

莫河花岗岩的锆石 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素研究： 柴北欧龙布鲁克微陆块始古元古代岩浆作用年龄 和地壳演化约束*

李晓彦¹ 陈能松¹ 夏小平² 孙敏¹ 徐平³ 王勤燕¹ 王新宇^{1,4}

LI XiaoYan¹, CHEN NengSong¹, XIA XiaoPing², SUN Min², XU Ping³, WANG QinYan¹ and WANG XinYu^{1,4}

1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074

2. 香港大学地球科学系, 香港, 香港特别行政区

3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

4. 广西地质调查院, 南宁 530023

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong

3. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China

4. School of Geological Survey of Guangxi Province, Nanning 530023, China

2006-09-30 收稿, 2006-12-25 改回.

Li XY, Chen NS, Xia XP, Sun M, Xu P, Wang QY and Wang XY. 2007. Onstraints on timing of the early-Paleoproterozoic magmatism and crustal evolution of the Oulongbuluke microcontinent: U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of zircons from Mohe granitic pluton. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2):513–522

Abstract The Olongbuluke micro-continent is composed of a two-fold basement with cover strata. The lower basement is the medium-to high-grade Delingha complex (DC) and the Dakendaban Group, the upper is the low-grade Wandonggou Group. Zircon LA-ICP-MS dating gives U-Pb isotope of 27 zircon grains from the Mohe granite of the DC, of which 26 zircon grains suffered various degree of Pb loss and defined a Concordia with a upper intercept age of $2470 \pm 19/-18$ Ma. Hf isotope of 25 zircon grains was measured using LA-MC-ICP-MS technique, of which 23 grains crystallized from Mohe granite show $Hf_i = 0.28129 \sim 0.28140$ (weighted average of 0.28134 ± 0.00003), $\epsilon_{Hf} = 2.94 \sim 6.95$ (weighted average of $4.58 \pm 0.54/-0.76$), resident time for the felsic crustal reservoir $T_{DM}^c = 2.54 \sim 2.75$ Ga with weighted average of $2.66 \pm 0.04/-0.02$ Ga. These data indicate that the Mohe granite pluton was derived from partial melting of the mantle, and the intrusion of the Mohe granite pluton implied a crustal accretion event occurred in Olongbuluke micro-continent at ca. 2.5Ga.

Key words Zircon, U-Pb and Hf isotopes, Granite, Precambrian crustal evolution, Oulongbuluke micro-continent, North Qaidam

摘要 欧龙布鲁克微陆块具典型的基底与盖层二元结构, 基底自下而上由德令哈杂岩、达肯大坂岩群和万洞沟群三个岩石-构造单元组成。应用 LA-ICP-MS 测定了德令哈杂岩中的莫河花岗岩体的 27 个锆石的 U-Pb 同位素成分, 其中 26 颗锆石发生不同程度的放射成因铅同位素丢失, 其不一致线上交点年龄为 $2470 \pm 19/-18$ Ma。应用 LA-MC-ICP-MS 测定了 25 颗锆石的 Hf 同位素成分, 其中岩浆结晶成因的 23 颗锆石的 $Hf(2470\text{Ma}) = 0.28129 \sim 0.28140$, 平均值 0.28134 ± 0.00003 ; ϵ_{Hf} 值的变化范围 $2.94 \sim 6.95$, 加权平均值 $4.58 \pm 0.54/-0.76$, 长英质地壳存留年龄 $T_{DM}^c = 2.54 \sim 2.75$ Ga, 加权平均值 $2.66 \pm 0.04/-$

* 本研究受教育部博士学科点基金项目(20050491506)、教育部科技重点项目(104039)、国家自然科学基金项目(No. 40272030, 40234052)资助。

第一作者简介: 李晓彦, 女, 1983 年生, 在读博士研究生, 岩石学与地球化学专业, E-mail: xyleee@126.com

-0.02Ga。以上数据将该花岗岩的形成年龄约束在 2470Ma, 其岩浆来源于地幔物质的部分熔融, 指示欧龙布鲁克微陆块在 ~2.5Ga 的地壳增生事件。

关键词 锆石; U-Pb 和 Hf 同位素; 花岗岩; 前寒武纪地壳演化; 欧龙布鲁克微陆块; 柴北

中图分类号 P597.3; P588.346

1 引言

塔里木陆块的东南阿尔金山断裂带两侧, 分布着若干个规模较小的大陆地块。断裂的西北侧有敦煌地块和阿尔金山地块, 东南侧由北而南有阿拉善地块、祁连地块、欧龙布鲁克地块和柴达木地块(陆松年等, 2002a, b), 在欧龙布鲁克地块与柴达木地块之间横卧着著名的柴北缘高压-超高压变质岩带(图 1)。Chen and Wang(1996)称它们是古西域(地台)的一部分, 认为它们固结于 1400Ma 而区别于扬子地台和华北地台。葛肖虹、刘俊来(2000)认为这些块体原属同一克拉通, 但在后来的地质演化过程中被构造肢解了。陆松年等(2002)根据地层建造和构造-岩浆-变质事件特征的对比, 认为这些陆块自新元古代以来具有相似的地质演化历史。郭进京等(1999)、张国伟等(2000)和陆松年(2002, 2003)对中国中西部古地块群与 Columbia 和 Rodinia 超大陆的关系进行了探讨。Yang *et al.* (2000, 2001)认为从阿尔金山经柴北缘、北秦岭到大别山分布的超高压变质岩带是华北陆块和扬子陆块的俯冲碰撞对接带。藩裕生等(1996)、Mattern *et al.* (1996; 2000)、Matte *et al.* (1996) 和 陈能松等(2005)探讨了原、古特提斯构造与古大陆演化的关系。Song *et al.* (2006)认为祁连-柴达木地块曾是 Rodinia 超大陆被动大陆边缘的一部分, 于 460 ~ 420Ma 与华北克拉通发生俯冲碰撞。总的看来, 虽然有较多的学者对上述微(小)地块的构造演化进行了探讨, 但对各个地块的研究总体上仍处于资料积累阶段。例如, 关于各微(小)地块基底的组成和时代归属的认识仍然莫衷一是, 这极大地阻碍了地块早期地壳演化分析及相互之间构造演化关系的理解。

欧龙布鲁克微陆块是由陆松年等(2002b)综合专题研究和区调成果从原柴达木地块的北部划分出来的。该地块与众多小地块不同, 它出露面积最小, 但与华北陆块、扬子陆块和塔里木陆块一样, 具有典型的基底和盖层二元结构, 因而被称为微陆块, 是一个近于消失了的古大陆块残片(陆松年, 2002)。其盖层下部为新元古代全吉群, 其底部层位存在冰碛层。冰碛层的组成和形成时代可与扬子陆块和塔里木陆块类似的层位相对比(Xu *et al.*, 2005 及文中有关文献), 表明它们曾在新元古代前发生过汇聚, 共同响应过全球 Rodinia 超大陆汇聚事件(Xu *et al.*, 2005; 陈能松等, 2006a)。那么, 欧龙布鲁克陆块(以下均称现在的欧龙布鲁克微陆块为陆块)基底可否与扬子和塔里木陆块基底相对比? 显然, 基底的组成与年代的研究成为解决这一问题的关键之一。

