中国科学: 地球科学 2016 年 第 46 卷 第 3 期: 374 ~ 391
SCIENTIA SINICA Terrae earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

华北克拉通北缘包头东正长岩的成因: 来自岩石矿物学和地球化学的证据

牛晓露[①*], 杨经绥[①], 刘飞[①], 张红雨[②], 杨明春[③]

① 中国地质科学院地质研究所, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037;
② 中国地质大学科学研究院, 北京 100083;
③ 北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871
* E-mail: niuxiaoludx@126.com

收稿日期: 2015-05-19; 接受日期: 2015-09-29; 网络版发表日期: 2016-02-22
国家自然科学基金项目(批准号: 41302038)和中国地质科学院地质研究所基本科研业务费项目(编号: J1205)资助

摘要 包头东正长岩位于内蒙古包头市东, 阴山南麓, 是华北克拉通北缘三叠纪碱性岩带最西端的岩体. 本文对此岩体进行了锆石 U-Pb 年代学、矿物化学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素的研究, 讨论了其成因及源区地幔性质. 岩体由霞石辉石正长岩和碱性长石正长岩组成, 锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄为(214.7±1.1)Ma, 为晚三叠世岩浆活动的产物. 单斜辉石(从核部到边部, 成分由透辉石向霓石-普通辉石演化), 黑云母, 正长石和霞石是岩体主要组成矿物. 岩体稀土总量较高, 稀土配分模式为右倾, 无明显铕异常; 相对富集轻稀土元素和大离子亲石元素(如 Rb、Ba、Sr 和 Pb), 亏损重稀土元素和高场强元素(如 Nb、Ta 和 Ti); 具有富集的 Sr-Nd 同位素组成, 初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7061~0.7067, $\varepsilon_{Nd}(t)$值为–9.0~–11.2. 矿物学和地球化学数据揭示包头东正长岩属于硅不饱和钾质-超钾质碱性岩岩浆系列, 高 CaO、Fe_2O_3、K_2O、Na_2O 含量, 低 SiO_2 含量, 富水, 高温, 高氧逸度; 岩体起源于位于石榴石稳定区富含金云母的古老, 富集岩石圈地幔. 包括包头东正长岩在内的华北克拉通北缘三叠纪钾质碱性岩带的发育, 揭示华北克拉通北缘下覆岩石圈地幔受到了来自古亚洲洋俯冲板片(及上覆沉积物)流体/熔体的交代改造; 晚三叠世, 华北克拉通北缘已经进入了被破坏大陆边缘的强烈伸展演化阶段.

关键词 锆石U-Pb年龄, 矿物学, 地球化学, 包头东正长岩, 钾质碱性岩, 三叠纪, 地幔交代, 华北克拉通北缘

1 引言

“碱性岩”这一概念, 在地质学发展的不同阶段有着不同的定义. 最早, Iddings(1982)用“碱性岩组合”和“亚碱性组合”分别描述两个岩石系列: 玄武岩-粗面岩-响岩和玄武岩-安山岩-流纹岩. Rosenbusch(1910)提出含有碱性长石, 似长石, 碱性暗色矿物(钠质辉石或闪石)的岩石为碱性岩. 后来逐渐发展

中文引用格式: 牛晓露, 杨经绥, 刘飞, 张红雨, 杨明春. 2016. 华北克拉通北缘包头东正长岩的成因: 来自岩石矿物学和地球化学的证据. 中国科学: 地球科学, 46: 374–391, doi: 10.1360/N072014-00571
英文引用格式: Niu X L, Yang J S, Liu F, Zhang H Y, Yang M C. 2016. Origin of Baotoudong syenites in North China Craton: Petrological, mineralogical and geochemical evidence. Science China Earth Sciences, 59: 95−110, doi: 10.1007/s11430-015-5216-1

© 2016《中国科学》杂志社

到以全岩化学成分或根据化学成分计算出的指数或标准矿物来划分碱性岩和非碱性岩, 其中, 应用广泛的就是里特曼组合指数(δ=[w(K_2O+Na_2O)^2]/[w(SiO_2)–43])(Rittmann, 1960). 根据全岩K_2O与Na_2O的相对含量, 碱性岩又分为钾质碱性岩(K_2O/Na_2O>1)和钠质碱性岩(K_2O/Na_2O<1). Foley等(1987)将广义钾质岩中具有K_2O>3%, MgO>3%且K_2O/Na_2O>2组成的岩石定义为超钾质岩. 碱性岩通常起源于交代的岩石圈地幔, 且越来越多的证据表明源区沉积物和/或碳酸盐交代作用在碱性岩成因中发挥了重要作用(Conticelli和Peccerillo, 1992; Conticelli等, 2007, 2009; Avanzinelli等, 2008, 2009; Zhao等, 2009; Tommasini等, 2011; Liu等, 2014). 因此, 碱性岩可以提供地球深部物质组成、演化和地球动力学等方面的重要信息.

在华北克拉通北缘燕辽-阴山地区, 发育一些碱性侵入岩体, 它们西起内蒙古包头市, 向东延至吉林省中部, 构成一条近东西向分布, 长达1500 km左右的碱性岩带(阎国翰等, 2000). 已有年龄数据将该碱性岩带的侵位时代限定在三叠纪(牟保磊和阎国翰, 1992; 阎国翰等, 2000; 牟保磊等, 2001; 吴福元等, 2005; 任荣等, 2009; Niu等, 2012; 陈斌等, 2013). 岩带最东端岩体为赛马-柏林川正长岩, 其TIMS锆石U-Pb年龄为(233±1)Ma(吴福元等, 2005). 岩带中段代表性岩体河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体的锆石SHRIMP U-Pb年龄为(218±2)Ma(任荣等, 2009), LA-ICP-MS 锆石U-Pb年龄为(224.9±4.7)Ma(Niu等, 2012). 岩带最西端岩体为包头东正长岩, 其钾长石K-Ar法获得的同位素年龄为229.9 Ma[1)], 全岩Rb-Sr等时线年龄为(197.7±5.6)Ma(阎国翰等, 2000). 包头东正长岩的已有年龄数据差别较大, 缺乏精确年龄限定. 此外, 岩带中段的矾山杂岩体为硅不饱和超钾质碱性岩, 高CaO、Fe_2O_3、K_2O含量及流体组分(P_2O_5、F、CO_2和H_2O), 高温, 高氧逸度, 起源于赋金云母-单斜辉石的富集地幔, 源区地幔受到了来自古亚洲洋俯冲板片(及上覆沉积物, 包括碳酸盐)相关熔体/流体的交代作用(Niu等, 2012). 位于岩带西段的包头东正长岩在岩浆体系特征, 岩浆来源, 源区性质等方面, 是否与中段的矾山杂岩体具有可比性? 其形成是否也与古亚洲洋的俯冲相关?

鉴于上述地质问题, 本文拟对包头东正长岩开展进一步的年龄测试工作, 岩石矿物学, 地球化学和Sr-Nd同位素的研究, 来限定该岩体的侵位时代、成因及源区特征, 这将有助于正确理解华北克拉通北缘三叠纪碱性岩浆活动的时空分布规律、岩石成因和岩石圈演化过程.

2 地质背景

包头东正长岩位于内蒙古包头市东部沙尔沁镇, 阴山南麓, 构造位置上属华北克拉通北缘, 三叠纪碱性岩带的最西端(图1a). 华北克拉通是世界上最古老的克拉通之一, 保存有年龄为3800Ma的古老陆壳残余, 其基底主要由太古代-古元古代的TTG片麻岩, 麻粒岩和斜长角闪岩等组成, 中元古代经多块体拼合之后便进入了稳定地台发展阶段(Jahn等, 1987, 1988; Liu等, 1992; 翟明国, 2004; Zhao等, 2005). 华北克拉通的北面是巨大的中亚造山带, 形成于古生代蒙古洋演化过程中复杂的俯冲, 增生和碰撞作用(Chen等, 2000, 2009; Sengör和Natal'in, 1996). 早古生代, 蒙古洋板片就开始向华北克拉通下俯冲, 形成了早古生代的岛弧增生系列(锆石U-Pb年龄为490~446Ma) (Xiao等, 2003; Windley等, 2007). 中-晚古生代, 俯冲作用继续, 导致华北克拉通北缘发育了一套钙碱性侵入岩, 成分从辉长岩、闪长岩到花岗闪长岩, 这套侵入岩被认为是蒙古洋板片向华北克拉通下俯冲引发形成的一套大陆弧岩浆, 可能属于典型的安第斯型大陆弧(时代为390~270Ma) (Zhang等, 2007a, 2007b, 2009; 马旭等, 2012). 到了晚二叠世, 西伯利亚块体和华北克拉通最终碰撞缝合(Chen等, 2000, 2009; Zhang等, 2009). 接下来, 华北克拉通北缘便出现了本文涉及的这期以三叠纪为主的碱性岩浆活动.

3 岩体与样品特征

包头东正长岩呈岩株状侵入太古代乌拉山群片

1) 黎家丰, 杨志成, 安俊义, 朱向昌, 刘来义, 赵增祥. 1982. 中华人民共和国土默特右旗副1:20万区域地质调查报告. 内蒙古自治区地质局. 57–58

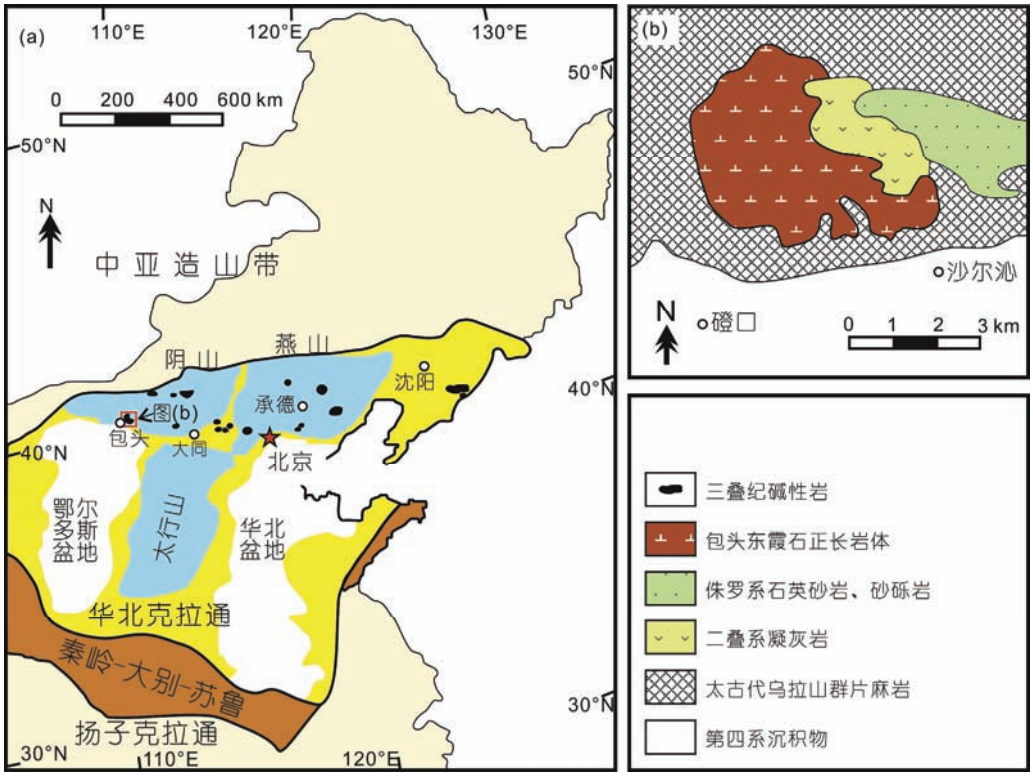

图 1　华北克拉通地质简图(a)和包头东正长岩岩体地质图(b)

(a) 据 Yang 等(2012)修改

麻岩中(图1b), 形如弯月, 出露面积约14km^2, 地貌上呈浑圆状丘陵. 岩体主要由中粗粒碱性长石正长岩和中细粒霞石辉石正长岩组成.

