

新疆准噶尔北东缘造山后伸展及陆壳生长： 来自哈旦逊杂岩体的岩石学及地球化学的证据

周刚^{1,2,3)}, 张招崇¹⁾, 吴淦国¹⁾, 董连慧¹⁾, 贺永康²⁾,
董永观⁴⁾, 何立新²⁾, 秦纪华²⁾, 赵忠合²⁾, 刘国仁²⁾

1) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083; 2) 新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队, 新疆阿勒泰, 836500; 3) 新疆大学地质与勘查工程学院, 乌鲁木齐, 830046;
4) 南京地质矿产研究所, 南京, 210016

内容提要:哈旦逊岩体位于准噶尔北东缘玛因鄂博断裂以南, 受断裂构造控制, 呈近三角形。该岩体岩石类型较复杂, 主要岩石组合为石英二长岩、二长岩、辉长岩、闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩等。二长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 测年结果为 289.5 ± 3.6 Ma。除个别辉长岩样品为钙碱性系列外, 其它所有样品属于碱性系列。辉长岩的稀土总量(ΣREE)为 $43 \times 10^{-6} \sim 88 \times 10^{-6}$, Eu 异常不明显, 轻稀土富集 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2 \sim 6$), 微量元素含量变化趋势一致且富集大离子元素, Cr、Ni 含量低。中性岩的 ΣREE 大于 100×10^{-6} , 轻稀土元素表现出不同程度的富集 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6 \sim 20$), 具有不明显或是弱的 Eu 正异常。微量元素含量变化大, 但总体变化趋势一致, 即表现出大离子亲石元素(LILE)富集而高场强元素(HFSE)亏损。花岗岩的稀土元素组成可以分两类, 一类具有中等到弱的 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.7 \sim 1.0$), 轻稀土强烈富集 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 12 \sim 30$), 其微量元素的原始地幔标准化配分模式与中性岩近于一致; 另一类具有显著的 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.1 \sim 0.3$), 轻重稀土的分异不明显 ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3 \sim 8$)。在微量元素配分模式中, 有显著的 Ba、Sr、P、Ti 的亏损。不同岩石类型显示出 Sr 初始值异常低 ($0.7036 \sim 0.7039$) 和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 初始值 (~ 6.5)。综合野外观察、岩石学及地球化学特征, 推测辉长岩部分来自被俯冲带流体交代的亏损岩石圈地幔, 而花岗岩部分来自年轻的基性下地壳重熔, 熔融发生的深度大约在 $30 \sim 40$ km, 使其中的部分酸性岩浆出现典型的高 Ba-Sr 花岗岩的特征。基性岩浆和酸性岩浆在上升过程中发生混合, 闪长岩及二长岩可能是它们混合的产物。哈旦逊岩体形成于造山后伸展构造背景, 壳幔岩浆的混合可能是造成新生陆壳生长的一种重要方式。

关键词: 哈旦逊岩体; 年龄; 地球化学特征; 地质意义

新疆阿勒泰造山带是中亚造山带(CAOB)的重要组成部分。由于其复杂的造山和演化过程, 尤其是显生宙显著的陆壳生长问题, 近年来已成为国内外研究的前沿和热点地区之一(韩宝福等, 1997; 1999; 1998; 2004; 2006; Jahn et al., 2000; 2004; Windley et al. 2002; Hong et al., 2004; 李锦轶等, 2004; Xiao et al., 2004; Chen et al., 2004; 王涛等, 2005; 童英等, 2005; 2006; 牛贺才等, 2006; Wang et al., 2006; 张招崇等, 2006; 2007)。阿勒泰地区花岗岩分布广泛(约占基岩出露面积的 40%), 岩石类型复杂且跨越的地质时代长(从奥陶纪—侏罗纪)(邹天人等, 1988; 刘伟, 1990; 王中刚等, 1990; 1998; 张

前锋等, 1994; 袁峰等, 2001; 2006a; 陈汉林等, 2005; Wang et al., 2006; 童英等, 2006; 2007; 周刚等, 1999; 2006; 2007; 曾乔松等, 2007)。对这一地区的花岗岩的研究, 是了解该区区域构造演化的关键切入点之一。近年来的研究表明, 阿勒泰造山带南缘准噶尔洋的关闭时间不晚于 370 Ma (Wang et al., 2006), 石炭纪—二叠纪的花岗岩被认为是形成于造山后的伸展背景(王涛等, 2005; 周刚等, 2005; 2006; 周涛发等, 2006; 童英, 2006), 花岗岩岩浆来源主要是来自基性下地壳(尤其是年轻的岛弧拉斑玄武岩)、沉积的碎屑岩及古老的大陆地壳, 并有显著的地幔岩浆的加入(赵振华等, 1993; Han et al., 1997;

注: 本文为国家 305 项目(编号 2007BAB25B01)和新疆维吾尔自治区 1:5 万区域地质矿产调查项目(编号 XJQD2003-03)资助的成果。

收稿日期: 2008-03-20; 改回日期: 2008-11-28; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 周刚, 男, 1966 年生。博士, 教授级高级工程师, 主要从事区域地质和矿产勘查及地质项目管理工作。通讯地址: 836500, 新疆阿勒泰市第四地质大队; 电话: 0906-2152844; Email: xazhougang@126.com。

王中刚等,1998;童英等,2005;袁峰等,2006b;周刚等,2007)。然而,对于玄武岩底侵引起的年轻的玄武质下地壳重熔形成大规模的后造山花岗岩,从而引起中亚造山带显生宙显著的陆壳生长,目前仍有很多问题没有得到解决,尤其是底侵玄武岩浆的地球化学性质以及它们与基性下地壳部分熔融所形成的酸性岩浆之间的相互作用,还没有很好的实例来加以论述,主要是缺乏基性岩石和酸性岩石共生的证据,以前的结论主要是根据区域上同时代有基性岩体的出露而推测的(如 Han et al., 1997)。

准噶尔北东缘的哈旦逊杂岩体是目前本区唯一已知的基性岩、中性岩和酸性岩共生的杂岩体,但遗憾的是还没有对其进行较详细的岩石学和地球化学研究。本文试图在野外观察和岩相学研究的基础上,通过对其锆石 SHRIMP U-Pb 测年及系统的地球化学特征研究,为阿勒泰南缘造山后伸展体制下玄武岩底侵、基性下地壳重熔以及底侵的玄武岩浆与下地壳重熔所形成的酸性岩浆之间相互作用提供一个典型案例,并为研究阿勒泰南缘以至整个中亚造山带造山后陆壳生长提供新的资料。

1 区域地质背景及岩石学特征

阿勒泰地区地处我国新疆西北边陲,在大地构造上处于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块之间,是中亚造山带在我国的重要组成部分。最新研究表明,阿勒泰造山带与准噶尔地块拼合的时间大约在 360~370Ma 之间(Wang et al., 2006)。从 360Ma 之后,转入造山后演化阶段(Wang et al., 2006;Yuan et al., 2007)。

哈旦逊岩体位于玛因鄂博断裂以南(图 1a),主要受北西向的卡拉先格尔断裂和近南北向的卡拉先格尔-接勒的卡拉他乌断裂控制,呈近三角形岩株,因此习惯上又称之为“三角岩体”(图 1a)。该岩体侵入于泥盆系火山-碎屑沉积岩中,围岩热接触变质作用明显,热接触变质带宽度可达 300~500m。岩体出露面积约 50km²(图 1b)。

该岩体岩石类型较复杂,是一个由基性、中性、酸性岩组成的复式岩体。主体岩性为石英二长岩和二长岩,另有辉长岩、闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩等(图 1b)。根据暗色矿物的不同,石英二长岩主要分为角闪石英二长岩、辉石石英二长岩两大类。辉长岩、闪长岩及辉绿玢岩等中基性岩株主要分布在岩体的南部。二长花岗岩主要呈脉状产出,总体北西向展布,产状一般较平缓,其中规模最大者宽度

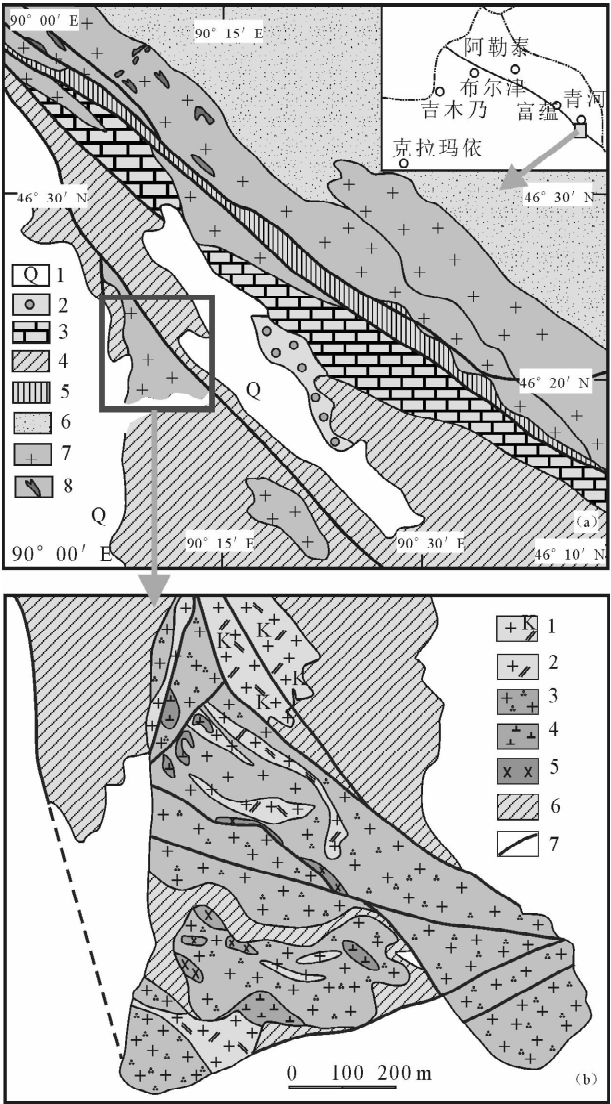


图 1 哈旦逊岩体一带地质略图

Fig. 1 Sketch geological map of Hadansun pluton

- (a) 1—第四系;2—侏罗系;3—石炭系;4—中泥盆统;5—泥盆统;6—前寒武系;7—花岗岩;8—基性侵入岩;(b) 1—钾长花岗岩;2—二长花岗岩;3—二长岩;4—闪长岩;5—辉长岩;6—泥盆系火山-沉积岩;7—断层
- (a): 1—Quaternary; 2—Jurassic; 3—Carboniferous; 4—Middle Devonian; 5—Lower Devonian; 6—Precambrian succession; 7—granite; 8—basic pluton; (b): 1—moyite; 2—monzogranite; 3—momzonite; 4—diorite; 5—gabbro; 6—Devonian volcanic-sedimentary rocks; 7—fault

可达 300~700m,延长超过 3.5km。在石英二长岩与中基性岩株中均可见二长花岗岩脉分布。钾长花岗岩分布在卡拉先格尔断裂以北,呈岩株、岩枝、岩脉状产出,走向与卡拉先格尔断裂走向一致。除了钾长花岗岩呈岩株状产出外,其他各岩性之间相互交织,表明杂岩体的各岩性形成时代一致。在二长岩中常可见到辉长岩包体。包体形态不规则,大小

