

北祁连造山带东端早古生代岩浆作用过程 ——来自甘肃天水长沟河闪长质片麻岩锆石年龄、 微量元素及Hf同位素的证据

张佳瑶, 何艳红, 陈亮, 徐可心

ZHANG Jiayao, HE Yanhong, CHEN Liang, XU Kexin

西北大学大陆动力学国家重点实验室/西北大学地质学系, 陕西 西安 710069

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University/Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China

摘要:甘肃天水地区长沟河闪长岩位于北祁连造山带东端, 发育片麻状构造面理, 长期以来被认为是形成于前寒武纪的侵入岩体。用LA-ICP-MS技术测得2组岩浆锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $463.3\pm2.3\text{Ma}$ (MSWD=0.52, $n=11$)和 $443.8\pm2.6\text{Ma}$ (MSWD=0.44, $n=9$)。锆石微量元素分析表明, 2组年龄具有一致的微量元素组成, 说明二者晶出于同源封闭的岩浆体系。 $t-\text{Eu/Eu}^*$ 投图显示, 约460Ma的岩浆锆石无Eu异常, 与慢源岩浆锆石稀土元素特征一致。而约440Ma的岩浆锆石具有负Eu异常, 指示母岩开始发生斜长石的结晶分离, 与深熔作用过程一致。因此, 约460Ma为长沟河闪长质片麻岩原岩的形成年龄, 约440Ma为长沟河闪长质片麻岩深熔岩浆的结晶年龄。Hf同位素分析测试结果显示, 约460Ma和约440Ma两组锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为8.23~11.57和6.36~8.03, 指示460Ma发育慢源新生地壳岩浆作用, 而440Ma壳源再造活动增强。

关键词:北祁连造山带东端; 长沟河闪长质片麻岩; LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄; 微量元素; Hf同位素

中图分类号:P597⁺.3; P534.4 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2019)10-1626-11

Zhang J Y, He Y H, Chen L, Xu K X. Paleozoic magma evolution at the eastern end of Northern Qilian orogenic belt: Evidence from the zircon U-Pb ages, trace elements and Hf isotopic composition of Changgouhe dioritic gneiss. Geological Bulletin of China, 2019, 38(10):1626-1636

Abstract: Outcropped at the eastern end of the Northern Qilian orogenic belt in Tianshui area of Gansu Province, Changgouhe dioritic intrusion has traditionally been considered as Precambrian intrusive rocks due to their gneiss structure. The results of LA-ICP-MS zircon U-Pb dating in this study show two groups of magmatic zircon crystallization ages at $463.3\pm2.3\text{Ma}$ (MSWD=0.52, $n=11$) and $443.8\pm2.6\text{Ma}$ (MSWD=0.44, $n=9$). Zircon trace element analyses show that these two groups share the similar trace element compositions, indicating that they crystallized in a closed magmatic system. $t-\text{Eu/Eu}^*$ diagram shows that the magmatic zircons of about 460Ma have no Eu anomalies, similar to the REE patterns of mantle-derived zircons. The negative Eu anomaly of about 440Ma magmatic zircons indicates that the parent magma began to crystallize plagioclase, consistent with the process of the anatexis. Therefore, about 460Ma is the formation age of Changgouhe dioritic gneiss, and about 440Ma is the crystallization age of anatexis magma of Changgouhe dioritic gneiss. Hf isotope analysis shows that $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of about 460Ma and about 440Ma zircons are 8.23~11.57 and 6.36~8.03 respectively, indicating that mantle-derived juvenile crustal magma was developed at about 460Ma and that more involvement of crustal remelting took place at about 440Ma.

收稿日期:2018-11-02; 修订日期:2019-03-14

资助项目:国家自然科学基金项目《早古生代胶-辽-吉带岩浆作用:地球化学和年代学研究》(批准号:41421002)和国家自然科学创新群体项目《大陆构造与动力学》(批准号:41102121)

作者简介:张佳瑶(1994-), 女, 在读硕士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail:zhangjiayaoxian@163.com

通讯作者:何艳红(1979-), 女, 副教授, 硕士生导师, 从事前寒武纪地质研究。E-mail:he-hk@163.com

Key words: eastern end of Northern Qilian orogenic belt; Changgouhe dioritic gneiss; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; trace element; Hf isotope

中央造山带位于中国大陆中部,东起大别-苏鲁造山带,经秦岭造山带、祁连造山带和昆仑造山带,西至阿尔金一天山一带,是中国北部陆块群和南部陆块群的主要碰撞拼合带^[1-2]。秦岭和祁连造山带是中央造山带的重要组成部分。已有的岩石学和年代学研究表明,北秦岭造山带和北祁连造山带内均发育早古生代蛇绿岩、岛弧岩浆作用及高压/超高压变质作用,是原特提斯洋的分支洋盆^[3-9]。同时,详细的早古生代岩浆岩石学研究显示北秦岭和北祁连造山带均经历了约534Ma的洋盆裂解,510~440Ma的俯冲消减和440~420Ma的碰撞拼合^[8,10-17]。因此,北秦岭和北祁连造山带构造格局和演化历史具有可对比性,早古生代可能构成了一个连通的洋盆^[16,18-22]。秦岭-祁连造山带结合部位是中央造山带东西衔接的关键地段。祁连造山带和秦岭造山带以新阳-元龙韧性走滑剪切带为界分为

北祁连造山带东端和西秦岭造山带北缘。北祁连造山带东端和西秦岭造山带北缘的构造线分别以NW向和NWW向不同程度斜交于新阳-元龙韧性剪切带,使秦岭-祁连造山带结合部位的构造格局和演化历史存在很大的争议^[18,23-25]。秦岭-祁连造山带结合部位广泛发育早古生代岩浆作用,是探讨秦岭-祁连造山带结合部位构造作用的关键,亦会为秦岭和祁连造山带的对比研究提供重要依据。

长沟河闪长岩体位于北祁连造山带东端(图1-a),强烈变形,发育片麻状构造。长期以来,长沟河闪长岩体被认为形成于前寒武纪^①,尚未有高质量的年代学数据的报道。本文对长沟河闪长岩进行了野外踏勘和采样,选取代表性样品开展了阴极发光(CL)、LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄、锆石微量元素和Lu-Hf同位素分析测试,拟精确限定长沟河闪长岩的形成年龄,探讨秦祁结合部位早古生代岩浆作用过程。

