

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

内蒙古黄土窑孔兹岩系的锆石与 金红石年龄研究

吴昌华 李惠民 钟长汀 陈强安

(中国地质科学院天津地质矿产研究所, 300170)

内容提要 内蒙古黄土窑及其毗邻地区孔兹岩系已有一些 1800~1900Ma 的锆石 U-Pb 年龄数据,但因孔兹岩是高级变质的沉积岩,其锆石 U-Pb 年龄往往代表峰期变质年龄而不是原岩沉积年龄,因此孔兹岩系属太古宙还是古元古代长期未决。内蒙古黄土窑是晋蒙孔兹岩系的经典产地之一,对其锆石和金红石研究和年龄测试,得到孔兹岩系的碎屑锆石年龄为 2310Ma,变质成因锆石年龄为 1873Ma,金红石代表的冷却年龄为 1793Ma。表明晋蒙孔兹岩系的原岩年龄为古元古代。

关键词 孔兹岩 锆石年龄 金红石年龄 内蒙古

内蒙古黄土窑地区孔兹岩系夕线石榴长石片麻岩含有多种可用来测年的矿物,如 U-Pb 体系的锆石、石榴石、金红石、磷灰石, K-Ar 体系的黑云母、钾长石等。孔兹岩属于高级变质岩,故 U-Pb 法被广泛采用,尤其是已积累了一些锆石年龄数据(表 1)。但因对锆石本身的矿物学特征研究较少,多以变质年龄看待。最近已有一些文章讨论变质深成岩的岩浆锆石和变质成因锆石的差别^[1~5],而对变质沉积岩的孔兹岩有无碎屑锆石年龄信息仍一直未见报道。此外,对于孔兹岩系中可用作冷却年龄的金红石年龄也一直未见有测试。为此,本文在孔兹岩的同一样品中,既测定了变质成因的锆石 U-Pb 年龄,又据变生锆石中含有碎屑锆石的残骸确定了碎屑锆石年龄,而且还在同一样品中选出金红石,测定了其代表峰期变质后的冷却年龄,现将测试和研究结果报道如下。

1 地质概况及样品采集地点

黄土窑地区主要由两大套变质岩系组成。其下为 TTG 性质的含基性麻粒岩包体的紫苏斜长片麻岩(enderbite)为主的麻粒岩套,其上为夕线石榴长石片麻岩为主夹有少量石榴长石石英岩、石墨片麻岩和大理岩的孔兹岩系。麻粒岩套和孔兹岩系之间发育的是一近层状但变形了的厚 1~2km 的韧性剪切带,主要由条带状麻粒岩、含榴基性麻粒岩和一些浅色体条带组成,偶有磁铁矿石壳岩和孔兹岩的构造透镜体(图 1)。孔兹岩系在产状上貌似一向斜覆于麻粒岩套之上,由于二者韧性剪切接触使其片麻理一致,曾一度被认为是整合的火山—沉积岩系。但构造期次研究表明,孔兹岩系缺乏下伏麻粒岩套的早期构造,所以二者之间应为“不整合”^[11]。然而二者也非简单的原地沉积不整合,而是异地碰撞而来的构造岩片,黄土窑孔兹岩

注:本文系国家自然科学基金资助项目(编号 49070124, 49132070, 49472141)成果之一。

本文 1997 年 4 月收到,1998 年 2 月改回,郝梓国编辑。

表 1 内蒙古黄土窑及其毗邻地区孔兹岩系锆石 U-Pb 年龄

Table 1 U-Pb ages of zircon from khondalite in Huangtuyao, Inner Mongolia and adjacent area

样 号	岩石名称	采样地	测试方法	测年结果(Ma)	资料来源
Nm84-20A	石榴夕线钾长片麻岩	落官窑南 200m	混合锆石	1962^{+69}_{-64}	[6]
Nm84-20B	石榴夕线钾长片麻岩	落官窑南 200m	混合锆石	1821^{+12}_{-23}	[6]
XB-6	石榴夕线钾长片麻岩	下白窑	混合锆石	2083 ± 76	[7]
91XB-10	石榴夕线钾长片麻岩	小坝子	单颗粒锆石	1892^{+23}_{-19}	[8]
I91-09	石榴夕线浅粒岩	黄土嘴南 350m	单颗粒锆石	$\begin{cases} 1916 \pm 16 \\ 1733 \pm 17 \end{cases}$	[9]
Z9162	石榴夕线斜长片麻岩	蔓菁沟	单颗粒锆石	1717^{+15}_{-11}	[10]
G084	石榴夕线钾长片麻岩	落官窑北 100m	单颗粒锆石	$\begin{cases} 2310 \pm 46 \\ 1873 \pm 32 \end{cases}$	本文

