

# 浙西南淡竹花岗闪长岩中锆石的成因研究及其地质意义

汪相, 陈洁, 罗丹

南京大学地球科学系及内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京, 210093

**内容提要:** 本文对浙西南地区淡竹花岗闪长岩中的锆石群进行了形态学、地球化学和年代学的系统研究。研究表明, 该花岗闪长岩中存在两种不同类型的锆石: 岩浆锆石和变质锆石。前者为自形一半自形的长柱状晶体, 无色透明, 富含岩浆和矿物包裹体, 其背散射电子图像 (BSE 图像) 显示出均匀的内部构造 (少数具有韵律环带构造), 其晶型指数落在钙碱性系列花岗闪长岩的范围内; 后者大多数以增生边的形式围绕岩浆锆石生长, 极少量呈他形的粒状晶体, 呈黄褐色一半透明, 其 BSE 图像亦呈现均匀的内部构造。这两类锆石在化学成分上有较大的差异, 表现为岩浆锆石比变质锆石明显地富 U、Th、Y 等阳离子置换元素。锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年分析结果表明, 岩浆锆石和变质锆石分别形成于  $1875 \pm 33$  Ma 和  $209 \pm 12$  Ma 两个不同的时代, 为浙闽运动和印支运动在浙西南地区的表现提供了有力的客观证据。

**关键词:** 岩浆锆石; 变质锆石; 淡竹花岗闪长岩; 浙闽运动; 印支运动

锆石具有特别稳定的晶体结构, 表现为它具有极低的吉布斯能 (Ellison and Navrotsky, 1992), 因此, 它很容易在各种地质环境中结晶, 并被完好地保存下来。事实上, 锆石不仅常见于各种岩浆岩中, 而且在中高级变质岩中也普遍出现。通过大量的锆石研究发现, 锆石的外部形态、内部构造、化学成分等特征都具有显著的岩石学标型性, 即这些特征能够指示寄主岩的形成环境 (Pupin, 1980; Vavra, 1990; 汪相和吴梦霜, 1999; Wang et al., 2007)。特别是锆石富含 U 和 Th 放射性元素而几乎不含普通 Pb, 从而它又是最有效的 U-Pb 法定年样品。上述因素使得锆石成为一个越来越重要的岩石学研究样本。

在当前的前寒武纪花岗岩研究中, 锆石更是一个不可或缺的研究对象, 因为它可以完好地记录寄主岩的成岩作用以及后期的变质作用过程。事实上, 在前寒武纪花岗岩中通常可以发现多种成因类型的锆石, 如碎屑锆石、继承锆石、岩浆锆石、变质锆石和深熔锆石等等 (甘晓春等, 1993, 1995; 简平等, 2001)。这种复杂性在提供岩石学研究的突破性机遇的同时, 对锆石的成因判别及其年龄数据的解读提出了更高的要求。以往的研究者通常利用

显微镜观察锆石的外部形态, 或者利用背散射电子 (BSE) 和阴极发光 (CL) 成像技术观察锆石的内部构造, 或者利用锆石的 Th/U 值, 来判别和区分不同类型的锆石 (简平等, 2001; 吴元保和郑永飞, 2004)。但是, 在缺乏细致的形态学和地球化学研究的条件下, 仅根据一般的形貌和化学特征来确定锆石的成因类型是有所偏颇的, 这将直接导致文献中常见的锆石年龄的多解性。如在大别山北部的片麻岩中, 锆石 U-Pb 表面年龄常常构成一条不一致线, 并给出上交点和下交点两个年龄 (刘贻灿等, 2000)。对此, 一种观点认为, 下交点年龄代表原岩的形成年龄, 而上交点年龄代表继承锆石的年龄 (Xue et al., 1997); 另一种观点则认为, 上交点年龄代表原岩的形成年龄, 而下交点年龄代表后期热变质事件的年龄 (Xie et al., 1998)。显然, 避免这种锆石 U-Pb 年龄解释上的分歧的唯一途径, 就是对作为定年样品的锆石进行直接而又深入的成因研究。

在浙西南地区, 出露了一系列前寒武纪花岗岩 (胡雄健等, 1991)。其中, 对于面积较大的淡竹花岗闪长岩已开展了较多的岩相学和岩石化学研究, 并测定其锆石年龄为  $1878 \pm 27$  Ma (胡雄健等,

注: 本文为国家自然科学基金资助项目 (批准号: 40572038) 的成果。

收稿日期: 2007-12-17; 改回日期: 2008-03-09; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 汪相, 男, 1960年生。1989年于法国尼斯大学获得博士学位, 现为南京大学地球科学系教授。主要从事岩石学和矿物学研究。

Email: xwang@nju.edu.cn.

1993)。基于野外地质和岩相学观察,胡雄建等(1993)认为淡竹花岗闪长岩属于岩浆型花岗岩,其锆石年龄代表该花岗闪长岩的结晶时间。而汪相等(1992)在对淡竹花岗闪长岩中的锆石形态研究后发现,许多岩浆结晶的锆石遭受了变质作用,并且出现部分重结晶的变质锆石。鉴于此,本文选择淡竹花岗闪长岩作为研究对象,通过定量的形态分析方法和微区成分分析手段对该花岗闪长岩中的锆石群进行全面、系统的研究,以确定和区分不同成因类型的锆石;然后,对其分别进行定年工作,为浙西南地区前寒武纪地壳演化研究提供新的成果。

## 1 地质背景与分析方法

淡竹花岗闪长岩体位于浙江龙泉市西约 20 km 的淡竹村与王坊村之间,出露面积约 1 km<sup>2</sup>。在地质构造上,该岩体侵位于八都群中一下部层位内,两者为突变接触关系(胡雄建等, 1993)。淡竹花岗闪长岩呈灰色,中粗粒花岗结构,片麻状构造。矿物组成为中—更长石(45%)、石英(25%)、钾长石(10%)、黑云母(15%)及少量副矿物(胡雄建等, 1993)。在淡竹村的河床中,采集到 5 kg 左右的新鲜岩石样品。在实验室,经人工碎样、电磁仪和重液分选,选出锆石颗粒,分别用光学树脂和环氧树脂胶结并制成砂薄片和光薄片,用于形态学和地球化学分析。

首先,在显微镜下找寻到晶型相对完整的锆石颗粒;然后,利用锆石形态的定量描述法(汪相, 1998),测出每个锆石颗粒的四个平面维度( $D_{\{110\}}$ 、 $W_{\{110\}}$ 、 $L_{py}$ 和 $L_{pr}$ )的大小;最后,计算出三个晶型指数( $I_{pr}$ 、 $I_{py}$ 和 $I_{el}$ ),并确定整个锆石群的晶型分布范围。

随后,利用澳大利亚 Macquarie 大学的 Cameca SX-50 型电子探针仪对锆石颗粒的切面进行 BSE 成像分析,以观察锆石的内部构造。在此基础上,利用同一台电子探针仪,对锆石的组成元素(Zr 和 Si)和阳离子置换元素(Hf、U、Th 和 Y)进行成分分析。分析条件如下:加速电压为 15 kV,束流强度为 20 nA,束斑直径为 1  $\mu$ m。分析计时分别为:ZrO<sub>2</sub>, 60s; SiO<sub>2</sub>, 20s; HfO<sub>2</sub>, 60s; UO<sub>2</sub>, 60s; ThO<sub>2</sub>, 60s; Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 60s。

最后,利用南京大学的激光电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICPMS)进行原位的锆石 U-Pb 定年分析。电感耦合等离子体质谱仪为 Agilent HP7500 型,与之相联的为 213nm 波长的激光剥蚀

器(Merchantek/New Wave Research)。脉冲速率为 5 Hz,脉冲能量为 0.1 mJ,束斑直径为 50  $\mu$ m,锆石标样为 91500(Wiedenbeck et al., 1995)和 Mud Tank(Black and Gulson, 1978),详细的实验过程及分析精度见 Belousova et al. (2001)。利用 Isoplot 2.32 软件(Ludwig, 2000),确定 U-Pb 分析数据的表面年龄,并投影到谐和曲线图中。

## 2 分析结果

### 2.1 形态学

#### 2.1.1 外部形态

根据锆石的显微镜下特征,淡竹花岗闪长岩中的锆石可以分为两种类型:

