

# 大别造山带惠兰山镁铁质麻粒岩Sm-Nd和锆石SHRIMP U-Pb年代学及锆石微量元素地球化学\*

侯振辉 李曙光\*\* 陈能松 李秋立 柳小明

① 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026; ② 西北大学地质学系大陆动力学重点实验室, 西安 710069;  
③ 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

**摘要** 北大别惠兰山位于罗田穹隆的核部, 出露有镁铁质麻粒岩, 其麻粒岩相变质矿物(石榴子石+单斜辉石+斜方辉石)Sm-Nd 等时线年龄为 $(136 \pm 18)$ Ma, 表明该麻粒岩的变质作用发生在早白垩纪. 阴极发光图像显示麻粒岩中锆石具有核-幔-边结构. 锆石核具有典型岩浆锆石的韵律环带结构及稀土元素特征, 其较少 Pb 丢失的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 753~787 Ma, 表明其原岩为新元古代镁铁质岩浆岩. 幔部锆石具有切割岩浆锆石环带的蚀变结构特征, 且 REE, Th, U, Y, Nb, Ta 等元素含量比岩浆锆石核低 3~10 倍, 但普通 Pb 含量较高. 这些特征表明幔部锆石是受热液改造的岩浆锆石, 其较少 Pb 丢失的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(716~780 Ma)与岩浆锆石相近, 指示该岩浆岩体侵位不久即经历了一次强烈的热液事件. 考虑到罗田穹隆发育有强烈的早白垩纪岩浆事件, 因此惠兰山镁铁质麻粒岩是就位于下地壳的新元古代镁铁质岩浆岩在早白垩纪大别造山带引张条件下受热发生麻粒岩相变质作用而形成的. 该麻粒岩的 Sm-Nd 变质年龄 $(136 \pm 18)$  Ma 与罗田穹隆片麻岩角闪石 K-Ar 年龄(123~127 Ma)的一致性, 提供了罗田穹隆快速抬升证据, 这可能是大别山超高压变质岩被进一步抬升至地表的原因.

**关键词** 大别造山带 麻粒岩 锆石 U-Pb 年龄 Sm-Nd 同位素年龄

大别造山带麻粒岩主要出露于北大别变质杂岩中, 罗田穹隆中的黄土岭长英质麻粒岩和惠兰山一带的镁铁质麻粒岩是最具有典型意义的露头(图 1)<sup>[1]</sup>. 确定这些麻粒岩发生麻粒岩相变质作用的年代及成

因对研究大别碰撞造山带板块俯冲前后构造环境及折返抬升历史具有重要意义. 目前, 长英质麻粒岩较多的地球化学和年代学<sup>[2~8]</sup>工作表明, 它是原岩年龄较为古老(早元古代)的副变质岩, 并可能发生了多

2004-08-10 收稿, 2005-07-04 收修稿

\* 国家自然科学基金项目(批准号: 40173014)、国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G1999075503)、教育部博士点专项基金(批准号: 2001358026)和西北大学地质学系大陆动力学重点实验室开放基金共同资助

\*\* 联系人, E-mail: [lsg@ustc.edu.cn](mailto:lsg@ustc.edu.cn)

1) 侯振辉. 大别造山带北部麻粒岩和 TTG 片麻岩的地球化学和年代学研究. 中国科学技术大学硕士学位论文, 2000

期麻粒岩相变质作用. 而对于惠兰山镁铁质麻粒岩, 陈能松等<sup>[2]</sup>根据麻粒岩附近的变形花岗岩的锆石 U-Pb 年龄推测其麻粒岩相减压退变质时代晚于 227 Ma. Yang 等<sup>[9]</sup>用锆石蒸发法得到了  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄为  $(443 \pm 22)\text{Ma}$ , 认为在加里东期曾发生了一期麻粒岩相变质作用. 由此可见, 该麻粒岩的年代学工作较为薄弱, 并且对麻粒岩相变质作用发生的时代存在分歧, 有待进一步深入工作.

本文对出露于大别造山带惠兰山的镁铁质麻粒岩进行 Sm-Nd 同位素和锆石 SHRIMP U-Pb 年代学以及锆石微区微量元素研究, 以准确测定该麻粒岩的原岩及麻粒岩相变质时代, 并探讨了该麻粒岩的成因及构造意义.

## 1 地质概况及样品描述

惠兰山位于罗田穹隆的核部, 主要由受穹隆抬

升构造作用影响而发生强烈变形的花岗岩组成, 部分发育片麻理. 在惠兰山顶出露有少量麻粒岩块体. 游振东等<sup>[1]</sup>对其进行了详细的岩相学研究, 结果表明麻粒岩相变质作用的变质温度为  $682\sim 880^\circ\text{C}$ 、压力为  $0.90\sim 1.29\text{ GPa}$ , 是在深达 35 km 以上的下地壳发生.

本文研究样品(01HLS-1)和游振东等<sup>[1]</sup>所研究样品采自同一露头(图 1) (采样地点:  $30^\circ 55.18'\text{N}$ ,  $115^\circ 14.66'\text{E}$ ), 为新鲜的石榴角闪二辉麻粒岩, 样品手标本呈灰黑色, 显微镜下观察麻粒岩为细粒变晶结构, 主要组成矿物为: 石榴子石(5%)、普通角闪石(10%)、紫苏辉石(10%)、单斜辉石(40%)、斜长石(30%)、石英(3%)和不透明矿物(2%). 普通角闪石主要为麻粒岩相变质的棕色角闪石, 与辉石和斜长石共生, 常含有石榴石、单斜辉石、斜长石等细粒包裹体.