系是 NE 向拉伸产在紫苏斜长片麻岩中的一个大型鞘褶皱^①。孔兹岩系与下伏麻粒岩套是不同环境、不同时代的两个地体由构造叠置在一起的,并非连续的层序。

已有的锆石 U-Pb 年龄资料也反映了并非连续沉积的情况。如图 1 所示,接近新太古宙的年龄数据(2467Ma, 2391Ma, 2373Ma)产在远离韧性剪切接触带的紫苏斜长片麻岩内,系下地壳基底弱应变带保存的太古宙信息。接触带之上的孔兹岩系仅有古元古代的年龄(1733Ma, 1821Ma, 1916Ma, 1962Ma),表明它是与下伏基底非连续的沉积。二者之间的韧性剪切带也仅有 1800~1900Ma 的锆石年龄,其中条带状麻粒岩是太古宙下地壳强应变改造的结果,所以年龄变小,其中块状的含榴基性麻粒岩相当于古元古代(吕梁运动)碰撞时沿接触带上升的板底垫托物,时代自然也年轻^[12]。

虽然锆石年龄已证实孔兹岩系与下伏麻粒岩套为两套不

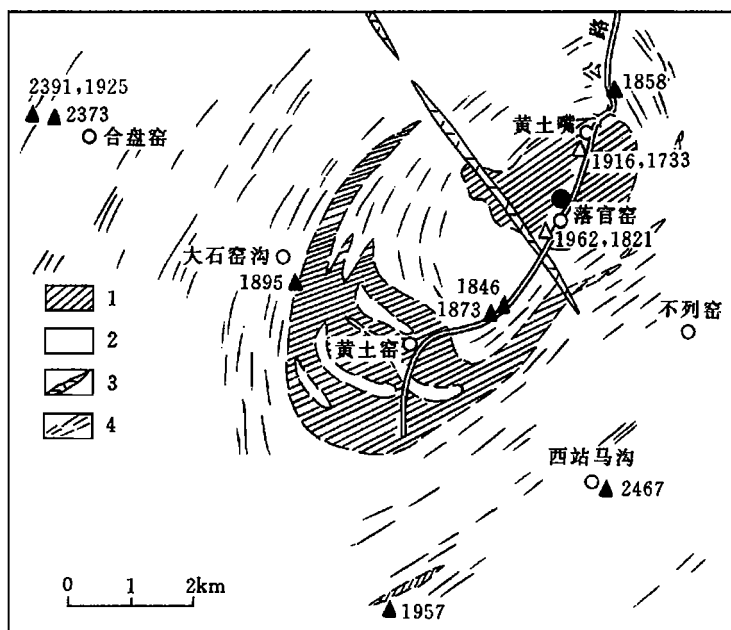


图 1 黄土窑地区锆石采样位置及年龄值(Ma)

Fig. 1 Location and age (Ma) of zircon samples in Huangtuyao area

1—孔兹岩系;2—麻粒岩套;3—岩墙;4—剪切带;▲—麻粒岩锆石采样地;

△—孔兹岩锆石采样地;●—本文锆石和金红石采样地

1—khondalite;2—granulite;3—dyke;4—shear zone;▲—zircon from

granulite; △—zircon from khondalite; ●—location of zircon

and rutile sample studied in the paper

① 吴昌华,高亚东,梅华林,钟长汀. 内蒙古黄土窑地区孔兹岩大型鞘褶皱的确立及其地质意义,见:中国地质学会构造地质专业委员会编,大陆构造学术讨论会论文摘要,1994. 42 页。

同时代的构造层,但因高级区的锆石年龄通常被看作是变质年龄,所以孔兹岩系 1800~1900Ma 的年龄只说明它沉积在此之前,而前多久则是一个争论的问题。由于传统的深度带概念和“层糕状”地层划分用于构造增厚的高级区,孔兹岩系以往被看作是太古宙。后来虽有人提出为古元古代^[11~14],但未被广泛接受。笔者对此曾以多学科 9 个方面论证了孔兹岩系时代为古元古代^[14],现在拟进一步以同位素年龄测试结果讨论这一问题。

本文锆石和金红石样品采自落官窑村北 100m 公路边(图 1),样号同为 G084,寄主岩石为厚层状的夕线石榴长石片麻岩,由同一块岩石分选出锆石和金红石两种矿物。样品采集之所以选定在落官窑村北,一是其南、北均有孔兹岩系的锆石年龄控制,二是落官窑村北孔兹岩位置大体位于该孔兹岩片的中部,远离周边的韧性剪切接触带,因此所受到的构造干扰可能最小。