碱性长石正长岩为肉红色, 中粗粒, 半自形-自形结构, 块状构造(图2a, c和e), 主要由正长石(>95%)组成, 副矿物主要为磁铁矿. 霞石辉石正长岩为灰白色-淡肉红色, 中细粒自形-半自形结构, 块状构造(图2b, d和f), 主要由正长石(50~70%), 单斜辉石(10~30%), 黑云母(5~15%)和霞石(5~10%)组成; 副矿物主要为磁铁矿. 其中, 正长石多为半自形-自形, 中粗粒; 单斜辉石为半自形-自形, 浅绿色, 部分颗粒发育深绿色细边; 黑云母为黄褐色-深褐色, 半自形-自形; 霞石均为它形, 填隙状发育.

4　分析方法

4.1　锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析

锆石的分选是由廊坊市诚信地质服务有限公司完成的. 利用重液和磁选相结合的方法从粉碎的岩石样品中把锆石分选出来, 再在双目显微镜下提纯, 将锆石嵌于树脂样靶中, 并打磨, 抛光和镀金. 锆石的阴极发光图像在中国地质科学院地质研究所离子探针中心制成, 以查明锆石内部结构, 便于准确选点.

锆石测年采用LA-ICPMS分析方法, 在中国地质大学(北京)科学研究院完成. 分析仪器为激光剥蚀进样系统(Solid-State laser)和四级杆等离子体质谱仪(Agilient 7500a)构成的激光等离子质谱仪(LA-ICPMS). 分析激光器工作频率是10Hz, 测试点束斑直径是36μm, 能量密度是8.5J/cm^2, 剥蚀物质载气为氦气, 流量为0.8L/min, 采集时间为45s. 等离子体质谱仪(Agilient 7500a)工作条件: 冷却气(N_2)流量为15L/min, 辅助气(Ar_2)1.15L/min. 年龄计算以标准锆石91500(Wiedenbeck等, 1995)为外标进行同位素比值分馏校正. 同时利用QH(156Ma)作为整个测试和计算过程的标样. 标样QH 10个测试点给出的$^{206}Pb/^{238}U$年龄为156~157Ma. 同位素比值和元素含量的计算采用Glitter(ver. 4.4). 利用Isoplot 3.0

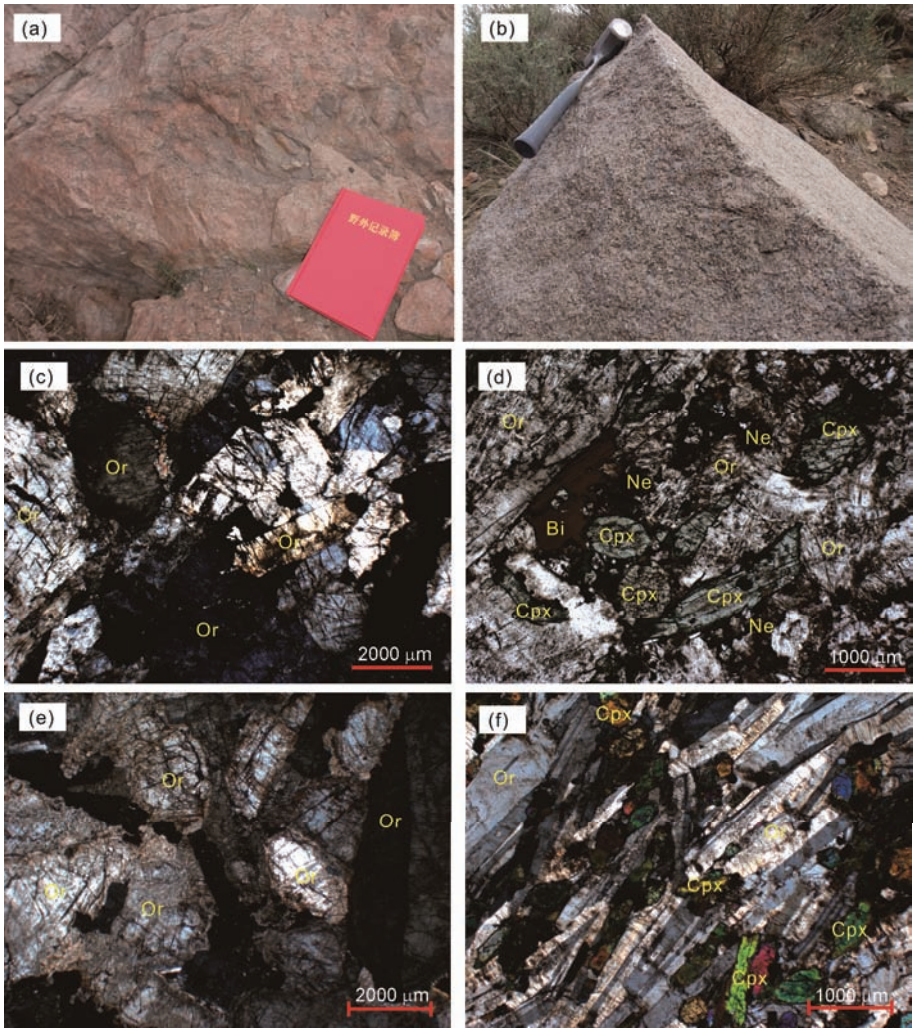

图 2　包头东正长岩的野外和显微镜下照片

(a) 碱性长石正长岩野外照片; (b) 霞石辉石正长岩野外照片; (c) 碱性长石正长岩显微照片(正交偏光); (d) 霞石辉石正长岩显微照片(单偏光); (e) 碱性长石正长岩显微照片(正交偏光); (f) 霞石辉石正长岩显微照片(正交偏光). Or-正长石; Cpx-单斜辉石; Bi-黑云母; Ne-霞石

(Ludwig, 2003)获得谐和年龄和图解. 普通Pb校正方法同Andersen(2002).

4.2　矿物电子探针分析

矿物电子探针主量元素分析在中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室完成. 仪器型号为JXA-8100, 加速电压15kV, 束流1×10^{-8} A, 束斑1μm. 采用PRZ方法校正, 分析标样为美国SPI公司的53种矿物, 测试精度优于1%.

4.3　全岩主量和微量元素分析

全岩主量和微量元素分析在国家地质实验测试中心完成. 样品粉末熔成玻璃饼后, 应用X射线荧光光谱仪(2100)测定主量元素组成, 测试精度优于1%. 两酸(HNO_3+HF)高压反应釜溶样方法对样品粉末进行溶解, 等离子质谱仪(ICPMS; X-series)测定微量元素含量. 含量高于10ppm元素的误差小于5%, 小于10ppm元素的误差小于10%.

4.4　全岩 Sr-Nd 同位素分析

Sr-Nd同位素分析前处理在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成. 称取约20mg样品粉末, 置于Teflon溶样器中, 用HNO_3和HF混合酸在电热板上溶样一周. 元素的分离和纯化通过传统的阳离子交换

柱法来实现. 样品上机测试是在天津地质矿产研究所完成, 通过负热电离质谱法(N-TIMS)在TRITON质谱仪上完成. 分析方法和实验条件参考陈斌等(2013).

5 分析结果

5.1 锆石 U-Pb 定年

用于U-Pb定年的锆石选自碱性长石正长岩样品B-5. 如图3锆石的阴极发光图像所示, 锆石均无继承核, 大部分锆石发育明显的岩浆震荡环带, 指示它们为岩浆成因. 选择透明度较好且不发育包裹体的锆石进行U-Pb定年分析, 分析结果详见表1, 图4a和b分别是$^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$年龄谐和图和$^{206}Pb/^{238}U$年龄加权平均统计图. 30颗锆石给出的$^{206}Pb/^{238}U$年龄分布在(204±3)~(219±3)Ma, 加权平均年龄为(214.7±1.1)Ma, MSWD=0.86.

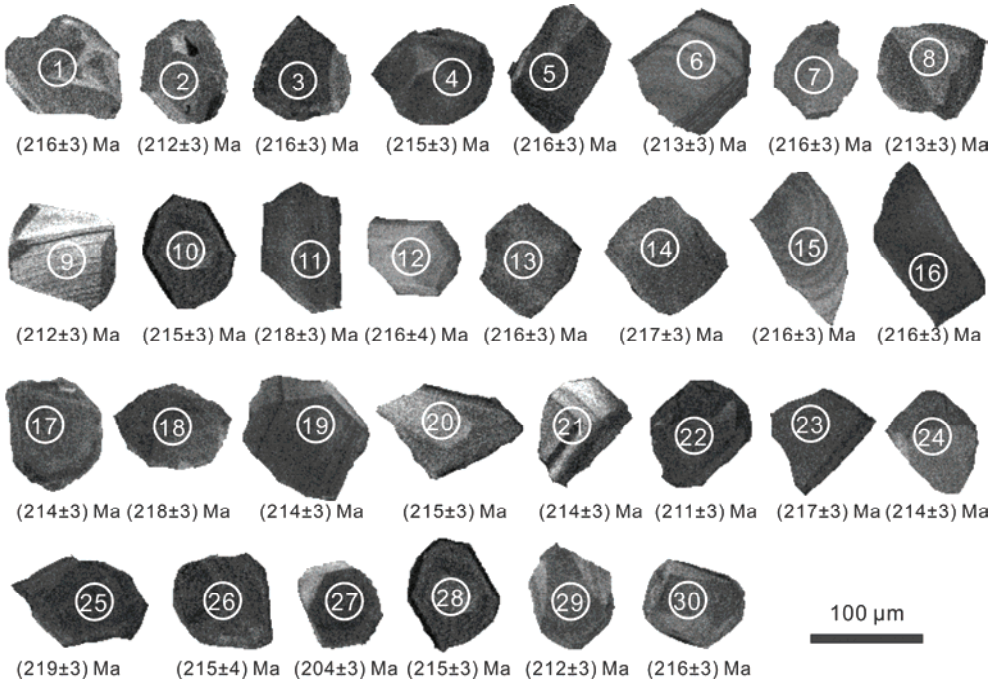

图 3 包头东正长岩的锆石阴极发光图像、LA-ICP-MS 分析位置及分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄