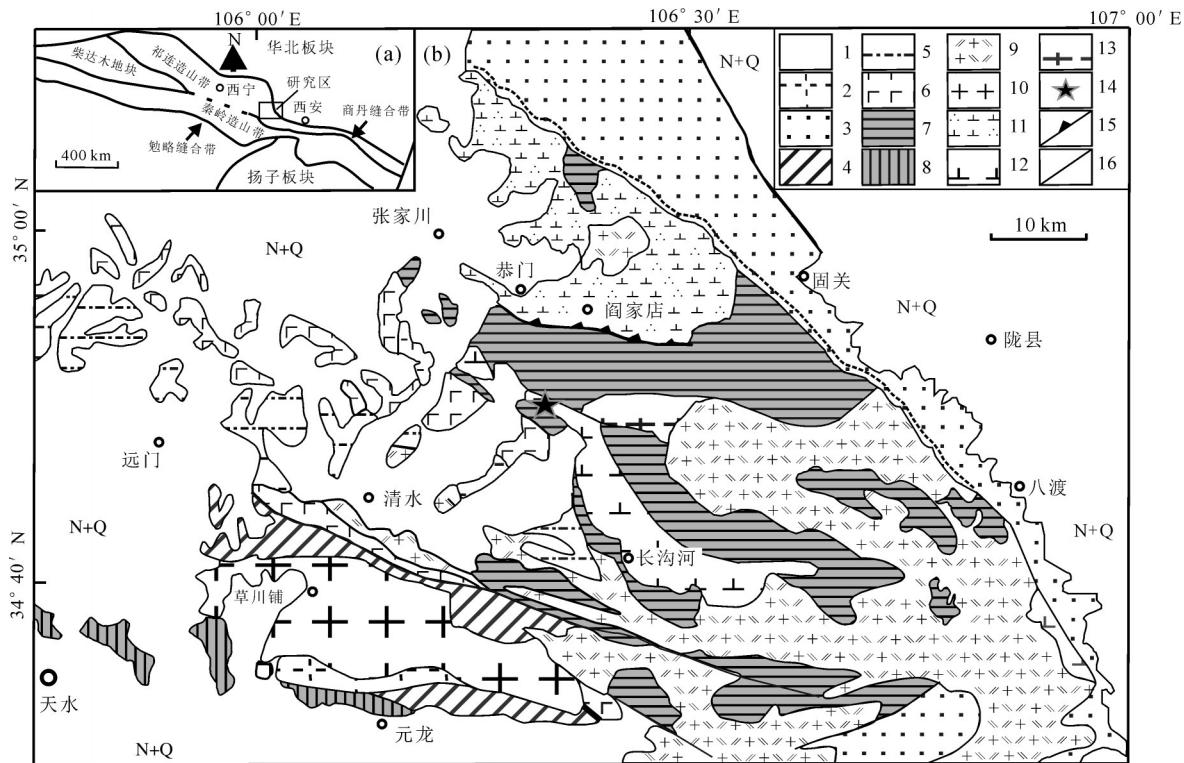


图1 秦岭-祁连造山带(a)和北祁连造山带东端地质简图(b)^[26]

Fig. 1 Geological sketch map of the Qinling-Qilian orogenic belt (a) and the eastern end of Northern Qilian orogenic belt (b)

1—新生界;2—古近系火山岩;3—白垩系;4—志留系葫芦河岩群;5—上奥陶统陈家河群;6—上奥陶统红土堡岩组基性火山岩;

7—古元古界陇山岩群;8—古元古界秦岭岩群;9—印支期花岗岩;10—加里东期花岗岩;11—加里东期闪长岩;12—长沟河闪长质片麻岩;

13—中元古代花岗质片麻岩;14—采样点;15—逆掩断层;16—断层

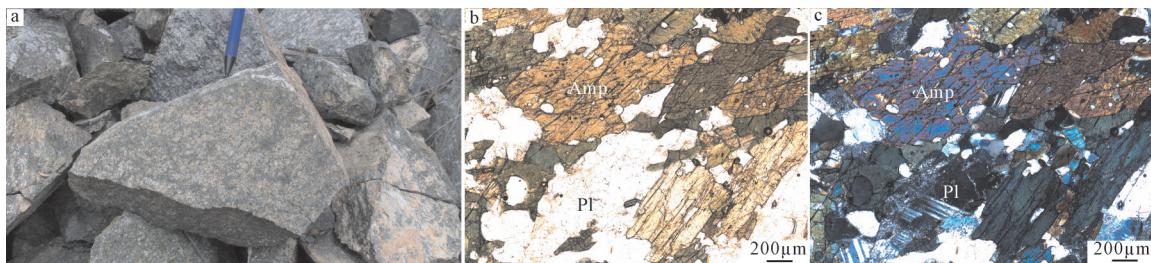


图2 长沟河闪长质片麻岩野外(a)及镜下照片(b、c,单偏光和正交偏光)

Fig. 2 Outcrops (a) and microscope(b, c)photographs of the Changgouhe dioritic gneiss

Amp—角闪石; Pl—斜长石

1 地质构造背景与岩体特征

研究区位于秦岭和祁连造山带的构造衔接部位,北祁连造山带东端,东北部以固关-八渡断裂为界与华北板块相邻,南部以新阳-元龙大型韧性走滑剪切带与北秦岭造山带分隔,西部被新生代以来的黄土覆盖(图1)。根据1:25万水系图,该地区由新太古代—古元古代陇山杂岩、早古生代陈家河群-红土堡组基性火山岩-葫芦河群组成。陇山杂岩为一套角闪岩相中深变质基底岩系,主要为长英质片麻岩、斜长角闪岩、富铝片麻岩和大理岩。长英质片麻岩中锆石U-Pb测年得到2.5Ga和2.3Ga岩浆年龄和1.9Ga的变质年龄,指示陇山杂岩与太华杂岩、涑水杂岩、登封杂岩等共同构成了华北板块南缘基底岩系的出露带^[26]。陈家河群为一套低绿片岩相中酸性火山岩夹少量基性岩及碎屑沉积岩组合,其中,中酸性火山岩具有陆缘弧型火山岩的地球化学特征,形成于462~447Ma^[27-29]。红土堡组基性火山岩为低绿片岩相变基性火山岩系,具有MORB(洋中脊)拉斑玄武岩的地球化学特征,为活动大陆边缘进一步扩张形成弧后盆地的产物。红土堡地区变玄武岩的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为443.4±1.7Ma^[27,30]。葫芦河群为中浅变质碎屑沉积岩,具有复理石沉积特点,沉积时代限定为447~434Ma,可能代表弧后盆地闭合的前陆盆地沉积组合^[31-33]。以上岩石单元均经历了不同程度的变质作用和构造变形,陈家河群活动大陆边缘弧型中酸性火山岩、红土堡组MORB型变基性火山岩及葫芦河群浅变质复理石岩系共同代表了陇山杂岩基底岩系上发育的早古生代的沟弧盆体系。

长沟河闪长岩体侵入于陇山杂岩中,断续出露

于百家—李家河—石岭河—长沟河—范家台一带,向东被断裂切割而尖灭。岩体岩性以灰白色中粗粒石英闪长岩为主,发育片麻理,其中可见石英脉、钾长岩脉、伟晶岩脉等,脉体已强烈褶皱变形(图2-a)。本文样品16LS09-2采自张家川—清水地区阎家店—清水剖面(图1),岩性为斜长角闪片麻岩,片麻状构造,粒状变晶结构,主要造岩矿物为斜长石(45%)、角闪石(40%)、石英(10%)、黑云母(5%)。斜长石呈半自形板柱状,可见聚片双晶;角闪石具显

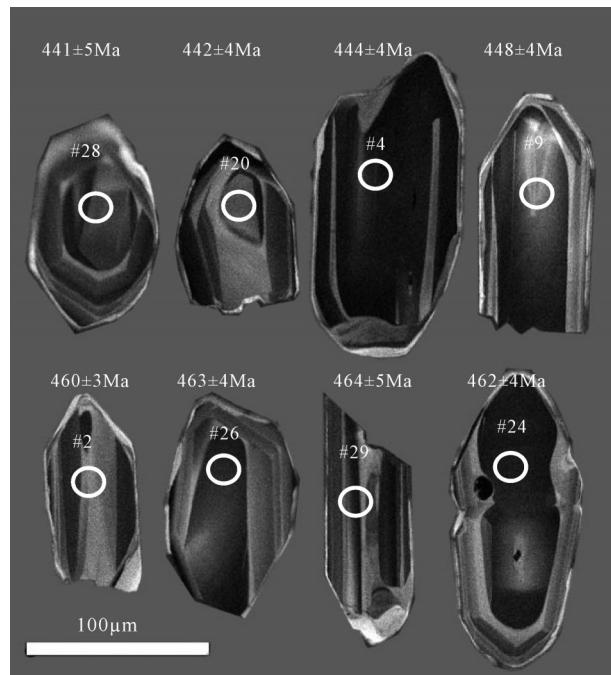


图3 长沟河闪长质片麻岩(16LS09-2)