2 样品的处理和测试数据

所采集的岩石样品按常规方法进行破碎和矿物分选,然后在双目镜下仔细挑选出纯净的锆石和金红石晶体供测定用。

挑选出的锆石和金红石晶体首先用高纯硝酸溶液在 100℃ 左右加热清洗,然后用高纯氢氟酸和硝酸在 200℃ 溶解。在溶解后的锆石样品中加入 ^{208}Pb - ^{235}U 混合稀释剂,即可直接将样品溶液蒸干并进行质谱测定。对溶解后的金红石样品,在加入 ^{208}Pb - ^{235}U 混合稀释剂并将样品溶液蒸干后,需将样品溶解在 3.1N 的盐酸溶液,并通过离子交换树脂分离,然后才能进行质谱测定。全部化学处理的全流程铅本底为 30~50pg,铀本底为 2pg。经过化学处理及分离的样品,用磷酸—硅胶溶液转移至单铯带灯丝上,用 VG354 型质谱仪的高灵敏度 Daly 检测器进行铀-铅同位素测定。在灯丝温度约为 1350~1400℃ 时记录铅同位素的测定数据,在灯丝温度约为 1450~1500℃ 时记录铀同位素的测定数据。所有测定数据均对质量歧视效应进行校正。测定结果见表 2 和图 2。

表 2 锆石和金红石 U-Pb 同位素测定结果

Table 2 U-Pb analytical results for zircon and rutile

点号		重量(μg)	浓度(μg/g)		普通铅(ng)	同位素原子比率					表面年龄(Ma)		
			U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
锆	1	20	993	367	0.016	14214	0.06563	0.3588(17)	6.303(32)	0.1274(2)	1977	2019	2062
	2	15	453	192	0.27	243	0.08507	0.3284(17)	5.428(52)	0.1199(9)	1831	1889	1954
	3	15	1126	435	0.54	300	0.01005	0.3084(12)	4.947(26)	0.1164(4)	1733	1810	1901
	4	15	2094	756	1.00	325	0.03854	0.3057(11)	4.081(20)	0.1139(2)	1720	1785	1862
石	5	10	2527	790	0.061	3555	0.001068	0.3182(11)	4.939(22)	0.1126(3)	1781	1809	1841
	6	15	173	52	0.011	2140	0.04374	0.2975(15)	4.516(62)	0.1101(14)	1679	1734	1801
金	1	300	46	16	0.18	757	0.03228	0.3205(15)	4.841(44)	0.1096(8)	1792	1792	1792
红	2	300	74	26	0.55	414	0.0003538	0.3209(16)	4.858(77)	0.1098(16)	1794	1795	1796
石	3	300	93	30	0.25	1155	0.01202	0.3210(15)	4.851(59)	0.1096(12)	1795	1794	1792

注:锆石晶体特征:1—浅红色透明浑圆状;2—无色透明长圆柱状;3—无色半透明圆柱状;4—无色半透明浑圆状;5—无色半透明浑圆状;6—无色透明浑圆状。金红石晶体特征:1—桔黄色透明长柱状;2—桔黄色透明柱状;3—桔黄色透明柱状。分析测试:天津地质矿产研究所同位素室李惠民。