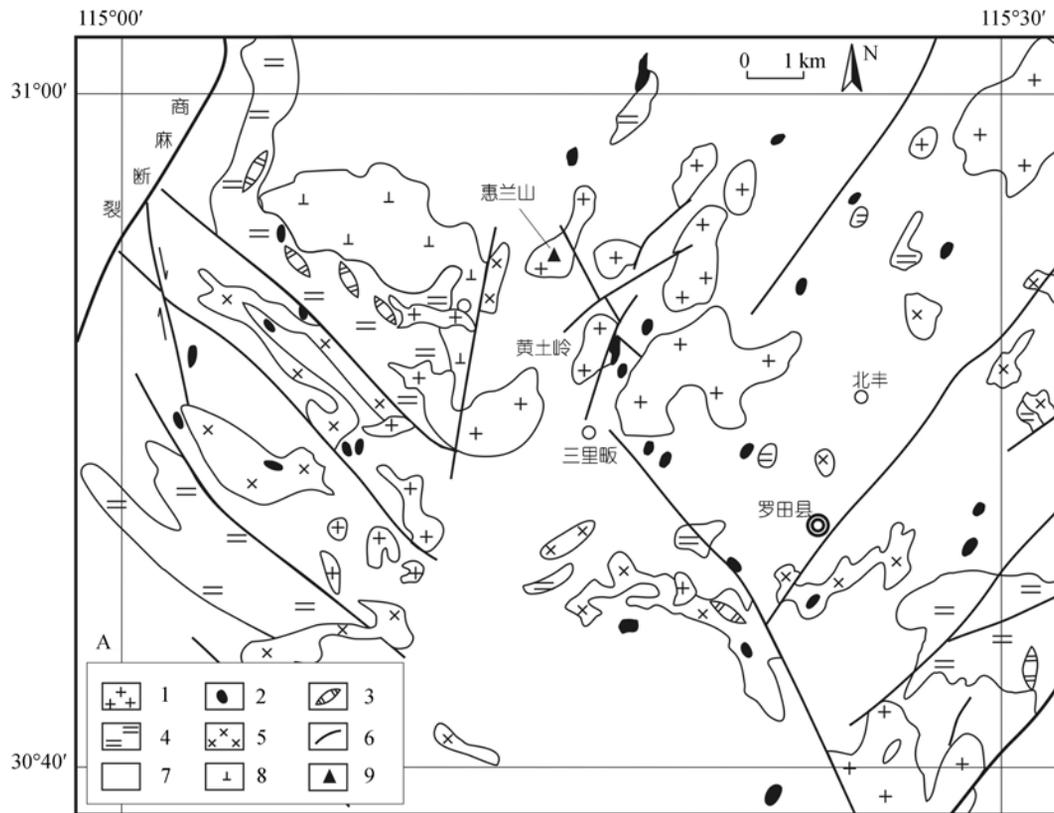


图 1 大别山罗田穹隆及采样位置地质简图(据刘贻灿, 改编, 2003 个人交流)

1. 中生代花岗岩; 2. 镁铁-超镁铁岩; 3. 大理岩; 4. 黑云斜长片麻岩; 5. 花岗闪长片麻岩; 6. 断层; 7. 英云闪长片麻岩; 8. 闪长岩; 9. 采样地点

## 2 分析方法

全岩及矿物的 Sm-Nd 同位素分析的化学处理在中国科学技术大学化学地球动力学实验室完成, 分析流程见文献[10]. 质谱分析工作在中国科学技术大学化学地球动力学实验室 MAT-262 多接收质谱计上进行. 质谱测定时同位素分馏校正正常化值  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721900$ , La Jalla 标准的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测定值为  $0.511849 \pm 10(2\sigma)$ , Sm, Nd 化学流程的空白约  $5 \times 10^{-10}\text{g}$ . 年龄计算时采用 Ludwig 编写的 ISOPLOT/Ex (v2.06) 程序[11], 同位素比值采用  $2\sigma$  误差, 分别取  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2\%$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.005\%$ .

将全岩样品碎至 150 目后经手工淘洗和磁选法分离出锆石, 镜下观察其外形特征主要为无色透明柱状, 少量为浅黄色透明柱状锆石. 将上述锆石和标准锆石(Temora-417 Ma)一起制作成样品靶[12], 抛光后将待测锆石进行透射光、反射光和阴极发光(CL)显微照像. 阴极发光照相在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针研究室完成. 锆石的 U-Th-Pb 同位素分析在中国地质科学院北京离子探针中心的 SHRIMP II 离子探针仪器上进行, 每个数据点测定由 5 次扫描构成, 详细测定程序见有关文献[12~14]. 每次计数统计过程的分析误差和单点年龄值误差均为  $1\sigma$ . 数据处理采用 Ludwig 的 SQUID[15] 和 ISOPLOT/Ex (v2.06) [11] 程序. 年龄计算时用实测的  $^{204}\text{Pb}$  值校正普通 Pb.

为了更好的解释锆石 SHRIMP 单点年龄数据, 对已完成 SHRIMP U-Pb 分析的锆石部位进行了微区微量元素分析, 分析点位置标于相应的锆石阴极发照片中(图 2). 分析工作在西北大学地质学系大陆动力学实验室 LA-ICPMS 上完成, 详细分析流程见有关文献[16]. 实验时 ArF 激光束工作波长为 193 nm, 束

斑直径为 40  $\mu\text{m}$ , 频率为 10 Hz, 激光束能量为 140 mJ. 以锆石的  $\text{SiO}_2$  含量作为内标, 以 NIST610 为外标, 数据处理采用 GLITTER 程序. 西北大学 LA-ICPMS 对美国地质调查所(USGS)玻璃标准参考物质以及美国国家标准技术研究院(NIST)人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质中 42 种元素进行了分析, 分析结果表明, 除 La, Ce 和 Pr 之外的 REE 分析的准确度和精度一般优于 14%, La, Ce, Pr 和其他微量元素均优于 10% [16].

## 3 分析结果

### 3.1 Sm-Nd 同位素年龄结果

麻粒岩全岩及单矿物的 Sm, Nd 同位素测定结果列于表 1. 由石榴子石+单斜辉石+紫苏辉石获得一条线性很好(MSWD = 0.4)的矿物等时线(图 3), 年龄为  $(136 \pm 18)\text{Ma}$ . 全岩数据点落在等时线下方附近, 这可能是与全岩中含有少量退变质矿物有关. 因此, 由石榴子石、单斜辉石、紫苏辉石 3 个麻粒岩相变质矿物确定的等时线年龄  $(136 \pm 18)\text{Ma}$ , 指示了惠兰山麻粒岩发生麻粒岩相变质作用的年代.

