9 Yusheng Zhao, Anderson D L. Mineral Physics Constraints on the Chemcial Composition of the Earth's Lower Mantle. Phys Earth Planet Inter, 1994, 85: 273~ 292
10 Liu L G. Orthorhomic pervoskite phases observed in olivine, pyroxene, and garnet at high pressures and temperatures. Phys Earth Planet Inter, 1976, 11: 289~ 298
11 Knittle E, Jeanloz R. Synthesis and equation of state of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite to over 100GPa. Science, 1987, 235: 668~ 670
12 Stixrude L, Hemley R J, Fei Y, et al. Thermoelasticity of silicate pervoskite and magnesiowustite and stratificatoin of the Earth's marrtle. Science, 1989, 257: 1099~ 1101
13 Watt J P, Ahrens T J. Shock wave equation of state of enstatite. J Geophys Res, 1986, 91(B7): 7495
14 Yanbin Wang, Weidner D J, Liebermann R C, et al. *P-V-T* equation of state of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite: constraints on composition of the lower mantle. Phys Earth Planet Inter, 1994, 83: 13~ 40
15 Fiquet G, Andrault D, Dewaele A, et al. *P-V-T* equation of state of $MgSiO_3$ perovskite. Phys Earth Planet Inter, 1998, 105: 21~ 31
16 Mead C, Ho Kwang Mao, Jingzhu Hu. Higlr-Temperature Phase transition and Dissociation of (Mg, Fe) SiO_3 perovkite at Lower Mantle pressure. Science, 1995, 268: 1743~ 1745
17 Saxena S K, Dubrovinsky L S, Lazor P, et al. Stability of perovkite $MgSiO_3$ in the Earth's Mantle. Science, 1996, 174: 1357~ 1359
18 McQueen R G, Hopson J W, Fritz J N. Optical technique for determining rarefaction ware velocities at very high pressure., Rev. Sci. Instru, 1982, 53(2): 245~ 250
19 Campbell A J, Heinz D L., A Higlr-Pressure Test of Birch's Law. Science, 1992, 257: 66~ 67
20 Serghiou G. Zerrhe A. Boehler R. (Mg, Fe) SiO_3-Perovskite Stability under lower mantle conditions. Science, 1998, 280: 2093~ 2095
21 Dziewonski A M, Anderson O L. Preliminary Reference Earth Model. Phys Earth Planet Inter, 1981, 25: 297~ 356
22 经福谦. 实验物态方程导引. 北京: 科学出版社, 1986. 323

(1998-08-13 收稿, 1999-01-08 收修改稿)

辽西太古代建平变质杂岩中磁铁石英岩的锆石同位素年龄

王长秋 崔文元 A. Kr⊥ner④ A. A. Nemchin㈣
(北京大学地质学系, 北京 100871; ④Institut f•r Geowissenschaften, Universit•t Mainz, 55099 Mainz, Germany;
㈣Department of Applied Geology, Curtin University of Technology, P. O. Box U1987, Perth WA6001, Australia)

摘要 采用单颗粒锆石铅蒸发法及高精度离子探针对建平变质杂岩中的表壳岩磁铁石英岩进行了同位素年代学研究. 结果表明: 建平杂岩中磁铁石英岩形成年龄约2 520~ 2 552 Ma; 该区的麻粒岩相变质作用约于2 487 Ma达到高峰; 约(1 806±16) Ma, 即中元古代, 本区又发生了一次变质事件, 但其强度相对较弱. 推测建平变质杂岩可能形成于陆块形成后不久即发生大陆碰撞和地壳加厚的晚太古活动大陆边缘的环境中.

关键词 锆石年龄 磁铁石英岩 建平变质杂岩 太古代 辽西

1 区域地质概况

出露于辽宁省西部建平县境内的建平变质杂岩是华北克拉通北缘巨型麻粒岩相带的重要组成部分. 它位于华北克拉通北缘, 内蒙地轴之东段, 南以承德-北票大断裂与燕辽沉降带相

分, 北隔赤峰-开原大断裂与兴蒙海西褶皱带相望. 建平杂岩集中出露于研究区内北北东走向的努鲁儿虎隆起上(图 1) .

