metamorphic rocks in the Sulu UHP belt: Evidence for overthrusting of the North China Craton onto the South China Craton during continental subduction. *J Geol Soc*, 165: 423–433
- Zhou J B, Wilde S A, Zhao G C, Han J. 2018. Nature and assembly of microcontinental blocks within the Paleo-Asian Ocean. *Earth-Sci Rev*, 186: 76–93
- Zhou J B, Wilde S A. 2013. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res*, 23: 1365–1377

(责编委: 郑永飞)