### 3.2 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄结果

样品锆石颗粒较小, 大多为长柱或短柱状, CL 照片清楚地显示大多数锆石具有核-幔-边结构(图 2). 最内部为发育典型韵律环带结构的岩浆锆石核. 幔部锆石在 CL 照片中为白色或灰白色, 并且表现出了切割岩浆锆石核韵律环带的结构特征(图 2(a), (g)), 部分白色幔部仍可见岩浆锆石韵律环带的残留(图 2(g)), 它表明白色幔部锆石可能是被晚期事件改造过的岩浆锆石. 锆石最外部为非常窄的灰色边(图 2(a), (b)), 可能为后期变质增生锆石.

对岩浆锆石核和白色幔部的 13 个点进行的

表 1 惠兰山麻粒岩(01HLS-1) Sm-Nd 同位素分析数据

样品号	Sm/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Nd/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)^{\text{a}}$
全岩 Wr	8.17	32.14	0.1537	$0.511901 \pm 10$	-13.2
单斜辉石 Cpx	9.88	29.52	0.2022	$0.511973 \pm 5$	
紫苏辉石 Hy	1.47	5.60	0.1584	$0.511923 \pm 14$	
石榴子石 Grt	4.72	6.41	0.4454	$0.512183 \pm 10$	

a)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}}(t) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) - 1) \times 10^4$ , 其中  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(0) = 0.512638$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(0) = 0.1967$ ;  $t = 136\text{Ma}$

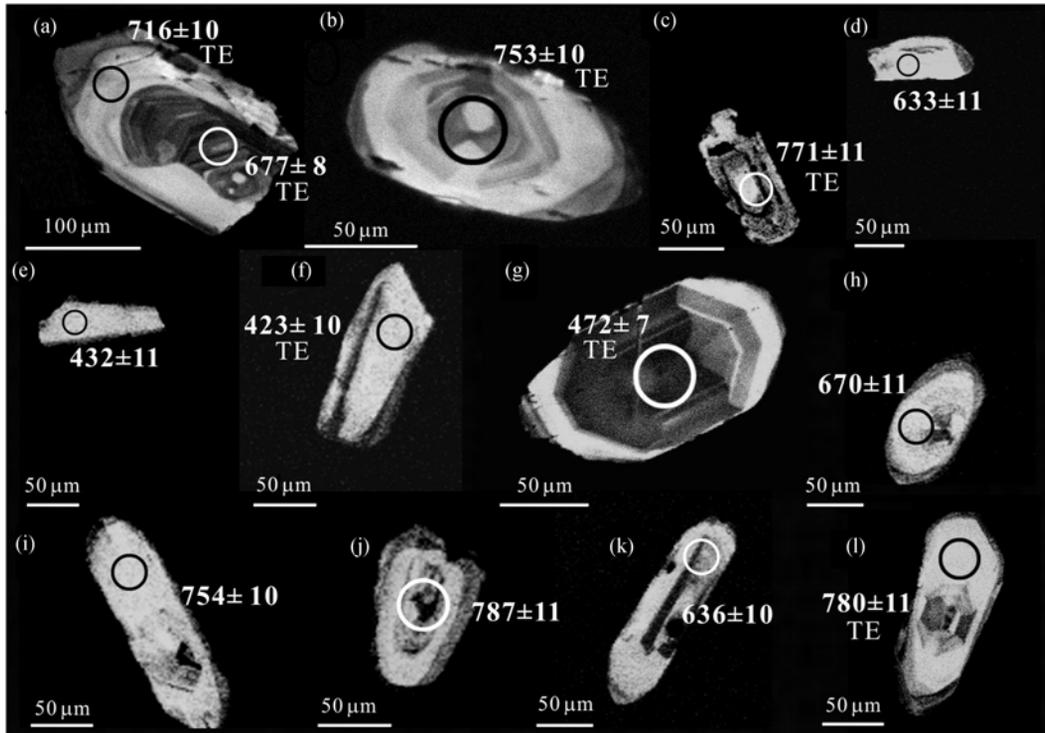


图 2 惠兰山麻粒岩(01HLS-1)锆石结构 CL 照片

图中 TE 表示锆石同时进行微量元素分析

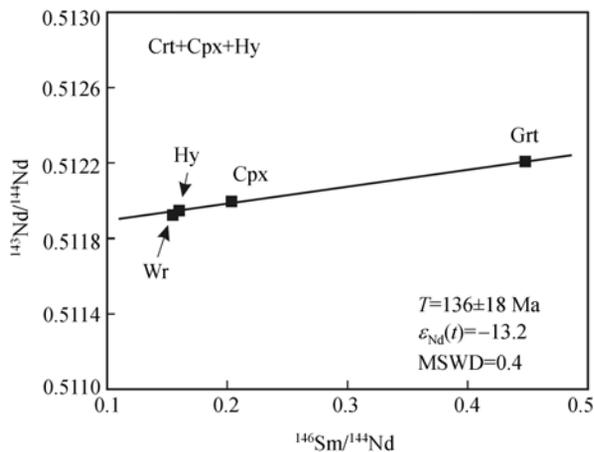


图 3 惠兰山麻粒岩(01HLS-1)矿物 Sm-Nd 等时线年龄

SHRIMP单点年龄分析结果见表 2。由于锆石的U含量较低因而导致放射成因Pb含量很低,低的 $^{207}\text{Pb}$ 计数会引起较大的 $^{207}\text{Pb}$ 测定误差,因此文中讨论的年龄值均采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。表 2 显示,岩浆锆石核的Th/U值范围为 0.7~2.1,年龄值范围为(472~787) Ma(表 2,图 4)。而白色幔部锆石的Th/U比值

范围为 0.8~1.6,年龄值范围为(423~780) Ma。同一颗锆石中(图 2(a))岩浆锆石核(分析点A9,见表 2)的年龄值为(677 ± 8) Ma,白色幔部锆石(分析点A1,见表 2)的年龄值为(716 ± 10)Ma,暗色的岩浆锆石核部年龄小于白色幔部年龄可能是由于核部U含量( $182 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )高于幔部U含量( $71 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ),因此其蜕晶化