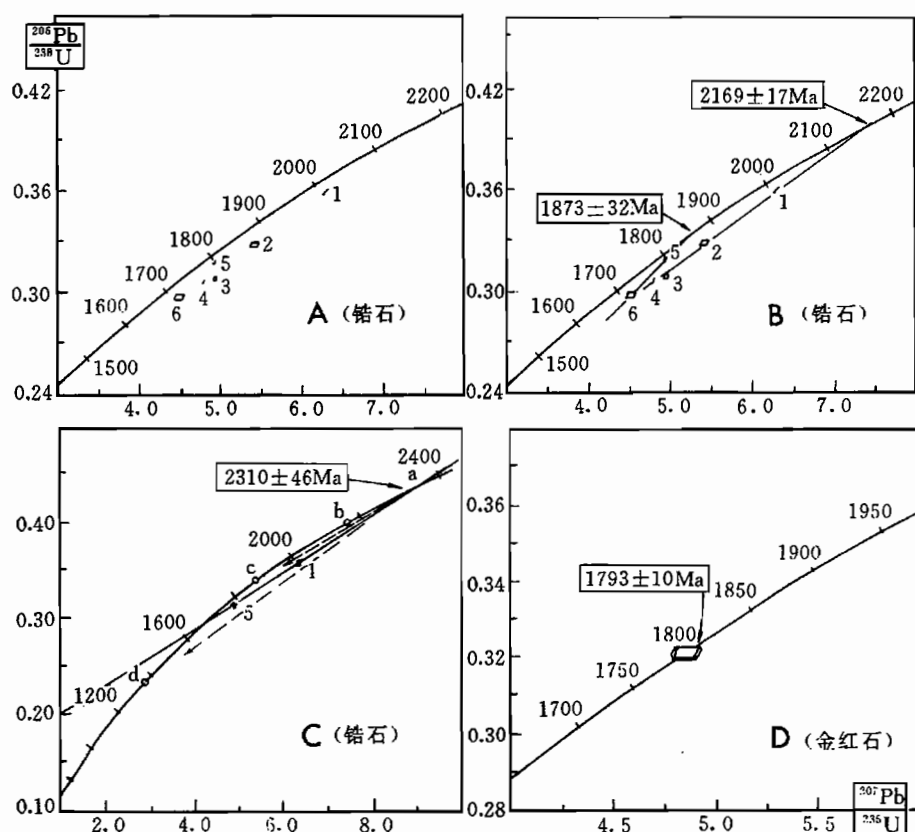


图 2 黄土窑地区孔兹岩系锆石和金红石(样品号同为 G084)U-Pb 年龄测定结果谐和图
Fig. 2 Concordia diagrams showing U-Pb data for zircon and rutile fractions from khondalite (sample No. G084) in Huangtuyao area, Inner Mongolia

3 锆石年龄的判读

3.1 以往年龄判读存在的问题

锆石 U-Pb 法测年通常是由实验室测试数据,选点连线,提交不一致线与谐和曲线上交点的年龄,然后由地质人员作解释。以往的微量混合锆石法只能得到一组年龄,其地质解释已被简化成要么说成变质年龄,要么说成原岩年龄。单颗粒锆石法如果也只得到一组年龄,一般也如法炮制。造成这种简单化的原因可能在于地质与测试脱节所致。近来,已有人通过对锆石形态特征、成分分带、成因标型、结构标型等方面研究后,区分出是岩浆结晶锆石抑或变质重结晶锆石,从而能客观地判断是原岩年龄还是变质年龄。这方面的研究已对变质花岗岩和高级正片麻岩取得了进展^[1~5]。然而孔兹岩是高级变质的副片麻岩,除了变质成因锆石,可否存在碎屑锆石的年龄信息?目前国内外研究似乎尚无借鉴的资料。迄今对孔兹岩的锆石 U-Pb 年龄,一般均视为变质年龄,仅解释为孔兹岩沉积在该年龄之前而告终。例如斯里兰卡孔兹岩系的锆石 U-Pb 年龄为 1900~2000Ma,被认为沉积发生在 2000Ma 之前而不讨论沉积年龄上限^[15]。内蒙古孔兹岩系也被国人将普遍的 1800Ma±解释为变质年龄,所以原岩沉积年龄有太古宙和古元古代之争。

3.2 锆石成因矿物特征

本文所测锆石多数为无色透明的,少量也有浅红色的。锆石形态有长圆柱状的,也有近浑圆的。孔兹岩的原岩是砂泥质沉积岩,那些长圆柱状无色透明锆石通常被认为是变质生成的。那些浑圆状的是否就是碎屑锆石?近来的研究表明,对高级变质岩即便有残留的碎屑锆石,也会在麻粒岩相条件下因局部熔融和高温流体使其熔圆或溶圆,其后的变质再生长也因在应力作用下使其附加上的变质锆石外廓不规则而呈浑圆状^[16]。已有资料表明,岩浆锆石的内部生长环带是规则自形的,变质成因锆石的生长环带是不规则或近圆形的^[5]。因此,高级变质岩中浑圆形锆石并不能简单地作为碎屑锆石看待。

但是在本文所采孔兹岩的锆石样品中,将锆石研磨的断面再经 HF 腐蚀后,发现有的浑圆形锆石内部有方形锆石晶体残骸被包裹(图 3)。浑圆形的锆石从内向外, ZrO_2 含量增加, HfO_2 降低,与岩浆结晶锆石的生长环带从内向外 Zr/Hf 比值呈递减趋势正好相反,因此浑圆形的外圈锆石是变质生长的^[4]。但是被包裹在内的锆石不但有规则近方形的自形形态,而且晶体有 $\{110\}$ 解理的纵纹,其特征不同于变质成因锆石,因此,我们认为是残留的变余岩浆锆石。因为孔兹岩是变沉积岩,所以岩浆锆石残骸代表的就是碎屑锆石。遗憾的是我们没有离子探针质谱,不能直接测试核部碎屑锆石的年龄。但是通过该样品单颗粒锆石测试数据点的分析,是否

能得到孔兹岩碎屑锆石年龄的信息? 本文将作如下讨论,以供同行专家对此方法进行评述。

3.3 样品测定结果的讨论和处理

由图 2A 可以看出,样品所有锆石测点均落在谐和曲线下方,最通常的解释是由铅丢失引起的。但因本样品有的变质锆石中有残留的碎屑锆石骸,而碎屑锆石年龄又必然大于变质锆石年龄,即使二者都没有 Pb 丢失,同样也可以使测点落在谐和曲线下方。因此就本样品而言,必须考虑铅丢失和碎屑锆石残骸两方面的因素才能合理地处理不一致线。由于在我们所测定的锆石中,有的有碎屑锆石残骸,有的是没有残骸的变质锆石。这样,有残骸的锆石其不一致线应是由两个方面的因素综合引起,无残骸的才是由单一的 Pb 丢失因素引起,因此其测点应反映出两条其斜率与截距不同的不一致线。实际上,图 2A 展布的测点也表明无法用一条不一致线来概括这两种情况,不能主观随意