(1) A 类锆石:无色,部分略带褐色,透明,自形一半自形(图 1 a、b),偶见矿物和岩浆包裹体,少量颗粒还含有残留锆石。然而,当包裹 A 类锆石的寄主矿物遭受后期热液蚀变改造后,这类锆石明显地表现出溶蚀作用的各种现象(图 1 c、d),如:① 粒径大小不等,其长度变化在 20~360  $\mu$ m 范围内;② 部分晶棱被圆化,部分晶面有蚀坑;③ 锥体的圆化程度比柱体的圆化程度大;④ 部分颗粒呈弯月形、棒槌形等溶蚀残余形态;⑤ 沿着断面分布有密集的气液包裹体。这些现象明显地区别于碎屑锆石由于机械磨损而造成的圆化现象。而 Poldervaart(1956)在一些侵入花岗岩中也发现大量的浑圆状锆石颗粒,它们被认为是来自形的岩浆锆石受到变质作用影响的结果。A 类锆石的颗粒数量占整个锆石群的 98%左右,在整个锆石群中呈主导地位。

参照锆石晶型的定量描述方法(汪相, 1998),对 A 类锆石中较自形的 22 颗锆石进行了晶型鉴定。结果表明(表 1),A 类锆石的  $I_{pr} = 0.20 \sim 0.69$ (平均值为 0.40), $I_{py} = 0.48 \sim 0.96$ (平均值为 0.74), $I_{el} = 0.30 \sim 0.75$ (平均值为 0.48),具有相对限定的晶型变化范围(图 2 a、b)。这与胡雄健等(1993)的观察结果基本一致,即锆石的晶型为  $\{100\} + \{110\} + \{101\} + \{211\}$  的聚形,但是相对而言,柱面以  $\{100\}$  为主,而锥面以  $\{101\}$  为主。这样的晶型特征与福州复式花岗岩体中最早侵入定位的涧田花岗闪长岩中的锆石群基本相同(汪相和吴梦霜, 1999),两者具有几乎一样的晶型指数分布范围(图 2 a、b)。如果将 A 类锆石的晶型投影在锆石晶型分类图中(Pupin, 1980),它们将落在壳幔混源型花岗岩的范围内,而不同于原地的 S 型花岗岩

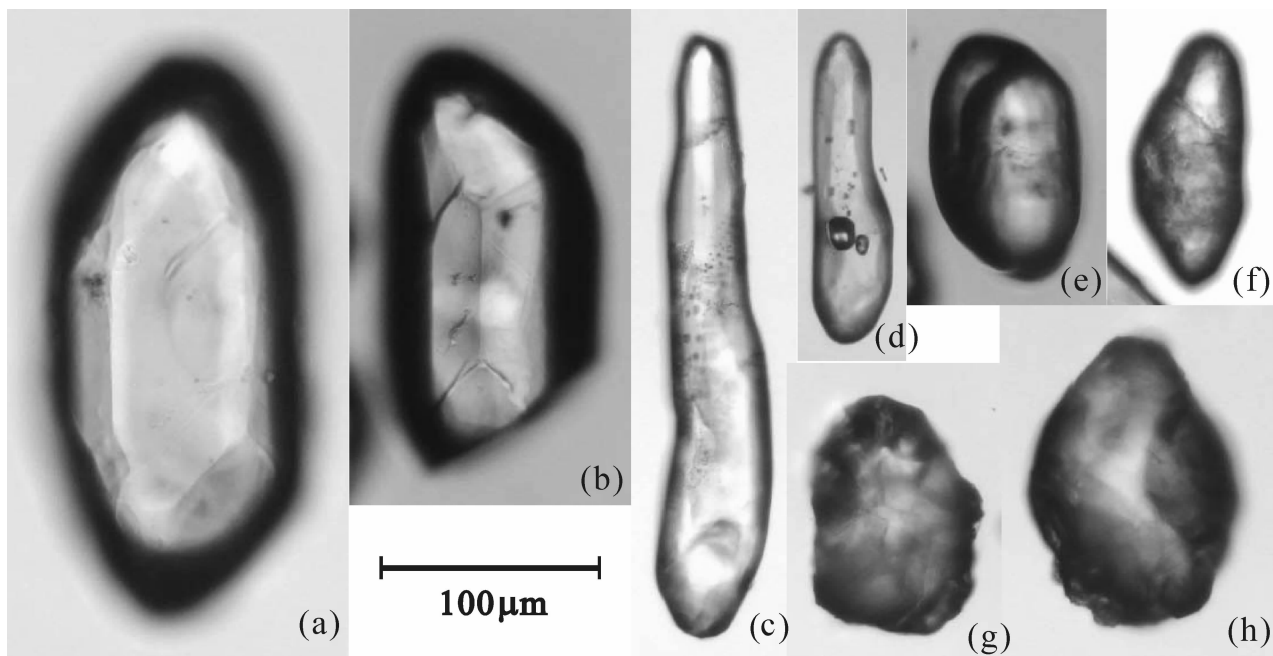


图 1 淡竹花岗闪长岩中锆石的显微镜下照片

Fig. 1 Optical photomicrographs of zircons from the Danzhu granodiorite

(a) 和 (b) 为自形—半自形的 A 类锆石; (c) 和 (d) 为溶蚀后的 A 类锆石; (e) 和

(f) 为增生在 A 类锆石上的 B 类锆石; (g) 和 (h) 为他形的 B 类锆石

(a) and (b): euhedral—subhedral A-type of zircon; (c) and (d): corroded A-type of zircon; (e) and

(f): B-type of zircon overgrown on A-type of zircon; (g) and (h): anhedral B-type of zircon

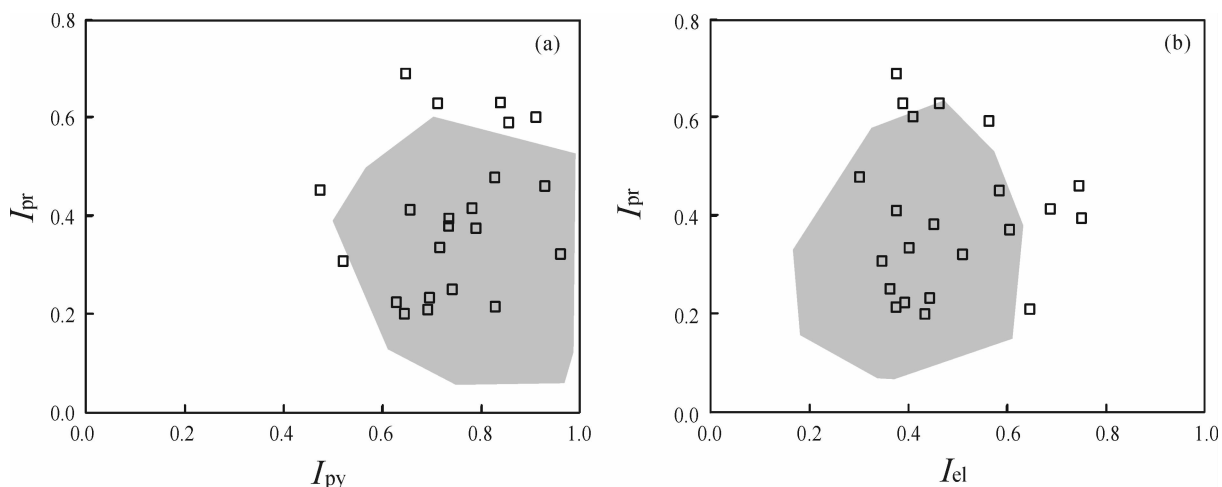


图 2 淡竹花岗闪长岩中 A 类锆石 (空心方块) 的  $I_{pr}$  vs.  $I_{py}$  (a) 和  $I_{pr}$  vs.  $I_{el}$  (b) 图解 (数据来自表 1)

Fig. 2 Plot of  $I_{pr}$  versus  $I_{py}$  (a) and  $I_{pr}$  versus  $I_{el}$  (b) of A-type of zircon (open squares) from the Danzhu granodiorite (data sources from the table 1)

图中的阴影区为 (福州复式岩体) 涧田花岗闪长岩中锆石群的晶型分布范围 (汪相和吴梦霜, 1999)

The shadow region represents the typological pattern of zircons from the Jiantian granodiorite from the Fuzhou granitic complex (Wang and Wu, 1999)