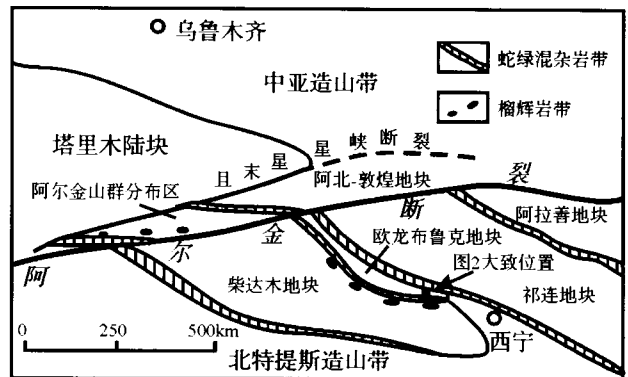


图 1 中国西北部微(小)地块群分布示意图(据陆松年等, 2000a 和陈能松等, 2006a 略作修改)

Fig. 1 A Schetch map showing distribution of the micro or small scale continental blocks, NW China

大陆块体中的花岗岩类主要形成于中下地壳物质的部分熔融, 它们的 Nd-Sr-Pb 同位素组成蕴含着源区的组成和演化的重要信息(洪大卫等, 1999; 黄萱和 Depaolo, 1995; 凌洪飞等, 1998; 沈渭洲等, 1993; 万渝生等, 2003; 张本仁等, 2002; 张宏飞 2005; 张理刚等, 1993, 1995; 朱炳泉等, 1993; Chen and Jahn, 1998; DePaolo, 1988; Dickin, 1998; Downes & Duthou, 1988; Farmer, 1992; Hu *et al.*, 2000; Jahn *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2003; Liew & Hofmann, 1988; Tomascak *et al.*, 1996; Wu *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2002)。作者之一曾对过去发现的欧龙布鲁克陆块基底中年龄最老的莫河花岗岩进行了 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学的研究, 并认为该地块基底与扬子陆块具有亲缘性(陈能松等, 2006b)。但由于该岩体强烈变形和变质, 锆石都可能不同程度地发生重结晶和/或放射成因铅同位素丢失, 因此, 用 ID-TIMS 测定的锆石 U-Pb 年龄必然受到该技术不可克服的局限性的影响。本文报道了用 LA-ICPMS 技术原位精确测定该岩体锆石 U-Pb 年龄的新结果, 和用 LA-MC-ICPMS 测定的锆石 Lu-Hf 同位素成分, 以精确地限定莫河花岗岩的结晶时代, 约束欧龙布鲁克陆块的基底形成时代, 讨论早期地壳演化。

2 地质背景和岩体特征

欧龙布鲁克陆块的基底由三个部分组成, 自上而下分别是中元古界万洞沟群、古元古界达肯大坂岩群和古元古代-新太古代德令哈杂岩(陆松年, 2002)。莫河岩体侵入于德令哈杂岩中的变质表壳岩系中。表壳岩系由斜长角闪岩、片麻

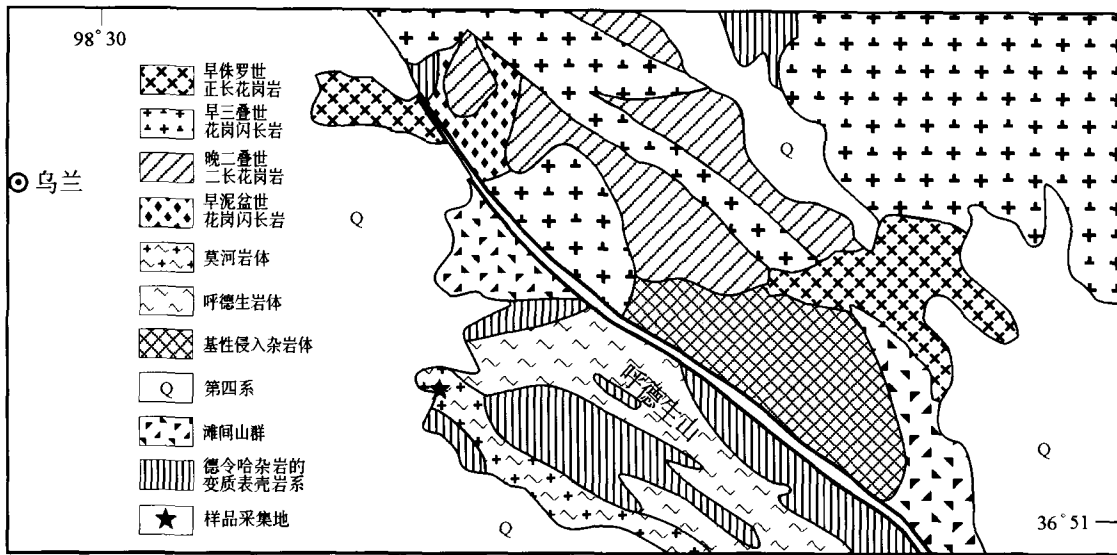


图 2 莫河花岗岩体分布地质简图

Fig. 2 Distribution of the Mohe granitic pluton and sample locality

岩、变粒岩和大理岩等组成,以无大规模变质石英岩而与达肯大坂岩群相区别(陈能松等,2006a)。黑云母斜长片麻岩和斜长角闪岩普遍发育条带状长英质脉体,前者的脉体中 ID-TIMS 新生锆石 U-Pb 年龄初步测定结果为 $1939 \pm 21\text{Ma}$ (郝国杰等,2005)。莫河岩体东北侧为呼德生二长花岗岩岩体,两者接触关系因露头不佳而有待调查和研究,但两者都发育深熔长英脉体和强烈变形。

莫河岩体位于乌兰县东南约 13 公里处的呼德生山(图 2),出露面积约 16km^2 。该岩体为花岗闪长质—二长质花岗岩,岩石呈灰白色,条带状-片麻状构造,中-粗粒结构,主要矿物有斜长石(50~30%)、钾长石(15~35%)、石英(20~30%)和角闪石(~10%),副矿物有褐帘石、锆石和磷灰石等。受绿帘角闪岩相变质影响,斜长石普遍转变为黝帘石+钠长石、普通角闪石转变为蓝绿色角闪石+黑云母+绿帘石。强烈的深熔作用使岩体普遍发育长英质脉体。长英脉体宽 1~5cm,淡肉红色,片麻状构造,中粗粒变晶结构,主要矿物为钾长石(45~55%)、斜长石(10~20%)、石英(30~40%)和少量黑云母(~5%),属钾长花岗岩质成分。LA-ICPMS 技术测定脉体锆石核部 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄范围 2000Ma~2324Ma;少数锆石增生边年龄为 1030Ma 左右(王树庆等,2006)。

3 分析方法

采集岩石约 5 千克,室内将其破碎、过筛、淘洗,经电磁分离后淘选得纯度 95% 以上的锆石精样,然后在双目镜下挑选出无色透明、无裂纹、无包体的锆石并制靶,在中科院地质与地球物理研究所用 Cameca SX-51 和 JEOL JXA-8100 电子探针拍摄 CL 图像,工作条件为 15kV 和 20nA。

锆石的 U 和 Pb 同位素分析用香港大学地球科学系装载有 New Wave Research LUV213nm 激光器的四极杆 VG PQ Excel ICP-MS 进行。分析点直径 $40\mu\text{m}$,频率 10Hz,输出能量 0.6~1.3mJ/脉冲,此条件下 ^{238}U 信号计数 $3 \times 10^4 \sim 100 \times 10^4$ 个(与 U 含量有关)。每个分析点总的测定时间为 90 秒,其中空白测定 30 秒,样品测定时间 60 秒。外标校样为国际通用标准锆石 91500。更为详细的分析条件和分析流程见 Xia *et al.* (2004)。