不一(图2a)。在二长岩、闪长岩等中性岩石中除发育均一的块状构造外,还见有非均一的斑杂状、斑块状、角砾状、条痕状等多种构造(图2b、c);在镜下也可见到各种不平衡的结构类型及共生关系,如环带结构、文象结构及不同大小、不同牌号、不同蚀变程度的斜长石共生;辉石和石英共生;钾长石、斜长石、角闪石等矿物相互包含和穿插等(图2d、e、f)。各主要岩石的岩石学特征如下:

中细粒辉长岩:灰黑色,粒状结构,块状构造,主要矿物成分为斜长石和辉石,见有少量黑云母、角闪石等。斜长石呈半自形板状,粒径0.5~3.0mm,含量45%~50%;辉石呈它形粒状,较均匀散布于斜长石颗粒之间,粒径多为0.5~2.5mm之间,含量40%~45%;角闪石呈半自形柱状、不规则粒状,粒径1.0~4.0mm,含量1%~3%;黑云母呈不规则片状,含量1%~2%,磁铁矿大多呈它形粒状,散布于岩石中,含量1%左右,另见有少量磷灰石、方解石等副矿物。

中细粒石英闪长岩:灰色,半自形粒状结构,块状构造,主要由斜长石、角闪石、石英、钾长石、黑云母等矿物组成。斜长石为更长石和中长石,呈半自形板状,粒径0.5~4.0mm,发育环带结构或聚片双晶,部分具绿帘石化、黝帘石化、绢云母化及轻微粘土化蚀变,含量45%~50%;角闪石呈它形粒状、柱状,粒径0.2~3.0mm,部分具黑云母、绿泥石蚀变,含量25%~30%;石英呈它形粒状,粒径小于2.0mm,分布于长石之间,含量10%左右;钾长石为微斜长石、条纹长石,呈它形粒状,粒径0.5~3.0mm,含量5%~10%,可见较大钾长石颗粒中包裹有大量的斜长石、黑云母及角闪石(图2d);黑云母呈较小的片状,分布于长石和角闪石之间,含量3%~5%。岩石中见有少量金属矿物、磷灰石、榍石、锆石等副矿物。

细粒二长岩:呈浅肉红色,半自形粒状结构,块状构造。岩石主要由斜长石(70%),钾长石(15%),石英(3%~4%)和暗色矿物(7%)等组成。斜长石呈半自形板状,粒径1.0~4.0mm,具粘土化及微弱的绢云母化蚀变;钾长石呈它形粒状、不规则状,分布于斜长石之间,见有少量细小的颗粒分布于斜长石中,钾长石粒径大多小于2.0mm;石英呈它形粒状、不规则状,分布于斜长石等矿物之间,粒径小于1.5mm,局部见其与钾长石交生呈文象结构;暗色矿物主为角闪石,见有部分辉石(1%左右)和黑云母,角闪石和黑云母大多已发生绿泥石化蚀变。岩

石中另见有金属矿物(1%~2%)、少量磷灰石、榍石等副矿物与暗色矿物分布在一起。磷灰石大多呈自形晶,长柱状,长可达1.0mm以上;榍石往往呈它形粒状,粒径一般小于0.5mm;金属矿物呈半自形、它形晶,往往已褐铁矿化,主要与暗色矿物分布在一起。岩石中局部见有呈不规则形态的暗色矿物包体,几乎全部由细粒暗色矿物组成,已闪石化,其边界不是截然的,具有一定过渡性。

中细粒石英二长岩:浅肉红色,半自粒状结构,块状构造,岩石主要由斜长石、钾长石、石英、角闪石等矿物组成。斜长石为中长石,呈半自形板状,粒径0.5~5.0mm,发育环带结构,具绢云母化、粘土化蚀变,含量45%~50%;钾长石为微斜长石和微斜条纹长石,呈它形粒状、板状,粒径1.0~5.0mm,较大颗粒中常包裹有斜长石,并见有微斜长石交代斜长石,含量20%~25%;石英呈它形粒状,粒径小于1.0mm,分布于长石颗粒之间,含量10%~15%,可见其与钾长石相互交生呈文象结构(图2E);角闪石为绿色普通角闪石,呈半自形、它形柱状,含量10%~15%。岩石中见有少量金属矿物、磷灰石、榍石等副矿物,主要分布于角闪石矿物晶体之间。

粗中粒石英二长岩:灰色,半自形粒状结构,块状构造,岩石主要由斜长石、钾长石、石英、角闪石、辉石等组成。斜长石呈它形、半自形板粒状,粒径1.5~7.0mm,部分具粘土化蚀变,并见钾长石交代斜长石现象,含量45%~50%;钾长石为微斜长石和条纹长石,呈它形粒状、板状,粒径1.0~6.0mm,具粘土化蚀变,含量40%左右;石英呈它形粒状,粒径小于2.0mm,含量5%左右;辉石呈它形粒状、柱状,有被角闪石交代现象,角闪石呈它形粒状,部分颗粒中见有辉石残余,二者总含量5%~10%左右,在岩石中变化较大。副矿物少量,为磁铁矿、黑云母、磷灰石、榍石等。

中细粒二长花岗岩:呈肉红色,半自形粒状结构,块状构造。岩石主要由钾长石(45%),斜长石(25%)和石英(28%)组成。斜长石呈半自形板状、它形粒状,粒径0.5~3.0mm,具轻微的粘土化蚀变;钾长石以微斜长石为主,有少量微斜条纹长石,呈它形粒状、板状,粒度大小不一,大多为0.5~3.0mm,最大可达4.0mm以上,具轻微的高岭土化蚀变;石英呈它形粒状,粒径0.2~3.0mm,较大粒径颗粒中往往包裹有微斜长石等,不均匀消光。岩石中另见有少量暗色矿物(1%~2%),为黑云母,大多已绿泥石化。岩石中见有少量磁铁矿及微量极细小

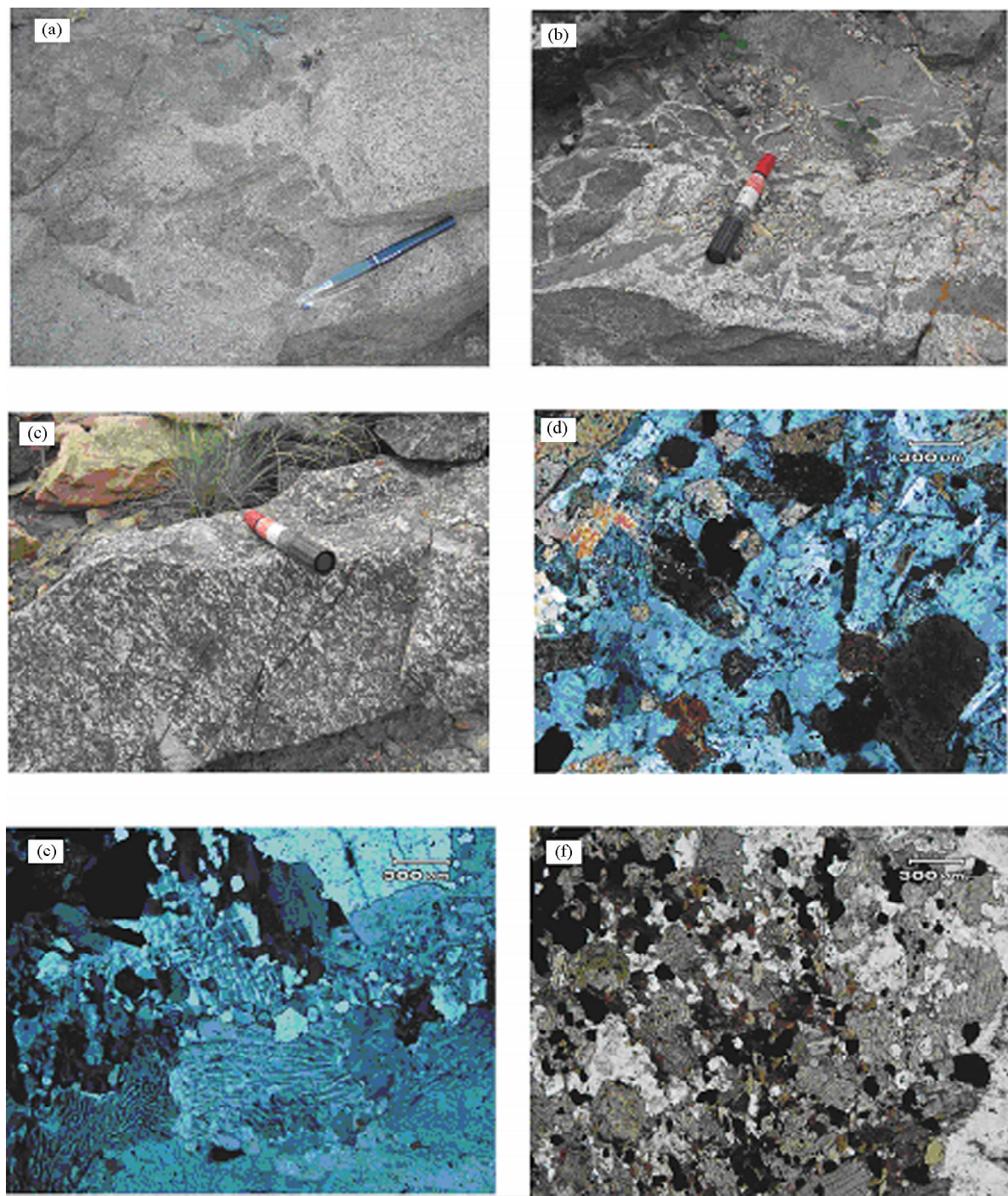


图 2 二长岩的结构构造特征

Fig. 2 Character of texture and structure of monzonite

的磷灰石、绿帘石、锆石等副矿物。还见有微细粒葡萄石呈不规则细脉状沿岩石裂隙分布。

中细粒钾长花岗岩：肉红色，中细粒结构、文象结构，块状构造，岩石主要由碱性长石、石英等矿物组成。碱性长石为条纹长石、微斜长石，呈它形粒状，粒径 0.5~5.0mm，具弱的粘土化蚀变，含量 60%~70%；石英呈它形粒状，粒径 0.5~2.0mm，

往往呈不规则状与钾长石交生在一起，构成文象结构，含量 25%~30%；局部见少量斜长石，被钾长石交代呈交代残余。岩石中见少量褐铁矿、磁铁矿、榍石等副矿物。

2 测试方法

锆石 U-Pb 测年样品(06Q-3)取自中粗粒石英

二长岩(中性岩,采样坐标:E=90°10′20″,N=46°23′30″)。样品重约 5kg,破碎后经人工淘洗分离出重砂,经重液分离和磁选后,在双目镜下挑选出代表性的锆石。将挑选出的锆石与数粒 RSES TEM 置于环氧树脂中,用于阴极发光、背散射电子相研究及 SHRIMP U-Pb 分析,阴极发光和背散射电子相研究由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成,锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上进行,详细分析流程和原理参考有关文献(Compston,1984;Williams,1992)。应用 RSES 参考锆石 TEM(417Ma)进行元素分馏校正,应用 SL13(年龄 572Ma;U 含量 238μg/g)标定所测锆石的 U、Th、Pb 含量,应用 PRAWN 方法进行数据处理,普通铅根据实测²⁰⁴Pb 进行校正。分析结果见表 1。

研究区内各代表性岩体中的不同侵入体和不同岩性中均采集了岩石薄片进行岩石学研究,不同岩体中所有岩性均采集了岩石全分析样品。对各代表性岩体中的主要岩石类型进行了 Sr-Nd 同位素分析。所采集的样品均具有代表性,为无蚀变和矿化现象的新鲜岩石。