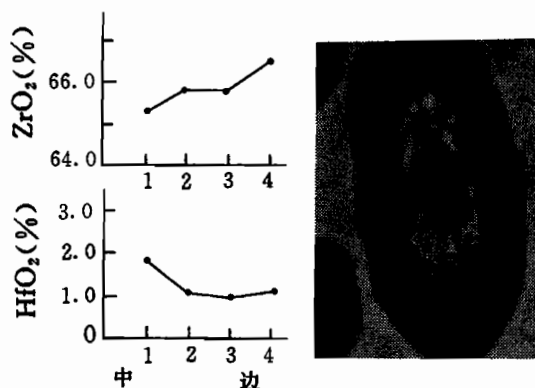


图 3 G084 号样变质锆石核至边缘 ZrO_2 和 HfO_2 含量的变化(左)和变质锆石中包裹有近方形并带有 $\{110\}$ 解理纹的岩浆锆石残骸照片(右)

Fig. 3 The content variations of ZrO_2 and HfO_2 from core to rim in metamorphogenic zircon (sample No. G084) (left) and the photo (right) showing an inclusion of magmatogenic zircon remains with square-similar shape and $\{110\}$ cleavage trace

取舍成一条不一致线,而应充分考虑可能存在的两组年龄信息。兹分析处理如下:

(1) 首先按没有过 Pb 丢失的情况考虑。在表 2 给出的 6 个锆石测点中,最接近谐和曲线的测点有两个,即 5 号点 ($^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1841Ma, $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ 表面年龄/ $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ 表面年龄 = 3.2%) 和 1 号点 ($^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2062Ma, 表面年龄比 = 4.1%) (其余测点表面年龄比值均 $>6\%$ 不予考虑),二者年龄差达 221Ma,这不可能是测试误差引起,而应该是两组不同年

龄信息的反映。1841Ma 与晋蒙麻粒岩区最广泛出现的变质年龄一致,可视为孔兹岩系的峰期变质年龄,2062Ma 最适宜的解释就是变质锆石包裹有碎屑锆石的混合年龄。这一结果与沈其韩和刘敦一等^[6]用微量锆石法于落官窑孔兹岩系中,测出一组浅玫瑰色锆石为 1962Ma,一组浅黄色的为 1821Ma,反映出两组年龄信息的情况类似,可能因微量锆石法的精度使其二者年龄差别甚小,未能引起重视。

(2)因为实际上锆石总是有 Pb 的丢失,所以上述两组 Pb-Pb 年龄只是比较接近但并未真正落在谐和曲线上,考虑了 Pb 丢失因素后,便需要与其它数据点进行不一致线拟合处理。如图 2B 所示,5、6 号数据点组成的不一致线上交点年龄为 $1873 \pm 32\text{Ma}$ (下交点年龄为 $845 \pm 348\text{Ma}$),与 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄(1841Ma)相差不大,表明变质峰期年龄有较高的可信度。对于含有碎屑锆石的,我们将 1、2、3、4 号数据点构成不一致线,可得到上交点年龄为 $2169 \pm 17\text{Ma}$ (下交点年龄为 $1372 \pm 28\text{Ma}$),将 1、2、4、6 号数据点构成不一致线,则得到上交点年龄为 $2175 \pm 91\text{Ma}$ (下交点年龄为 $1392 \pm 117\text{Ma}$)。这样求得的含碎屑残骸的锆石年龄比其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄增大了 107~113Ma,然而它仍然是被包裹的碎屑残骸和外圈变质锆石的混合年龄而不是碎屑锆石年龄。

(3)为了估计碎屑锆石年龄,我们假定碎屑锆石在变质作用中逐渐溶(熔)蚀变小,直到完全消失。相应地附在外圈的变质锆石则逐渐长大,直到几乎完全成为变质成因锆石。如果过程中没有 Pb 丢失,其 U-Pb 测点就会从图 2C 的假定碎屑锆石点 a,沿 a—c 不一致线变到纯变质锆石点 c(即 1873Ma), (沿 a—b 线就变成含碎屑骸和变质外圈的混合锆石)。如果碎屑锆石没有变质锆石生长,只有 Pb 丢失,则测点就将沿 a—d 线往接近谐和线原点的后期事件(即含碎屑骸和变质外圈的混合锆石的下交点年龄 1372Ma)变化。因为实际情况是既有变生锆石附着,又有 Pb 丢失,所以不一致线大体相当于在 a—c 线与 a—d 线构成的射线之间,即可将含碎屑锆石的数据点 1 与相当于完全为变质成因锆石的数据点 5 组成不一致线(图 2C),得到上交点年龄为 $2310 \pm 46\text{Ma}$ (下交点 $1668 \pm 19\text{Ma}$),即得到碎屑锆石 a 的年龄。(此外,若将 1、2、5 点组成一致线,则得到上交点年龄 $2391 \pm \times \times \times \text{Ma}$,其值略大,但误差更大,已无意义。)