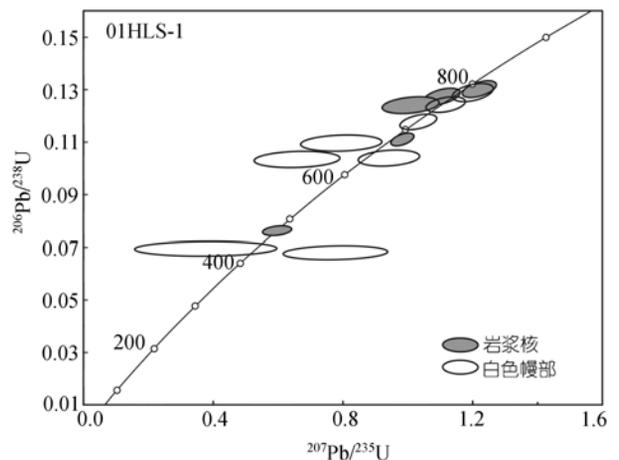


图 4 惠兰山麻粒岩(01HLS-1)锆石 U-Pb 一致曲线图

表 2 惠兰山麻粒岩(01HLS-1)锆石SHRIMP U-Pb年龄分析结果<sup>a)</sup>

分析点号	CL 特征	U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Pb* / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Pbc /%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄/Ma
A1	幔	71	54	0.8	7.17	0.99	0.06360	3.2	1.030	3.5	0.1175	1.5	716 $\pm$ 10	728 $\pm$ 68	740 $\pm$ 20
A3	核	140	95	0.7	15.0	1.58	0.05900	5.5	1.007	5.7	0.1238	1.5	753 $\pm$ 10	566 $\pm$ 120	786 $\pm$ 32
A4	核	182	124	0.7	20.0	0.35	0.06290	2.9	1.102	3.3	0.1271	1.6	771 $\pm$ 11	704 $\pm$ 61	751 $\pm$ 21
A5	幔	68	98	1.5	6.18	1.73	0.04620	13	0.6570	13	0.1031	1.8	633 $\pm$ 11	7 $\pm$ 310	604 $\pm$ 26
A6	幔	43	44	1.0	2.66	9.93	0.08300	14	0.7800	14	0.06780	2.3	423 $\pm$ 10	1269 $\pm$ 260	538 $\pm$ 42
A7	幔	57	54	1.0	3.63	5.50	0.03900	38	0.3800	38	0.06940	2.6	432 $\pm$ 11	-396 $\pm$ 1000	395 $\pm$ 56
A8	核	153	317	2.1	10.1	2.29	0.05690	4.6	0.5960	4.8	0.07600	1.4	472 $\pm$ 7	487 $\pm$ 100	484.2 $\pm$ 9.9
A9	核	182	244	1.4	17.4	0.69	0.06430	1.9	0.9820	2.3	0.1107	1.3	677 $\pm$ 8	752 $\pm$ 40	693 $\pm$ 12
A10	幔	89	132	1.5	8.54	n.d.	0.05250	10	0.7930	10	0.1095	1.7	670 $\pm$ 11	308 $\pm$ 230	631 $\pm$ 23
A11	幔	133	102	0.8	14.2	0.80	0.06520	3.3	1.116	3.5	0.1241	1.4	754 $\pm$ 10	782 $\pm$ 69	779 $\pm$ 19
A13	核	121	156	1.3	13.5	1.27	0.06800	2.2	1.218	2.7	0.1298	1.5	787 $\pm$ 11	870 $\pm$ 46	811 $\pm$ 16
A14	幔	100	160	1.6	8.93	3.82	0.06580	6.4	0.9400	6.6	0.1037	1.7	636 $\pm$ 10	799 $\pm$ 130	696 $\pm$ 20
A15	幔	116	139	1.2	12.9	n.d.	0.06760	3.1	1.198	3.4	0.1285	1.5	780 $\pm$ 11	857 $\pm$ 64	748 $\pm$ 25

a) 数据误差均为  $1\sigma$ , Pb<sub>c</sub>和Pb\*分别表示普通和放射成因铅; 年龄值用实测的 $^{204}\text{Pb}$ 值进行普通铅校正

程度较高, 在后期热事件影响下导致其 Pb 丢失量高于幔部锆石所造成的. 锆石边缘发育的灰色变质边因过于狭窄而未能离子探针年龄分析(图 2). 由于本文麻粒岩相变质矿物 Sm-Nd 年龄已证明该麻粒岩相变质作用发生在早白垩纪, 因此该锆石最外层灰色边可能是后期麻粒岩相变质作用时期形成的变质增生锆石部分.

### 3.3 锆石的微区微量元素特征

为了判定上述锆石岩浆核及白色幔的成因关系, 我们对这两种已做离子探针年龄分析的锆石相应部位进行了原位激光剥蚀微量元素分析. 分析结果(表 3)表明, 在微量元素球粒陨石标准化图解上(图 5(a)), 白色幔部锆石和核部岩浆锆石均表现出了正Ce负Eu异常和重稀土元素陡峭的岩浆锆石稀土元素曲线特征. 二者的Th/U比值均在 0.8~2.1 之间. 但白色幔部锆石稀土元素曲线位于核部岩浆锆石的下方, 其稀土元素和Th, U, Y, Nb, Ta含量均比岩浆锆石核的低 3~10 倍(图 5(b)). 例如同一颗锆石(图 2(a))中, 岩浆锆石核(分析点A9)的Y含量为  $1188 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ , 稀土元素含量为  $907.0 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ; 而白色幔部锆石(分析点A1)的Y含量为  $262 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ , 稀土元素含量仅为  $229.2 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ . 这些锆石在上述微量元素特征上的差异及年龄上的接近可能是岩浆锆石从熔体中结晶后不久即受到岩浆期后热液改造的结果, 白色幔部锆石可能就是被改造过的原岩岩浆锆石(详见下文讨论部分).