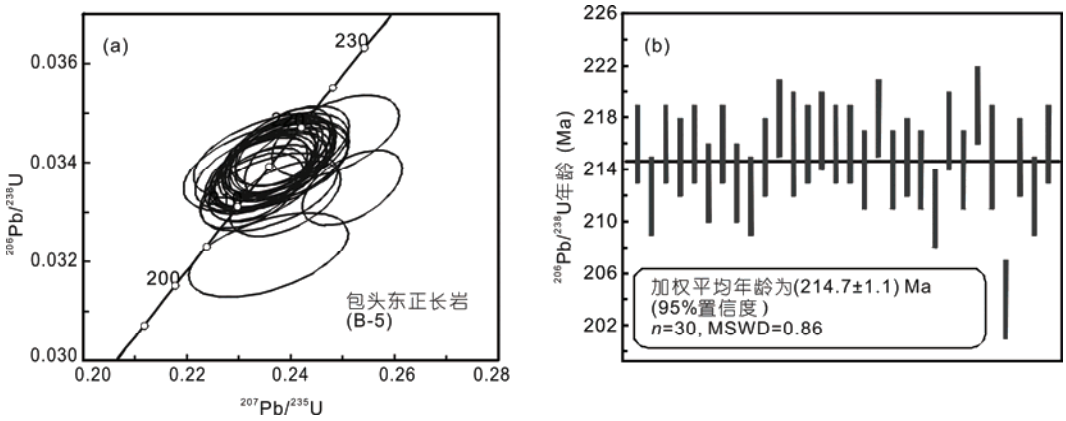

图 4 包头东正长岩的锆石 U-Pb 谐和图(a)和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均统计图(b)

表 1　包头东正长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析结果

分析点号	含量 (ppm)			同位素比值						年龄 (Ma)					
	Th	U	Pb	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ
1	2455	334	36	0.0341	0.0005	0.2373	0.0071	0.0108	0.0002	216	3	216	6	217	4
2	4298	507	58	0.0335	0.0005	0.2518	0.0063	0.0103	0.0002	212	3	228	5	208	4
3	3937	543	57	0.0341	0.0005	0.2366	0.0057	0.0106	0.0002	216	3	216	5	214	4
4	3728	343	47	0.0339	0.0005	0.2357	0.0074	0.0105	0.0002	215	3	215	6	210	4
5	4634	532	63	0.0342	0.0005	0.2376	0.0056	0.0106	0.0002	216	3	216	5	212	4
6	1358	589	32	0.0336	0.0005	0.2336	0.0062	0.0103	0.0002	213	3	213	5	207	4
7	5003	441	63	0.0340	0.0005	0.2353	0.0062	0.0105	0.0002	216	3	215	5	212	4
8	1195	439	26	0.0336	0.0005	0.2348	0.0070	0.0106	0.0002	213	3	214	6	213	4
9	553	498	22	0.0334	0.0005	0.2324	0.0066	0.0109	0.0002	212	3	212	5	219	4
10	4349	172	47	0.0339	0.0006	0.2362	0.0097	0.0102	0.0002	215	3	215	8	206	4
11	3066	444	45	0.0343	0.0005	0.2386	0.0062	0.0107	0.0002	218	3	217	5	215	4
12	2910	285	38	0.0342	0.0006	0.2362	0.0098	0.0108	0.0002	216	4	215	8	217	4
13	4588	347	56	0.0341	0.0005	0.2378	0.0069	0.0106	0.0002	216	3	217	6	212	4
14	4058	415	53	0.0342	0.0005	0.2379	0.0064	0.0104	0.0002	217	3	217	5	210	4
15	3147	465	46	0.0341	0.0005	0.2380	0.0071	0.0104	0.0002	216	3	217	6	209	4
16	5923	543	75	0.0340	0.0005	0.2411	0.0066	0.0104	0.0002	216	3	219	5	209	4
17	4819	561	65	0.0338	0.0005	0.2349	0.0065	0.0105	0.0002	214	3	214	5	212	4
18	4245	287	51	0.0343	0.0005	0.2397	0.0076	0.0106	0.0002	218	3	218	6	214	4
19	3692	560	54	0.0338	0.0005	0.2341	0.0060	0.0105	0.0002	214	3	214	5	212	4
20	2194	445	36	0.0339	0.0005	0.2351	0.0065	0.0105	0.0002	215	3	214	5	212	4
21	1416	584	33	0.0337	0.0005	0.2336	0.0068	0.0104	0.0002	214	3	213	6	210	4
22	4776	472	62	0.0333	0.0005	0.2389	0.0070	0.0105	0.0002	211	3	218	6	211	4
23	3421	541	52	0.0342	0.0005	0.2375	0.0072	0.0108	0.0002	217	3	216	6	217	4
24	3222	469	47	0.0338	0.0005	0.2354	0.0074	0.0105	0.0002	214	3	215	6	211	4
25	3357	376	45	0.0345	0.0005	0.2485	0.0081	0.0105	0.0002	219	3	225	7	211	4
26	109	129	5	0.0339	0.0006	0.2352	0.0105	0.0115	0.0003	215	4	214	9	231	7
27	3262	320	41	0.0321	0.0006	0.2356	0.0101	0.0105	0.0002	204	3	215	8	210	4
28	2188	421	35	0.0339	0.0005	0.2362	0.0076	0.0105	0.0002	215	3	215	6	210	4
29	3672	353	48	0.0334	0.0005	0.2358	0.0087	0.0107	0.0002	212	3	215	7	215	4
30	3854	484	54	0.0340	0.0005	0.2376	0.0072	0.0106	0.0002	216	3	216	6	214	4

5.2　矿物学研究

本文对包头东正长岩主要组成矿物(单斜辉石、黑云母、正长石和霞石)进行了电子探针主量元素分析, 分析结果详见网络版附录1~4(http://earth.scichina.com).

5.2.1　单斜辉石

包头东正长岩中的辉石均为单斜辉石(附录1). 部分辉石颗粒发育明显的深绿色细边(图2d); 在电子背散射图像上, 表现为围绕灰色的辉石主体(核部)长有一圈灰白色细边(图5). 如图6和7所示, 其核部和边部成分明显不同, 核部属于Ca-Mg-Fe辉石系列, 为透辉石, 高CaO含量(19.6~23.45%), 低Na_2O含量

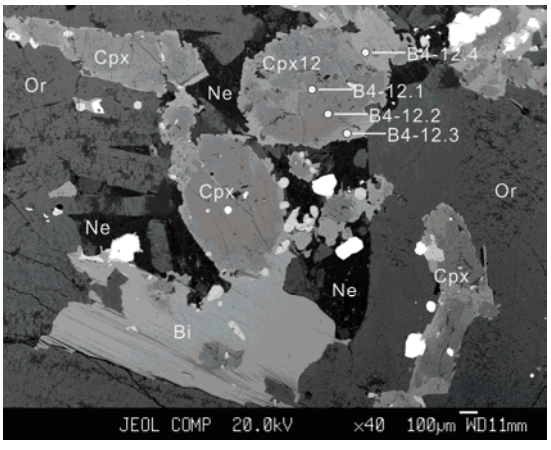

图 5　包头东正长岩中霞石辉石正长岩电子背散射图像

Or-正长石; Cpx-单斜辉石; Bi-黑云母; Ne-霞石

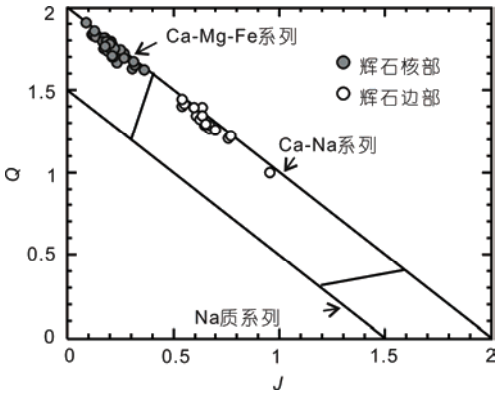

图 6　包头东正长岩单斜辉石系列划分图解

Q=Ca+Mg+Fe^{2+}, J=2×Na. 据 Morimoto(1988)

(0.61~2.5%), TFeO和MgO的含量分别为4.5~11.62%和10.83~16.18%, $Mg^{\#}$为63~87, SiO_2含量为51.2~54.22%; 边部属于Ca-Na辉石系列, 为霓石-普通辉石, 与核部成分相比, 边部表现为具有相对低的CaO含量(13.37~18.38%), 高Na_2O含量(3.71~6.64%), 高TFeO含量(14.82~19.07%)和低MgO含量(6.47~9.1%), $Mg^{\#}$为38~52, SiO_2含量也相对较低(50.57~52.84%). TiO_2含量(分别为0.31~0.9%和0.5~0.81%)和Al_2O_3含量(分别为0.9~2.79%和1.03~1.41%)没有明显差别.

5.2.2　黑云母

包头东正长岩的黑云母电子探针分析结果详见附录2, 分类图解见图8. 包头东正长岩黑云母的Fe/(Fe+Mg)为0.39~0.54, 单个分子中Al的个数∑Al为0.97~1.1, 均落在黑云母成分区内(图8). 但与河北矾山钾质超镁铁岩-正长岩中黑云母成分(Niu等, 2012)相比, 包头东正长岩中的黑云母具有明显较低的Al_2O_3含量(前者为13.2~15.43%, 平均14.39%; 后者为10.71~12.25%, 平均11.28%), 较高的SiO_2含量(其中前者为34.26~36.96%, 平均为35.54%; 后者为36.85~38.86%, 平均为37.94%). 但其TFeO和MgO的含量没有明显区别, 前者TFeO含量为13.86~23.7%, 平均为19.36%, MgO的含量为10.15~16.22%, 平均为13.12%, $Mg^{\#}$为44~68, 平均为55; 后者TFeO含量为16.79~22.53%, 平均为19.88%, MgO的含量为10.58~14.65%, 平均为12.56%, $Mg^{\#}$为46~ 61, 平均为53.