虽然可能由于测点有限而没有测得含有年龄更大一些的碎屑锆石颗粒,使其点 1 落在图 2C 不一致线中段,但因点 1 已非常靠近谐和线,所以 2310Ma 的碎屑锆石年龄可信度还是较高的。当然,孔兹岩系作为沉积碎屑岩也可能接受了更老一些的碎屑锆石的沉积,但作为估计沉积年龄,取最小的碎屑锆石年龄即已足够。正如长城系常州沟组石英岩中既有 1800Ma 的锆石,也有 2500Ma 的锆石,我们只会认为 1800Ma 是其沉积年龄一样。因此,我们认为孔兹岩系原岩沉积年龄 $\leq 2310\text{Ma}$ 。

4 金红石年龄的意义

金红石 U-Pb 年龄的特点是每颗金红石所得到的 3 个年龄($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)是谐和的或接近谐和的,也就是 3 个年龄十分相近甚至相同。本文所测 3 颗金红石年龄也十分一致,3 个测点几乎落在谐和曲线上的同一位置,得到年龄为 $1793 \pm 10\text{Ma}$ (表 2,图 2D)。因此,金红石的 U-Pb 年龄是高精度的。

广泛存在于火成岩和变质岩中的金红石,作为 TiO_2 最稳定的多形变体,没有出溶,也没有包体。变质金红石通常以自形的柱状晶到针状晶产在各级变质岩中,从蓝片岩相到榴辉岩、麻粒岩相。在孔兹岩系中,金红石均为柱状晶,反射光下为红褐色,透射光下为桔黄色,均匀无包

体,并与石榴石、夕线石共生,而与包裹于黑云母中的退变质针状金红石不同,因此应属于麻粒岩相进变质条件下形成。但因金红石 U-Pb 体系封闭温度较低,所以其年龄并不代表进变质开始的时间,而是变质峰期之后冷却的年龄,其年龄要小于锆石 U-Pb 年龄。

所谓封闭温度是指矿物在它开始记年时所经受的温度^[17]。除了锆石,矿物 U-Pb 年龄通常被认为代表冷却期间 U-Pb 扩散终止的时间而不是矿物生长的年龄。Mezger^[18]认为,在同一块岩石标本中,即具有相同变质热历史的样品之中,颗粒较大的金红石年龄要稍大于颗粒较小的年龄。这表明体积扩散是最主导的因素,即扩散的范围直接与金红石粒度大小有关。他得到半径 0.09~0.21mm 的板状和柱状颗粒的封闭温度为 420℃,0.07~0.09mm 的颗粒为 380℃。本文所测金红石的粒度长柱状者为 $0.5 \times 0.16\text{mm}^2$,短柱状为 $0.4 \times 0.24\text{mm}^2$,折合半径分别为 $0.25 \times 0.08\text{mm}^2$ 和 $0.2 \times 0.12\text{mm}^2$,大致与 Mezger 的粗粒金红石相当,也就是其封闭温度相当于 420℃。

锆石的 U-Pb 体系被认为是最难完全重设的,即便达到麻粒岩相和部分熔融时也如此,因此锆石的封闭温度通常认为较高,有的认为 $>900^\circ\text{C}$ ^[19],有的认为 $>1000^\circ\text{C}$ ^[1]。很可能只有非常小的锆石在大陆壳变质时 U-Pb 体系才被重设,而大的锆石必须完全被构造破坏和重新沉淀才能根除它原始的同位素记忆^[19]。本文所测孔兹岩系锆石也相当于这种情况:带残骸的锆石未被彻底破坏其同位素记忆,有较老的碎屑锆石年龄保存;而变质成因锆石,要么可能原来粒度就非常小使得 U-Pb 体系被重设,要么是大锆石被彻底破坏后又重新沉淀,所以得到 1873Ma 的峰期变质年龄。至于变质成因锆石的封闭温度是取 900°C ,还是取孔兹岩系的峰期变质温度 750°C ? 目前尚无参考资料。由于变质成因锆石不是原来的火成 U-Pb 体系,用 900°C 作为封闭温度似乎偏高。又因为变质温度计用的是造岩矿物的主要元素成分,其得到的 750°C 可能反映的是矿物形成之后所达到的温度平衡^[20],对锆石 U-Pb 体系又可能偏低,所以孔兹岩系变质成因锆石封闭温度可能介于 $900\sim 750^\circ\text{C}$ 之间。