或混合岩中锆石的晶型特征。事实上, 淡竹花岗闪长岩的岩相学研究表明, 该岩石仍然保留典型的火成结晶的特征 (胡雄建等, 1993)。因此, 淡竹花岗

闪长岩中的 A 类锆石可以被确定为是从该花岗岩浆中直接结晶出来的。

(2) B 类锆石: 浅黄褐色, 透明度略差, 他形

(轮廓往往呈不规则的锯齿), 粒径较小(几十微米左右)(图 1 g,h), 颗粒数量在 2%左右。在部分较大的锆石颗粒上, B 类锆石呈增生边形式生长在经历过溶蚀作用的 A 类锆石之上(图 1 e,f), 因此, B 类锆石的结晶时间不仅晚于 A 类锆石, 而且也晚于发生在 A 类锆石上的溶蚀作用的时间。笔者等认为, 淡竹花岗闪长岩形成之后曾遭受强烈的变质变形作用, 从而产生片麻状构造(相对于岩石)和溶蚀现象(相对于 A 类锆石); 在后期的(退)变质阶段, 随着变质环境的改变(如温度的下降或流体成分的改变), 变质热液中的 Zr 和 Si 又重新结合, 结晶成 B 类锆石。

表 1 淡竹花岗闪长岩中 A 类锆石的颗粒大小与晶型指数  
Table 1 Size and typological indices for A-type of zircon from the Danzhu granodiorite

颗粒号	粒长 (mm)	粒宽* (mm)	$I_{pr}$	$I_{py}$	$I_{el}$
1	0.131	0.078	0.25	0.74	0.37
2	0.162	0.038	0.39	0.74	0.75
3	0.151	0.081	0.33	0.72	0.40
4	0.214	0.072	0.45	0.48	0.59
5	0.124	0.064	0.31	0.52	0.35
6	0.196	0.103	0.41	0.66	0.38
7	0.140	0.070	0.38	0.74	0.45
8	0.194	0.079	0.59	0.86	0.56
9	0.210	0.063	0.41	0.78	0.69
10	0.161	0.077	0.69	0.65	0.38
11	0.121	0.062	0.20	0.65	0.44
12	0.360	0.121	0.21	0.69	0.65
13	0.137	0.075	0.63	0.84	0.39
14	0.134	0.071	0.32	0.96	0.51
15	0.146	0.076	0.23	0.70	0.44
16	0.239	0.128	0.22	0.63	0.39
17	0.086	0.056	0.48	0.83	0.30
18	0.221	0.084	0.37	0.79	0.60
19	0.065	0.036	0.60	0.91	0.41
20	0.101	0.045	0.63	0.71	0.46
21	0.071	0.046	0.22	0.83	0.38
22	0.086	0.022	0.46	0.93	0.75

注: \* 粒宽: 以{110}柱面朝上时的柱体宽度为代表。

在高级变质岩中, 锆石群可以由继承锆石、原岩锆石和变质锆石混合组成, 有时甚至在同一个颗粒中包含不同成因(不同时代)的锆石相(Pidgeon and Bowes, 1972; Vavra et al., 1996)。如在大别超高压变质带中, 几乎所有的片麻岩都含有变质锆石, 它们具有相似的形态特征: 褐红色, 细小粒状, 浑圆轮廓, 表面发育各种微小的晶面, 其年龄与区域变质作用的时间一致(李曙光等, 1997)。这些特征与 B 类锆石的特征基本相同(后者的年龄远远

小于 A 类锆石, 见下述), 因此, B 类锆石可以被认作为后期变质作用过程中形成的新生锆石。事实上, 在前人的研究中也发现, 在淡竹花岗闪长岩中除了大量无色锆石颗粒之外, 还有少数呈棕黄色的锆石颗粒(胡雄健等, 1993), 后者可能属于本文认定的 B 类锆石。

### 2.1.2 内部构造

对于前寒武纪岩石中的锆石, 由于它们经历了漫长的地质作用, 其颗粒内部往往具有复杂的增生构造, 因此, 利用背散射电子(BSE)或阴极发光(CL)成像技术观察和区分锆石内部不同成因的环带是锆石研究中必不可少的。BSE 图像揭示的是锆石切面上平均分子量的差异, 而 CL 图像显示的则是锆石切面上部分微量元素(如 Dy 和 Tb 等)含量和/或晶格缺陷的差异, 两者的亮度往往呈现相反的对立关系(Hanchar and Miller, 1993)。鉴此, 笔者等仅利用电子探针上配备的 BSE 成像技术对淡竹花岗闪长岩中的锆石颗粒进行了系统的观察。

锆石切面上的 BSE 图像显示了更加复杂的锆石结晶历史, 为区分和确定不同成因类型的锆石相奠定了基础。具体来说, 在 BSE 图像上, 上述两类锆石呈现出不同的成因特征:

(1) A 类锆石: 在自形的 A 类锆石上, 可以见到典型的韵律振荡构造(图 3a), 进一步确定了 A 类锆石的岩浆结晶成因(Wang et al., 2007)。但是笔者等发现, 绝大部分 A 类锆石呈均匀的内部构造(图 3 b,c,d), 体现出花岗岩浆中早期结晶锆石的特征(Wang et al., 2007)。

(2) B 类锆石: 在半自形—他形的颗粒上, 普遍发育一种双层构造, 即在 A 类锆石之上增生了 B 类锆石(图 3b,c,d)。该增生边的厚度在 10  $\mu\text{m}$  左右, 但是在颗粒的不同部位, 其厚薄可以发生变化。一般来说, 该增生边在锥体部位或溶蚀后的突出部位较发育, 而在柱体部位变薄(甚至尖灭)。这说明 B 类锆石的增生作用受到结晶方向上的限制, 因此, 很可能发生在固态条件下的变质作用过程中。从单个颗粒的体积上看, A 类锆石占主导地位(约 95%左右), 而 B 类锆石为次要地位(约 5%左右)。这与上一节所述的两类锆石的颗粒数量比基本上是一致的, 说明淡竹花岗闪长岩普遍受到后期的溶蚀作用和变质作用, 但这两种作用的程度还是相当有限的。从 BSE 亮度上看, A 类锆石比 B 类锆石明亮, 说明前者更富原子序数较高的微量元素(如 U、Th、Y 等)(见下述)。许多文献提到, 通