主量元素分析采用 XRF 法。稀土元素及大部分微量元素使用等离子质谱仪(ICP-MS)测定,Ba、Sr、V 等元素使用等离子光谱仪(ICP-AES)测定,分析误差小于 10%。每批样品插入国家一级标准物质及重份样品,编成密码,随同样品一起进行分析,检测数据符合《地质矿产实验室测试质量管理规范》(DZ 0130-94)的要求,检测报告合格。上述分析在宜昌地质矿产研究所完成。岩石的主量元素及微量元素分析结果见表 2。

Rb-Sr 同位素组成测试在宜昌地质矿产研究所中南实验检测中心进行。样品置于聚四氟乙烯封闭溶样器中,加入适量的(⁸⁵Rb+⁸⁴Sr)混合稀释剂和氢氟酸及高氯酸混合酸分解样品。Rb、Sr 和其它杂质的分离,采用 AG50×8 阳离子交换技术,Rb、Sr 含量采用同位素稀释质谱法测定,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 同位素比值由质谱直接测定,同位素分析在 MAT-261 可调多接收质谱计上完成。在整个同位素分析过程中,用 NBS987 和 NBS607 标准物质对分析流程和仪器进行了监控。NBS987 的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 同位素组成测定值为 0.710233±54(2σ),相对于证书值 0.71034±26(2σ)的相对偏差小于 0.015%;NBS 长石标准物质与样品平行测定多次的平均值分别为 Rb:524.30×10⁻⁶,Sr:65.46×10⁻⁶,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr:

1.20048±52(2σ),Rb、Sr 含量及同位素比值与证书值在测定误差范围内完全一致。同位素分析样品制备的全过程均在净化实验室内完成,与样品同时测定的全流程 Rb、Sr 空白本底值分别为 5×10⁻¹⁰g 和 2×10⁻¹⁰g。Rb-Sr 分析结果见表 3。

Nd 同位素组成在中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室用 VG354 固体源热电离质谱计分析测定,采用 NBS987 标样对分析全程进行控制(La Jolla ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511862±10)。全流程空白值:Nd<50pg。所有样品的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 同位素比值统一采用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 进行标准化处理。分析结果见表 4。

3 分析结果

3.1 年龄

大多数锆石较粗大,经破碎后呈碎片状。在双目镜下,所有锆石均为无色透明。在阴极发光照片中,大多数锆石具有板条结晶纹,个别锆石发育典型

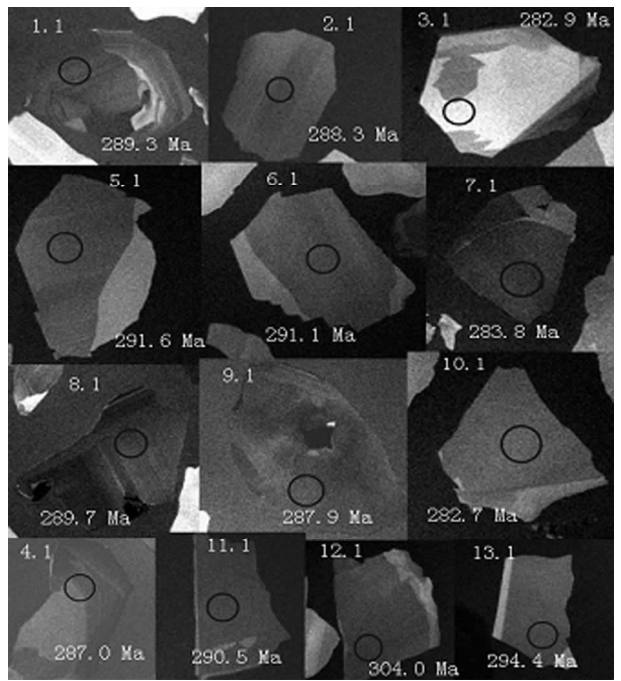


图 3 06Q-3 号样品锆石阴极发光图像
Fig. 3 CL image of zircon grains of sample 06Q-3

的环带状结构(图 3)。从表 1 可以看出,该岩体锆石的 U 和 Th 含量变化较大,分别为 69~790μg/g 和 54~571μg/g,但大多数样品的 U、Th 含量较低,其 Th/U 比值为 0.39~0.81,显示出岩浆锆石的特点。13 个分析点在误差范围内有一致的 U-Pb 年龄,均落在 U-Pb 一致曲线之上构成单一的正态分

表 1 哈旦逊岩体锆石 U-Pb SHRIMP 年龄分析结果表

Table 1 Zircon U-Pb SHRIMP dating results of Hadansun pluton

| Spot | U ($\times 10^{-6}$) | Th ($\times 10^{-6}$) | Th/U | $f_{206}^{\#}$ (%) | $^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U}$ | | $^{207}\text{Pb}^* / ^{235}\text{U}$ | | $^{207}\text{Pb}^* / ^{206}\text{Pb}^*$ | | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma) | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma) | |
|-------|---------------------------|----------------------------|-------|-----------------------|--------------------------------------|------|--------------------------------------|------|---|------|--|------------|---|------------|
| 1. 1 | 702 | 419 | 0. 62 | 0. 78 | 0. 04592 | 1. 7 | 0. 332 | 5. 3 | 0. 0524 | 5. 0 | 289. 4 | 4. 9 | 302 | 110 |
| 2. 1 | 176 | 107 | 0. 63 | 2. 44 | 0. 0459 | 2. 3 | 0. 352 | 19 | 0. 056 | 19 | 289. 5 | 6. 6 | 434 | 420 |
| 3. 1 | 248 | 123 | 0. 51 | 3. 16 | 0. 04472 | 2. 2 | 0. 306 | 18 | 0. 0497 | 18 | 282. 0 | 6. 1 | 181 | 420 |
| 4. 1 | 614 | 229 | 0. 39 | 1. 39 | 0. 04555 | 1. 9 | 0. 330 | 8. 4 | 0. 0525 | 8. 2 | 287. 2 | 5. 3 | 307 | 190 |
| 5. 1 | 79 | 61 | 0. 81 | 6. 05 | 0. 0467 | 3. 3 | 0. 38 | 33 | 0. 060 | 33 | 294. 1 | 9. 6 | 590 | 720 |
| 6. 1 | 96 | 70 | 0. 76 | 3. 61 | 0. 0462 | 3. 5 | 0. 335 | 22 | 0. 053 | 22 | 291 | 10 | 313 | 500 |
| 7. 1 | 326 | 250 | 0. 79 | 2. 01 | 0. 04484 | 2. 1 | 0. 304 | 16 | 0. 0492 | 16 | 282. 8 | 5. 9 | 156 | 370 |
| 8. 1 | 724 | 571 | 0. 81 | 0. 90 | 0. 04588 | 1. 8 | 0. 321 | 5. 3 | 0. 0507 | 5. 0 | 289. 2 | 5. 1 | 228 | 110 |
| 9. 1 | 790 | 431 | 0. 56 | 0. 84 | 0. 04557 | 1. 9 | 0. 315 | 6. 4 | 0. 0502 | 6. 1 | 287. 2 | 5. 3 | 204 | 140 |
| 10. 1 | 69 | 54 | 0. 80 | 5. 66 | 0. 0458 | 3. 4 | 0. 44 | 39 | 0. 069 | 39 | 288. 4 | 9. 6 | 899 | 800 |
| 11. 1 | 131 | 89 | 0. 70 | 2. 81 | 0. 0474 | 3. 2 | 0. 493 | 18 | 0. 075 | 18 | 298. 8 | 9. 2 | 1,077 | 360 |
| 12. 1 | 211 | 147 | 0. 72 | 1. 53 | 0. 0489 | 2. 2 | 0. 425 | 13 | 0. 0631 | 13 | 307. 9 | 6. 8 | 710 | 270 |
| 13. 1 | 129 | 93 | 0. 74 | 6. 37 | 0. 0459 | 2. 7 | 0. 24 | 45 | 0. 038 | 45 | 289. 4 | $\pm 7. 6$ | -460 | ± 1200 |

注: $f_{206}^{\#}$: percentage of common ^{206}Pb in total ^{206}Pb .

表 2 哈旦逊岩体主量元素(%)及微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果表

Table 2 Major element(%) and trace element($\times 10^{-6}$) analyses of Hadansun pluton