锆石 Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所用 Geolas 193nm ArF 激光剥蚀器的 Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)上进行。激光束径约 $63\mu\text{m}$,剥蚀频率为 10Hz,能量密度为 $15\text{J}/\text{cm}^2$ 。典型剥蚀时间为 27 秒,剥蚀深度 20~30 μm 。更详细的仪器状况和分析程序见徐平等(2004)。数据标准化据 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$,质量歧视校正用指数模式进行。干扰校正取 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02655$ (Chu *et al.*, 2002) 和 $\beta_{\text{Yb}}/\beta_{\text{Hf}} = 0.8725$ (Xu *et al.*, 2004)。

4 亏损地幔和地壳存留 Hf 模式年龄计算

锆石亏损地幔 Hf 模式年龄(T_{DM})按线性增长模式计算,和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的计算公式分别如下:

$$T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$$

$$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = (((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)) - 1) \times 10000$$

式中 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_s - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_s$ 为样品测定值, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ (Blichert-Toft & Albarade, 1997), $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},0} = 0.28325$ 和 $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ (Griffin *et al.*, 2000), ^{176}Lu 衰变常数 $\lambda = 1.865 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ (Scherer *et al.*, 2001), t 为样品形成年龄。

地壳物质的 Hf 同位素亏损地幔模式年龄反映其平均地壳存留年龄, 即该地壳物质从亏损地幔脱离出来的平均年龄。该年龄当且仅当该地壳物质自亏损地幔首次分离出来后没有发生过 Lu/Hf 分异时才具有地质意义。这显然不适用于锆石 Lu-Hf 同位素体系, 因为锆石体系中的 Lu 含量极低, Lu/Hf 在熔浆与新生长锆石之间将不可避免地发生分异。为了避开 Lu/Hf 分异的影响, 在以下的讨论中我们采用两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM}^{C})。 T_{DM}^{C} 可通过约束一条过结晶年龄已知的锆石的初始 Hf 同位素比值和具适当的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值地壳的增长线与亏损地幔模式增长线的交点而得到。不同研究者对于该 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值取值略有出入。Vervoot & Patchett (1996) 取 0.0093, Andersen 等 (2002) 将之称为长英质地壳, 取值 0.010。另外, 也有总地壳平均成分的取 0.015 (参见 Griffin *et al.*, 2002, 2004), 或镁铁质地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值 0.019 等。因为镁铁质地壳的驻留时间很短, 所以对于花岗岩来说, 一般采用上地壳或总地壳平均成分的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值来计算 T_{DM}^{C} 。本文采用 Rudnick and Gao (2004) 推荐的上地壳平均成分 (0.008) 计算的 T_{DM}^{C} 讨论问题。应当强调的是, 是花岗岩原岩而不是锆石具有与上地壳相同的 Lu/Hf 比值, 因此, 两阶段 Hf 模式年龄 T_{DM}^{C} 可以代表花岗岩的原岩从亏损地幔脱离出来的地质时间。

其计算公式是

$$T_{\text{DM}}^{\text{C}} = t + (1/\lambda) \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{s,t} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM},t}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{uc}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$$

5 结果

5.1 U-Pb 同位素体系

莫河花岗岩的锆石大部分呈短柱双锥自形晶, CL 图像具有典型的密集振荡型环带 (图 3), 这表明, 锆石属典型的岩浆成因 (Rubatto and Gebauer, 2000)。几乎全部的锆石颗粒发育薄的高 CL 密度亮边, 在亮边与密集振荡环带核之间发育薄的低 CL 密度过渡幔, 某些锆石核的振荡环带略呈模糊。这表明, 这些岩浆锆石形成之后受热事件影响而发生固态重结晶, 并在更晚些时候受到了流体作用的影响。值得注意的是, 所有锆石均未见继承性锆石核 (图 3)。

在 27 个锆石颗粒上进行的 27 点分析结果列于表 1, U-Pb 年龄谱和图解见图 4。全部测试点的 Th/U 比值均大于 0.26, 结合晶内构造特征 (图 3), 应为典型的岩浆成因

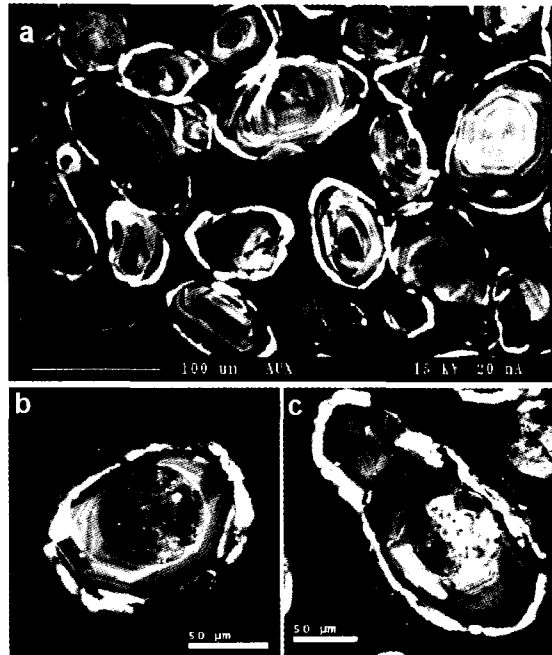


图 3 a-锆石的 CL 图像, 示总体为振荡环带的核和薄的低 CL 密度的暗幔和高 CL 密度的亮边组成, 无明显的继承性锆石核; b 和 c-锆石的振荡环带和 62 μm 直径的 LA-MC-ICPMS 测定 Lu 和 Hf 同位素成分的剥蚀坑

Fig. 3 a-CL image displaying internal structure of large oscillatory zoning core, thin low CL intensity mantle and high CL intensity rim; b & c- 62- μm dia ablation spots on the oscillatory zoning cores.

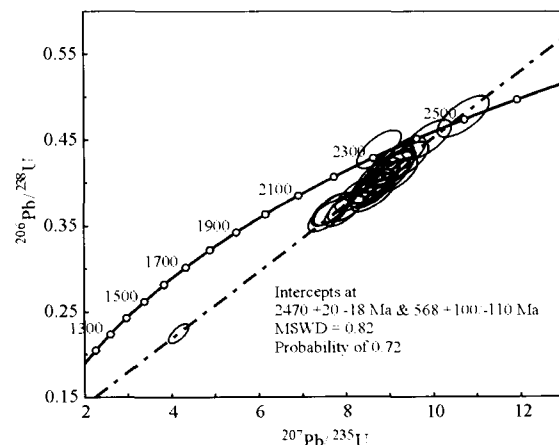


图 4 锆石 U-Pb 谱和年龄图

Fig. 4 Zircon U-Pb Concordia diagram

(Rubatto & Gebauer, 2000; Rubatto, 2002)。点 03WL-10-1 和点 03WL-10-2 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 2346Ma 和 2515Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 分别为 2314Ma 和 2498Ma, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 2287Ma 和 2484Ma, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 等三个表面年龄依次增大, 呈反向不一致性。余下 25 个分析点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 等三个表面年龄依次变

