卷(Volume)34,期(Number)2,总(SUM)125
页(Pages) 181~195,2010,5(May, 2010)

大地构造与成矿学
Geotectonica et Metallogenia

洋脊俯冲及其在新疆阿尔泰地区存在的可能证据

沈晓明[1,2], 张海祥[1], 马林[1,2]

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所 同位素年代学与地球化学重点实验室,广东 广州 510640; 2. 中国科学院 研究生院,北京 100049)

摘　要:本文综述了洋脊俯冲的研究历史与现状,论述了与洋脊俯冲相关的各种构造运动、岩浆活动以及成矿特点。同时,系统总结了阿尔泰南缘已报道的可能与洋脊俯冲有关的证据,如埃达克岩和富铌玄武岩、玻安岩、苦橄岩、A型花岗岩、双峰式火山岩、阿拉斯加型杂岩、酸性岩墙群等特殊的岩石类型,以及可能与洋脊俯冲相关的变质变形作用,认为洋脊俯冲模式可以合理的解释阿尔泰南缘的这些岩石组合以及变质变形作用。此外,分析了晚古生代阿尔泰南缘洋脊俯冲的时空分布,阐述了洋脊俯冲对中亚造山带陆壳增生及成矿的意义。

关键词:洋脊俯冲;阿尔泰;陆壳增生;成矿

中图分类号:P541　　**文献标识码**:A　　**文章编号**:1001-1552(2010)02-0181-15

0　引　言

现代的大洋中脊是地球上最巨大的山脉系统,它纵贯太平洋、印度洋、大西洋和北冰洋,彼此相连,总长度约60000km,宽度一般可达1000~2000km,约占整个海洋面积的1/3。这道海底火山平均高出深海盆地1~3km,顶部有溢出岩浆的裂谷(宽度一般10~40km),并被许多转换断层或破裂带切穿。大洋中脊是洋底扩张的中心和新地壳产生的地带,热地幔物质沿脊轴不断上升,凝固成以超基性和基性岩组成的新洋壳,并不断向两侧扩张推移(Wilson, 1989)。目前,一般以扩张速率为标准将大洋中脊分为4种类型(Macdonald, 1982; Dick et al., 2003):(1)快速扩张脊(9~18cm/a),如EPR3°S;(2)中速扩张脊(5~9cm/a),如EPR21°N;(3)慢速扩张脊(2~5cm/a),如MAR;(4)超慢速扩张脊(<2cm/a),如SWIR和北极洋脊。最后,洋壳都俯冲进入消减带而消亡,当俯冲速率大于洋脊扩张的速率并满足其它条件时就会发生洋脊俯冲(Ridge subduction)(Farrar and Dixon, 1993)。

对洋脊俯冲的研究,最早始于20世纪60年代末对美国西部造山作用的研究(Palmer, 1968)。此后,由于其不同于普通洋壳俯冲而特有的地质现象引起地质学家的广泛关注(Delong and Fox, 1977; Dickinson and Snyder, 1979; Cronin, 1992; Farrar and Dixon, 1993; Haeussler et al., 1995; Klein and Karsten, 1995; Sisson et al., 2003),研究的内容包括洋脊俯冲的几何学、运动学、岩浆作用、变质作用以及成矿作用等方面。洋脊俯冲是国际上的研究热点,而在国内则刚刚得到重视(刘希军等, 2007, 2009; Jian et al., 2008; Ling et al., 2009)。中亚造山带特殊的古生代构造格局和复式增生(垂向和侧向增生)方式,为研究洋脊俯冲提供了得天独厚的条件,使其处于国内洋脊俯冲研究的前沿(刘希军等, 2007, 2009; Jian et al., 2008; Cai et al., 2008; 唐功建等, 2009; Geng et al., 2009)。实际上,洋脊俯冲是一个普遍的地质现象,所有的俯冲带最终都会与扩张洋脊相互作用而结束(Brown, 1998; De-

收稿日期: 2009-09-08; **改回日期**:2009-11-16

基金项目:国家自然科学基金(编号:40672057)及国家重点基础研究发展规划项目(编号:2007CB411303)资助。

第一作者简介:沈晓明(1983-),男,博士研究生,构造地球化学专业。

long and Fox, 1977),这也是威尔逊旋回(Wilson cycle)中大洋闭合的阶段。现在仍然存在许多可观察到的洋脊俯冲地区,环太平洋造山带就有 7 处,分别是北美洲的 Mendocino, Rivera, British Columbia,中美洲的 Panama,南美洲的 Chilean 和南太平洋的 Antarctic、Woodlark(Sisson et al., 2003)。因此,在地球历史上古大洋的演化过程中也必定留下许多洋脊俯冲的记录,只是这些板块边缘的地质记录还没有被揭示出来。扩张洋脊与俯冲带的相互作用会引发一系列的构造 - 岩浆 - 成矿事件,研究这些地质事件将有助于揭示新的地球动力学过程,具有重要的地质意义。

1 洋脊俯冲研究进展

Palmer(1968)首次注意到洋脊俯冲,他根据北美洲板块向西漂移的速度推测出东太平洋洋中脊在中侏罗世开始俯冲到北美洲板块之下,并认为美国西部造山带与洋脊俯冲有关。Delong 和 Fox(1977)为洋脊俯冲提供了直接证据,他们通过分析海底磁异常,发现在阿拉斯加和阿留申、北美的西南、智利的南部、印度尼西亚、日本和南极都曾出现过洋脊俯冲,并认为洋脊俯冲会产生三种主要的地质效应:火山岛弧的岩浆活动的中止、前弧区域岩石的低温变质作用、海沟向岛弧一侧地形的变化(局部构造运动)。

洋脊具体以何种形式俯冲取决于板块之间的几何学和运动学关系(Cronin, 1992; Farrar and Dixon, 1993)。Farrar 和 Dixon(1993)讨论了海底扩张使洋脊到达俯冲边界时 4 种可能的运动学模式。他们用一个上覆大陆板块(Overriding plate)和两个海洋板块——前导板块(Leading oceanic plate)和拖曳板块(Trailing oceanic plate)来表示洋脊俯冲及相关的地质问题。他们认为俯冲自前导板块开始,当前导板块完全冲入上覆大陆板块之下,洋脊到达上覆大陆板块前缘的海沟处俯冲边界时可能的运动模式为:拖曳板块和上覆板块拼合(如南极之下的 Aluk 洋脊)、拖曳板块缓慢俯冲(如智利之下的 Nazca 洋脊、日本之下的 Lzanagi 洋脊,此种俯冲模式将会产生火山岩浆活动)、拖曳板块和上覆板块转换为走滑运动(如圣 - 安得列斯转换断层)、拖曳板块和上覆板块分离(如北美板块)。洋脊具体以何种方式运动取决于洋脊后的拖曳板块和上覆板块之间的相对运动关系。

当扩张洋脊俯冲到上覆板块之下,由于不断产生的新的岩浆不再固结,便会产生板片窗(图 1)(Dickinson and Snyder, 1979)。板片窗的形状和大小主要取决于俯冲前洋脊 - 转换断层 - 海沟结构、板块汇聚向量和俯冲角度三个因素(Thorkelson, 1996)。软流圈地幔通过板片窗上涌,并在周围的软流圈地幔产生异常的热的物理的和化学的效应,这些条件就会改变上覆板块的构造和岩浆演化,打乱正常的弧前 - 弧体系。埃达克岩、高镁安山岩、富铌玄武岩,结合"正常"的拉斑到钙碱性的与俯冲有关的岩石系列,通常被解释为洋中脊俯冲的产物,分别代表俯冲板片的熔体,埃达克质流体和地幔橄榄岩的混合,以及混合的残余(Defant and Drummond, 1990; Escuder Viruete et al., 2007; Kepezhinskas et al., 1996; Martin et al., 2005)。在板片窗上方,岛弧火山活动减少,取而代之的是洋中脊或与裂谷有关的火山活动。从前弧到弧后异常的岩浆活动可能伴随着前弧变质作用、走滑断层的发育、区域的抬升和伸展,甚至裂谷的发生(Thorkelson, 1996)。板片窗在世界上许多地方都有发现,如 Alaska 南部(Cole et al., 2006)、墨西哥的 Baja California 南部(Madsen et al., 2006)和北美西部等等(Pallares et al., 2007)。

Brown(1998)在研究日本 Ryoke 和 Abukuma 由洋脊俯冲产生的高温 - 低压变质带时认为,扩张洋脊的俯冲产生的板片窗会在地壳浅部产生异常高的温度,从而使俯冲增生杂岩中出现低 P/T 的变质带并导致杂岩的熔融。热量是通过近海沟处上升的岩浆进行传导的,近海沟处的岩浆活动和低 P/T 变质带的出现是洋脊俯冲标志性的地质现象。类似成因的高温低压变质带还出现在日本的 Shimanto 和 Hidaka 变质带和美国阿拉斯加的 Chugach 变质带等。Iwamori (2000)在研究洋脊俯冲产生的热效应时认为,洋脊俯冲可以产生高 P/T 的变质,并以此解释在日本 Ryoke 低 P/T 变质带和 Sanbagawa 高 P/T 变质带并列出现的现象。

Sisson et al. (2003)对洋脊 - 俯冲带作用做了系统评述,总结了现今的和已发生的洋脊俯冲引发的地质过程,将其特点归纳如下:(1)运动学:构造历史时间和空间上的变化;地区的快速抬升。(2)岩浆作用:前弧地区岩浆随时间迁移,岩浆起源于地幔或地壳;岩浆弧岩浆作用停止或岩浆活动性增加,岩浆发展为碱性系列;弧后出现碱性和洋岛特征的岩浆作用;出现板片熔融相关的岩浆。(3)变质作