| Sample | 48yQ101 | 48yQ103 | 10YQ17 | 48yQ100 | 48yQ104 | 48yQ97 | SJ04-57 | 10YQ26 | 10YQ12 | 10YQ18 | 10YQ25 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 岩性 | G | G | G | D | D | D | D | G | M | M | M |
| SiO ₂ | 46. 88 | 46. 76 | 46. 61 | 53. 56 | 50. 49 | 50. 52 | 51. 32 | 49. 84 | 61. 36 | 58. 98 | 59. 66 |
| TiO ₂ | 0. 68 | 1. 01 | 0. 95 | 0. 53 | 1. 66 | 1. 39 | 1. 00 | 1. 06 | 0. 73 | 1. 37 | 0. 76 |
| Al ₂ O ₃ | 18. 11 | 13. 22 | 15. 26 | 19. 29 | 17. 70 | 19. 34 | 20. 54 | 15. 84 | 16. 08 | 17. 48 | 16. 63 |
| TFeO | 11. 13 | 12. 60 | 11. 92 | 7. 36 | 10. 63 | 8. 92 | 7. 99 | 8. 74 | 5. 22 | 4. 91 | 5. 44 |
| MnO | 0. 20 | 0. 21 | 0. 28 | 0. 17 | 0. 20 | 0. 15 | 0. 10 | 0. 14 | 0. 09 | 0. 13 | 0. 09 |
| MgO | 4. 56 | 12. 02 | 5. 05 | 2. 66 | 3. 62 | 3. 17 | 2. 78 | 5. 75 | 2. 18 | 1. 30 | 2. 29 |
| CaO | 11. 76 | 10. 42 | 13. 54 | 8. 08 | 7. 63 | 8. 57 | 8. 84 | 7. 86 | 4. 46 | 3. 09 | 4. 39 |
| Na ₂ O | 3. 20 | 2. 18 | 2. 57 | 5. 11 | 4. 80 | 4. 84 | 4. 14 | 2. 86 | 4. 60 | 6. 40 | 4. 60 |
| K ₂ O | 1. 29 | 0. 36 | 1. 42 | 2. 18 | 1. 72 | 1. 18 | 1. 19 | 4. 60 | 3. 52 | 4. 74 | 3. 45 |
| P ₂ O ₅ | 0. 34 | 0. 24 | 0. 50 | 0. 35 | 1. 03 | 0. 98 | 0. 78 | 0. 57 | 0. 31 | 0. 48 | 0. 35 |
| LOI | 1. 60 | 0. 84 | 0. 48 | 0. 80 | 0. 85 | 1. 44 | 0. 66 | 1. 48 | 0. 88 | 0. 06 | 1. 34 |
| Total | 99. 75 | 99. 85 | 98. 58 | 100. 08 | 100. 33 | 100. 50 | 99. 34 | 98. 73 | 99. 42 | 98. 94 | 98. 99 |
| La | 7. 08 | 5. 43 | 16. 2 | 14. 4 | 25. 4 | 26. 7 | 18. 5 | 12 | 24. 4 | 42. 7 | 24. 8 |
| Ce | 12. 4 | 11. 1 | 23. 6 | 23. 2 | 45. 9 | 49. 1 | 38. 2 | 19. 5 | 44 | 76. 9 | 39. 2 |
| Pr | 1. 87 | 2 | 4. 34 | 3. 26 | 6. 52 | 6. 65 | 4. 85 | 2. 39 | 4. 71 | 9. 62 | 4. 48 |
| Nd | 8. 88 | 9. 65 | 20 | 14. 5 | 30. 3 | 31. 4 | 23. 6 | 10. 4 | 21. 6 | 44 | 20. 2 |
| Sm | 2. 39 | 2. 82 | 4. 94 | 3. 22 | 6. 32 | 6. 46 | 5. 38 | 2. 48 | 4. 1 | 8. 86 | 4. 18 |
| Eu | 0. 85 | 1. 02 | 1. 58 | 1. 3 | 2. 3 | 2. 47 | 1. 9 | 0. 91 | 1. 16 | 2. 72 | 1. 13 |
| Gd | 2. 35 | 3. 04 | 4. 34 | 3. 02 | 5. 18 | 5. 43 | 5. 46 | 2. 77 | 3. 01 | 6. 68 | 2. 55 |
| Tb | 0. 4 | 0. 57 | 0. 76 | 0. 46 | 0. 8 | 0. 8 | 0. 76 | 0. 45 | 0. 44 | 1. 18 | 0. 4 |
| Dy | 2. 74 | 4. 07 | 4. 53 | 3. 18 | 4. 96 | 4. 83 | 4. 25 | 2. 74 | 2. 31 | 6. 81 | 1. 93 |
| Ho | 0. 51 | 0. 74 | 0. 77 | 0. 57 | 0. 86 | 0. 88 | 0. 86 | 0. 55 | 0. 38 | 1. 2 | 0. 32 |
| Er | 1. 46 | 2. 31 | 2. 34 | 1. 7 | 2. 32 | 2. 41 | 2. 29 | 1. 46 | 1. 05 | 4. 04 | 0. 72 |
| Tm | 0. 21 | 0. 34 | 0. 33 | 0. 25 | 0. 3 | 0. 3 | 0. 32 | 0. 22 | 0. 16 | 0. 63 | 0. 12 |
| Yb | 1. 24 | 1. 84 | 1. 98 | 1. 39 | 1. 8 | 1. 78 | 2. 15 | 1. 45 | 1 | 3. 49 | 0. 87 |
| Lu | 0. 16 | 0. 24 | 0. 26 | 0. 17 | 0. 23 | 0. 22 | 0. 3 | 0. 19 | 0. 13 | 0. 41 | 0. 11 |
| Rb | 40. 20 | 6. 20 | 18. 90 | 16. 70 | 57. 00 | 18. 40 | 26. 50 | 108. 00 | 60. 90 | 50. 80 | 50. 10 |
| Sr | 1200 | 591. 00 | 1500 | 1190 | 1740 | 2060 | 1462 | 880 | 1140 | 831 | 1610 |
| Ba | 459 | 225 | 376 | 1270 | 889 | 724 | 324 | 1320 | 1120 | 1620 | 1390 |
| Th | 15. 70 | 18. 00 | 11. 10 | 15. 40 | 33. 40 | 18. 70 | 3. 39 | 18. 10 | 9. 18 | 21. 60 | 10. 20 |
| Ta | 0. 14 | 0. 16 | 0. 15 | 0. 16 | 0. 31 | 0. 51 | 0. 84 | 0. 20 | 0. 99 | 1. 88 | 0. 81 |
| Nb | 2. 11 | 2. 46 | 2. 29 | 2. 35 | 4. 71 | 5. 75 | 6. 02 | 4. 35 | 9. 10 | 16. 60 | 8. 58 |
| Zr | 43. 50 | 50. 70 | 83. 80 | 50. 70 | 83. 90 | 82. 60 | 43. 50 | 95. 90 | 169. 00 | 193. 00 | 172. 00 |
| Hf | 1. 28 | 1. 71 | 3. 26 | 1. 54 | 2. 64 | 2. 40 | 1. 42 | 2. 74 | 5. 34 | 5. 67 | 5. 46 |
| Y | 10. 50 | 15. 20 | 17. 40 | 12. 80 | 17. 60 | 18. 40 | 21. 00 | 11. 70 | 8. 56 | 29. 20 | 7. 59 |
| Ga | 27 | 22. 3 | 25. 2 | 26. 2 | 28. 4 | 22. 8 | 21. 1 | 21 | 23. 6 | 17. 7 | 21. 5 |
| U | 0. 92 | 0. 92 | 1. 16 | 0. 92 | 0. 92 | 0. 92 | 3. 75 | 1. 31 | 1. 46 | 1 | 1. 46 |
| Cr | 17. 1 | 907 | 42. 2 | 4. 63 | 16. 5 | 7. 22 | 5. 35 | 182 | 38. 6 | 7. 4 | 36. 9 |
| Ni | 9. 7 | 169 | 13. 5 | 3. 6 | 5. 85 | 27. 7 | 20. 4 | 89. 3 | 22. 2 | 5. 8 | 26. 6 |

续表 2

| Sample | SJ04-34 | SJ04-42 | 48yQ99 | 10YQ13 | 10YQ16 | 10YQ20 | 10YQ24 | 48yQ98 | SJ04-1 | SJ04-56 | 10YQ22 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|
| 岩性 | M | M | MG | MG | MG | MG | MG | Gr | Gr | Gr | Mo |
| SiO ₂ | 53.90 | 55.88 | 73.21 | 70.84 | 67.98 | 71.20 | 70.58 | 72.50 | 71.93 | 75.73 | 75.40 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.85 | 0.17 | 0.20 | 0.34 | 0.23 | 0.19 | 0.21 | 0.29 | 0.08 | 0.19 |
| Al ₂ O ₃ | 20.59 | 19.16 | 13.44 | 14.46 | 15.44 | 13.38 | 14.50 | 13.77 | 14.54 | 13.18 | 12.68 |
| TFeO | 5.48 | 5.39 | 1.88 | 1.89 | 2.51 | 2.36 | 2.22 | 2.12 | 2.21 | 0.76 | 1.92 |
| MnO | 0.09 | 0.09 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.02 |
| MgO | 2.54 | 2.14 | 0.43 | 0.53 | 0.86 | 1.11 | 0.51 | 0.52 | 0.53 | 0.14 | 0.10 |
| CaO | 6.85 | 5.08 | 0.95 | 1.93 | 2.50 | 3.13 | 1.78 | 1.26 | 1.24 | 0.81 | 0.13 |
| Na ₂ O | 5.32 | 4.89 | 4.18 | 4.29 | 4.31 | 3.44 | 4.30 | 3.96 | 3.72 | 3.78 | 4.04 |
| K ₂ O | 2.48 | 4.42 | 5.05 | 4.38 | 4.29 | 4.96 | 4.20 | 5.13 | 5.01 | 5.02 | 4.95 |
| P ₂ O ₅ | 0.58 | 0.59 | 0.06 | 0.08 | 0.14 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.11 | 0.03 | 0.04 |
| LOI | 0.64 | 0.74 | 0.50 | 0.64 | 0.54 | 0.50 | 0.48 | 0.50 | 0.53 | 0.08 | 0.38 |
| Total | 99.28 | 99.23 | 99.91 | 99.28 | 98.93 | 100.42 | 98.89 | 100.08 | 100.15 | 99.65 | 99.85 |
| La | 22 | 23.8 | 17.2 | 16.5 | 25 | 35.9 | 16.2 | 18.3 | 24.1 | 16.9 | 48.3 |
| Ce | 43.3 | 48 | 25.8 | 24.3 | 35.2 | 49.5 | 24 | 27.4 | 43.6 | 29.7 | 87.4 |
| Pr | 5.49 | 6.2 | 2.5 | 2.64 | 3.31 | 4.36 | 2.41 | 2.6 | 4.54 | 3.21 | 10.7 |
| Nd | 23.7 | 27.3 | 10.2 | 10.9 | 13.7 | 19 | 10.6 | 10.7 | 16.8 | 12.3 | 44.6 |
| Sm | 4.36 | 4.78 | 2.12 | 2.13 | 2.34 | 3.18 | 1.79 | 1.93 | 3.13 | 2.71 | 9.61 |
| Eu | 1.42 | 1.78 | 0.42 | 0.52 | 0.61 | 0.63 | 0.57 | 0.44 | 0.79 | 0.26 | 0.35 |
| Gd | 3.5 | 3.91 | 1.52 | 1.47 | 1.62 | 2.41 | 1.52 | 1.61 | 3 | 2.38 | 8.44 |
| Tb | 0.46 | 0.53 | 0.27 | 0.23 | 0.23 | 0.4 | 0.23 | 0.27 | 0.43 | 0.39 | 1.78 |
| Dy | 2.48 | 2.6 | 1.59 | 1.26 | 1.25 | 2.33 | 1.37 | 1.59 | 2.32 | 2.14 | 12.9 |
| Ho | 0.45 | 0.48 | 0.34 | 0.17 | 0.21 | 0.47 | 0.19 | 0.34 | 0.45 | 0.41 | 2.63 |
| Er | 1.16 | 1.29 | 0.94 | 0.53 | 0.6 | 1.1 | 0.57 | 0.93 | 1.29 | 1.18 | 9.34 |
| Tm | 0.19 | 0.18 | 0.14 | 0.08 | 0.09 | 0.16 | 0.08 | 0.14 | 0.22 | 0.2 | 1.33 |
| Yb | 1.25 | 1.19 | 0.97 | 0.73 | 0.6 | 1.47 | 0.5 | 1.03 | 1.36 | 1.31 | 9.29 |
| Lu | 0.18 | 0.19 | 0.12 | 0.1 | 0.09 | 0.21 | 0.09 | 0.16 | 0.22 | 0.19 | 1.31 |
| Rb | 52.60 | 68.30 | 129.00 | 99.60 | 87.50 | 174.00 | 91.70 | 147.00 | 141.00 | 284.00 | 134.00 |
| Sr | 1896 | 956.00 | 944.00 | 904.00 | 1210 | 958.00 | 1020 | 841 | 894 | 138 | 53.60 |
| Ba | 345 | 2.11 | 22.60 | 6.43 | 10.60 | 10.10 | 11.30 | 20.20 | 11.80 | 22.30 | 14.60 |
| Th | 3.54 | 0.71 | 0.97 | 0.91 | 0.88 | 1.94 | 1.07 | 1.29 | 1.79 | 1.79 | 1.40 |
| Ta | 0.99 | 8.49 | 10.90 | 7.11 | 6.18 | 15.00 | 6.86 | 12.10 | 14.70 | 15.10 | 28.90 |
| Nb | 11.70 | 23.80 | 17.20 | 16.50 | 25.00 | 35.90 | 16.20 | 18.30 | 24.10 | 16.90 | 48.30 |
| Zr | 125.00 | 99.40 | 64.40 | 112.00 | 120.00 | 146.00 | 132.00 | 85.50 | 220 | 54.10 | 431 |
| Hf | 3.07 | 1505 | 449 | 512 | 907 | 272 | 653 | 448.00 | 299.00 | 75.10 | 20.40 |
| Y | 10.80 | 27.30 | 10.20 | 10.90 | 13.70 | 19.00 | 10.60 | 10.70 | 16.80 | 12.30 | 44.60 |
| Ga | 20.9 | 0.26 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.01 | 0.02 |
| U | 1.31 | 4.78 | 2.12 | 2.13 | 2.34 | 3.18 | 1.79 | 1.93 | 3.13 | 2.71 | 9.61 |
| Cr | 20.5 | 6.71 | 3.71 | 10.1 | 13.1 | 3 | 8.1 | 3.91 | 4.92 | 3.49 | 2.5 |
| Ni | 24.3 | 12.1 | 2.20 | 2.9 | 7.3 | 1.6 | 3.9 | 5.50 | 3.00 | 1.94 | 1.2 |