建平杂岩是区内出露的最下部的地质单元. 它由各种片麻岩、麻粒岩、(石榴) 斜长角闪(辉石) 岩夹磁铁石英岩为特征, 局部见大理岩. 其原岩以侵入岩占优势, 主要为 TTG 岩石(英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩) 和一些辉长岩、花岗岩和斜长岩等; 表壳岩包括斜长角闪岩、黑云二长片麻岩、大理岩和磁铁石英岩等, 它们呈透镜状、似层状或侵入体中的捕虏体在区域上广泛散布, 量少且连续性差. 根据野外的详细研究, 建平变质杂岩大致有如下特征: 最古老的岩石量少但在区域上广泛散布的表壳岩, 其中可见代表第一期褶皱轴面的 S_1 面理残余. 这些表壳岩被强烈变形和变质之前侵入的大量岩浆岩(辉石岩、辉长岩、闪长岩、英云闪长岩、奥长花岗岩、花岗闪长岩和花岗岩等) 侵吞、肢解, 侵入接触关系只在极少数情况下尚可辨认. 多数情况下, 由于广泛而强烈的变形作用的影响, 几乎所有的岩石中都发育透入性的叶理, 早期的组构几乎被改造殆尽, 因而, 大多数岩性接触带都平行于叶理. 构造研究表明[1], 变质杂岩在破劈理所代表的浅层构造变形之前可划分出 3 组褶皱构造, 反映了在较深层次下的 3 期褶皱变形. 区域变质作用可达麻粒岩相, 高峰期变质条件为: 750~ 850 ℃, 0. 85~ 1. 05 GPa, 变质作用的 *P-T-t* 轨迹为反时针型[2].

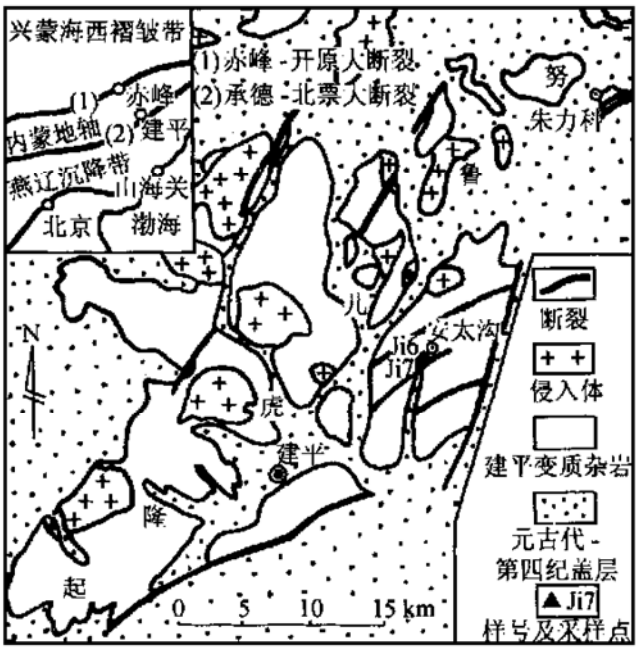


图 1 辽西建平地区地质简图

为了尽可能地揭示建平杂岩初始形成时间及其后来所经历的变质事件的确切时代, 作者选择杂岩中磁铁石英岩为对象, 用颗粒锆石蒸发法和离子探针质谱对其中的锆石进行分析. 选择磁铁石英岩是因为它是可以确定的区内最老的表壳岩, 而且含有可供分析的锆石.

2 分析方法

用于测试的锆石是由重约 5 kg 的人工重砂样, 经粉碎、摇床分选、电磁选、人工精淘, 最后在双目镜下选出.

2.1 单颗粒蒸发法

单颗粒锆石蒸发法是 Kober 首创的对未经化学处理的锆石颗粒在高温下蒸发, 测定其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 比值的一种年代学分析方法[3,4]. 很多应用研究表明, 该方法能够给出锆石结晶年龄[4,5]. 同位素测定是在德国美因茨(Mainz) 麦克斯-普兰克(Max-Planck) 化学研究所的一台 Finnigan-MAT 261 型质谱仪上进行. 分析步骤和仪器参数见文献[5]. 通常在铅沉淀之前, 样品在约 1 350~ 1 400 ℃的低温下加热, 以消除普通铅, 直到 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值大于 10. 000. 但是, 有些情况下, 加热时普通铅不能完全被除去, 则需要用 Stacey & Kramers 的线性模型[6] 做适当的普通铅修正. 实验中, 我们以 20~ 30 ℃为间隔逐步升高蒸发温度达 1 640 ℃, 直到 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 比值没有明显变化. 只有在这样稳定的高温下得到的铅同位素比值才能用来作进一步的年代

学讨论. 根据所讨论的全部比值的平均值计算年龄和不确定性, 误差均为 2σ.