用：前弧具有低压或者高温变质作用；区域接触变质作用。(4)盆地演化：沉积中心快速抬升和前弧盆地的抬升；前弧盆地被走滑断裂系统破坏。(5)增生楔：间歇性的构造侵蚀；具有与海沟附近 MORB 相关的远洋沉积物(6)消减带蛇绿岩：具有特殊地球化学特征的前弧增生蛇绿岩。Sisson et al. (2003)提出的古近纪北美科迪勒拉大陆边缘洋脊俯冲模式图中总结了与洋脊俯冲相关的各种地质过程，如图 1 所示。

另外，洋脊俯冲与成矿作用密切相关。Haeussler et al. (1995)认为阿拉斯加南部的脉状金矿形成于洋脊俯冲造成的板片窗之上。Goldfarb et al. (1998)在研究环太平岩同造山型金矿时认为，位于弧前之下俯冲的板片窗可以为金矿的形成提供所需要的热量。Cooke et al. (2005)和 Hollings et al. (2005)认为洋脊俯冲可以形成斑岩型铜矿和热液型金矿床，如智利中部的大型斑岩铜矿床。Ling et al. (2009)认为我国长江中下游的金属矿床和岩浆作用与太平洋板块和 Izanagi 板块之间的洋脊俯冲有关。以上研究表明，洋脊俯冲及其引发的地质过程可能为矿床的形成提供了必要的构造、热和物质来源。

最近几年，中亚造山带也逐渐有学者研究与古亚洲洋洋脊俯冲有关的地质过程，并取得一定的成果。刘希军等(2007)认为东准噶尔克拉麦里蛇绿岩可能形成于受洋脊俯冲影响的岛弧或弧前扩张环境。最近，刘希军等(2009)在西准噶尔达拉布特蛇绿岩中发现形成时代远晚于主体蛇绿岩(395Ma)的 E-MORB 型镁铁质岩(302Ma)，并认为 E-MORB 型镁铁质岩是蛇绿岩消亡阶段由于扩张洋脊和俯冲带碰撞作用而形成的弧前海山。Jian 等(2008)认为内蒙古地区在早古生代存在着洋脊俯冲。唐功建(2009)认为西准噶尔包古图地区的铜金矿床和一些埃达克岩(或高镁安山岩)可能与石炭纪的洋脊俯冲有关。Geng et al. (2009)也认为西准噶尔晚石炭世的岩浆活动与洋脊俯冲有关。

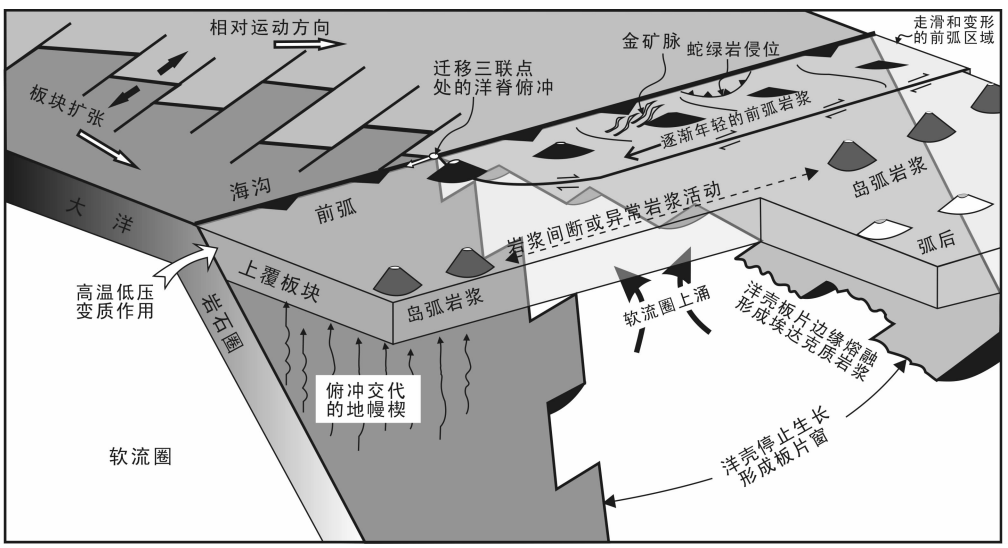


图 1　古近纪北美科迪勒拉大陆边缘洋脊俯冲模式图(据 Sisson et al., 2003)

Fig. 1　Skematic diagram for ridge subduction processes that affected the northern Paleogene Cordillera margin

2　新疆阿尔泰地区与洋脊俯冲有关的证据

阿尔泰造山带位于中亚造山带(CAOB)的中部，是世界上典型的显生宙增生造山带，是中亚造山带的重要组成部分(Jahn et al., 2000; Sengor et al., 1993)。虽然对于包括阿尔泰造山带在内的中亚造山带古生代的构造演化模式存在很多不同的观点，但多岛洋俯冲增生拼贴模式被大多数研究者认可(Windley et al., 2007; Xiao et al., 2008, 2009)。这一观点认为古亚洲洋古生代的构造格局类似于现在的东南亚，是由许多被洋内弧分割的洋盆组成的。新疆北部的阿尔泰、东准噶尔、西准噶尔、天山等造山拼贴体(图 2A)是在晚古生代逐渐向北拼贴到西伯利亚板块南缘，于二叠纪晚期造成古亚洲洋的闭合并完成这一复杂的陆壳侧向增生造山过程(Xiao et al., 2008, 2009)。

研究区位于阿尔泰造山带南缘的富蕴－青河一

带,构造上位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦 - 准噶尔板块的结合部位(Sengor et al., 1993; 肖序常和汤耀庆, 1991)(图 2B)。前人的研究表明,至少从早奥陶世开始,形成了分隔准噶尔板块与阿尔泰地块的准噶尔洋(西与斋桑洋、东与南蒙古洋相通),并且发生了俯冲、碰撞、增生等过程(Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004; 何国琦等, 1994; 曾乔松等, 2009),直到晚石炭世 - 二叠纪早期新疆北部仍然存在一定规模的洋盆及其相关的俯冲作用(Xiao et al., 2008, 2009; 肖文交等, 2006b; 龙晓平等, 2006)。

古亚洲洋演化过程中必定存在着扩张洋脊的俯冲作用,研究洋脊与俯冲带相互作用的构造运动、岩浆活动、成矿作用等地质过程是地球动力学一个十分重要的前沿课题。本文在前人积累的大量研究成果的基础上,通过对新疆阿尔泰地区晚古生代的埃达克岩和富铌玄武岩、玻安岩、苦橄岩、A 型花岗岩、双峰式火山岩、阿拉斯加型杂岩、酸性岩墙群等特殊的岩石类型以及变质变形作用的系统总结和分析,认为洋脊俯冲模式可以合理的解释阿尔泰南缘的这些岩石组合以及变质变形作用。

2.1 区域地质概况

研究区分布的主要断裂为额尔齐斯 - 玛因鄂博深大断裂和卡拉先格尔断裂,南部有乌伦古河深大断裂,其中额尔齐斯 - 玛因鄂博断裂被认为是西伯利亚板块和哈萨克斯坦 - 准噶尔板块的分界线(图 2)。区内晚古生代地层火山岩十分发育,从早泥盆世到早二叠世均有发育(图 2B),主要组成为基性 - 中性 - 酸性火山岩、火山碎屑岩、碎屑沉积岩建造。如下泥盆统托让格库都克组为一套海相中基性 - 中酸性火山岩及其碎屑岩建造,其中含有埃达克岩和富铌玄武岩(张海祥等, 2004);中泥盆统北塔山组为一套中基性火山岩,并且底部含有厚度超过 100m 的苦橄岩(张招崇等, 2007)。区内岩浆侵入活动主要为花岗岩,少量基性 - 超基性岩。其中花岗岩以额尔齐斯断裂为界可以明显的分为两种类型,以北的拉斑 - 钙碱性 I 型花岗岩和以南的碱性(A 型)花岗岩。花岗岩形成时代跨度大,主要年龄范围在 410 ~ 280Ma,且有从北至南有逐渐变新的趋势(Wang et al., 2006; 毛启贵等, 2008; 刘家远和袁奎荣, 1996)。基性 - 超基性岩出露较少,主要分布在喀拉通克一带,岩石类型主要为苏长岩和橄榄苏长岩,苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(287 ± 5)Ma(韩宝福等, 2004)。研究区蛇绿岩沿深大断裂分布(图 2A),有沿额尔齐斯断裂分布的库尔提蛇绿岩、青河蛇绿岩和沿乌伦古断裂分布的扎河坝蛇绿岩、阿尔曼太蛇绿岩,形成时代分别为(372 ± 19)Ma、(352 ± 4)Ma、(489 ± 4) ~ (481 ± 5)Ma 和(503 ± 7)Ma(肖文交等, 2006a; 吴波等, 2006; 张海祥等, 2003b; 简平等, 2003)。

此外,阿尔泰山南缘是重要的铜、铁、金、铅、锌等多金属成矿带,著名的阿舍勒铜铅锌矿和可可塔勒铅锌矿、蒙库铁矿和喀拉通克铜镍矿即产于该带中。研究区中的铜金矿(化)可能与埃达克岩有关,如富蕴南索尔库都克一带的铜金矿(化)群的赋矿层主要为下泥盆统托让格库都克组火山岩,与埃达克岩共生(图 2B);卡拉先格尔铜矿带的含矿斑岩也具有埃达克岩的地球化学特征(万博和张连昌, 2006)。