5.2.3　长石

包头东正长岩的长石成分组成详见附录3, 分类图解见图9a. 其SiO_2和Al_2O_3的含量分别为62.42~66.99%和17.61~19.28%, CaO、Na_2O和K_2O的含量分别为0~0.08%、0.49~3.57%和11.37~15.97%. 计算得长石三个端元所占百分比分别为: 钙长石An=0, 钠长石Ab=4~31, 钾长石Or=69~95; 在分类图解上, 连续分布在透长石区间内, 反映岩浆体系具有较高的温度(可能高于1000℃) (Benisek等, 2004). 正长石是包头东正长岩的主要浅色矿物(50~95%), 与黑云母

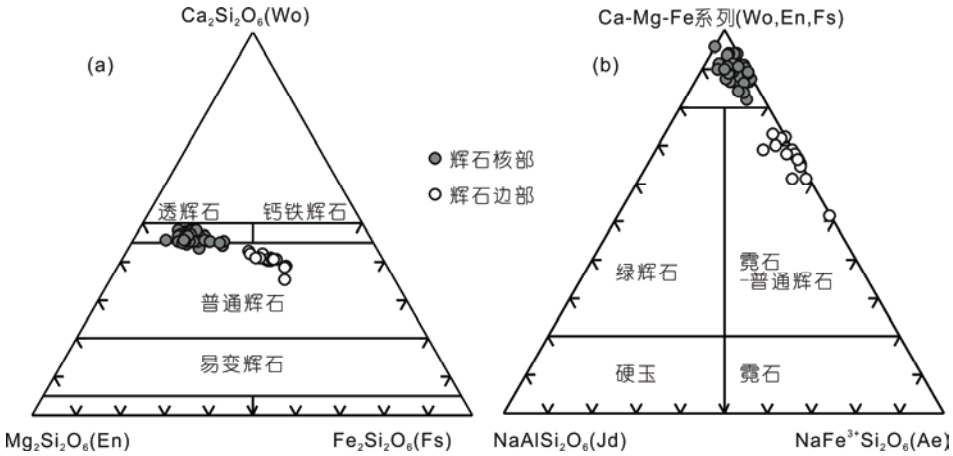

图 7　包头东正长岩单斜辉石成分分类图解

(a) 单斜辉石 Ca-Fe-Mg 系列的 Wo(硅灰石)-En(斜顽辉石)-Fs(斜铁辉石)分类图解; (b) 单斜辉石 Ca-Mg-Fe 系列-Jd(硬玉)-Ae(霓石)分类图解. 据 Morimoto(1988)

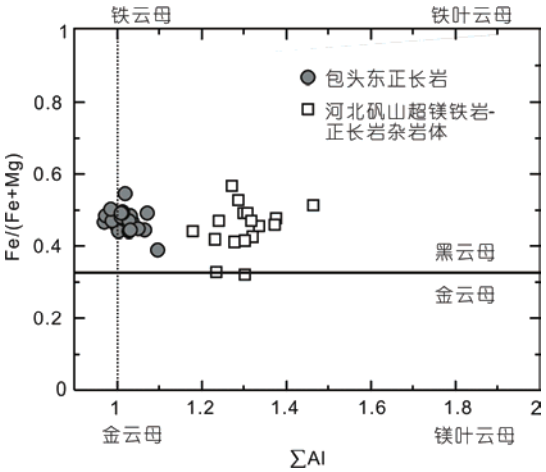

图 8　包头东正长岩黑云母成分分类图解

据 Deer 等(1992)

一起, 是岩体的主要赋钾矿物. 与矾山钾质超镁铁岩-正长岩中长石成分($Or_{94\text{-}100}Ab_{0\text{-}6}An_0$; 图9b) (Niu等, 2012)相比, 钠长石端元含量略有增加, 钾长石端元含量略减少.

5.2.4　霞石

包头东正长岩还发育似长石矿物霞石, 这在之前没有被报道过. 霞石成分详见附录4. 其SiO_2和Al_2O_3的含量分别为45.08~46.97%和29.32~32.92%, CaO、Na_2O和K_2O的含量分别为0.04~1.19%, 12.24~16.36%和4.52~5.55%. 基于8个氧原子对离子个数进行计算, 获得单个分子式中Si+Al=3.92~4.06, Na+K=1.45~1.87, 与霞石分子式$(K,Na)_2(Al,Si)_4O_8$一致. 如图5电子背散射图像所示, 霞石均呈他形填隙状发育, 指示霞石是在岩浆演化晚期, 体系相对富Na_2O, 贫SiO_2的条件下晶出的.

5.3　全岩主量和微量元素组成

包头东正长岩的主微量元素组成及CIPW标准矿物计算结果详见表2, 包括了本文的7件样品及阎国翰等(2001)文章里的5件样品. 包头东正长岩的SiO_2含量为51.39~64.9%, Al_2O_3含量为13.21~17.84%; 全碱(Na_2O+K_2O)含量较高, 在8.21~13.48%之间变动; 高里特曼指数(δ=4.06~11.83); 在(Na_2O+K_2O)-SiO_2图解中(图10a), 均落入碱性岩区域. Na_2O和K_2O含量分别为0.93~3.97%和5.5~12.39%, Na_2O/K_2O=0.08~0.55, K_2O/Na_2O=1.81~12.41; 在K_2O-SiO_2图解中, 均落入钾玄岩系列(图10b). 霞石辉石正长岩的$Mg^{\#}$相对较高, 为42~55, Fe_2O_{3Total}和MgO的含量分别为7.51~9.29%和3.07~5.51%; 碱性长石正长岩的$Mg^{\#}$较低, 为4~25, Fe_2O_{3Total}和MgO含量分别为4.13~5.29%和0.1~0.86%.

包头东正长岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式和原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图见图11. 其稀土元素含量较高, ∑REE为166.4~435.2ppm; 富集LREE, 亏损HREE, $(La/Yb)_N$=23.2~43.79, 稀土元素配分模式为右倾型(图11a); Eu负异常不明显, δEu=0.85~0.98. 在微量元素蜘蛛网图中(图11b), 样品以亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素和富集Sr、Ba、K和Pb等大离子亲石元素为特征.

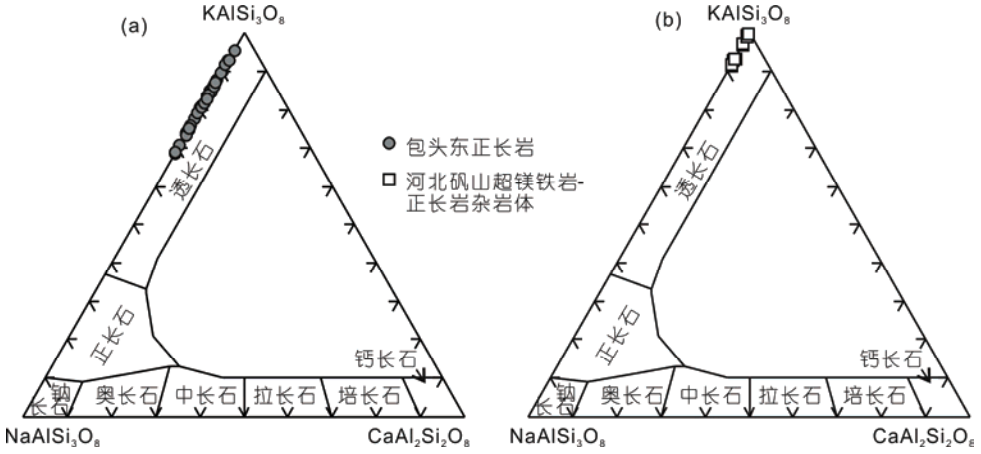

图 9　包头东正长岩长石分类图解

表 2　包头东正长岩的主量和微量元素组成 [a)]

岩类	霞石辉石正长岩					碱性长石正长岩						
样号	B-1	B-2	B-3	B-4	9406*	B-5	B-6	B-7	9401*	9402*	9403*	9405*
主量元素(%)												
SiO_2	51.39	54.55	54.64	54.51	55.80	60.55	61.03	62.70	64.90	62.80	63.65	62.62
TiO_2	0.99	0.89	0.88	0.88	1.15	1.21	1.49	1.23	0.53	0.79	0.57	0.84
Al_2O_3	13.21	14.65	14.68	14.74	14.09	15.74	16.21	15.71	16.14	17.53	17.84	17.36
Fe_2O_{3Total}	8.86	7.68	7.58	7.51	9.29	5.29	4.61	4.59	4.26	4.13	4.47	5.12
MnO	0.15	0.13	0.13	0.13	0.20	0.05	0.05	0.04	0.09	0.09	0.09	0.12
MgO	5.51	3.07	3.07	3.21	3.43	0.42	0.10	0.17	0.16	0.46	0.64	0.86
CaO	7.58	5.29	5.35	5.53	5.12	1.76	1.00	0.96	2.09	2.14	1.33	1.46
Na_2O	3.27	3.97	3.97	3.88	2.71	2.90	1.09	0.93	2.87	2.96	2.77	3.24
K_2O	6.23	7.72	7.61	7.04	5.50	9.39	12.39	11.54	6.56	6.43	6.69	6.47
P_2O_5	1.14	0.75	0.76	0.83	0.55	0.13	0.06	0.03	0.20	0.18	0.23	0.22
LOI	1.00	0.62	0.64	1.06	1.41	1.77	1.43	1.46	1.35	1.75	0.83	1.02
总量	99.33	99.32	99.31	99.32	99.25	99.21	99.46	99.36	99.15	99.26	99.11	99.33
$Mg^{\#}$	55	44	45	46	42	14	4	7	7	18	22	25
δ	10.76	11.83	11.52	10.36	5.27	8.61	10.08	7.89	4.06	4.45	4.33	4.81
Alk	9.50	11.69	11.58	10.92	8.21	12.29	13.48	12.47	9.43	9.39	9.46	9.71
Na_2O/K_2O	0.52	0.51	0.52	0.55	0.49	0.31	0.09	0.08	0.44	0.46	0.41	0.50
K_2O/Na_2O	1.91	1.94	1.92	1.81	2.03	3.24	11.37	12.41	2.29	2.17	2.42	2.00
CIPW标准矿物												
Q	0	3.11	3.75	0	7.06	5.72	5.92	11.12	19.33	16.58	19.05	15.43
or	37.48	46.26	45.62	42.38	33.25	57	74.76	69.72	39.68	39	40.26	38.93
ab	14.96	0	0	22.47	23.41	25.15	9.4	8.03	24.8	25.66	23.82	27.85
an	2.97	0	0	1.99	10.21	2.18	2.7	4.62	9.41	9.81	5.34	6.06
lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ne	7.12	0	0	5.91	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0.95	2.23	4.17	2.87
ac	0	22.47	22.18	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ns	0	1.98	2.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di-wo	11.89	9.24	9.24	8.76	5.2	1.25	0.3	0.03	0	0	0	0
Di-en	10.25	7.78	7.78	7.55	4.49	1.08	0.26	0.03	0	0	0	0
Di-fs	0	0.24	0.24	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy-en	0	0	0	0	4.28	0	0	0.41	0.41	1.18	1.63	2.19
Hy-fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol-fo	2.63	0	0	0.43	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol-fa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	0.5	0	0	0.43	0.67	0.17	0.17	0.13	0.3	0.3	0.3	0.4
he	8.67	0	0	7.34	9.03	5.31	4.59	4.6	4.14	4.03	4.34	4.94
il	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ap	2.53	1.66	1.68	1.84	1.23	0.29	0.13	0.07	0.45	0.4	0.51	0.49
总量	99	92.74	92.55	99.11	98.83	98.15	98.22	98.74	99.46	99.19	99.42	99.15
微量元素(ppm)												
Sc	23.8	17.5	17.7	17.2	20.3	4.36	6.57	6.62	0	0	1.56	0.62
Ti	7299	6207	6189	6201		7896	10285	8622				
V	255	235	234	221	237	196	196	155	95.2	102	99.8	128
Cr	227	43.9	43.2	50.5	62.6	6.79	203	3.53	25.3	52.3	32.2	30.9
Co	28.1	18.7	18.8	19.4	25.8	4.06	6.22	4.66	14.9	12.2	20.3	17.1
Ni	56.8	16.6	16.2	19.2	36.1	2.63	81.7	0.32	9.31	13.4	16.3	21.5
Ga	23.8	24.0	23.9	23.8	25.0	22.7	19.5	19.4	12.3	15.8	13.4	18.9
Rb	233	260	256	231	181	194	225	211	240	236	234	238
Sr	3517	2942	2946	3202	3372	2586	2904	2426	3030	3186	3235	2249

续(表2)