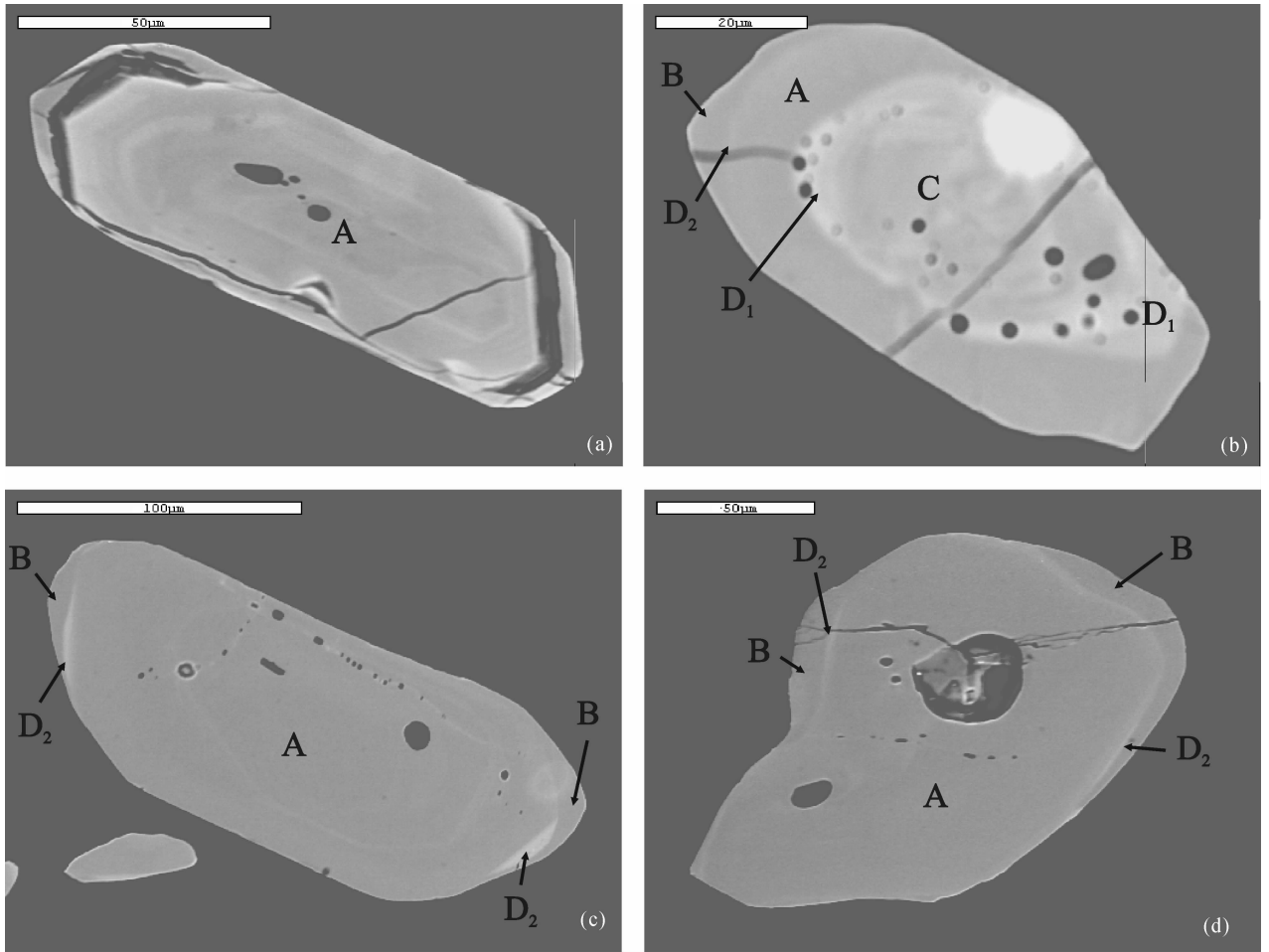


图 3 淡竹花岗闪长岩中锆石的 BSE 图像

Fig. 3 BSE images of zircons from the Danzhu granodiorite

A 为 A 类锆石; B 为 B 类锆石; C 为 C 类锆石; D 为 D 类锆石 (D<sub>1</sub> 吸附在 C 类锆石上, D<sub>2</sub> 吸附在 A 类锆石上)

A: A-type of zircon; B: B-type of zircon; C: C-type of zircon; D: D-type of zircon

(D<sub>1</sub>: adsorbed on C-type of zircon; D<sub>2</sub>: adsorbed on A-type of zircon)

过 CL 或 BSE 图像分析可以发现花岗片麻岩中的锆石有双层构造, 即内部为溶蚀后残留的岩浆锆石, 外部为变质增生锆石 (Vavra et al., 1996; 简平等, 2001; 杨崇辉等, 2004)。

除上述两类主要的锆石相之外, 在淡竹花岗闪长岩的锆石颗粒上还发现两种数量上或体积上几乎可以忽略不计的锆石相:

(1) C 类锆石: 仅在一颗 A 类锆石内部, 发现一种特殊的锆石相, 称之为 C 类锆石 (图 3 b)。根据以前的研究, 早期岩浆结晶锆石相中可以残留古老的锆石相, 它们往往具有卵圆形的轮廓, 明亮而不均匀的 BSE 亮度, 大量的矿物和气液包裹体等一般性的特征 (Wenzel et al., 1993; Pupin, 1995; 汪相等, 2006)。这些特征与本文的 C 类锆石完全

吻合, 因此, 笔者等认为 C 类锆石就是岩浆锆石中常见的残留锆石或继承锆石, 通常被认为来自经历过部分熔融作用的源岩 (Pupin, 1995)。因此, C 类锆石的出现可以再次证明, 淡竹花岗闪长岩中的 A 类锆石是岩浆结晶成因的; 同时也说明, 在该花岗岩浆产生之前本区已经存在一定厚度的地壳陆块。

(2) D 类锆石: 在 A 类锆石和 C 类锆石的表面上, 包裹着一层特殊的锆石相, 称之为 D 类锆石 (图 3 b、c、d)。它具有如下特征: ① 厚度极薄而不等, 一般在几个微米左右; ② 总是发育在两个不同时期生长的锆石相之间, 如在 C 类锆石和 A 类锆石之间的称之为 D<sub>1</sub> 类锆石 (图 3 b), 而在 A 类锆石和 B 类锆石之间的称之为 D<sub>2</sub> 类锆石 (图 3 b、c、

d); ③ 它的形态极不规则, 表现为它既不与内部锆石相(如 A 类锆石)的生长层平行, 也不与后期增生的锆石相(如 B 类锆石)的生长层平行; ④ 它的 BSE 亮度较大, 说明它有较高含量的大原子序数微量元素。根据上述特征, 笔者等认为 D 类锆石形成于两期锆石相的间歇期, 在此期间部分游离于溶体中的高场强元素(如 U、Th、Y 等)与 Zr 和 Si 一起吸附(或生长)在残存的锆石颗粒上。D 类锆石的存在说明, 位于它的内侧和外侧的两期锆石的生长时间有相当大的间隔, 如果锆石的溶蚀作用不是很容易发生的话。这种现象也普遍存在于麻粒岩包体的锆石中, 其双层构造的内、外两层的年龄相差很大, 而在内、外两层之间发育一层极薄的、不规则形态的、低 CL 亮度或高 BSE 亮度的锆石相(黄小龙等, 2003; 郑建平等, 2004)。

## 2.2 地球化学

为了进一步确定不同类型锆石相的成因, 笔者等利用电子探针仪所具有的较小的空间分辨率(1~2 μm)对淡竹花岗闪长岩中的锆石进行了组成元素(Zr 和 Si)和主要阳离子置换元素(Hf、U、Th、Y)原位分析(表 2)。分析结果表明, 在 BSE 图像上区分出的 A、B、C、D 四类锆石具有不同的微量元素含量分布范围。具体表现为:

(1) A 类锆石与 B 类锆石具有几乎相同的 HfO<sub>2</sub> 含量变化范围(图 4), 前者在 1.36%~1.77%之间, 平均含量为 1.59%; 后者在 1.46%~1.78%之间, 平均含量为 1.69%。然而, 两者的大离子半径的微量元素(UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)含量明显不同(图 4), 前者在 0.08%~0.23%之间, 平均含量为 0.15%; 后者在 0~0.09%之间, 平均含量为 0.05%(单个氧化物含量普遍在检测限以下)。在许多具有双层构造的锆石颗粒中, 外部的变质锆石与内部的岩浆锆石具有几乎相同的 Hf 含量(Rubatto, 2002)。但是, 外部的变质锆石总是比内部的岩浆锆石贫 U、Th、Y 等大离子半径的微量元素(Rubatto, 2002; 杨崇辉等, 2004)。因此, 淡竹花岗闪长岩中 A 类锆石和 B 类锆石的化学成分也分别体现了岩浆结晶和变质结晶的成因。

(2) 与 A、B 类锆石相比, C 类锆石具有较特殊的化学成分, 表现为: ① HfO<sub>2</sub> 含量较低(图 4), 平均含量为 1.24%; ② 大离子半径的微量元素(UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)含量较高(图 4), 平均含量为 0.24%。在湖南丫江桥花岗岩的早期岩浆锆石中曾发现部分继承锆石, 其形态和化学特征表现出

深部(幔源)岩浆中锆石的结晶行为(汪相等, 2003)。该锆石的 HfO<sub>2</sub> 含量(平均值为 1.22%)和(UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)含量(平均值为 0.69%)与 C 类锆石的极其相似。因此, 结合淡竹花岗闪长

表 2 淡竹花岗闪长岩中锆石的电子探针分析数据(%)

Table 2 Microprobe analyses of zircons from the Danzhu granodiorite (%)