表 1 锆石 U-Pb 数据

Table 1 U-Pb data for zircons

分析点号	浓度			Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ
03WL-10-1	230	206	443	0.46	0.14492	0.00346	8.7691	0.20952	0.43891	0.00916	2287	41	2314	22	2346	41
03WL-10-2	184	200	327	0.61	0.16275	0.0037	10.70605	0.24422	0.47714	0.00986	2484	38	2498	21	2515	43
03WL-10-3	415	504	814	0.62	0.15619	0.00374	9.29448	0.22288	0.43161	0.00902	2415	40	2367	22	2313	40
03WL-10-4	336	330	675	0.49	0.15515	0.0037	9.02896	0.21556	0.42212	0.00882	2403	40	2341	22	2270	40
03WL-10-5	247	265	515	0.51	0.15986	0.00368	8.95966	0.20668	0.40651	0.00842	2454	38	2334	21	2199	38
03WL-10-6	329	362	667	0.54	0.15786	0.00358	9.07832	0.20748	0.41712	0.00862	2433	38	2346	21	2247	39
03WL-10-7	481	483	1056	0.46	0.15481	0.00354	8.23802	0.18952	0.38597	0.00798	2400	38	2258	21	2104	37
03WL-10-8	164	176	359	0.49	0.16212	0.00374	8.62558	0.19936	0.38591	0.008	2478	38	2299	21	2104	37
03WL-10-9	140	222	301	0.74	0.15784	0.00362	8.61788	0.19866	0.39603	0.0082	2433	38	2298	21	2151	38
03WL-10-10	228	264	456	0.58	0.1552	0.00356	9.06431	0.20864	0.42363	0.00876	2404	38	2345	21	2277	40
03WL-10-11	202	113	433	0.26	0.15722	0.00362	8.57026	0.1977	0.39538	0.00818	2426	39	2293	21	2148	38
03WL-10-12	364	259	836	0.31	0.15048	0.0034	7.64954	0.17362	0.36872	0.0076	2351	38	2191	20	2023	36
03WL-10-13	256	361	518	0.70	0.15761	0.00364	9.09829	0.21056	0.41872	0.00868	2430	39	2348	21	2255	39
03WL-10-14	155	149	291	0.51	0.15892	0.0037	9.8712	0.23096	0.45053	0.00936	2444	39	2423	21	2398	41
03WL-10-15	241	338	552	0.61	0.15146	0.0035	7.7168	0.17926	0.36955	0.00766	2362	39	2199	21	2027	36
03WL-10-16	193	365	452	0.81	0.15224	0.00378	7.60467	0.18832	0.36231	0.00764	2371	42	2185	22	1993	36
03WL-10-17	222	296	441	0.67	0.1596	0.00368	9.37548	0.21734	0.4261	0.00884	2451	38	2375	21	2288	40
03WL-10-18	230	307	500	0.62	0.15996	0.00368	8.60559	0.19912	0.39022	0.00808	2455	38	2297	21	2124	37
03WL-10-19	322	461	697	0.66	0.15833	0.00374	8.55071	0.20184	0.39172	0.00816	2438	39	2291	21	2131	38
03WL-10-20	304	333	630	0.53	0.15522	0.00356	8.74774	0.20186	0.40877	0.00846	2404	38	2312	21	2209	39
03WL-10-21	526	2025	1984	1.02	0.13443	0.00304	4.16216	0.09464	0.22458	0.00462	2157	39	1667	18	1306	24
03WL-10-22	184	268	376	0.71	0.15812	0.00382	9.0443	0.2189	0.41488	0.0087	2436	40	2342	22	2237	40
03WL-10-23	197	232	447	0.52	0.15638	0.00362	8.06147	0.18762	0.37392	0.00776	2417	39	2238	21	2048	36
03WL-10-24	201	283	422	0.67	0.15704	0.0036	8.74541	0.20172	0.40393	0.00836	2424	38	2312	21	2187	38
03WL-10-25	215	376	446	0.84	0.16219	0.00368	9.14435	0.20812	0.40895	0.00844	2479	38	2353	21	2210	39
03WL-10-26	231	313	531	0.59	0.15696	0.00354	7.96635	0.18096	0.36813	0.00758	2423	38	2227	20	2021	36
03WL-10-27	158	177	339	0.52	0.15856	0.00368	8.63955	0.20144	0.39521	0.0082	2440	39	2301	21	2147	38

小,均呈正向不一致。在具有正向不一致的分析点中,除点 03WL-10-21 为 2157Ma 外,其余的 24 个分析点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄范围分布在 2351Ma 到 2479Ma 之间。除点 03WL-10-1 外,其余 26 个分析点呈完好的线性分布,适于拟合不一致交点年龄(图 4)。当取分析精度为 $2s$ 和所有分析点的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的关联误差为 0.7 输入计算时,系统自动采用模式 2(model 2 solution)处理,在 95% 置信度下,上交点年龄为 $2469 + 22/-19\text{Ma}$,下交点年龄为 $560 \pm 160\text{Ma}$, $\text{MSWD} = 3.3$, $\text{Probability} = 0$ 。按照软件的在线说明,分析精度过高是导致 $\text{Probability} = 0$ (纯粹数学上的解释是结果不可信)的原因之一。为此,将输入数据分析精度选项改为 $1s$,系统采用模式 1 进行计算。计算结果为在 95% 置信度下,上交点年龄为 $2470 + 22/-18\text{Ma}$,下交点年龄为 $568 + 100/-110\text{Ma}$, $\text{MSWD} = 0.82$, $\text{Probability} = 0.72$ (图 4);

而用更优化的 Monte Carlo 处理得上交点年龄为 $2470 + 19/-18\text{Ma}$,下交点年龄为 $568 \pm 100\text{Ma}$ 。比较发现,两种分析精度输入数据计算得到的上交点年龄一致,精度较高,下交点年龄虽然相近,但精度低。上述测定结果表明,虽然众多锆石颗粒的 CL 图像无明显差别,但确实存在两种年龄的锆石,它们分别是莫河花岗岩和其中深熔长英脉体结晶生长的锆石。由于都是从熔融体中结晶,所以锆石的 CL 特征相似而不易区分。

5.2 Lu-Hf 同位素体系

25 个锆石颗粒上获得的 25 个分析点的 Lu 和 Hf 同位素组成列于表 2。其中,点 03WL-10-8HF 和点 03WL-10-15HF 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分别为 0.281527 和 0.281557,比其余 23 个分析点的要高;其亏损地幔模式年龄低于其它分析点,分