2.2 离子探针质谱(**SHRIMP** ㊦)分析

用于离子探针质谱分析的锆石用环氧树脂与珀斯财团(Perth Consortium)的标样 CZ3 镶在一起, 然后抛光、清洗并在 48% 的 HF 中浸泡约 20 s. 标样 CZ3 的分析表明浸泡不影响样品的同位素组成. 同位素分析在澳大利亚珀斯财团的 SHRIMP(Sensitive High-Resolution Ion Micro-Probe) ㊦型离子探针质谱上进行. 仪器特征和参数见文献[7], 分析步骤见文献[8, 9]. 未知样品的 Pb/U 用标样 CZ3 测定的 ln(Pb/U)/ln(UO/U) 的关系修正[8]. 本研究的所有标准锆石的分析过程中$^{206}Pb^{*}/U$ 的误差均在 1.33% ~ 1.65% 之间. 原始离子束强度约 2.8nA. 质量分辨率约 4 900, 可以清晰分开^{208}Pb 和 HfO_2 峰. 样品和标样的测定交替进行, 以保证对 Pb^{+}/U^{+} 比值的监控. 原始数据处理采用 Nelson 的方法[9]. 普通铅修正采用^{204}Pb 修正法. 分析结果见表 1. 单个分析数据的误差为 1σ, 总体分析误差为 2σ.

表 1 锆石的离子探针(SHRIMP ㊦)分析结果

样号	粒号	U	Th	$^{206}Pb/\%$ a)	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	表观年龄/Ma		
		$\times 10^{-6}$							$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Ji6	1	148	155	0.24	0.290 5 ±19	0.162 9 ±9	0.471 2 ±67	10.58 ±17	2 489 ±29	2 487 ±15	2 486 ±10
	2	132	780	0.24	1.638 8 ±56	0.163 1 ±10	0.471 8 ±68	10.61 ±17	2491 ±30	2 489 ±15	2 488 ±11
	3	87	395	0.13	1.251 4 ±51	0.172 8 ±11	0.492 9 ±72	11.74 ±20	2 583 ±31	2 584 ±15	2 584 ±10
	4	104	86	0.34	0.229 0 ±21	0.166 3 ±11	0.478 8 ±67	10.98 ±18	2 522 ±29	2 521 ±15	2 520 ±11
	5	208	188	0.21	0.238 1 ±13	0.174 6 ±7	0.497 3 ±67	11.97 ±17	2 602 ±29	2 602 ±14	2 602 ±7
	6	168	163	0.44	0.269 0 ±22	0.110 4 ±10	0.323 4 ±44	4.92 ±8	1 806 ±21	1 806 ±14	1 806 ±16
Ji7	1	105	78	0.39	0.207 7 ±22	0.162 9 ±12	0.460 0 ±67	10.33 ±18	2 440 ±29	2 465 ±16	2 486 ±12
	2	222	91	0.22	0.113 8 ±11	0.162 9 ±7	0.463 0 ±65	10.40 ±16	2 453 ±28	2 471 ±14	2 486 ±8
	3	73	43	0.26	0.163 9 ±21	0.169 5 ±13	0.500 4 ±75	11.69 ±21	2 615 ±32	2 580 ±16	2 552 ±13
	4	112	82	0.35	0.207 9 ±19	0.163 2 ±10	0.451 1 ±63	10.15 ±16	2 400 ±28	2 449 ±15	2 489 ±11
	5	116	74	0.47	0.178 2 ±21	0.163 0 ±11	0.472 5 ±66	10.62 ±17	2 494 ±29	2 490 ±15	2 487 ±12

a) 根据测得的^{204}Pb 得出的总^{206}Pb 中普通^{206}Pb 的百分数

3 样品特征和测试结果

用于分析的两个磁铁石英岩(Ji6 和 Ji7)样品采于安太沟村口(图 1), 呈较大的透镜体产于花岗岩类片麻岩中. 岩石灰黑色, 矿物组合分别为 Qtz+ Mt+ Cpx(Ji6) 和 Qtz+ Mt+ Act+ Bt (Ji7), 花岗变晶结构, 条带状构造. 其原岩为碧玉铁质岩. 岩石中锆石有两种类型, 一种为淡至暗褐色, 浑圆状, 光泽较暗淡, 表面呈毛玻璃状, 并可见小磨蚀坑, 偶尔尚可见内部保留有规则的岩浆环带, 表明它们是经过了较长距离搬运的、来源于火成岩的碎屑锆石[10]; 另一种是暗红褐色, 表面十分光洁, 小锥面十分发育的近球状者. 许多研究者都曾详细描述过后一种呈“足球状”的锆石, 认为它是典型的变质成因锆石, 是在约 800~ 850 ℃的麻粒岩相变质峰期形成的[11]. Ji6 中以碎屑锆石占优势, 而 Ji7 中则主要是变质锆石.