## 4 讨论

### 4.1 惠兰山麻粒岩的麻粒岩相变质时代和原岩时代

惠兰山麻粒岩的麻粒岩相变质矿物的 Sm-Nd 等时线年龄为  $(136 \pm 18) \text{Ma}$ , 这清楚表明其发生麻粒岩相变质作用的时代为早白垩纪.

惠兰山麻粒岩中的锆石结构主要由岩浆锆石核和灰白色幔部锆石组成, 其 SHRIMP U-Pb 单点年龄值具有如下特点: (1) 变化范围较大; (2) 年龄值均高于  $423 \text{Ma}$ , 岩浆锆石核部较少 Pb 丢失的单点 SHRIMP U-Pb 年龄值的高值十分接近, 3 个(A3, A4, A13)岩浆核 SHRIMP 单点年龄值在  $(753\sim 787)\text{Ma}$  处形成较集中分布(图 4), 这表明该麻粒岩的这些具有岩浆结晶特征的锆石形成于新元古代; (3) 没有发现早白垩纪锆石年龄记录. 那么, 惠兰山麻粒岩的岩浆锆石与其原岩的关系存在两种可能性, 一是其原岩为新元古代镁铁质岩浆岩, 锆石在原岩形成时结晶, 而麻粒岩的 Sm-Nd 变质年龄结果表明锆石在早白垩纪麻粒岩相变质作用时发生少量变质增生. 二是其原岩为早白垩纪镁铁质岩浆岩, 板底垫托就位于下地壳底部, 锆石来源于镁铁质岩浆侵入过程中捕获的下地壳新元古代变质基底的锆石, 而镁铁质岩浆本身由于含 Zr 量较低, 没有结晶出新生变质锆石. 然而, 如果麻粒岩中的锆石为早白垩纪镁铁质岩浆

表 3 惠兰山麻粒岩(01HLS-1)锆石微量元素含量( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ )

分析点	CL 特征	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Nb	Ta	Hf	Th	U	Th/U
A3	岩浆核	0.13	37.4	0.20	2.97	6.11	1.57	25.8	9.60	123	48.2	210	49.6	527	103	1473	4.09	0.49	8428	144	97.9	1.5
A4	岩浆核	5.24	43.8	2.52	15.4	7.68	1.10	32.6	10.4	131	47.0	208	44.8	474	79.2	1374	7.19	1.03	8027	119	213	0.6
A8	岩浆核	2.64	41.9	1.06	11.8	13.1	2.56	39.3	13.6	167	60.3	264	54.6	517	97.3	1820	2.69	0.27	6752	238	119	2.0
A9	岩浆核	2.49	71.3	0.66	4.86	5.31	1.33	23.2	8.47	102	42.0	178	39.3	365	63.1	1188	4.65	0.82	6799	183	130	1.4
A1	白色幔部	0.12	13.8	0.10	0.72	1.36	0.25	4.02	1.69	19.3	8.75	43.7	9.78	106	19.6	262	2.44	0.39	8037	52.1	71.7	0.7
A6	白色幔部	0.15	19.1	0.11	0.73	1.06	0.56	7.61	3.17	37.6	16.2	76.3	17.0	181	32.1	493	1.73	0.25	7297	41.3	39.9	1.0
A15	白色幔部	0.14	11.7	0.15	0.96	1.14	0.28	3.26	1.73	20.7	8.67	39.9	9.28	93.4	16.8	227	1.59	0.22	7392	22.7	27.4	0.8
检出限		0.05	0.05	0.05	0.27	0.35	0.08	0.25	0.06	0.22	0.04	0.08	0.06	0.20	0.05	0.11	0.10	0.04	0.32	0.16	0.16	

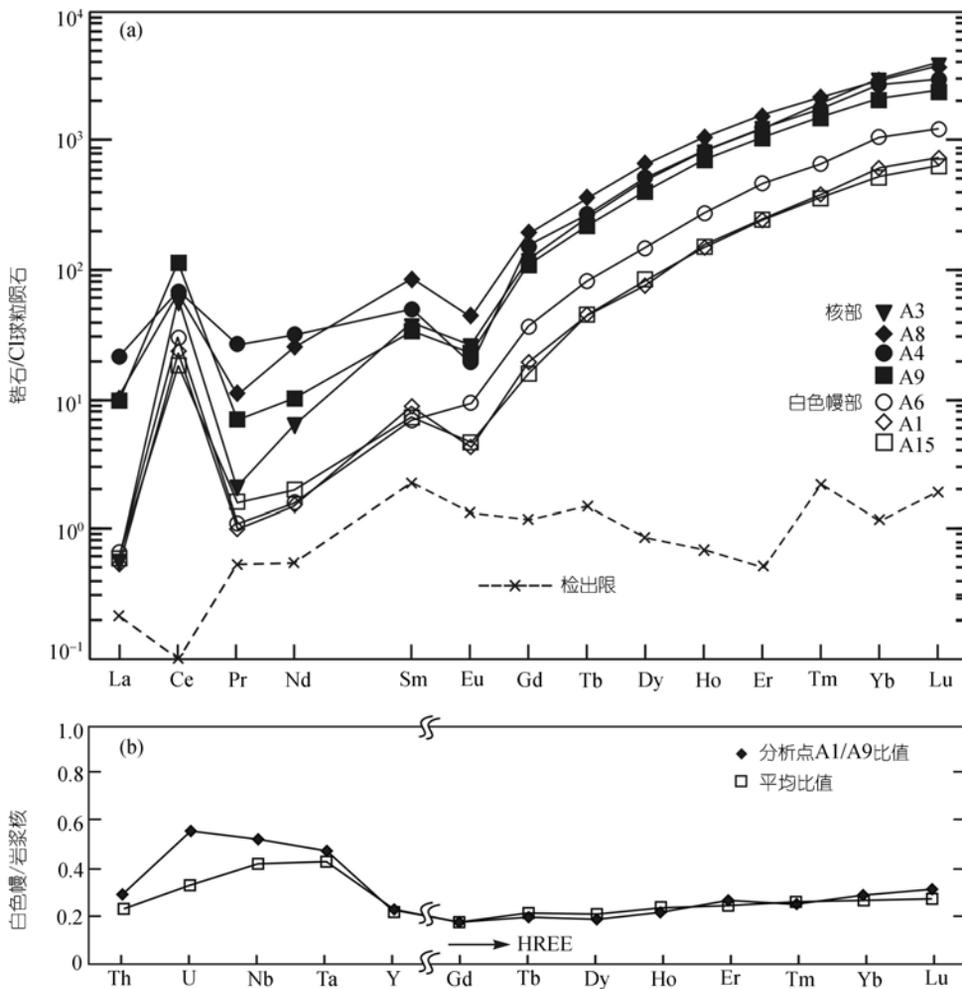


图 5 惠兰山麻粒岩锆石稀土元素球粒陨石标准化图(a)和白色幔部锆石相对岩浆锆石核的微量元素丰度(b)