注：G—辉长岩；D—闪长岩；M—二长岩；MG—二长花岗岩；Gr—花岗岩；Mo—钾长花岗岩

表 3 哈旦逊岩体 Rb、Sr 同位素分析结果表
Table 3 Rb, Sr isotopic analyses of Hadansun pluton

| 岩性 | 样品号 | Rb(×10 ⁻⁶) | Sr(×10 ⁻⁶) | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 2δ | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ |
|-------|--------|------------------------|------------------------|------------------------------------|------------------------------------|----------|--|
| 辉长岩 | OYQ-15 | 45.52 | 1119 | 0.1177 | 0.704322 | 0.000010 | 0.703847 |
| 石英二长岩 | OYQ-18 | 44.9 | 715.4 | 0.1815 | 0.704536 | 0.000012 | 0.703804 |
| 石英二长岩 | TW9a | 16.06 | 1558 | 0.03 | 0.70395 | 0.000050 | 0.703829 |
| 闪长岩 | TW9d | 50.83 | 1415 | 0.104 | 0.70427 | 0.000030 | 0.703851 |
| 细粒花岗岩 | OYQ-20 | 172.7 | 232.4 | 2.1513 | 0.712625 | 0.000012 | 0.703951 |
| 花岗岩 | TW9b | 146.2 | 327.5 | 1.287 | 0.70912 | 0.000040 | 0.703931 |
| 二长花岗岩 | TW9c | 124.7 | 313.9 | 1.145 | 0.70824 | 0.000050 | 0.703623 |

表 4 哈旦逊岩体 Sm、Nd 同位素分析结果表

Table 4 Sm, Nd isotopic analyses of Hadansun pluton

| 岩性 | 样品号 | Sm($\times 10^{-6}$) | Nd($\times 10^{-6}$) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 2 σ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ |
|-------|--------|------------------------|------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------|---------------------------------------|---------------------------|
| 辉长岩 | OYQ-15 | 4.599 | 22.03 | 0.1262 | 0.512835 | 0.000013 | 0.512595422 | 6.46 |
| 石英二长岩 | OYQ-18 | 8.827 | 44.58 | 0.1197 | 0.512825 | 0.000012 | 0.512597762 | 6.50 |
| 细粒花岗岩 | OYQ-20 | 2.848 | 16.37 | 0.1052 | 0.512795 | 0.000014 | 0.512595288 | 6.46 |

布形式(图 4),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $289.5\pm 3.6\text{Ma}$, $\text{MSWD} = 0.99$ 。该年龄代表了岩体的结晶年龄。该年龄值在误差范围内与 Rb-Sr 等时线年龄一致($286\pm 10\text{Ma}$)(图 4b)。因此,哈旦逊岩体形成于早二叠世早期。

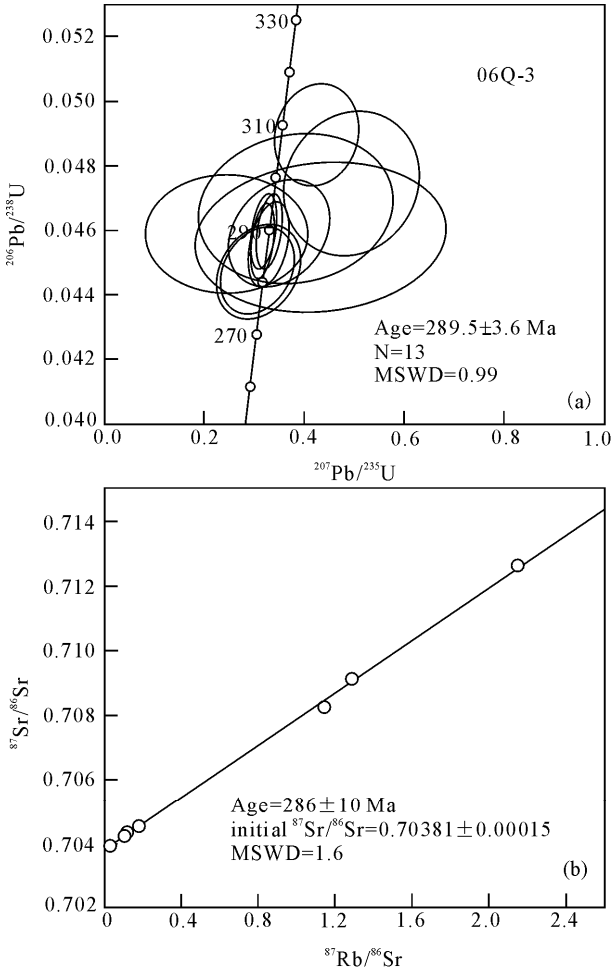


图 4 锆石 SHRIMP U-Pb 图解(a)及全岩 Rb-Sr 等时线图(b)

Fig. 4 SHRIMP zircon U-Pb Concordia diagram(a) and Rb-Sr isochron diagram(b)

3.2 主量元素及微量元素特征

岩石的主量元素及微量元素分析结果见表 2。从表 2 中可以看出,岩石的 SiO_2 含量变化大,这与

野外观察到的从辉长岩至钾长花岗岩的岩性变化一致。依据岩石的主量元素可以将岩石大致分三大类,即:基性岩侵入岩($\text{SiO}_2 < 50\%$)、中基性侵入岩($\text{SiO}_2 = 50\% \sim 61\%$)及花岗岩($\text{SiO}_2 = 67\% \sim 75\%$)。中基性岩石的 ACNK 值小于 1.0,为准铝质系列。酸性岩石的 ACNK 值为 0.8~1.03,界于准铝质和过铝质之间(图 5a)。在 SiO_2 对 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 图解中,中性岩及酸性岩和大部分辉长岩样品位于碱性系列,仅一个辉长岩样品位于钙碱性系列(48YQ103,图 5b),在 SiO_2 对 K_2O 图解中,一个辉长岩样品位于拉斑系列与钙碱性系列之间(48YQ103,图 5c),其余三个样品位于富钾及钾玄岩区域。中性岩及酸性岩石均表现出富钾特征(图 5c)。在 Harker 图解中,随着 SiO_2 的增加, CaO 、 FeO(T) 、 TiO_2 、 MgO 等有规律地降低,而 Al_2O_3 、 P_2O_5 、 Na_2O 、 Sr 在中性岩石中含量高, K_2O 随着 SiO_2 的增加而增加(图 6)。

辉长岩的稀土总量(ΣREE)为 $42.54 \times 10^{-6} \sim 85.97 \times 10^{-6}$,无 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 1.02 \sim 1.08$),轻稀土低度富集($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2 \sim 6$)(图 7a)。它们的微量元素含量变化趋势一致且富集大离子元素(图 7e)。四个辉长岩样品中,三个样品的 Cr、Ni 含量都很低,表明它们是由演化的基性岩浆结晶形成,一个样品(48yQ103)的 Cr、Ni 含量分别达到 907×10^{-6} 和 169×10^{-6} ,而且镁含量也较高(12.02%),可能代表了混合程度较低的岩浆。中性岩(闪长岩和二长岩)Cr、Ni 含量都很低,它们的稀土元素特征也相似,稀土总量相对辉长岩偏高,多数样品 ΣREE 值大于 100×10^{-6} ,轻稀土元素表现出不同程度的富集($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 6 \sim 20$),大部分样品没有明显的 Eu 异常,仅有少数样品表现出正的 Eu 异常,这可能和斜长石的堆晶作用有关(图 7b)。中性岩的微量元素含量变化大(图 7f),但总体变化趋势一致,即表现出 LILE 富集而高场强元素(HFSE)亏损,在微量元素原始地幔标准化图解中,所有样品具有正的 Ba、Sr 异常,而 Ti 和 Nb-Ta 亏损(图 7f)。从花岗岩的稀土元素组成可以将花岗岩分两类,一类具有

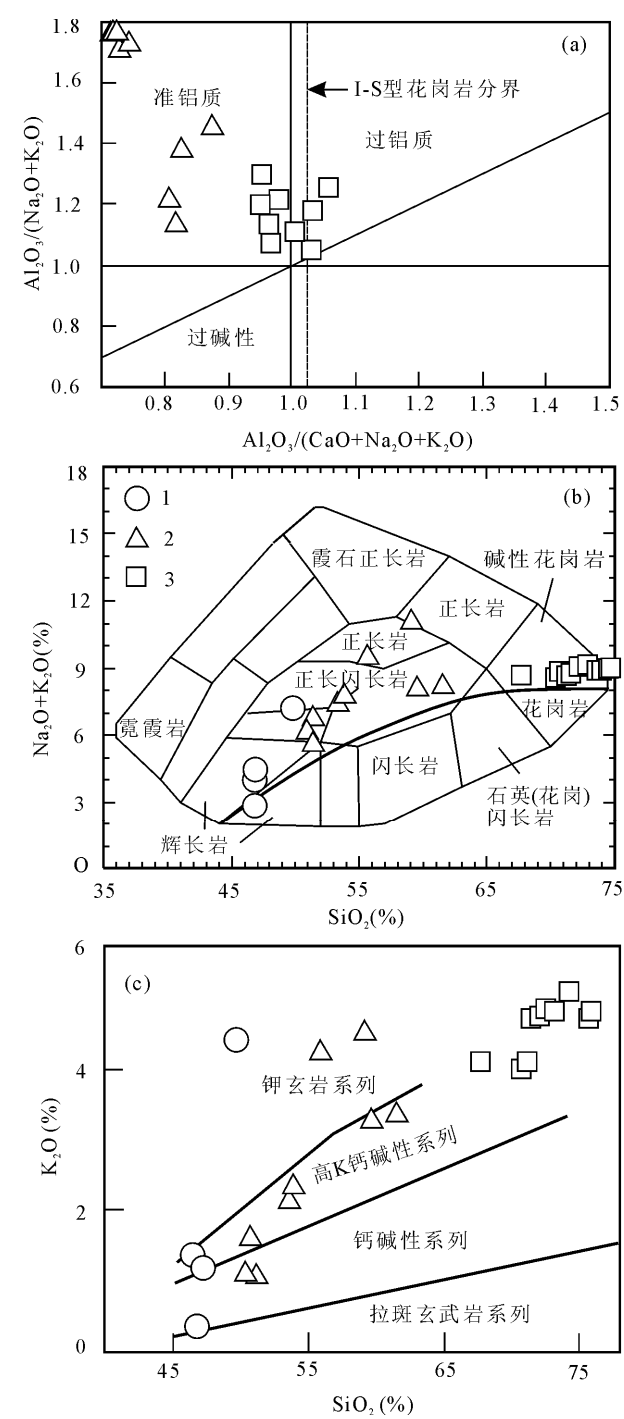


图 5 哈旦逊岩体 A/CNK-A/NK(a)、岩石分类(b)及 SiO₂-K₂O(c)图解

Fig. 5 A/CNK vs A/NK diagram(a) and SiO₂-(Na₂O + K₂O) classification diagram (b) and SiO₂-K₂O (c) diagram of Hadansun pluton

1—基性岩石(辉长岩);2—中性岩石;3—酸性岩石

1—Basic rocks(gabbro);2—intermediate rocks;3—acid rocks

中等的 Eu 负异常或是基本没有 Eu 异常($\delta Eu=0.7 \sim 1.0$),表现出轻稀土富集而重稀土亏损(图 7c, $La_N/Yb_N=12 \sim 30$),其微量元素的原始地幔标准化