岩类	霞石辉石正长岩					碱性长石正长岩						
样号	B-1	B-2	B-3	B-4	9406*	B-5	B-6	B-7	9401*	9402*	9403*	9405*
微量元素(ppm)												
Y	31.7	25.9	26.3	27.9	25.9	29.0	25.5	23.8	11.8	17.2	12.1	22.3
Zr	464	525	534	687	272	408	127	175	221	378	250	242
Nb	16.1	13.4	13.9	18.4	35.2	20.7	17.0	14.5	17.3	24.8	19.1	24.7
Cs	6.21	5.74	5.74	7.05		1.07	1.08	1.10				
Ba	4075	4263	4157	3911	5867	3086	5298	5829	4641	3549	4492	4111
La	75.1	66.7	68.8	71.3	96.3	57.8	53.3	47.5	39.0	51.1	40.2	68.9
Ce	166	146	151	155	179	148	132	115	71.4	96.9	77.9	137
Pr	18.5	16.3	16.6	17.1	22.0	19.0	21.4	19.8	8.45	12.3	9.01	16.5
Nd	72.3	63.2	64.8	66.4	93.3	76.9	91.9	86.8	29.5	48.7	32.9	60.0
Sm	13.9	11.3	12.0	12.2	17.1	15.0	18.8	17.9	6.66	11.1	6.81	12.1
Eu	3.64	3.13	3.22	3.19	4.49	4.23	5.14	4.70	1.68	2.83	1.87	3.36
Gd	11.6	9.34	9.91	9.65	11.0	12.0	14.6	13.4	4.01	6.90	4.41	8.40
Tb	1.48	1.20	1.25	1.30	1.29	1.59	1.87	1.70	0.55	0.92	0.57	1.06
Dy	6.50	5.56	5.58	5.68	5.66	6.98	7.53	6.92	2.53	3.95	2.59	4.60
Ho	1.07	0.89	0.89	0.92	0.90	1.08	1.03	0.97	0.49	0.70	0.48	0.81
Er	2.98	2.44	2.56	2.66	2.03	2.75	2.37	2.28	1.11	1.52	1.14	1.72
Tm	0.34	0.26	0.28	0.29	0.27	0.28	0.21	0.22	0.15	0.20	0.15	0.24
Yb	2.12	1.74	1.84	1.96	1.48	1.68	1.17	1.22	0.77	1.13	0.83	1.33
Lu	0.31	0.27	0.27	0.29	0.20	0.22	0.15	0.15	0.13	0.16	0.14	0.21
Hf	10.3	10.7	11.2	13.4	9.34	9.42	4.91	5.96	4.35	4.53	4.72	5.12
Ta	0.64	0.60	0.66	0.77	4.18	1.23	1.52	1.25	1.99	2.08	2.47	2.34
Pb	24.7	35.6	34.4	49.3	25.0	14.8	6.41	6.29	26.2	26.6	26.0	25.7
Th	9.58	11.2	11.5	16.0	27.7	7.04	2.51	2.29	10.2	13.1	11.6	15.3
U	2.91	3.25	3.31	5.18		1.93	0.41	0.57				
∑REE	375.84	328.34	339	347.94	435.02	347.51	351.47	318.56	166.43	238.41	179	316.23
$(La/Yb)_N$	23.88	25.84	25.21	24.53	43.79	23.20	30.71	26.25	34.17	30.49	32.64	34.92
δEu	0.85	0.91	0.88	0.87	0.94	0.93	0.92	0.89	0.92	0.92	0.98	0.96

a) $Mg^{\#}=100\times Mg/(Mg+\sum Fe)$; 里特曼组合指数 $\delta=[w(K_2O+Na_2O)^2]/[w(SiO_2)-43]$; 全碱 Alk=$w(Na_2O+K_2O)$. 带*样品引自阎国翰等(2001)

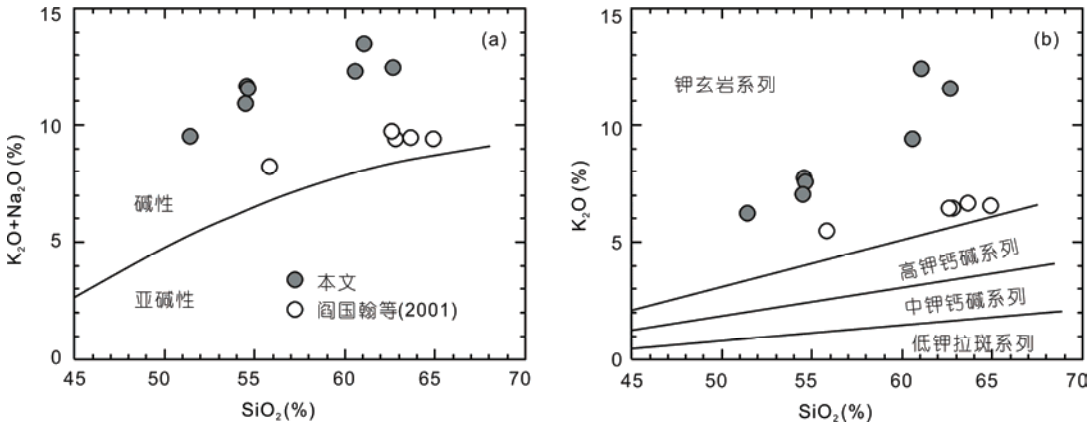

图 10　包头东正长岩的(K_2O+Na_2O)-SiO_2(a)和 K_2O-SiO_2(b)图解

据 Le Maitre 等(1989)

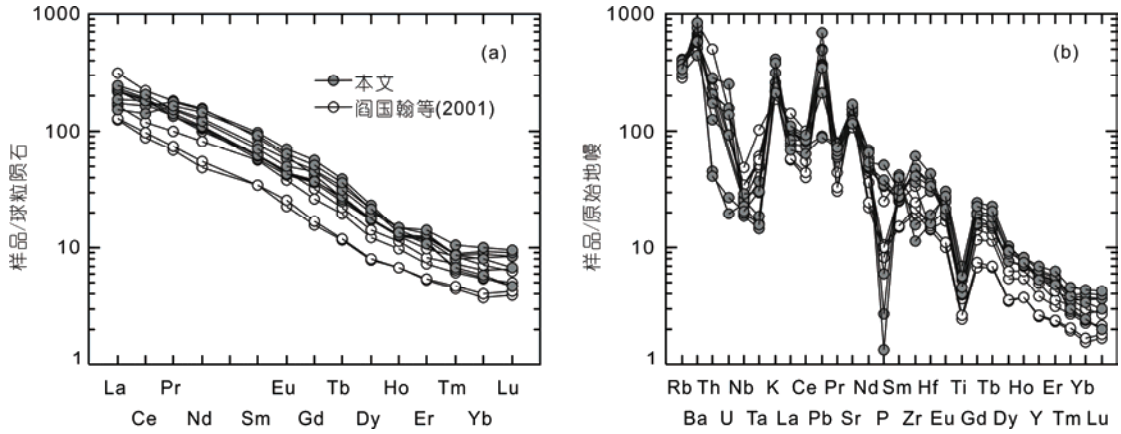

图 11　包头东正长岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式(a)和原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图(b)

球粒陨石稀土元素数据采用 Boynton(1984), 原始地幔微量元素数据采用 Sun 等(1989)

表 3　包头东正长岩的 Sr-Nd 同位素组成 [a)]

样号	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$f_{Sm/Nd}$	T_{DM} (Ga)
B-1	233	3517	0.1871	0.706736	4	0.7062	13.9	72.3	0.1220	0.512074	2	–11.0	–9.0	–0.38	1.8
B-2							11.3	63.2	0.1134	0.512058	3	–11.3	–9.0	–0.42	1.7
B-3							12.0	64.8	0.1175	0.512060	1	–11.3	–9.1	–0.40	1.7
B-4	231	3202	0.2038	0.706716	3	0.7061	12.2	66.4	0.1166	0.512056	2	–11.3	–9.2	–0.41	1.7
B-5	194	2586	0.2119	0.707331	3	0.7067	15.0	76.9	0.1238	0.511964	1	–13.1	–11.2	–0.37	2.0
B-6	225	2904	0.2188	0.707115	3	0.7065	18.8	91.9	0.1298	0.512036	2	–11.7	–9.9	–0.34	2.0
B-7							17.9	86.8	0.1308	0.512038	3	–11.7	–9.9	–0.33	2.0

a) 根据锆石 U-Pb 年龄, 采用 214Ma 对初始同位素组成进行计算

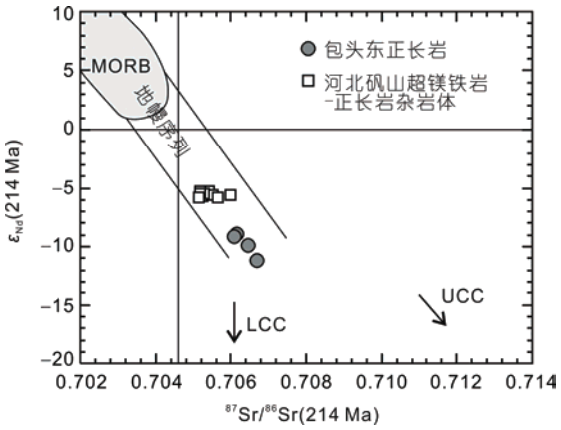

图 12　包头东正长岩的 Sr-Nd 同位素组成

5.4　Sr 和 Nd 同位素组成

包头东正长岩的Sr和Nd同位素组成见表3. 根据获得的锆石U-Pb年龄, 采用214Ma对初始同位素组成进行计算, 获得岩体的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为0.7061~0.7067, $\varepsilon_{Nd}(t)$=–9.0~–11.2. 在$\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$相关图解中(图12), 与河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体一同落在地幔序列的富集端元; 但较矾山杂岩体相比, 包头东正长岩相对更为富集一些.

6　讨论

6.1　母岩浆性质

包头东正长岩的主量元素组成指示其属于钾质碱性岩: 高全碱含量(Na_2O+K_2O=8.21~13.48%), 高里特曼指数(δ=4~12), K_2O/Na_2O比值大于1(1.81~12.41)(表2); 在实际矿物组成和计算的标准矿物中, 出现似长石矿物霞石. 因此, 包头东正长岩应属于二氧化硅不饱和的钾质-超钾质碱性岩.

岩体的矿物组成及成分演化, 是母岩浆成分组成, 物理化学条件及岩浆演化过程的直接记录. 包头东正长岩的主要组成矿物为透辉石(核部)-霓石-普通辉石(边部), 黑云母, 正长石和霞石, 副矿物为磁铁

矿. 该矿物组合反映母岩浆具有较高的CaO、Fe_2O_3、K_2O和Na_2O含量, 较低的SiO_2含量, 富水, 高温, 高氧逸度.

