

俯冲带研究进展与问题

张 继¹,李海平²,陈 青¹,张 航¹,周 波¹

(1.西北大学地质学系,大陆动力学国家重点实验室,西安 710069;

2.陕西省地矿局区域地质矿产研究院,陕西 咸阳 712000)

摘 要:自从板块构造理论出现以来,俯冲带的相关研究工作就一直方兴未艾。通过对俯冲带的分类、俯冲的动力机制、俯冲带与地震的关系、俯冲带中的流体与岩浆作用以及俯冲带成矿等方面进行综合阐述,介绍了在目前科技水平下对俯冲带研究所取得的一些成果。同时也指出了俯冲带研究中的不足之处以及我国在俯冲带研究中的优缺点。

关键词:板块构造;俯冲带;岩浆作用;成矿作用

中图分类号: P541

文献标识码: A

文章编号: 1672-4135(2015)01-0018-10

板块构造理论在20世纪60年代以不可阻挡之势席卷了全球^[1-8],而发生在板块汇聚边缘的俯冲带因在板块构造理论中扮演重要的角色,引起了国内外地质学家的高度重视^[9](图1)。俯冲带是地球物质发生循环的重要场所,俯冲系统可以比拟成一个工厂,火成岩洋壳、海底沉积物以及岩石圈地幔就是进入工厂的原料;溢出地表的气体、水流体、岩浆以及相伴生生成的陆壳物质和矿产等是工厂所产生的产品;而在俯冲带内部发生的脱水

熔融、变质作用等则是工厂的核心技术^[10,11]。俯冲带与人类的生活密切相关,随俯冲发生的火山、地震、海啸等地质灾害以及与之相伴生的矿床,不论利弊都对人类有相当重要的影响。近年来,通过地球物理、地球化学、构造地质、岩石学等方面对俯冲带的研究取得了不少成果。但也有很多问题还没能得到合理的解释。本文旨在结合近些年来国内外学者的研究,希望对俯冲带能有一个整体的认识。

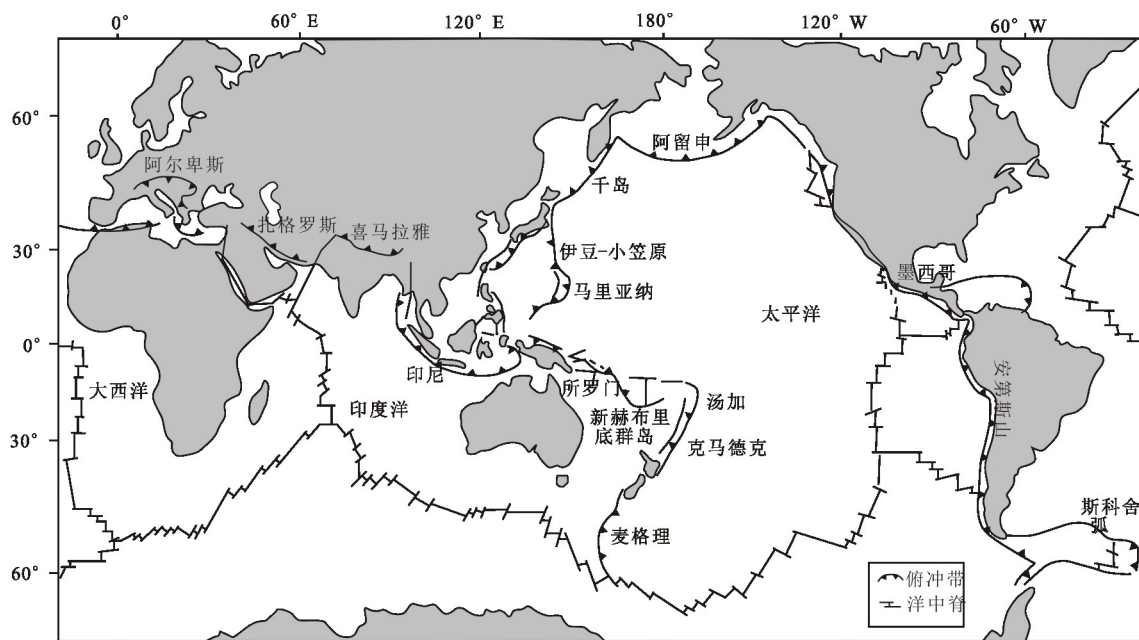


图1 全球俯冲带分布图^[9]

Fig.1 The distribution of global subduction zone

收稿日期:2014-08-21

资助项目:西北大学大陆动力学国家重点实验室开放基金(BJ081331)

作者简介:张继(1989-),男,硕士生,构造地质学,E-mail:zhangji506508@163.com。

1 俯冲带分类

俯冲作用是指发生在汇聚板块边缘复杂的地质作用过程,表现为一个岩石圈板块相对于另一个岩石圈板块下降潜伏的过程。俯冲带即为俯冲板块的俯冲部分,发生俯冲作用板块的边缘地带,它是板块发生消减灭亡的区域^[12]。俯冲板块一般能下潜到很深的深度(650 km),甚至达到了核幔边界 2800 km 处(如东、西太平洋板块)。

1.1 俯冲作用分类

目前,国际地学界根据俯冲作用所处的不同构造环境,将俯冲作用分为 A 型和 B 型。A 型俯冲是指一个大陆岩石圈板块下降潜伏到另一个大陆岩石圈板块的过程,如落基山。B 型俯冲是一个大洋岩石圈板块下降潜伏到另一个大洋岩石圈板块或大陆岩石圈板块的过程,它是基于板块构造学汇聚板块边缘的经典概念(毕尼奥夫带),典型的 B 型俯冲发育于太平洋的东、西两岸。A 型俯冲作用往往伴随着 B 型俯冲作用发生或在其之后发生。

而我国学者罗志立在 1984 年研究我国油气资源时提出 C 型俯冲(Chinese Subduction),它是指位于古老褶皱山系和陆内盆地拗陷之间的俯冲作用^[13],它不同于 A 型俯冲,C 型俯冲有如下基本特点:1)在大地构造位置上主要分布于中国中、新生代前陆盆地边缘拗陷与古老褶皱山系之间,在动力体制上明显不同于 Bally 所指的 A 型俯冲^[14],如塔里木盆地和柴达木盆地边缘冲断带;2)在地貌上具有很大的反差,如龙门山俯冲带与川西高原的反差可达 2~3 km;3)大地构造上属于陆内俯冲;4)在沉积背景方面,常处于前陆盆地沉积最厚,沉降最深的地方,沉积的陆相地层至少要达到 3 km 左右,一般可达十余公里,很少有与类似落基山(A-型)俯冲前缘的中生代海相沉积;5)在地史演化方面,发生于前陆盆地形成之后。如鄂尔多斯盆地,前陆盆地形成于晚三叠世,而与之相关的俯冲发生在晚印支期和燕山期;6)在构造演化方面,呈背驮式向前陆盆地逐步发展形成,前期可能为正断层,到后期就会转为逆断层;7)在深部地壳结构特征方面,前陆盆地和造山带的地壳内部存在着低速层或高异层,莫霍面或软流圈有由前陆盆地向造山带下插的势态;8)在动力机制方面,是复合因素共同作用的结果;9)具有良好的成油条件。虽然对于 C 型俯冲的研究近 20 年来取