颗粒	类型	HfO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	总量
1	C	1.24	0.18	0.00	0.15	65.51	33.24	100.31
	C	1.23	0.07	0.01	0.14	65.76	33.25	100.46
	D <sub>1</sub>	1.72	0.36	0.03	0.38	64.42	32.62	99.53
	A	1.77	0.01	0.00	0.09	65.38	33.46	100.71
	D <sub>1</sub>	1.65	0.21	0.04	0.18	64.76	33.13	99.97
	A	1.60	0.05	0.01	0.16	65.68	33.45	100.96
2	A	1.71	0.02	0.00	0.18	65.81	33.45	101.17
	B	1.78	0.00	0.00	0.02	65.90	33.37	101.06
	A	1.46	0.02	0.02	0.14	64.94	33.25	99.83
3	D <sub>1</sub>	1.55	0.28	0.04	0.10	65.15	33.31	100.44
	A	1.55	0.04	0.00	0.13	65.48	33.29	100.48
4	B	1.84	0.00	0.04	0.02	64.77	33.61	100.28
	A	1.63	0.00	0.00	0.09	65.00	33.70	100.42
5	A	1.56	0.00	0.00	0.08	66.11	33.49	101.24
	A	1.60	0.05	0.03	0.12	65.35	33.80	100.93
	B	1.68	0.05	0.01	0.01	65.48	33.71	100.94
6	A	1.77	0.03	0.00	0.14	66.88	33.44	102.27
	A	1.50	0.03	0.00	0.12	65.57	33.37	100.58
7	C	1.25	0.00	0.03	0.13	65.89	33.59	100.89
	A	1.72	0.04	0.05	0.10	66.40	33.37	101.67
	D <sub>2</sub>	2.28	0.25	0.00	0.14	64.87	33.43	100.96
	B	1.76	0.00	0.02	0.02	66.09	33.36	101.26
	A	1.46	0.03	0.00	0.13	65.67	33.28	100.56
	A	1.68	0.01	0.00	0.13	65.87	33.47	101.16
	D <sub>2</sub>	1.90	0.13	0.04	0.04	64.98	33.59	100.68
B	1.70	0.00	0.00	0.00	66.10	33.74	101.54	
9	A	1.40	0.00	0.05	0.11	66.43	33.47	101.46
	D <sub>2</sub>	2.06	0.10	0.04	0.33	64.81	33.02	100.36
11	A	1.67	0.00	0.02	0.15	65.28	33.70	100.82
	B	1.76	0.06	0.00	0.03	66.07	33.47	101.39
	D <sub>2</sub>	1.93	0.18	0.00	0.05	64.65	33.35	100.16
13	A	1.36	0.03	0.03	0.08	65.22	33.63	100.36
	A	1.46	0.06	0.02	0.13	64.76	33.67	100.10
15	A	1.64	0.03	0.02	0.11	66.25	32.88	100.93
	B	1.46	0.05	0.00	0.00	65.02	33.64	100.17
16	A	1.56	0.00	0.02	0.13	65.56	33.24	100.51
17	A	1.63	0.00	0.00	0.13	66.05	33.41	101.22
	A	1.68	0.00	0.08	0.15	65.33	33.17	100.41
18	A	1.54	0.04	0.00	0.08	66.12	33.33	101.10
	A	1.67	0.03	0.00	0.12	65.63	33.38	100.83
	A	1.66	0.03	0.00	0.05	66.00	33.41	101.15
	A	1.57	0.02	0.00	0.12	65.37	33.40	100.49
	A	1.47	0.04	0.00	0.07	65.94	33.54	101.06

注: A 为 A 类锆石, B 为 B 类锆石, C 为 C 类锆石, D 为 D 类锆石(D<sub>1</sub> 吸附在 C 类锆石上, D<sub>2</sub> 吸附在 A 类锆石上)。

岩中 A 类锆石（即岩浆锆石）的晶型分布特征（见上述），笔者等推测，淡竹花岗闪长岩也属于壳幔混源的花岗岩类。

(3) 在化学成分上，D 类锆石具有一个显著的特点：与被包裹的锆石相（即 C 类锆石或 A 类锆石）相比，D 类锆石的微量元素含量既高又离散（图 4）。具体来说，D<sub>1</sub> 类锆石的 HfO<sub>2</sub> 含量和 (UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 含量比 C 类锆石分别高出 1.32 和 2.30 倍；而 D<sub>2</sub> 类锆石的 HfO<sub>2</sub> 含量和 (UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 含量比 A 类锆石分别高出 1.29 和 2.12 倍。根据 D<sub>1</sub> 和 D<sub>2</sub> 类锆石的 HfO<sub>2</sub> 含量和 (UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 含量增加程度的相似性以及 C 类锆石和 A 类锆石的溶蚀轮廓，笔者等推测，当体系中出现一定数量的熔体或流体时，原岩中的原生锆石可以被熔蚀或溶蚀，Zr 和 Si 及其微量元素 (Hf、U、Th、Y) 可以富集在熔体或流体中；而当体系中熔体或流体成分变化时或当温度下降时，这些锆石的组成成分又可以“吸附”到残留的锆石上，形成一层薄的生长层。这已被认为是增生锆石的一般性机制 (Wayne et al., 1992; Pidgeon et al., 2000; Rubatto et al., 2001)。显然，在这种情况下，D 类锆石的成分将会受到被它包裹的锆石的成分的影响，而显示出相同的规律性；至于 D 类锆石较高的微量元素含量（与内部锆

石相比），可以归结为 D 类锆石的结晶环境是偏离平衡状态的，此时，微量元素不受它们较小的分配系数（相对 Zr 的分配系数）的制约，而大量且不均匀地进入锆石晶格。

### 2.3 年代学

淡竹花岗闪长岩具有片麻状构造，其片理方向与八都群围岩的一致，说明该花岗岩已经经历了后期的变质变形作用。在此情况下，锆石群的组成往往变得更加复杂，如在花岗片麻岩中可以出现残留锆石、岩浆锆石、变质锆石等，这些不同成因类型的锆石相甚至可以出现在同一个颗粒上（见前述）。显然，利用常规的 TIMS 方法去测定这类花岗岩中的 U-Pb 锆石年龄显得不再合适，尽管该方法的样品用量可以降到单颗粒的程度 (Krogh, 1982)。因此，笔者等选择激光探针等离子质谱仪 (LA-ICPMS) 进行原位的锆石 U-Pb 同位素分析，分别测定淡竹花岗闪长岩中 A 类锆石和 B 类锆石的结晶年龄（表 3）。

首先，A 类锆石给出 14 个  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$  表面年龄，它们在 1162~1798 Ma 之间变化。将这些数据点投影在谐和图上，它们不仅可以拟合成一条线性关系很好的不一致线，而且非常靠近上交点（图 5 a）。鉴于此，计算得到的上交点年龄为 1875

$\pm 33$  Ma (MSWD = 0.93)，完全具有年代学意义，它代表淡竹花岗闪长岩的结晶时间。由于该花岗闪长岩受到后期的变质作用影响，因此，A 类锆石发生一定程度的铅丢失，导致它的年龄略为偏离上交点，也导致了 14 组表面年龄都呈现为正向不一致性（即  $t_{206} < t_{207} < t_{207/206}$ ）。

早在上个世纪 90 年代，胡雄健等 (1993) 和甘晓春等 (1993) 已经测定淡竹花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄，它们分别为  $1878 \pm 27$  Ma 和  $1837 \pm 67$  Ma（两者都是上交点年龄），与本文得到的年龄基本相同。但是，上述两个年龄的精度稍差，原因是：① 数据点较少，如甘晓春等 (1993) 做了 6 个分析点，而胡雄健等 (1993) 仅做了 4 个分析

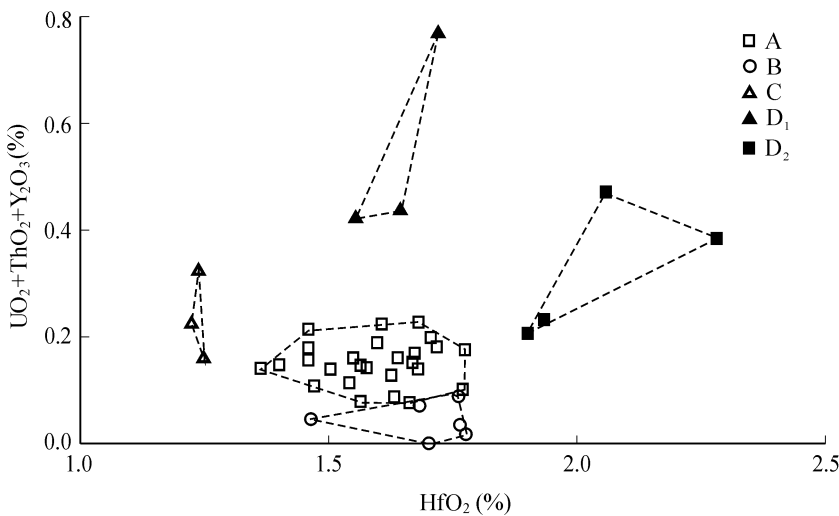


图 4 淡竹花岗闪长岩中锆石的 HfO<sub>2</sub> 含量 vs. (UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 含量图解

Fig. 4 Plot of HfO<sub>2</sub> (%) vs. UO<sub>2</sub>+ThO<sub>2</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) for the zircon from the Danzhu granodiorite

□—A 类锆石；○—B 类锆石；△—C 类锆石；D 类锆石：  
▲—D<sub>1</sub> 吸附在 C 类锆石上，■—D<sub>2</sub> 吸附在 A 类锆石上

□—A-type of zircon；○—B-type of zircon；△—C-type of zircon；D-type of zircon：  
▲—D<sub>1</sub>, adsorbed on C-type of zircon；■—D<sub>2</sub>, adsorbed on A-type of zircon

表 3 淡竹花岗闪长岩中 A、B 两类锆石的 LA-ICPMS U-Pb 定年结果

Table 3 LA-ICPMS dating results of two types of zircon (A and B) from the Danzhu granodiorite