首先, 包头东正长岩的主要组成矿物单斜辉石以发育核边结构为特征(图2d和5), 核部为Ca-Mg-Fe系列的透辉石, 以高Ca(0.78~0.93 a.p.f.u.) (a.p.f.u.指每个分子中元素的个数, 下同), 低Na(0.04~0.18 a.p.f.u.), 高Mg(0.61~0.89 a.p.f.u.), 高Fe^{2+}(0.03~0.21 a.p.f.u.), 低Fe^{3+}(0~0.19 a.p.f.u.)为特征, $Mg^{\#}$为63~87; 边部为Ca-Na系列的霓石-普通辉石, 以低Ca(0.53~0.73 a.p.f.u.), 高Na(0.27~0.48 a.p.f.u.), 低Mg(0.36~0.51 a.p.f.u.), 低Fe^{2+}(0~0.04 a.p.f.u.), 高Fe^{3+}(0.19~0.49 a.p.f.u.)为特征, $Mg^{\#}$为38~52(图6和7). 从核部到边部, 对应八面体位置Fe^{3+}和六面体位置Na同时替代八面体位置Mg(或Fe^{2+})和六面体位置Ca, 即Ca+Mg/Fe^{2+}→Na+Fe^{3+}. Ca与Na, (Mg+Fe^{2+})与Fe^{3+}的负相关性(图13)证实了此替代反应的发生.

辉石的初始成分是由岩浆的化学成分决定的, 体系越富碱贫硅, 晶出的辉石越富钙; 而辉石的成分变异则主要取决于体系的水分压和氧逸度(Gibb, 1972). Aoki(1964)通过对日本碱性岩中单斜辉石成分的研究, 总结出三类辉石成分的变异趋势: (1) 透辉石→铁易变辉石, 对应Fe^{2+} 对Ca^{2+} 的替代, 反映岩浆体系具有较低的氧分压; (2) 透辉石→钙铁辉石, 对应Fe^{2+} 对Mg^{2+} 的替代, 反映体系具有中等大小的氧分压; (3) 透辉石→霓石, 对应(Na+Fe^{3+})对(Ca+Mg/ Fe^{2+})的替代, 反映体系具有较高的氧分压. 例如, 苏格兰Shiant Isles岩体为弱碱性基性岩, 其最初晶出的辉石为钙质普通辉石; 岩浆体系水含量低、氧逸度低, 辉石由钙质普通辉石向钙铁辉石端元演化(Gibb, 1972); 美国蒙大拿州Shonkin Sag岩体为强碱性岩, 最初晶出的辉石为透辉石, 体系氧逸度较高, 辉石成分向霓石端元演化(Nash和Wilkinson, 1970). 包头东正长岩的辉石初始为透辉石(核部), 这与岩浆体系为硅不饱和碱性岩(富碱贫硅)是一致的; 从核部到边部, 由透辉石向霓石方向演化, 反映体系相对较高的氧逸度. 样品中广泛发育的磁铁矿也支持岩浆体系的氧逸度较高.

Verhoogen(1962)通过对岩浆岩中Ti在硅酸盐和氧化物之间分配系数的研究, 发现辉石结晶温度越高, 其Ti含量就越高; 包头东正长岩中辉石的TiO_2含量为0.31~0.9%, 明显低于矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中辉石的TiO_2含量(高达2.52%)(牛晓露等, 2009), 这可能反映了包头东正长岩岩浆体系温度低于矾山杂岩体的体系温度. 此外, 辉石的Al_2O_3含量与岩浆的硅饱和度相关, 硅过饱和拉斑玄武质岩浆晶出的单斜辉石相对高Si低Al, 而硅不饱和碱性玄武质岩浆晶出的单斜辉石则相对低Si高Al(Kushiro, 1960). 与矾山杂岩体辉石的SiO_2和Al_2O_3含量(分别为45.0~52.2%和1.4~6.9%)(牛晓露等, 2009)相比, 包头东正长岩的辉石具有相对高的SiO_2含量(50.57~54.22%)和相对低的Al_2O_3含量(0.9~2.79%), 这与岩体的碱性程度是一致的: 矾山杂岩体具有更高的碱度, 里特曼指数δ=11.9~127.52(Niu等, 2012), 包头东正长岩碱性程度相对较低, 里特曼指数δ=4.06~11.83(表2).

其次, 黑云母的普遍发育, 暗示岩浆体系富水. 包头东正长岩的矿物组合中见不到斜长石, 这也可能与体系富水有关. 对玄武质岩浆实验岩石学研究表明, 在含水的湿体系下, 橄榄石, 单斜辉石和角闪

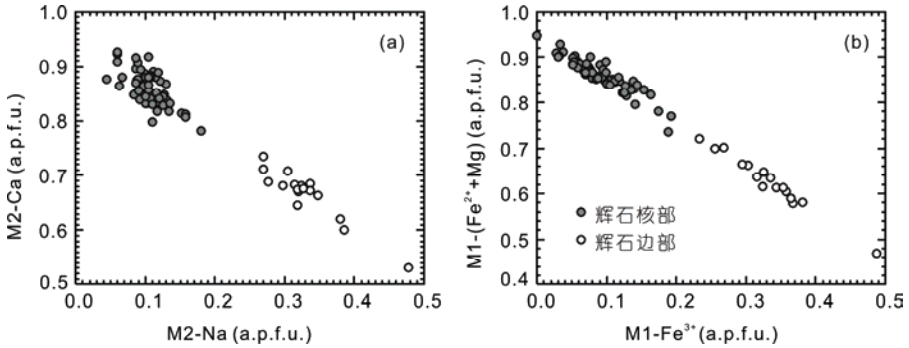

图 13　包头东正长岩单斜辉石六面体位置 Ca 对 Na(a)和八面体位置(Fe^{2+}+Mg)对 Fe^{3+}(b)相关图解

石的首晶区将会扩大, 而斜长石的结晶稳定域则会缩小, 即在斜长石达到饱和晶出前, 先晶出的矿物主要是橄榄石和单斜辉石, 斜长石的晶出甚至可以被延迟至角闪石之后(Gaetani等, 1993; Sisson和Grove, 1993a, 1993b; Pichavant和Macdonald, 2007; Müntener等, 2001). 包头东正长岩的岩浆体系富水, 使得黑云母和单斜辉石先结晶, 从而抑制了斜长石的生长. 实际上, 斜长石不发育, 是华北克拉通北缘钾质碱性岩的普遍特征(牟保磊和阎国翰, 1992; 阎国翰等, 2000; Niu等, 2012; 陈斌等, 2013).

综上所述, 包头东正长岩的母岩浆应属于硅不饱和钾质-超钾质碱性岩浆系列, 具有较高的CaO、Fe_2O_3、K_2O、Na_2O含量, 较低的SiO_2含量, 富水, 高温, 高氧逸度.

6.2 结晶-分异-堆晶作用与岩石成因

包头东正长岩的主要岩石类型为霞石辉石正长岩和碱性长石正长岩, 与地幔原始熔体相比, 具有较低的$Mg^{\#}$(7~55)和较低的相容元素含量(Ni=2.63~81.7 ppm; Co=4.06~28.1ppm; Cr=3.53~227ppm; Sc=0~23.8 ppm); 这要求其母岩浆自地幔源区分离出来之后经历了一定程度的分离结晶作用. 此外, 包头东正长岩的不同类型岩石在矿物组成和地球化学成分上均具有较大的变化范围, 也可以通过分离结晶作用和/或堆晶作用来解释.

霞石辉石正长岩发育典型的堆晶结构, 如图2(f)所示, 主要组成矿物单斜辉石和正长石均为自形, 中粗粒, 且见明显的定向排列, 指示该类岩石为堆晶成因. 碱性长石正长岩组成矿物单一, 主要由正长石(>95%)组成(图2c, e), 且正长石呈粗粒-伟晶状, 自形-半自形, 无明显定向排列, 指示该类岩石可能形成于分离出单斜辉石之后残余熔体的缓慢结晶-堆晶作用.

包头东正长岩的矿物组成和结构特征指示, 单斜辉石可能是主要的分离结晶相. 首先, 单斜辉石是岩体中最主要的镁铁矿物; 其次, 在主量元素哈克图解上, CaO/Al_2O_3比值随$Mg^{\#}$的降低而降低, 呈现良好的线性变化(图略). 包头东岩体虽未发现堆晶的单斜辉石岩, 但侵位于同一碱性岩带的河北矾山和河北姚家庄超镁铁岩-正长岩杂岩体均发育典型的堆晶单斜辉石岩(Niu等, 2012; 陈斌等, 2013). 这两个岩体与包头东正长岩在岩石组成, 岩浆体系特征和化学组成上极具相似性, 均为硅不饱和超钾质碱性岩, 高CaO, Fe_2O_3, K_2O含量, 高温, 高氧逸度, 除了发育辉石正长岩和碱性长石正长岩以外, 还发育堆晶单斜辉石岩. 因此, 包头东岩体经历了大规模的单斜辉石分离结晶是可能的. 此外, 霞石辉石正长岩中, 部分正长石为中粗粒, 自形, 定向排列, 指示随着岩浆的演化, 也发生了正长石的结晶-分离和堆晶作用.

霞石是包头东正长岩的特征矿物, 呈填隙状发育于自形辉石和正长石之间, 是岩浆演化晚期的产物. 霞石为似长石矿物, 较长石族矿物贫硅富钠. 包头东正长岩晚期矿物霞石的发育, 指示随着分离结晶作用的进行, 残余熔体向贫硅富钠方向演化. 包头东正长岩为堆晶成因, 无法获得其原始岩浆的SiO_2和Na_2O组成, 但该岩体与河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体在地幔源区性质, 地球化学组成, 岩石成因等方面均具可比性. 矾山杂岩体母岩浆的SiO_2含量约为40~47%, Na_2O约为1~3%(Niu等, 2012); 结合包头东正长岩的全岩主量元素组成(表2), 推测其原始熔体的SiO_2含量应低于40~47%, Na_2O含量约为2~3%. 如上所述, 单斜辉石和正长石可能是主要的结晶分离相. 较早结晶出的单斜辉石核部(透辉石)的SiO_2含量为51.2~54.22%, Na_2O含量为0.61~2.5%(附录1); 正长石的SiO_2含量为62.42~66.99%, Na_2O含量为0.49~3.57%(附录3); 因此, 单斜辉石和正长石的分离结晶, 将会导致残余熔体向贫硅富钠方向演化, 进而导致霞石的晶出.

此外, 包头东正长岩中的辉石发育明显的成分环带, 核部为透辉石, 相对富Ca-Mg; 边部为霓石-普透辉石, 相对富Na-Fe(图5~7). 包头东正长岩中辉石环带的发育, 一方面反映了岩浆体系具有较高的氧逸度(如6.1节所述), 另一方面也记录了随着结晶分离作用的进行, 岩浆体系化学成分向富Na和Fe, 贫Si方向演化.

综上所述, 包头东正长岩应形成于母岩浆的结晶-分异-堆晶作用. 实际上, 结晶-分异-堆晶作用是华北克拉通北缘三叠纪钾质碱性岩较为常见的成岩过程, 其中以河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体最为典型. 矾山杂岩体因发育大型磷-铁矿著名, 其中的堆晶超镁铁岩(单斜辉石岩/黑云母岩, 包括磷铁矿)和碱性长石正长岩即形成于母岩浆强烈的结晶-分异

和堆晶作用(Niu等, 2012). 此外, 河北姚家庄杂岩体中的单斜辉石岩/辉石正长岩和碱性长石正长岩也形成于超钾质母岩浆的强烈结晶-分异和堆晶作用(陈斌等, 2013). 由此可见, 结晶-分异-堆晶作用可能是基性超钾质岩浆普遍的演化规律, 是辉石正长岩/碱性长石正长岩较普遍的成因模式.