锆石阴极发光(CL)图像

(图中测点年龄采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 定年分析结果)

Fig. 3 CL images of zircon from Changgouhe

dioritic gneiss (16LS09-2)

著多色性,发育2组完全解理,夹角56°/124°,定向排列显著;石英颗粒细小,无解理,呈他形粒状;黑云母具显著多色性,一组极完全解理;含磷灰石、榍石、磁铁矿等副矿物(图2-b,c)。

2 分析方法

2.1 锆石U-Pb同位素分析

锆石单矿物分选由河北省地勘局廊坊区调研研究所实验室完成。将原岩样品粉碎至80~120目,经淘洗、电磁选和重液分选得到锆石样品。在双目镜下选取晶形完好的无色透明颗粒制作成环氧树脂样品靶,待环氧树脂固结变硬后,打磨抛光至锆石核部暴露。拍摄靶上锆石颗粒的反射光和CL图像。

锆石阴极发光图像拍摄、U-Pb同位素测定均在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行。其中,锆石阴极发光图像分析使用的仪器是Gatan公司生产的MonoCL3阴极荧光探测仪的电子显微扫描电镜。ICP-MS是西北大学大陆动力学国家重点实验室最新一代的Agilent 7500a,将其与德国Lambda Physik公司生产的ComPex102Excimer激光器,(激光器为193nm ArF准分子激光器,单脉冲能量210mJ;最高重复频率20Hz;平均功率4W),以及

MicroLas公司生产的光学系统所组成的GeoLas 200M联机进行锆石U-Pb同位素测定。

实验以氮气为剥蚀物质的载气,LA-ICP-MS激光剥蚀采样方式为单点剥蚀,激光束直径为30μm,剥蚀深度为20~40μm。实验前,先利用美国国家标准与技术研究院所研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST SRM 610对仪器进行最佳化调试。数据采集选用跳峰方式,标准锆石样品为91500,每测定6个未知样品点后插入1次标样测定。以NIST SRM 610为外标,²⁹Si为内标进行主量(P、Ca)、微量(Th、U、Pb)、稀土及高场强元素(Nb、Ta、Hf、Ti)的含量计算和校正。实验完成后,原始数据处理使用GLITTER程序完成,加权平均计算及U-Pb谐和图的绘制用Isoplot(2.49版)完成^[34~35]。

2.2 锆石Hf同位素分析

锆石的Lu-Hf同位素测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,Lu-Hf同位素测定选取U-Pb同位素测定的相同位置。激光斑束直径为44μm,激光的脉冲频率为8Hz,每个测点的背景采集时间为30s,样品剥蚀时间为50s,吹扫时间为40s,剥蚀厚度为20~30μm。在分析过程中,将标准锆石样品91500和Mudtank为监控样品,每8个样品插入

表1 长沟河闪长质片麻岩LA-ICP-MS锆石U-Th-Pb同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb isotope analyses of the Changgouhe dioritic gneiss

点号	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma						谐和度/%
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
1	253	269	0.94	0.055	0.002	0.537	0.017	0.071	0.001	408	71	436	11	441.4	4.0	99
2	557	481	1.16	0.058	0.002	0.591	0.014	0.074	0.001	529	54	472	9	459.6	3.5	103
4	663	453	1.46	0.056	0.002	0.548	0.014	0.071	0.001	440	60	444	9	444.1	3.6	100
5	636	396	1.61	0.057	0.001	0.581	0.012	0.074	0.001	478	51	465	8	462.4	3.3	101
6	244	238	1.03	0.057	0.002	0.588	0.023	0.075	0.001	476	87	470	14	467.8	5.0	100
7	214	204	1.05	0.056	0.002	0.573	0.017	0.075	0.001	442	70	460	11	463.3	4.1	99
9	605	440	1.38	0.058	0.002	0.579	0.014	0.072	0.001	540	58	464	9	448.1	3.6	103
10	927	560	1.66	0.056	0.001	0.580	0.014	0.075	0.001	465	56	464	9	464.0	3.5	100
12	421	373	1.13	0.055	0.002	0.559	0.016	0.074	0.001	403	66	451	10	460.3	3.9	98
13	560	403	1.39	0.058	0.002	0.598	0.016	0.076	0.001	508	61	476	10	469.0	3.8	101
14	491	374	1.31	0.056	0.002	0.552	0.015	0.072	0.001	443	62	446	10	446.7	3.7	100
15	363	343	1.06	0.056	0.002	0.578	0.014	0.075	0.001	457	56	463	9	464.2	3.6	100
16	259	250	1.04	0.056	0.002	0.549	0.016	0.071	0.001	444	69	444	11	444.1	3.9	100
18	126	141	0.89	0.060	0.003	0.584	0.023	0.071	0.001	598	87	467	15	440.7	4.8	106
20	488	356	1.37	0.056	0.002	0.549	0.017	0.071	0.001	456	71	444	11	442.0	4.0	101
21	109	110	0.99	0.056	0.002	0.545	0.021	0.071	0.001	441	88	442	14	441.9	4.7	100
23	160	188	0.85	0.057	0.002	0.615	0.025	0.078	0.001	488	90	487	15	486.1	5.4	100
24	504	376	1.34	0.056	0.001	0.574	0.014	0.074	0.001	454	56	461	9	461.6	3.6	100
26	414	300	1.38	0.060	0.002	0.618	0.018	0.075	0.001	608	65	489	11	463.2	4.1	105
28	168	182	0.92	0.056	0.002	0.544	0.022	0.071	0.001	440	90	441	14	441.3	4.8	100
29	251	258	0.97	0.057	0.002	0.582	0.022	0.075	0.001	473	84	466	14	464.3	4.8	100

一组国际标样,数据采集模式为TRA模式,详细的分析流程和仪器参数见Yuan等^[35]。

模式年龄的计算以现今的球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值(分别为0.282772和0.28325)和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值(分别为0.0332和0.0384)为参照^[36]。两阶段模式年龄(t_{DM2Hf})的计算取现今平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ ^[37]值,并将锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值投影到亏损地幔线上得到^[38]。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的计算取 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ^[39],现今球粒陨石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 为0.282772和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.0332得到^[40]。

3 测试结果

3.1 锆石U-Pb同位素

长沟河闪长质片麻岩样品(16LS09-2)锆石无色透明,粒径为80~220μm,短柱状-长柱状,自形程度较高。CL图像普遍发光较强,大部分锆石显示明显的振荡环带或条带状结构(图3),均为岩浆锆石成因。部分锆石CL图像显示,核部颗粒具有熔蚀

港湾和较窄的增生边,具有核幔结构。本文共对30个颗粒进行了分析,并依据谐和度在10%以内的范围,选取21个测点。锆石U-Pb同位素分析结果见表1、图4。其中11个测点(2、5、6、7、10、12、13、15、24、26、29)的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在460~469Ma,年龄加权平均值为 $463.3 \pm 2.3 \text{ Ma}$ (MSWD=0.52);9个测点(1、4、9、14、16、18、20、21、28)的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中在441~448Ma,年龄加权平均值为 $443.8 \pm 2.6 \text{ Ma}$ (MSWD=0.44);1个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为486±5Ma。 $463.3 \pm 2.3 \text{ Ma}$ 和 $443.8 \pm 2.6 \text{ Ma}$ 两组年龄锆石的Th/U含量分别为 109×10^{-6} ~ 927×10^{-6} 和 110×10^{-6} ~ 560×10^{-6} ,对应的Th/U值介于0.85~1.66之间,均大于0.4,与典型的岩浆锆石特征一致。