配分模式与中性岩近于一致(图 7g)。另一类(2 个样品, SJ04-56, 10YQ22)具有显著的 Eu 负异常($\delta Eu=0.1 \sim 0.3$),轻重稀土的分异偏低($La_N/Yb_N=3 \sim 8$)。在微量元素配分模式中,有显著的 Ba、Sr、P、Ti 的亏损(图 7h)。

3.3 Sr、Nd 同位素特征

该岩体 Rb-Sr 同位素和 Sm-Nd 同位素分析结果分别见表 3 和表 4。岩石的 Rb/Sr 比值变化大,从基性向酸性演化,Rb/Sr 比值逐渐增高,而⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值也有增加趋势。然而,岩石的 Sr 初始值却异常低(0.703623~0.703951),与亏损的拉斑玄武岩相似(Sun et al., 1989)。三个 Nd 同位素样品分别采自辉长岩、石英二长岩及细粒花岗岩,尽管它们在 Sm-Nd 含量上有显著差异,但岩石的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值高且非常接近(0.512795~0.512835),其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 6.46~6.50, T_{DM} 为 500~550 Ma, T_{2DM} 为 660~670 Ma。 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值明显高于阿尔泰造山带同碰撞花岗岩及辉长岩(Wang et al., 2006),与准噶尔造山带中的花岗岩相近(+5~+7)(Han et al., 1997; Chen et al., 2004)。

4 讨论

4.1 岩石类型

从岩体的岩石组合看,岩性变化大,从辉长岩到二长花岗岩形成一个完整的岩石系列,很显然它们不属于 S 型花岗岩。在该杂岩体中,辉长岩部分的 SiO₂ 含量低, K₂O 和 Na₂O 含量变化大,其中一个样品(48YQ103)在 SiO₂ 对 K₂O 图解中(图 4c),位于拉斑系列和钙碱性系列之间,而在 SiO₂ 对 (Na₂O + K₂O) 图解中,位于碱性和钙碱性之间(图 4b),同时,这个样品的 Cr、Ni 含量也最高。辉长岩的稀土元素和微量元素显示富集轻稀土和大离子亲石元素。依据上述特征,我们推测辉长岩的原始岩浆可能属于碱性与拉斑质过渡类型。在花岗岩中,岩石的碱度 Na₂O + K₂O 高,与碱性花岗岩相似,这和大部分样品的高 Nb/Y 比值是一致的。然而,和典型的造山后含角闪石花岗岩及典型的板内 A 型花岗岩比较(Collins, 1982; Barbarin, 1999; Eby, 1990; 1992), SJ04-56 和 10YQ22 样品的具有高的 Zr 含量(220×10^{-6} 和 430×10^{-6}),且这二个样品有相对高的 Ga/Al 比值(~ 2.8),岩石的 Fe/Mg 比值也高(~ 3.1),因此可将这二个样品归属于 A 型花岗岩。其余花岗岩样品的 Zr 及其他高场强元素均很低,这和造山后含角闪石花岗岩及典型的板内 A 型花岗

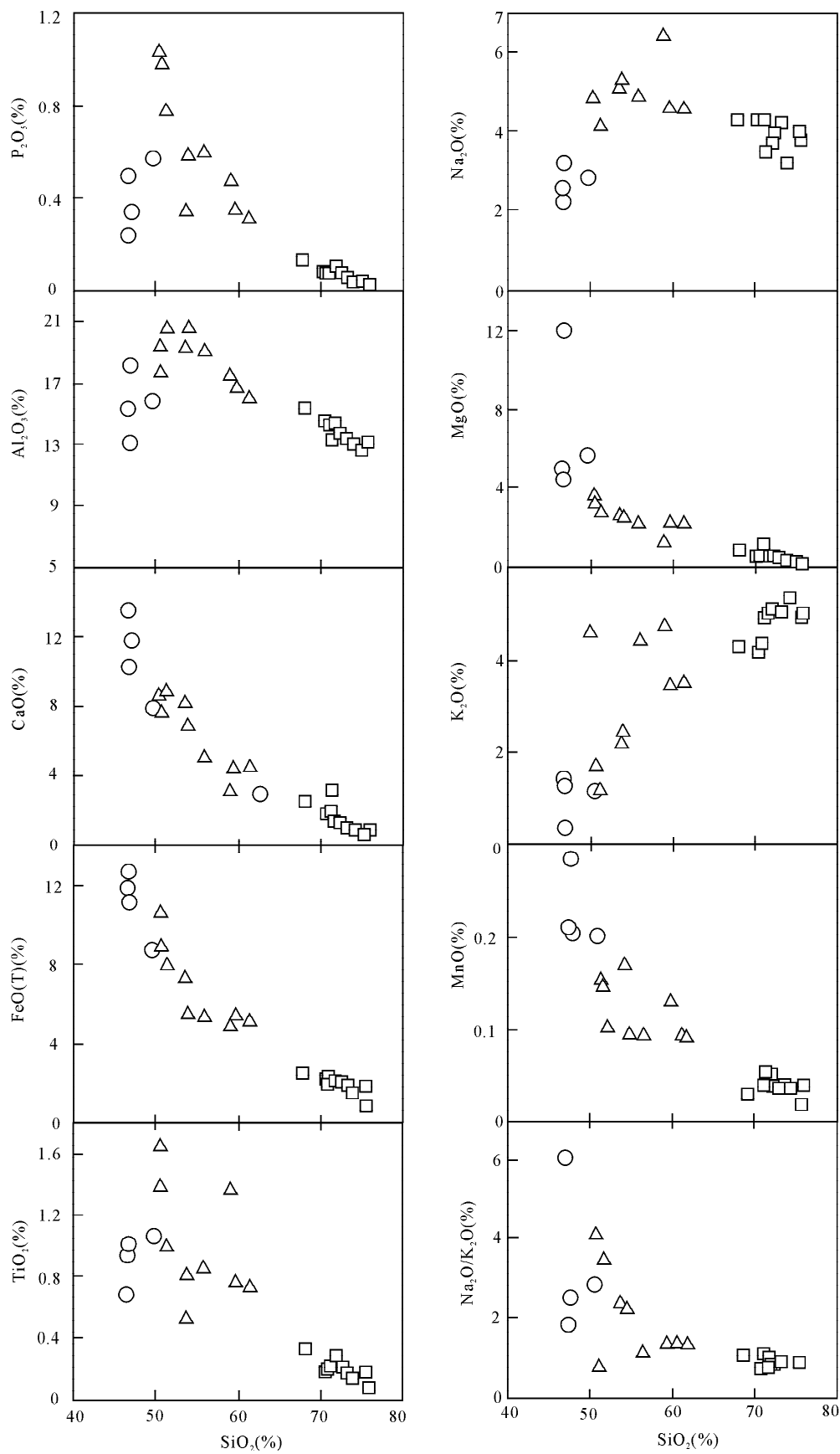


图 6 哈旦逊岩体 Harker 图解(岩性图例同图 5)

Fig. 6 Harker diagram of Hadansun pluton

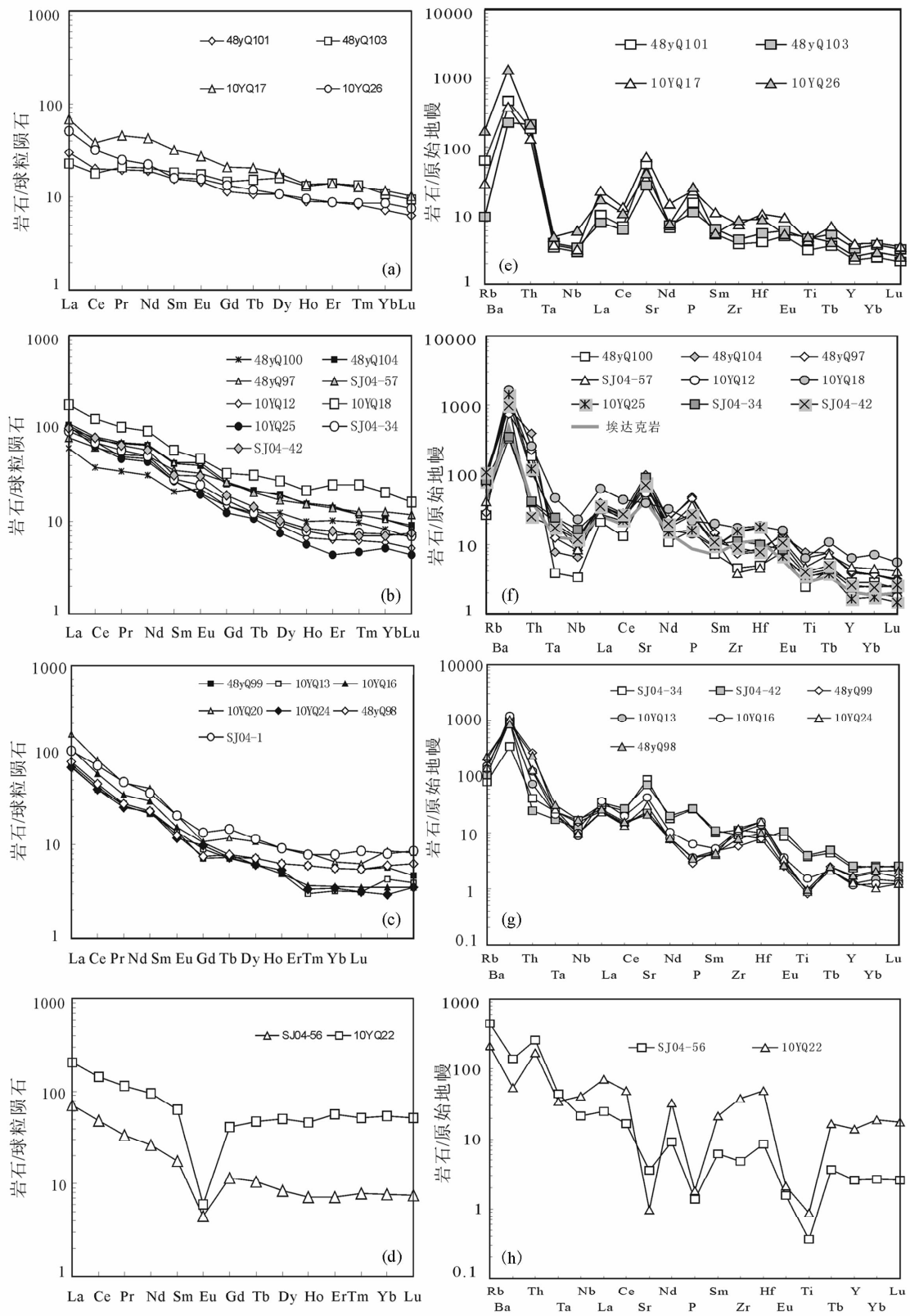


图 7 稀土元素配分模式及微量元素原始地幔标准图解

Fig. 7 REE distribution pattern and ratio spidergram of Hadansun pluton

(a),(e)—基性岩石;(b),(f)—中性岩石;(c),(d),(g),(h)—酸性岩石

(a),(e)—Basic rock;(b),(f)—intermediate rock;(c),(d),(g),(h)—acidic rock

岩形成明显差异(Barbarin, 1999)。在分析的样品中,我们注意到二长花岗岩及中性岩样品的 Sr、Ba 含量高而 Y 低,具有高的 Sr/Y 比值,且岩石的轻重稀土分异明显($La_N/Yb_N=13\sim30$),这些特征和埃达克岩相似(Defant et al., 1990),在 Sr/Y 对 Y 图解中,二长花岗岩位于埃达克岩区,但中性岩位于埃达克岩区之外,与典型岛弧花岗岩也有显著差异(图 8)。因为二长花岗岩的高碱度特征和埃达克岩的钙碱性特征不一致,因此,可将二长花岗岩归属与高 Ba-Sr 花岗岩类(Fowler et al., 2001; Chen et al., 2004; Zhang et al., 2007; Ye et al., 2008)。中性岩部分(闪长岩及二长岩)显示与二长花岗岩相似的稀土和微量元素配分曲线,但它们的高场强元素(如 Y)含量明显高,因此,二长岩及闪长岩可能是两种岩浆混合的结果(详见后述)。