由上述讨论,我们可用变质成因锆石的 1873Ma 作为峰期变质年龄,以金红石 1793Ma 作为冷却年龄,用变质成因锆石的两种可能的封闭温度,粗略地估算一下从峰期到冷却的 80Ma 之间的冷却速率:

$$(900^\circ\text{C} - 420^\circ\text{C})/80\text{Ma} = 6^\circ\text{C}/\text{Ma}$$

$$(750^\circ\text{C} - 420^\circ\text{C})/80\text{Ma} = 4.1^\circ\text{C}/\text{Ma}$$

取其平均值即在 1873Ma 至 1793Ma 之间,孔兹岩系的冷却速率约为 $5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。

这一数据与金巍等^[20]以 Ar-Ar 法得到的大青山古元古代 ITD 型麻粒岩的冷却速率为 $3.4\sim 3.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 相近。一般说来,以 IBC 型 PTt 轨迹为代表的岩浆弧型麻粒岩,因为板底岩浆体积庞大,埋藏又深,故冷却速率偏小,如加拿大 Pikwitonei 为 $0.75^\circ\text{C}/\text{Ma}$,美国 Adirondack 为 $1.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ^[18],中国辽西建平为 $0.3^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ^[20]。而 ITD 型 PTt 轨迹为代表的碰撞增厚型麻粒岩,因为缺少岩浆源,埋深又较浅,所以冷却速率较大。因此,冷却速率也可大体用来判别本区的麻粒岩成因,说明孔兹岩系是在古元古代碰撞增厚变质而成的。

5 结论

(1) 孔兹岩系单颗粒锆石法得到了两组差值甚大的年龄值,较小值的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 1841Ma,较大值的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 2062Ma。锆石研究发现大年龄组的锆石内部有岩浆锆石的残骸,因为孔兹岩的原岩是沉积的砂泥质岩,所以残骸代表了碎屑锆石。经过多种

不一致线处理,估算碎屑锆石年龄为 2310Ma,因此,孔兹岩系是 2310Ma 之后开始沉积的,表明孔兹岩系的原岩是古元古代而不是太古宙。

(2) 小年龄值经过不一致线处理得到上交点年龄为 1873Ma,与其他学者得到的晋蒙地体广泛存在的变质峰期年龄一致。通常认为高级变质一次持续的时间至少为 150Ma^[18],但一个造山旋回又不会大于 500Ma^[21]。按此估算,孔兹岩系开始进入下地壳的时间,最迟不会晚于 2023Ma,最早不会早于 2300Ma。这一估算也与上述孔兹岩系的沉积年龄吻合。孔兹岩系 1800Ma 左右的峰期变质年龄几乎无处不在,表明吕梁运动是晋蒙地体最终形成的最重要的造山运动。

(3) 首次报导的金红石的精确 U-Pb 年龄为 1793Ma,代表的是晋蒙地体峰期变质后的冷却年龄。所估算的冷却速率 5℃/Ma,明显大于岩浆弧环境麻粒岩的冷却速率,表明晋蒙地体古元古代孔兹岩的高级变质属于碰撞增厚机制而不是岩浆弧环境。这一结论也与古元古代顺时针型的 PT-t 轨迹资料吻合。

(4) 由于 U-Pb 体系的金红石封闭温度(420~380℃)略低于 K-Ar 和 Ar-Ar 体系的角闪石的封闭温度(500~450℃),略高于白云母的封闭温度(400~350℃)和黑云母的封闭温度(300℃),所以金红石 U-Pb 年龄往往相似或略小于角闪石的 K-Ar 和 Ar-Ar 年龄,而略大于云母的年龄。虽然金红石、角闪石、云母三者封闭温度相近因而年龄相近,但金红石矿物成分单一,矿物结构简单,稳定而不易受后期事件影响,所以能得到比较精确的年龄,而且费时少成本低。在估算高级地体冷却速率方面,用金红石测年要优于角闪石和云母类矿物。