分析点号	锆石类型	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})} \pm 1\sigma$	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{U})} \pm 1\sigma$	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{U})} \pm 1\sigma$	表面年龄 (Ma)		
					$t \left[ \frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})} \right] \pm 1\sigma$	$t \left[ \frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{U})} \right] \pm 1\sigma$	$t \left[ \frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{U})} \right] \pm 1\sigma$
DZ-01	A	0.11584±0.00214	4.48702±0.08713	0.28104±0.00401	1893±33	1729±16	1597±20
DZ-02	A	0.11583±0.00219	4.62549±0.09128	0.28970±0.00415	1893±34	1754±16	1640±21
DZ-03	A	0.11227±0.00193	4.32012±0.07958	0.27915±0.00383	1836±31	1697±15	1587±19
DZ-04	A	0.11600±0.00229	3.92746±0.08031	0.24561±0.00351	1895±35	1619±17	1416±18
DZ-05	A	0.11407±0.00232	4.09755±0.08612	0.26055±0.00368	1865±36	1654±17	1493±19
DZ-06	A	0.11290±0.00244	4.20470±0.09296	0.27011±0.00387	1847±39	1675±18	1541±20
DZ-07	A	0.11387±0.00255	4.73708±0.10803	0.30171±0.00434	1862±40	1774±19	1700±22
DZ-08	A	0.11474±0.00275	3.97397±0.09599	0.25118±0.00369	1876±43	1629±20	1445±19
DZ-09	A	0.11060±0.00282	3.01339±0.07670	0.19758±0.00295	1809±46	1411±19	1162±16
DZ-10	A	0.11316±0.00300	3.86636±0.10188	0.24775±0.00373	1851±47	1607±21	1427±19
DZ-11	A	0.11425±0.00203	4.43489±0.08274	0.28145±0.00382	1868±32	1719±15	1599±19
DZ-12	A	0.11142±0.00222	3.80399±0.07771	0.24754±0.00350	1823±36	1594±16	1426±18
DZ-13	A	0.11279±0.00217	5.00409±0.09962	0.32169±0.00451	1845±34	1820±17	1798±22
DZ-14	B	0.18344±0.00431	1.02748±0.02350	0.04061±0.00064	2684±38	718±12	257±4
DZ-15	B	0.12697±0.00308	0.65655±0.01567	0.03749±0.00057	2057±42	513±10	237±4
DZ-16	B	0.12139±0.00321	0.60690±0.01562	0.03625±0.00058	1977±46	482±10	230±4

点；② 数据点远离上交点，如甘晓春等（1993）得到的  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$  表面年龄在 1206~1636 Ma 之间变化，而胡雄健等（1993）得到的  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$  表面年龄在 340~1513 Ma 之间变化。导致后一个现象的原因可能是，他们都采用常规 TIMS 方法来测定锆石 U-Pb 年龄，而这种方法需选用 1~3 颗锆石作为一次测试（点）的样品用量。根据本文的锆石形态学研究，淡竹花岗闪长岩中的锆石普遍具有双层构造（即 A 类锆石+B 类锆石），用常规 TIMS 方法得到的可能是一个以 A 类锆石为主，兼有 B 类锆石的混合年龄。因此，本文利用 LA-ICPMS 方法获得的原位 U-Pb 年龄（共 14 个点）应该更具有代表性。

其次，由于 B 类锆石的数量较少、颗粒较小，我们仅得到 3 组表面年龄，它们都表现为强烈的不一致性。将 3 组数据点投影在谐和图上，它们也拟合成一条线性关系较好的不一致线，且比较靠近下交点（图 5 b）。计算得到下交点年龄为  $209 \pm 12$  Ma (MSWD = 1.2)，它代表淡竹花岗闪长岩遭受变质作用的时间。根据 3 组表面年龄的强烈不一致性，以及 3 个  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$  表面年龄在 230~257 Ma 之间变化，笔者等认为，测定的 B 类锆石内部仍然包裹或残留部分 A 类锆石。因此，尽管在淡竹花岗闪长岩中首次得到  $209 \pm 12$  Ma 的变质年龄，但是该年龄的精度有待在今后的工作中进一步

提高（如增加分析点）。

同样的情况也出现在大别山地区的片麻岩中，变质锆石的年龄都落在不一致线的下交点附近，且  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$  表面年龄较老，显示了变质锆石中可能含有少量老锆石的残留组分（李曙光等，1997）。

### 3 讨论

通过锆石的形态、成分和年龄等方面的观察和分析，淡竹花岗闪长岩中的锆石群可以分为 A 类锆石和 B 类锆石两类主要的锆石相，它们分别形成于岩浆结晶作用阶段和后期变质作用阶段。将上述结果与浙西南的构造运动结合起来，可以引起一些较有地质意义的讨论。

#### 3.1 浙闽运动

利用 LA-ICPMS 测定淡竹花岗闪长岩中 A 类锆石的 U-Pb 年龄为  $1875 \pm 33$  Ma，它代表该岩体的侵入定位的时间。A 类锆石的岩浆属性及其结晶年龄的确定具有两个方面的地质意义：

(1) 浙闽运动的存在。胡雄健等（1993）建议把发生在浙闽地区的、时代为  $1.9 \pm 0.1$  Ga 的造陆作用称之为“浙闽运动”。本文得到的淡竹花岗闪长岩的形成年龄说明在此构造期确实有花岗岩浆活动，因此，支持这一论述。事实上，在浙西南具有相同侵位年龄的花岗岩类是屡见不鲜的，如景宁地



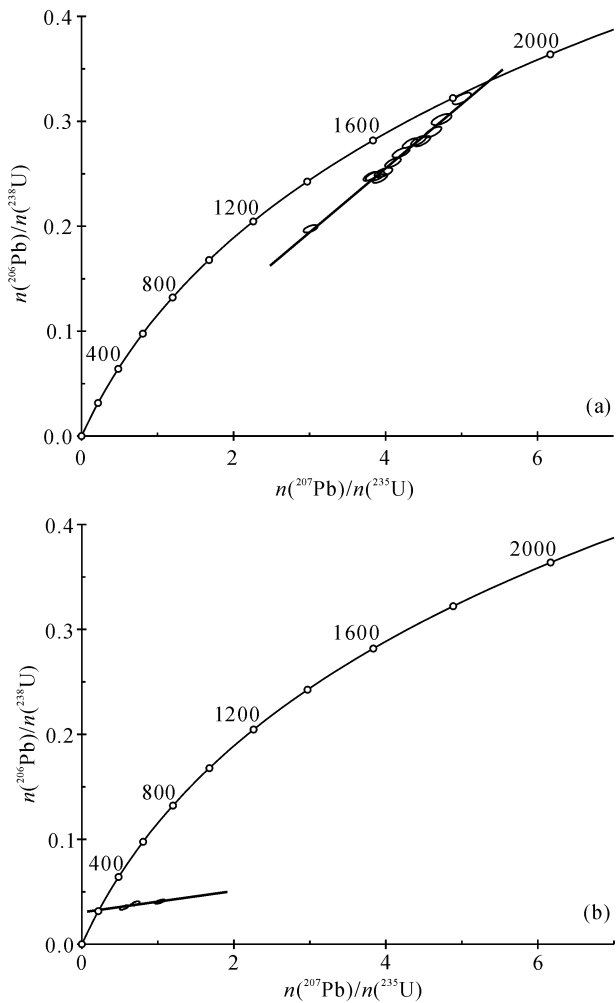


图5 淡竹花岗闪长岩中A类锆石(a)和B类锆石(b)的LA-ICPMS U-Pb年龄谱和图

Fig. 5 Pb-U Concordia diagram for analyses of A-type of zircon (a) and B-type of zircon (b) from the Danzhu granodiorite

区的花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1872 \pm 18$  Ma (童朝旭等, 1993), 三枝树片麻状花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1863 \pm 44$  Ma (甘晓春等, 1995); 龙泉地区的渤海花岗闪长岩和坑下花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄分别为  $1871 \pm 30$  Ma 和  $1872 \pm 18$  Ma (童朝旭等, 1993), 泉坑片麻状花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1889 \pm 95$  Ma (胡雄健等, 1991), 遂昌大拓田后花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1832 \pm 80$  Ma (甘晓春等, 1995)。

从全球构造运动来看, 1800~1900 Ma 前后曾发生过一次十分强大的构造热事件, 如北美的哈德逊运动、欧洲的卡累利运动、中非地盾的埃布尔尼运动。对应于中国大陆地区, 同一时期的构造运动为华北的吕梁运动(或五台运动、中条运动、中岳运