得了不少成果,得到了越来越多证据的支持,但反对者也较多,目前争议较大,需要更多的学者进行更深的研究^[13,15]。

1.2 俯冲带经典分类

俯冲带的经典分类是 Uyeda 和 Kanamori 于 1979 年根据岛弧是大陆弧或大洋弧、上下盘耦合程度提出的智利型(Chiles)和马里亚纳型(Marainas)分类^[16](图 2)。两种俯冲带的区别如下:1)应力类型,智利型处于挤压构造背景之下,马里亚纳型是在拉张背景下。2)俯冲角度,智利型俯冲角度比较平缓,而马里亚纳型比较陡。3)地震震级,智利型俯冲带发育有大量高震级地震,尤其是震级在 8.0 级左右的逆冲断层型地震几乎都发育在智利型俯冲带上^[17,18],而马里亚纳型发生的地震震级一般比较低。由此可推断智利型俯冲板块与上覆板块之间的耦合程度是很高的,原因可能是俯冲板块与上覆板块的接触面比较粗糙,使它们能够比较好的耦合在一起,要发生震级比较高的逆冲断层型地震就要求压力很大,这样才能克服两板块之间的阻力使之发生滑动进而产生地震,马里亚纳型板块的耦合程度不是很高,可能是由于两板块接触面光滑或接触面之间存在岩浆或者流体等使接触面之间可以进行低应力的无震滑动。

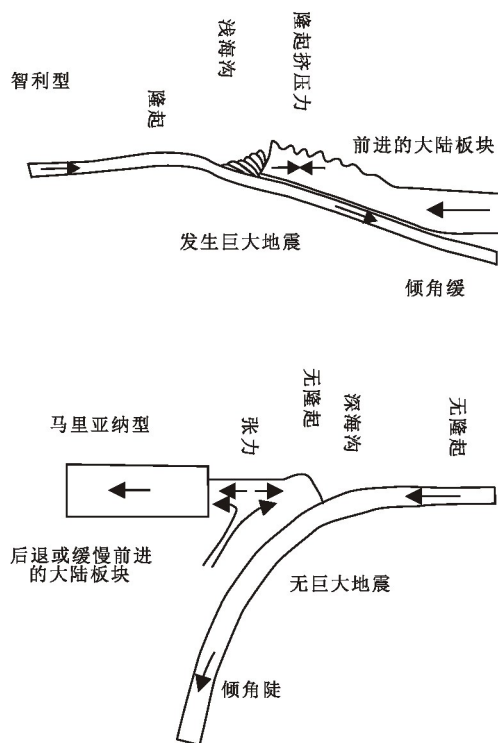


图2 俯冲带分类图解以及形态特征区别^[16]

Fig. 2 Subduction classification diagrams and morphology difference

4)岩浆类型,智利型岩浆类型为安山岩-英安岩-流纹岩类型^[19,20],且安山岩十分发育,安山岩在大陆弧和成熟岛弧比较发育^[21],马里亚纳型则以玄武岩为主,安山岩较少;5)俯冲板块的年龄,智利型年龄较为年轻,马里亚纳型则较老^[22,23]。年轻的俯冲板块较热,板块浮力大,所以形成的俯冲角度小,而老的俯冲板块较冷,密度大,俯冲板块下沉变重,形成的俯冲角度自然也较大。另外也有观点认为,俯冲板块的年龄也可以影响到地震的震级,因为智利型板块较热,板块俯冲到上覆板块之下需要很大的力,因此形成了逆冲断层型地震^[24]。

1.3 俯冲带其他分类

俯冲根据俯冲的角度还可分为平坦俯冲(flat subduction)和陡俯冲(正常俯冲)^[25,26]。平坦俯冲指下插于上覆大陆板块的大洋板块呈低角度(俯冲角度 $<10^\circ$)近水平的俯冲,据统计全球有10%的俯冲带属于平坦俯冲^[27]。平坦俯冲有如下特殊地质特点与正常的陡俯冲相区别,如形成宽阔的岩浆弧带(一般超过300 km甚至达1000 km);地表出现弧岩浆的静寂期;上覆板块热流值较低;地震活动强烈释放能量很高;上覆板块存在更为复杂的变形等。另外,平坦俯冲与陡俯冲除区别之外也有联系,据Abbott等的研究,在地质历史时期早期的平坦俯冲在晚期可能转变为陡俯冲^[28]。

通过对俯冲带几何学与流变学研究也可将俯冲分为单向俯冲和双向俯冲^[29-31]。单向俯冲是指上覆板块不发生俯冲,只有下插板块下沉运动,上覆板块可以伸展也可压缩。双向俯冲是指上覆板块与下插板块同时进行俯冲的过程,但两板块速率总是不相等的。

此外,对于俯冲分类依据不同的分类标准还有其他分类,如平板俯冲和弧形板俯冲^[25],热俯冲(warm subduction)和冷俯冲(cold subduction)等^[32,33]。

2 俯冲带动力机制

俯冲作用是何时开始的?它的动力机制是什么?这两个问题是俯冲带研究中一直困扰着国内外地质学家的难题。由于俯冲作用是伴随板块构造发生的,因此研究上述两个问题也即研究板块构造的开始时间和动力机制。

2.1 起始时间

目前对于板块构造的开始时间争议较大,主要

存在两种看法:一些学者认为开始于太古代,或者认为自地球上有了水的记录后就有了板块构造^[34,35];而另一些学者则认为开始于1 Ga左右,要远远晚于太古宙^[36-40]。要确定板块构造起始时间,就要根据板块构造的判别依据。板块构造的判别依据有蛇绿岩残片、蓝片岩、榴辉岩、超高压变质带、被动大陆边缘、古地磁、转换断层、岩浆岩地球化学和同位素再循环等^[36,37,40,41](图3)。在众多的板块构造标志中,蛇

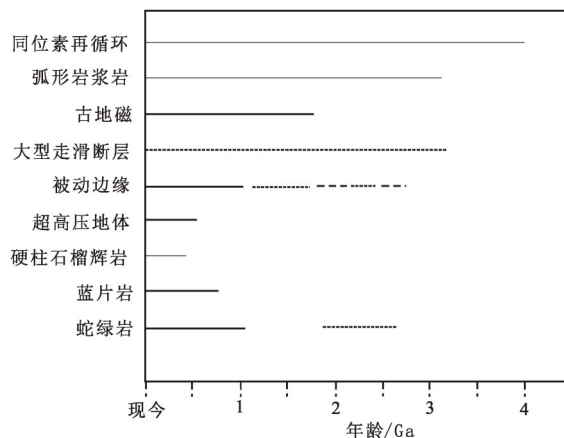


图3 地质演化时代与板块构造判别标志^[37]