6.3 地幔源区性质

如上所述, 霞石辉石正长岩和碱性长石正长岩是包头东岩体的主要岩石类型, 且属于硅不饱和钾质-超钾质碱性岩, 指示岩体起源于地幔. 此外, 岩体富集轻稀土元素, 强烈富集大离子亲石元素, 如Rb=181~260ppm, Sr=2249~3517ppm, Ba=3086~5867 ppm, 均远高于其在地壳中的平均含量(分别为49、320和456ppm) (Rudnick和Gao, 2003), 表明这些地球化学特征主要继承和反映了地幔的性质, 指示源区地幔是富集轻稀土和强不相容元素的富集地幔. 这也得到了Sr-Nd同位素的支持, 包头东正长岩具有富集的Sr-Nd同位素组成(图12): 较高的Sr同位素比值(初始$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.7061~0.7067)和负的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(–9.0~–11.2); Nd模式年龄T_{DM}介于1.7和2.0 Ga之间, 指示岩体起源于古老的富集岩石圈地幔.

此外, 包头东正长岩富钾且含水, 这要求源区地幔富含水钾质矿物金云母或钾质角闪石. 假设源区的元素K只赋存在金云母(或钾质角闪石)中, 则熔体中K的含量仅取决于金云母(或钾质角闪石)进入到熔体中的比例, 且熔融作用结束时源区若仍有金云母(或钾质角闪石)残余, 则熔体中K的含量是不变的; 如果源区富钾矿物是金云母, 金云母的K_2O含量是9.8%, 与其平衡的熔体中K的含量将会超过40000 ppm(约是原始地幔的160倍); 而含角闪石二辉橄榄岩发生低程度部分熔融, 角闪石K_2O为1.7%, 与其平衡的熔体中K的含量将是7000ppm(约是原始地幔的30倍)(Spath等, 1996). 包头东正长岩的K含量是原始地幔的180~400倍(图11(b)), 这要求金云母应是地幔源区主要富钾矿物相. 金云母的高K/Na比倾向于使得熔体也具有较高的K/Na比(Foley等, 1987). 另外, 位于石榴石稳定区的地幔部分熔融产生的熔体具有高Dy/Yb比值(>2.5), 而处于尖晶石稳定区的地幔部分熔融产生的熔体具有低Dy/Yb比值(<1.5)(Duggen等, 2005); 包头东正长岩具有高的Dy/Yb比值(2.9~6.44, 平均为3.8), 要求其源区应位于石榴石的稳定区(大于80 km). 所以, 包头东正长岩应起源于位于石榴石稳定区且富含金云母的古老, 富集岩石圈地幔.

6.4 地幔交代作用

包头东正长岩具有较高的初始Sr同位素比值(0.7061~0.7067)和较负的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(–9.0~–11.2); 其Sr和Nd的含量(分别为2586~3517和63.2~91.9 ppm)均远高于地壳中Sr和Nd的平均含量(分别为320和20 ppm; Rudnick和Gao, 2003), 这使得可能的地壳混染并不能明显改变其Sr-Nd同位素组成. 也就是说, 包头东正长岩的Sr-Nd同位素成分可以代表其地幔源区的Sr-Nd同位素组成. 除具有富集的Sr-Nd同位素组成以外, 源区地幔还应高度富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 高Ba/Nb比值(142.9~402), 高La/Nb比值(2.1~5.0); 富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素; 含水; 高氧逸度; 含金云母; 这些特征指示源区地幔可能受到了来自古亚洲洋俯冲板片(及上覆沉积物)流体/熔体的交代改造作用. 此认识还得到了以下两点的支持.

(1) 整个古生代期间, 蒙古洋板片持续向华北克拉通下俯冲(Xiao等, 2003; Windley等, 2007; Zhang等2007a, 2007b, 2009); 于晚二叠世时, 西伯利亚块体和华北克拉通最终碰撞缝合(Chen等, 2000, 2009; Zhang等, 2009). 包头东正长岩的锆石U-Pb年龄为(214.7±1.1)Ma, 指示岩体侵位于晚三叠世, 此时的华北克拉通北缘应处于与西伯利亚块体碰撞缝合后的应力松弛伸展阶段. 除了包头东正长岩以外, 华北克拉通北缘还发育河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体, 姚家庄超镁铁岩-正长岩杂岩体, 赛马-柏林川正长岩等其他一系列三叠纪钾质碱性岩体, 它们呈长达1500余千米的岩带分布在华北克拉通的北缘(图1a); 这些岩体主要由超镁铁岩(辉石岩, 黑云母岩)和正长岩组成, 高全碱含量, 高K_2O/Na_2O比值; 均显著富集LILE, LREE和Pb, 无明显Eu异常, 亏损Nb, Ta和Ti等高场强元素, 具有富集的Sr-Nd同位素组成(牟保磊和阎国翰, 1992; 阎国翰等, 2000; 牟保磊等, 2001; 吴福元等, 2005; 任荣等, 2009; Niu等, 2012; 陈斌等, 2013). 这些碱性岩的时空分布及地球化学特征说明它们的形成与古亚洲洋的俯冲有着必然的成因联系,

其源区地幔可能受到了古亚洲洋俯冲相关物质的交代作用.

(2) 包头东正长岩(及地幔源区)富集的Sr-Nd同位素组成(初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为0.7061~0.7067, $\varepsilon_{Nd}(t)$=–9.0~–11.2)可通过俯冲沉积物对地幔源区的改造作用来解释. 根据已有研究成果, 设定沉积物的Sr=300ppm, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.712, Nd=36ppm, ε_{Nd}=–12 (Plank和Langmuir, 1998), 设定亏损地幔源区的Sr=8 ppm, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7026, Nd=0.55ppm, 以及$\varepsilon_{Nd}(t)$=7.5 (Workman和Hart, 2005), 采用简单混合模型模拟进行混合计算(Langmuir等, 1978), 结果表明, 约2%~8%的沉积物对亏损地幔进行改造即可达到包头东正长岩的Sr-Nd同位素组成. 此外, 包头东正长岩具有较高的Sr含量(2586~3517ppm), 较高的LREE含量, 以及较高的K_2O含量(5.50~12.39%), 这些特征也支持源区发生过俯冲沉积物的再循环作用(Conticelli等, 2007, 2009; Avanzinelli等, 2008, 2009). 实际上, 世界上众多钾质-超钾质岩的源区地幔都被俯冲沉积物改造过, 沉积物再循环在钾质-超钾质岩成因中发挥了重要作用(例如, Conticelli和Peccerillo, 1992; Conticelli等, 2007, 2009; Avanzinelli等, 2008, 2009; Tommasini等, 2011).

蚀变洋壳在一定的*P-T*条件下会发生部分熔融; McInnes等(1994)根据对巴布亚新几内亚东北部Simberi Island岛弧火山岩携带的捕掳体和捕虏晶及其中包裹体的成分研究, 推测了蚀变洋壳部分熔融熔体的成分, 其SiO_2、CaO、Na_2O和K_2O含量分别为46%、14.1%、5.4%和5.3%, 并且含有F、Cl、H_2O、Sr、Ba、CO_3^{2-}和SO_4^{2-}, 具有较高的氧逸度(McInnes和Cameron, 1994). 这种性质的熔体将会与地幔矿物发生反应, 在大于2 GPa(约70~80km)时, 可生成含金云母-单斜辉石的脉体(Frey和Green, 1974; Thibault等, 1992; McInnes和Cameron, 1994). 包头东正长岩即可能起源于这种被交代的, 含有金云母-单斜辉石脉的富集地幔. Foley(1992)用脉体+围岩熔融模式来解释超钾质碱性岩的成因, 即, 岩浆是来自脉体熔融的熔体和来自围岩熔融的熔体的混合物; 而超钾质岩则主要是来自于脉体的熔体. 该模式也可以用来解释华北克拉通北缘的这套晚三叠世钾质碱性岩的成因, 不同岩体之间成分存在差别, 可能与来自脉体的熔体和来自围岩的熔体的混合比例不同相关.

6.5 地质意义

大量研究已经证实了古生代期间古亚洲洋向华北克拉通下的俯冲, 形成了早古生代的岛弧增生系列(490~446Ma)(Xiao等, 2003; Windley等, 2007)及中-晚古生代的安第斯型大陆弧岩浆岩(390~270Ma) (Zhang等 2007a, 2007b, 2009; 马旭等, 2012); 约290 Ma左右, 俯冲作用结束, 古亚洲洋与克拉通沿索伦缝合带发生碰撞缝合(Chen等, 2000, 2009; Zhang等, 2009), 并随后形成了大量碰撞后花岗岩(270~230 Ma)(Chen等, 2000; Shi等, 2004, 2005; Jian等, 2008).

晚三叠世, 华北克拉通北缘发育了本文所涉及的这条碱性岩带. 岩带最东端赛马-柏林川正长岩的锆石U-Pb年龄为(233±1)Ma(吴福元等, 2005); 岩带中段河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体锆石U-Pb年龄为218~224.9Ma(任荣等, 2009; Niu等, 2012); 河北姚家庄超镁铁岩-正长岩杂岩体锆石U-Pb年龄为(209±2.1) Ma(陈斌等, 2013); 内蒙古凉城正长岩锆石U-Pb年龄为227.7Ma(未发表数据). 本文所研究的包头东正长岩位于岩带最西端, 锆石U-Pb年龄为(214.7±1.1)Ma. 已有锆石U-Pb年龄数据均将这些岩浆活动的时代限定在晚三叠世. 总结关于华北克拉通北缘三叠纪碱性岩带的已有研究成果(牟保磊和阎国翰, 1992; 阎国翰等, 2000; 牟保磊等, 2001; 吴福元等, 2005; Niu等, 2012; 陈斌等, 2013; 汤艳杰等, 2014), 基本上可以确定下列事实: (1) 空间分布上, 呈带状沿华北克拉通北缘分布; (2) 侵位时代上, 集中于中-晚三叠世; (3) 岩石性质上, 均为钾质-超钾质碱性岩; (4) 岩石成因上, 均来源较深(大于70~80km), 且源区均为含金云母-单斜辉石的富集地幔, 古亚洲洋的俯冲物质对其源区进行了交代改造, 对岩体的形成具有物质贡献.

因此, 华北克拉通北缘这套钾质-超钾质碱性岩的发育, 标志着晚三叠世时, 克拉通北缘已经进入了被破坏大陆边缘的强烈伸展演化阶段. 大量的研究实例也已证实, 钾质-超钾质碱性岩确实是被破坏大陆边缘重要的, 不可或缺的岩石类型(Feldstein和Lange, 1999; Conticelli等, 2009; Avanzinelli等, 2009; Zhao等, 2009). 克拉通北缘这套超钾质碱性岩的发育, 一方面是由于俯冲物质对地幔进行了改造, 使之易熔; 另一方面也是由于此时的华北克拉通北缘处于与蒙古陆块碰撞缝合之后的应力松弛伸展阶段.

7 结论

基于对侵位于华北克拉通北缘三叠纪碱性岩带最西端的包头东正长岩矿物学, 锆石U-Pb年代学, 岩石地球化学以及Sr-Nd同位素的分析, 结合区域构造演化历史以及关于该岩带的已有研究成果, 可以得出以下认识.

(1) 包头东正长岩的锆石U-Pb年龄为(214.7±1.1) Ma, 为晚三叠世岩浆活动的产物.