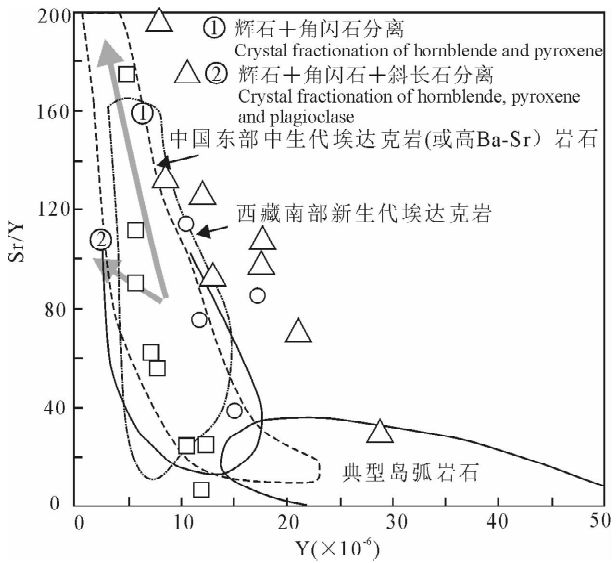


图 8 哈旦逊岩体 Sr/Y-Y 图解(岩性图例同图 5)
Fig. 8 Sr/Y-Y diagram of Hadansun pluton

4.2 岩浆源区及岩浆混合作用

从岩石的岩相学特征分析,从辉长岩持续演化到二长花岗岩及钾长花岗岩,显示出结晶分异的特征(图 4),这表明该岩体可能是玄武岩浆结晶分异形成的杂岩体。然而,从不同岩石类型的分布面积看,其中的基性岩部分出露的面积比花岗岩要小得多,从质量守恒角度并不支持结晶分异模式,尽管不同岩石类型之间具有相似的 Nd-Sr 同位素组成(表 3,4)。从辉长岩的 Sr-Nd 同位素组成分析,其原始岩浆应来自亏损的岩石圈地幔,然而,辉长岩在显示亏损的同位素组成的同时,又显示富集轻稀土及大离子元素,这和洋岛玄武岩(OIB)或大陆溢流玄武

岩(CFB)相似(Wilson, 2001)。研究表明,类似 OIB 的玄武岩浆具有再循环的洋壳的地球化学特征,可能是混有再循环洋壳的深部地幔熔融形成的(Rapp et al., 2003),它们一般没有 Nb 的亏损。在微量元素的配分模式图中,辉长岩出现明显的 Nb 亏损($Nb/La=0.2\sim0.4$),这和 OIB 源区相矛盾。综合上述分析,我们认为辉长岩有两种可能的形成模式,一是来自俯冲带流体交代的岩石圈地幔,交代的流体可能来自年轻的俯冲洋壳,而不含有古老的大陆地壳物质;二是来自亏损岩石圈地幔的玄武岩浆受到花岗岩岩浆的混合。考虑到该杂岩体的花岗岩的 Nd-Sr 组成与辉长岩非常接近,因此,目前的资料尚无法证实造成辉长岩富集轻稀土及大离子元素以及出现 Nb 的亏损是由于它的原始岩浆来自俯冲带流体交代的岩石圈地幔还是被酸性岩浆的混染所导致,或是两种因素共同存在。

哈旦逊杂岩体的二长花岗岩具有显著的高 Ba-Sr 花岗岩特征,且岩石的碱度高,又具有异常低的 Cr、Ni 含量以及 $Mg^\#$,因此可以推测,二长花岗岩的原始岩浆应来自基性的下地壳重熔。考虑到花岗岩具有低的 Sr 初始比值($0.703623\sim0.703951$)和高的正 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+6.46),它的原始岩浆应来自年轻的玄武质下地壳重熔(Han et al., 1997; Chen et al., 2004)。对于哈旦逊杂岩体中的闪长岩及二长岩,其稀土元素与微量元素的特征类似二长花岗岩,但由于其明显比二长花岗岩低的 SiO_2 含量及高的 MgO 、 $FeO(T)$ 含量,因此其地球化学组成在很大程度上受到辉长岩的影响。由前述可知,哈旦逊杂岩体主要由中性岩石组成,并有部分基性和酸性岩石,各种岩性之间相互穿插,说明其为同一时期的产物。在中性岩石中见有大量的基性岩包体。中性岩除发育均一的块状构造外,还可见非均一构造,两者可能分别代表岩浆化学混合和机械混合形成的构造。同时,中性岩石中发育不平衡的结构。表明哈旦逊岩体的中性岩部分是两种岩浆混合的结果。在前述 SiO_2 与其它氧化物变异图中,中性岩石的成分点均位于酸性岩和基性岩之间,且多数氧化物随 SiO_2 含量变化而呈一定的线性变化;在 TFeO-MgO 图中(图 9),中性岩的成分点基本上处于岩浆混合线上(Zorpi et al., 1989);在 $Na_2O/CaO-Al_2O_3/CaO$ 图中(图 10),该岩体中所有岩石成分点的分布呈明显的线性关系(Kemp et al., 2003)。地球化学特征进一步表明哈旦逊岩体的形成存在岩浆的混合作用。由于辉长岩和二长花岗岩均有相似的 Nd-Sr 同位

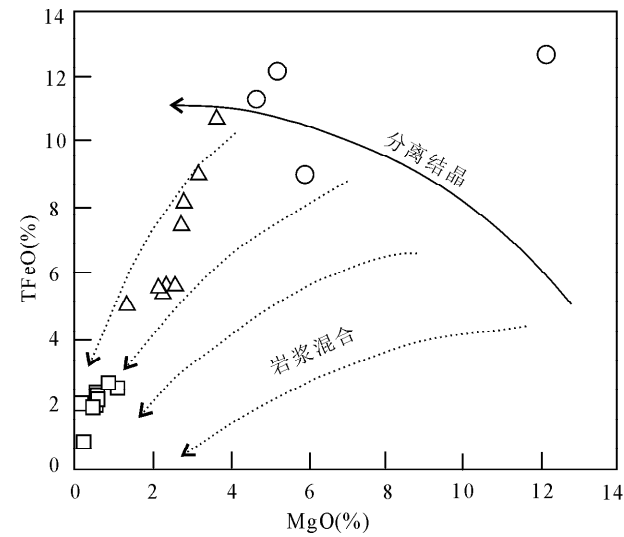


图 9 哈旦逊岩体各岩石的 TFeO-MgO 变异图
(据 Zorpi,1989)(岩性图例同图 5)

Fig. 9 Covariation of TFeO-MgO for various rocks
of Hadansun pluton(from Zorpi,1989)

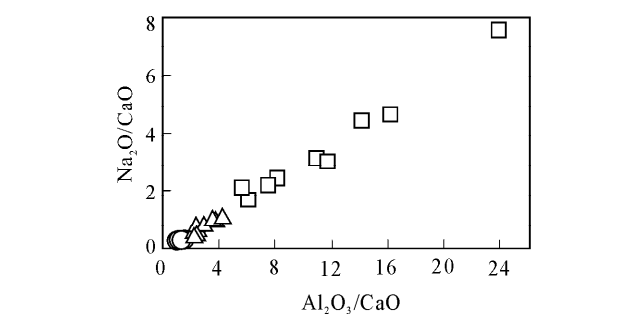


图 10 哈旦逊岩体 $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ 变异图
(岩性图例同图 5)

Fig. 10 Covariation of $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$
for Hadansun pluton

素组成,因此要具体确定混合的比例存在很大困难。

对于哈旦逊岩体中的钾长花岗岩,鉴于它们系统的 A 型花岗岩特征以及和辉长岩及中性岩相似的 Nd-Sr 同位素组成,我们推测其原始岩浆来自和二长花岗岩相似的源区,只是熔融的深度可能偏低。

综合以上特征,本文认为哈旦逊岩体的原始岩浆来自壳幔岩浆的混合。其中的基性部分可能来自亏损的岩石圈地幔部分熔融,而酸性部分来自年轻的玄武质下地壳(来自亏损地幔)的重熔,并且,熔融深度可能达到 30~40km,使其中的部分酸性岩浆出现典型的高 Ba-Sr 花岗岩的特征。

4.3 构造意义

阿勒泰在早石炭纪中晚期造山带已经形成,在阿勒泰南缘,二叠纪地层已经是陆相沉积,这表明

290Ma 左右已经是碰撞造山后演化阶段。依据哈旦逊岩体岩石地球化学特征及岩石学特征,它的原始岩浆来自两个单元的岩浆混合,且晚期的花岗岩明显具有 A 型花岗岩特征。我们推测在后碰撞伸展阶段,由于地壳的拉伸减薄,地幔玄武岩浆的底侵,使基性的下地壳发生部分熔融,形成两个单元的混合岩浆,在岩浆的演化过程中,发生部分矿物(如角闪石、榍石、金红石、斜长石等)结晶分异。哈旦逊岩体的形成与后碰撞的伸展构造密切相关。

中亚造山带显生宙尤其是晚古生代的陆壳生长已经被大量的研究所证实,然而,对于陆壳生长的方式,还存在争议(韩宝福等,1997;1999;Jahn et al., 2000;2004;Windley et al. 2002;Chen et al., 2004;王涛等,2005)。从哈旦逊岩体的地球化学特征以及我们对哈旦逊周边地区几个岩体的研究结果分析(周刚,2007),这一带的花岗岩的 Nd 初始值大多为正值,但这并不能说明这些花岗岩直接来自亏损的岩石圈地幔。其中的辉长岩来自亏损岩石圈地幔,这表明在阿勒泰显生宙时期(尤其是晚古生代)可能存在广泛的玄武岩浆底侵作用。玄武岩浆底侵作用导致年轻的玄武质下地壳部分熔融形成了大规模的具有正的 Nd 初始值的花岗岩,使造山带的大陆地壳发生根本性改变。

5 结论

(1) 哈旦逊岩体由辉长岩、闪长岩、二长岩及花岗岩组成。锆石 U-Pb 及全岩 Rb-Sr 等时线测年表明它的结晶时间为 290Ma 左右。

(2) 岩石地球化学特征表明,该岩体的辉长岩部分来自被俯冲带流体交代的亏损的岩石圈地幔,而花岗岩部分来自年轻的基性下地壳重熔,熔融发生的深度大约在 30~40 km。基性岩浆和酸性岩浆在上升过程中发生混合,其中的闪长岩及二长岩可能是两个单元的混合产物。

(3) 哈旦逊岩体形成于造山后伸展构造背景,它的岩石组成及地球化学特征表明,在造山后的伸展过程中,壳幔岩浆的混合可能是造成新生陆壳生长的一种重要方式。

致谢:一同参加野外工作的还有张小林、罗世宾、王祥、何斌、郑开平、吴建新、高永强等,论文编写过程中得到南京地质矿产研究所张传林研究员的指导和帮助。在此一并致谢!