Fig. 3 Indicators of plate tectonics with geological time

粗线代表推断结果可信度较高且年代学数据精确;
细线代表推断结果较模糊但年代学数据精确;虚线
代表推断结果可信度低且/或年代学数据不精确

绿岩残片和古老的高压变质岩是两个最具影响力的方面^[38]。Stern在综合考虑上述标志得出:在大约1.9 Ga时就开始了近似的板块构造,但在新元古代才开始出现了与现代板块构造相似的、可以持续发生的、具有深俯冲作用和拖曳特性的板块构造^[37]。翟明国也指出:如果板块构造开始于太古宙,就会有以下问题不能被解释,一是地球上至今都没有公认的大于1 Ga的洋壳被发现,即使是发现那些大于1 Ga的蛇绿岩(3.0 Ga的东西伯利亚阿尔丹地盾的Olondo、2.7 Ga的加拿大Slave克拉通)无一例外都因为这些蛇绿岩在岩石组合、产状、地球化学特征等方面都与显生宙蛇绿岩存在差异而有很大的争议;二是在早前寒武纪尤其是太古宙,由于地热梯度很高,地壳的塑性比现今要高很多,因此壳层的俯冲会很难完成,板块构造也将很难完成,故他更加倾向于板块构造发生于1 Ga左右^[38,39]。

而牛耀龄^[42]通过大洋高原模式来预测地球上最早俯冲带的形成,大约始于太古宙。Simon Turner^[43]

通过对比加拿大魁北克北部地区的Nuvvuagittuq 表壳岩带与伊豆-小笠原-马里亚纳岛弧岩浆的地球化学与地层学特征研究表明,俯冲作用开始的时间或许可以追溯到太古宙或冥古宙(3.8~4.4 Ga)。

所以对于俯冲开始的时间研究目前争议比较激烈,具体起始时间的确定还需要更多学科的综合证据来支持。

2.2 动力机制

对于板块构造的动力机制目前存在的看法比较多,主要观点有地幔对流产生的拖拉作用,洋中脊向两侧的推挤作用(ridge-push),随洋脊扩张变重洋壳向两侧陆壳的拖拉作用(slab-pull)和岩石圈负浮力^[44,45]。另外也有地幔羽、陨击作用诱发板块运动的新假说等^[45]。

对于俯冲带的动力机制也是没有达到一致的认可,目前多数学者认为负浮力可能是俯冲的主要动力^[46,47]。有学者通过对西太平洋应力状态的计算表明随着俯冲状态及俯冲深度变化的负浮力,可能是板块俯冲的主要驱动力^[48,49]。Stern(2007)认为,岩石圈的负浮力提供了板块构造所需的势能,这种势能是由洋脊推力和板块的牵引力与吸引力构成的,洋脊推力约占总驱动力的10%,而岩石圈的下沉提供了90%^[37]。牛耀龄等^[32]认为不同区域岩石圈物质成分差异引起的岩石圈比重、浮力的反差是俯冲带开始的有利和必要条件,当俯冲带开始俯冲后,下插的大洋板块会沿着俯冲带下沉变重,这种负浮力被广泛的认为是板块构造也即俯冲带的主要驱动力,而由于下插板块的主要运动向量是垂直向下的,所以其最终的驱动力可能是地心引力。笔者认为对于正常的俯冲主要运动向量是垂直向下的,而对于平坦俯冲的主要运动向量并不是垂直向下的,地心引力或许会起到作用,但对于俯冲起到什么程度的作用或许还需要进一步的研究。

3 俯冲带与地震

俯冲带地震根据震源的深度不同可分为浅源地震(<70 km)、中源地震(70~300 km)、深源地震(300~720 km),分布最广的地震是浅源地震,占地震总数的72.5%。俯冲带是地震发生频率很高的地带,而且全世界的大地震基本上都发生在俯冲带上,这是因为俯冲带中一个岩石圈板块相对另一个岩石圈板块向下滑动的运动机制为地震的发生提供了动

力。另外据Müller等^[50]研究,全世界大多数的大地震发生在俯冲带与海底断裂的交叠区域。

现今对俯冲带地震的研究大多都集中在双地震带上,所谓双地震带(Double Seismic Zones)是指具有不同震源机制的分层分布的俯冲地震带^[49,51]。因为自从1975年在日本东北部发现双地震带以来,对全球地震带的研究发现,只有最年轻的大洋俯冲带有单一的地震层,其他大多数俯冲带都会出现双地震带^[52,53]。双地震带可分为中源深度双地震带和深源深度双地震带,此外,日本本州东北俯冲带的地震带可能是由三层地震带构成^[49]。一般认为,脆性断裂是浅源地震的成因。而对于中源双地震带来说,目前比较认可蛇纹石的脱水作用是地震成因的主要机制,中源上地震层地震的发生机制可能是洋壳中的蓝片岩脱水导致岩石的脆性破裂,而下地震层的机制则可能是大洋地幔中蛇纹石脱水导致地幔岩石的脆性破裂进而引发了地震。名义上无水“湿”榴辉岩的脱水作用是俯冲带中源地震新成因机制^[53]。至于深源地震,洋壳榴辉岩化过程伴随着强烈的脱水脆化作用是深源地震产生的重要机制。总之,对于地震成因机制的分析,目前主要是岩石的脱水作用伴随的岩石弱化脆裂作用,当然俯冲带是地质应力场、温度场很复杂的地带,地震也可能受到其他因素的影响,因此我们需要进行深入的研究。

4 俯冲带流体作用

俯冲带的流体在壳幔演化、物质交换、元素循环和火山地震的爆发中有至关重要的作用,俯冲带流体包括水流体和熔融作用产生的熔体^[54]。有研究表明,地幔下部410~660 km处储存有巨大含量的水,其总水量相当于地球海洋的总水量^[55]。也有学者指出,地幔中的水是地表水的2倍甚或5倍^[56,57],而这些水流体很可能是来源于板块的冷俯冲作用。因此,俯冲板片可以称为是地幔重要的“水储库”^[58,59]。

近年来,通过对大陆深俯冲研究得出,在高压和超高压岩石中,水的存在形式有显性组分(modal component)和隐性组分(cryptic component)两种,显性组分的水出现在陆壳深俯冲的含水矿物中,如多硅白云母、硬柱石、绿帘石等;而隐性组分的水是以结构羟基和分子水的形式存在于名义上的“无水”矿物中。

俯冲板片中的大部分孔隙水在地壳浅部(<15

km)被挤出流向地表^[60]。通过对俯冲带内水的质量平衡估算得出,俯冲岩片内总水量(不包括孔隙水)只有一小部分是通过岩浆作用返回到地表,大部分的水是交代了地幔楔或俯冲到更深处^[61,62]。而大规模流体的释放主要发生在40~50 km处,这与蓝片岩向榴辉岩转变的过程有关^[63];也有认为是在70~80 km处与角闪石的分解有关^[64]。

俯冲带内流体的流动受多种因素的控制,如俯冲物质含水性、流体性质、岩石渗透性、俯冲速率、俯冲带热结构以及化学因素等,因此不同俯冲带由于上述因素的不同,会导致流体运移能力、运移方向和流体规模的不同^[57,59]。