动)、西南的龙川运动、西北的辛格尔运动。这些运动造成了地球上相当于现代陆地面积约三分之二的大陆(胡受奚和林潜龙, 1988)。相对于浙闽地区, 同一时期的构造运动为浙闽运动, 它的一个标志性的产物就是属于同构造性质的淡竹花岗闪长岩的形成。此外, 作为本区最古老的岩浆活动, 淡竹花岗闪长岩的出现意味着浙西南地区地壳生长的初始阶段。

(2) 华夏古陆(地块)的存在。自“华夏古陆”的概念被提出以后(Grabau, 1924), 有关中国东南大陆边缘变质基底的时代和性质的论争一直没有停止(胡雄健等, 1993)。至上世纪90年代, 在板块构造理论的影响下, “华夏古陆”的概念已逐渐被“华夏地块(陆块)”(舒良树, 2006)或“浙闽地体”(马瑞士, 2006)的术语所取代, 后两者指的是政和一大埔断裂以西的前南华纪大陆地壳块体。在浙西南地区, 八都群为最古老的表壳岩系, 而以淡竹花岗闪长岩为代表的大量古元古代花岗岩侵位于八都群内(胡雄建等, 1991), 说明  $1.9 \pm 0.1$  Ga 为八都群的最小可能年龄。换言之, 浙西南地区的陆壳在古元古代之前已有相当的规模, 而  $1.9 \pm 0.1$  Ga 的浙闽运动使得本区地壳发生大规模的重熔和增生, 从而奠定了“华夏古陆(地块)”的结晶基底。

### 3.2 印支运动

利用 LA-ICPMS 测定淡竹花岗闪长岩中 B 类锆石的 U-Pb 年龄为  $209 \pm 12$  Ma。作为首次发现, 淡竹花岗闪长岩中 B 类锆石的变质属性及其结晶年龄的确定具有非常特殊的地质意义。

印支运动源自发生在越南三叠纪地层中的构造不整合事件(Fromaget, 1932)。印支运动对华南地块的影响是极其明显的, 表现为华南地块的南边与印支地块、而华南地块的北边与华北地块发生陆-陆碰撞作用, 在华南地块内部却产生了大量的花岗岩浆活动(归为三条东西向的花岗岩带, 据周新民, 2003)。据文献资料, 印支期花岗岩同位素年龄值主要集中在 230~205 Ma 之间(周新民, 2003)。淡竹花岗闪长岩中 B 类锆石的 U-Pb 年龄(为  $209 \pm 12$  Ma) 完全落在上述时段内, 因此, B 类锆石的变质结晶作用可以看作是印支运动在浙西南地区的影响及其产物。事实上, 该年龄也与淡竹花岗闪长岩的出溶反条纹石中钾长石相的出溶年龄( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 210 Ma, 周新民, 2003)基本一致。此外, 徐步台(1989)从景宁地区的鹤溪群变质岩中测得  $231 \pm 7$  Ma 的 Rb-Sr 等时线变质年

龄；而胡世玲等(1991)在遂昌地区斜长角闪岩中的角闪石和龙泉地区下际糜棱岩中的白云母样品上分别测得 239 Ma 和 215 Ma 两个代表变质作用的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄。

如果在晚三叠世时期，华南地壳进入伸展应力体制，并因为减压熔融而形成大多数印支期花岗岩（主要分布在湖南，其次在广西，广东，江西）（周新民，2003），为什么在浙西南基本上没有发现印支期花岗岩？相反，仅出现一些变质作用现象（如上述）。笔者等认为，这可能与华南地块南北两侧的碰撞作用的时间差异性有关。华南板块的碰撞作用始于 250 Ma 左右，它首先与南西侧的印支陆块碰撞，造成印支造山带（Carter et al., 2001）；而终于 230 Ma 左右，它与北侧的华北陆块碰撞，造成大别造山带（舒良树，2007）。这种差异性导致华南板块内部的应力体制的不均衡性，即在晚三叠世时期，它的南部至中部地区可能正处于强伸展状态，而它的北部地区却处于弱伸展状态，故并未造成浙西南地区的花岗质岩浆活动。

值得指出的是，在闽北—闽东南地区也未出现印支期花岗岩（周新民，2003），那里也仅出现绿片岩相的区域变质作用（福建地质矿产局，1985）。这使得我们产生一种新的推测，即在晚三叠世时期的浙闽地区，北东向的库拉板块构造域的作用可能消解了东西向的特提斯板块构造域的作用。事实上，从晚三叠世开始，该地区出现了安山岩带，说明库拉板块的俯冲作用已经影响到华南板块的东南部（胡受奚和叶瑛，2006）；而在晚三叠世之后，华南地区大部分东西向构造带开始向北东向构造带发生转换（舒良树，2007）。

然而，华夏地块自古元古代形成之后，经历了两次较强烈的后期构造热事件，一次在 800 Ma 左右，另一次在 450 Ma 作用，分别代表晋宁运动和加里东运动（甘晓春等，1993；陈云钊，2005）。这两次运动都伴随一定规模的岩浆活动（周新民和朱云鹤，1993；马瑞士，2006），尤其是加里东期的混合花岗岩直接出露在浙西南地区（浙江省地质矿产局，1989）。无论从空间距离上还是在岩浆活动上考虑，这两次构造运动对于浙西南结晶基底的影响应该大于印支运动的影响，然而，在淡竹花岗闪长岩中未发现同期锆石的变质增生作用。相反，在淡竹花岗闪长岩中只出现印支期的增生锆石（即 B 类锆石）。这是一个值得注意的问题，即后期构造运动的叠加并不一定造成锆石的变质增生，其内在的

原因可能与适量流体参与下的锆石的溶解—结晶机制有关，有待今后进一步深入研究。

## 4 结论

(1) 通过显微镜下观察、BSE 成像和化学成分分析，以及年龄测定，笔者等发现淡竹花岗闪长岩中存在两大类不同成因的锆石相：岩浆锆石和变质锆石。前者基本上为无色透明，自形—半自形—他形（受到后期的溶蚀作用而不同程度地圆化），其自形颗粒的晶型指数落在钙碱性系列壳幔混源岩浆花岗岩的范围内，其 Hf、U、Th、Y 等元素含量呈现早期花岗质岩浆结晶锆石的一般特征；后者大多数以增生边的形式围绕岩浆锆石生长，极少量呈他形的粒状晶体，呈黄褐色—半透明，其 U、Th、Y 等阳离子置换元素含量较低，与它较低的 BSE 亮度一致。

(2) 锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年分析结果表明，淡竹花岗闪长岩的岩浆锆石结晶于  $1875 \pm 33$  Ma 前。该年龄显示了浙西南地区同样存在着一次全球性的构造运动——浙闽运动，它使得本区地壳发生大规模的重熔和增生，从而奠定了“华夏古陆（地块）”的结晶基底。

(3) 本文首次确定了淡竹花岗闪长岩中变质锆石的存在，并测定它的年龄为  $209 \pm 12$  Ma。该年龄使我们确定，在浙西南地区印支运动虽未造成相应的岩浆活动，但使得结晶基底发生了较大程度的变质变形作用。相对华南其他地区而言，浙西南地区的这种特殊表现可能与晚三叠世时期伸展应力体制的不均衡性有关，也可能与晚三叠世时期北东向的库拉板块构造域对东西向的特提斯板块构造域的消解作用有关。如何确定这一有关印支运动的新问题，还有待今后进一步深入研究。

**致谢：**本文的野外采样是在南京大学周新民教授的指导下完成的，室内电子探针分析得到澳大利亚 Macquarie 大学 O'Reilly 教授和 Griffin 教授的支持，锆石 U-Pb 定年测试得到南京大学武兵老师的大力协助，谨致谢忱。

## 参 考 文 献 / References

- 陈道公, Deloule E, 夏群科, 吴元保, 程昊. 2002. 大别山双河超高压榴辉岩中变质锆石: 离子探针和微区结构研究. 岩石学报, 18: 369~377.
- 陈云钊. 2005. 闽北变质岩研究. 福建地质, (1): 40~50.
- 福建省地质矿产局. 1985. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~671.