Ji6 中 3 粒做 SHRIMP ㊦分析的碎屑锆石分别产生了(2 520 ±11)、(2 584 ±10) 和(2 602 ±7) Ma的一致线年龄, 而两粒变质锆石得到了一致的(2 487 ±1) Ma 的年龄(图 2). 用蒸发法对 Ji6 中的 3 粒锥面发育的变质锆石的测定分别得到了(2 490.0 ±0.6)、(2 486.7 ±0.7) 和(2 486.8 ±0.6) Ma的$^{207}Pb/^{206}Pb$ 蒸发年龄, 平均为(2 487.9 ±0.7) Ma(图 2). 两种方法得到的变质锆石的年龄是一致的. 还应注意的是, Ji6 中的一粒变质锆石产生了(1 806 ±16) Ma 的一

致线年龄(图 2), 它指示了中元古变质事件的叠加. 在华北地台北缘的麻粒岩相带上, 已积累了许多指示此次变质事件的同位素年龄数据[12], 1 800 Ma 左右的中元古变质事件也是华北地台北缘麻粒岩相带上重要的变质事件, 本文的这一数据表明了该变质事件在本研究区的反映, 尽管它没有 2 487 Ma 的变质事件强烈. Ji6 磁铁石英岩的最大形成年龄可由其中的碎屑锆石的最小年龄, 即(2 520 ±11) Ma, 来限定.

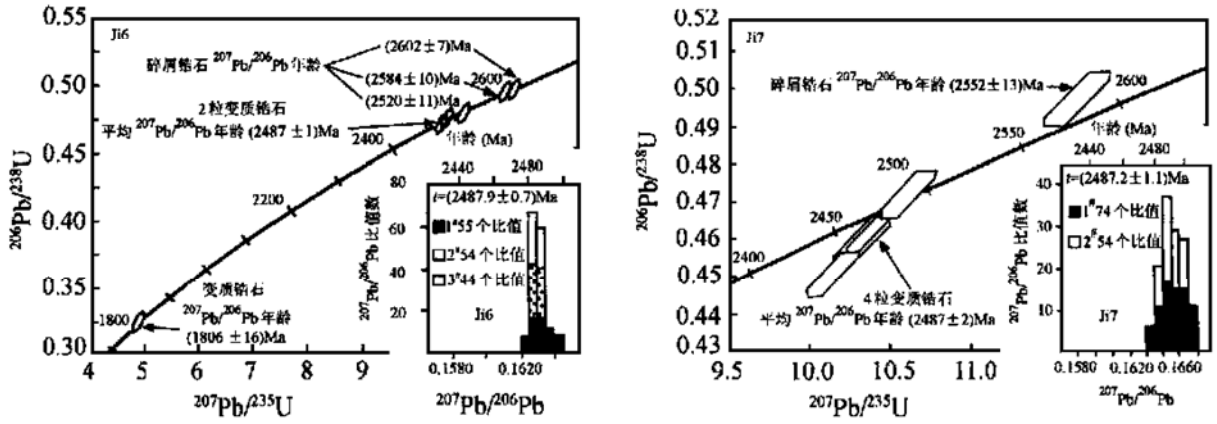


图 2　由 SHRIMP ㊣分析得到的锆石 U-Pb 一致线图和由蒸发法得到的锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 比值直方图

样品 Ji7 中变质锆石丰富而碎屑锆石很少. 一粒碎屑锆石的 SHRIMP 测试产生了(2 552 ±13) Ma的一致线年龄, 而 4 粒变质锆石得到了(2 487 ±2) Ma 的一致线年龄(图 2). 对其中的 2 粒变质锆石也进行了蒸发法测试, 得到了(2 487. 2 ±1. 1) Ma 的平均$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄(图 2). 由这 2 个样品中具变质特征的锆石两种方法测得的数据几乎完全一致, 这些数据为本区高级变质事件的峰期提供了精确的限定.