表2 Lu-Hf 同位素数据

Table 2 Lu-Hf data

分析点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	Hf_i	ϵ_{Hf}	1σ	T_{DM}		T_{DM}^{C}	
								(Ga)	1σ	(Ga)	1σ
03WL-10-1HF	0.281432	0.000031	0.00062	0.01582	0.28140	6.95	1.07	2.52	0.04	2.54	0.05
03WL-10-2HF	0.281366	0.000037	0.00068	0.01682	0.28133	4.54	1.29	2.61	0.05	2.66	0.07
03WL-10-3HF	0.281403	0.000040	0.00049	0.01165	0.28138	6.15	1.39	2.55	0.05	2.58	0.07
03WL-10-4HF	0.281344	0.000035	0.00061	0.01591	0.28132	3.85	1.24	2.64	0.05	2.69	0.06
03WL-10-5HF	0.281377	0.000033	0.00047	0.01152	0.28135	5.26	1.16	2.58	0.04	2.62	0.06
03WL-10-6HF	0.281361	0.000029	0.00091	0.02346	0.28132	3.93	1.03	2.64	0.04	2.69	0.05
03WL-10-7HF	0.281361	0.000027	0.00104	0.02623	0.28131	3.76	0.95	2.64	0.04	2.70	0.05
03WL-10-8HF	0.281527	0.000028	0.00044	0.00934	0.28151	10.66	0.97	2.38	0.04	2.35	0.05
03WL-10-9HF	0.281391	0.000030	0.00068	0.01646	0.28136	5.40	1.06	2.58	0.04	2.61	0.05
03WL-10-10HF	0.281334	0.000028	0.00061	0.01541	0.28131	3.50	0.96	2.65	0.04	2.71	0.05
03WL-10-11HF	0.281348	0.000024	0.00087	0.02234	0.28131	3.56	0.85	2.65	0.03	2.71	0.04
03WL-10-12HF	0.281364	0.000030	0.00087	0.02095	0.28132	4.13	1.07	2.63	0.04	2.68	0.05
03WL-10-13HF	0.281320	0.000035	0.00064	0.01516	0.28129	2.94	1.22	2.67	0.05	2.74	0.06
03WL-10-14HF	0.281345	0.000021	0.00078	0.01825	0.28131	3.61	0.72	2.65	0.03	2.70	0.04
03WL-10-15HF	0.281557	0.000029	0.00081	0.01675	0.28152	11.10	1.02	2.36	0.04	2.33	0.05
03WL-10-16HF	0.281352	0.000027	0.00082	0.01956	0.28131	3.79	0.94	2.64	0.04	2.69	0.05
03WL-10-17HF	0.281348	0.000024	0.00072	0.01701	0.28131	3.81	0.83	2.64	0.03	2.69	0.04
03WL-10-18HF	0.281373	0.000025	0.00065	0.01488	0.28134	4.81	0.89	2.60	0.03	2.64	0.04
03WL-10-19HF	0.281373	0.000024	0.00041	0.00959	0.28135	5.23	0.84	2.59	0.03	2.62	0.04
03WL-10-20HF	0.281376	0.000026	0.00086	0.02201	0.28134	4.57	0.92	2.61	0.04	2.66	0.05
03WL-10-21HF	0.281375	0.000030	0.00052	0.01249	0.28135	5.12	1.04	2.59	0.04	2.63	0.05
03WL-10-22HF	0.281368	0.000027	0.00048	0.01182	0.28135	4.94	0.93	2.60	0.04	2.64	0.05
03WL-10-23HF	0.281363	0.000032	0.00048	0.01099	0.28134	4.77	1.13	2.60	0.04	2.65	0.06
03WL-10-24HF	0.281366	0.000029	0.00056	0.01360	0.28134	4.73	1.02	2.60	0.04	2.65	0.05
03WL-10-25HF	0.281401	0.000039	0.00078	0.01872	0.28136	5.61	1.35	2.57	0.05	2.60	0.07

别为 2.38Ga 和 2.36Ga; 用 2470Ma 计算的 Hf 同位素初始比值 (Hf_i) 为 0.28151 和 0.28152, ϵ_{Hf} 值为 +10.66 和 +11.10, 也都高于其它分析点。余下 23 个分析点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化范围为 0.281320 ~ 0.281432, Robust (Median) 加权平均值为 0.281335 +0.000015/-0.000021; 亏损地幔模式年龄变化范围 2.52 ~ 2.67Ga, Robust (Median) 加权平均值 2.60 +0.03/-0.02Ga; 以 2470Ma 计算的 Hf 同位素初始比值 (Hf_i) 变化范围是 0.28129 ~ 0.28140, 平均值 0.28134 (0.00003; 全部具有正的 ϵ_{Hf} 值, 变化范围为 +2.94 ~ +6.95, Robust (Median) 加权平均值 +4.58 +0.54/-0.76, 而概率分布曲线给出的峰值为 4.12 (图 5a); 二阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 2.54 \sim 2.75\text{Ga}$, Robust (Median) 加权平均值 2.66 +0.04/-0.03Ga, 而概率分布曲线给出的峰值为 2.67Ga, 两者相当接近 (图 5b)。锆石的 Lu-Hf 同位素组成揭示, 莫

河花岗岩也存在两种成因的锆石。

6 讨论

6.1 岩体结晶年龄的限定

前人曾报道用 ID-TIMS 技术测定了本岩体 4 个锆石颗粒的 U-Pb 年龄, 得上交点年龄 $2348 \pm 43\text{Ma}$, 下交点年龄 $1008 \pm 229\text{Ma}$ (郝国杰, 2005)。由于数据有限, 加之岩体强烈变形并变质后用 ID-TIMS 技术测定锆石存在的缺陷, 岩体的结晶年龄仍存在很大的不确定性。如图 4 所示, 虽然锆石总体上显示了完好的岩浆成因振荡环带, 但颗粒的幔部和边部却不同程度地受到了后期热事件影响和改造, 从而发生不同程度的放射成因铅同位素丢失。因此, 仅四个颗粒锆石的分析数据尚没有构造足够的统计样本, 即使四个锆石数据构

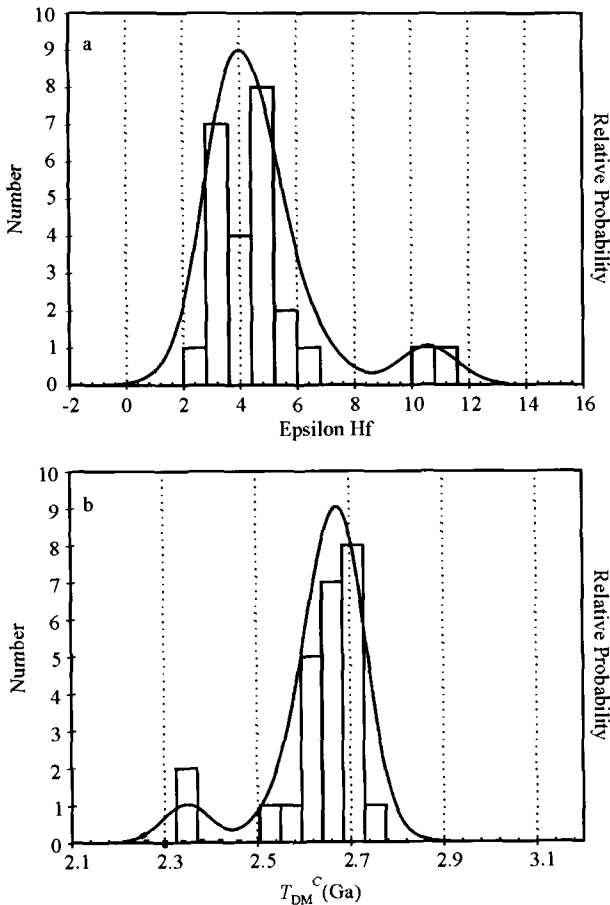


图5 (a) 锆石 ϵ_{Hf} 和(b) Hf 的地壳模式年龄 T_{DM}^{C} 概率分布图

Fig. 5 Relative probability diagrams for (a) ϵ_{Hf} 和(b) T_{DM}^{C}

成的不一致线呈良好的线性关系。本研究共进行了 27 颗锆石 27 个点的分析。在构成完好线性排列的 26 个颗粒的 26 个分析点中,有 25 个点显示了程度不等的正向不一致性。由于所有的分析点都位于锆石的中心部位,因此可知,即使是岩浆成因的锆石核也发生了不同程度的放射成因铅同位素丢失。庆幸的是,这 25 个点都完好地作线性排列,所构成的不一致线极其靠近上交点,因此,2470 + 19/ - 18Ma 的上交点年龄是可靠的。

SHRIMP 和 LA-ICPMS 等原位分析技术测定锆石的 U-Pb 年龄,常常得到反向不一致的表面年龄序列。之所以这样,是因为这些分析点所在位置存在不同程度的脱晶化,脱晶化导致受损伤的锆石部位沉积了较多不稳定的易于变化的铅,这些铅较之位于晶体格架中的铅具有低得多的活化能。测定过程中的离子轰击将造成这些不稳定 Pb 的优先喷溅而出现表观的铅过量,导致表面年龄出现反向不一致性 (Wiedenbeck, 1995; Romer, 2003; Tichomoriwa *et al.*, 2005)。对于具正向不一致年龄的分析点而言,其实际的形成年龄高于 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的表面年龄,而具反向不一致年龄的点,其形成年龄低于 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的表面年龄。在构成不一致