对于俯冲洋壳,人们认识到在大洋板块的俯冲过程中,经海水蚀变的洋壳岩片和上覆的大洋沉积物会析出大量的富水流体,该流体不但能进入并交代上覆地幔楔使其发生地幔部分熔融形成同俯冲的岛弧岩浆作用,而且在高压、超高压变质岩内部还可形成丰富的同俯冲石英脉和变质矿床。对于俯冲陆壳,研究指出大陆地壳因含水少,俯冲速率较快,故大陆俯冲过程相对缺乏流体的活动。但随着变质程度的升高和部分含水矿物(如绿泥石、阳起石、绿帘石、角闪石等)的分解,在大陆俯冲的折返过程中会有大量的流体活动,导致角闪岩相的退变质反应,形

成高压石英脉和同碰撞的岩浆活动^[65]。

5 俯冲带岩浆作用

俯冲带岩浆作用的研究一直是俯冲带研究的难点^[66-69],主要是由岩浆物质来源的复杂性和岩浆形成机制的复杂性决定的^[70](图4)。俯冲带岩浆的来源有大洋地壳、洋壳沉积物、大陆地壳、地幔楔物质。岩浆的形成机制也是复杂多样的,包括减压熔融、注流熔融(flush melting)等。注流熔融指由于俯冲大洋岩石圈存在很大的倒转温度梯度(大于200~300℃),这样当地壳上部达到熔融温度时,下部岩层仍然发生脱挥发份作用。因此,可以发生由于变质流体(如来自蛇纹石脱水)向上注入的流体饱和和熔融。由于俯冲带岩浆作用的受制因素很多,所以俯冲带岩浆形成过程的也很难模拟,岩石地球化学特征可为我们提供一些关于俯冲带的信息^[71]。俯冲带富水流体在超临界条件下,它们中的卤族元素(F、Cl等)、OH等易于与金属离子形成配合物,增强了富水流体的溶解能力,这对很多元素的迁移有很重要的影响^[72]。而残留岩浆锆石和变质新生锆石的同时存在也表明,在俯冲带变质流体活动过程中,发生原岩Zr的物理搬运与元素Zr的化学迁移^[73]。另外,将 $\delta^{11}\text{B}$ 与Sr-Nd-Pb同位素体系相结合,可有效地

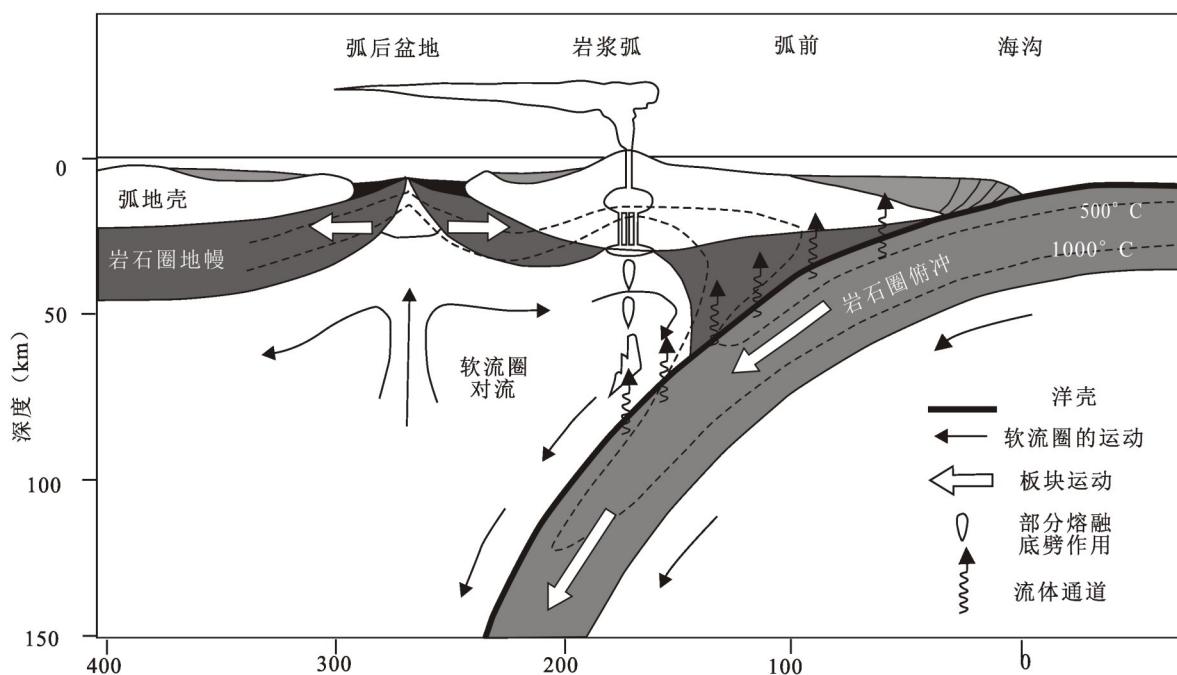


图4 俯冲带岩浆作用过程^[9]

Fig. 4 The magmatism of Subduction zone

识别岛弧火山岩中壳源物质混染端员成分,也是判别俯冲带不同交代过程的有利工具^[74]。

5.1 俯冲带岩浆作用模式

俯冲带复杂的岩浆作用,目前有两种模式:流体交代熔融和熔体交代熔融。流体交代熔融是指:俯冲的洋壳随着俯冲深度的增加发生脱水作用,产生富含离子亲石微量元素的流体,这些流体进入俯冲带上方的地幔楔发生交代作用,使地幔楔发生部分熔融,形成岛弧钙碱性火山岩,它的岩石组合是玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合;熔体交代熔融则是指:俯冲板片发生部分熔融,产生的这些熔体上升使地幔楔发生部分熔融,形成埃达克岩、富铌玄武岩和富镁安山岩的过程^[74]。

5.2 俯冲带岩浆作用研究方法

关于俯冲带岩浆作用的研究方法,近年来取得了一系列的进展,①短周期铀系核素不平衡法,通过对U-Th和Th-Ra等化学体系的研究表明,铀系不平衡法可以示踪千年尺度的俯冲区岩浆的形成过程^[75,76]。②微量元素扩散动力学模型,通过对单矿物(大都是斜长石,因为斜长石对环境条件的变化反映灵敏)环带结构的研究,示踪短时间尺度岩浆的形成、矿物的结晶分异和岩浆喷发等过程^[77]。③晶体粒度分布理论(Crystal Size Distribution - CSD),CSD理论是一种完全脱离经典动力学理论,用最少的假定条件来研究复杂体系中结晶作用的方法,它是一种能把岩相学与结晶作用动力学定量联系起来的新方法^[78-81]。

5.3 俯冲带不同构造环境的岩浆作用

板块俯冲带的岩浆作用有岛弧岩浆作用和弧后盆地岩浆作用,他们在成因和演化过程上有比较密切的关系,但是他们岩浆的物质来源和成因机制各有不同。由于弧后盆地岩浆作用较为复杂,地球化学的方法不能准确的反映弧后盆地岩浆作用的过程,所以目前对于弧后盆地岩浆作用的研究成果有限。下面着重介绍岛弧岩浆作用的一些特点^[66,70]。