- 甘晓春, 李惠民, 孙大中, 庄建民. 1993. 闽北前寒武纪基底的地质年代学研究. 福建地质, 12: 17~32.
- 甘晓春, 李惠民, 孙大中, 金文山, 赵凤清. 1995. 浙西南早元古代花岗岩岩石的年代. 岩石矿物学杂志, 14: 1~8.
- 胡世玲, 程海, 钟志华. 1991. 浙南地区变质变形矿物<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年代测定及其构造意义. 见: 中国矿物岩石地球化学学会, 全国第四届矿物岩石地球化学学术论文摘要汇编. 北京: 地质出版社, 304~305.
- 胡受奚, 林潜龙. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿(以东秦岭—桐柏为例). 南京: 南京大学出版社.
- 胡受奚, 叶瑛. 2006. 对“华夏古陆”, “华夏地块”及“扬子—华夏古陆一体”等观点的质疑. 高校地质学报, 12: 432~439.
- 胡雄健, 许金坤, 童朝旭, 陈程华. 1991. 浙西南前寒武纪地质. 前寒武纪地质, 第5号, 北京: 地质出版社, 1~277.
- 胡雄健, 许金坤, 童朝旭, 陈程华. 1993. 浙西南19亿年花岗闪长岩的地质特征及发现意义. 地质论评, 39: 557~563.
- 黄小龙, 徐义刚, 刘敦一, 简平. 2003. 安徽女山早元古代下地壳: 新生代碱性玄武岩中麻粒岩包体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄证据. 科学通报, 48: 1082~1086.
- 简平, 程裕淇, 刘敦一. 2001. 变质锆石成因的岩相学研究——高级变质岩 U-Pb 年龄解释的基本依据. 地学前缘, 8: 183~191.
- 李曙光, 李惠民, 陈移之, 肖益林, 刘德良. 1997. 大别山—苏鲁地体超高压变质年代学. II. 锆石 U-Pb 同位素体系. 中国科学(D辑), 27: 200~206.
- 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐. 2000. 大别山北部榴辉岩和英云闪长质片麻岩锆石 U-Pb 年龄及多期变质增生. 高校地质学报, 6: 417~423.
- 马瑞士. 2006. 华南构造演化新思考. 高校地质学报, 12: 448~456.
- 舒良树. 2006. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报, 12: 418~431.
- 舒良树. 2007. 南岭地区地质背景. In: 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 周新民主编, 北京: 科学出版社, 3~22.
- 童朝旭, 胡雄健, 金乾泰, 李春忠. 1993. 浙西南景宁地区早元古代花岗岩片麻岩的发现及意义. 见: 李继亮主编, 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 173~175.
- 汪相, 王德滋, 周新民. 1992. 淡竹片麻状花岗岩中重结晶锆石的形态及其意义. 科学通报, (20): 1585~1588.
- 汪相. 1998. 锆石形态的定量描述及其动力学分析. 中国科学(D辑), 28: 232~238.
- 汪相, 吴梦霜. 1999. 锆石形态的定量研究: 福州花岗质复式岩体的成岩机制. 岩石学报, 15: 247~254.
- 汪相, Griffin, W. L., 王志成, 周新民, 汪传胜. 2003. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. 科学通报, 48: 379~382.
- 汪相, 姚晓娟, 汪传胜. 2006. 猪蹄石花岗岩的特征矿物学: 补体花岗岩的成因研究. 中国科学(D辑), 36: 342~350.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49: 1589~1604.
- 徐步台. 1989. 浙东南景宁鹤溪群变质岩的同位素和地质年代学研究. 矿物岩石地球化学通讯, (2): 128~129.
- 杨崇辉, 杜利林, 万渝生, 刘增校. 2004. 河北平山英云闪长质片麻岩锆石 SHRIMP 年代学. 高校地质学报, 10: 514~522.
- 浙江省地质矿产局. 1989. 浙江省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~688.
- 郑建平, 余淳梅, 路风香, 李惠民. 2004. 辽宁金伯利岩变基性岩石捕虏体地球化学及锆石年代学: 示踪华北下地壳早期演化. 中国科学(D辑), 34: 412~422.
- 周新民, 朱云鹤. 1993. 中国东南部晚元古代碰撞造山带与地缝合带的岩石学证据. 见: 李继亮. 主编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 87~97.
- 周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. 高校地质学报, 9: 556~565.
- Belousova E A, Griffin W L, Shee S R, Jackson S E, O'Reilly S Y. 2001. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, Australia, as determined by laser ablation-ICPMS analysis. Aust. J. Earth Sci., 48: 757~766.
- Black L P, Gulson B L. 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 3: 227~232.
- Carter A, Roques D, Bristow C. 2001. Understanding Mesozoic accretion in southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. Geology, 29: 211~214.
- Ellison A J G, Navrotsky A. 1992. Enthalpy of formation of zircon. J. Am. Ceramic Soc., 75: 1430~1433.
- Fromaget J. 1932. Sur la structure des Indosinides; Comptes rendus de l'Academie des sciences, 195: 1~538.
- Grabau A W. 1924. Stratigraphy of China. Part I. Paleozoic and older. The Geological Survey of Agriculture and Commerce, Peking, 528: 1~6.
- Hanchar J M, Miller C F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. Chem. Geol., 110: 1~13.
- Krogh T E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high-gradient magnetic separation technique. Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 631~635.
- Ludwig K R. 2000. Users Manual for Isoplot/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft excel. Berkeley Geochronology Center, special publication. Berkeley, CA, USA, 1~53.
- Pidgeon R T, Bowes D R. 1972. Zircon U-Pb ages of granulites from the Central Region of the Lewisian, northwestern Scotland. Geol. Mag., 109: 247~258.
- Pidgeon R T, Macambira M J B, Lafon J M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajas Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chem. Geol., 166: 159~171.
- Poldervaart A. 1956. Zircon in rocks. 2. igneous rocks. Am. J. Sci., 254: 521~554.
- Pupin J P. 1980. Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73: 207~220.
- Pupin J P. 1995. Discordant core in zircons and granite genesis. In: The Origin of Granites and Related Rocks, Hutton symposium, Maryland (abstracts). 118~119.
- Rubatto D, Williams I S, Buick I S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 140: 458~468.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and

- metamorphism. *Chem. Geol.*, 184: 123~138.
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 90~99.
- Vavra G, Gebauer D, Schmid R, Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 337~358.
- Wang X, Griffin W L, O'Reilly S Y, Li W X. 2007. Three stages of zircon growth in magmatic rocks from the Pingtan complex, eastern China. *Acta Geologica Sinica*, 81: 801~840.
- Wayne D M, Sinha A K, Hewitt D A. 1992. Differential response of the zircon U-Pb isotopic systematics to metamorphism across a lithologic boundary: an example from the Hope Valley Shear Zone, southeastern Massachusetts, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 408~420.
- Wenzel T, Hengst M, Pilot J. 1993. The plutonic rocks of the Elbe valley-zone (Germany): evidence for the magmatic development from single-zircon evaporation and K-Ar determinations. *Chem. Geol.*, 104: 75~92.
- Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Von Quart A, Roddick J C, Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1~24.
- Xie Z, Chen J F, Zhou T. 1998. U-Pb zircon ages of the rocks in Northern Dabie terrain, China. *Scientia Geologica Sinica*, 7: 501~512.
- Xue F, Rowley D B, Tucker R D. 1997. U-Pb ages of granitoid rocks in the North Dabie complex, eastern Dabieshan, China. *J. Geol.*, 105: 744~753.

## **Study on Petrogenesis of Zircons from the Danzhu Granodiorite and Its Geological Implications**

WANG Xiang, CHEN Jie, LUO Dan

*State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences,  
Nanjing University, Nanjing, 210093*

**Abstract:** This paper presents a systematic study on morphology, geochemistry and geochronology of a zircon population from the Danzhu granodiorite located in the southwest region of the Zhejiang province. The analysis results show that there are two types of zircons from the Danzhu granodiorite: magmatic zircon and metamorphic zircon. The former is characterized by euhedral—subhedral and long-prismatic form, incolorness, transparency, presence of magmatic and mineral inclusions, homogeneous internal structure (occasionally with oscillatory zoning) on the section of grains revealed by backscattered electron (BSE) imaging, and analogue pattern of typological indices of zircon for those from the calco-alkaline granodiorite; the latter is characterized mainly by its occurrence as overgrowth on magmatic zircon, but it also occurs very occasionally as anhedral grains, which is yellow-brown, semi-transparent, and homogeneous on the BSE imaging. These two types of zircon differ also in trace element composition, i. e., the magmatic zircon is significantly richer in the substituent elements like as U, Th and Y than the metamorphic zircon. The zircon U-Pb dating using LA-ICPMS shows that the magmatic zircon and metamorphic zircon were formed in two different periods; at  $1875 \pm 33$  Ma and at  $209 \pm 12$  Ma respectively, demonstrating the objective response for the Zhe-Min (Zhejiang—Fujian) movement and the Indosinian movement in the southwest region of the Zhejiang province.

**key words:** magmatic zircon; metamorphic zircon; Danzhu granodiorite; Zhe-Min (Zhejiang—Fujian) movement; Indosinian movement