4　讨论和结论

前人曾认为建平变质杂岩形成于早太古代, 且经历了早太古末期和晚太古末期两次区域变质事件, 但无年龄数据作为佐证[13]. 崔文元等人[14] 曾对邻近的赤峰一带的建平杂岩中花岗岩类岩石进行过微量锆石 U-Pb 法研究, 得到了约 2 570 Ma 的原岩就位年龄及约 2480 Ma 的变质作用年龄, 但数据的精度相对较差, 尤其是原岩年龄. 本文的数据表明区内出露的最古老的表壳岩磁铁石英岩的沉积时代年龄约 2 520~ 2 552 Ma, 应属晚太古代; 该区的麻粒岩相变质作用的高峰期在约 2 487 Ma; 约(1 806 ±16) Ma, 即中元古代, 本区又发生了一次变质事件, 但其强度可能相对稍弱.

对区内大量的花岗岩类岩石, 我们也进行了颗粒锆石的蒸发法研究, 结果表明这些岩石多集中于太古代末的 2 500 Ma 左右就位, 并经历于 2 485~ 2 490 Ma 达到高峰的麻粒岩相区域变质作用(详细资料另文发表). 这些数据都明确说明建平杂岩是晚太古代的产物, 区域麻粒岩相变质事件高峰期在 2 487 Ma 左右.

建平变质杂岩和华北地台北缘的整个麻粒岩相带一样, 代表了一种特殊类型的麻粒岩地体. 整个地体中大量岩石形成之后不久即发生强烈的高级变质变形作用, 变质达到高峰与岩石形成的时间间隔不足 50 Ma. 这样一种地质演化过程, 其可能的构造环境应是与陆块形成后不久即发生大陆碰撞和地壳加厚有关的活动大陆边缘.

致谢　本文得到国家教育部高校博士点科学研究基金(批准号: 97000151) 资助.

参 考 文 献

1 林宝钦, 崔文元, 王时麒, 等. 辽西太古宙地质与金矿. 北京: 地震出版社, 1997
2 崔文元, 王长秋. 辽西太古代建平变质杂岩的变质作用演化. 北京大学学报(自然科学版), 1992, 28(6): 745~758
3 Kober B. Whole-grain evaporation for $^{207}Pb/^{206}Pb$-age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. Contrib Mineral Petrol, 1986, 93: 482~490
4 Kober B. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter-bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. Contrib Mineral Petrol, 1987, 96: 63~71
5 Kröner A, Byerly G R, Lowe D R. Chronology of early Archaean granite-greenstone evolution in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. Earth Planet Sci Lett, 1991, 103: 41~45
6 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet Sci Lett, 1975, 26: 207~221
7 Kennedy A K, De Laeter J R. The performance characteristics of the WA SHRIMP ㊣ ion microprobe. U S Geological Survey Circular, 1994, 1107: 166
8 Compston W, Williams I S, Myer C. U-Pb Geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. J Geophys Res, 1984, 89: 525
9 Nelson D R. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. Record: Geological Survey of Western Australia, 1997
10 伍家善, 张雨来. 鉴别不同成因变质岩中锆英石的若干标志. 中国地质科学院地质研究所所刊, 1982, (4): 61~74
11 Jaeckel P, Kröner A, Kamo S L, et al. Late Archaean to early Proterozoic granitiod magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa. J Geol Soc Lond, 1997, 154: 25~44
12 沈其韩, 徐惠芬, 张宗清, 等. 中国早前寒武纪麻粒岩. 北京: 地质出版社, 1992
13 王汉霞, 李世涛. 辽西太古代变质作用特征. 见: 董申保, 沈其韩. 中国变质地质图编制与研究论文集, 第2辑. 北京: 地质出版社, 1985. 91~108
14 崔文元, 王长秋, 孙承志, 等. 辽西-赤峰一带太古代变质岩中锆石U-Pb年龄. 北京大学学报(自然科学版), 1991, 27(2): 229~237

(19998_08_13收稿, 1999_01_08收修改稿)

上地幔橄榄岩粒间组分的微量元素特征及其成因探讨

徐义刚
(中国科学院广州地球化学研究所, 广州五山 510640)

摘要 对具有不同岩石学和地球化学特征的幔源包体进行了酸淋滤实验, 以便能直接地获得橄榄岩粒间组分的微量元素特征. 结果表明, 粒间组分富集LREE, 且有强烈的Ta负异常. 粒间组分中REE总量的高低以及Rb, Ba和Nb负异常的存在与否则与橄榄岩经历的地幔交代作用的性质密切相关. 推测粒间组分可能代表了地幔交代流体的残余体.

关键词 **橄榄岩包体 粒间组分 微量元素 上地幔**

橄榄岩的微量元素地球化学研究表明, 大离子亲石元素(LILE)不存在于造岩矿物的晶格