据研究,岛弧岩浆的物质来源包括:俯冲的洋壳在俯冲过程中释放出来的流体、深海沉积物以及地幔楔物质。与MORB相比,与俯冲相关的岛弧岩浆以富集K,Rb,Sr,Ba,Cs等大离子亲石元素(LILE)和轻稀土(LREE),相对亏损高场强元素(HFSE)和重稀土(HREE)为特征^[82-84]。岛弧岩浆低的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb比值说明,加入岛弧地幔楔中的水是来自

洋壳,并不是深海沉积物^[85,86]。深海沉积物对俯冲地区岛弧岩浆的贡献主要是岩浆中¹⁰Be的存在、负Ce异常、高Th/Ce比值等地球化学特征。Elliott和Turner等通过对岛弧岩浆中U/Th、Nd/Ta、和Th/Nb比值特征的研究得出,深海沉积物会在俯冲过程中与俯冲板块分离并发生部分熔融,而部分熔融产物进入岛弧岩浆的速率是比较慢的,时间尺度约是2~4 Ma^[68,87]。

岛弧岩浆形成机制:目前的研究热点包括地幔物质的绝热加压熔融以及注流熔融。近年来一些学者根据不同地区岛弧火山岩的地球化学特征开始探讨岛弧岩浆作用形成的地质模型。Bourdon等提出了动力学和连续加入熔融两种模型,动力学模型与连续加入熔融模型最主要的不同之处在于岩浆通过地幔通道脱离地幔的时间尺度。在动力学模型中俯冲板块脱水交代上覆地幔楔物质,使其发生部分熔融形成的岩浆会快速的沿着地幔的通道脱离地幔,而连续加入模型需要更长的时间(1~5 Ma),并且有足够大的地幔熔融区^[66]。Debaille等则认为岛弧岩浆的形成过程可以分为两个阶段:第一阶段是水和深海沉积物加入地幔楔使其发生变质,形成洋壳变质相和沉积物变质相两个端员;第二阶段是形成的这两个地幔物质端员发生混合产生岩浆作用^[88]。

6 俯冲带与成矿

板块的俯冲作用导致了板块边缘构造环境、岩浆活动、沉积作用的复杂多样,复杂的构造活动、多源的物质来源与多期次岩浆活动为各类矿床的形成提供了优越的条件。洋-陆俯冲形成的沟-弧-盆体系与洋-洋俯冲形成的沟-弧-弧体系为各类矿床的形成提供了必要形成环境。如由于板块俯冲挤压形成早期岛弧火山活动,在深部分异出拉斑玄武岩向钙碱性系列岩浆过渡阶段形成的火山沉积岩类Zn-Cu矿床或原始型矿床;在弧前盆地或海沟环境中形成的铜锌黄铁矿型或别子型矿床;在弧后或弧内受张裂作用控制的愈益克拉通化的盆地中形成黑矿型矿床或多金属型(Cu、Pb、Zn)矿床;在弧后或弧间以洋壳为基底的张裂盆地中形成与海底扩张有关的含铜黄铁矿型矿床;在弧后以陆壳为基底的张裂盆地中形成的喷气-沉积型块状硫化物矿床。另外,板块俯冲方式的不同也会影响矿床的形成,智利型俯冲的弧后挤压有利于斑岩矿床的形成,而马里亚纳型俯冲

的弧后拉张有利于黑矿型矿床的形成^[89,90]。

近年来有关俯冲成矿的研究集中在斑岩型矿床的研究,下面着重介绍与俯冲有关的斑岩型矿床。斑岩型矿床是指空间分布和成因上与一些弱酸性斑岩类小侵入体有关,规模巨大,低品位的细脉浸染型矿床,其矿体可以产生在斑岩体内部,也可以产在围岩中。斑岩型矿床有斑岩铜、金、钼、钨、锡等矿床,以斑岩型铜(钼)矿床为主(图5),铜矿已探明的储量约占世界铜矿总储量的47%,占我国铜矿总储量的三分之一;钼矿储量是世界总储量的三分之二,是目前主要铜钼矿类型。斑岩型铜钼矿床主要形成于古生代晚期和中新生代,主要产于环太平洋的岩浆弧中,因此从形成环境、时代、岩浆系列得出斑岩型铜钼矿床与俯冲作用有密切的关系。而有研究指出斑岩铜矿等矿床与埃达克岩之间又有密切的关系,Thieblemont等对世界上43个斑岩型铜矿床和浅成热液金矿床(矿区)的有关岩浆岩进行了全岩地球化学数据的分析整理研究得出,有38个矿床与埃达克岩有关^[91]。因此,目前对于研究与俯冲相关矿床的工作就是研究埃达克岩与斑岩型铜等矿床之间的成因联系^[92-96]。

埃达克岩(adakite)是Defant和Drummond在研究阿留申群岛中部一个叫埃达克岛(Adak Island)上的火山岩时提出的,指具有特定地球化学性质的一套中酸性火山岩和侵入岩组合,它可能来源于俯冲大洋洋壳的部分熔融^[97]。埃达克岩形成要求源岩必须是基性的、含水、残留相有石榴石的存在,所处的环境是高温(850~1150℃)^[39,97,98]、高压(1.0~4.0 GPa)^[99-102]、

有流体参与(此温度压力条件下,有利于角闪石转变为石榴石的脱水作用)^[103,104]、岩浆快速上升^[97,104,105]、高氧逸度^[106]等,这样的条件有利于Cu、Au、Mo、Ag等元素溶解进入熔体^[104]。据研究,刘洪涛等认为斑岩铜矿与埃达克岩的成因联系可能在于埃达克质岩浆的富流体、高氧逸度和基性源岩等固有属性^[95]。而孙卫东等认为如果埃达克岩与斑岩铜矿有密切的成因联系,则埃达克岩,确切的说是俯冲洋壳的部分熔融,是洋脊俯冲与斑岩铜矿之间的桥梁^[92]。与埃达克岩有关的大型-超大型斑岩铜矿产出的构造环境大体可分为3类:①岛弧环境,如北美、菲律宾;②活动陆缘,如安第斯、巴布亚新几内亚;③陆内环境,如我国的德兴、玉龙。我国目前发现的斑岩铜矿大都属于第三种构造环境,但是国外大多数斑岩铜矿均产于与消减作用有关的构造环境^[94]。

对于斑岩铜矿的物质来源也是近年来研究的重点,目前大多数学者认为上地幔或洋壳物质是成矿物质的主要来源,而对于碰撞造山的斑岩铜矿有些学者主张下地壳是其主要的物质来源^[107]。无论是碰撞前的B型俯冲,还是碰撞后的A型俯冲,都因为有洋壳或上地幔物质的参与,均可形成斑岩型铜矿。斑岩型铜矿的初始 $\delta^{66}\text{Zn}$ 值都小于0.708,超过0.708则表示有地壳物质的加入增多,将形成斑岩型钼矿和斑岩型钨锡矿。我国中央碰撞造山带仅发育斑岩型钼矿,缺乏斑岩型铜矿,证明上地幔物质的加入对斑岩型铜(金)矿的形成有重要意义^[93]。