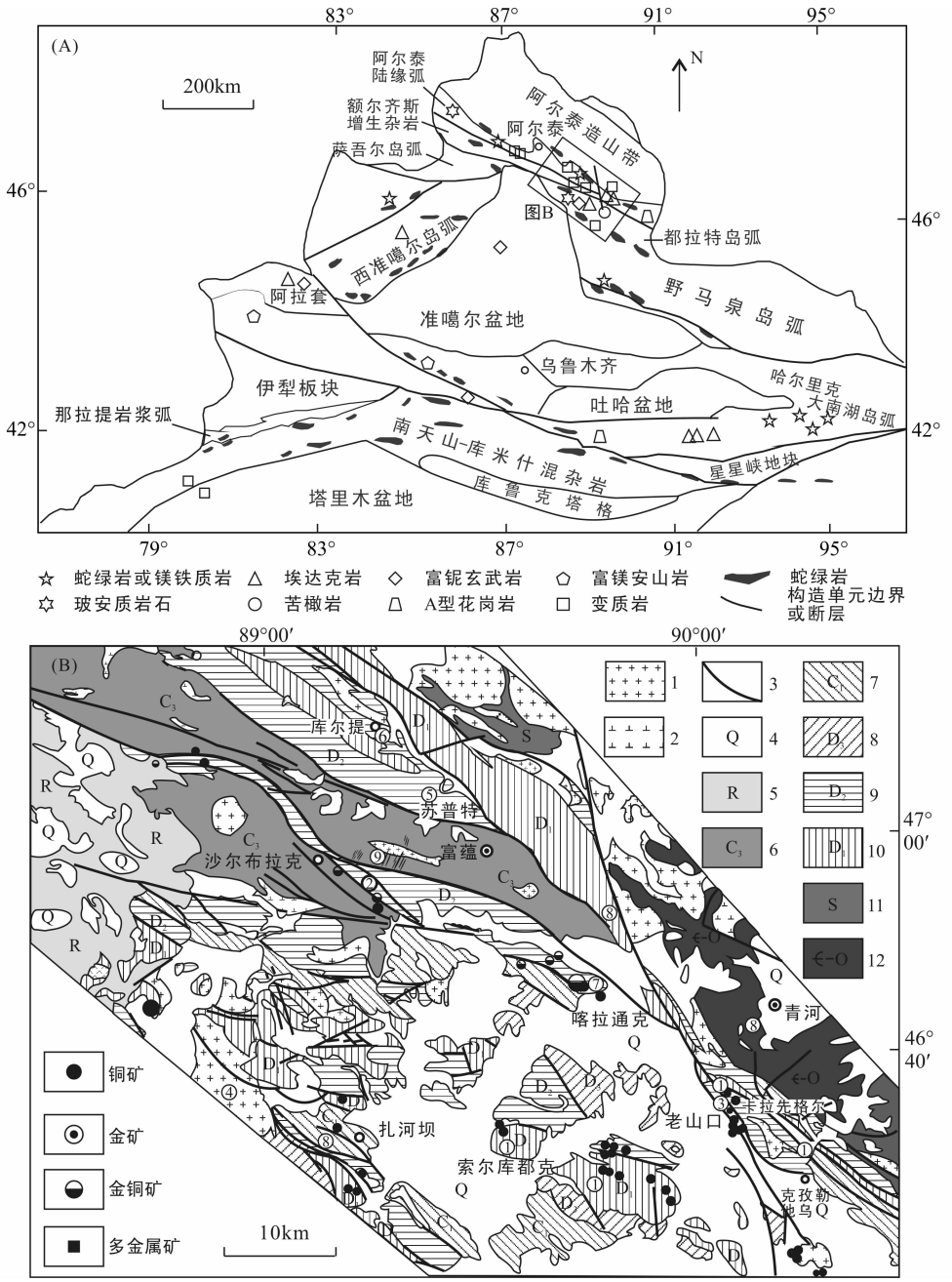
2.2 与洋脊俯冲有关的证据

2.2.1 埃达克岩和富铌玄武岩

在阿尔泰南缘富蕴南部的索尔库都克地区分布有埃达克岩和富铌玄武岩组合,它们产出于下泥盆统托让格库都克组火山岩中(Zhang et al., 2005; 张海祥等, 2004),与铜矿(化)关系密切。另外,在阿尔泰南缘的卡拉先格尔铜矿带的许多含矿斑岩也具有埃达克岩的地球化学特征(万博和张连昌, 2006; 杨文平等, 2005),它们侵入于中泥盆统北塔山组地层中,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(381 ± 6) ~ (376 ± 10)Ma(张招崇等, 2006b)。前人研究认为这些埃达克岩都是由俯冲洋壳熔融形成的,具有高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$和低$\varepsilon_{Nd}(t)$的埃达克岩可能是板片熔体受到俯冲沉积物的混染造成的(图 3)。洋脊俯冲最有利于形成埃达克岩 - 富铌玄武岩 - 高镁安山岩等具有特殊地球化学特征的岩石,原因为扩张洋脊满足埃达克形成的必要条件:年轻的、热的洋壳(Yogodzinski et al., 2001)。洋脊俯冲形成的板片窗容易使两侧的板片发生部分熔融形成埃达克岩,并引发形成其组合岩石,如日本、阿留申、墨西哥巴哈半岛、南美洲厄瓜多尔等的埃达克岩和高镁安山岩都被认为是由洋脊俯冲形成的(Sisson et al., 2003)。阿尔泰南缘的埃达克岩可能是洋脊俯冲时板片窗边缘的洋壳熔融形成的,富铌玄武岩则是埃达克质熔体上升过程中交代的地幔楔橄榄岩发生部分熔融所形成的。

2.2.2 玻安质岩石

新疆北部富蕴县沙尔布拉克中泥盆统北塔山组中发育有玻镁安山岩(张海祥等, 2003a),表现出高 MgO(3.91% ~ 9.31%)和相容元素(包括 Ni、Cr、



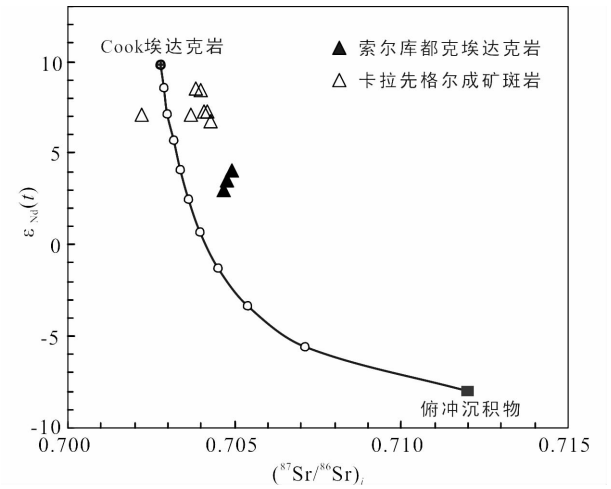
图(A)底图修改自 Jahn et al., 2000; Xiao et al., 2008; 与洋脊俯冲有关的地质记录引自表 1 和文献 Xiao et al., 2004; Zhou et al., 2004; Zhang et al., 2005; Zhou et al., 2008; Geng et al., 2009; 刘家远和袁奎荣, 1996; 张海祥等, 2003a, 2003b; 陈毓川等, 2004; 韩春明等, 2006; 毛启贵等, 2008; Wang et al., 2005; 周刚等, 2007a, 2007b, 2007c; 范裕等, 2007; 唐红峰等, 2007a, 2007b; 宫红良等, 2007; 苏玉平等, 2008; 谭绿贵, 2008; 唐功建等, 2009。

图(B)图例:1. 海西期花岗岩;2. 海西期闪长岩;3. 断层;4. 第四系;5. 第三系;6. 上石炭统;7. 下石炭统;8. 上泥盆统;9. 中泥盆统;10. 下泥盆统;11. 志留系;12. 寒武系－奥陶系。与洋脊俯冲相关的地质证据:①. 埃达克岩和富铌玄武岩;②. 玻安岩;③. 苦橄岩;④. A 型花岗岩;⑤. 双峰式火山岩;⑥. 弧后盆地蛇绿岩;⑦. 阿拉斯加型杂岩;⑧. 变质岩;⑨. 酸性岩墙群。

图 2　(A)新疆北部大地构造简图及可能与洋脊俯冲有关的地质记录(B)阿尔泰南缘区域地质简图及金属矿点分布

Fig. 2　Simplified geological map of Northern Xinjiang and the possible records of ridge subduction (A) and geological map of Southern Altay and the distribution of mineral deposits (B)

Co 等)含量,低 TiO_2 含量(0.21% ~0.35%),同时具有 U 型稀土元素分布模式(图 4),并强烈亏损高场强元素。这是与俯冲密切相关的一类较罕见的岩石类型,形成于前弧环境,典型地区如 Izu-Bonin-Mariana 前弧(Macpherson and Hall, 2001)等。玻安质岩浆是在低压条件下,来源于比 MORB 熔离后残留



模拟参数：Cook 埃达克岩：Sr = 2003μg/g，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.7028；Nd = 28.1μg/g，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 9.8。俯冲沉积物：Sr = 200μg/g，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.712；Nd = 20μg/g，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = -8。参数选择据 Kay et al., 1993, Plank and Langmuir, 1998。