参 考 文 献

陈汉林,杨树峰,厉子龙,等. 2005. 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.

韩宝福, 王式洸, 江博明, 洪大卫, 加加美宽雄, 孙元林. 1997. 新疆乌伦古河碱性花岗岩 Nd 同位素特征及其对显生宙地壳伸展的意义. 科学通报, 17(42):1829~1831.

韩宝福, 何国琦, 王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底性质. 中国科学(D辑), 29(1):16~21.

韩宝福, 何国琦, 王式洸, 洪大卫. 1998. 新疆北部碰撞后幔源岩浆活动与陆壳纵向生长. 地质论评, 44:396~409.

韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 李怀宗. 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(D)—后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5):1077~1086.

李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. 地质论评, 50(3):304~322.

李献华. 1996. Sm-Nd 模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性. 地质科学. 31(1):97~103.

刘伟. 1990. 中国新疆阿尔泰山花岗岩的时代及成因类型特征. 大地构造与成矿学, 14(1):43~56.

牛贺才, 于学元, 许继峰, 单强, 陈繁荣, 张海洋, 郑作平. 2006. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿. 北京:地质出版社.

宋彪, 张玉海, 万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, (增刊):26~30.

童英, 王涛, 洪大卫, 韩宝福. 2005. 阿尔泰造山带西段同造山铁列克花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球学报, 26(9):74~77.

童英, 王涛, 洪大卫, 韩宝福. 2006a. 中国阿尔泰造山带花岗岩 Pb 同位素组成特征:幔源成因佐证及陆壳生长意义. 地质学报, 80(4):517~528.

童英, 洪大卫, 王涛, 韩宝福. 2006b. 阿尔泰造山带南缘富蕴后造山线形花岗岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 25(2):85~89.

童英, 王涛, V P Kovach, 洪大卫, 韩宝福. 2006c. 阿尔泰中蒙边界塔克什肯口岸后造山富碱侵入岩体的形成时代、成因及其地壳生长意义. 岩石学报, 22(5):1267~1278.

童英, 王涛, 洪大卫, 代建雅, 韩宝福, 柳晓明. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义. 岩石学报, 23(8):1933~1943.

王式洸, 韩宝福, 洪大卫. 1994. 新疆乌伦古河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义. 地质科学, (4):373~382.

王涛, 洪大卫, 童英, 韩宝福. 2005. 中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义. 岩石学报, 21(3):640~650.

王中刚, 赵振华. 1990. 阿尔泰山花岗岩类的成因与演化. 新疆地质科学(第1辑). 地质出版社, 69~77.

王中刚, 赵振华, 邹天人. 1998. 阿尔泰山花岗岩类地球化学. 北京:科学出版社.

肖文交, B F Windley, 阎全人, 秦克章, 陈汉林, 袁超, 孙敏, 李继亮, 孙枢. 2006. 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.

袁峰, 周涛发, 岳书仓. 2001. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型. 新疆地质, 19(4):292~296.

袁峰, 周涛发, 谭绿贵, 范裕, 杨文平, 何立新, 岳书仓. 2006a. 西准噶尔萨吾尔地区 I 型花岗岩同位素精确定年及其意义. 岩石学报, 22(5):1238~1248.

袁峰, 周涛发, 杨文平, 何立新, 范裕, 谭绿贵, 岳书仓. 2006b. 新疆萨吾尔地区两类花岗岩 Nd、Sr、Pb、O 同位素特征. 地质学报, 80(2):264~272.

张前峰, 胡霁琴, 张国新, 范嗣昆, 蒲志平, 李启新. 1994. 阿尔泰地区中、新生代岩浆活动的同位素年龄证据. 地球化学, 23(3):267~280.

张招崇, 闫升好, 陈柏林, 周刚, 贺永康, 柴凤梅, 何立新, 万渝生. 2006. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩:SHRIMP U-Pb 锆石年龄证据. 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.

赵振华, 王中刚, 邹天人, 增田彰正. 1993. 阿尔泰山花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型. 见:涂光炽主编, 新疆北部固体地球科学新进展, 北京:科学出版社, 239~266.

曾乔松, 陈广浩, 王核, 单强. 2007. 阿尔泰冲乎尔盆地花岗岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报, 23(8):1921~1932.

周刚, 秦纪华, 何立新, 王祥, 栾新东. 1999. 新疆萨吾尔山花岗岩类的形成时代. 岩石矿物学杂志, 18(3):237~242.

周刚, 张招崇, 谷高中, 杨文平, 何斌, 张小林, 罗世宾, 王祥, 贺永康. 2006. 新疆东准噶尔北部青格里河下游花岗岩类的时代及地质意义. 现代地质, 20(1):141~150.

周刚, 张招崇, 杨文平. 2005. 新疆阿尔泰山南缘玛音鄂博断裂南侧变质基性岩的发现及其地质意义. 地球科学, 30(6):738~746.

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

周涛发, 袁峰, 谭绿贵, 范裕, 杨文平, 何立新, 岳书仓. 2006. 新疆萨吾尔地区晚古生代岩浆作用的时限、地球化学特征及地球动力学背景. 岩石学报, 22(5):1225~1237.

邹天人, 曹惠志, 吴柏青. 1988. 新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志. 地质学报, 62(3):228~243.

Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24:295~298.

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605~626

Chen B, Jahn B. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 3:691~703.

Chen B, Tian W, Zhai M G, Arakawa Y. 2005. Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Mesozoic magmatism in the Taihang Mountains and other places of the North China craton, with implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Acta Geologica Sinica*. 21: 13~24 (in Chinese with English abstract).

- Collins W J, Beams S D, White A J, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granite with particular reference to Southeastern Australia; *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 8, p. 189~200.
- Campston W, Williams I S, Meyer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar braccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.* 89, B525~534.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. 347: 662~665.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids; a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115~134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids; petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641~644.
- Fowler M B, Henney P J, Darbyshire D P F, Greenwood P B. 2001. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of Geological Society, London*. 158: 521~534.
- Han B F, Wang S G, Bor-ming Jahn, Hong Dawei, Hiroo Kagami, Sun Yuanlin. 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*, 138:135~159
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, Zhang J S, Wang T. 2004. Continental crustal growth and the supercontinental cycle; evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, 23(5):799~813.
- Jahn B M, Windley B, Natal'in B, et al. 2004. Phanerozoic continental growth in Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 599~603.
- Jahn B M, Wu Fuyuan, Chen Bin. 2000. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 22:82~92.
- Jahn B M, Capdevila R, Liub D, Vernona A, Badarch G. 2004. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor~Ulaan Baatar, Mongolia; geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *J. Asian Earth Sci.* 23:629~653.
- Kemp A I S, Hawkesworth C J. 2003. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. In Rudinick, R. L. (ed.), *The crust, Treaties on Geochemistry*. 3, 349~410.
- Petford N, et al. 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary science Letters*. 193(3~4): 483.
- Ocean Drilling Program. 1995. Bonin Arc - Trench System, Scientific Results, vol. 126, 405~430.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*. 425, 605~609.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D & Norry M J (ed). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society. London, Special Publication, 42: 313~345.
- Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F, 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. *The Journal of Geology*, 214: 735~751.
- Williams I S. 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks. *Trans. R. Soc. Edinburgh-Earth Sci.* 83: 447~458.
- Windley B F, Kroner A, Guo J, Qu G, Li Y, Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China; New zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*, 110:719~737
- Wilson M. 2001. *Igneous petrogenesis*. Chapman and Hall. London.
- Xiao W, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J, Qin K, Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids; implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161:339~342
- Ye H M, Li X H, Li Z X, Zhang C L. 2008. Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau; Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research* 13, 126~138.
- Yuan C, Sun M, Xiao W J, Li X H, Chen H L, Lin S F, Xia X P, Long X P. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. *Chemical Geology*. 242:22~39.
- Zhang C L, Li Z X, Li X H, Wang A G, Guo K Y. 2006. Neoproterozoic bimodal intrusive complex in southwestern Tarim block of NW China: age, geochemistry and Nd isotope and implications for the rifting of Rodinia. *International Geology Review*. 48:112~128.
- Zhang C L, Li X H, Li Z X, Lu S N, Ye H M, Li H M. 2007. Neoproterozoic ultramafic-mafic-carbonatite complex and granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Precambrian Research*. 152: 149~169.
- Zorpi W J, Coulon C, Orsini J B et al. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157:315~329.

Postorogenic Extension and Continental Growth of the Northeastern Margin of the Juggar: Evidences from Petrography and Geochemistry of the Hadansun Intrusive Complex

ZHOU Gang^{1,2,3)}, ZHANG Zhaocong¹⁾, WU Ganguo¹⁾, DONG Lianhui¹⁾, HE Yongkang²⁾,
DONG Yongguan⁴⁾, HE Lixin²⁾, QIN Jihua²⁾, ZHAO Zhonghe²⁾, LIU Guoren²⁾

1) *Earth Sciences and Resources College, China Geology University, Beijing, 100083;* 2) *No. 4 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geological Exploration, Altay, 836500;* 3) *Geology and Exploration College, Xinjiang University, Urumqi, 830046;* 4) *Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing, 210016*

Abstract

The Hadansun intrusive complex is situated at the south of the Mayinebo fault in the northeastern margin of the Junggar. It takes a form of triangle which is possibly contributed to faults. The main rocks of the complex are complicated, including gabbro, monzonite, quartz monzonite, diorite, monzonitic granite and potassic granite. SHRIMP U-Pb dating of zircon from monzonite indicates a crystallized age of 289.5 ± 3.6 Ma. Except several gabbro samples, the other samples are alkaline. The gabbro has a total REE content ranging from 43×10^{-6} to 86×10^{-6} , and enrichment of LREE ($La_N/Yb_N = 2 \sim 6$), with no distinct Eu anomalies. The contents of trace elements change consistently and LILE is also enriched with low Cr and Ni. The intermediate rocks have Σ REE higher than 100×10^{-6} and variable enrichment of LREE, and no Eu anomalies. The total REE content of the intermediate rock is more than 100×10^{-6} , with various enrichment of LREE ($La_N/Yb_N = 6 \sim 20$) and no distinct or weak Eu anomalies. The intermediate rocks contain variable contents of trace elements, but generally have a similar variation trend such as systematic enrichment of LILE and depletion of HFSE. According to their REE characteristics, the granite samples can be subdivided into two groups: one group, which is of weak Eu anomalies and highly enriched in LREE, shares similar trace elements distribution patterns with those of the intermediate rocks; the other group have significantly negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.1 \sim 0.3$), slightly enrichment of LREE and significant Ba, Sr, P, and Ti depletions on the trace elements distribution patterns. All the rocks from the Hadansun complex have very low initial Sr values ($0.7036 \sim 0.7039$) and coherent positive initial Nd values (~ 6.5). Combined with field observations, geochemical and lithological characteristics suggest that the gabbro may be derived from depleted mantle which was possibly metamorphosed by the subduction-released fluid. The granite was derived from partial melting of the juvenile mafic lower crust at depth of $30 \sim 40$ km, which resulted in that part of acid magma show natures of high Ba and Sr granite. Mixing of basic magma and acidic magma during moving up resulted in the formation of the intermediate rocks including diorite and monzonite. The Hadansun complex was formed at the post-collision tectonic setting. Magma mixing between the mantle-derived and crust-derived members was possibly of great importance to the Phanerozoic crustal growth.

Key words: Hadansun intrusive complex; age; geochemistry; geologic significance