在球粒陨石标准化稀土元素配分图(图5)中,2组年龄的锆石均显示左倾型的球粒陨石标准化稀土元素配分模式,即强烈轻稀土元素亏损、重稀土元素富集的特征,以及一致的Ce显著正异常($\text{Ce}/\text{Ce}^*=12.64 \sim 27.62$,平均值为18.07)和Eu无异常或弱负异常($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.85 \sim 1.17$,平均值为0.93)(表

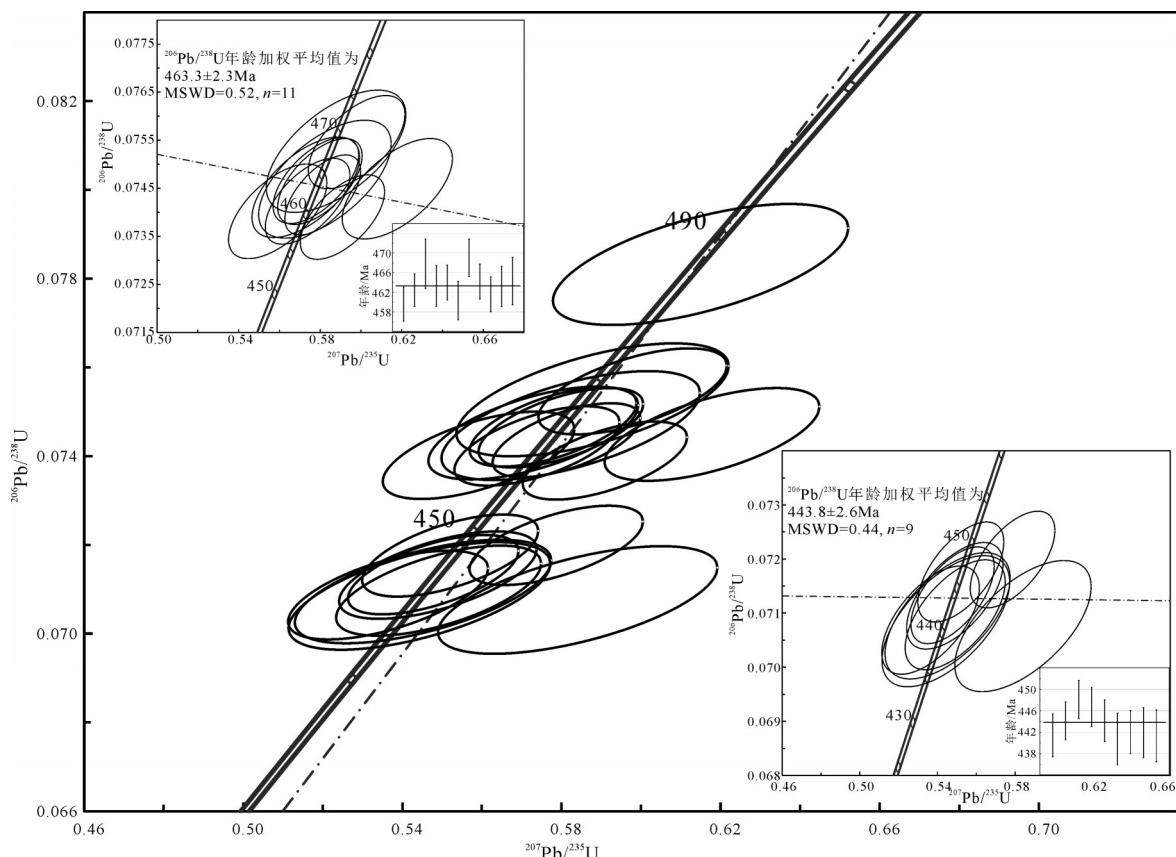


图4 长沟河闪长质片麻岩LA-ICP-MS锆石U-Pb谐和图

Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram of Changgouhe dioritic gneiss

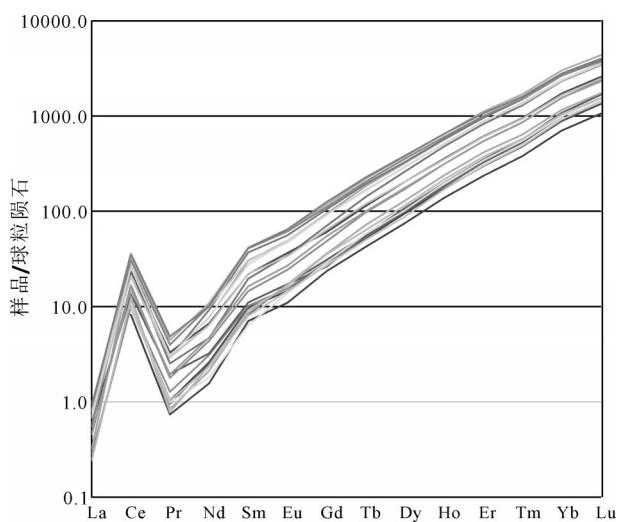


图5 长沟河闪长质片麻岩锆石稀土元素配分图解

Fig. 5 Zircon REE patterns of Changgouhe dioritic gneiss

2)。因此, 463.3 ± 2.3 Ma 和 443.8 ± 2.6 Ma 均为岩浆锆石的结晶年龄。

3.2 锆石 Lu-Hf 同位素

对长沟河闪长质片麻岩样品(16LS09-2)中约 460 Ma 和约 440 Ma 年龄的 20 颗锆石进行了 Hf 同位素分析测试, 测试结果见表 3。所有测点的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.000483 \sim 0.002178$, 平均值为 0.001289, 表明锆石在形成后基本没有或具有极低的放射成因 Hf 的积累^[41], 所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值即为形成时体系的 Hf 同位素组成。 $f_{\text{Lu}-\text{Hf}}$ 值为 $-0.99 \sim -0.93$, 明显小于硅铝质地壳的 $f_{\text{Lu}-\text{Hf}}$ 值 (-0.72), 因此

其二阶段模式年龄更能反映源区物质从亏损地幔抽取出来的时间。样品中约 460 Ma 年龄的 11 颗锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.282724 \sim 0.282829$, 平均值为 0.282764, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化在 8.23~11.57(图 6)之间, 亏损地幔二阶段模式年龄变化范围为 704~916 Ma; 约 440 Ma 的 9 颗锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.282691 \sim 0.282734$, 平均值为 0.282717, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在 6.36~8.03 之间(图 6), 亏损地幔二阶段模式年龄变化范围为 912~1023 Ma。

4 长沟河闪长岩的形成年龄及其意义

长沟河闪长质片麻岩样品(16LS09-2)CL 图像显示, 锆石颗粒具有明显的振荡环带或条带状结构, 与岩浆锆石特征一致。部分锆石具有港湾状熔蚀核部和振荡环带的增生幔部, 指示该样品记录了至少 2 期锆石的形成事件。用 LA-ICP-MS 测得 463.3 ± 2.3 Ma 和 443.8 ± 2.6 Ma 两组锆石年龄。微量元素分析结果(表 2)也表明, 锆石颗粒核/幔均具有较高的 Th/U 值($0.85 \sim 1.66$, 均大于 0.4), 强烈的 LREE 亏损和 HREE 富集的球粒陨石标准化稀土元素配分模式, 指示其均为岩浆成因^[45~46]。因此, 约 460 Ma 代表了残余锆石的形成年龄, 约 440 Ma 代表了长沟河闪长质片麻岩晚期岩浆活动的结晶年龄。约 460 Ma 的残余锆石既可能是来自于长沟河围岩的捕获锆石, 也可能是来自岩浆源区的继承锆石。岩浆锆石记录了岩浆的演化过程, 通过锆石微量元素组成可以较好地反映晶出锆石岩浆源区的