图 3 阿尔泰南缘埃达克质岩熔融源区模拟

Fig. 3 Source simulation of the adakites in Southern Altay

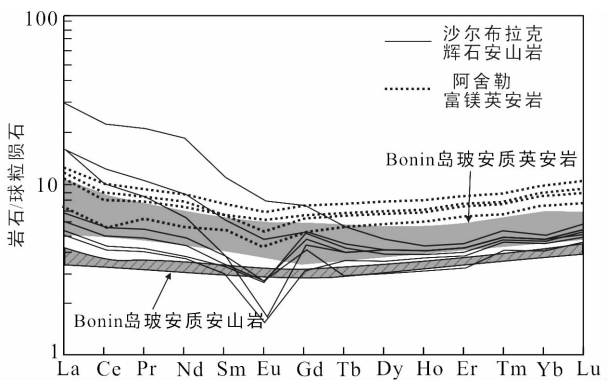


图 4 新疆北部玻安质火山岩稀土元素配分模式与 Bonin 岛玻安岩系岩石的对比（图中数据引自牛贺才等, 1999；张海祥等, 2003a；Macpherson and Hall, 2001）

Fig. 4 Contrast of REE of boninite in Northern Xinjiang and Bonin Island

物更难熔的橄榄岩源区（贫单斜辉石的二辉橄榄岩或方辉橄榄岩）（Umino and Kushiro, 1989）。要使这个亏损的橄榄岩发生熔融，不仅需要比早期熔融更高的温度，同时需要流体的加入（Crawford et al., 1989）。

另外，阿尔泰西部阿舍勒铜矿区中泥盆统阿舍勒组海相火山岩地层中发育一套富镁火山岩系（牛贺才等, 1999），主要由高镁安山岩和高镁英安岩组成，它们也表现出与玻安岩相似的地球化学特征（图 4），是前弧地区典型的岩石组合。阿舍勒富镁火山岩系与富蕴西南的沙尔布拉克玻安岩一起表明，阿尔泰南缘在中泥盆世可能是靠近古亚洲洋海沟的前弧环境，它们可能是洋脊俯冲时在前弧环境下产出的一种特殊的岩石类型。

2.2.3 苦橄岩

近年来，在阿尔泰山南缘的中泥盆统北塔山组（D_2b）地层中发现了世界罕见的厚度 100 ~ 200m 的苦橄岩，该苦橄岩由乔夏哈拉 - 老山口延伸达 60km 以上（陈毓川等, 2004）。苦橄岩是一种高温下形成的高镁熔岩，其低的黏度使其上升速度快，由此保证了岩浆从形成到喷发过程中基本不发生演化（Anderson, 1994），因此，苦橄岩可以更好地反映其源区特点。该区苦橄岩高的 $Mg^{\#}$ 值（0.75 ~ 0.80）和 Cr、Ni 含量（分别为 880 ~ 1250μg/g 和 280 ~ 560μg/g）指示了其是地幔直接熔融形成的，苦橄岩的 Zr/Nb 比值为 23 ~ 66，与 MORB 的 Zr/Nb 比值的范围接近（10 ~ 60）（Davidson, 1996），同样其 Sm/Nd 比值（0.26 ~ 0.33）也落在 MORB 的范围内（平均值为 0.32）（Anderson, 1994），可由此推测其源区为 MORB 源的亏损地幔。微量元素 N-MORB 标准化蛛网图和稀土元素球粒陨石标准化配分图上，苦橄岩均显示与 N-MORB 相似的特征，同时显示出明显大离子亲石元素富集（Rb、Ba、Th、K）和高场强元素的亏损，并具有 Nb、Ta 负异常和轻微的 Ti 负异常，说明其具有岛弧火山岩的特征（张招崇, 2006a）。另外，同位素数据（$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.7033 ~ 0.7043，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 6.4 ~ 7.3，t = 385Ma）也显示这套苦橄岩具有现代岛弧岩浆岩的特征（Zhang et al., 2008）。北塔山组火山岩具有从拉斑玄武岩系列向钙碱性玄武岩系列过渡的特点，也暗示了其构造背景为板块边缘。

Zhang et al.（2008）通过单斜辉石 - 流体温度压力计估算出单斜辉石的结晶温度为 1350°C，压力 1.80GPa，并以此推算出岩浆的 $\log fO_2$ = -3.97，据此认为苦橄岩应该是俯冲岛弧下的地幔楔部分熔融的产物，并根据所建立的稀土比值模拟认为初始岩浆起源于地幔石榴石橄榄岩 - 尖晶石橄榄岩过渡相（约 80km）。

如果苦橄岩中单斜辉石的结晶温度为 1350°C，那么促使岩浆源区地幔熔融的温度会更高，如图 5 所示，无论是洋壳或者陆壳在 80km 深处，都无法达到如此高的温度，只有在大洋中脊处才能满足地幔熔融所需要的异常高的温度条件，这个温度也与软流圈地幔的温度很接近（1400°C）。苦橄岩的一些

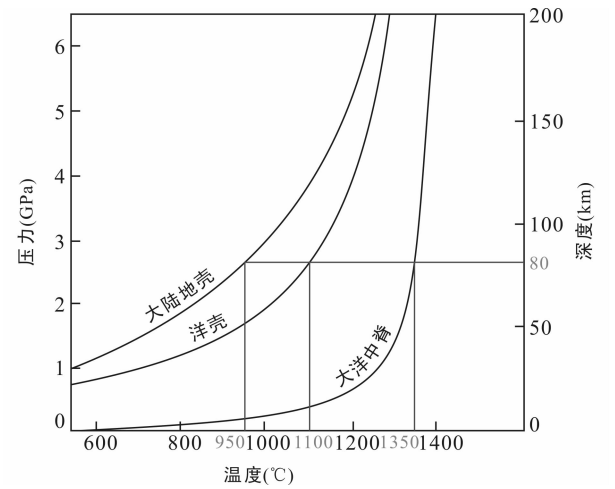


图 5　地球 200km 深度内地热梯度曲线

（据 Wilson, 1989）

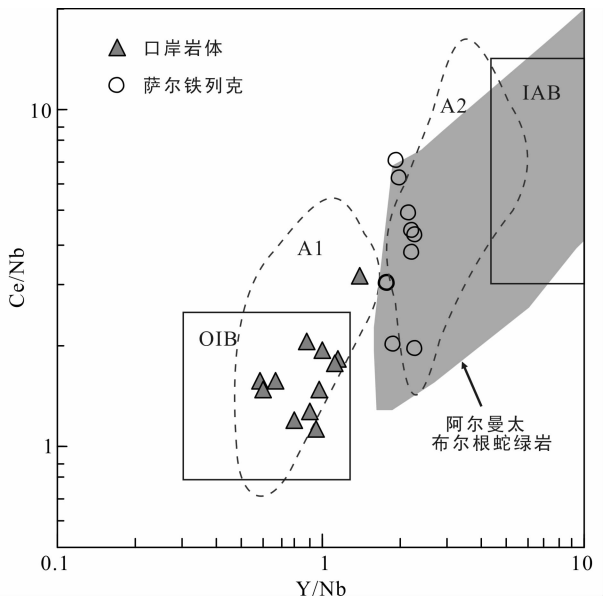
Fig. 5　Temperature in 200km depth of the earth

铂族元素的特征比值（Pd/Ir、Pt/Pt*）也指示了岩浆起源于软流圈地幔，而高的 Os/Ir 比值则暗示了源区中有深海沉积物的加入（张招崇等, 2006a）。因此，阿尔泰山南缘的苦橄岩最有可能的一种形成模式为洋脊俯冲，洋脊俯冲既提供了苦橄岩形成所需要热源也提供了物源。

2.2.4　A 型花岗岩

洋脊俯冲会形成板片窗，软流圈物质通过板片窗上涌，在板片窗上部造成拉张的构造环境，形成具有后碰撞特点的花岗岩类。在由洋脊俯冲作用下形成的板片窗上常出露有 A 型花岗岩，如新西兰 Chatham 洋脊东部的 A 型花岗岩（Mortimer et al., 2006）、阿拉斯加的 Mc Kinley Sequence 岩体（Hung et al., 2007）和南美智利的 San Lorenzo 岩体（Suarez and De La Cruz, 2001）等。阿尔泰南缘的青河口岸 A（碱性）型花岗岩，代雅建（2006）获得了（358 ± 4）Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄。与新疆北部广泛分布的后碰撞 A2 型花岗岩相比，口岸 A（碱性）型花岗岩表现出 A1 型花岗岩的特点，具有板内岩浆（OIB）的某些地球化学特征（图 6），但口岸碱性花岗岩形成于早石炭世（358Ma）准噶尔洋俯冲的构造环境，因此，可能是洋脊俯冲形成的。

另外，在新疆阿尔泰地区广泛发育晚古生代花岗岩，这也是中亚造山带显生宙陆壳生长的最重要的物质表现（Chen et al., 2000; Han et al., 1997; Hong et al., 2004; 贾小辉等, 2009）。韩宝福等（2006）通过统计年代学资料厘定了东准噶尔后碰撞深成岩浆活动集中在 330 ~ 280Ma。对新疆北部



阿尔曼太蛇绿岩数据来源于 Wang et al., 2003；布尔根蛇绿混杂岩数据来源于吴波等，2006；岩体数据源自沈晓明等未发表资料；底图据 Eby, 1992。