C1 球粒陨石稀土元素含量取自Sun等<sup>[17]</sup>

侵入过程中捕获的古老继承锆石，由于它们将受到高温玄武质岩浆( $T > 1000^{\circ}\text{C}$ )的改造作用，锆石蜕晶

化部分会发生大量Pb丢失，将会具有如下特征：(1)存在接近 136 Ma年龄值的锆石，但是离子探针分析结

果已表明所有锆石年龄值均高于 423 Ma; (2) 锆石应有蜕晶化部分和变质重结晶特征. 但这些锆石均明显不具有变质重结晶锆石特征, 详见下文 4.2 节中讨论部分; (3) 若幔部锆石是受到岩浆热改造的结果, 那么由于发生较多的 Pb 丢失, 其离子探针年龄值分布主体上应小于核部岩浆锆石, 但实测结果明显不具有这种特征. 因此本研究认为惠兰山麻粒岩样品 01HLS-1 的原岩应为新元古代镁铁质岩浆岩, 和大别山超高压变质岩的原岩年龄范围(700~800 Ma)<sup>[18-22]</sup>一致, 这些年龄对应了扬子陆块北缘新元古代强烈岩浆活动时期<sup>[22-24]</sup>. 而样品中岩浆锆石核和白色幔部锆石的单点 SHRIMP U-Pb 年龄值变化范围较大, 这种较分散的年龄值可能是由于它们在后期的麻粒岩相高级变质作用中 Pb 丢失程度不同所致.

侏罗纪末-白垩纪初, 大别-苏鲁造山带从东西向构造体制转变为滨太平洋北北东向构造体制, 华北板块出现区域性构造拉张<sup>[25,26]</sup>, 从 140 Ma 左右开始, 大别山进入热隆伸展作用时期<sup>[27]</sup>. 大别山增厚地壳因拉张而减薄以及深部岩石圈拆离事件<sup>[28]</sup>, 均可导致高温软流圈地幔上涌和大规模岩浆事件. 此外, 底侵的玄武岩浆也有可能提供大量的热能, 使大别山的下地壳长英质岩石受热发生了部分熔融, 而包裹其中的原岩时代为新元古代的镁铁-超镁铁岩包体(较难熔融)因温度升高发生麻粒岩相变质作用. 随着罗田穹隆的隆升, 镁铁质麻粒岩块体随长英质岩石一起迅速上升, 最后剥蚀出露于地表, 形成现在的惠兰山麻粒岩. 如果对惠兰山镁铁质麻粒岩的这一成因认识是正确的, 则该麻粒岩的变质时代((136 ± 18)Ma)就对大别山从东西向陆-陆碰撞构造体制向北北东向太平洋构造体制转变发生时代提供了重要制约, 这与翟明国等<sup>[29]</sup>综合其它资料所提出的中国东部构造体制转变发生在 140 Ma 左右的见解是一致的.

## 4.2 热液改造锆石的微量元素特征及新元古代热液事件

虽然锆石在长期的地质过程中非常稳定, 不易发生 Pb 丢失<sup>[30]</sup>, 但已有实验表明, 在含有 F, Cl, Ca 等离子的热液作用下, 即使是晶质锆石在低温下(400~600℃)很短时间也很容易发生蚀变造成放射

成因 Pb 丢失<sup>[31,32]</sup>, 而部分蜕晶质锆石则会发生大量 Pb, Hf, REE 和 U 的丢失<sup>[33]</sup>. 热液携带的普通 Pb 进入锆石晶格可以造成被改造的锆石部位的普通 Pb 含量升高<sup>[34-36]</sup>. 热液蚀变锆石的典型结构特征是相对原生岩浆锆石核较浅的 CL 图像和表面控制蚀变(SCA, surface control alteration)环带结构<sup>[36]</sup>.

惠兰山麻粒岩锆石白色幔部具有的岩浆锆石残留韵律环带(例如如图 3(c))以及和岩浆锆石类似的稀土元素标准化模式和高 Th/U 比值, 表明白色幔部锆石并非后期变质增生锆石. 而蜕晶质锆石的重结晶作用不会导致重结晶锆石和原岩岩浆锆石 3~10 倍如此之高的微量元素差异<sup>[37]</sup>, 这说明白色幔部锆石并非变质重结晶锆石. 岩浆锆石核部和白色幔部锆石的 SHRIMP 年龄最大值十分接近(核: 753~787 Ma; 幔: 716~780 Ma). SHRIMP U-Pb 分析结果显示, 白色幔部的普通 Pb(Pb<sub>c</sub>% 为 0.80~9.93)显著高于岩浆锆石核(Pb<sub>c</sub>% 为 0.35~2.29)(表 2). 由于变质重结晶作用也不会增加锆石的普通 Pb 含量, 而热液成因锆石普遍具有较高的普通 Pb 含量<sup>[34-36]</sup>. 综合考虑惠兰山麻粒岩锆石白色幔部具有与岩浆锆石韵律环带相交切的 SCA 结构特征(例如如图 3(b)), 普通 Pb 较岩浆锆石核要高, 而微量元素比岩浆锆石低 3~10 倍的特点, 3 个较少 Pb 丢失的白色幔部锆石 U-Pb 年龄集中在 716~780 Ma, 它和岩浆锆石的结晶时代很相近, 可以判定该锆石的改造作用为岩浆锆石形成后不久即受到的热液蚀变作用, 它造成岩浆锆石大量的微量元素的丢失和普通 Pb 升高. 这说明该热液事件可能是同期岩浆演化晚期的热液活动, 或者是该岩浆岩侵入体提供热源驱动的地下热水循环.