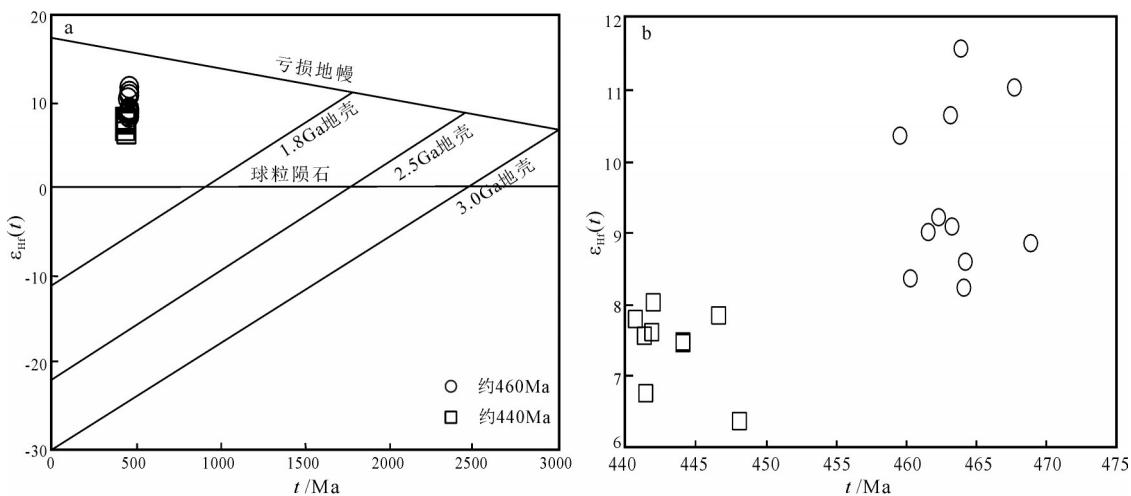
图6 长沟河闪长质片麻岩年龄 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解Fig. 6 dating $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram of Changgouhe dioritic gneiss

表2 长沟河闪长质片麻岩锆石微量元素数据分析结果

Table 2 Analytical results of trace element data of zircons from Changgouhe dioritic gneiss

点号	1	2	4	5	6	7	9	10	12	13	14	15	16	18	20	21	23	24	26	28	29
Pb	26	51	49	46	26	23	45	66	39	45	40	36	24	12	37	11	20	41	33	17	25
La	—	0.207	0.222	0.129	0.058	0.11	0.218	0.211	0.108	0.164	0.076	—	0.139	0.064	0.16	—	—	0.187	0.209	0.067	—
Ce	6.97	14.33	20.31	19.19	7.38	9.44	17.63	22.01	10.29	15.85	16.2	7.79	8.29	6.16	14.92	5.04	5.95	17.36	12.61	6.21	6.53
Pr	0.091	0.314	0.422	0.376	0.074	0.184	0.276	0.462	0.17	0.287	0.298	0.08	0.186	0.098	0.241	0.07	0.097	0.382	0.278	0.121	0.094
Nd	1.17	3.11	5.09	4.76	1.12	2.22	4.31	4.69	2.04	3.64	3.59	0.99	1.51	1.22	2.19	0.73	1.09	4.65	3	1.45	0.84
Sm	1.26	3.36	6.31	6.23	1.41	2.5	5.67	6.35	2.23	4.26	4.64	1.31	1.69	1.49	3.01	1.08	1.22	4.73	3.38	1.56	0.98
Eu	1	2.12	3.56	3.56	0.96	1.56	3.25	3.76	1.41	2.83	2.85	0.99	1	0.845	2	0.638	0.84	2.75	1.96	0.9	0.8
Gd	5.39	12.45	24.26	22.78	7.27	11.24	21.58	25.74	9.97	18.9	19.4	7.4	6.35	5.95	14.48	4.84	5.58	18.92	13.16	6	5.98
Th	252.64	556.76	662.92	636.03	244.23	214.17	605.28	926.96	421.02	559.62	491.4	363.01	259.23	125.83	487.98	109.36	159.84	503.72	414.39	167.51	250.92
Tb	2.04	4.25	8.23	7.68	2.38	3.74	7.25	8.5	3.65	6.2	6.88	2.69	2.12	1.95	5.3	1.59	1.87	6.3	4.47	2.01	2.17
Dy	25.4	51.96	96.03	90.52	29.22	44.77	83.77	97.44	43.57	74.84	81.67	32.86	27.51	24.23	66.51	19.08	22.38	74.09	51.92	26.07	26.07
Y	340.81	661.4	1254.05	1146.27	396.5	587.57	1067	1230	584.93	953.58	1068.56	433.54	367.1	320.22	914.16	256.9	318.19	968.57	647.71	344.3	352.1
Ho	10.29	20.2	36.72	34.17	12.2	17.7	32.53	36.85	17.73	28.88	31.9	13.47	11.22	9.73	27.14	7.82	9.59	29.03	19.84	10.44	11.13
Er	53.75	101.01	184.22	165.07	61.66	89.98	157.9	176.25	90.09	145.24	158.89	68.5	57.75	49.2	136.35	38.94	49.85	143.88	99.78	53.96	56.5
U	269.19	481.04	453.15	395.75	237.65	203.85	439.67	560.01	373.11	402.76	374.4	343.33	250.23	140.86	355.71	110.48	188.15	376.46	299.68	182.04	258.38
Tm	13.43	24.19	43.2	38.77	14.7	21.83	38.66	40.7	21.94	34.31	37.97	16.34	14.53	12.22	33.03	9.68	12.45	34.9	23.92	13.59	14.08
Yb	169.13	292.98	511.43	454.99	177.93	264.06	456.96	474.28	262.13	401.95	447.9	196.76	183.49	150.25	395.25	119.49	156.39	405.31	281.28	167.82	168.68
Lu	39.09	65.37	110.66	94.3	39.23	58.62	97.83	101.41	60.68	88.61	97.18	44.1	42.45	33.97	87.05	26.89	36.09	90.08	62.6	38.78	38.73
Hf	68.56	61.35	5848	6435	7716	6154	6563	6263	6921	6030	6130	7702	5883	7656	5824	6474	6023	5979	5625	5802	6919
Nb	0.287	0.494	0.8	0.76	0.34	0.35	0.55	0.87	0.469	0.55	0.6	0.288	0.275	0.257	0.6	0.208	0.225	0.522	0.46	0.236	0.306
Ta	0.121	0.188	0.247	0.241	0.135	0.166	0.23	0.247	0.233	0.191	0.218	0.145	0.117	0.089	0.226	0.077	0.118	0.218	0.2	0.124	0.146
Ti	3.21	17.64	7.52	7.26	3.8	6.19	10.51	7.15	4.91	27.42	7.07	2.8	3.48	4.11	15.58	3.41	4.34	6.89	9.37	4.37	3.64
P	86	125	229	91	162	184	226	128	173	197	87	103	80	194	87	119	193	157	114	81	
Σ REE	329	596	1051	943	356	528	928	999	526	826	909	393	358	297	788	236	303	833	578	329	333
Th/U	0.939	1.157	1.463	1.607	1.028	1.051	1.377	1.655	1.128	1.389	1.313	1.057	1.036	0.893	1.372	0.990	0.850	1.338	1.383	0.920	0.971
(Sm/La) _n	—	25.144	44.028	74.809	37.657	35.205	40.289	46.617	31.984	40.237	94.572	—	18.833	36.063	29.141	—	—	39.181	25.051	36.067	—
(Lu/Gd) _n	58.675	42.480	36.904	33.492	43.658	42.195	36.677	31.875	49.241	37.931	40.528	48.215	54.086	46.191	48.638	44.949	52.328	38.520	38.485	52.292	52.399
Ce/Ce [*]	—	13.781	16.269	21.363	27.619	16.269	17.622	17.284	18.619	17.912	26.393	—	12.641	19.071	18.629	—	—	15.925	12.826	16.910	—
Eu/Eu [*]	1.173	1.002	0.880	0.914	0.917	0.900	0.898	0.899	0.914	0.964	0.918	0.972	0.933	0.868	0.926	0.853	0.984	0.889	0.898	0.899	1.010