图 6　口岸 A 型花岗岩 Ce/Nb-Y/Nb 图解

Fig. 6　Ce/Nb-Y/Nb diagram for Kouan A-type granite

大规模的后碰撞岩浆活动的触发机制，不排除洋脊俯冲影响的可能，因为“后碰撞”（Post collision）在时间上确实与新疆北部俯冲的构造环境不符，这种“后碰撞”很可能为“后洋脊俯冲带碰撞”（Post ridge-trench collision）。Farrar 和 Dixon（1993）认为，扩张洋脊俯冲引起的地幔物质上涌可以持续几十个百万年。Windley et al.（2007）也认为中亚造山带后碰撞花岗岩尤其是 A 型花岗岩与洋脊俯冲有关。例如，现今日本与陆壳增生相关的花岗岩类，其最重要的成因机制就是洋脊俯冲（Maruyama, 1997）。

2.2.5　双峰式火山岩

新疆阿尔泰苏普特一带中泥盆统阿勒泰组为一套以玄武质岩石为主的双峰式火山岩组合，明显缺少 SiO_2 为 55% ~ 66% 的中性岩（周刚等, 2007a）。这套岩石下部以变质玄武岩为主，夹少量流纹岩，中部以变质玄武岩、玄武质凝灰岩、沉凝灰岩为主，夹少量酸性火山岩及其碎屑岩，上部流纹质岩石有所增加。玄武质岩石往往变质为角闪片岩、绿帘阳起石片岩等，属拉斑玄武岩系列，低 SiO_2、K_2O，高 Ti，富 Na、Rb、Ba、Th、U 等，轻稀土略富集，无明显铕异常，Nb 负异常明显，相似于 MORB 和岛弧型玄武岩的某些特征，与弧后盆地玄武岩的特征基本一致（Gribble et al., 1996; Shinjo et al., 1999）。流纹质岩石属钙碱性系列，高 SiO_2，低 K_2O，为钠质型；大离

子亲石元素富集,具明显的 Nb、P、Ti 负异常和弱的 Th 正异常,Sr 含量较低;稀土元素含量较高,轻稀土略富集,$(La/Yb)_N$ 为 2.55 ~ 3.73,铕负异常较明显,δEu 值为 0.34 ~ 0.54。流纹质岩石地球化学特征也与典型弧后盆地双峰式火山岩中的流纹岩相似(Shinjo and Kato, 2000)。结合区域资料分析,笔者认为苏普特双峰式火山岩是阿尔泰南缘洋脊俯冲造成的裂谷盆地演化晚期局部形成的类似于弧后环境的产物。

2.2.6 弧后盆地蛇绿岩

研究认为,原来通常被认为形成于弧后环境的超消减带(Suprasubduction-type ophiolite)蛇绿岩,更理想的产出环境为受洋脊俯冲影响的前弧(Sisson et al., 2003)或岛弧,如智利南部的 Taito 半岛(Klein and Karsten, 1995; Lagabrielle et al., 1994)和南 Alaska(Bradley et al., 2003; Sisson and Pavlis, 1993)蛇绿岩。位于阿尔泰地区的库尔提蛇绿岩兼具 MORB 和 IAB 的双重地球化学特征,与典型的 Mariana 弧后盆地玄武岩类似(Gribble et al., 1996). Xu et al.(2002)认为其形成于古亚洲洋北侧的洋内弧的弧后盆地系统。张海祥等(2003b)对蛇绿岩中斜长花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果为 372 ± 19Ma,鉴于斜长花岗岩的形成年龄往往晚于蛇绿岩,库尔提蛇绿岩可能形成于中泥盆世,与苏普特双峰式火山岩同期。因此,笔者认为库尔提蛇绿岩与苏普特双峰式火山岩一起可能是洋脊俯冲产生的弧后拉张环境的产物。最近,有研究认为位于东准噶尔南部的克拉麦里蛇绿岩是洋脊俯冲的产物(刘希军等, 2007)。

2.2.7 阿拉斯加型基性 - 超基性杂岩

阿拉斯加型岩体是由纯橄岩、橄榄岩、辉石岩、辉长岩和闪长岩等组成的环带状岩体,由于阿拉斯加型基性 - 超基性杂岩特殊的构造环境、地质特征、岩石组合和化学特征,很早就引起地质学家的关注(Taylor, 1967)。分布在阿拉斯加的带状基性 - 超基性杂岩被认为与阿拉斯加新生代的洋脊俯冲有关(Sisson et al., 2003)。阿尔泰南缘的喀拉通克大型铜镍硫化物矿集区分布有 11 个基性 - 超基性杂岩体,1 号岩体苏长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(287 ± 5)Ma(韩宝福等, 2004),铜镍硫化物矿石的 Re-Os 同位素年龄为(305 ± 15)Ma(韩春明等, 2006),与新疆北部 A 型花岗岩形成时代相近(Zhou et al., 2004),表明二者之间具有成因上的联系。韩春明等(2006)和 Pirajno et al.(2008)认为喀拉通克铜镍硫化物矿床的基性杂岩体属于阿拉斯加型杂岩,基性杂岩的地球化学特征指示其形成于岛弧环境,硫化物矿石的 Sr-Nd、Os、S、O 同位素表明成矿物质来源于亏损的软流圈地幔,结合其与北侧额尔齐斯断裂带镁铁 - 超镁铁杂岩体和火山岩空间分布特征,韩春明等(2006)认为该矿床为准噶尔洋盆向北俯冲增生的产物,喀拉通克一带岩体可能是在增生楔之上发育的增生岛弧环境下形成的一套基性 - 超基性杂岩体。

2.2.8 变质作用

尽管热的扩张洋脊俯冲导致近洋脊附近的年轻海洋地壳在火山岛弧下浅层提前脱水而使熔融停止岛弧火山活动中断,但其热传导作用可使上覆岛弧的前弧区域岩石产生区域性高温低压变质作用(Brown, 1998),并在深部发生高压变质作用,最后通过低角度俯冲或者热抬升折返到地表(Iwamori, 2000)。新疆阿尔泰地区的变质作用总结如表 1。从表 1 可以看出,新疆阿尔泰南缘的变质岩带变质时代主要集中在二叠纪。前人研究认为,这些变质岩带的原岩形成于岛弧环境,变质年龄代表晚古生代时期与俯冲增生造山作用相关的构造热事件(胡霭琴等, 2006; 厉子龙等, 2004; 陈汉林等, 2006),而这种构造热事件很可能与扩张洋脊与俯冲带的相互作用有关。

表 1 新疆阿尔泰地区变质岩同位素年龄资料

Table 1 Isotopic ages of metamorphic rocks in Altay, Xinjiang

地点	变质岩	变质年龄(Ma)	测年方法	资料来源
青河西南	英安岩质片麻岩	281 ± 3	锆石 SHRIMP U-Pb	胡霭琴等, 2006
富蕴地区	片麻岩	275/270	角闪石和黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$(坪年龄)	胡霭琴等, 1997
富蕴乌恰沟	基性麻粒岩	255	锆石 SHRIMP U-Pb	陈汉林等,2006
富蕴库尔提	角闪片岩	276	角闪石 $^{40}Ar/^{39}Ar$(坪年龄)	待发表
扎河坝	石英菱镁岩	281.6 ± 2.5	多硅白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$(等时线)	牛贺才等, 2007

2.2.9　酸性岩墙群

在阿尔秦南缘额尔齐斯构造带东段、额尔齐斯活动断裂与富蕴－锡泊渡断裂之间发育了一套未变形的酸性岩墙群(图2B),遥感影像呈现明显的密集条带。在额尔齐斯河活动断裂南侧和富蕴－锡泊渡断裂北侧,都没有这套酸性岩墙侵位。岩墙群呈北北东向,侵位于海西期片麻岩化花岗岩和上石炭统深变质的额尔齐斯组岩层中,为具有细晶结构的流纹斑岩,一些岩墙的南端被额尔齐斯断裂切割。岩石的地球化学特征具 A 型花岗岩类特点(宫红良等, 2007)。岩墙中锆石 U-Pb 二次粒子微探针测年为(286 ± 12) ~ (277 ± 10) Ma(Briggs et al., 2007; 宫红良等, 2007)。宫红良等(2007)认为,岩墙是阿尔泰海西期后碰撞拉张构造环境下的地壳局部熔融产物。但是,岩墙群产出于富蕴地区西部相当局部的范围;新疆北部的构造演化表明早二叠世新疆北部还存在局部洋盆(Briggs et al., 2007; Xiao et al., 2008, 2009)。因此,笔者认为阿尔泰南缘的具有 A 型花岗岩特征的酸性岩墙群,其形成的构造环境可能为洋脊俯冲造成的局部伸展,岩墙群的 NNE 走向,也与古亚洲洋向北俯冲和局部抬升双重应力条件下产生的破裂方向相符。

2.3　阿尔泰地区洋脊俯冲的时空分布

图 2A 标示出了新疆北部可能与洋脊俯冲有关的地质记录,从这些地质记录的分布来看,阿尔泰地区相对集中,尤其在阿尔泰南缘的富蕴－青河一带密集分布,分布有埃达克岩、富铌玄武岩、玻安岩、苦橄岩、变质岩带、A 型花岗岩等。图 7 统计出了阿尔泰南缘各种与洋脊俯冲相关的地质记录的时间分布,从图 7 可以看出,时间上,阿尔泰南缘的岩浆活动和变质作用主要集中在 416 ~ 371Ma 和 323 ~ 255Ma 之间,分别以 390Ma 和 290Ma 为中心,并具有明显的时间间断(370 ~ 330Ma),这表明,在阿尔泰地区在晚古生代很可能存在两次洋脊俯冲。洋脊俯冲的这种时间间隔特征类似于日本,据 Maruyama (1997)研究,从 450Ma 以来,日本大约每 100Ma 存在一次洋脊俯冲,并由此产生岩浆活动的高峰。