参 考 文 献

- Black L P, Williams I S, Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3900Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby land, Antarctica. *Contr. Miner. Petr.*, 1986, 94: 427~437.
- 汪相,王德滋,周新民. 淡竹片麻状花岗岩中重结晶锆石的形态及其意义. *科学通报*, 1992, 37(20): 1876~1879.
- 鲍学昭,陆松年,李惠民,甘晓春,李怀坤. 内蒙古、河北高级变质岩中锆石的成因矿物学研究. *岩石矿物学杂志*, 1995, 14(3): 253~262.
- 鲍学昭. 锆石中两种成分变化趋势及成因标型意义. *矿物学报*, 1995, 15(4): 39~45.
- 陆松年,杨春亮,蒋明媚,李怀坤,李惠民等. 前寒武纪大陆地壳演化示踪. 北京:地质出版社. 1996. 1~156 页.
- 沈其韩,刘敦一,王平,高吉凤,张荫芳. 内蒙集宁群变质岩系 U-Pb 和 Rb-Sr 同位素年龄的讨论. *中国地质科学院院报*, 1987, (16): 165~178.
- 赵淙博等. 中朝准地台前寒武纪地壳演化. 北京:科学出版社. 1993. 1~444 页.
- 敦敬辉,翟明国等. 晋冀内蒙交界地区早前寒武纪变质杂岩同位素年代及其构造意义. 见:钱祥麟、王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社. 1994. 130~144 页.
- 王楫,陆松年,李惠民,王汝,孙玉芳,李怀坤,李双庆. 内蒙古中部变质岩同位素年龄构造格架. *天津地质矿产研究所所刊*, 1995, (29): 1~76.
- 耿元生,刘敦一,宋彪. 冀西北麻粒岩区早前寒武纪主要地质事件的年代格架. *地质学报*, 1997, 71(4): 316~327.
- 吴昌华,韩光. 集宁-阳高地区侵入成因的暗色麻粒岩及苏长辉长岩的变质作用. *地质评论*, 1989, 35(1): 1~12.
- 吴昌华,高亚东,梅华林,钟长汀. 内蒙古黄土窑地区孔兹岩系与麻粒岩套的构造特征及不整合接触关系的论证. 见:钱祥麟,王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社. 1994. 145~156.
- 吴昌华,钟长汀,陈强安. 晋蒙高级地体孔兹岩系的时代. *岩石学报*, 1997, 13(3): 289~302.
- 金巍,刘喜山,李树勋. 内蒙大青山地区早前寒武纪高级变质岩系特征和变质动力学. *岩石学报*, 1991, (4): 27~35.
- Kröner A, Kehelpannala K V W, Kriegsman L M. Origin of compositional layering and mechanism of crustal thickening in the high-grade gneiss terrain of Srilanka. *Prec. Res.*, 1994, 66: 21~37.

- 16 Bostock H H, Van Breemen O. Ages of detrital and metamorphic zircons and monazites from a pre-Taltson magmatic zone basin at the western margin of Rae Province. *Can. J. Earth Sci.*, 1994, 31(8): 1353~1364.
- 17 Dodson M H. Closing temperatures in cooling geochronological and petrological system. *Contr. Miner. Petr.*, 1973, 40: 259~274.
- 18 Mezger K, Hanson G N, Bohlen S R. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, 96: 106~118.
- 19 Mezger K. Geochronology in granulites. In: Vielzeuf D and Ph Vidal, eds. *Granulites and crustal evolution*. NATO ASI series, Kluwer, 1990, 451~470.
- 20 金巍, 李树勋. 华北晚太古一早元古代高级变质区的变质 PTt 轨迹及其地壳热动力学演化模式. *岩石学报*, 1996, 13(2): 208~221.
- 21 Barton Jr J M, Van Reeren D D. When was the Limpopo Orogeny? *Prec. Res.*, 1992, 55: 7~16.

The Ages of Zircon and Rutile (Cooling) from Khondalite in Huangtuyao, Inner Mongolia

Wu Changhua, Li Huimin, Zhong Changting and Chen Qiang'an

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Tianjin, 300170)

Abstract

Although zircon ages of 1800~1900 Ma have been reported from khondalite in Huangtuyao and adjacent areas, there has still been a debate on the time of the khondalite (Archean vs. early Proterozoic) because zircon of khondalite dates the peak metamorphism rather than sedimentation. On the basis of the content variation of HfO_2 and ZrO_2 from core to edge in zircon, most of elliptical and round zircons studied in the paper are determined to be metamorphogenic. However, some zircon overgrowths contain a square core with {110} cleavage traces, suggesting that they are remaining magmatogenic zircon. Because the protolith of khondalite is sedimentary rocks, the magmatogenic zircon represents ferrigenous detrital material. The information on two age groups is shown by plotting the data of single-zircon fractions on a U-Pb concordia diagram. Taking the aspect of two age groups and Pb-loss into account, it is able to draw more than two discordant lines. The ages given by three upper intercepts with concordia are 1873, 2169 and 2310 Ma, respectively. The first corresponds to the formation age of zircon overgrowth, i. e. the age of peak metamorphism. The second is a mixed age of metamorphogenic zircon with the detrital core. The last corresponds to the age of the detrital zircon, i. e. the age of sedimentation of the khondalite. In addition, metamorphic rutile from the same sample yields a high-precision U-Pb age of 1793 Ma, corresponding to the cooling age of the Huangtuyao high-grade terrain.

Key words: Khondalite; zircon age; rutile age; Huangtuyao; Inner Mongolia

作者简介

吴昌华,男,1939年10月出生。1961年长春地质学院地质系毕业,1965年长春地质学院研究生毕业。一直从事前寒武纪地质与变质岩研究,现任天津地质矿产研究所研究员。通讯地址:300170,天津市大直沽八号路4号,天津地质矿产研究所。电话:24314291—2072。