## 4.3 大别山早白垩纪的快速隆升事件

Li 等<sup>[38]</sup>通过对大别山超高压变质岩的热年代学研究已经揭示现在出露于地表的大别山超高压变质岩在峰期变质 226~170 Ma 之间从 800℃ 到 300℃ 经历了两次快速冷却和一个等温阶段的冷却历史: 即 226~219 Ma 期间经历了第一次快速冷却阶段(40℃ · Ma<sup>-1</sup>), 从 800℃ 冷却到 500℃; 在 219~180 Ma 期间为一等温阶段; 从 180~170 Ma 又经历了第二次快速冷却阶段(~ 15℃ · Ma<sup>-1</sup>), 从 450℃ 冷却到

300°C<sup>[38,39]</sup>. Ratschbacher等<sup>[25]</sup>和Li等<sup>[28]</sup>指出大别山早白垩纪的引张和穹隆构造可导致大别山体 and 超高压变质岩的进一步抬升. 王国灿等<sup>[40]</sup>利用穹隆不同矿物的K-Ar年龄大致估算了这一穹隆构造导致的山体抬升速率. 本文利用获得的穹隆核部麻粒岩相岩石的Sm-Nd年龄可对其抬升速率给出新的制约.

罗田穹隆是东大别规模最大的穹隆, 其隆升剥露影响整个大别造山带的隆升剥露格局<sup>[41]</sup>. 罗田穹隆核部的斜长片麻岩中角闪石的K-Ar年龄为123~127 Ma<sup>[40]</sup>, 对应封闭温度约500°C<sup>[42]</sup>, 惠兰山镁铁质麻粒岩在约136 Ma时经历的峰期变质温度若取800°C<sup>[4]</sup>, 则我们可以计算出罗田穹隆核部在早白垩纪从800°C冷却到500°C的冷却速率约为25°C·Ma<sup>-1</sup>. 这一快速冷却进一步证明了当时罗田穹隆的隆升速率是很快<sup>[27,40,41]</sup>. 这个冷却速率远大于王国灿等<sup>[40]</sup>用角闪石和黑云母K-Ar年龄计算得到的从500°C冷却到300°C时的速率(6.5~14.8°C·Ma<sup>-1</sup>). 这说明罗田穹隆在开始时有一快速抬升过程, 是它导致了其快速的冷却过程. Kay等<sup>[43]</sup>和李曙光等<sup>[28]</sup>指出, 造山带岩浆作用与山体快速抬升的耦合是深部发生岩石圈拆离事件的证据. 因此以罗田穹隆的快速隆升为代表的大别山第三次快速抬升过程可能是大别造山带深部发生拆离或去根事件的结果, 它是导致大别山超高压变质岩在早白垩纪进一步抬升出露地表的重要机制之一.

## 5 结论

(1) 惠兰山镁铁质麻粒岩中岩浆锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究表明, 其原岩为新元古代镁铁质岩浆岩. 惠兰山镁铁质麻粒岩的麻粒岩相变质矿物 Sm-Nd 等时线年龄为(136±18) Ma, 证明该麻粒岩的变质作用发生在早白垩纪, 与大别山大规模早白垩纪岩浆事件同期. 因此惠兰山镁铁质麻粒岩的成因可能是位于扬子北缘的下地壳部位新元古代镁铁质岩浆岩, 在早白垩纪引张构造环境下该岩石受到上涌软流圈地幔的热烘烤发生麻粒岩相变质作用.

(2) 锆石 SHRIMP 年龄和微量元素特征表明, 麻粒岩原岩在侵位不久即经历了一次强烈的热液事件, 导致被改造锆石的普通 Pb 升高和微量元素含量降低.

这部分被改造的锆石环绕在岩浆锆石核的外部, 它们基本不具有韵律环带特征而和变质锆石的 CL 特征相似, 但是这种锆石既不是后期变质增生锆石, 也不是变质重结晶锆石, 而是经历热液交代改造形成的. 这种热液改造锆石的识别对解释其年代学结果具有重要的意义.

(3) 将惠兰山麻粒岩的变质温度(800°C)和变质时代(136 Ma)与片麻岩围岩的角闪石 K-Ar 年龄(123~127 Ma)比较获得了罗田穹隆早白垩纪从800°C冷却到500°C的冷却速率约为25°C·Ma<sup>-1</sup>, 这指示了该穹隆的一次快速隆升过程. 它与大别山早白垩纪大规模岩浆事件的耦合关系可能暗示了造山带深部的拆离和去根过程. 这可能是大别山超高压变质岩在早白垩纪被进一步抬升至近地表的原因.

致谢 离子探针锆石 U-Pb 年龄分析得到了北京离子探针中心刘敦一、简平、宋彪研究员和陶华工程师的大力支持和帮助, 锆石 CL 照像得到了中国地质科学院余静和陈振宇老师的帮助, Sm-Nd 同位素化学处理得到了陈江峰教授、钱卉工程师的大力支持和李秋立、王勇刚同学的帮助, 质谱分析得到了彭子成教授和贺剑峰老师的大力支持, 评审专家的评审意见对本文的修改有很大帮助, 在此一并表示衷心的感谢.