许多学者将含铜斑岩列为埃达克岩^[97,108,109],可见

二者具有相似的地球化学特征,但二者并不能一概而论,因为过高或偏低的Sm/Yb比值的埃达克岩浆都不利于成矿^[95],而含铜斑岩根据Thieblemont等统计也并不一定就与埃达克岩有直接的联系^[91]。因此埃达克岩不应作为找矿的重要标志,只能作为找矿的辅助标志^[93]。

7 我国在俯冲研究中的优缺点

我国在大陆深俯冲方面的研究处于世界的前列,天然的地质环境给我们提供了许多研

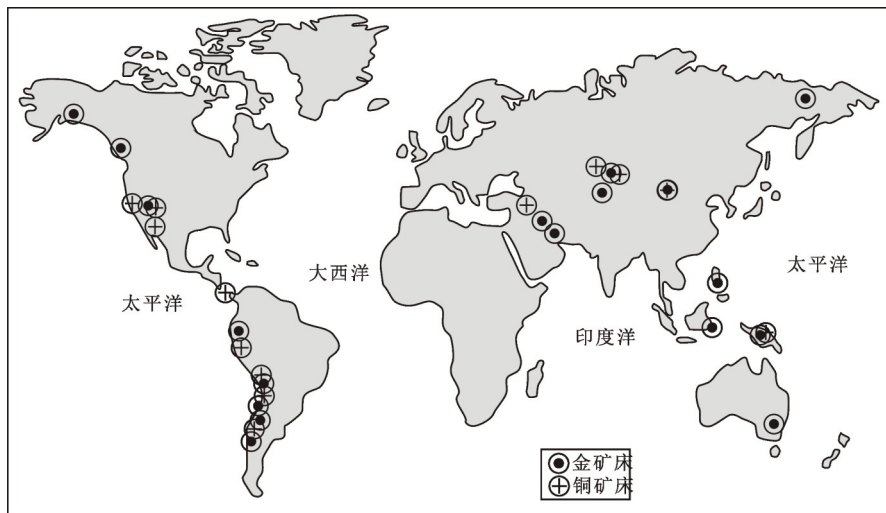


图5 全球大型、超大型斑岩铜(金)矿床分布简图^[78]

Fig. 5 The distribution diagram of world's large and super large porphyry copper(gold)deposit

究机会,大别-苏鲁、柴北缘、阿尔金等地高压-超高压变质带的深入研究为大陆深俯冲过程的相关解释提供了诸多证据,推动了整个大陆深俯冲的研究。然而,我国特殊的地质构造环境对于研究B型俯冲带却存在着很大的难度。因此,我们在科学研究中要善于利用本国特殊的地质构造环境解决相关的问题。目前随着科学研究的国际化,加强国际交流合作已经成为了一种趋势,伴随这种趋势,地质科学的研究也必将越来越方便、成熟。

参考文献:

- [1] Dietz R S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor[J]. *Nature*, 1961, 190: 854-857.
- [2] Hess H H. History of Ocean Basins. Petrologic Studies(Buddington volume) [M]. *Geol Soc Amer.* 1962, 599-620.
- [3] Wilson J T. A new class of faults and their bearing on continental drift[J]. *Nature*, 1965, 207: 343-347.
- [4] Morgan W J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks[J]. *Jour Geophys Res*, 1968, 73: 1959-1982.
- [5] Morgan W J. Deep mantle convection plumes and plate motions[J]. *Amer Assoc Petrol Geol Bull*, 1972, 56: 203-213.
- [6] Mackenzie D P, Morgan W J. Evolution of triple junctions[J]. *Nature*, 1969, 224: 125-133.
- [7] Dewey J F, Bird J M. Mountain belts and the new global tectonics[J]. *Jour Geophys Res*, 1970, 75: 2625-2647.
- [8] Richard Y, Doglioni C, Sabadini R. Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity variation[J]. *Jour Geophys Res*, 1991, 96: 8407-8415.
- [9] Stern R J. Subduction zones[J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40(4): 1012-1049.
- [10] Kerr B C, Klenpeneer S. Wide-angle imaging of the Mariana subduction factory[J]. 2002, 84(47), Full meet suppl.
- [11] Tatsumi Y. The subduction factory: It's role in the evolution of the Earth, ocean drilling in the 21st century[J]. *OD21 Newsletter*, 2003, 14(3): 5.
- [12] 周留煜. 大洋板块俯冲带角度的变化特征及其影响因素分析[J]. *中山大学研究生学刊(自然科学、医学版)*, 2012, 33(1): 44-62.
- [13] 罗立志. 试论中国型(C-型)冲断带及其油气勘探问题[J]. *石油与天然气地质*, 1984, 5(4): 315-324.
- [14] Bally A W. 油气产状的地质动力背景[A]. 李汉渝, 译. 全球大地构造与石油勘探[C]. 北京: 石油化学工业出版社, 1975, 10-31.
- [15] 罗志立, 试评A-俯冲带术语在中国大地构造学中应用[J]. *石油实验地质*, 1994, 16(4): 317-324.
- [16] Uyeda S, Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction[J]. *Journal of Geophysical Research*. 1979, Part B: Solid Earth. 84(B3): 1049-1061.
- [17] Cloos M, Shreve R L. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean-type and Marianas-type subduction zones[J]. *Geology*, 1996, 24(2): 107-110.
- [18] Conrad C P, Bilek S et al. Great earthquakes and slab pull: interaction between seismic coupling and plate slab coupling[J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 2004, 218(1-2): 109-122.
- [19] Sugisaki R. Tectonic aspects of Andesite line[J]. *Nature physical science*, 1972, 240: 109-111.
- [20] Sugisaki R. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movement[J]. *Lithos*, 1976, 9(1): 17-30.
- [21] Miyashiro A. Volcanic Rock Series and Tectonic Setting [J]. *Annual Review of Earth And Planetary Sciences*, 1975, 3: 251-269.
- [22] Jarrard R D. Relation among subduction parameters[J]. *Reviews of Geophysics*, 1986, 24(2): 217-284.
- [23] Sdrolias M, Müller R D. "Controls on back-arc basin formation[J]." *G-Cubed: Geochemistry, Geophysics, Geosystems: an electronic journal of the Earth sciences* 7(Q04016). 2006.
- [24] Molnar P, Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere[J]. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 1978, 41(3): 330-340.
- [25] 姚华建, 徐果明, 肖翔, 等. 俯冲带几何特征的研究[J]. *地震地质*, 2003, 25(2): 220-226.
- [26] 曹明坚, 秦克章, 李继亮. 平坦俯冲及其成矿效应的研究进展、实例分析与展望[J]. *岩石学报*, 2011, 27(12): 3727-3748.
- [27] Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. Can slab melting be caused by flat subduction?[J]. *Geology*, 2000, 28(6): 535-538.
- [28] Abbott D, Drury R, Smith W H, Flat to steep transition in subduction style. *Geology*, 1994, 22(10): 937-940.
- [29] Zhao D P. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs insight in to deep dynamics[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 146: 3-34.
- [30] King S D. Subduction zones: Observations and geodynamic models[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, 127: 9-24.
- [31] Burg J P. Two orogenic system and a transform-transfer Fault in the Himalayas: Evidence and consequences [J]. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13: 27-46.
- [32] Peacock S M, Wang K. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan[J]. *Science*, 1999, 286: 937-939.
- [33] Kirby S. Taking the temperature of slabs[J]. *Nature*, 2000, 403: 31-34.
- [34] Witze A. The start of the world as we know it[J]. *Nature*, 2006, 442: 128-131.
- [35] Cawood P A, Kröner A, Pisarevsky S. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence[J]. *GSA Today*, 2006, 16(7): 4-11.
- [36] Stern R J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern

- episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time[J]. *Geology*, 2005, 33: 557–560.
- [37] Stern R J. 板块构造启动的时间和机制:理论和经验探索[J]. *科学通报*, 2007, 52(5): 489–501.
- [38] 翟明国. 华北克拉通的形成以及早期板块构造[J]. *地质学报*, 2012, 86(9): 1335–1349.
- [39] 翟明国. 前寒武纪地质学——地球科学的基础学科[J]. *科技导报*, 2013, 31(8): 3.
- [40] 翟明国. 华北前寒武纪成矿系统与重大地质事件的联系[J]. *岩石学报*, 2013, 29(5): 1759–1773.
- [41] Condie K C and Kröner A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record[J]. *Geological Society of America Special Paper*, 2008, 440: 281–294.
- [42] 牛耀龄. 全球构造与地球动力学—岩石学与地球化学方法应用实例[M]. 科学出版社, 2013, 31–46.
- [43] Simon T, Tracy R, Mark R, et al. Heading down early on? Start of subduction on Earth[J]. *Geology*, 2014, 42(2): 139–142.
- [44] 哈因 V E. 大地构造学和地球动力学现代问题——从板块构造学到全球动力学[J]. *长春地质学院院报*, 1996, 26(4): 361–367.
- [45] 万天丰. 关于全球板块构造动力学的讨论[J]. *自然杂志*, 2005, 27(5): 262–268.
- [46] Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion[J]. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1975, 43: 163–200.
- [47] Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions[J]. *Reviews of Geophysics*, 1998, 36(1): 27–78.
- [48] 臧绍先, 宁杰远. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义[J]. *地球物理学报*, 1996, 39(2): 188–202.
- [49] 张克亮, 魏东平. 环太平洋俯冲带内双地震带及其成因机制研究进展[J]. *地球物理学进展*, 2008, 23(1): 31–39.
- [50] Müller R D, Landgrebe T C W. The link between great earthquakes and the subduction of oceanic fracture zones[J]. *Solid Earth*, 2012, 3: 447–465.
- [51] Veith K F. The nature of the dual zone of seismicity in the Kurils arc[J]. *Eos Trans. AGU*, 1977, 58, 1232.
- [52] Omoris, Kamiya S, Maruyama S, et al. Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite[J]. *Bull Earth Res Inst Univ Tokyo*, 2002, 76: 455–478.
- [53] 余日东, 金振民. 蛇纹石脱水与大洋俯冲带中源地震(70–300km)的关系[J]. *地学前缘*, 2006, 13(2): 191–204.
- [54] 黄德志, 高俊, 戴塔根. 俯冲带流体作用的地球化学示踪[J]. *地学前缘*, 2001, 8(3): 131–140.
- [55] Hans K. Earth's deep water reservoir[J]. *Geology*, 2014, 507: 174–175.
- [56] Thompson A B. Water in the Earth's mantle[J]. *Nature*, 1992, 358: 295–302.
- [57] Murakami. Water in earth's lower mantle[J]. *Science*, 2002, 295: 1885–1887.
- [58] 刘嵘, 陈能松, 何谋春, 等. 俯冲带深部流体:来自超高压变质锆石晶内结构和包裹体的证据[J]. *地学前缘*, 2006, 13(2): 205–212.
- [59] 张立飞. 洋壳深俯冲超高压变质作用研究及其地质意义[J]. *地质通报*, 2007, 26(9): 1079–1085.
- [60] Bebout G E. The impact of subduction-zone metamorphism on mantle-ocean chemical cycling[J]. *Chem Geol*, 1995, 126: 191–218.
- [61] Peacock S M. Fluid processes in subduction zones[J]. *Science*, 1990, 260: 664–667.
- [62] Davies J H, Stevenson D J. Physical model of source region of subduction zone volcanics[J]. *J Geophys Res*, 1992, 97:2037–2070.
- [63] Nadeau S, Philippot P, Pineau F. Fluid inclusion and mineral isotopic compositions(H–C–O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high-pressure metamorphism[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 114: 431–448.
- [64] Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones[J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 4697–4707.
- [65] 陈仁旭, 郑永飞, 龚冰. 大陆俯冲带流体活动:超高压变质岩矿物水含量和稳定同位素制约[J]. *岩石学报*, 2011, 27(2): 451–468.
- [66] Bourdon B, Turner S, Dosseto A. Dehydration and partial melting in subduction zones: Constraints from U–Series disequilibria[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B6): 2291.
- [67] Hawkesworth C J, Turner S P, McDermott F, et al. U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust[J]. 1997, 276: 551–555.
- [68] Turner S. On the time-scales of magmatism at island-arc volcanoes[J]. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 2002, 360: 2853–2871.
- [69] Ishikawa A, Kuritani T, Makishima A, et al., Ancient recycled crust beneath the Ontong Java Plateau: Isotopic evidence from the garnet clinopyroxenite xenoliths, Malaita, Solomon Islands[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 259: 134–148.
- [70] 李怀明, 翟世奎, 陶春辉, 等. 板块俯冲带岩浆作用过程的研究[J]. *海洋科学进展*, 2009, 27(1): 98–105.
- [71] 张树明, 王方正. 玄武岩在研究岩石圈深部过程及构造背景中的应用[J]. *地球科学进展*, 2002, 17(5): 685–692.
- [72] 邓鹤鸣, 苏根利, 李和平, 等. 俯冲带中水流体的化学性质研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2006, 25(2): 189–195.
- [73] 盛英明, 郑永飞. 大陆深俯冲带变质流体活动过程中原岩锆石的物理搬运和不活动性元素的化学迁移[J]. *科学通报*, 2013, 58(22): 2222–2226.
- [74] 赵振华, 王强, 熊小林. 俯冲带复杂的壳幔相互作用[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2004, 23(4): 277–284.
- [75] Nielsen S G, Rehkamper M, Brandon A D, et al. Thallium isotopes in Iceland and Azores lavas: Implication for the role of altered crust and mantle geochemistry[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 264: 332–345.
- [76] Demidjuk Z, Turner S, Sandiford M, et al. U-series isotope and geodynamic constraints on mantle melting processes beneath the Newer Volcanic Province in South Australia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 261: 517–533.