另外,区域变形也支持上述阿尔泰地区晚古生代可能存在两次洋脊俯冲的认识。Wang et al. (2006)在研究阿尔泰同造山花岗岩时认为,410 ~ 370Ma 阿尔泰存在一次区域性变形事件,这个时间与阿尔泰南缘泥盆纪的洋脊俯冲相对应,这可能与洋脊与俯冲带的碰撞作用(Ridge-trench collision)相关。Briggs et al. (2007)研究额尔齐斯大断裂时认为,由于俯冲作用,在早二叠世(290 ~ 275Ma)额尔齐斯断裂发生南向的逆冲,这个时间与阿尔泰南缘早二叠世的洋脊俯冲相对应。青河西南的片麻岩锆石 U-Pb 年龄(281 ± 3Ma)(胡霭琴等, 2006),以及富蕴变质岩中角闪石和黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄(275 ~ 270Ma)(胡霭琴等, 1997),都记录了阿尔泰造山带早二叠世时期一次重要的构造挤压－变质作用－快速构造隆升的动力学过程,其诱发机制可能为二叠纪古亚洲洋消亡阶段的洋脊俯冲。

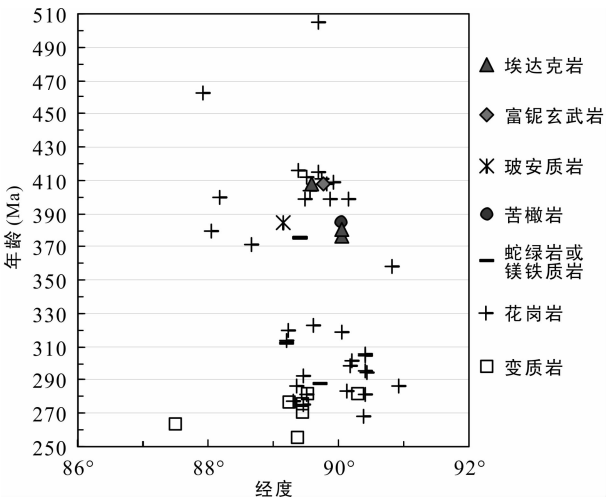


图 7　阿尔泰南缘岩浆活动年龄－经度图

(图中数据引自表 1 和图 1a 中部分文献)

Fig. 7　Age-longitude diagram of the magmatism in Southern margin of Altay

3　洋脊俯冲对中亚造山带陆壳增生及成矿的意义

洋脊俯冲在中亚造山带的存在,对于深入认识中亚造山带显生宙陆壳增生问题具有重要意义。在新疆北部,除传统的侧向增生外,还存在有垂向增生。对阿尔泰地区洋脊俯冲的厘定,揭示了本区晚古生代陆壳增生方式具有多样性:洋脊俯冲之前的洋壳板片俯冲,陆壳增生以侧向增生为主,洋脊俯冲时陆壳侧向、垂向增生同时存在,随后逐渐过渡到以垂向增生为主;在增生的物质上,有地幔楔,也有洋壳板片(埃达克岩)、洋壳板片熔体交代地幔楔形成的熔体(富铌玄武岩)、受俯冲剥蚀作用的弧前增生楔物质、受地幔楔混染的洋壳板片熔体(富镁安山岩),及通过板片窗上涌的地幔物质(MORB)。洋脊俯冲标志着大洋岩石圈物质垂向增生到大陆地壳。因此,侧向和垂向的复式增生方式是中亚造山带陆

壳增生过程的重要特征。

扩张洋脊俯冲产生的强烈的壳幔相互作用有利于产生 Cu、Au、Ni 等金属矿产,如阿拉斯加南部的 Au 矿就产生于扩张洋脊俯冲造成的板片窗之上(Haeussler et al., 1995)。埃达克岩与斑岩型或热液型铜金矿具有密切的关系已经被大家所公认(Thieblemont et al., 1997; Sajona and Maury, 1998; 张旗等, 2004; Wang et al., 2005)。其重要原因可能为埃达克岩据有高的氧逸度,高氧逸度的板片熔体上升并与地幔橄榄岩相互作用,使得地幔中的金属硫化物不稳定,释放出金属成矿物质,从而使得 Cu、Au 等在熔体中不断富集而形成矿床(Mungall, 2002)。阿尔泰南缘与埃达克岩相关的矿床有索尔库都克一带的铜金矿(化),以及卡拉先格尔斑岩铜矿带(图 2B)(杨文平等, 2005)。新疆北部与埃达克岩相关的矿床还有西准噶尔包古图铜金矿床、东天山土屋 - 延东、赤湖等斑岩铜金矿床(熊小林等, 2005; 张连昌等, 2004)。唐功建等(2009)认为西准噶尔包古图地区的铜金矿床很可能与洋脊俯冲有关。其它与洋脊俯冲有关的岩石与成矿关系也很密切,阿尔泰南缘乔夏哈拉 - 老山口一带的铁 - 铜 - 金矿化发育,与苦橄岩直接相关,产于苦橄岩建造中,在成矿学和找矿评价方面有重要意义(陈毓川等, 2004)。阿拉斯加型基性超基性杂岩在阿尔泰南缘和东天山形成世界级的铜镍硫化物矿床(带)。卡拉麦里一带的 A 型(碱性)花岗岩与锡矿化关系密切,如贝勒库都克(杨富全等, 2008)、萨惹什克(唐红峰等, 2007a)锡矿等。因此,新疆北部的许多矿床的成因可能与洋脊俯冲有关,洋脊俯冲可能造成新疆北部成矿作用的高峰(图 8)。

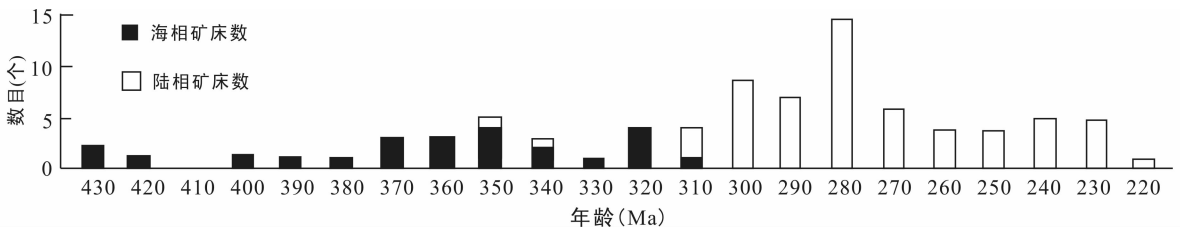


图 8 新疆北部不同地质时代矿床直方图(引自秦克章, 2000)

Fig. 8 Histogram of the distribution of mineral deposits in North Xinjiang

4 结 论

(1) 洋脊俯冲是扩张的大洋中脊俯冲进入海沟,并与消减带发生作用的一种俯冲形式。洋脊俯冲可以产生一系列特殊的构造运动和岩浆作用,并与成矿密切相关,具有重要的地球动力学意义。

(2) 新疆阿尔泰地区存在许多与洋脊俯冲相关的地质记录,如埃达克岩和富铌玄武岩、玻安岩、苦橄岩、A 型花岗岩、双峰式火山岩、弧后盆地蛇绿岩、阿拉斯加型基性超基性杂岩、变质岩带、酸性岩墙群,以及区域变形等。它们在空间和时间上的分布规律可以用洋脊俯冲模式合理的解释。阿尔泰南缘在晚古生代很可能存在两次洋脊俯冲,分别以 390Ma 和 290Ma 为岩浆活动高峰。

(3) 对阿尔泰地区洋脊俯冲的厘定,揭示了中亚造山带晚古生代陆壳增生方式和增生物质的多样性。扩张洋脊俯冲产生的强烈的壳幔相互作用有利于产生 Cu、Au、Ni 等金属矿产,如阿尔泰南缘的铜金矿(化)和铜镍硫化物矿床等。

致谢:王强研究员在本文的写作过程中给予了很多中肯的意见,两名审稿人对本文的修改提出了建设性的修改建议,笔者在此一并表示衷心的感谢!

参考文献(References):

陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 袁超, 肖文交, 李继亮, 余星, 林秀斌. 2006. 阿尔泰造山带南缘基性杂岩的形成背景及其动力学含义. 岩石学报, 22(1): 127 - 134.

陈毓川, 刘德权, 王登红, 唐延龄, 周汝洪, 陈振宇. 2004. 新疆北准噶尔苦橄岩的发现及其地质意义. 地质通报, 23(11): 1059 - 1065.

代雅建. 2006. 阿尔泰布尔根碱性花岗岩的年代学及其地质意义研究. 中国地质大学(北京)硕士论文: 1 - 58.

范裕, 周涛发, 袁峰, 谭绿贵, David C, Sebastien M, 杨文平, 何立新. 2007. 新疆西准噶尔地区塔斯特岩体锆石 LA-ICPMS 年龄及其意义. 岩石学报, 23(8): 1901 - 1908.

宫红良, 陈正乐, 胡远清, 李丽, 赖新荣, 马庆佑, 李玉英, 胡博, 张文贵. 2007. 阿尔泰额尔齐斯带东段酸性岩墙群地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 23(5): 889 - 899.

韩宝福，季建清，宋彪，陈立辉，李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁－超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报，49(22)：2324－2328.

韩宝福，季建清，宋彪，陈立辉，张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(Ⅰ)——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报，22(5)：1077－1086.

韩春明，肖文交，赵国春，屈文俊，毛启贵，杜安道. 2006. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素研究及其地质意义. 岩石学报，22(1)：163－170.