(2) 包头东正长岩属于硅不饱和钾质-超钾质碱性岩浆系列, 具有较高的CaO、Fe_2O_3、K_2O、Na_2O含量, 较低的SiO_2含量, 富水, 高温, 高氧逸度.

(3) 包头东正长岩形成于母岩浆的结晶-分异-堆晶作用.

(4) 包头东正长岩起源于位于石榴石稳定区, 富含金云母的古老富集岩石圈地幔.

(5) 包头东正长岩成因研究揭示华北克拉通北缘下覆岩石圈地幔受到了来自古亚洲洋俯冲板片(及上覆沉积物)流体/熔体的交代改造; 克拉通北缘晚三叠世钾质碱性岩带的发育, 指示克拉通北缘在晚三叠世时已经进入了被破坏大陆边缘的强烈伸展演化阶段.

致谢 中国地质大学(北京)科学研究院苏犁、中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室戎合、天津地质矿产研究所李怀坤等老师在实验过程中提供了指导和帮助, 审稿人对论文初稿提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

陈斌, 牛晓露, 王志强, 高林, 王超. 2013. 华北克拉通北缘姚家庄超镁铁岩-正长岩杂岩体的锆石U-Pb年代学, 岩石学和地球化学特征. 中国科学: 地球科学, 43: 1073–1087

马旭, 陈斌, 陈家富, 牛晓露. 2012. 华北克拉通北缘晚古生代岩体的成因和意义: 岩石学、锆石U-Pb年龄、Nd-Sr同位素及锆石原位Hf同位素证据. 中国科学: 地球科学, 42: 1830–1850

牟保磊, 邵济安, 储著银, 阎国翰, 乔光生. 2001. 河北矾山钾质碱性超镁铁-正长岩杂岩体Sm-Nd年龄和Sr、Nd同位素特征. 岩石学报, 17: 358–365

牟保磊, 阎国翰. 1992. 燕辽三叠纪碱性偏碱性杂岩体地球化学特征及意义. 地质学报, 66: 108–121

牛晓露, 陈斌, 马旭. 2009. 河北矾山杂岩体中单斜辉石的研究. 岩石学报, 25: 359–373

任荣, 牟保磊, 韩宝福, 张磊, 陈家富, 徐钊, 宋彪. 2009. 河北矾山钾质碱性超镁铁岩-正长岩杂岩体的锆石SHRIMP U-Pb年龄. 岩石学报, 25: 588–594

汤艳杰, 张宏福, 英基丰. 2014. 阴山及邻区三叠纪富碱侵入岩的成因意义. 岩石学报, 30: 2031–2040

吴福元, 杨进辉, 柳小明. 2005. 辽东半岛中生代花岗质岩浆作用的年代学格架. 高校地质学报, 11: 305–317

阎国翰, 牟保磊, 许保良, 何国琦, 谭林坤, 赵晖, 何中甫, 张任祜, 乔广生. 2000. 燕辽-阴山三叠纪碱性岩年代学和Sr, Nd, Pb同位素特征及意义. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 383–387

阎国翰, 谭林坤, 许保良, 牟保磊, 邵宏翔, 陈廷礼, 童英, 任康绪, 杨斌. 2001. 阴山地区印支期碱性侵入岩岩石地球化学特征. 岩石矿物学杂志, 20: 281–292

翟明国. 2004. 华北克拉通2.1~1.7 Ga地质事件群的分解和构造意义探讨. 岩石学报, 20: 1343–1354

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 192: 59–79

Aoki K. 1964. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. Am Mineral, 49: 1199–1223

Avanzinelli R, Elliott T, Tommasini S, Conticelli S. 2008. Constraints on the genesis of potassic-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium. J Petrol, 49: 195–223

Avanzinelli R, Lustrino M, Mattei M, Melluso L, Conticelli S. 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. Lithos, 113: 213–217

Benisek A, Kroll H, Cemič L. 2004. New development in two-feldspar thermometry. Am Mineral, 89: 1496–1504

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the Earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. New York: Elsevier. 63–114

Chen B, Jahn B M, Tian W. 2009. Evolution of the Solonker suture zone: Constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotopic compositions of subduction-and collision-related magmas and forearc sediments. J Asian Earth Sci, 34: 245–257

Chen B, Jahn B M, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 328: 157–182

Conticelli S, Carlson R W, Widom E, Serri G. 2007. Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: Inferences on the nature of their mantle sources. In: Beccaluva L, Bianchini G, Wilson M, eds. Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geol Soc Am Spec Pap, 418: 171–202

Conticelli S, Guarnieri L, Farinelli A, Mattei M, Avanzinelli R, Bianchini G, Boari E, Tommasini S, Tiepolo M, Prelević D, Venturelli G. 2009. Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western

Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. Lithos, 107: 68–92

Conticelli S, Peccerillo A. 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: Petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. Lithos, 28: 221–240

Deer W, Howie R A, Zussman J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. New Jersey: Prentice Hall. 712

Duggen S, Hoernle K, Bogaard P V D, Garbe-schönberg D. 2005. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. J Petrol, 46: 1155–1201

Feldstein S N, Lange R A. 1999. Pliocene potassic magmas from the Kings River Region, Sierra Nevada, California: Evidence for melting of a subduction modified mantle. J Petrol, 40: 1301–1320

Foley S F. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. Lithos, 28: 435–453

Foley S F, Venturelli G, Green D H, Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth-Sci Rev, 24: 81–134

Frey F A, Green D H. 1974. The mineralogy and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim Cosmochim Acta, 38: 1023–1059

Gaetani G A, Grove T L, Bryan W B. 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. Nature, 365: 332–334

Gibb F G F. 1972. The zoned clinopyroxenes of the Shint Isles Sill, Scotland. J Petrol, 14: 203–230

Iddings J P. 1892. The origin of igneous rocks. Bull Phil Soc Washington, 12

Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, Bai Y L, Shen Q H, Liu D Y. 1987. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei Province, China: Field occurrence, petrology, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. Precambrian Res, 34: 311–346

Jahn B M, Auvray B, Shen Q H, Liu D Y, Zhang Z Q, Dong Y J, Ye X J, Zhang Q Z, Cornichet J, Mace J. 1988. Archean crustal evolution in China: The Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. Precambrian Res, 38: 381–403

Jian P, Liu D Y, Kröner A, Windley B F, Shi Y R, Zhang F Q, Shi G H, Miao L C, Zhang W, Zhang Q, Zhang L Q, Ren J S. 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: 233–259

Kushiro I. 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. Am J Sci, 258: 548–554

Langmuir C H, Vocke Jr R D, Hanson G N, Hart S R. 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. Earth Planet Sci Lett, 37: 380–392

Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Le Bas M J L, Sabine P A, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woodlley A R, Zanettin B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell

Liu D, Zhao Z D, Zhu D C, Niu Y L, DePaolo D J, Harrison T M, Mo X X, Dong G C, Zhou S, Sun C G, Zhang Z C, Liu J L. 2014. Postcollisional potassic and ultrapotassic rocks in southern Tibet: Mantle and crustal origins in response to India-Asia collision and convergence. Geochim Cosmochim Acta, 143: 207–231

Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. Geology, 20: 339–342

Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Center Spec Publ, 4: 1–71

McInnes B I A, Cameron E M. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea. Earth Planet Sci Lett, 122: 125–141

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxene. Mineral Mag, 52: 535–550

Müntener O, Kelemen P, Grove T. 2001. The role of H_2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study. Contrib Mineral Petrol, 141: 643–658

Nash W P, Wilkinson J E G. 1970. Shonkin Sag Laccolith, Montana. I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. Contrib Mineral Petrol, 25: 241–269

Niu X L, Chen B, Liu A K, Suzuki K, Ma X. 2012. Petrological and Sr-Nd-Os isotopic constraints on the origin of the Fanshan ultrapotassic complex from the North China Croton. Lithos, 149: 146–158

Pichavant M, Macdonald R. 2007. Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calc-alkaline igneous suite: Experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc. Contrib Mineral Petrol, 154: 535–558

Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem Geol, 145: 325–394

Rittmann A. 1960. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag. 1–336

Rosenbusch H. 1910. Elemente der Gesteinslehre. 3rd ed. Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers Johannesstr

Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier-Pergamon, 3: 1–64

Sengör A M C, Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia:

Fragments of a synthesis. In: Yin A, Harrison T M, eds. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press. 486–641

Shi Y R, Liu D Y, Jian P, Zhang Q, Zhang F Q, Miao L C, Shi G H, Zhang L H, Tao H. 2005. Zircon SHRIMP dating of K-rich granites in Sonidzuqi, central Inner Mongolia. Geol Bull Chin, 25: 424–428

Shi Y R, Liu D Y, Zhang Q, Jian P, Zhang F Q, Miao L C, Shi G H, Zhang L H, Tao H. 2004. SHRIMP Dating of Diorites and Granites in Southern Sonidzuqi, Inner Mongolia. Acta Geol Sin, 78: 789–799

Sisson T W, Grove T L. 1993a. Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contrib Mineral Petrol, 113: 143–166

Sisson T W, Grove T L. 1993b. Temperatures and H_2O contents of low-MgO high-alumina basalts. Contrib Mineral Petrol, 113: 167–184

Spath A, Le Roex A P, Duncan R A. 1996. The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, western Indian ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. J Petrol, 37: 961–991

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, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc, London Spec Publ, 42: 313–345

Thibault Y, Edgar A E, Lloyd F E. 1992. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: Implications for metasomatism in the continental lithsopheric mantle. Am Mineral, 77: 784–794

Tommasini S, Avanzinelli R, Conticelli S. 2011. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites. Earth Planet Sci Lett, 301: 469–478

Verhoogen J. 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. Am J Sci, 260: 211–220

Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Vonquadt A, Roddick J C, Speigel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. Geostand Newsl, 19: 1–23

Windley B F, Alexelev D, Xiao W J, Kröner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. J Geol Soc Lond, 164: 31–47

Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet Sci Lett, 231: 53–72

Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic Belt. Tectonics, 22: 1609, doi: 10.1029/2002TC001484

Yang J H, Sun J F, Zhang M, Wu F Y, Wilde S A. 2012. Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the northern North China Craton related to post-collisional and intraplate extension. Chem Geol, 328: 149–167

Zhang S H, Zhao Y, Kröner A, Liu X M, Xie L W, Chen F K. 2009. Early Permian plutons from the northern North China Block: Constraints on continental arc evolution and convergent margin magmatism related to the Central Asian Orogenic Belt. Int J Earth Sci, 98: 1441–1467

Zhang S H, Zhao Y, Song B, Liu D Y. 2007a. Petrogenesis of the middle Devonian Gushan diorite pluton on the northern margin of the North China block and its tectonic implications. Geol Mag, 144: 553–568

Zhang S H, Zhao Y, Song B, Yang Z Y, Hu J M, Wu H. 2007b. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: Implications for a late Paleozoic active continental margin. J Geol Soc Lond, 164: 451–463

Zhao G, Sun M, Wilde S A, Sanzhong L. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. Precambrian Res, 136: 177–202

Zhao Z D, Mo X X, Dilek Y, Niu Y, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D, Sun C, Dong G, Zhou S, Luo Z, Hou Z. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. Lithos, 113: 190–212