注:(Sm/La)_n表示元素球粒陨石标准化后的比值,球粒陨石标准化值参考文献[42],Ce/Ce^{*}= Ce_n/(La_n× Pr_n)^{1/5}

表3 长沟河闪长质片麻岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 3 Zircon Lu-Hf isoplot data of Changgouhe dioritic gneiss

点号	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$		$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}\text{Hf/Ma}$	$t_{\text{DM2}}\text{Hf/Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
				比值	2σ					
1	441.4	0.029987	0.000927	0.282696	0.000012	-2.69	6.75	786.91	992.30	-0.97
2	459.6	0.040193	0.001325	0.282790	0.000022	0.63	10.34	661.61	778.29	-0.96
4	444.1	0.066658	0.002178	0.282724	0.000023	-1.69	7.44	772.59	950.44	-0.93
5	462.4	0.014302	0.000483	0.282749	0.000015	-0.82	9.21	704.12	852.37	-0.99
6	467.8	0.045459	0.001529	0.282806	0.000022	1.19	11.01	642.40	741.74	-0.95
7	463.3	0.049045	0.001584	0.282755	0.000024	-0.62	9.09	716.84	860.50	-0.95
9	448.1	0.066724	0.002160	0.282691	0.000027	-2.86	6.36	820.61	1022.58	-0.93
10	464.0	0.068375	0.002172	0.282829	0.000023	2.02	11.57	619.37	703.52	-0.93
12	460.3	0.063296	0.002090	0.282740	0.000027	-1.15	8.35	748.46	905.55	-0.94
13	469.0	0.028483	0.000969	0.282739	0.000023	-1.17	8.85	727.34	880.45	-0.97
14	446.7	0.050080	0.001629	0.282729	0.000022	-1.51	7.83	754.10	927.69	-0.95
15	464.2	0.028625	0.000953	0.282724	0.000018	-1.69	8.23	747.63	915.82	-0.97
16	444.1	0.022458	0.000777	0.282713	0.000016	-2.08	7.47	759.48	948.97	-0.98
18	440.7	0.023757	0.000800	0.282725	0.000018	-1.67	7.79	743.91	925.80	-0.98
20	442.0	0.035065	0.001182	0.282734	0.000024	-1.35	8.03	738.57	911.67	-0.96
21	441.9	0.024024	0.000771	0.282718	0.000023	-1.90	7.60	752.34	938.95	-0.98
23	486.1	0.017719	0.000697	0.282679	0.000031	-3.28	7.20	805.53	998.55	-0.98
24	461.6	0.035518	0.001199	0.282750	0.000021	-0.78	9.01	716.01	864.31	-0.96
26	463.2	0.032227	0.001092	0.282794	0.000023	0.77	10.63	651.68	762.41	-0.97
28	441.3	0.027411	0.000933	0.282719	0.000027	-1.87	7.56	754.58	940.74	-0.97
29	464.3	0.027870	0.001025	0.282735	0.000026	-1.30	8.60	733.51	892.43	-0.97

注: $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 10000 \times \{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1\}; f_{\text{DM1}}\text{Hf} = 1/\lambda \times \ln\{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}; t_{\text{DM2}}\text{Hf} = t_{\text{DM1}}\text{Hf} - (t_{\text{DM1}}\text{Hf} - t) \times [(f_{\text{ce}} - f_{\text{d}}) / (f_{\text{ce}} - f_{\text{DM}})]; f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1; 其中: \lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}; (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} 和 (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{s}} 为样品测量值; (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332, (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772^{[40]}; (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384, (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325; (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}} = 0.015^{[44]}; f_{\text{ce}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1; f_{\text{DM}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1; t 为锆石结晶年龄$

性质^[47~48]。Y-Sm、Y-Yb、Y-Nb 和 Y-Th 投图显示,本文2组年龄的锆石具有一致的、连续的微量元素分布趋势(图7)说明,2组锆石结晶于封闭的岩浆源区。但从 t -Eu/Eu^{*}图解(图8)可见,约460Ma 和约440Ma 的锆石 Eu/Eu^{*} 值分别为0.89~1.01 和0.85~0.93,即约460Ma 锆石 Eu 基本无异常,与常见的岩浆锆石显著负Eu异常特征不同^[47,49~50]。岩浆锆石中Ce的正异常一般反映锆石结晶于氧化环境。氧化环境中Eu通常为正三价阳离子,REE标准化配分模式中Eu行为不与其他稀土离子解耦而不具有异常。本文约460Ma 锆石的Eu无异常与正Ce异常完全协调,反映其结晶于氧化的岩浆体系。但是,岩浆锆石普遍存在强烈的正Ce异常和负Eu异常。现有研究^[47,51~54]认为,强烈的负Eu异常继承于母源岩浆的Eu亏损,即锆石晶出的母源岩浆中存在显著的斜长石的结晶分离。但是,来自Jwaneng 和Nurbinskaya 金伯利岩的锆石具有正Ce异常,而无

Eu异常,代表了幔源成因的稀土元素特征^[47,55]。因此,约460Ma 锆石Eu无异常反映了岩浆源区不存在显著的斜长石的结晶分离,即约460Ma 母源岩浆来自偏基性的地幔岩浆部分熔融。约440Ma 锆石相比约460Ma 锆石开始出现一致的负Eu异常,指示其母源岩浆中斜长石开始发生结晶分异,与岩浆深熔作用过程一致。因此,约460Ma 为长沟河闪长质片麻岩原岩形成年龄,约440Ma 为长沟河闪长质片麻岩深熔岩浆的结晶年龄。Hf同位素分析测试结果显示约460Ma 和约440Ma 两组锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为8.23~11.57 和 6.36~8.03,对应的二阶段模式年龄分别变化于704~916Ma 和 912~1023Ma 之间,亦指示460~440Ma 以幔源新生地壳岩浆向壳源重熔岩浆的转变(图6)。综上,长沟河闪长质片麻岩原岩形成于约460Ma,与幔源新生地壳岩浆活动密切相关;约440Ma 是受地壳再造活动影响形成的深熔岩浆的结晶年龄。