何国琦，李茂松，刘德权等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化与成矿. 乌鲁木齐：新疆人民出版社：1－437.

胡霭琴，王中刚，涂光炽等. 1997. 新疆北部地质演化及其成岩成矿规律. 北京：科学出版社：9－105.

胡霭琴，韦刚健，邓文峰，陈林丽. 2006. 阿尔泰地区青河县西南片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报，22(1)：1－10.

贾小辉，王强，唐功建. 2009. A 型花岗岩的研究进展及意义. 大地构造与成矿学，33(3)：465－480.

简平，刘敦一，张旗，张福勤，石玉若，施光海，张履桥，陶华. 2003. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘，10(4)：439－456.

厉子龙，陈汉林，杨树锋，肖文交，Yoshiaki T. 2004. 阿尔泰基性麻粒岩的发现：来自矿物学的证据. 岩石学报，20(6)：1445－1455.

刘家远，袁奎荣. 1996. 新疆乌伦古富碱花岗岩带碱性花岗岩成因及其形成构造环境. 高校地质学报，2(3)：257－272.

刘希军，许继峰，侯青叶，白正华，雷敏. 2007. 新疆东准噶尔克拉麦里蛇绿岩地球化学：洋脊俯冲的产物. 岩石学报，23(7)：1591－1602.

刘希军，许继峰，王树庆，侯青叶，白正华，雷敏. 2009. 新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩 E-MORB 型镁铁质岩的地球化学、年代学及其地质意义. 岩石学报，25(6)：1373－1389.

龙晓平，孙敏，袁超，肖文交，陈汉林，赵永久，蔡克大，李继亮. 2006. 东准噶尔石炭系火山岩的形成机制及其对准噶尔洋盆闭合时限的制约. 岩石学报，22(1)：31－40.

毛启贵，肖文交，韩春明，袁超，孙敏. 2008. 东准噶尔地区晚古生代向南增生：来自 A 型花岗岩的启示. 岩石学报，24(4)：733－742.

牛贺才，单强，张海祥，于学元. 2007. 东准噶尔扎河坝超高压变质成因石英菱镁岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年代学信息及地质意义. 岩石学报，23(7)：1627－1634.

牛贺才，许继锋，于学元，陈繁荣，郑作平. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报，44(9)：1002－1004.

秦克章. 2000. 新疆北部中亚型造山与成矿作用. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后报告：1－194.

苏玉平，唐红峰，丛峰. 2008. 新疆东准噶尔黄羊山碱性花岗岩体的锆石 U-Pb 年龄和岩石成因. 矿物学报，28(2)：117－126.

谭绿贵. 2008. 新疆西准噶尔恰其海后碰撞花岗岩. 吉林大学学报(地球科学版)，38(6)：980－987.

唐功建，王强，赵振华，Wyman D A，陈海红，贾小辉，姜子琦. 2009. 西准噶尔包古图成矿斑岩年代学与地球化学：岩石成因与构造、铜金成矿意义. 地球科学，34(1)：56－74.

唐红峰，屈文俊，苏玉平，侯广顺，杜安道，丛峰. 2007a. 新疆萨惹什克锡矿与萨北碱性 A 型花岗岩成因关系的年代学制约. 岩石学报，23(8)：1989－1997.

唐红峰，苏玉平，刘丛强，侯广顺，王彦斌. 2007b. 新疆北部卡拉麦里斜长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 大地构造与成矿学，31(1)：110－117.

万博，张连昌. 2006. 新疆阿尔泰东南缘卡拉先格尔铜矿带含矿斑岩地球化学及其成矿意义. 中国地质，33(3)：618－625.

吴波，何国琦，吴泰然，李会军，罗红玲. 2006. 新疆布尔根蛇绿混杂岩的发现及其大地构造意义. 中国地质，33(3)：476－486.

肖文交，Windley B F，阎全人，秦克章，陈汉林，袁超，孙敏，李继亮，孙枢. 2006a. 北疆地区阿尔曼太蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄及其大地构造意义. 地质学报，80(1)：32－37.

肖文交，韩春明，袁超，陈汉林，孙敏，林寿发，厉子龙，毛启贵，张继恩，孙枢，李继亮. 2006b. 新疆北部石炭纪－二叠纪独特的构造－成矿作用：对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. 岩石学报，22(5)：1062－1076.

肖序常，汤耀庆. 1991. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 北京：北京科学技术出版社：150.

熊小林，蔡志勇，牛贺才，陈义兵，王强，赵振华，吴金花. 2005. 东天山晚古生代埃达克岩成因及铜金成矿意义. 岩石学报，21(3)：967－976.

杨富全，毛景文，闫升好. 2008. 新疆东准噶尔贝勒库都克锡矿床成矿时代及成矿作用. 地质论评，54(5)：626－640.

杨文平，张招崇，周刚，闫升好，何立新，陈柏林. 2005. 阿尔泰铜矿带南缘希勒克特哈腊苏斑岩铜矿的发现及其意义. 中国地质，32(1)：107－114.

曾乔松，陈广浩，蔡佑星，王核，王梦飞. 2009. 阿尔泰南缘冲乎尔盆地酸性火山岩地球化学及年代学研究. 大地构造与成矿学，33(4)：603－612.

张海祥，牛贺才，Sato H，单强，于学元，Ito J，张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合：古亚洲

洋板块向南俯冲的证据. 高校地质学报, 10(1): 106 – 113.

张海祥, 牛贺才, 于学元, Sato H, Ito J, 单强. 2003a. 新疆北部富蕴县沙尔布拉克玻安岩的地球化学特征及构造意义. 地球化学, 32(2): 155 – 160.

张海祥, 牛贺才, Terada K, 于学元, Sato H, Ito J. 2003b. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的 SHRIMP 年代学研究. 科学通报, 48(12): 1350 – 1354.

张连昌, 秦克章, 英基丰, 夏斌, 舒建生. 2004. 东天山土屋 – 延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系. 岩石学报, 20(2): 259 – 268.

张旗, 秦克章, 王元龙, 张福勤, 刘红涛, 王焰. 2004. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面. 岩石学报, 20(2): 195 – 204.

张招崇, 周刚, 闫升好, 陈柏林, 贺永康, 柴凤梅, 何立新. 2006a. 新疆阿尔泰山南缘泥盆纪弧型苦橄岩铂族元素地球化学特征及其地质意义. 现代地质, 20(4): 519 – 526.

张招崇, 闫升好, 陈柏林, 周刚, 贺永康, 柴凤梅, 何立新, 万渝生. 2006b. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩的 SHRIMP U-Pb 锆石定年. 科学通报, 51(13): 1565 – 1574.

张招崇, 周刚, 闫升好, 陈柏林, 贺永康, 柴凤梅, 何立新. 2007. 阿尔泰山南缘晚古生代火山岩的地质地球化学特征及其对构造演化的启示. 地质学报, 81(3): 344 – 358.

周刚, 秦纪华, 张招崇, 张立武, 应立娟, 阿合买提. 加尼木汗, 毛伟民, 何斌, 邓江, 蔡永彪. 2007a. 新疆富蕴县苏普特一带双峰式火山岩的发现及其地质意义. 地质论评, 53(3): 337 – 348.

周刚, 张招崇, 王新昆, 王祥, 罗世宾, 何斌, 张小林. 2007b. 新疆玛因鄂博断裂带中花岗质糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 和黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及意义. 地质学报, 81(3): 359 – 369.

周刚, 张招崇, 罗世宾, 何斌, 王祥, 应立娟, 赵华, 李爱红, 贺永康. 2007c. 新疆阿尔泰山南缘玛因鄂博高温型强过铝花岗岩: 年龄、地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 23(8): 1909 – 1920.

Anderson D L. 1994. Komatiites and picrites: Evidence that the 'plume' source is depleted. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3 – 4): 303 – 311.

Bradley D C, Kusky T M, Haeussler P J, Goldfarb R J, Miller M L, Dumoulin J A, Nelson S W and Karl S M. 2003. Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska. *Special Paper Geological Society of America*, 371: 19 – 49.

Briggs S M, Yin A, Manning C E, Chen Z L, Wang X F and Grove M. 2007. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7 – 8): 944 – 960.

Brown M. 1998. Ridge-trench interactions and high-T-low-P metamorphism, with particular reference to the Cretaceous evolution of the Japanese Islands. *Geological Society, London, Special Publications*, (138): 137 – 169.

Cai Keda, Sun Min, Yuan C, Zhao Guochun, Xiao Wenjiao, Long Xiaoping and Fuyuan W. 2008. Zircon U-Pb-Hf isotope study of mafic intrusions from the Chinese Altai: Implications for the Paleozoic tectonics. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 27(suppl): 252.

Chen J, Zhou T, Xie Z, Zhang X and Guo X. 2000. Formation of positive $\varepsilon_{Nd}(T)$ granitoids from the Alataw Mountains, Xinjiang, China, by mixing and fractional crystallization: Implication for Phanerozoic crustal growth. *Tectonophysics*, 328(1 – 2): 53 – 67.

Cole R B, Nelson S W, Layer P W and Oswald P J. 2006. Eocene volcanism above a depleted mantle slab window in southern Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1 – 2): 140 – 158.

Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801 – 818.

Crawford A J, Falloon T J and H G D. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. Boninite. Unwin Hyman, London, 1 – 49 .

Cronin V S. 1992. Types and kinematic stability of triple junctions. *Tectonophysics*, 207(3 – 4): 287 – 301.

Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism// Bebout G E, Scholl D W, Kirby S H and Platt J P (Editors), Subduction top to bottom. American Geophysical Union, Washington, D C, 251 – 262.

Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662 – 665.

DeLong S and Fox P. 1977. Geological consequences of ridge subduction // Talwani M and Pitman W C (Editors), Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. American Geophysical Union, Washington, D C, 221 – 228.

Dick H J B, Lin J and Schouten H. 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426(6965): 405 – 412

Dickinson W R and Snyder W S. 1979. Geometry of triple junction related to San Andreas transform. *Journal of Geophysical Research*, 84: 561 – 572.

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7):

641 – 644.

Escuder Viruete J, Contreras F, Stein G, Urien P, Joubert M, Perez-Estaun A, Friedman R and Ullrich T. 2007. Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: Record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. *Lithos*, 99(3 – 4): 151 – 177.

Farrar E and Dixon J M. 1993. Ridge subduction: Kinematics and implications for the nature of mantle upwelling. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(5): 893 – 907.

Geng H, Sun M, Yuan C, Xiao W, Xian W, Zhao G, Zhang L, Wong K and Wu F. 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, 266(3 – 4): 373 – 398.

Goldfarb R J, Phillips G N, Nokleberg W J and Arne D C. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews*, 13(1 – 5): 185 – 218.

Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, Stueben D, O'Hearn T and Newman S. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(12): 2153 – 2166.

Haeussler P J, Bradley D, Goldfarb R, Snee L and Taylor C. 1995. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*, 23(11): 995 – 998.

Han B F, Wang S G, Jahn B M, Hong D W, Kagami H and Sun Y L. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology*, 138(3 – 4): 135 – 159.

Hollings P, Cooke D and Clark A. 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5): 887 – 904.

Hong D, Zhang J S, Wang T, Wang S G and Xie X L. 2004. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: Evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 799 – 813.

Hung C, Chung S, Cole R, Iizuka Y, Chiu H, Chu C, Gallet S and Anonymous. 2007. Zircon U-Pb ages for the McKinley Sequence and associated plutons, central Alaska Range. Eos, Transactions. *American Geophysical Union*, 88(52, Suppl.).

Iwamori H. 2000. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1 – 2): 131 – 144.

Jahn B M, Wu F Y and Chen B. 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 23(2): 82 – 92.

Jian P, Liu D, Kroner A, Windley B F, Shi Y, Zhang F, Shi G, Miao L, Zhang W, Zhang Q, Zhang L and Ren J. 2008. Time scale of an early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: Implications for continental growth. *Lithos*, 101(3 – 4): 233 – 259.

Kay S M, Ramos V A and Marquez M. 1993. Evidence in Cerro-Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101:703 – 714.

Kepezhinskas P, Defant M J and Drummond M S. 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217 – 1229.

Klein E M and Karsten J L. 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge. *Nature*, 374(6517): 52 – 57.

Lagabrielle Y, Lemoigne J, Maury R C, Cotten J and Bourgois J. 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (Southern Chile). *Geology*, 22(6): 515 – 518.

Ling M X, Wang F Y, Ding X, Hu Y H, Zhou J B, Zartman R E, Yang X Y and Sun W D. 2009. Cretaceous ridge subduction along the lower Yangze river belt, eastern China. *Economic Geology*, 104(2): 303 – 321.

Macdonald K C. 1982. Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1): 155 – 190.

Macpherson C G and Hall R. 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc. Elsevier, Amsterdam, 215 – 230.

Madsen J K, Thorkelson D J, Friedman R M and Marshall D D. 2006. Cenozoic to Recent plate configurations in the Pacific Basin: Ridge subduction and slab window magmatism in western North America. *Geosphere*, 2(1): 11 – 34.

Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F and Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1 – 2): 1 – 24.

Maruyama S. 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-

type orogeny proposed. *Island Arc*, 6(1): 91 – 120.

Mortimer N, Hoernle K, Hauff F, Palin J M, Dunlap W J, Werner R and Faure K. 2006. New constraints on the age and evolution of the Wishbone Ridge, southwest Pacific Cretaceous microplates, and Zealandia-West Antarctica breakup. *Geology*, 34(3): 185 – 188.

Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30 (10): 915 – 918.

Pallares C, Maury R C, Bellon H, Royer J-Y, Calmus T, Aguillon-Robles A, Cotten J, Benoit M, Michaud F and Bourgois J. 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1 – 2): 95 – 117.

Palmer H. 1968. East Pacific Rise and westward drift of North America. *Nature*, 220(5165): 341 – 345.

Pirajno F, Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H and Chai F M. 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2 – 4): 165 – 183.

Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145: 325 – 394.

Sajona F G and Maury R C. 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. *Sciences de la Terre et des Planetes*, 326(1): 27 – 34.

Sengor A M C, Natal'in B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299 – 307.

Shinjo R and Kato Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54(3 – 4): 117 – 137.

Shinjo R, Chung S-L, Kato Y and Kimura M. 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5): 10591 – 10608.

Sisson V B and Pavlis T L. 1993. Geologic Consequences of Plate Reorganization—an Example from the Eocene Southern Alaska Fore-Arc. *Geology*, 21(10): 913 – 916.

Sisson V B, Pavlis T L, Roeske S M and Thorkelson D J. 2003. Introduction: An overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings // Sisson V B, Roeske S M and Pavlis T L (Editors). Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, 1 – 18.

Suarez M and De La Cruz R. 2001. Jurassic to miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45 degrees-48 degrees S). *Geological Magazine*, 138(1): 53 – 66.

Taylor H P. 1967. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons, New York and London, 97 – 121.

Thieblemont D, Stein G and Lescuyer J L. 1997. Gisements epithermaux et porphyriques; la connexion adakite. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. *Sciences de la Terre et des Planetes*, 325(2): 103 – 109.

Thorkelson D J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255(1 – 2): 47 – 63.

Umino S and Kushiro I. 1989. Experimental studies on boninite petrogenesis. Boninites. Unwin Hyman, London, 89 – 111.

Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2005. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119 – 144.

Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, northwest China: Implications for the Tectonic evolution of an accretionary orogen. *Journal of Geology*, 114(6): 735 – 751.

Wang Z H, Sun S, Li J L, Hou Q L, Qin K Z and Xiao W J. 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics*, 22(2): 1014.

Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman, 101 – 149

Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, Kroner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Geological Society, London*, 164 (1): 31 – 47.

Windley B F, Kroener A, Guo J, Qu G, Li Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*, 110(6): 719 – 737.

Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S, Chen H, Li Z, Li J and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xin-

jiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2 – 4): 102 – 117.

Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K and Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society*, 161(3): 339 – 342.

Xiao W J, Windley B F and Yuan C. 2009. Paleozoic mutiple subduction-accretion processes of the Southern Altaids. *American Journal of Science*, 309: 221 – 270.

Xu J F, Castillo P R, Chen F R, Niu H C, Yu X Y and Zhen Z P. 2002. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: Implications for backarc mantle evolution. *Chemical Geology*, 193(1 – 2): 137 – 154.

Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Woerner G and Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409(6819): 500 – 504.

Zhang H X, Niu H C, Sato H, Yu X Y, Shan Q, Zhang B Y, Ito J and Nagao T. 2005. Late Paleozoic adakites and Nb-enriched basalts from northern Xinjiang, northwest China: Evidence for the southward subduction of the paleo-Asian oceanic plate. *Island Arc*, 14(1): 55 – 68.

Zhang Z C, Mao J W, Cai J, Kusky T M, Zhou G, Yan S and Zhao L. 2008. Geochemistry of picrites and associated lavas of a Devonian island arc in the northern Junggar terrane, Xinjiang (NW China): Implications for petrogenesis, arc mantle sources and tectonic setting. *Lithos*, 105(3 – 4): 379 – 395.

Zhou M F, Michael Lesher C, Yang Z, Li J and Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chemical Geology*, 209(3 – 4): 233 – 257.

Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Zhang D, Cooke D and Zhao G. 2008. Granites in the Sawuer region of the west Junggar, Xinjiang Province, China: Geochronological and geochemical characteristics and their geodynamic significance. *Lithos*, 106: 191 – 206.

Ridge Subduction and the Possible Evidences in Chinese Altay, Xinjiang

SHEN Xiaoming[1,2], ZHANG Haixiang[1] and MA Lin[1,2]

(1. *CAS Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640, *Guangdong, China*; 2. *Graduate School of Chinese Academy of Science, Beijing* 1000049, *China*)

Abstract: Ridge subduction is a type of subduction that the spreading centre subducted into the trench and interacted with the subduction zone. Athough magma continues to be formed between the diverging plates, it will not cool sufficiently to solidify onto the trailing plate edges. Rather, magma generated will rise through the asthenospere and this may form a slab window and induce a series of special geological phenomena. Ridge subduction is obviously different from the common ocean crust subduction, it was early noted by geologists as the particular geological consequences and the important implications for geodynamics and metallogenesis. In this paper, we summarize the history and actuality of the researches for ridge subduction, and discuss the characteristics of various tectonic movements, magma activities and metallogenesis induced by ridge subduction. Chinese Altay, as a key part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB), is distributed by a lot of geological records associated with ridge subduction. So we summarize the evidences of ridge subduction in this area, for example, adakite and Nb-enriched basalt (NEB), boninite, picrite, A-type granite, bimodal volcanic rocks, Alaskan-type mafic-ultramafic complexes, acidic dyke swarm and some metamorphic rocks and deformation. A ridge subduction model can account for the formation of these rocks and coeval deformation. We also analyze the spatial and temporal distribution of the ridge subduction in Chinese Altay, and its implications for the continental growth and metallogenesis in CAOB.

Keywords: ridge subduction; Chinese Altay; continental accretion; metallogenesis