## 参 考 文 献

- 游振东, 陈能松, Chalokwu C I. 大别山区深部地壳的变质岩石学证据: 罗田惠兰山一带的麻粒岩研究. 岩石学报, 1995, 11(2): 137~147
- 陈能松, 游振东, 索书田, 等. 大别山区中酸性麻粒岩和变形花岗岩的锆石 U-Pb 年龄. 科学通报, 1996, 41(11): 1009~1012
- Jian P, Yang W R, Zhang Z C. <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb zircon dating of Huangtuling hypersthene-garnet-biotite gneiss from the Dabie mountains, Luotina county, Hubei province, China: new evidence for early Precambrian evolution. Acta Geologica Sinica, 1999, 73(1): 78~83
- 周汉文, 刘颖, 李献华, 等. 大别山黄土岭中性麻粒岩石榴子石阶段酸淋滤 Pb-Pb 等时线年龄. 科学通报, 1998, 43(22): 2434~2437
- Ma C Q, Ehlers C, Xu C, et al. The roots of the Dabieshan ultra-high-pressure metamorphic terrain: constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics. Precambrian Research, 2000, 102: 279~301[DOI]
- Zheng Y F, Fu B, Li Y L, et al. Oxygen isotope composition of granulites from Dabieshan in eastern China and its implications for geodynamics of Yangtze plate subduction. Phys Chem Earth (A), 2001, 26: 673~684
- 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄土岭麻粒岩中锆石 LAM-ICP-MS 微区微量元素分析和 Pb-Pb 定年. 中国科学, D 辑,

- 2003, 33(1): 20~28[摘要][PDF]
- 8 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 北大别黄土岭麻粒岩锆石 U-Pb 离子探针定年. 岩石学报, 2002, 18(3): 378~382
- 9 Yang W R, Jian P. Geochronological study of Caledonian granulite and high-pressure gneiss in the Dabie mountains. Acta Geologica Sinica, 1998, 72(3): 264~270
- 10 Foland K A, Allen J C. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. Contrib Mineral Petrol, 1991, 109: 195~211[DOI]
- 11 Ludwig K R. User's manual for Isoplot/EX, v2.06, A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkely Geochronological Center, Special Publication, 1999: 47
- 12 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 2002, 48(增刊): 26~30
- 13 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandianavian Caledonides: II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 97: 205~217[DOI]
- 14 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time-scale. J Geol Soc, 1992, 149: 171~184
- 15 Ludwig K R. Squid 1.02: A user manual. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 2001: 1~19
- 16 Gao S, Liu X M, Yuan H L, et al. Determination of forty two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. The Journal of Geostandards and Geoanalysis, 2002, 26(2): 181~196
- 17 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, ed. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London, 1989, 42: 313~345
- 18 Ames L, Zhou G Z, Xiong B C. Geochronology and isotopic character of ultrahigh pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. Tectonics, 1996, 15: 472~489[DOI]
- 19 Rowley D B, Xue F, Tucker R D, et al. Ages of ultrahigh pressure metamorphic and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. Earth Planet Sci Lett, 1997, 151: 191~203[DOI]
- 20 徐惠芬, 杨天南, 刘福来, 等. 苏鲁高压-超高压变质带南部花岗片麻岩-花岗岩的多时代演化. 地质学报, 2001, 75(3): 371~378
- 21 Rumble D, Giorgis D, Orelund T, et al. Low  $\delta^{18}\text{O}$  zircons, U-Pb dating, and the age of the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. Geochim Cosmochim Acta, 2002, 66: 2299~2306[DOI]
- 22 郑永飞, 陈福坤, 龚冰, 等. 大别-苏鲁造山带超高压变质岩原岩性质: 锆石氧同位素和U-Pb年龄证据. 科学通报, 2003, 48(2): 110~119[摘要][PDF]
- 23 Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen, China. Earth Planet Sci Lett, 1998, 161: 215~230[DOI]
- 24 李曙光, 洪吉安, 李惠民, 等. 大别山辉石-辉长岩体的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 高校地质学报, 1999, 5(3): 351~355
- 25 Ratschbacher L, Hacker B R, Webb L E, et al. Exhumation of the ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Cretaceous and Cenozoic unroofing and the Tan-Lu fault. J Geophys Res, 2000, 105: 13303~13338[DOI]
- 26 朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 郟庐断裂带的伸展活动及其动力学背景. 地质科学, 2001, 36(3): 269~278
- 27 许长海, 周祖翼, 马昌前, 等. 大别造山带 140~85Ma 热隆伸展作用——年代学约束. 中国科学, D 辑, 2001, 31(11): 925~937[摘要][PDF]
- 28 李曙光, 黄方, 李晖. 大别-苏鲁造山带碰撞后的岩石圈拆离. 科学通报, 2001, 46(17): 1487~1491[摘要][PDF]
- 29 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学, D 辑, 2003, 33(10): 913~920[摘要][PDF]
- 30 Lee J, Williams I, Ellis D. Pb, U and Th diffusion in nature zircon. Nature, 1997, 390: 159~162[DOI]
- 31 Hansen B T, Frederichsen J D. The influence of recent Pb-loss on the interpretation of disturbed U-Pb systems in zircons from igneous rocks in East Greenland. Lithos, 1989, 23: 209~223[DOI]
- 32 Sinha A K, Wayne D M, Hewitt D A. The hydrothermal stability of zircon—preliminary experimental and isotopic studies. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 3551~3560[DOI]
- 33 Geisler T, Pidgeon R T, Kurtz R. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. American Mineralogist, 2003, 88: 1496~1513
- 34 Watson E B, Cherniak D J, Hanchar J M, et al. The incorporation of Pb into zircon. Chemical Geology, 1997, 141: 19~31[DOI]
- 35 Schaltegger U, Fanning C M, Geünther D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 134: 186~201[DOI]
- 36 Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 134: 380~404[DOI]
- 37 Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. J Metamorphic Geol, 2000, 18: 423~439[DOI]
- 38 Li S G, Jagoutz E, Chen Y Z, et al. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, central China. Geochim Cosmochim Acta, 2000, 64(6): 1077~1093[DOI]
- 39 Li S G, Jagoutz E, Lo C H, et al. Sm-Nd, Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  isotopic systematics of the ultrahigh pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu belt, Central China: A retrospective view. International Geol Review, 1999, 41(12): 1114~1124
- 40 王国灿, 杨巍然. 大别山核部罗田穹隆形成的构造及年代学证据. 地球科学——中国地质大学学报, 1996, 21(5): 524~528
- 41 王国灿, 杨巍然. 大别造山带中生代隆升作用的时空格局——构造年代学证据. 地球科学——中国地质大学学报, 1998, 23(5): 461~467
- 42 Harrison T M. Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1981, 78: 324~331[DOI]
- 43 Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 1993, 219: 177~189[DOI]