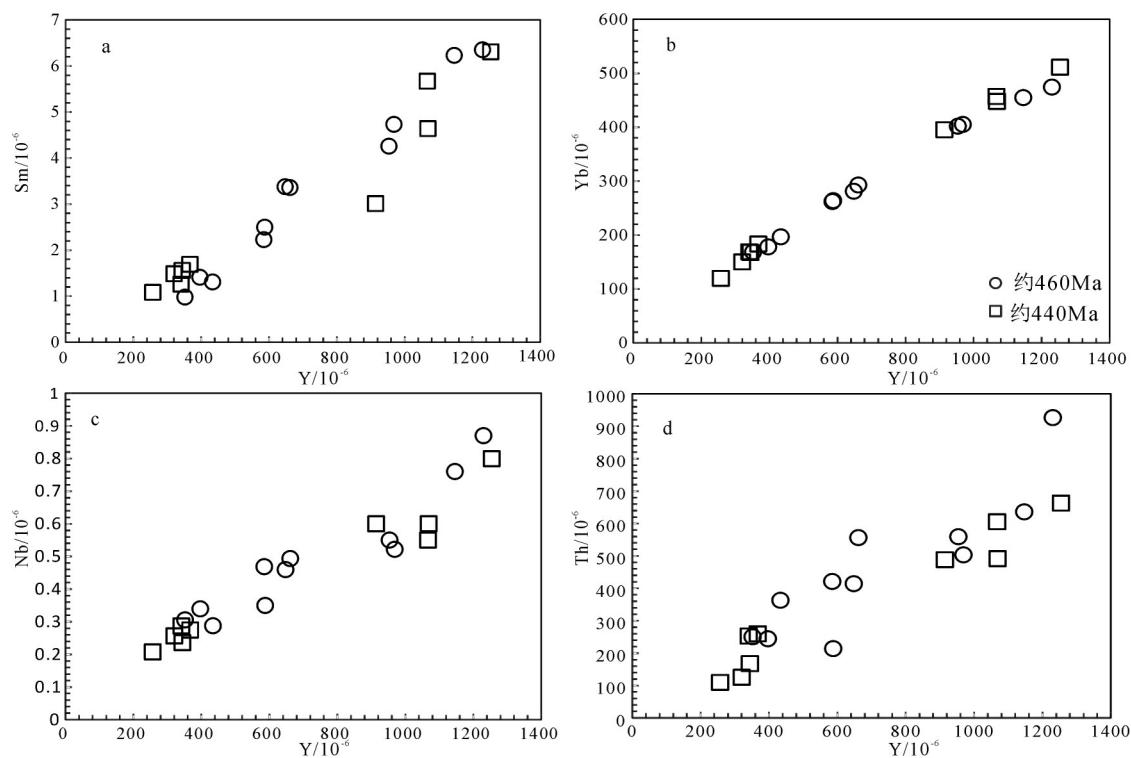


图7 长沟河闪长质片麻岩锆石微量元素相关图解

Fig. 7 Zircon trace element correlation diagrams of Changgouhe dioritic gneiss

北祁连东端广泛发育早古生代岩浆作用。中酸性侵入体的年代学和地球化学资料反映,北祁连东端的早古生代阶段大规模俯冲型花岗质岩浆侵入活动主要在455~440 Ma发生^[11,13,56~58];434 Ma的埃达克质草川铺花岗岩指示,由红土堡弧后盆地碰撞闭合导致的增厚地壳开始发生部分熔融^[11]。本文长沟河闪长质片麻岩LA-ICP-MS锆石U-Pb定年得

到443.8±2.6 Ma的年龄,因其与463.3±2.3 Ma锆石的微量元素特征一致,且具有较低的Eu/Eu^{*}值,被解释为长沟河闪长质片麻岩深熔岩浆的结晶年龄。因此,443.8±2.6 Ma北祁连东端地壳深熔作用已经开始发生,进入陆内再造阶段。

5 结 论

(1)长沟河闪长质片麻岩锆石CL图像显示明显的振荡环带,部分锆石具有熔蚀港湾和较窄的增生边,具有核幔结构。LA-ICP-MS锆石U-Pb测年得到2组岩浆年龄,443.8±2.6 Ma(MSWD=0.44)和463.3±2.3 Ma(MSWD=0.52)。

(2)锆石微量元素投图显示,443.8±2.6 Ma和463.3±2.3 Ma两组锆石具有一致的微量元素组成,说明二者晶出于封闭的岩浆体系。同时,443.8±2.6 Ma锆石比463.3±2.3 Ma锆石具有较低的Eu/Eu^{*}值,指示母岩开始发生斜长石的结晶分离,与深熔作用过程一致。因此,约460 Ma为长沟河闪长质片麻岩原岩形成年龄,约440 Ma为长沟河闪长质片麻岩深熔岩浆的结晶年龄。460~440 Ma锆石ε_{Hf}(t)值的降低也说明了壳源再造活动的增强。

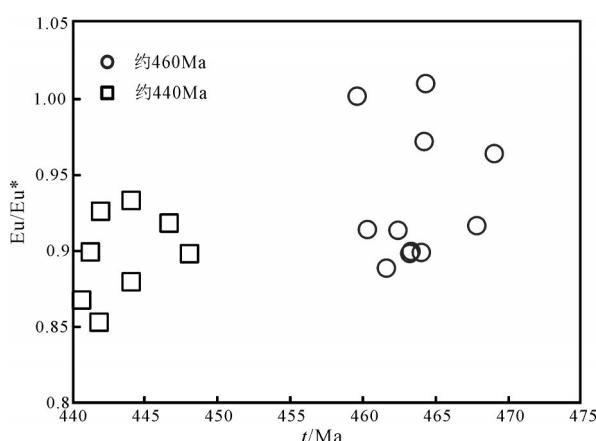


图8 长沟河闪长质片麻岩锆石t-Eu/Eu*图解

Fig. 8 Zircon t-Eu/Eu* diagram of Changgouhe diorite gneiss

(3) 锆石 Eu 异常及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 特征指示, 北祁连造山带东端在约 460 Ma 发生了显著的新生地壳生长, 而约 440 Ma 地壳深熔作用已经开始发生, 进入陆内再造阶段。

致谢: 锆石 U-Pb 同位素定年及 Hf 同位素分析测试得到西北大学大陆动力学国家重点实验室柳小明和张红老师的指导和帮助, 在此表示诚挚的感谢。同时, 感谢审稿专家提出的宝贵修改意见。