- [77] Zellmer G F, Blake S, Vance D, et al. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes(Kameni Island, Santorini, and Soufriere, St. Vincent)determined by diffusion systematics[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 136: 345-357.
- [78] Cashraman K V, Marsh B D, Crystal size distribution(CSD)in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization(II Makaopuhi Lava Lake)[J]. Global Geology, 1992, 63: 118-136.
- [79] Cheng Z M, Lu F X, Crystal size distribution in volcanic rocks in Laoshangou of Junggar Basin and significance of crystallization kinetics[J]. Geoscience, 1977, (2): 149-156.
- [80] Marsh B D, Crystal size distribution(CSD)in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, 99: 277-291.
- [81] Armienti P, Pareschi M T, Pompilio M. Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 115: 402-414.
- [82] Hawkesworth C J, O'neons P K, Arculus R J. Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles[J]. Earth Planet Sci Lett, 1979, 45: 237-248.
- [83] Perfit M R, Gust D A, Bence A E, et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources[J]. Chem Geol, 1980, 30: 227-256.
- [84] McCulloch M T, Gamble J A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism[J]. Earth Planet Sci Lett, 1991, 102: 358-374.
- [85] Brenan J M, Shaw H F, Ryerson F J, et al. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace element at 900°C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59:3331-3350.
- [86] Keppler H. Constraints from partitioning experiment on the composition of subduction-zone fluids[J]. 1996, 380: 237-240.
- [87] Turner S, Hawkesworth C. Constrains on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec[J]. Nature, 1997, 389: 568-573.
- [88] Debaille V, Doucelance R, Weis D, et al. Multi-stage mixing in subduction zones: application to Merapi volcano(Java island, Sunda arc)[J]. Geochimica Cosmochimica Acta, 2006, 70: 723-741.
- [89] 刘肇昌. 板块构造学[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1983.
- [90] 王之田, 秦克章, 张守林. 大型铜矿地质与找矿[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1994.
- [91] Thieblemont D, Stein G, Lescuyer J L. Gisements epithermaux et porphyriques: la connexion adakite[J]. Earth Planet. Sci. Lett, 1997, 325: 103-109.
- [92] 孙卫东, 凌明星, 杨晓勇, 等. 洋脊俯冲与斑岩铜金矿成矿[J]. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(2): 127-137.
- [93] 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 等. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿[J]. 地质与勘探, 2006, 42(1): 1-6.
- [94] 王元龙, 张旗, 王强, 等. 埃达克质岩与Cu-Au成矿作用关系的初步探讨[J]. 岩石学报, 2003, 19(3): 543-550.
- [95] 刘洪涛, 张旗, 刘建明, 等. 埃达克岩与Cu-Au成矿作用: 有待深入研究岩浆成矿关系[J]. 岩石学报, 2004, 20(2): 205-218.
- [96] 曹明坚, 秦克章, 李继亮. 平坦俯冲及其成矿效应的研究进展、实例分析与展望[J]. 岩石学报, 2011, 27(12): 3727-3748.
- [97] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 1990, 347: 662-665.
- [98] Sajona F G, Maury R C. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philillines[J]. CR ACAD SCI II A, 1998, 326(1): 27-34.
- [99] Rapp R P, Watson E B, Miller C F, Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites[J]. Precambrian Research, 1991, 51:1-25.
- [100] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 832 kbar: implications for continental growth and crust mantle recycling[J]. Journal of Petrology, 1995, 36:891-931.
- [101] Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa[J]. Chemical Geology, 1999, 160: 335-356.
- [102] Sen C, Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0GPa: implications for the origin of adakites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 117: 394-409.
- [103] Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 1994, 70: 519-526.
- [104] Kay S M, Mpodozis C. Central Andean ore deposits linker to evolving shallow subduction systems and thickening crust[J]. GSA Today, 2001, 4-9.
- [105] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. Nature, 1993, 362: 144-146.
- [106] Mungall J E. Roasting the mantle:Slab melting and the genesis of major Au-rich Cu deposits[J]. Geology, 2002, 30: 915-918.
- [107] 张玉泉, 谢应霞, 梁华英, 等. 1998. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. 27(3): 236-243.
- [108] 张旗, 许继峰, 王焰, 等. 埃达克岩的多样性[J]. 地质通报, 2004, 23(9-10): 957-965.
- [109] 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩—以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 2003, 22(1): 1-12.

- 化学, 2010, 17(2): 27–34.
- [7] 许东, 尹光候. 惠民式铁矿找矿模型及预测[J]. 地质与勘探, 2010, 765–778.
- [8] 赵准. 怒江–澜沧江–金沙江区域矿床成矿系列[J]. 云南地质, 1993, 12(3): 248–266.
- [9] 许东, 任治机, 余海军, 等. 澜沧江铁矿带惠民式–疆峰式铁矿床特征与含铁建造[J]. 矿床地质, 2011, 30(3): 477–487.
- [10] 莫运东, 孙明祥, 王国洪, 张志平, 杨志勇. 景洪南林–大勐龙地区铁多金属矿资源潜力[J]. 云南地质, 2009, 28(3): 250–253.

Jiangfeng Ore Section Geological Characteristics of the Jiangfeng Iron Deposit in Jinghong, Yunnan

TU Xian-gang, DUAN Wei, LIU Xiao-dong, MENG Guang-zhi, PU Tian-ping, HUANG Jun-kun

(Geological Team 306, Yunnan Bureau of Nonferrous Geology, Kunming 650216, China)

Abstract: Jiangfeng magnetite ore deposit locates in south of Menglong county in Jinghong city, Yunnan province. Strata in this ore district is mainly lower Damenglong Formation, Proterozoic, and Menghai granite body is developed. Based on the analysis of engineering exploration, we conclude that the Jiangfeng magnetite ore body belongs to a large ore deposit. The deposit can be divided into Jiangfeng and Hongshao ore sections. This paper only discusses the Jiangfeng ore section. By means of drilling, field logging, data treatment, sample analysis and regional comparison, we discover that primary magnetite ore deposit is hosted in the metamorphic series where diopside skarn developed. The specific location is the second (Pt_{dm}^{1-2}) and third (Pt_{dm}^{1-3}) layer of the lower section of Daxulong Formation. The ore bodies, most stratiform-like, are basically consistent with strata. The results of rock-mineral identification show that the deposit is closely related with the volcano sedimentary and hydrothermal contact. Conclusion demonstrated that iron ore source layer in Early Proterozoic experienced complicated regional metamorphism and Hydrothermal metasomatism from acid igneous rock, and during this process iron separated out. Skarn type magnetite deposit then enriched in favorable topographic position.

Key words: volcano - sedimentary metamorphic type; Jiangfeng ore section; Skarn-type magnetite deposit; Yunnan

Review on the Research of Subduction Zone

ZHANG Ji¹, LI Hai-ping², CHEN Qin¹, ZHANG Hang¹, ZHOU Bo¹

(1.State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China; 2. Shaanxi institute of Geology and Mineral Resources, Xianyang, Shanxi 712000, China)

Abstract: Since establishing the theory of plate tectonics, subduction zone and related geological processes have been well documented. In this paper, the classification and dynamic mechanism of the subduction zones, and to the related earthquake, magmatism, fluid and mineralization are reviewed. Particularly, some new research achievements of subduction zone are introduced. Additionally, a few of insignificances in the studies of subduction zone are also indicated in this paper, which we hope be of useful for the readers.

Key words: plate tectonics; subduction zone; magmatism; mineralization