性的 26 个分析点中,点 03WL-10-2 的表面年龄呈反向不一致性,其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的表面年龄值为 $2484 \pm 38\text{Ma}$,表明其结晶年龄不应大于 2480Ma。另外,点 03WL-10-25 的表面年龄呈正向不一致性,其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的表面年龄值为 $2479 \pm 38\text{Ma}$,则表明其结晶年龄又应大于 2479Ma。2484 ± 38Ma 和 2479 ± 38Ma 都落在本研究获得的上交点年龄的误差范围内,因此,从统计角度而言,2470 + 19/ - 18Ma 已相当精确地代表了莫河岩体锆石的结晶年龄,也就是莫河花岗岩体的结晶年龄。这揭示,欧龙布鲁克陆块在古元古代早期或近于与新太古代之交发生了强烈的酸性岩浆侵入活动。

6.2 地壳增生或地壳再循环?

莫河花岗闪长岩的铁镁矿物为普通角闪石,具 I-型花岗岩的元素地球化学特征,陈能松等 (2006) 据 2348Ma 计算的亏损地幔 Nd 模式年龄 (2.43 ~ 2.59Ga) 与花岗岩体的结晶年龄相近,认为欧龙布鲁克陆块在 ~2.5Ga 时期发生了地壳增生事件。据陈能松等 (2006b) 的数据,用本研究获得的新的结晶年龄 (2470Ma) 重新计算的花岗岩体二阶段亏损地幔 Nd 模式年龄 $T_{\text{DM}} = 2.41 \sim 2.57\text{Ga}$,与单阶段亏损地幔模式年龄 ($T_{\text{DM}} = 2.42 \sim 2.56\text{Ga}$) 相一致,也与岩体的结晶年龄在误差范围内一致。莫河花岗岩所有锆石都具有正的 ϵ_{Hf} 值,表明该岩体的岩浆直接来自亏损地幔的部分熔融,为 ~2.5Ga 地壳增生事件的认识提供了 Hf 同位素地球化学证据。至于绝大部分测试点 (除 03WL-10-15HF 和 03WL-10-8HF) 的二阶段 Hf 模式年龄加权平均值为 $2.66 + 0.04/ - 0.03\text{Ga}$,略高于岩体的结晶年龄,可能是受到古老地壳物质 (老于 ~2.7Ga) 轻度污染的结果。

6.3 基底时代和地壳演化启示

陆松年 (2002) 认为德令哈杂岩形成于古元古代,部分可能为太古代,但意见提出之时尚没有获得有关年代学证据的支持。莫河花岗岩体侵入于欧龙布鲁克陆块最下部基底德令哈杂岩的变质表壳岩系中,其结晶年龄为 2470Ma,表明该变质表壳岩系应早于此年龄形成。莫河花岗岩结晶锆石 Hf 同位素的二阶段模式年龄为 2.54 ~ 2.75Ga (平均 $2.66 + 0.04/ - 0.03\text{Ga}$) (表 2),表明花岗岩浆的源区存在老于 2.74Ga 的地壳物质。欧龙布鲁克陆块的 I-型基底表壳岩系具有 2.6 ~ 2.8Ga 的二阶段模式年龄 (参见张建新等, 2003; 陈能松等, 2006) 支持这一认识。欧龙布鲁克陆块在元古代发生的另一个构造热事件是古元古代晚期 ~1.9Ga 的区域变质作用 (陈能松等, 2006a), 指示时间上与全球 Columbia 超大陆汇聚事件相应的构造热事件。

欧龙布鲁克陆块、扬子陆块和塔里木陆块具有可以对比的新元古代地台型盖层表明它们此前已汇聚联结 (Xu *et al.*, 2005)。扬子陆块崆岭杂岩 TTG 侵入体和沉积岩系都经历了 2.75Ga 的变质作用和 ~1.9Ga 的构造热事件 (高山等, 2001)。塔里木陆块 (仅指其北部的塔北地块) 基底也

发育太古代的双峰式岩套(TTG片麻岩和斜长角闪岩),其亏损地幔模式年龄 T_{DM} 范围从 3.2Ga 2.2Ga (Hu & Rogers, 1992; Hu *et al.*, 2000),并存在锆石 U-Pb 上交点年龄为 2.6Ga 的花岗闪长质片麻岩和锆石逐层蒸发 Pb-Pb 年龄为 2488 ± 5 Ma 的花岗片麻岩(Gao, 1990; Gao *et al.*, 1993)。但是,至今未能鉴别出 ~ 1.9 Ga 的构造热事件。然而毗邻塔北地块东侧的阿北-敦煌地块不仅发现了 3.6Ga 的古老基底(李惠民等,2001),2.6 ~ 2.7Ga 的新太古代花岗片麻岩,和 3.6 ~ 3.5Ga,3.1 ~ 3.0Ga 和 2.7 ~ 2.5Ga 等三个规模不等的陆壳生长过程(陆松年,2002),而且 ID-TIMS 和 SHRIMP 对古老花岗片麻岩锆石的测定都发现了 ~ 1.9 Ga 事件的年代学证据(李惠民等,2001;陆松年,2002)。与扬子陆块和塔里木陆块(塔北地块)和阿北-敦煌地块相比较,欧龙布鲁克陆块的 ~ 2.5 Ga 的基底花岗岩侵入活动和古元古代晚期 ~ 1.9 Ga 的区域变质作用(陈能松等,2006a),在时间上具有可比性,但它们之间是否发生过汇聚,尚有待研究。

7 结论

(1)欧龙布鲁克微陆块下部基底岩系德令哈杂岩中的莫河花岗岩的结晶年龄可精确地约束在 $2470 \pm 19 - 18$ Ma,该花岗岩的侵入活动可能是太古代-元古代之交与某个陆块汇聚构造事件的产物。