参考文献

- [1] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 中央造山带早古生代地体构架与高压/超高压变质带的形成[J]. 地质学报, 2006, 80(12): 1793–1806.
- [2] 杨经绥, 许志琴, 马昌前, 等. 复合造山作用和中国中央造山带的科学问题[J]. 中国地质, 2010, 37(1): 1–11.
- [3] Cheng H, Zhang C, Vervoort J D, et al. Timing of eclogite facies metamorphism in the North Qinling by U-Pb and Lu-Hf geochronology[J]. Lithos, 2012, 136/139(4): 46–59.
- [4] Li Y, Yang J, Dilek Y, et al. Crustal architecture of the Shangdan suture zone in the early Paleozoic Qinling orogenic belt, China: Record of subduction initiation and backarc basin development[J]. Gondwana Research, 2015, 27(2): 733–744.
- [5] 胡能高, 赵东林, 徐柏青, 等. 北秦岭含柯石英榴辉岩的发现及其意义[J]. 科学通报, 1994, 39(21): 2013–2013.
- [6] 张旗. 蛇绿岩研究的进展[J]. 四川地质科技情报, 1994, (Z1): 46–46.
- [7] 陈丹玲, 刘良. 北秦岭榴辉岩及相关岩石年代学的进一步确定及其对板片俯冲属性的约束[J]. 地学前缘, 2011, 18(2): 158–169.
- [8] 李王晔, 李曙光, 裴先治, 等. 西秦岭关子镇蛇绿混杂岩的地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[J]. 岩石学报, 2007, 23(11): 2836–2844.
- [9] 宫相宽, 陈丹玲, 朱小辉, 等. 北秦岭西段三叠纪超镁铁岩–正长岩体的确定及其地质意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(1): 177–192.
- [10] 裴先治, 李勇, 陆松年, 等. 西秦岭天水地区关子镇中基性岩浆杂岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质通报, 2005, 24(1): 23–29.
- [11] Zhang H F, Zhang B R, Harris N, et al. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of intrusive rocks from the Longshan-Tianshui area in the southeast corner of the Qilian orogenic belt, China: Constraints on petrogenesis and tectonic affinity[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 27(6): 751–764.
- [12] 闫全人, 王宗起, 闫臻, 等. 秦岭勉略构造混杂带康县–勉县段蛇绿岩块–铁镁质岩块的 SHRIMP 年代及其意义[J]. 地质论评, 2007, 53(6): 755–764.
- [13] 陈隽璐, 李好斌, 王洪亮, 等. 秦祁结合部位王家岔石英闪长岩体锆石 LA-ICPMS 定年及地质意义[J]. 吉林大学学报, 2007, 37(3): 423–431.
- [14] 陈隽璐, 徐学义, 王洪亮, 等. 北秦岭西段唐藏石英闪长岩岩体的形成时代及其地质意义[J]. 现代地质, 2008, 22(1): 45–52.
- [15] 王洪亮, 何世平, 陈隽璐, 等. 北秦岭西段红花铺俯冲型侵入体 LA-ICPMS 定年及其地质意义[J]. 现代地质, 2006, 20(4): 536–544.
- [16] Dong Y, Santosh M. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China[J]. Gondwana Research, 2015, 29(1): 1–40.
- [17] Mohammed Ishag Mohammed Abdalsamed. 秦岭古生代花岗岩的成因: 来自锆石 U-Pb 年代学、地球化学和同位素的证据[D]. 中国地质大学博士学位论文, 2018: 1–82.
- [18] 徐学义, 何世平, 王洪亮, 等. 早古生代北秦岭–北祁连结合部构造格局的地层及构造岩浆事件约束[J]. 西北地质, 2008, 41(1): 1–21.
- [19] Song S, Niu Y, Su L, et al. Tectonics of the North Qilian orogen, NW China[J]. Gondwana Research, 2013, 23(4): 1378–1401.
- [20] Dong Y, Zhang G, Neubauer F, et al. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41(3): 213–237.
- [21] Dong Y, Zhang G, Hauzenberger C, et al. Palaeozoic tectonics and evolutionary history of the Qinling orogen: Evidence from geochemistry and geochronology of ophiolite and related volcanic rocks[J]. Lithos, 2011, 122(1/2): 39–56.
- [22] 孟祥舒, 何艳红, 陈亮, 等. 秦岭–祁连结合部位早古生代埃达克岩的发现及其造山作用意义[J]. 地质学报, 2017, 91(12): 2679–2696.
- [23] 宋志高, 贾群子, 张治洮, 等. 北秦岭–北祁连(天水–宝鸡)间早生古代火山岩系及其构造连接关系的研究[J]. 西北地质科学, 1991, (34): 1–82.
- [24] 张维吉, 孟宪恂, 胡健民, 等. 祁连–北秦岭造山带接合部位构造特征与造山过程[M]. 西安: 西北大学出版社, 1994: 1–283.
- [25] 裴先治, 丁仁平, 李佐臣, 等. 西秦岭北缘早古生代天水–武山构造带及其构造演化[J]. 地质学报, 2009, 83(11): 1547–1564.
- [26] 何艳红, 孙勇, 陈亮, 等. 陇山杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(1): 125–134.
- [27] 魏方辉. 北祁连造山带东端早古生代物质组成、变形特征及其构造演化过程[D]. 长安大学硕士学位论文, 2013: 1–130.
- [28] 李王晔. 西秦岭–东昆仑造山带蛇绿岩及岛弧型岩浆岩的年代学和地球化学研究[D]. 中国科学技术大学博士学位论文, 2008: 1–154.
- [29] 何世平, 王洪亮, 徐学义, 等. 北祁连东段红土堡基性火山岩和陈家河中酸性火山岩地球化学特征及构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(4): 295–309.
- [30] 何世平, 王洪亮, 徐学义, 等. 北祁连东段红土堡基性火山岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及其地质意义[J]. 地球科学进展, 2007, 22(2): 43–151.
- [31] 裴先治, 李佐臣, 李瑞保, 等. 祁连造山带东段早古生代葫芦河群变质碎屑岩中碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄: 源区特征和沉积时代的限定[J]. 地学前缘, 2012, 19(5): 205–224.
- [32] 刘成军. 秦祁结合部位物质组成、构造演化过程及交接关系研究[D]. 长安大学硕士学位论文, 2013: 1–109.

- [33]徐可心. 秦祁结合部位前寒武纪年代学和地球化学研究: 来自陇山岩群的证据[D]. 西北大学硕士学位论文, 2018: 1–87.
- [34]Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U–Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28(3):353–370.
- [35]Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser–ablation quadrupole and multiple–collector ICP–MS[J]. *Chemical Geology*, 2008, 247(1/2):100–118.
- [36]Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, et al. Hf isotope ratio analysis using multi–collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections[J]. *Anal. At. Spectrom.*, 2002, 17: 1567–1574.
- [37]Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust[C]// Rudnick R L. *The Crust Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003, 3: 1–64.
- [38]Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(1): 133–147.
- [39]Albarède F, Scherer E E, Blichert–Toft J, et al. γ –ray irradiation in the early Solar System and the conundrum of the ^{176}Lu decay constant[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(5):1261–1270.
- [40]Blichert–Toft J, Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 148(1/2): 243–258.
- [41]吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu–Hf同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 185–220.
- [42]Sun McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1989, 42(1): 313–345.
- [43]Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. The Decay Constant of ^{176}Lu Determined from Lu–Hf and U–Pb Isotope Systematics of Terrestrial Precambrian High–Temperature Mafic Intrusions[J]. *Meteoritics & Planetary Science Supplement*, 2004: 38.
- [44]Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In–situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos*, 2002, 61(3):237–269.
- [45]吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U–Pb年龄解释的制约[J]. 科学通报, 2004, 49(16):1589.
- [46]李长民. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J]. *地质调查与研究*, 2009, 32(3):161–174.
- [47]Hoskin P W O, Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis[J]. *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, 53(1):27–62.
- [48]Spandler C, Hammerli J, Yaxley G M. An experimental study of trace element distribution during partial melting of mantle heterogeneities[J]. *Chemical Geology*, 2017, 462:74–87.
- [49]Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2002, 143(5):602–622.
- [50]雷玮琰. 不同成因锆石的微量元素特征研究[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2013:1–109.
- [51]Ballard J R, Palin M J, Campbell I H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2002, 144(3):347–364.
- [52]Grimes C B, John B E, Kelemen P B, et al. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance[J]. *Geology*, 2007, 35(7): 643–646.
- [53]Grimes C B, John B E, Cheadle M J, et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2009, 158(6):757–783.
- [54]Lei W, Shi G, Santosh M, et al. Trace element features of hydrothermal and inherited igneous zircon grains in mantle wedge environment: a case study from the Myanmar jadeite[J]. *Lithos*, 2016, 266/267:16–27.
- [55]Tretiakova I G, Belousova E A, Malkovets V G, et al. Recurrent magmatic activity on a lithosphere–scale structure: Crystallization and deformation in kimberlitic zircons[J]. *Gondwana Research*, 2017, 42:126–132.
- [56]何艳红, 陈亮, 孙勇, 等. 陇县地区新街片麻岩套锆石年龄及其地质意义[J]. 西北大学学报: 自然科学版, 2005, 35(5):625–627.
- [57]裴先治, 孙仁奇, 丁仁平, 等. 陇东地区阎家店闪长岩 LA–ICP–MS 锆石 U–Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 2007, 34(1):8–16.
- [58]魏方辉, 裴先治, 李瑞保, 等. 甘肃天水地区早古生代黄门川花岗闪长岩体 LA–ICP–MS 锆石 U–Pb 定年及构造意义[J]. 地质通报, 2012, 31(9):1496–1509.
- ①裴先治, 李勇, 丁仁平, 等. 天水市幅 1:25 万区域地质调查(修测)成果报告. 长安大学地质调查研究院, 2004.