(2)莫河花岗岩来源于地幔物质的部分熔融,表明欧龙布鲁克微陆块于 ~ 2.5 Ga 发生了地壳增生事件。

References

- Anderson T, Griffin WL, Pearson NJ. 2002. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *Journal of Petrology*, 43: 1725 - 1747
- Blichert-Toft J and Albareda F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148 (1 - 2): 243 - 258
- Chen BW and Wang YB. 1996. Some characteristics of orogenic belts in Qinghai-Tibet plateau. *Journal of Southeastern Asian Earth Sciences*, 13: 237 - 242
- Chen JF and Jahn BM. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101 - 133
- Chen NS, Sun M, Wang QY, Shu GM. 2005. Metamorphic ages for both the core and the rim of garnet porphyroblasts from southern margin of the Qaidam margin: Constraints from EPMA (U + Th)-Pb dating of the monazite inclusions. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(Suppl.): 183
- Chen NS, Wang XY, Chen Q, Li XY and Gong SL. 2007a. Components and metamorphism of the basements of the microblocks in the UHP belt's sides on northern Qaidam margin, and tentative interpretation of paleocontinental evolution in NW and Central China. *Earth Sciences Frontiers*, 14 (1): 43 - 55 (in Chinese with English abstract)
- Chen NS, Wang XY, Zhang HF, Sun M, Li XY, Chen Q. 2007b. Geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of granitoids from Qaidam Block and Oulongbuluke Block, NW China: Constraints on attribution and tectonic evolution of their basements. *Earth Sciences - Journal of China University of Geosciences*, 32 (1): 7 - 21 (in Chinese with English abstract)
- Chu NC, Taylor RN, Chavagnac V, Nesbitt RW, Boella RM, Milton JA, German CR, Bayon G and Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1567 - 1574
- DePaolo DJ. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: an Introduction*. Berlin: Springer-Verlag. 189
- Dickin AP. 1998. Nd isotope mapping of a cryptic continental suture, Grenville Province of Ontario. *Precambrian Research*, 91: 433 - 444
- Downes H and Duthou JL. 1988. Isotopic and trace element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, 68: 291 - 308
- Farmer GL. 1992. Magmas as tracer of lower crustal composition: an isotopic approach. In: Foutain DM, Arculus R and Kay RW (eds.). *Continental Lower Crustal Development in Geotectonics*, Elsevier, Amsterdam, 363 - 390
- Gao ZJ, Chen JL, Lu SN, Peng CW and Qin ZY. 1993. The Precambrian metamorphic rocks. In: *The Precambrian Geology*, (6): 50 - 60 (in Chinese)
- Gao ZJ. 1990. Reviews for Precambrian Strata from the Tianshan in Xinjiang, China. *Geol.* 8: 80 - 90 (in Chinese with English abstract)
- Ge XH and Liu JL. 2000. Broken "Western China Craton". *Acta Petrologica Sinica*, 16 (1): 59 - 66 (in Chinese with English abstract)
- Griffin WL, Belousova EA, Shee SR, Pearson NJ and O'Reilly SY. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, 131 (3 - 4): 231 - 282
- Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Acherbergh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133 - 147
- Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS, Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237 - 269
- Guo JJ, Zhang GW, Lu SN and Zhao FQ. 1999. Neoproterozoic continental Block collage of China and Rodinia Supercontinent. *Geological Journal of China Universities*, 5(2): 148 - 156.
- Hao GJ. 2005. The composition and geological evolution of Pre-Devonian metamorphic rocks of dulan, Qinghai. Doctoral Thesis. Changchun: Jilin University.
- Hong DW, Xie XL, Zhang JS. 1999. An exploration on the composition, nature and evolution of mid-lower crust in South China based on the Sm-Nd isotopic data of granites. *Geological Journal of China Universities*, 5(4): 361 - 371 (in Chinese with English abstract)
- Hu AQ and Rogers G. 1992. The first found of 3.3Ga rocks on the north margin of Tarim, Xingjiang. *Chinese Sci. Bull.*, 39: 627 - 630
- Hu AQ, Jahn BM, Zhang GX, Chen YB, Zhang QF. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328: 15 - 51
- Huang X, and DePaolo DJ. 1989. Study of sources of Paleozoic granitoids and the basement of south China by means of Nd-Sr isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 5 (1): 28 - 36 (in Chinese with English abstract)
- Jahn BM, Wu FY, Capdevila R, Capdevila R, Fourcade S, Wang YX, Zhao ZH. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an

- (Khangai) Mountains in NE China. *Lithos*, 59: 171 – 198
- Li XH, Li ZX, Ge WC *et al.* 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? *Precambrian Research*, 122: 45 – 83
- Liew TC and Hofmann AW. 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilations, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 129 – 138
- Ling HF, Xu SJ, Shen WZ, Wang RC, Lin YP. 1998. Nd, Sr, Pb and O isotopic compositions of Late Proterozoic Gezong- and Donggugranites in the West margin of Yangtze Plate and comparison with other coeval granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 14: 269 – 277 (in Chinese with English abstract)
- Lu SN, Li HK, Chen ZH. 2003. Geological Evolution of Qinling in Mesoproterozoic-Neoproterozoic: Implications for Response to Rodinia Supercontinental Events. Beijing: Geological Publishing House
- Lu SN, Wang HC, Li HK and Zheng JK. 2002b. Redefinition of the “Dakendaban Group” on the north margin of the Qaidam basin. *Geological Bulletin of China*, 21(1): 19 – 22 (in Chinese with English abstract)
- Lu SN, Yu HF, Jin W, Li HK and Zheng JK. 2002a. Microcontinents on the eastern margin of Tarim paleocontinent. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 317 – 325 (in Chinese with English abstract)
- Lu SN. 2002. Preliminary Study of Precambrian Geology in The North Tibet-Qinghai Plateau. Geological Publishing House, Beijing, 1 – 125 (in Chinese)
- Matte P, Tapponnier P, Arnaud N, Bourjot L, Avouac J P, Vidal Ph, Liu Q, Pan Y, Wang Y. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 311 – 330
- Mattern F and Schneider W. 2000. Suturing of the Proto-Tethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China). *J. Asian Earth Sciences*, 18: 637 – 650
- Mattern F, Schneider W, Li Y, Li X. 1996. A traverse through the western Kunlun (Xinjiang, China), tentative geodynamic implications for the Paleozoic and Mesozoic. *Geologische Rundschau*, 85: 705 – 722
- Pan YS, Zhou WM, Xu RH, Wang DA, Zhang YQ, Xie YX, Chen TE and Luo H. 1996. Early Paleozoic geology and evolution of KunlunShan. *Science in China (series D)*, 26: 302 – 307 (in Chinese)
- Romer RL. 2003. Alpha-recoil in U-Pb geochronology: effective sample size matters. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145: 481 – 491
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In (Pagel M, Barbin P, Ohnenstetter D (eds.): *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 373 – 400
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123 – 138
- Rudnick RL and Gao S. 2004. Composition of the continental crust. In: Rudnick RL, Holland HD and Turkian KK (eds.). *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3 The crust, 1 – 64
- Scherer E, Munker C and Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293(5530): 683 – 687
- Shen WZ, Zhu JC, Liu CS *et al.* 1993. Sm-Nd isotopic study of basement metamorphic rocks in South China and its constraint on material sources of granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 115 – 124 (in Chinese with English abstract)
- Song SG, Zhang LF, Niu Y *et al.* 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study of the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data. *Journal of Petrology*, 47:435 – 455
- Tichomoriwa M, Whitehouse MJ, Nasdala L. 2005. Resorption, Growth, solid state recrystallization, and annealing of granulite facies zircon a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. *Lithos*, 82: 25 – 50
- Tomascaq PB, Krogstad EJ and Walker RJ. 1996. Nature of thecrust in Maine, USA: evidence from the Sebago batholith. *Contributionsto Mineralogy and Petrology*, 125: 45 – 59
- Vervoort JD and Patchett PJ. 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 3717 – 3733
- Wan YS, Xu ZQ, Yang JS ZhangJX. 2003. The Precambrian high-grade basement of the Qilian Terrane and neighboring areas: Its ages and compositions. *Acta Geoscientica Sinica*, 24(4): 319 – 324 (in Chinese with English abstract)
- Wang SQ, Li XY, Chen NS, Wang XY, Wang QY, Liu XM. 2006. LA-ICPMS U-Pb ages of zircon from metaleucosomes, Olongbuluke microcontinent, North Qaidam, and implications to the response to the global Rodinia supercontinent assembly event in NW China. *Earth Sciences – Journal of China University of Geosciences* (in press)
- Wiedenbeck M. 1995. An example of reverse discordance during ion microprobe zircon dating: an artifact of enhanced ion yields from radiogenic labile Pb. *Chem. Geol.*, 125: 197 – 218
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA and Sun DY. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89 – 113
- Xia XP, Sun M, Zhao GC, Li HM, and Zhou MF. 2004. Spot zircon U-Pb isotope analysis by ICP-MS coupled with a frequency quintupled (213nm) Nd-YAG laser system. *Geochemical Journal*, 38: 191 – 200
- Xu B, Jian P, Zheng HF, Zou HB, Zhang LF, Liu DY. 2005. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic laciations. *Precambrian Research*, 136: 107 – 123
- Xu P, Wu FY, Xie LW and Yang YH. 2004. Hf isotopic compositions of the standard zircons for U-Pb dating. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1642 – 1648
- Yang JS, Xu ZQ, Song SG, Wu CL, Shi RD, Zhang JX, Li HB, Wan YS, Liu Y, Qui HJ and Liu FL. 2000. Discovery of eclogite in Dulan, Qinghai Province and its significance for studying the HP-UHP metamorphic belt along the Central Orogenic Belt of China. *Acta Geol. Sin.*, 74: 156 – 168 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Xu ZQ, Song SG, Zhang JX, Wu CL, Shi RD, Li HB and Brunel M. 2001. Discovery of coesite in the North Qaidam Early Palaeozoic ultrahigh pressure (UHP) metamorphic belt, NW China. *Earth and Planetary Science Letters*, 333: 719 – 724
- Zhang BR, Gao S, Zhang HF and Han Y *et al.* 2002. Geochemistry of Qinling Orogenic Belt (QINLING ZAOSHANDAI DIQIUHUAXUE). Beijing: Science Press, 1 – 187
- Zhang GW, Yu ZP, Dong YP and Yao AP. 2000. On Precambrian framework and evolution of the Qinling belt, *Acta Petrologica Sinica*, 16(1): 11 – 21 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HF, Gao S, Zhong ZQ, Zhang L and Zhang BR. 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186: 281 – 299
- Zhang HF, Jin L, Zhang L, Zang BR. 2005. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic compositions of granitoids from western Qinling belt: Constrains on basement nature and tectonic affinity. *Science in China (Series D)*, 35(10):914 – 926 (in Chinese)
- Zhang HF, Zhong ZQ, Gao S, Zhang BR, Hu SH and Hou QY. 2002.

- Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186: 281–299
- Zhang JX, Wan YS, Meng FC, Yang JS and Xu ZQ. 2003. Geochemistry, Sm-Nd and U-Pb isotope study of gneisses (schists) enclosing eclogues in the North Qaidam Mountains—deeply subducted Precambrian metamorphic basement? *Acta Petrologica Sinica*, 19(3): 443–451 (in Chinese with English abstract)
- Zhang LG, Liu JX, Wang KF *et al.* 1995. Block-geology of Eastern Asia lithosphere—Isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite. Beijing: Science Press, 252 (in Chinese)
- Zhang LG, Wang KF, Chen ZS, *et al.* 1993. Feldspar lead isotope composition of Mesozoic granitoids and lead isotopic provinces of Eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 38(3): 254–257 (in Chinese)
- Zhu BQ. 1993. Tri-dimension special topological diagrams of ore lead isotopes and their application to the division of geochemical provinces and mineralizations. *Geochimica*, (3): 209–216 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 陈能松, 孙敏, 王勤燕, 舒桂明. 2005. 柴南缘石榴子石变斑晶核域和边域的变质生长年龄——独居石包体 EPMA (U + Th)-Pb 化学法定年约束. *矿物岩石地球化学通报*, 24(增刊): 183
- 陈能松, 王勤燕, 陈强, 李晓彦, 龚松林. 2007a. 柴北缘超高压带两侧地块基底的组成和变质作用及中国中西部古大陆演化关系初探. *地学前缘*, 14(1): 43–55
- 陈能松, 王新宇, 张宏飞, 孙敏, 李晓彦, 陈强. 2007b. 柴-欧地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示. *地球科学*, 32(1): 7–21
- 高山, Qiu Yumin, 凌文黎, Mcnaughton NJ and Groves DI. 2001. 崆岭高级变质体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究——扬子克拉通 > 3.2Ga 陆壳物质的发现. *中国科学(D辑)*, 31(1): 27–35
- 葛肖虹, 刘俊来. 2000. 被肢解的“西域克拉通”. *岩石学报*, 16(1): 59–66
- 郭进京, 张国伟, 陆松年, 赵凤清. 1999. 中国新元古代大陆拼合与 Rodinia 超大陆. *高校地质学报*, 5(2): 148–156
- 郝国杰. 2005. 青海都兰地区前泥盆纪古陆块的物质组成和地质演化. 吉林大学博士学位论文, 吉林, 长春
- 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 1999. 从花岗岩的 Sm-Nd 同位素探讨华南中下地壳的组成、性质和演化. *高校地质学报*, 5(4): 361–371
- 黄莹, DePaolo DJ. 1985. 华南古生代花岗岩 Nd-Sr 同位素研究及华南基底. *岩石学报*, 5(1): 28–36
- 李惠民, 陆松年, 郑建康等. 2001. 阿尔金山东端花岗片麻岩中 3.6Ga 锆石的地质意义. *矿物岩石地球化学通报*, 20(4): 259–362
- 凌洪飞, 徐士进, 沈渭洲等. 1998. 格宗-东谷岩体 Nd、Sr、Pb、O 同位素特征及其与扬子板块边缘其它晋宁期花岗岩对比. *岩石学报*, 14(3): 269–277
- 陆松年. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探, 北京, 地质出版社
- 陆松年, 于海峰, 金巍, 李怀坤, 郑健康. 2002a. 塔里木古大陆东缘的微小大陆块体群. *岩石矿物学杂志*, 21(4): 317–326
- 陆松年, 王惠初, 李怀坤等, 郑健康. 2002b. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定. *地质通报*, 21(1), 19–23
- 陆松年, 李怀坤, 陈志宏等著. 2003. 秦岭中-新元古代地质演化及其对 Rodinia 超级大陆事件的响应. 北京, 地质出版社
- 沈渭洲, 朱金初, 刘昌实等. 1993. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. *岩石学报*, 9(2): 115–124
- 万渝生, 许志琴, 杨经绥, 张建新. 2003. 祁连造山带及其邻区前寒武纪深变质基底的时代及组成. *地球学报*, 24(4): 319–324
- 杨经绥, 许志琴, 宋述光, 吴才来, 史仁灯, 张建新, 李海兵, 万渝生, 刘焰, 邱海峻, 刘福来. 2000. 青海都兰榴辉岩的发现及对 中国中央造山带内高压—超高压变质带研究的意义. *地质学报*, 74(2): 156–168
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文等. 2002. 秦岭造山带地球化学. 科学出版社
- 张国伟, 于在平, 董云鹏, 姚安平. 2000. 秦岭区前寒武纪构造格局与演化问题探讨. *岩石学报*, 16(1): 11–21
- 张宏飞, 金玲, 张立, 张本仁. 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成限制基底性质及其构造属性. *中国科学 D 辑*, 35: 914–926
- 张建新, 万渝生, 孟繁聪, 杨经绥, 许志琴. 2003. 柴北缘夹榴辉岩的片麻岩(片岩)地球化学、Sm-Nd 和 U-Pb 同位素研究——深俯冲的前寒武纪变质基底? *岩石学报*, 19(3): 443–451
- 张理刚, 王可法, 陈振胜等. 1993. 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与同位素省划分. *科学通报*, 38(3): 254–257
- 张理刚, 刘敬秀, 王可法等. 1995. 东亚岩石圈块体地质—上地幔, 基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 252
- 朱炳泉. 1993. 矿物 Pb 同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划. *地球化学*, 3: 209–216